مطالعه وضعیت مینرالوژی خاک با استفاده از حدود آتربرگ در بخشی از اراضی تغییرکاربری شده غرب اصفهان

علی غلامی[1]
استادیار خاک‌شناسی و عضو هیأت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان

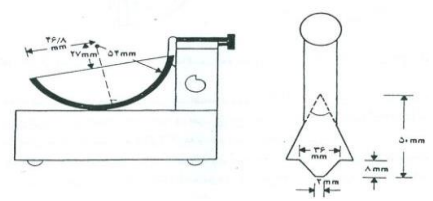
مقدمه

امروزه اهمیت کانی‌شناسی و پیدایش خاکها در علوم خاک‌شناسی و مهندسی بر هیچ کس پوشیده نیست. اطلاعاتی که از مینرالوژی خاکها بدست می‌آید بخوبی می‌تواند رابطه آنرا با خصوصیات مختلف مشخص نماید. خواص فیزیکی خاک از قبیل توزیع اندازه ذرات، نیروهای بین ذره ای، ساختمان، مقاومت در مقابل تورم، مقاومت برشی در خاک، نگهداری رطوبت، هدایت آب در خاک و ظرفیت و هدایت حرارتی را می توان از جمله خواصی نام برد که متأثر از نوع و مقدار رس در خاک می باشد (صالحی و همکاران،۱۳۸۲). به نظر چرچمن و همکاران (۱۹۹۱) دانش کانی‌شناسی رس، برای درک بهتر پیدایش، خصوصیات ساختمان خاک، پروسه های هوادیدگی و نیز در طبقه بندی خاک بسیار مفید است. ترکیبات کانی شناسی کنترل کننده بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی ومورفولوژیکی خاک‌ها هستند. بنابراین مطالعه آنها ضمن اینکه نحوه استفاده از خاک را از دیدگاه حاصلخیزی وکیفیت آن بیان می کند، می‌تواند روند تکامل خاک و کانی‌های رسی را برای دانشمندان علوم خاک روشن سازد (غلامی، ۱۳۸۹). در این راستا تحقیق حاضر به بررسی وضعیت مینرالوژی خاک با استفاده از حدود آتربرگ در اراضی تغییرکاربری شده در غرب اصفهان و در مرز استان لرستان، در چهار نوع کاربری اراضی مرتعی، اراضی تحت کشت دیم، اراضی تحت کشت آبی و دیمزارهای رها شده می پردازد.

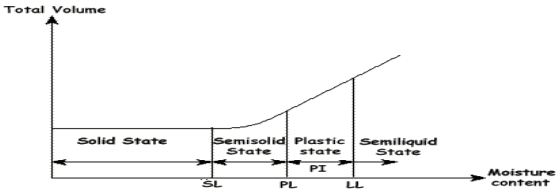
مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه با مساحت ۱۹۷۰ هکتار واقع در غرب استان اصفهان، از توابع شهرستان فریدن و در مرز استان لرستان می‌باشد که در محدودهٔ ″۱۳ ′۲ °۵۰ تا ″۵۶ ′۰۵ °۵۰ طول شرقی و ″۳۴ ′۰۳ °۳۳ تا ″۲۵ ′۰۷ °۳۳ عرض شمالی واقع شده است. نمونه برداری در منطقه به روش ترانسکت و از عمق ۰ تا ۳۰ سانتیمتری از چهار نوع کاربری اراضی مرتع، کشت آبی، کشت دیم و دیمزار رها شده در منطقه مورد مطالعه صورت پذیرفت. به منظور بررسی وضعیت مینرالوژی در مناطق تغییر کاربری اراضی شده از طریق خواص فیزیکی خاک آزمایش تعیین حدود آتربرگ (حد روانی، حد خمیری و شاخص خمیرایی) توسط دستگاه کاساگرانده و تهیه فتیله از خاک انجام گردید و با استفاده از از رابطه زیر شاخص خمیرایی بدست آمد:

PI (Plasticity Index) = LL (Liquid Limit) – PL (Plasticity Limit)



شکل۱- دستگاه حد روانی(دستگاه کاساگرانده)به همراه لوازم جانبی



شکل۲- حدود آتربرگ

تحلیل آماری نتایج توسط برنامه نرم افزار آماری SPSS انجام گرفته و میانگین تکرارهای هر ویژگی در کاربری های مختلف توسط آزمون چند دامنه ای دانکن در سطح احتمال ۵ درصد با یکدیگر مقایسه گردید.

نتایج و بحث

ضرائب خمیرایی خاک بر روی نمونه های دست خورده انجام می گیرد و چون ساختمان و دانه بندی خاک که از نظر انتقال آب و هوا و نفوذ ریشه ها حائز اهمیت است بهم می خورد لذا اهمیت و کاربرد چندانی در کشاورزی ندارد. برعکس در مهندسی با تعیین این ضرائب و توزیع اندازه ذرات خاک، انواع خاکها را رده بندی می کنند. بنابراین ضرائب خمیرایی در حد تعالی مبین برخی از ویژگی های فیزیکی خاک دست خورده و در وهله دوم، خاک طبیعی در مزرعه است. نتایج تجزیه واریانس اثر کاربری های مختلف اراضی بر حدود آتربرگ در جدول شماره ۱ و مقایسه میانگین حدود آتربرگ در کاربری های مختلف اراضی در جدول شماره ۲ آورده شده است.

جدول۱- نتایج تجزیه واریانس اثر کاربری های مختلف اراضی بر حدود آتربرگ

منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات		
		Liquid Limit	Plasticity Limit	Plasticity Index
کاربری	۳	۱۴۴/۶۱۱*	۱۹/۰۰۷*	۵۹/۸۵۶*

*بیانگراثر معنی دار در سطح احتمال ۵ درصد آزمون دانکن می باشد.

جدول۲- مقایسه میانگین حدود آتربرگ در کاربری های مختلف اراضی در منطقه

کاربری	میانگین حدود		
	Liquid Limit	Plastic Limit	Plasticity Index
مرتع	۲۸/۴۹ c *	۱۵/۹۴ c	۱۲/۵۴ c
کشت آبی	۳۲/۱۶ b	۱۷/۵۹ b	۱۴/۵۷ b
کشت دیم	۲۷/۱۸ d	۱۵/۴۷ d	۱۱/۷۰ d
دیمزارهای رها شده	۳۵/۶۱ a	۱۸/۴۱ a	۱۷/۱۹ a

* : اعداد هر ستون که دارای حرف مشترک هستند، فاقد اختلاف معنی دار آماری در سطح احتمال ۵٪ آزمون دانکن می باشند

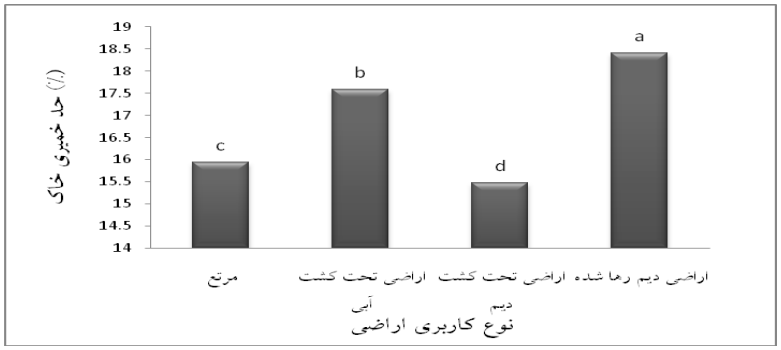
رطوبت حد روانی که در برخی منابع تحت عنوان حد سیلان و حد آبگونگی عنوان می شود، بستگی به نوع کانی های خاک، شدت بار الکتریکی ذرات، فراوانی آب و سطح ویژه ذرات دارد. بطور کلی در کانی هایی که بار الکتریکی قابل توجه است این کانی ها بصورت پولک بوده و هر چه ضخامت پولک ها نیز کوچکتر باشد، آب بیشتری جذب آن شده و رطوبت حد روانی نیز افزایش می یابد. در خاکهایی که رطوبت حد روانی بیش از ۵۰ درصد است، احتمالاً رس مونتموریلونایت وجود دارد و در مقادیر کمتر از ۵۰، انواع رس های کائولینایتی یافت می شوند. ولد (۲۰۰۷) در بررسی های خود اعلام می دارد، بخش اعظم رس در خاک به حالت کلوئید است، یعنی ویژگی های فیزیکی و شیمیایی آن به دلیل سطح ویژه قابل توجه آن هاست.



شکل۳- مقایسه مقدارحد روانی خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

(حروف یکسان نشان دهنده عدم وجود تفاوت آماری در سطح ۵ درصد آزمون دانکن است)

نتایج این تحقیق نشان داد میزان حد روانی اندازه گیری شده در همه کاربری ها از ۵۰ درصد کمتر بوده که مطابق نظر بای بوردی (۱۳۷۲)، احتمال وجود رس مونتموریلونایت در منطقه مورد مطالعه، رد می گردد.



شکل٤- مقایسه مقدار حد خمیری خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

تغییرات رطوبت حد خمیری به مراتب کمتر از حد روانی بوده و با افزایش سطح ذرات رس در خاک افزایش می یابد ولی این افزایش متناسب نیست. نتایج تحقیق حاضر نیز مؤید این نکته است. مثلاً سطح ذرات رس مونتموریلونایت چهل برابر بیش از ذرات کائولینایت است ولی رطوبت حد خمیری آن بیش از ۲ تا ۳ برابر نیست. حد خمیری در حقیقت رطوبتی از خاک را که در آن خاک از حالت شکننده به حالت خمیری در می آید نشان داده و در حقیقت مبین کمترین مقدار رطوبت خاک است که در آن خاک بصورت گلخراب در آمده، ساختمان اولیه خاک بهم خورده و از نظر کشاورزی موقعیت نامناسبی ایجاد می شود. اگر شاخص خمیرایی خاکی بزرگ باشد، حاکی از این است که خاک رطوبت قابل توجهی در خود داشته، زهکشی آن به کندی صورت گرفته و زمان لازم برای گاورو شدن اراضی نسبتاً طولانی است. خاکهایی که دارای رس آلوفان هستند از رطوبت قابل توجهی در حد خمیری برخوردارند ولی اگر آنها را خشک نموده و شاخص خمیرایی آن را دوباره اندازه گیری کنیم، کاهش محسوسی در کمیت این ضریب مشاهده می شود که خود روش مناسبی برای تشخیص این قبیل رسها نیز محسوب می گردد. از این رو حد روانی و دامنه خمیری خاکهای چسبنده یک پارامتر مهم جهت طبقه بندی خاکهاست.



شکل۵- مقایسه مقدار شاخص خمیرایی خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

بر این اساس محدوده عدد ۳۵-۱۰ برای شاخص خمیرایی، وجود کانی های گروه میکا و گروه کائولینایت را در خاک نشان می دهد که با توجه به نتایج جدول ۲ وجود کانی های گروه میکا و گروه کائولینایت در این تحقیق محرز شده که با مطالعات افلاکی (۱۳۷۴) و جندقی و همکاران (۱۳۸۳) مطابقت دارد. شولدز (۱۹۸۹) بیان می‌کند که در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، ایلیت کانی عمده این مناطق بوده و کائولینیت نیز به میزان اندک وجود دارد. ریز بودن رس ها و عمل نفوذ آب باعث شده است که در لایه های پایین تر حضور کانی مونت موریلونیت غالب باشد. حاج عباسی (۱۳۸۱) نیز در منطقه بروجن به این نتیجه رسید که تخریب خاکدانه ها در اثر تبدیل اراضی مرتعی به کشاورزی باعث شد که مقدار مواد آلی خاک کاهش یافته و در حد خمیری مقدار زیادی رطوبت در خاک باقی نماند، ولی در حد سیلان مقدار قابل توجهی رطوبت در خاک وجود داشته باشد. بنابراین حضور ذرات رس بیشتر و مواد آلی کمتر در مراتع تخریب شده باعث افزایش بیشتر شاخص خمیرایی گردیده است .

منابع

افلاکی ا، ۱۳۷۴. آزمایشگاه مکانیک خاک. انتشارات علم و صنعت.

بای بوردی م، ۱۳۷۲. فیزیک خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

جندقی، ن.، ع. نجفی نژاد، ن. بیرودیان و اونق م.، ۱۳۸۳. بررسی خصوصیات رسوب شناختی جریان مختلط در حوزه آبخیز زیارت گرگان. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، سال۱۱ ، شماره اول ، صفحه‌های۱۴۷ تا ۱۵۵.

حاج عباسی، م.ع.، ۱۳۸۱. مطالعه موردی تأثیر تبدیل مراتع به اراضی کشاورزی بر برخی ویژگیهای فیزیکی ، حاصلخیزی و شاخص کشت پذیری خاک در بروجن، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. جلد ششم . شماره اول، صفحه‌های ۱۴۹تا ۱۶۱.

صالحی، م.، ح. خادمی و کریمیان اقبال م.، ۱۳۸۲. شناسایی و نحوه تشکیل کانی های رسی در خاک های منطقه فرخ شهر استان چهار محال بختیاری. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد دوم صفحه‌های ۷۳ تا ۷۹.

غلامی، ع.، ۱۳۸۹. بررسی چهل ساله تغییرات کاربری اراضی و اثرات آن بر خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژی خاک . رساله دکتری تخصصی خاکشناسی ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

Churchman GJ, Mcintolsh PD, Burke CM and Whitton JS, 1991. Clay mineralogy of soils formed in tuffaceous grey wacked south land, Newzealand, in relation to genesis, Soil properties and classification, Aust. Soil Res., 49:493-513.

Schultze DG, 1989. An Introduction to soil mineralogy In: J. B. Dixon and S.B. Weed (ed), Minerals in soil environments, Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wis., 1-43.

Veld B, 2007. Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance. John Wiley and Sons NC, USA.

مطالعه وضعیت مینرالوژی خاک با استفاده از حدود آتربرگ در بخشی از اراضی تغییرکاربری شده غرب اصفهان

علی غلامی[1]
استادیار خاک‌شناسی و عضو هیأت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان

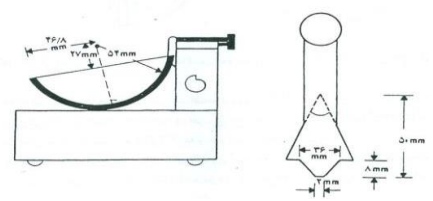
مقدمه

امروزه اهمیت کانی‌شناسی و پیدایش خاکها در علوم خاک‌شناسی و مهندسی بر هیچ کس پوشیده نیست. اطلاعاتی که از مینرالوژی خاکها بدست می‌آید بخوبی می‌تواند رابطه آنرا با خصوصیات مختلف مشخص نماید. خواص فیزیکی خاک از قبیل توزیع اندازه ذرات، نیروهای بین ذره ای، ساختمان، مقاومت در مقابل تورم، مقاومت برشی در خاک، نگهداری رطوبت، هدایت آب در خاک و ظرفیت و هدایت حرارتی را می توان از جمله خواصی نام برد که متأثر از نوع و مقدار رس در خاک می باشد (صالحی و همکاران،۱۳۸۲). به نظر چرچمن و همکاران (۱۹۹۱) دانش کانی‌شناسی رس، برای درک بهتر پیدایش، خصوصیات ساختمان خاک، پروسه های هوادیدگی و نیز در طبقه بندی خاک بسیار مفید است. ترکیبات کانی شناسی کنترل کننده بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی ومورفولوژیکی خاک‌ها هستند. بنابراین مطالعه آنها ضمن اینکه نحوه استفاده از خاک را از دیدگاه حاصلخیزی وکیفیت آن بیان می کند، می‌تواند روند تکامل خاک و کانی‌های رسی را برای دانشمندان علوم خاک روشن سازد (غلامی، ۱۳۸۹). در این راستا تحقیق حاضر به بررسی وضعیت مینرالوژی خاک با استفاده از حدود آتربرگ در اراضی تغییرکاربری شده در غرب اصفهان و در مرز استان لرستان، در چهار نوع کاربری اراضی مرتعی، اراضی تحت کشت دیم، اراضی تحت کشت آبی و دیمزارهای رها شده می پردازد.

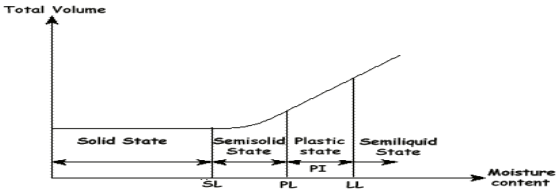
مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه با مساحت ۱۹۷۰ هکتار واقع در غرب استان اصفهان، از توابع شهرستان فریدن و در مرز استان لرستان می‌باشد که در محدودهٔ ″۱۳ ′۲ °۵۰ تا ″۵۶ ′۰۵ °۵۰ طول شرقی و ″۳۴ ′۰۳ °۳۳ تا ″۲۵ ′۰۷ °۳۳ عرض شمالی واقع شده است. نمونه برداری در منطقه به روش ترانسکت و از عمق ۰ تا ۳۰ سانتیمتری از چهار نوع کاربری اراضی مرتع، کشت آبی، کشت دیم و دیمزار رها شده در منطقه مورد مطالعه صورت پذیرفت. به منظور بررسی وضعیت مینرالوژی در مناطق تغییر کاربری اراضی شده از طریق خواص فیزیکی خاک آزمایش تعیین حدود آتربرگ (حد روانی، حد خمیری و شاخص خمیرایی) توسط دستگاه کاساگرانده و تهیه فتیله از خاک انجام گردید و با استفاده از از رابطه زیر شاخص خمیرایی بدست آمد:

PI (Plasticity Index) = LL (Liquid Limit) – PL (Plasticity Limit)



شکل۱- دستگاه حد روانی(دستگاه کاساگرانده)به همراه لوازم جانبی



شکل۲- حدود آتربرگ

تحلیل آماری نتایج توسط برنامه نرم افزار آماری SPSS انجام گرفته و میانگین تکرارهای هر ویژگی در کاربری های مختلف توسط آزمون چند دامنه ای دانکن در سطح احتمال ۵ درصد با یکدیگر مقایسه گردید.

نتایج و بحث

ضرائب خمیرایی خاک بر روی نمونه های دست خورده انجام می گیرد و چون ساختمان و دانه بندی خاک که از نظر انتقال آب و هوا و نفوذ ریشه ها حائز اهمیت است بهم می خورد لذا اهمیت و کاربرد چندانی در کشاورزی ندارد. برعکس در مهندسی با تعیین این ضرائب و توزیع اندازه ذرات خاک، انواع خاکها را رده بندی می کنند. بنابراین ضرائب خمیرایی در حد تعالی مبین برخی از ویژگی های فیزیکی خاک دست خورده و در وهله دوم، خاک طبیعی در مزرعه است. نتایج تجزیه واریانس اثر کاربری های مختلف اراضی بر حدود آتربرگ در جدول شماره ۱ و مقایسه میانگین حدود آتربرگ در کاربری های مختلف اراضی در جدول شماره ۲ آورده شده است.

جدول۱- نتایج تجزیه واریانس اثر کاربری های مختلف اراضی بر حدود آتربرگ

منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات		
		Liquid Limit	Plasticity Limit	Plasticity Index
کاربری	۳	۱۴۴/۶۱۱*	۱۹/۰۰۷*	۵۹/۸۵۶*

*بیانگراثر معنی دار در سطح احتمال ۵ درصد آزمون دانکن می باشد.

جدول۲- مقایسه میانگین حدود آتربرگ در کاربری های مختلف اراضی در منطقه

کاربری	میانگین حدود		
	Liquid Limit	Plastic Limit	Plasticity Index
مرتع	۲۸/۴۹ c *	۱۵/۹۴ c	۱۲/۵۴ c
کشت آبی	۳۲/۱۶ b	۱۷/۵۹ b	۱۴/۵۷ b
کشت دیم	۲۷/۱۸ d	۱۵/۴۷ d	۱۱/۷۰ d
دیمزارهای رها شده	۳۵/۶۱ a	۱۸/۴۱ a	۱۷/۱۹ a

* : اعداد هر ستون که دارای حرف مشترک هستند، فاقد اختلاف معنی دار آماری در سطح احتمال ۵٪ آزمون دانکن می باشند

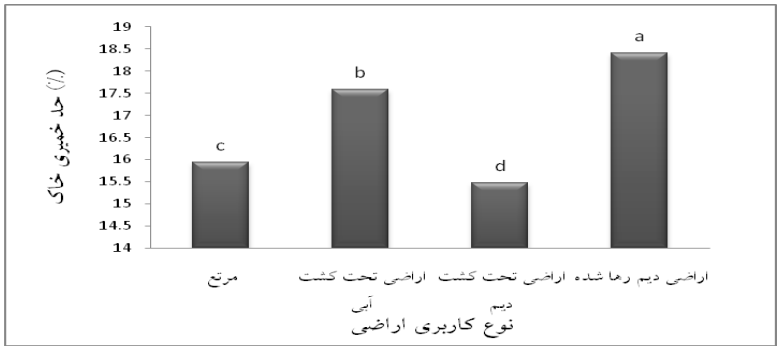
رطوبت حد روانی که در برخی منابع تحت عنوان حد سیلان و حد آبگونگی عنوان می شود، بستگی به نوع کانی های خاک، شدت بار الکتریکی ذرات، فراوانی آب و سطح ویژه ذرات دارد. بطور کلی در کانی هایی که بار الکتریکی قابل توجه است این کانی ها بصورت پولک بوده و هر چه ضخامت پولک ها نیز کوچکتر باشد، آب بیشتری جذب آن شده و رطوبت حد روانی نیز افزایش می یابد. در خاکهایی که رطوبت حد روانی بیش از ۵۰ درصد است، احتمالاً رس مونتموریلونایت وجود دارد و در مقادیر کمتر از ۵۰، انواع رس های کائولینایتی یافت می شوند. ولد (۲۰۰۷) در بررسی های خود اعلام می دارد، بخش اعظم رس در خاک به حالت کلوئید است، یعنی ویژگی های فیزیکی و شیمیایی آن به دلیل سطح ویژه قابل توجه آن هاست.



شکل۳- مقایسه مقدارحد روانی خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

(حروف یکسان نشان دهنده عدم وجود تفاوت آماری در سطح ۵ درصد آزمون دانکن است)

نتایج این تحقیق نشان داد میزان حد روانی اندازه گیری شده در همه کاربری ها از ۵۰ درصد کمتر بوده که مطابق نظر بای بوردی (۱۳۷۲)، احتمال وجود رس مونتموریلونایت در منطقه مورد مطالعه، رد می گردد.



شکل٤- مقایسه مقدار حد خمیری خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

تغییرات رطوبت حد خمیری به مراتب کمتر از حد روانی بوده و با افزایش سطح ذرات رس در خاک افزایش می یابد ولی این افزایش متناسب نیست. نتایج تحقیق حاضر نیز مؤید این نکته است. مثلاً سطح ذرات رس مونتموریلونایت چهل برابر بیش از ذرات کائولینایت است ولی رطوبت حد خمیری آن بیش از ۲ تا ۳ برابر نیست. حد خمیری در حقیقت رطوبتی از خاک را که در آن خاک از حالت شکننده به حالت خمیری در می آید نشان داده و در حقیقت مبین کمترین مقدار رطوبت خاک است که در آن خاک بصورت گلخراب در آمده، ساختمان اولیه خاک بهم خورده و از نظر کشاورزی موقعیت نامناسبی ایجاد می شود. اگر شاخص خمیرایی خاکی بزرگ باشد، حاکی از این است که خاک رطوبت قابل توجهی در خود داشته، زهکشی آن به کندی صورت گرفته و زمان لازم برای گاورو شدن اراضی نسبتاً طولانی است. خاکهایی که دارای رس آلوفان هستند از رطوبت قابل توجهی در حد خمیری برخوردارند ولی اگر آنها را خشک نموده و شاخص خمیرایی آن را دوباره اندازه گیری کنیم، کاهش محسوسی در کمیت این ضریب مشاهده می شود که خود روش مناسبی برای تشخیص این قبیل رسها نیز محسوب می گردد. از این رو حد روانی و دامنه خمیری خاکهای چسبنده یک پارامتر مهم جهت طبقه بندی خاکهاست.



شکل۵- مقایسه مقدار شاخص خمیرایی خاک در کاربری های مختلف مورد بررسی

بر این اساس محدوده عدد ۳۵-۱۰ برای شاخص خمیرایی، وجود کانی های گروه میکا و گروه کائولینایت را در خاک نشان می دهد که با توجه به نتایج جدول ۲ وجود کانی های گروه میکا و گروه کائولینایت در این تحقیق محرز شده که با مطالعات افلاکی (۱۳۷۴) و جندقی و همکاران (۱۳۸۳) مطابقت دارد. شولدز (۱۹۸۹) بیان می‌کند که در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک، ایلیت کانی عمده این مناطق بوده و کائولینیت نیز به میزان اندک وجود دارد. ریز بودن رس ها و عمل نفوذ آب باعث شده است که در لایه های پایین تر حضور کانی مونت موریلونیت غالب باشد. حاج عباسی (۱۳۸۱) نیز در منطقه بروجن به این نتیجه رسید که تخریب خاکدانه ها در اثر تبدیل اراضی مرتعی به کشاورزی باعث شد که مقدار مواد آلی خاک کاهش یافته و در حد خمیری مقدار زیادی رطوبت در خاک باقی نماند، ولی در حد سیلان مقدار قابل توجهی رطوبت در خاک وجود داشته باشد. بنابراین حضور ذرات رس بیشتر و مواد آلی کمتر در مراتع تخریب شده باعث افزایش بیشتر شاخص خمیرایی گردیده است .

منابع

افلاکی ا، ۱۳۷۴. آزمایشگاه مکانیک خاک. انتشارات علم و صنعت.

بای بوردی م، ۱۳۷۲. فیزیک خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

جندقی، ن.، ع. نجفی نژاد، ن. بیرودیان و اونق م.، ۱۳۸۳. بررسی خصوصیات رسوب شناختی جریان مختلط در حوزه آبخیز زیارت گرگان. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، سال۱۱ ، شماره اول ، صفحه‌های۱۴۷ تا ۱۵۵.

حاج عباسی، م.ع.، ۱۳۸۱. مطالعه موردی تأثیر تبدیل مراتع به اراضی کشاورزی بر برخی ویژگیهای فیزیکی ، حاصلخیزی و شاخص کشت پذیری خاک در بروجن، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی. جلد ششم . شماره اول، صفحه‌های ۱۴۹تا ۱۶۱.

صالحی، م.، ح. خادمی و کریمیان اقبال م.، ۱۳۸۲. شناسایی و نحوه تشکیل کانی های رسی در خاک های منطقه فرخ شهر استان چهار محال بختیاری. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد دوم صفحه‌های ۷۳ تا ۷۹.

غلامی، ع.، ۱۳۸۹. بررسی چهل ساله تغییرات کاربری اراضی و اثرات آن بر خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژی خاک . رساله دکتری تخصصی خاکشناسی ، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

Churchman GJ, Mcintolsh PD, Burke CM and Whitton JS, 1991. Clay mineralogy of soils formed in tuffaceous grey wacked south land, Newzealand, in relation to genesis, Soil properties and classification, Aust. Soil Res., 49:493-513.

Schultze DG, 1989. An Introduction to soil mineralogy In: J. B. Dixon and S.B. Weed (ed), Minerals in soil environments, Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wis., 1-43.

Veld B, 2007. Introduction to clay minerals: chemistry, origins, uses and environmental significance. John Wiley and Sons NC, USA.

بررسی تأثیر توزیع زمانی شدت بارندگی بر هدررفت خاک با استفاده از باران شبیه‌سازی شده

فرزاد بشارت[1]، علی‌رضا واعظی[2]
۱- کارشناس ارشد علوم خاک گرایش فیزیک و حفاظت خاک از دانشگاه زنجان
۲- استادیار گروه علوم خاک دانشگاه زنجان

مقدمه

در بین عوامل اقلیمی، باران یکی از مهم‌ترین عوامل فرساینده خاک است (Bonilla and Vidal., 2011). شدت بارندگی و توزیع زمانی آن، در کنار مدت بارندگی از خصوصیات مهم باران در فرسایش خاک می‌باشند (Gungor and Dudu, 2012). با افزایش شدت بارندگی به دلیل افزایش اندازه قطرات باران و انرژی جنبشی آن‌ها، هدررفت خاک افزایش می‌یابد (Salako., 2008). شدت بارندگی مهم‌ترین مشخصه باران در فرسایش خاک می‌باشد (Zhang et al., 2011). یکی از عوامل مؤثر در میزان فرسایش خاک، توزیع زمانی شدت بارندگی طی یک رخداد است (Ahmed et al., 2012). الگوی توزیع زمانی که در واقع نحوه تغییر شدت بارندگی طی مدت بارندگی را نشان می‌دهد، تاثیری مستقیم بر حجم رواناب می‌گذارد. در برخی از باران‌ها حداکثر شدت بارندگی در اوایل بارندگی رخ می‌دهد (رگبار پیش‌افتاده) در حالی که ممکن است در برخی دیگر در اواسط (رگبار بینابین) و یا در مراحل پایانی بارندگی (رگبار دیرکرده) حادث شود (Umakhanthan, 2012). بررسی‌های Truman و همکاران (۲۰۰۷) نشان داد که میزان هدررفت خاک تولیدی در الگوهای غیریکنواخت، ۳۶-۱۹ درصد بیش‌تر از الگوهای یکنواخت بود و بیش‌ترین هدررفت خاک در فواصل زمانی ۵ دقیقه‌ای در الگوهای غیریکنواخت، یک تا چهار دقیقه سریع‌تر از الگوهای یکنواخت رخ داد. در مطالعه‌ای Ahmed و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که متوسط سرعت فرسایش در رخدادهای دارای توزیع زمانی شدت بارندگی نسبت به رخدادهای با شدت ثابت بارندگی به میزان معنی‌داری بالاتر بود.

بررسی پژوهش‌های پیشین نشان داد که شدت بارندگی در فرسایش خاک حائز اهمیت است، با این وجود تاکنون پژوهشی دقیق در مورد اثر شدت بارندگی و توزیع زمانی آن بر هدررفت خاک در منطقه نیمه‌خشک انجام نگرفته است. این پژوهش به منظور بررسی تأثیر شدت بارندگی و تغییرات زمانی آن طی مدت بارندگی بر هدررفت خاک بر اساس باران‌های شبیه‌سازی شده انجام گرفت.

مواد و روشها

این پژوهش در دامنه‌ای بکر با شیب ۹ درصد در غرب استان زنجان در سال ۱۳۹۱ انجام گرفت. ویژگی‌های خاک از جمله درصد توزیع اندازه ذرات، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار، ماده‌آلی، جرم مخصوص ظاهری، هدایت الکتریکی و واکنش با استفاده از روش‌های رایج اندازه‌گیری شدند. برای انجام پژوهش یک دستگاه شبیه‌ساز باران مطابق با شدت‌های معمول منطقه طراحی و ساخته شد. در دستگاه مذکور آب به صورت

ثقلی از مخزن آب نصب شده در بالای دستگاه به صفحه بارش می‌رسید. دستگاه مذکور قابلیت تولید شدت‌های باران ۱۰۰–۷ میلی‌متر بر ساعت با متوسط قطر ۲/۸ میلی‌متر را داشت.

به منظور بررسی اثر شدت بارندگی و توزیع زمانی آن سه نوع رگبار غیریکنواخت (رگبار پیش‌افتاده، بینابین و دیرکرده) همراه با یک رگبار یکنواخت در نظر گرفته شد (جدول ۱). رگبارهای غیریکنواخت دارای تداوم ۱۵ دقیقه‌ای شدت اوج بارندگی (۴۰ میلی‌متر بر ساعت) طی مدت بارندگی (۴۵ دقیقه) بودند. رگبار یکنواخت نیز دارای شدت ثابت بارندگی ۲۰ میلی‌متر بر ساعت طی مدت بارندگی بود. در کل رگبارها مدت (۴۵ دقیقه) و ارتفاع بارندگی (۲۰ میلی‌متر) یکسان بود.

جدول۱- الگوی توزیع زمانی شدت بارندگی در رگبارهای مختلف

الگوی زمانی بارندگی	مدت بارندگی (دقیقه)	مقدار بارندگی (میلی‌متر)	زمان اوج شدت بارندگی (دقیقه)
رگبار یکنواخت	۴۵	۲۰	بدون شدت اوج بارندگی
رگبار پیش‌افتاده	۴۵	۲۰	۰–۱۵
رگبار بینابین	۴۵	۲۰	۱۵–۳۰
رگبار دیرکرده	۴۵	۲۰	۳۰–۴۵

برای بررسی هدررفت خاک تحت باران‌های شبیه‌سازی شده، تعداد چهار کرت به ابعاد ۶۰ سانتی‌متر در ۸۰ سانتی‌متر مطابق با ابعاد صفحه بارش دستگاه شبیه‌ساز باران ایجاد شد. تعداد پنج رخداد با فواصل زمانی یک هفته بر روی کرت‌های فرسایشی اعمال شد. رواناب و رسوب تولید شده بعد از هر رخداد به وسیله ظرف ۱۰ لیتری جمع‌آوری و حجم آن اندازه‌گیری گردید. سپس یک نمونه ۰/۵ لیتری برای تعیین جرم رسوب برداشت شد و در آزمایشگاه نمونه به وسیله آون در درمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲۴ ساعت خشک گردید. جرم کل رسوب بر مبنای غلظت رسوب در نمونه و حجم کل مخلوط در هر رخداد تعیین گردید.

نتایج و بحث

ویژگی‌های خاک دامنه در جدول ۲ ارائه شده است. خاک دامنه دارای بافت لوم شنی با واکنش خنثی و نسبتاً شور بود. مقدار ماده‌آلی خاک پایین بود (۰/۸۴درصد) و پایداری خاکدانه‌ها در آب اندک بود (۲/۱ میلی‌متر).

جدول۲- ویژگی‌های خاک دامنه مورد بررسی

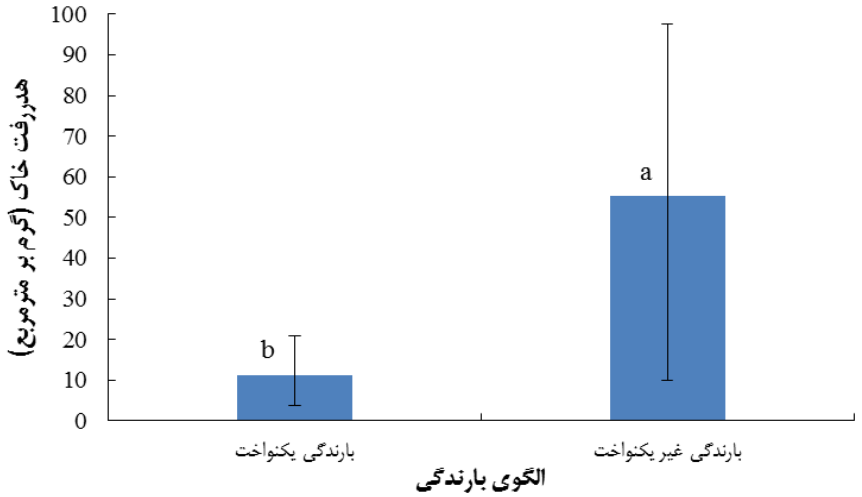
ویژگی خاک	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار (mm)	ماده آلی (٪)	جرم مخصوص ظاهری ($gr.cm^{-3}$)	هدایت الکتریکی ($dS.m^{-1}$)	واکنش
مقدار	۶۸	۱۴	۱۸	۲/۱	۰/۸۴	۱/۵۲	۲/۸۱	۷/۲

مقایسه بین الگوی یکنواخت بارندگی با الگوهای غیریکنواخت از نظر هدررفت خاک (جدول ۳) نشان داد که تفاوتی معنی‌دار بین آن دو وجود دارد ($p<0/01$).

جدول۳- تجزیه واریانس هدررفت خاک بین الگوی یکنواخت و الگوهای غیریکنواخت بارندگی

منبع	مجموع مربعات	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	سطح معنی‌داری
هدررفت خاک	۷۲۲۱/۸۸۵	۱	۷۲۲۱/۸۸۵	۱۱/۸۸۲	۰/۰۰۳
خطا	۱۰۹۴۰/۳۲۹	۱۸	۶۰۷/۷۹۶	–	–

براساس نتایج میزان هدررفت خاک در الگوهای غیریکنواخت بیش‌تر (به طور میانگین پنج برابر) از الگوی یکنواخت بود (شکل ۱). در الگوهای غیریکنواخت با افزایش شدت بارندگی طی بارندگی و تأثیر بیش‌تر ضربه مکانیکی قطرات باران، به دلیل تخریب بیش‌تر ساختمان خاک (McDowell and Sharpley, 2002)، کاهش چسبندگی بین ذرات و پایین آمدن نفوذپذیری خاک (Xue and Gavin, 2008) میزان هدررفت خاک افزایش پیدا کرد.



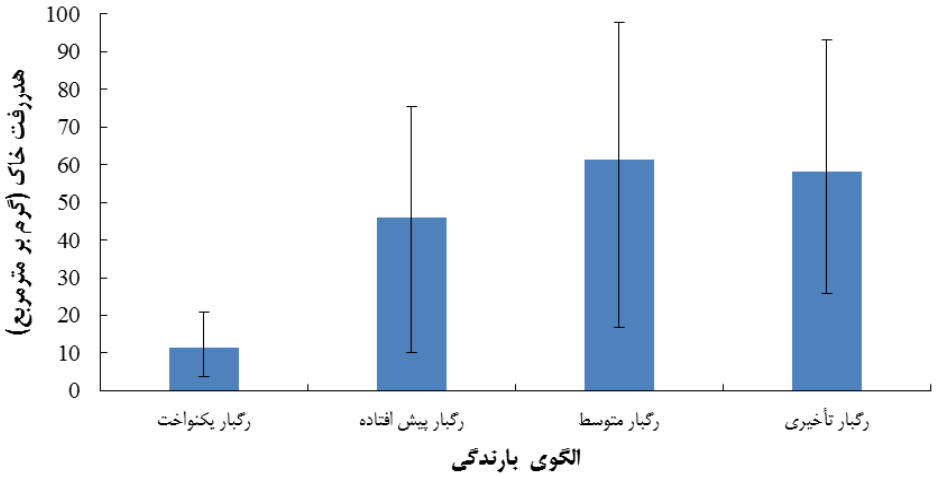
شکل ۱- مقایسه میانگین هدررفت خاک بین الگوهای بارندگی

مقایسه بین رگبارهای غیریکنواخت (رگبارهای پیش‌افتاده، بینابین و دیرکرده) و رگبار یکنواخت نشان داد که تفاوتی معنی‌دار بین رگبارها از نظر هدررفت خاک وجود داشت ($p<0/01$) (جدول ۴).

جدول٤- تجزیه واریانس هدررفت خاک بین الگوهای بارندگی

منبع	مجموع مربعات	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	سطح معنی‌داری
هدررفت خاک	۷۸۹۰/۴۱۰	۳	۲۶۳۰/۱۳۷	۴/۰۹۷	۰/۰۲۵
خطا	۱۰۲۷۱/۸۰۴	۱۶	۶۴۱/۹۸۸	–	–

بررسی اثر رگبار یکنواخت و رگبارهای غیریکنواخت در هدررفت خاک نشان داد که بیش‌ترین و کم‌ترین میزان هدررفت خاک به ترتیب در رگبار بینابین و رگبار یکنواخت بود (شکل ۲). همچنین میزان هدررفت خاک در رگبارهای بینابین نسبت به رگبارهای پیش‌افتاده و دیرکرده بیش‌تر بود. دلیل این امر این بود که در رگبارهای بینابین از ابتدای بارندگی به دلیل رطوبت اولیه خاک و اثر ضربه قطرات باران تخریب خاک شروع شد و سپس در اواسط بارندگی با افزایش شدت بارندگی تخریب خاک شدیدتر شد و هدررفت خاک به دلیل تخریب شدید خاک افزایش یافت. همچنین در رگبارهای دیرکرده میزان هدررفت خاک نسبت به رگبارهای پیش‌افتاده بیش‌تر بود. دلیل این امر این بود که در رگبارهای دیرکرده، شدت اوج بارندگی زمانی روی داد که نفوذ پذیری خاک به علت بالا رفتن رطوبت خاک و مسدو شدن منافذ درشت خاک در اثر نفوذ ذرات به درون این منافذ کاهش یافته بود. به همین دلیل با افزایش آب جاری شده بر روی سطح خاک، ذرات بیش‌تری از سطح خاک جدا و منتقل شدند.



شکل ۲- مقایسه هدررفت خاک بین الگوهای مختلف بارندگی

منابع

1. Ahmed, S.I., Rudra, R.P. Gharabaghi, B., Mackenzie, K. and Dickinson, W.T. 2012. Within-storm rainfall distribution effect on soil erosion rate. International Scholarly Research Network 4: 1-7.
2. Bonilla, C.A. and Vidal, K.L., 2011. Rainfall erosivity in Central Chile. Journal of Hydrology 410: 126–133.
3. Gungor, H. and Dudu, D. 2012. Relations between erosion and water and the case of Eskisehir. Pp. 318-322. 8th International Soil Science Congress on Land Degradation and Challenges in Sustainable Soil Management. Izmir, Turkey.
4. McDowell, R. W. and Sharpley, A. N. 2002. The effect of antecedent moisture conditions on sediment and phosphorus loss during overland flow: Mahantango Creek catchment, Pennsylvania, USA. Hydrology Processes 16: 3037–3050.
5. Salako, F. K. 2008. Rainfall variability and kinetic energy in Southern Nigeria. Climatic Change 86: 151–164.

6. Truman, C.C., Strickland, T.C., Potter, T.L., Franklin, D.H. and Bosch, D.D. 2007. Variable rainfall intensity and tillage effects on runoff, sediment, and carbon losses from a loamy sand under simulated rainfall. Journal of Environment Quality 36(5): 1495-1502.
7. Umakhanthan, K., 2002. Estimation of the spatio-temporal heterogeneity of rainfall and its importaance towards Robust catchment simulation, within a hydroinformatic environment. Ph. D thesis, University of New South Wales, Sydney, Australia.
8. Xue, J. and Gavin, K. 2008. Effect of Rainfall Intensity on Infiltration into Partly Saturated Slopes. Geotechnical and Geological Engineering 26: 199-209.
9. Zhang, G.H., Liu, G.B., Wang, G.L. and Wang, Y.X. 2011. Effect of vegetation cover and rainfall intensity on sediment-associated nitrogen and phosphorus losses and particle size composition on the Loess Plateau. Journal of Soil and Water Conservation 66(3): 192-200.

بررسی قابلیت تولید رواناب در شیارها در خاک‌های با بافت مختلف با استفاده از شبیه-ساز باران

امین وطنی[1]، علی‌رضا واعظی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان.
۲- استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه زنجان.

مقدمه

فرسایش خاک فرآیندی است که طی آن جداسازی و انتقال ذرات خاک از مکانی به مکان دیگر و در نهایت رسوب ذرات رخ می‌دهد (Julien, 1995). فرسایش شیاری جداشدگی ذرات خاک و انتقال رسوبات توسط جریان متمرکز آب در کانال باریک و فرسایش‌پذیر می‌باشد (Baganaold, 1966). ایجاد شدن شیار در زمین بالادست، شکل بحرانی فرسایش خاک و انتقال رسوب است (Shu-Li et al., 2008). عامل اصلی انتقال دهنده ذرات خاک، جریان متمرکز رواناب است. رواناب فرآیند مهمی است که از طیق هدررفت خاک و اثرات محیطی عملیات کشاورزی، در هدررفت عناصر غذایی مؤثر می‌باشد (Perez-Latorre et al., 2010).

زمان شروع رواناب پس از بارندگی به عوامل گوناگونی از قبیل بافت، نفوذپذیری خاک، شدت بارندگی، سرعت نفوذ آب زمین، شرایط رطوبتی اولیه خاک و پوشش گیاهی بستگی دارد (رئیسیان، ۱۳۸۴). محققان به تأثیر چشمگیر بافت خاک بر تولید رواناب اشاره کرده‌اند. خاک‌های ریز بافت با نفوذپذیری پایین و مواد آلی کم، ضریب رواناب بالاتر و آستانه شروع رواناب پایین‌تری نسبت به خاک‌های درشت بافت دارند (Mratinez-Mena et al., 1998). در پژوهشی Krrnieli و Ben-Asher (۱۹۹۳) به این نتیجه رسیدند که خاک‌های رسی کم‌ترین و خاک‌های شنی بالاترین آستانه شروع رواناب را دارند. سرعت نفوذ آب به خاک عامل مؤثر دیگر در ایجاد رواناب است. به طوری‌که خاک‌های درشت دارای سرعت نفوذ بالایی نسبت به خاک‌های ریز بافت هستند که این سبب کاهش رواناب تولیدی در این خاک‌ها می‌شود (Makungo and Odiyo., 2011).

با وجود آن‌که در تحقیقات پیشین عوامل مؤثر بر تولید رواناب از جمله رطوبت اولیه (Lili et al., 2008)، پوشش گیاهی (Wood and Blackburn., 1981) و سرعت نفوذ آب به خاک (Makungo and Odiyo., 2011) مورد بررسی قرار گرفته است، لیکن تاکنون تأثیر بافت خاک بر میزان تولید رواناب در شیارها تحقیق جامعی صورت نگرفته است. در این پژوهش به بررسی نقش بافت بر میزان رواناب در شیارها در هشت خاک با بافت مختلف پرداخته شده است.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش پس از نمونه‌برداری‌های متعدد و بررسی‌های اولیه آزمایشگاهی، نهایتاً هشت خاک با بافت مختلف (رسی، لوم رسی، لوم شنی، شن لومی، لوم رس شنی، لوم سیلتی، لومی و شنی) در سطح استان زنجان در سال ۱۳۹۱ شناسایی شد. برای این منظور حدود ۳۰۰ کیلوگرم از هر خاک جمع‌آوری و به دامنه‌ای با خاک بکر واقع در محدوده دانشگاه زنجان انتقال یافت. پیش از ریختن خاک‌ها به سطح دامنه، ابتدا سطح زمین

با استفاده از تسطیح‌کن مکانیکی صاف و شیب مناسب و یکنواخت (۱۰ درصد) در آن ایجاد شد. سپس خاک‌ها در کرت‌های آزمایش با طول ۱/۲ متر و عرض ۱ متر ریخته شدند. در انتهای هر کرت لوله‌ی انتقال رواناب قرار داده شد. در زیر لوله (پایین دست کرت) مخزن پلاستیکی رواناب و رسوب جاگذاری شد. هر خاک تحت پنج باران شبیه‌سازی شده (با شدت ۶۰ میلی‌متر بر ساعت) به مدت یک ساعت با فاصله زمانی پنج روز قرار گرفت. دستگاه باران‌ساز استفاده شده در این پژوهش با ارتفاع ۲/۲۵ متر و دارای صفحه بارش ۱/۴×۱/۴ متر بود. در هر رخداد، در فاصله زمانی ۵ دقیقه، رواناب خروجی از کرت‌ها جمع‌آوری و یادداشت شد. از هر خاک نمونه‌ای به آزمایشگاه انتقال داده و توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتری، درصد سنگریزه با عبور دادن نمونه‌ها از الک‌های ۲ و ۸ میلی‌متری، ماده آلی به روش والکی بلک، کربنات کلسیم معادل به روش خنثی‌سازی به وسیله اسید کلریدریک یک نرمال، وزن مخصوص ظاهری به روش سیلندر فلزی در صحرا ، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار به روش الک تر و درصد سدیم تبادلی به روش استات آمونیوم اندازه‌گیری شد. برای بررسی تأثیر بافت خاک بر قابلیت تولید رواناب از آزمون دانکن استفاده شد. برای بررسی تحلیل داده‌ها از نرم‌افزار SPSS نسخه ۱۸ بهره گرفته شد. منحنی‌های تغییرات رواناب طی بارندگی با استفاده از نرم‌افزار Excel نسخه ۲۰۱۰ رسم شد.

نتایج و بحث

نتایج ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها در جدول ۱ ارائه شده است. خاک‌های مورد بررسی غالباً از نوع آهکی بودند. خاک رسی و لوم رسی دارای پایداری خاکدانه بسیار پایین بودند که دلیل آن زیاد بودن درصد سدیم تبادلی در این خاک‌ها بود. به دلیل عدم وجود خاکدانه در خاک شنی، پایداری خاکدانه‌ها در آن عملاً صفر بود. بیش‌ترین مقدار پایداری خاکدانه (MWD=۱/۳۲ mm) در خاک لومی مشاهده شد. این موضوع به دلیل بالا بودن مقدار ماده آلی در این خاک (۱/۱۳ درصد) بود.

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی در خاک‌های مورد بررسی

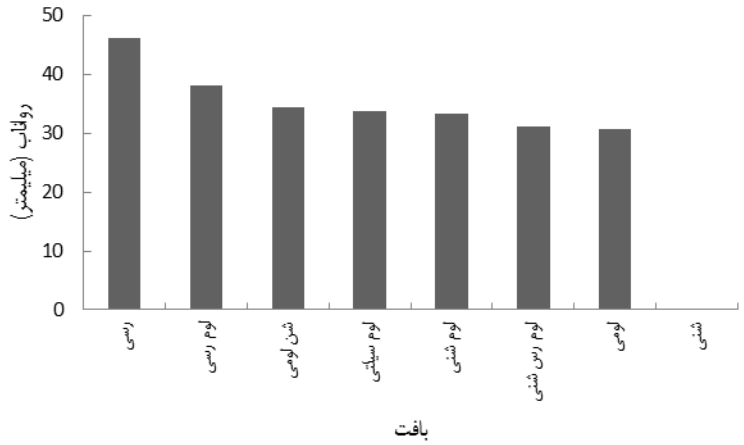
بافت خاک	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	سنگریزه (٪)	ماده آلی (٪)	کربنات کلسیم معادل (٪)	جرم مخصوص ظاهری (g/cm^3)	پایداری خاکدانه (mm)	درصد سدیم تبادلی (meq/100g)
رسی	۴/۰	۴۰/۰	۵۶/۰	۸/۲	۰/۷۵	۱۹/۱۶	۱/۰۲	۰/۴۱	۱۲/۹
لوم رسی	۴۴/۵	۲۲/۵	۳۳/۰	۱۰/۲	۰/۹۱	۲۴/۱۶	۱/۲۲	۰/۳۴	۱۱/۲
لوم رس شنی	۴۶/۵	۲۷/۵	۲۴/۰	۱۶/۱	۰/۸۴	۱۷/۹۱	۱/۳۷	۰/۴۶	۸/۳
لومی	۵۱/۵	۳۲/۵	۱۶/۰	۸/۸	۱/۱۳	۱۵/۱۸	۱/۲۱	۱/۳۲	۶/۸
لوم سیلتی	۲۲/۲	۵۲/۰	۲۵/۸	۱۰/۴	۰/۷۹	۱۰/۲۴	۱/۳۵	۰/۶۱	۹/۶
لوم شنی	۶۹/۰	۱۲/۵	۱۸/۵	۱۹/۲	۰/۹۷	۱۸/۹۸	۱/۱۹	۰/۵۱	۷/۴
شن لومی	۸۱/۵	۱۰/۰	۸/۵	۱۴/۳	۰/۷۱	۱۰/۸۳	۱/۳۹	۰/۴۷	۸/۷
شنی	۹۹/۰	۰/۰	۱/۰	۲۴/۰	۰/۲۰	۵/۴۱	۱/۶۷	۰/۰۰	۵/۱

براساس نتایج، مقدار متوسط تولید رواناب در شیارها در خاک‌های با بافت مختلف طی پنج رخداد از صفر (در خاک شنی) تا ۴۶/۱۶ میلی‌لیتر (در خاک رسی) تغییر کرد. نتایج تجزیه واریانس نشان داد که تولید رواناب تفاوت معنی‌داری در خاک‌های با بافت مختلف داشت ($p<۰/۰۱$).

جدول شماره ۲- تجزیه واریانس تولید رواناب در خاک‌های مورد بررسی

منبع	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	معنی‌داری
بافت خاک	۷	۹۰۴/۸۱	۵/۶۱	۰/۰۰۱
اشتباه آزمایشی	۳۲	۱۶۱/۳۶		

مقایسه میانگین تولید رواناب در خاک‌های با بافت مختلف در شکل ۱ نشان داده شده است. به دلیل بالا بودن میزان نفوذپذیری خاک شنی، رواناب در آن ظاهر نشد. همبستگی منفی رواناب با ذرات شن در نتایج Adekalu و همکاران (۲۰۰۷) نیز نشان داده است. در خاک لومی میزان تولید رواناب پایین بود که می‌توان دلیل آن را زیاد بودن ماده آلی در این خاک دانست. تحقیقات نشان می‌دهد که وجود ماده آلی در خاک با بهبود پایداری خاکدانه (Troeh و همکاران، ۱۹۹۹) و افزایش ظرفیت نگهداری آب و نفوذپذیری خاک (Siegrist و همکاران، ۱۹۹۸) باعث کاهش حجم رواناب می‌شود. در خاک رسی بیش‌ترین مقدار رواناب مشاهده شد. میزان نفوذپذیری و ذخیره آب در خاک‌ها، دلیل تفاوت در تولید رواناب در شیارها بین خاک‌ها بود. بررسی‌ها نشان می‌دهد که خاک‌های ریز بافت به دلیل دارا بودن سرعت نفوذ آب کم‌تر، رواناب بیش‌تری تولید می‌کنند (Stakland، ۲۰۱۰).



شکل ۱- مقایسه تولید رواناب در شیارها در خاک‌های مورد بررسی

منابع

۱- رئیسیان ر.، ۱۳۸۴. بررسی اثر شیب زمین، شرایط رطوبتی خاک و کاربری اراضی در زمان شروع رواناب. صفحه‌های ۳۰۵ تا ۳۰۹. مجموعه مقالات سومین همایش ملی فرسایش و رسوب. مرکز تحقیقات خاک و آبخیزداری کشور. تهران.

2- Adekalu KO, Olorunfemi IA and Osunbitan JA, 2007. Grass mulching effect on infiltration, surface runoff and soil loss of three agricultural soils in Nigeria. Bioresource Technology, (98): 912-917.

3- Baganaold RA, 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics.US Geological Survey, 422 PP.

4- Hillel D, 2004. Introduction to environmental soil physics. Elsevier Academic Press. PP. 93-126.

5- Julien PY, 1995. Erosion and sedimentation. Cambridge University Press, 280 P.

6- Karnieli A and Ben-Asher J, 1993. A Daily Runoff Simulation in Semi-arid Watersheds Based on Deficit Calculations. Journal of Hydrology (149): 9-25.

7- Lili M, Bralts VF, Yinghua P, Han L and Tingwu L, 2008. Methods for measuring soil infiltration: State of the art. International Journal Agriculture and Biological Engineering, 1(1): 22-30.

8- Liu H, Lie TW, Zhao J, Yuan CP, Fan YT and Qu LQ, 2011. Effects of rainfall intensity and antecedent soil water content on soil infiltrability under rainfall conditions using the runoff-on-out method. Journal of Hydrology, (396): 24-32.7

9- Makungo R and Odiyo JO, 2011. Determination of steady state infiltration rates for different soil types in selected areas of Thulamela Municipality, South Africa. Irrigation and Drainage.54,39-47.

10- Martinez-Mena M, Albaladejo J and Castillo VM, 1998. Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semi-arid environment: Chicamo watershed, SE Spain. Hydrological Processes, 12: 741-754.

11.Perez-Latorre FJ, Castro LD and Delgado A, 2010. A comparison of two variable intensity rainfall simulators for runoff studies. Soil and Till. Res. 107: 11-16.

12- Shu-Li M, Cheng-Jin D and Sen-Wan Z, 2008. Linearized perturbation method for stochastic analysis of a rill erosion model. Applied Mathematics and Computation 200. 289–296.

13- Siegrist S, Schaub D, Pfiffner L and Mader P, 1998. Does organic agriculture reduce soil erodibility? The results of a long- term field study on loess in Switzerland. Agriculture, Ecosystems and Environment, (69): 253-264.

14- Stakland SK, 2010. Effect of mica content on surface infiltration of soils in northwestern Kern County, California. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree Utah State University.

15- Wood M and Blackburn EH, 1981. Grazing systems: Their influence on infiltration in the Rolling Plains of Texas. J. of Range Manage., 34: 331-335.

اولویت بندی عوامل موثردرایجاد فرسایش خندقی با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی

شهاب شادمهر[1]، حسن احمدی[2]، بهارک معتمد وزیری[3]، علی اکبر مهرابی[4]

۱- دانشجوی دوره کارشناسی ارشد آبخیزداری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران
۲- استاد دانشگاه تهران
۳- استادیارگروه آبخیزداری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران
٤- استاد دانشگاه تهران

مقدمه

یکی از مهم ترین انواع فرسایش آبی ، فرسایش خندقی است که موجب تخریب خاک وتولید رسوب می گردد.هم چنین هدر رفت خاک در این نوع فرسایش چندین برابر بیشتر از فرسایش سطحی وشیاری است ، (Ahamadi , 2007) درتعریف خندق مکان بوجود آمدن آن را مدنظر می گیرد وبر این باور است که این نوع فرسایش در شیب های بیشینه تا ۱۵ درصد ودر دشت ها ودشت سرها وکمتر روی دامنه ها ایجاد می شود . خندق یک آبراهه با کناره های دارای شیب تندو یک پیشانی فرسایشی پرشیب وفعال می باشد .که با فرسایش ناشی از جریان سطحی متناوب (به طور معمول درطی یا پس از ریزش باران های شدید) ایجاد شده است(Poesen et al ., 2003)درک علل ایجاد خندق در خلال صد سال گذشته برای بسط استراتژی کنترل فرسایش ضروریست . اگر چه مطالعات زیادی در باره علل ایجاد خندق انجام شده است اما هنوز مورد بحث محققین این فن قرار دارد.(Soufi،1997, Graf ،1983). مجموعه تحقیقات انجام شده منجر به ارائه سه نظریه کلی درباره علل ایجادخندق گردیده که عبارتند از:

۱.تخریب اکوسیستمهای طبیعی توسط انسان (Human Impact)

۲.تغیرات اقلیمی (Climate Change)

۳. تغیرات درونی سیستم (Intrinsic Change) یا تغیرات تصادفی در مقدار وفراوانی وقایع(Random Frequency-Magnitude Variations)

این تحقیق با هدف شناسایی عوامل موثر بر ایجاد فرسایش خندقی با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی در حوزه آبخیز قلعه گرگ شوشتر انجام شده است .مهم ترین عوامل موثر در ایجاد فرسایش خندقی چون ژئومرفولوژی(شیب، جهت شیب،سازند،تراکم خندق ونوع خندق) اقلیم (میزان ،شدت ومدت بارش) خاک ،کاربری اراضی وعملیات عمرانی وسپس نقشه های این عوامل ،در سیستم اطلاعات جغرافیایی تهیه گردیدند. و وزن دهی عوامل وطبقات آنها به روش تحلیل سلسله مراتبی صورت گرفت.ودر نهایت با توجه به وزنهای محاسبه شده ، وبراساس میزان شدت تاثیر معیارها عوامل موثر در ایجاد فرسایش خندقی اولویت بندی شدند.

مواد وروشها

حوزه قلعه گرگ به مساحت ۶۳۲۷/۵ هکتار در ۶۵ کیلومتری شمال شرق اهواز در بخش قلعه گرگ شهرستان شوشتر در استان خوزستان واقع شده است . حوزه مورد مطالعه در محدوده مختصاتی ۴۹۰۳۵۶ تا ۴۹۱۲۲۹ طول شرقی و۳۱۴۳۲۷ تا ۳۱۴۷۳۰ عرض شمالی واقع شده است .حوزه مورد مطالعه از غرب به جاده اهواز – مسجد سلیمان ورودخانه گرگر ، از شرق

به ارتفاعات محدود می گردد. لازم به ذکر است که این زیرحوزه جزء حوزه آبخیز رودخانه گرگر (شاخه ای از رودخانه کارون) محسوب می گردد.

۳-۲- دلایل انتخاب حوزه قلعه گرگ:

با توجه به موضوع تحقیق لازم بود حوزه ای انتخاب شود که دارای خصوصیات زیر باشد تا اهداف این تحقیق را محقق سازد. به همین منظور بنا به دلایل زیر حوزه آبخیز قلعه گرگ انتخاب گردید:

۱- دارای اطلاعات و آمار کافی می باشد؛

۲- فرسایش خندقی رخ داده در آن به نسبت زیاد است؛

۳-وجود شرایط خاص توپوگرافی وژئومرفولوژی که سبب بوجود آمدن اشکال مختلف فرسایش خندقی می گردد.

حداکثر میانگین بارش سالانه رخ داده ۵۹۲/۸ میلیمتر در ایستگاه سیمیلی

حداقل میانگین بارش سالانه ثبت شده ۲۴۵/۳ میلیمتر در ایستگاه ملاثانی

میانگین حسابی بارندگی سالانه ایستگاه های مورد بررسی ۳۵۱/۸ میلیمتر

در این پژوهش به منظور رسیدن به اهداف تحقیق ، پاسخگوئی به سئوالات تحقیق وآزمون فرضیه ها وبه طورکلی معرفی روش AHP برای بررسی عوامل موثر در وقوع فرسایش خندقی با توجه به ویژگیهای حوزه قلعه گرگ وهمچنین شناسایی واولویت بندی عوامل موثر در فرسایش خندقی در حوزه آبخیز قلعه گرگ است مدل AHP را مورد آزمون قرار داده تا در پایان نقشه فرسایش خندقی را برای منطقه مورد نظر مشخص می نماییم وبا توجه به مدل معرفی شده شدت وپراکنش انواع فرسایش خندقی نسبت به اولویت بندی انواع فرسایش در حوزه اقدام گردد.

برای دستیابی به نتایج بالا به ترتیب زیر عمل می شود:

۱- ترسیم حوزه آبخیز بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰

۲- تهیه نقشه DEM از روی D.G.N های ۱:۲۵۰۰۰ منطقه

۳- تهیه نمونه خاک سطحی وتحتانی زمین های اطراف خندق جهت اندازه گیری مواردی مانند بافت خاک ، هدایت الکتریکی

۴- تهیه نقشه کاربری اراضی جدید وپوشش گیاهی از روی تصویر ماهواره ای اخیر وتعیین مساحت هر نوع کاربری

۵- بررسی وشناسایی اشکال موجود از فرسایش خندقی در منطقه مورد مطالعه وبررسی عوامل موثر بروقوع شکل خندقهای موجود

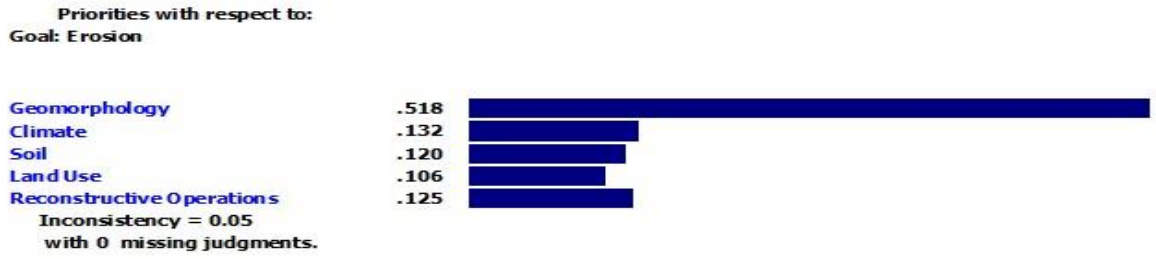
۶- بررسی رابطه پیشروی خندق ها با ویژگیهای فیزیکی وشیمیایی خاک ، شیب ،عملیات عمرانی و کاربری های مختلف.

نتایج وبحث

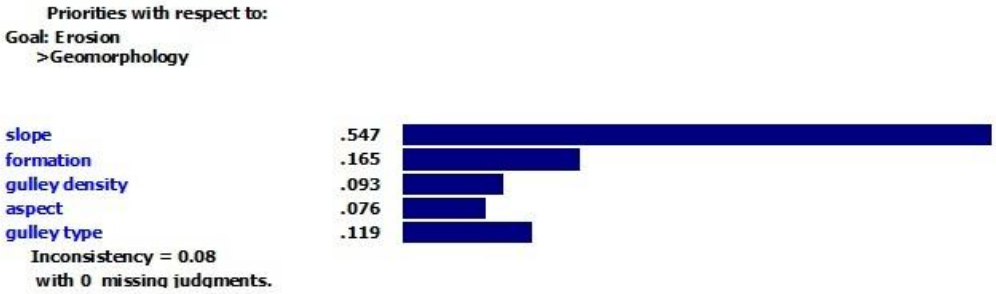
با توجه به اطلاعات صحرائی بدست آمده از منطقه طرح عوامل مختلفی در ایجاد خندق دخالت دارند، که از میان آنها می توان به میزان حساس بودن سازندهای تشکیل دهنده ، نوع بافت خاک اشاره کرد اثرات عوامل طبیعی در بیشتر موارد خارج از دسترس می باشد و به سرشت سازندهای زمین شناسی، خصوصیات فیزیکی منطقه (شیب، توپوگرافی، شکل

حوضه) خصوصیات خاک و عوامل دیگر مربوط می شود . در صورتی که نوع سازند زمین شناسی و رسوبات موجود در حوزه آبخیز را تعیین کننده اندازه و تراکم خندق است. میزان ماده آلی بین ۰/۱ تا ۰/۶ درصد متغیر است که براساس نظر (mdragan و ۱۹۹۵)، جزء خاک های حساس به فرسایش است. نتایج این تحقیق دلالت بر تاثیر مثبت ویژگی های نظیر شیب و سازند زمین شناسی بر گسترش خندقها و تولید رسوب برای مناطق پایین دست دارد. با توجه به نتایج داده های آزمایشگاهی فیزیکو شیمیایی خاک حوزه آبخیز قلعه گرگ ونتایج بازدید های متوالی از منطقه و بررسی علل رخ داد خندق ، میتوان به ۲ دلیل عمده برای بوجود آمدن خندق اشاره کرد. عمده ترین عامل مربوط به خصوصیات ذاتی خاک می باشد که دارای بافت شنی لومی، سیلتی لوم و یا لوم می باشد و دارای پایداری بسیار کم چه در حالت خشک و یا تر دارد.

همه نمونه های آزمایشگاهی کمتر از ۱٪ مواد آلی داشتند و این به معنای فقر شدید خاک از جنبه های حاصلخیزی و عدم تشکیل خاکدانه مناسب و نهایتاً چسبندگی و مقاومت خاک در برابر عوامل فرسایش می باشد. البته نباید از نظر دور داشت که سازند های زمین شناسی مانند سازند آغاجاری، کواترنر و مارن های گچی و نمکی در بوجود آمدن این خصوصیات نقش عمده دارد. PH نمونه های خاک در حوزه آبخیز قلعه گرگ بین ۷ تا ۸ در نوسان بود که می توان گفت تاثیری در خندقی شدن مناطق نداشته است ولی مقدار مواد خنثی شونده از جمله آهک بیش از ۵۰٪ بوده که تاثیر عمده در خندقی شدن داشته است..از دیگر عوامل طبیعی نقش اقلیم میباشد. بیشترین مناطق خندقی در منطقه گرم خشک بیابانی و در گرم نیمه خشک رخ داده است. در اقلیم گرم خشک بیابانی مناطق خندقی در شیب های کمتر از ۸٪ بوجود آمده است. از دیگر عوامل گسترش خندق را می توان به شدت بارندگی در زمان های کوتاه اشاره کرد. با توجه به سیلگیر بودن این مناطق در مدت زمان کوتاهی مقدار رواناب زیادی از ارتفاعات اطراف سرازیر این مناطق شده و چون خاک این مناطق از رسوبات دانه ریز با بافت سیلتی و ساختمانی سست و دارای املاح زیادی می باشند حساسیت زیادی در برابر فرسایش و انحلال پیدا میکند. با توجه به اینکه بیشترین مناطق خندقی در اراضی مرتعی واقع شده اند می توان نتیجه گرفت که در حوزه آبخیز قلعه گرگ خندق در مراتع بسیار ضعیف و رها شده صورت می گیرد.. عملیات عمرانی و عدم دقت در مسائل فنی باعث ایجاد آبکند های فراوان شده از جمله جاده سازی های نامناسب، احداث پل های ارتباطی و عدم تعبیه زهکش های مناسب در این مسیر باعث بوجود آمدن مشکلات عدیده ای شده است. با توجه به صنعتی بودن و نفت خیزی استان، نصب و لوله گذاری و احداث تاسیسات مرتبط، روند خندقی شدن این مناطق را تسریع کرده است. .



نمودار وزن محاسبه شده معیارهای اصلی موثر در ایجاد خندق در نرم افزار Expert Choise



نمودار وزن محاسبه شده زیر معیارهای ژئومرفولوژی در نرم افزار Expert Choise

منابع:

احمدی، ح، ۱۳۹۰، ژئوموفولوژی کاربردی جلد۱، انتشارات دانشگاه تهران

احمدی ، ح،۱۳۹۰، سازندهای دوره کواترنر،۱۸۰ انتشارات دانشگاه تهران

حیدری، ف، ۱۳۸۰، بررسی مکانیزم توسعه فرسایش آبکندی (استان کرمان) گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری صفحه های ۲۲۶ تا ۲۶۳

سلیمان پور،س ، ۱۳۸۹، بررسی ویژگی های خاک سطحی بر گسترش طولی آبکند ها در اقلیم های مختلف استان فارس، چهارمین همایش ملی فرسایش ورسوب صفحه های ۳۴۴ تا ۳۵۲

فتاحی، م و همکاران، ۱۳۸۸، بررسی رابطه برخی از عوامل محیطی با فرسایش خندقی، مطالعه موردی شرف‌آباد البرز قم، چهارمین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک، کرمان، صفحه های ۶۶۷- ۶۶۱

صوفی ،م،۱۳۸۹، بررسی تاثیر انواع کاربری اراضی بر گسترش آبکندها در برخی مناطق استان فارس ،چهارمین همایش ملی فرسایش ورسوب صفحه های ۳۵۲ تا ۳۵۷

- Morgan , r.p.c , mngomezulu , d, 2003. Threshold condition of vally – side gullies in the middle veld of swaliand , catena 50:401-414
- Poesen , j,j. nachtergaele, g, verstraeten and valentine, c.2003,gully erosion and enriroonmental change: importance and research needs. Catena 50:91-133
- Kukal, s.s and matharu, g.s. 2002. Behariour of gully erosion in relation to catchment characteristi in foothills of lower shiva liks. 17th wcss, 14-21 august 2002. Thailand.

بررسی نقش شیب وکاربری اراضی در گسترش خندق با تاکید بر روش تحلیل سلسله مراتبی

شهاب شادمهر[1]، حسن احمدی[2]، بهارک معتمد وزیری[3]، علی اکبر مهرابی[4]

۱- دانشجوی دوره کارشناسی ارشد آبخیزداری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران

۲- استاد دانشگاه تهران

۳- استادیارگروه آبخیزداری دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم وتحقیقات تهران

٤- استاد دانشگاه تهران

مقدمه

درک علل ایجاد خندق در خلال صد سال گذشته برای بسط استراتژی های کنترل فرسایش ضروریست . اگرچه مطالعات زیادی درباره علل ایجاد خندق انجام شده است اما هنوزمورد بحث محققین این فن قرارداد.یکی از مهمترین دلایل ایجاد خندق درکشورهای مختلف دخالت انسان در تغییرکاربری اکوسیستم واقدامات انجام شده درآن اعلام شده است ناشترگیل(۲۰۰۱) از افزایش سطح زیرکشت ذرت درمرکزبلژیک به عنوان عامل اصلی افزایش خطر ایجاد فرسایش خندقی نام برده است .فالکنر (۱۹۹۵) افزایش کشت بادام بدون سکوبندی پس از تخریب پوشش گیاهی طبیعی مدیترانه ای در جنوب اسپانیا را به عنوان یکی از عوامل ایجاد خندق ذکرنموده است . استوود ویجدنر وهمکاران (۲۰۰۰) از این کشت وتغییر پوشش به عنوان عامل گسترش وتجدید فعالیت خندقهای جانبی در امتداد آبراهه های فصلی درجنوب شرق اسپانیا نام برده اند. بورک وهمکاران (۲۰۰۱) از کشت متراکم در نیمه دوم قرن بیستم در آبخیزبالائی یانک تسه(جنوب غرب چین)به عنوان عامل گسترش سریع خندق وازجنگلکاری به عنوان عامل تثبیت خندق نام برده اند. (Ahamadi , 2007) درتعریف خندق مکان بوجود آمدن آن را مدنظر می گیرد وبر این باور است که این نوع فرسایش در شیب های بیشینه تا ۱۵ درصد ودر دشت ها ودشت سرها وکمتر روی دامنه ها ایجاد می شود . خندق یک آبراهه با کناره های دارای شیب تندو یک پیشانی فرسایشی پرشیب وفعال می باشد .که با فرسایش ناشی از جریان سطحی متناوب (به طور معمول درطی یا پس از ریزش باران های شدید) ایجاد شده است.صوفی (۱۳۸۳) درتحقیقی در باره خندق های لامرد فارس نتیجه گرفت که همبستگی بسیار قوی بین گسترش خندق ها با مساحت اراضی بایر در لامرد استان فارس وجود دارد .با وجود تحقیقات ارائه شده هنوز تحقیقات زیادی لازم است تا درک روشنی از تاثیر انواع تغییرکاربری برایجاد وگسترش خندق بدست آورد. این تحقیق به منظور بررسی نقش معیارهای شیب وکاربری اراضی در ایجاد خندق در حوزه آبخیز قلعه گرگ انجام شده وبا مشخص کردن تاثیر هریک از زیر معیارها و گزینه های مربوطه (شیب وکاربری اراضی) ووزن دهی هرکدام ازاین زیر معیار ها وگزینه ها در روش تحلیل سلسله مراتبی انجام شد ودر نهایت مشخص شد چه کلاس شیبی وباچه کاربری وبا چه وزنی در ایجاد فرسایش خندقی تاثیر دارند.

مواد وروشها

حوزه قلعه گرگ به مساحت ۶۳۲۷/۵ هکتار در ۶۵ کیلومتری شمال شرق اهواز در بخش قلعه گرگ شهرستان شوشتر در استان خوزستان واقع شده است . حوزه مورد مطالعه در محدوده مختصاتی ۴۹۰۳۵۶ تا ۴۹۱۲۲۹ طول شرقی و۳۱۴۳۲۷ تا ۳۱۴۷۳۰ عرض شمالی واقع شده است .حوزه مورد مطالعه از غرب به جاده اهواز – مسجد سلیمان ورودخانه گرگر ، از شرق به ارتفاعات محدود می گردد. لازم به ذکر است که این زیرحوزه جزء حوزه آبخیز رودخانه گرگر (شاخه ای از رودخانه کارون) محسوب می گردد.

در روش تحلیل سلسله مراتبی زیر معیارهاو گزینه های مؤثر در فرسایش خندقی به ماتریس زوجی مقایسه شده اند . این روش یکی از کاملترین روشهای تصمیم گیری است که علاوه برفرموله کردن مسائل به شکل سلسله مراتب امکان قایسه به شکل کمی وکیفی نیز وجود دارد. در این فرآیند عناصر هر سطح نسبت به عناصر سطوح بالاتر به صورت زوجی مقایسه و وزن دهی می شوند که وزن نسبی نامیده می شود و با تلفیق وزنهای نسبی وزن نهایی مطلق به دست می آید که انجام این مراحل در نرم افزارExpert Choide صورت می پذیرد .برای دستیابی به نتایج بالا به ترتیب زیر عمل می شود:

۱- **ترسیم حوزه آبخیز بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰**

۲- **تهیه نقشه** DEM **از روی** **D.G.N** **های ۱:۲۵۰۰۰ منطقه**

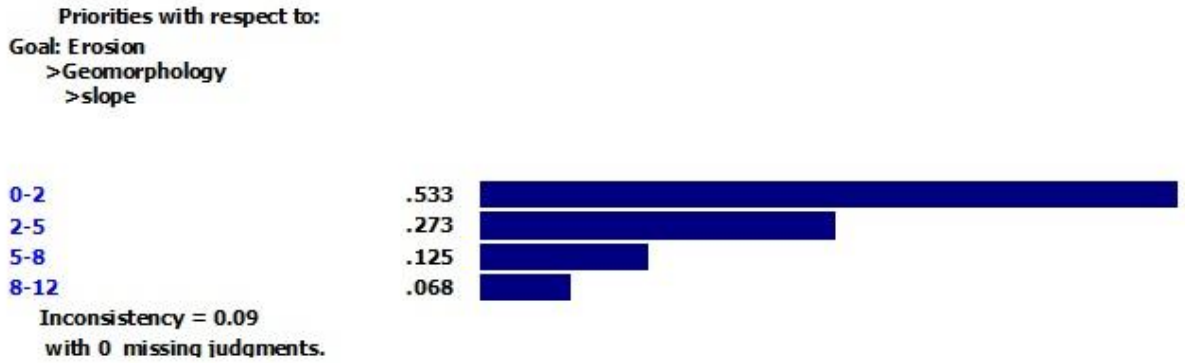
۳- **تهیه نقشه کاربری اراضی جدید وپوشش گیاهی از روی تصویر ماهواره ای اخیر وتعیین مساحت هر نوع کاربری**

٤- **بررسی رابطه پیشروی خندق ها با معیارهای ، شیب و کاربری های مختلف.**

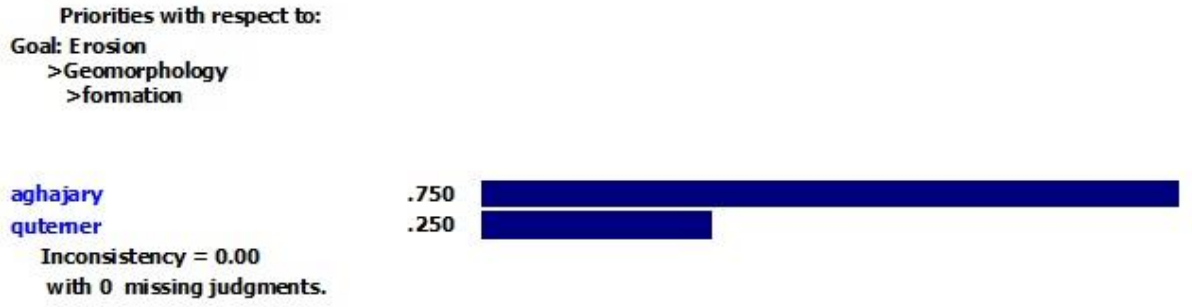
نتایج وبحث

نتایج این تحقیق دلالت بر تاثیر مثبت ویژگی های نظیر شیب و کاربری اراضی بر گسترش خندقها و تولید رسوب برای مناطق پایین دست دارد.این نتیجه به مدیران و مهندسین حفاظت خاک توصیه می کند که در کاهش گسترش خندقها و کم کردن تولید رسوب بایستی به کنترل فرسایش در پیشانی آن ها توجه بیشتری داشت. در حوزه آبخیزقلعه گرگ کاربری قسمت عمده اراضی مرتع و زراعت دیم است و مراتع یا رها شده و تخریب شده و یا تبدیل به دیم گردیده اند. خندقها بیشتر در مناطقی تمرکز کرده اند که روان آب متمرکز بیشتر در اثر تغییر کاربری ایجاد شده است. بیشترین تمرکز خندقها در اطراف دیم زارهای حاصل از تغییر مراتع، جاده های ارتباطی آسفالته و غیرآسفالته و اراضی دیم زار متروکه و فاقد پوشش مشاهده میشود. لذا در طراحی و ساخت جاده ها اصول ایمنی لازم برای پیشگیری از ایجاد خندقها را به صورت رعایت اصول فنی در زهکشی روان آب تولیدی توسط جاده و حفاظت اراضی پائین دست آبگذرهای جاده ای توسط پوشش سنگریزه به منظور استهلاک انرژی روان آب تولیدی و تبدیل دیم زارهای کم بازده به مرتع مدنظر مدیران اراضی قرار گیرد. همچنین اغلب خندقهای مورد مطالعه بر روی اراضی بایر و مراتع فقیر از نظر پوشش گیاهی ایجاد و در حال گسترش هستند. به منظور کاهش گسترش خندقها می توان با استقرار پوشش گیاهی به کاهش سطوح لخت و فاقد پوشش و افزایش ضریب زبری پرداخت تا میزان رواناب سطحی را کاهش داد.در مناطقی که جریان سطحی در گسترش خندق نقش دارد، ایجاد تاخیر در جریان و کم کردن دبی آن می تواند در تثبیت خندقها کمک نماید.احیای پوشش گیاهی با افزایش زبری سطح و افزایش ماده آلی خاک، در کنترل و کاهش خطر فرسایش خندقی، موثر می باشد. نتایج حاصل از ماتریس مقایسه زوجی نشان میدهد شیب ۲-۰ درصد با وزن۵۴۷/. بیشترین اثر و شیب ۱۲-۸ درصد با وزن ۰۶۸/. کمترین اثر را

دارا می باشد وهمچنین شیب ۵-۲درصد وزن ۲۷۳/. و شیب ۸-۵ درصد وزن ۱۲۵/. می باشد. با توجه به اینکه حوزه مورد مطالعه دارای دوسازند آغاجاری و نهشته های کواترنرمی باشد در وزن دهی به ماتریس مقایسه زوجی مشاهده شد سازند آغاجاری دارای وزن ۷۵۰/. ونهشته های کواترنر دارای وزن ۲۵۰/. است.



نمودار۱- وزن محاسبه شده گزینه های زیرمعیار شیب در نرم افزار Expert Choise



نمودار۲- وزن محاسبه شده گزینه های زیرمعیارسازند در نرم افزار Expert Choise

منابع :

فتاحی، م و همکاران، ۱۳۸۸، بررسی رابطه برخی از عوامل محیطی با فرسایش خندقی، مطالعه موردی شرف‌آباد البرز قم، چهارمین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک، کرمان، صفحه های ۶۶۷- ۶۶۱.

سلیمان پور،س، ۱۳۸۹، بررسی عوامل موثرخاک سطحی وشیب برحجم فرسایش آبکندی دراستان فارس، چهارمین همایش ملی فرسایش ورسوب ۳۴۴ تا۳۵۲.

صوفی، م، ۱۳۸۹ ، بررسی تاثیر انواع کاربری اراضی بر گسترش خندق ها در برخی مناطق استان فارس، چهارمین همایش فرسایش ورسوب ۳۵۲تا ۳۵۷.

داودی راد، علی اکبر،۱۳۸۹، بررسی نقش کاربری اراضی بر فرسایش خندقی (مطالعه موردی شهرستان دلیجان استان مرکزی) ، چهارمین همایش ملی فرسایش ورسوب صفحه های ۳۵۸ تا ۳۶۵.

قدوسی، ج و همکاران، ۱۳۸۴، بررسی رابطه ویژگی‌های مرفولوژیکی آبکندها، مجموعه مقالات دومین همایش فرسایش و رسوب، تهران، صفحه های ۳۹۲ تا ۳۹۸.

شجاعی، غ، ر، ۱۳۸۴، بررسی ارتباط بین تغییرات کاربری اراضی با فرسایش خاک و تولید رسوب در بخشی از حوزه آبخیز زاینده رود، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.

فتح الهی،طاهر،۱۳۸۹، بررسی نقش مدیریت بهره برداری از اراضی بررسوب زایی آبکندها(مطالعه موردی: منطقه چشمه سرد الشترلرستان)، چهارمین همایش ملی فرسایش ورسوب صفحه های ۳۶۱ تا ۳۶۷.

احمدی، ح، ۱۳۹۰، ژئومورفولوژی کاربردی جلد۱، انتشارات دانشگاه تهران

احمدی ، ح،۱۳۹۰، سازندهای دوره کواترنر،۱۸۰ انتشارات دانشگاه تهران

قدسی پور، سید حسن، ۱۳۹۰، فرآیند تحلیل سلسله مراتبی،انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر

بررسی رفتار ساختمان خاک از نظر ذخیره آب باران در مناطق نیمه‌خشک

سیده فاطمه اسلامی [۱]، علی‌رضا واعظی [۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان، شهرستان زنجان

۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان، دانشگاه زنجان، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک

مقدمه

ساختمان خاک یکی از ویژگی‌های مهم ساختمان خاک می‌باشد که خاک حاصل آرایش ذرات خاک در کنار یکدیگر و اتصال این ذرات به وسیله نیروهای چسبنده است. نتیجه واکنش ذرات معدنی و ترکیبات آلی خاک شکل‌گیری خاکدانه‌ها می‌باشد. مقدار خاکدانه‌های تخریب شده به استحکام نیروهای چسبنده و نگه‌دارنده ذرات به یکدیگر و بزرگی نیروهای تخریب کننده بستگی دارد Bazzoffi و Mbagwu (۲۰۰۹).

اندازه خاکدانه‌ها، سنجشی از میزان مقاومت و پایداری ساختمان خاک است. عوامل مؤثر بر اندازه خاکدانه در ارزیابی میزان خاک فرسایش یافته، پتانسیل خاک به پوسته شدن و سله بستن و قابلیت ذخیره آب باران در سطح خاک مهم است Celik (۲۰۰۵). عوامل مختلفی در میزان تولید رواناب نقش دارند. از جمله عوامل مهم و اثرگذار می‌توان به فرسایش‌پذیری خاک اشاره نمود. فرسایش‌پذیری خاک، میزان اثرپذیری خاک را نسبت به عوامل فرساینده بیان می‌کند. این شاخص به ویژگی‌های خاک و حساسیت طبیعی آن نسبت به عوامل فرساینده بستگی دارد. این مشخصه خاک تحت تأثیر ویژگی‌های مختلف خاک از جمله درصد ذرات خاک، ماده آلی، نفوذپذیری و ساختمان خاک قرار می‌گیرد Shi و همکاران (۲۰۰۶). از این میان اهمیت ساختمان خاک به واسطه تأثیر آن بر میزان نفوذ و نیز از نظر تأثیر بر قابلیت جدا شدن ذرات بر تولید رواناب حائز اهمیت می‌باشد. نتایج تحقیقات Williams و همکاران (۲۰۰۴) نشان داد که بین اندازه خاکدانه و ذخیره آب باران در خاک ارتباط معنی‌داری در سطح احتمال ۵ درصد وجود داشت (R^2=۰/۹۶). با توجه به این که در مورد اثر ساختمان خاک بر ذخیره آب باران تحت تأثیر رخدادهای یکسان کارهای محدودی صورت گرفته است، لذا این تحقیق با هدف بررسی تأثیر رفتار ساختمان خاک بر ذخیره آب باران طی رخدادهای متناوب بارندگی انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

برای انجام تحقیق، از یک خاک کشاورزی در محدوده جغرافیایی ″۱۱ ′۳۶ °۳۵ عرض شمالی و ″۳۷ ′۰۹ °۴۷ طول شرقی شهر زنجان در سال ۱۳۹۰ نمونه‌برداری شد. پنج گروه خاکدانه شامل خاکدانه‌های با قطر کوچکتر از ۲ میلی‌متر، ۲ تا ۴/۷۵ میلی‌متر، ۴/۷۵ تا ۵/۶ میلی‌متر، ۵/۶ تا ۹/۷۵ میلی‌متر و ۹/۷۵ تا ۱۲/۷ میلی‌متر مورد بررسی قرار گرفت. برای این منظور از الک‌های ۲ میلی‌متر، ۴/۷۵ میلی‌متر، ۵/۶ میلی‌متر، ۹/۷۵ میلی‌متر و ۱۲/۷ میلی‌متر استفاده شد. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک با روش‌های معمول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. فلوم‌های فلزی محتوی خاکدانه در ابعاد ۱۰۰ cm × ۵۰ cm و عمق ۱۵ cm بود. خاکدانه‌های مورد نظر تا عمق ۱۰ سانتی‌متر به فلوم‌ها افزوده شد. به این ترتیب ۱۵ فلوم فلزی محتوی ۵ کلاس اندازه خاکدانه در سه تکرار مورد بررسی قرار گرفت. فلوم‌های حاوی خاکدانه تحت شیب ۵ درجه (۹ درصد) زیر دستگاه شبیه‌ساز باران قرار داده شد. طول مدت بارش ۳۰ دقیقه و شدت آن نیز ۶۰ میلی‌متر بر ساعت بود. بعد از اعمال هر رخداد فلوم‌ها در معرض سایه قرار داده شدند. سپس در آزمایشگاه پس از اندازه‌گیری رواناب، ذخیره آب باران نیز به‌طور جداگانه در هر کلاس خاکدانه محاسبه شد.

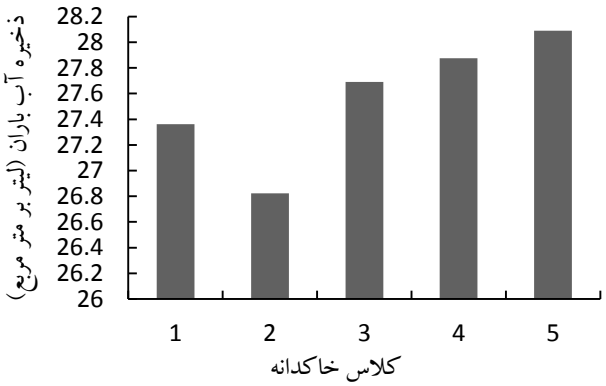
بحث و نتایج

تجزیه واریانس داده‌ها نشان داد که اثر ساختمان خاک بر ذخیره آب باران در سطح احتمال ۰/۰۵ معنی‌دار بود (جدول ۲). این نتیجه به این دلیل بود که در خاکدانه‌های با اندازه متفاوت، اندازه منافذ خاک نیز متفاوت بود. تغییرات اندازه منافذ بر میزان ذخیره آب باران و در نتیجه تولید رواناب مؤثر بود. با افزایش ساختمان خاک، ذخیره آب باران افزایش و تولید رواناب کاهش یافت. یافته‌های Canton و همکاران (۲۰۰۹) نیز نشان داد که تولید رواناب در خاکدانه‌های با قطر دو میلی‌متر به مراتب بیش‌تر از خاکدانه‌های با قطر ۸ میلی‌متر بود چرا که خاکدانه‌های کوچک مقاومت کم‌تری در برابر ضربه قطرات باران داشتند.

جدول ۲- تجزیه واریانس اثر ساختمان خاک بر ذخیره آب باران

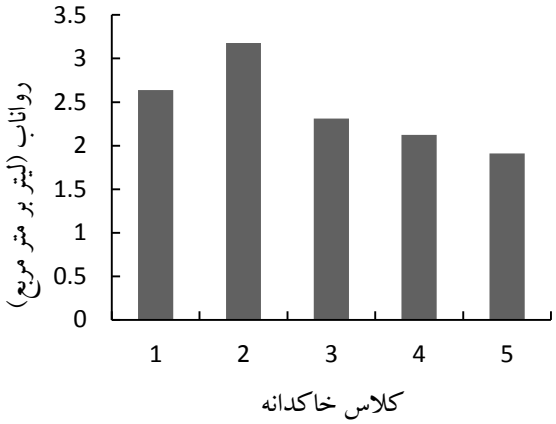
منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات	مجموع مربعات	سطح معنی‌داری
ذخیره آب	۴	۵۵۳۹۸۰/۹۵۵	۲۲۱۵۹۲۳/۸	۰/۰۲۱
خطا	۱۰	۱۰۳۴۵۴/۸۷۸	۷۲۴۱۸۴/۱۴۳	
CV (٪)	۱۰/۸۳			

شکل ۱ تغییرات ذخیره آب باران را در کلاس‌های مختلف خاکدانه نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌شود با افزایش کلاس خاکدانه (از کلاس یک به سمت کلاس پنج) ذخیره آب باران افزایش یافت. دلیل افزایش نفوذپذیری، کاهش رواناب در سطح خاک، افزایش رطوبت اولیه خاک و تخریب شدید ساختمان خاک در کلاس پنجم بود، به طوری که ذخیره آب باران در کلاس اول، ۱/۶۶ برابر کم‌تر از کلاس پنجم شد.



شکل ۱- اثر کلاس خاکدانه بر ذخیره آب باران

شکل ۲ تغییرات رواناب را در کلاس‌های مختلف خاکدانه (اندازه خاکدانه) تحت باران شبیه‌سازی شده نشان می‌دهد. نتایج نشان داد که با افزایش اندازه خاکدانه (از کلاس اول تا پنجم) تولید رواناب به دلیل ذخیره بیشتر آب باران، کاهش یافت.



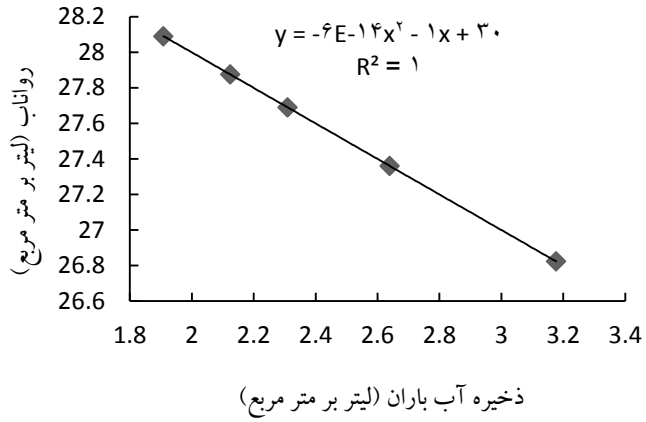
شکل ۲- اثر ساختمان خاک بر تولید رواناب تحت باران

تجزیه واریانس داده‌ها نشان داد که اثر ذخیره آب باران بر تولید رواناب در سطح احتمال ۰/۰۰۱ معنی‌دار بود (جدول ۳). دلیل این موضوع، تغییرات شدید ساختمان خاک طی اعمال رخدادهای متناوب باران در سطح خاک بود. در پژوهشی Williams و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که رخدادهای یکسان بارندگی (از ۲۰ تا ۴۰ میلی‌متر بر ساعت) اثری معنی‌دار ($p<۰/۰۵$) بر تولید رواناب داشت، به طوری که تا رخداد سوم تولید رواناب به دلیل افزایش بیش‌تر افزایش بیش‌تر ذخیره آب نسبت به هدررفت آن یک روند کاهشی داشت ولی بعد از آن اندازه، به علت کاهش نفوذ آب در خاک، به اندازه ۲/۰۲ برابر افزایش یافت.

جدول ۳- تجزیه واریانس اثر ذخیره آب باران بر تغییرات تولید رواناب در خاکدانه‌ها

منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات	مجموع مربعات	سطح معنی‌داری
ذخیره باران	۹	۰/۶۵۷	۵/۹۱۴	۰/۰۰۰
خطا	۱۴۰	۰/۰۳۰	۳/۳۰۹	

شکل ۳ تغییرات ذخیره آب باران را در اثر تولید رواناب نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌شود با افزایش تولید رواناب ذخیره آب باران کاهش یافت. دلیل افزایش تولید رواناب، افزایش رطوبت اولیه خاک، کاهش سرعت نفوذ آب در خاک و نیز تخریب شدید ساختمان خاک و کاهش تخلخل درشت خاک و در ادامه تشکیل سله در سطح خاک بود.



شکل ۳- اثر ذخیره آب باران بر تولید رواناب

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج، بین ذخیره آب باران و تولید رواناب تحت باران اختلاف معنی‌داری وجود داشت ($p<۰/۰۰۱$). بر اساس نتایج، تغییرات اندازه منافذ بر میزان نفوذ آب باران و در نتیجه تولید رواناب مؤثر بود. با افزایش کلاس خاکدانه (از کلاس یک به سمت کلاس پنج) ذخیره آب باران افزایش یافت. دلیل افزایش نفوذپذیری، کاهش رواناب در سطح خاک، افزایش رطوبت اولیه خاک و تخریب شدید ساختمان خاک در کلاس پنجم بود، به طوری که ذخیره آب باران در کلاس اول، ۱/۶۶ برابر کم‌تر از کلاس پنجم شد. همچنین از کلاسی به کلاس دیگر تغییرات رواناب از یک روند کاهشی برخوردار بود. دلایل این موضوع کاهش رطوبت خاک، افزایش نفوذ و در نتیجه تسهیل در جدا شدن ذرات خاک می‌باشد، به گونه‌ای که تولید رواناب در کلاس اول، ۱/۷۴ برابر بیش‌تر از کلاس پنجم شد.

منابع

1- Baihua, F. Lachlan, T. H. Newham, C. E. and Ramos-Scharrón. 2010. A review of surface erosion and sediment delivery models for unsealed roads. Soil Science Society of America Journal, 24 (11): 834-840.
2- Canton, Y., Sole-benet, A., Asensio, C., Chamizo, S., and Puigdefabregas, J.,2009. Aggregate Stability in range sandy soils relationships with runoff and erosion, Original research article Catena. Journal homepage, Elsevier, 14(8): 192-199.
3- Cattan, D. Lan, Z. H. David, A. B. 2012. Effect of soil physical on runoff and sediment concentration under rain. Soil Science Society of America Journal, 20 (10): 531-539.
4- Celik, I. 2005. Land-use effects on organic matter and physical properties of soil in a southern Mediterranean highland of Turkey. Soil and Tillage Research, 83 (3): 270-277.
5- Mbagwu, J., and Bazzoffi, P., 2009. Soil characteristics related to resistance of breakdown of dry soil aggregates by water-drops. Soil and Tillage Research, 47: 133–145.
6- Rabinson, B. S., 2006. The role of the plant cover in soil resistance and decrease soil runoff. Soil Science Society of American Journal, 19 (9): 41-52.
7- Shi, Z. H., Cai, C.F., Ding, S.W., and Wang, T.W., 2006. Soil conservation planning at the small watershed.

8- Williams, B. M., Martinez- Menaa., and Deeksb, L., 2004. Exponential distribution theory and aggregate size. Soil Science Society of America Journal, 6 (12): 382-391.

بررسی تأثیر ساختمان خاکدانه بر عمق رواناب تحت باران‌های شبیه‌سازی شده در منطقه‌ای نیمه‌خشک

سیده فاطمه اسلامی [۱]، علی‌رضا واعظی [۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان، شهرستان زنجان
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان، دانشگاه زنجان، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک

مقدمه

در روابط و مدل‌های برآورد رواناب و رسوب متغیرهای مختلف لحاظ می‌گردند (Elliot و همکاران، ۲۰۰۲). عوامل مختلفی در میزان تولید رواناب نقش دارند. از جمله عوامل مهم و تأثیرگذار می‌توان به ویژگی‌های خاک اشاره نمود. تولید رواناب تحت تأثیر ویژگی‌های مختلف خاک از جمله درصد نسبی اندازه ذرات خاک، ماده آلی، نفوذپذیری و ساختمان خاک قرار می‌گیرد (Shi و همکاران، ۲۰۰۶). از این میان اهمیت ساختمان خاک به واسطه تأثیر آن بر میزان نفوذ حائز اهمیت می‌باشد. ویژگی‌های مختلفی از ساختمان خاک (درصد، پایداری و اندازه خاکدانه‌ها) در ارزیابی تأثیر ساختمان خاک بر تولید رواناب مهم هستند (Alekseeva و همکاران، ۲۰۰۹). اندازه خاکدانه یکی از ویژگی‌های مهم ساختمان خاک می‌باشد. در مورد تأثیر اندازه خاکدانه بر میزان نفوذ آب به خاک و تولید رواناب تحقیقات مختلفی انجام گرفته است. Williams و همکاران (۲۰۰۴)، برای توصیف توزیع اندازه خاکدانه‌ها از شاخصی به نام فرسایش‌پذیری خاک استفاده کردند. خاکدانه‌ها در محدوده ۰/۲۵ تا ۱۶ میلی‌متر از خاک‌های نواحی معتدل آمریکا نمونه‌برداری شد. نمونه‌ها زیر یک دستگاه باران‌ساز کوچک با شدت ۲۰ میلی‌متر بر ساعت به مدت ۳۰ دقیقه قرار گرفت. نتایج نشان داد که بین اندازه خاکدانه و فرسایش‌پذیری خاک ارتباط معنی‌داری در سطح احتمال ۵ درصد وجود داشت. به عبارت دیگر خاکدانه‌های با قطر کم دارای فرسایش‌پذیری به مراتب بالایی نسبت به خاکدانه‌های درشت بود و همبستگی منفی معنی‌دار نیز بین این دو عامل وجود داشت (R^2=۰/۹۶). تحقیقات Ekwue و همکاران (۲۰۰۵) در خاک‌های نواحی نیمه‌معتدل آمریکای جنوبی درکشور کلمبیا صورت گرفت، خاکدانه‌های با قطرهای کمتر از ۲ میلی‌متر و بیشتر از ۲ میلی‌متر در معرض باران مصنوعی با شدت ثابت ۳۰ میلی‌متر بر ساعت قرار داده شد. نتایج نشان داد که خاکدانه‌های با قطر کمتر از ۲ میلی‌متر نسبت به خاکدانه‌های با قطر بیشتر از ۲ میلی‌متر دارای رواناب بالایی در سطح احتمال ۵ درصد بود. بررسی‌های Ellison و Kramer (۲۰۰۷) بر روی خاکدانه‌های با قطر ۳ و ۶ میلی‌متر و استفاده از دستگاه شبیه‌ساز باران با شدتبارش ۲۱/۸ میلی‌متر بر ساعت و اندازه قطر قطرات باران ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر نیز نشان داد که با افزایش قطر خاکدانه ساختمان خاک بهبود یافته و سرعت رواناب به طور معنی‌داری (R^2=۰/۸۲) کاهش می‌یابد. با توجه به اینکه در مورد اثر اندازه خاکدانه بر تولید رواناب در خاک تحت باران یکسان کارهای محدودی صورت گرفته است، لذا این تحقیق با هدف بررسی تأثیر اندازه خاکدانه بر تولید رواناب طی باران‌های یکسان در خاک انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

برای انجام تحقیق از یک خاک کشاورزی در دانشگاه زنجان در سال ۱۳۹۰ نمونه‌برداری شد. پنج گروه خاکدانه شامل خاکدانه‌های با قطر کوچکتر از ۲ میلی‌متر، ۲ تا ۴/۷۵ میلی‌متر، ۴/۷۵ تا ۵/۶ میلی‌متر، ۵/۶ تا ۹/۷۵ میلی‌متر و ۹/۷۵ تا ۱۲/۷ میلی‌متر مورد بررسی قرار گرفت. از فلوم‌های فلزی به ابعاد ۱۰۰ cm × ۵۰ cm و عمق ۱۵ cm استفاده شد. به این ترتیب ۱۵ فلوم فلزی محتوی ۵ کلاس اندازه خاکدانه در سه تکرار مورد بررسی قرار گرفت. فلوم‌های حاوی خاکدانه تحت شیب پنج درجه (۹ درصد) زیر دستگاه شبیه‌ساز باران قرار داده شدند. طول مدت بارش ۳۰ دقیقه و با شدت ثابت بر هر یک از فلوم‌ها اعمال شد. بعد از اعمال هر رخداد فلوم‌ها در معرض سایه قرار داده شدند. نمونه رواناب جمع شده در ظروف پلاستیکی انتهای فلوم‌ها جمع‌آوری شد و در آزمایشگاه پس از جداسازی رسوب، رواناب اندازه‌گیری شد و در نهایت حجم رواناب تولید شده در هر کلاس به دست آمد.



شکل ۱- فلوم‌های محتوی خاکدانه مربوط به ۵ کلاس خاکدانه

نتایج و بحث

جدول ۱ ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه را نشان می‌دهد. نتایج نشان داد که خاک منطقه دارای بافت لوم‌رسی آهکی با ماده آلی پایین بود.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه

شن	سیلت	رس	ماده آلی	آهک	گچ	واکنش	هدایت الکتریکی
(٪)	(٪)	(٪)	(٪)	(٪)	(٪)	خاک	(dS/m)
۴۲/۲	۲۳/۷	۳۴/۱	۰/۶۱	۱۶/۴۲	۳/۷۵	۷/۵۶	۱/۰۵

تجزیه واریانس داده‌ها نشان داد که اثر اندازه خاکدانه بر تولید رواناب در سطح احتمال ۰/۰۵ معنی‌دار بود (جدول ۲). این نتیجه به این دلیل بود که احتمالاً گودی‌های به وجود آمده در سطح خاک در کلاس‌های بالا منجر به کاهش

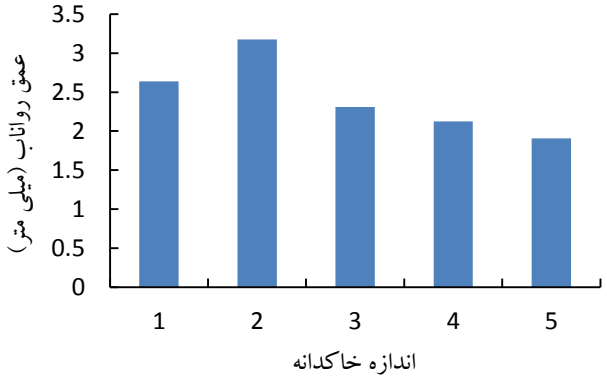
تولید رواناب در خاک گردید. این نتیجه با یافته‌های Canton و همکاران (۲۰۰۹) مطابقت نداشت، ولی با نتایج Williams و همکاران (۲۰۰۴) در مورد اثر اندازه خاکدانه بر فرسایش‌پذیری خاک مطابقت داشت.

جدول ۲- تجزیه واریانس اثر اندازه خاکدانه بر تولید رواناب

منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات	مجموع مربعات	سطح معنی‌داری
اندازه خاکدانه	۴	۵۵۳۹۸۰/۹۵۵	۲۲۱۵۹۲۳/۸۲۰	۰/۰۲۷**

**سطح معنی‌داری در سطح احتمال ۰/۰۵

شکل ۲ نتایج حاصل از تغییرات عمق رواناب در کلاس‌های مختلف خاکدانه را نشان می‌دهد. نتایج نشان داد که بین اندازه خاکدانه و تولید رواناب همبستگی بالایی (R^2=۰/۵۹) وجود داشت. همانطور که مشاهده می‌شود در کلاس-های چهارم و پنجم با افزایش اندازه خاکدانه مقدار تولید رواناب به طور معنی‌دار در سطح احتمال ۵ درصد کاهش یافت که با یافته‌های Williams و همکاران (۲۰۰۴) مطابقت داشت.



شکل ۲- اثر اندازه خاکدانه بر عمق رواناب

نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج، بین کلاس‌های مختلف خاکدانه بر تولید رواناب در سطح احتمال ۰/۰۵ اختلاف معنی‌داری وجود داشت. نتایج نشان داد که در کلاس دوم بیشترین مقدار عمق رواناب در خاک (۳/۱۸ میلی‌متر) اتفاق افتاد. نفوذپذیری خاک در کلاس‌های بعدی کاهش یافت، هر چند که این میزان در کلاس چهارم با کلاس پنجم اختلاف معنی‌داری نداشت. کمترین مقدار رواناب خاک در کلاس پنجم (۱/۹۱ میلی‌متر) تولید شد. در کلاس پنجم عمق رواناب خاک نسبت به کلاس چهارم به مقدار ناچیزی کاهش یافت، زیرا ذرات ریز و سست خاک در کلاس‌های اول تا چهارم غالباً منتقل شده و در کلاس پنجم نفوذپذیری خاک افزایش یافت. در کلاس دوم نیز علی‌رغم درشتی خاکدانه‌ها نسبت به کلاس اول، با این وجود تولید رواناب در خاک افزایش نسبتاً چشمگیری داشت.

منابع

۱- عنایتی، ک.، روستا، م، ج.، و وکیلی، الف.، ۱۳۹۰. بررسی برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک بر اندازه خاکدانه‌ها در یک خاک شور و سدیمی با بافت سیلت لوم. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، ۵۶ (۱۵)، ۱۶۹-۱۷۸.

2- Alekseeva, T. Sokolowska, Z. Hajnos, M. Alekseev, A. and Kalinin, P. 2009. Water stability of aggregates in subtropical and tropical soils (Georgia and China) and its relationships with the mineralogy and chemical properties. Eurasian Soil Science , 42 (5): 415-425.

3- Canton, Y., Sole-benet, A., Asensio, C., Chamizo, S., and Puigdefabregas, J.,2009. Aggregate Stability in range sandy soils relationships with runoff and erosion, Original research article Catena. Journal homepage, Elsevier, 14(8), 192-199.

4- Ekwue, E. L., and Adam, M., 2005. Study of soil stability and effect land use. Soil Science Society of America Journal, 34(19), 1234-1240.

5- Elliot¸ W. J.¸ Laflen¸ J. M., and Kohl¸ K. D., 2002. Effect of soil properties on soil runoff. Paper Nomber 892150¸ American Society of Agricultural Engineer, St. Joseph¸ Michigan.

6- Ellison, S. C., and Kramer, G. M., 2007. Water erosion and experiments. Soil Science, 30 (15), 251-260.

7- Shi, Z. H., Cai, C.F., Ding, S.W., and Wang, T. W., 2006. Soil conservation planning at the small watershed.

8- Williams, B. M., Martinez- Menaa., and Deeksb, L., 2004. Exponential distribution theory and aggregate size. Soil Science Society of America Journal, 6 (12), 382-391.

تهیه نقشه سیمای فرسایش خاک با استفاده از تکنیک های GIS و RS (مطالعه موردی: حوضه خشک و نیمه خشک دویرج، دهلران)

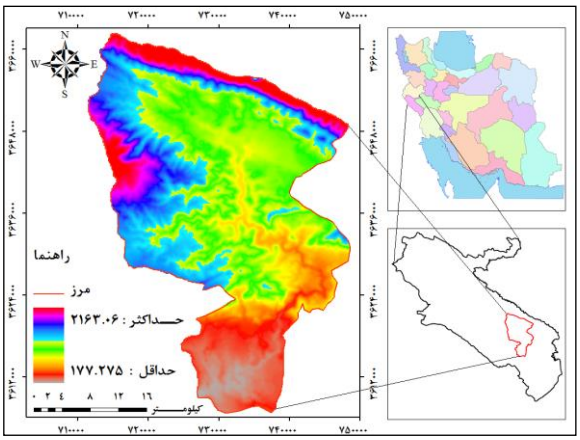
حسن فتحی زاد[1]، حاجی کریمی[2]، محسن توکلی[3]
۱- دانش آموخته‌ی کارشناسی ارشد بیابانزدایی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۲- دانشیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۳ - استادیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام

مقدمه

فرسایش خاک یک مشکل جهانی است که به طور جدی منابع آب و خاک را تهدید می‌کند. برای تشکیل یک سانتی‌متر خاک بیش از سیصد سال زمان لازم است(تریپاتی، ۲۰۰۱). خطر فرسایش نشان دهنده‌ی احتمال وقوع فرسایش در منطقه‌ای معین است و بررسی خطر آن نیز بر اساس روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد (Vrieling et al, 2008). سیمای فرسایش آبی در یک منطقه علاوه بر نشان دادن وضعیت و سطح پراکنش انواع فرسایش، میتواند بیان کننده وضعیت زمین شناسی، توپوگرافی، نوع و مدیریت استفاده از اراضی و سایر پارمترهای کنترل کننده فرسایش باشد. انواع اولیه فرسایش خاک اساسا بصورت مفهومی بوده و اغلب شامل تهیه نقشه فرسایش از روی عکس های هوایی می شود که انواع فرسایش سطحی، شیاری و خندق های اتفاق افتاده در یک محل را در بر می گیرد(مورگان، ۱۹۹۶). تحقیقات انجام گرفته توسط Dadrasi (1997)، Rinos و همکاران(۲۰۰۰)، رحمت نیا (۱۳۷۶)، نجابت (۱۳۸۱) و عمدتا با استفاده از تکنیکهای مختلف پردازش کامپیوتریِ تصاویر ماهواره ای درنرم افزار Arc GIS، برخی نقشه های مورد نیاز در تهیه نقشه شدت فرسایش مانند نقشه های کاربری اراضی پوشش اراضی تهیه و با استفاده از این لایه های اطلاعاتی و دیگر لایه های اطلاعاتی حاصل از منابع دیگر و با در نظر گرفتن تمامی آمارها و اطلاعات موثر و موجود بر پدیده فرسایش خاک، نقشه فرسایش را در منطقه مورد مطالعه و در محیط Arc GIS تهیه کرده اند. در تحقیق حاضر، این نقشه مستقیما با استفاده از تفسیرچشمی تصاویر ماهواره ای تهیه و معیارهای مربوطه معرفی شده اند

مواد و روشها

حوزه آبخیز دویرج در جنوب استان ایلام و در محدوده جغرافیایی َ۱۶ و ْ۴۷ تا َ۴۰ و ْ۴۷ طول شرقی و َ۳۴ و ْ۳۲ تا َ۰۵ و ْ۳۳ عرض شمالی واقع شده است. مساحت منطقه مورد مطالعه ۱۱۸۸۳۷/۷۷هکتار، بیشترین ارتفاع منطقه ۲۱۶۳ متر و کمترین ارتفاع معادل ۱۷۷ متر از سطح دریا می‌باشد جاده ایلام به خوزستان در جهت شرق به غرب و در قسمت جنوبی حوزه مورد مطالعه واقع شده است. شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان ایلام و ایران نشان می دهد.



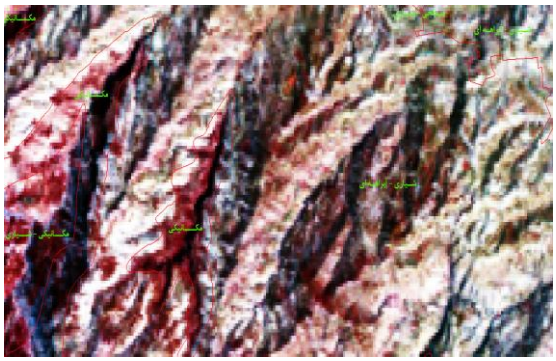
شکل ۱- موقعیت حوضه آبخیز دویرج در کشور و استان

مواد تحقیق

در انجام این پژوهش از تصاویر ماهواره ای لندست ETM^+ سال ۲۰۰۷ و نرم افزار های Google Earth، ArcGIS، ENVI 4.5، IDRISI ands و نقشه های توپوگرافی با مقیاس۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش جمهوری اسلامی ایران و نقشه زمین شناسی با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران و داده های GPS استفاده شده است.

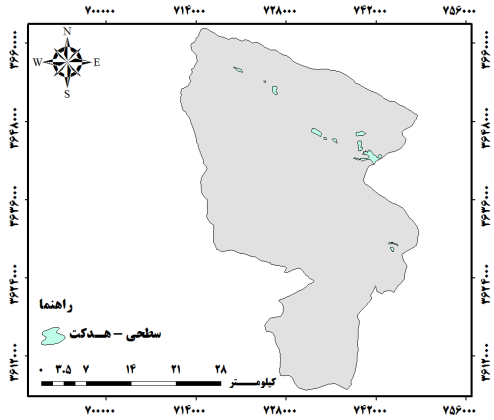
شناسایی موقعیت و توزیع مکانی اشکال فرسایش آبی

در ابتدای کار از روی عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای، مساحت تحت تأثیر هر یک از انواع فرسایش های آبی منطقه تشخیص و تعیین شده سپس درر سطح حوضه در نقاط متعدری فرسایش های زمان حال مورد چک صحرایی قرار گرفت. نمونه ای از بررسی انواع فرسایش آبی از طریق تصویر ماهواره ای در شکل ۲ ارائه شده است که لازمه اینکار تهیه یک تصویر رنگی از تصاویر ماهواره ای به گونه ای است که در آن عوارض فرسایشی تا حد ممکن نمایان شود. نمونه های متعددی از تصاویر رنگی میتوانند بکار گرفته شوند که برخی برای تشخیص عوارض خطی و برخی برای عوارض زمینی دیگر مناسب هستند. برای این تحقیق از تصویر کاذب رنگی ۴۳۲ استفاده شده است.

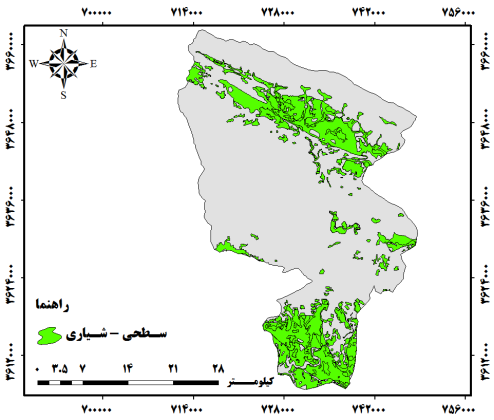


شکل ۲- استفاده از تصاویر ماهوارهای در تفکیک انواع فرسایش در منطقه مورد مطالعه

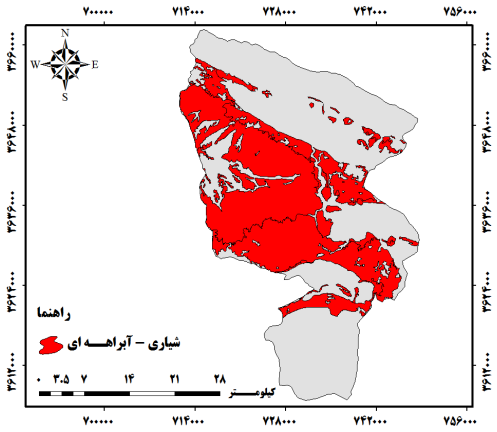
برخیاز انواع اشکال شناسایی شده در منطقه مورد مطالعه در اشکال۳ تا ۸ آمده است.



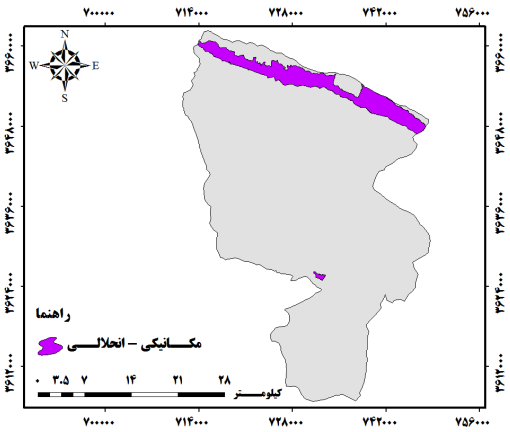
شکل ۳- محدوده تحت تأثیر فرسایش سطحی –هدکت



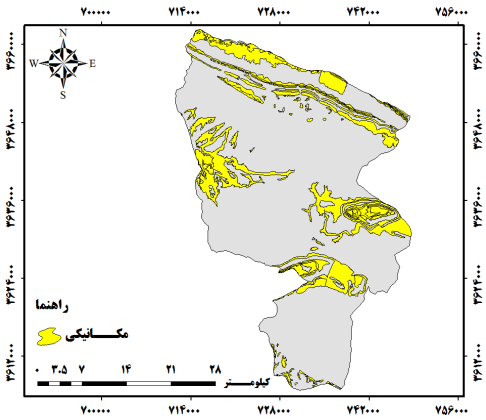
شکل۴- محدوده تحت تأثیر فرسایش سطحی-شیاری



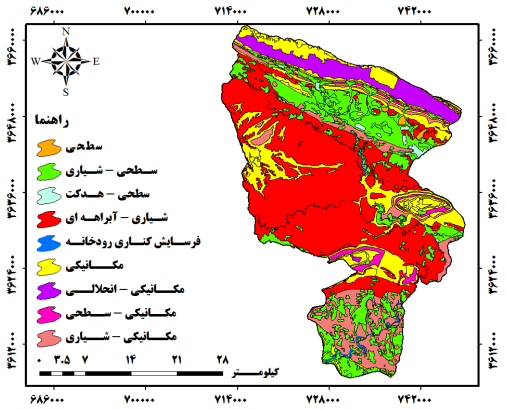
شکل ۵- محدوده تحت تأثیر فرسایش شیاری-آبراهه ای



شکل۶- محدوده تحت تأثیر فرسایش مکانیکی-انحلالی



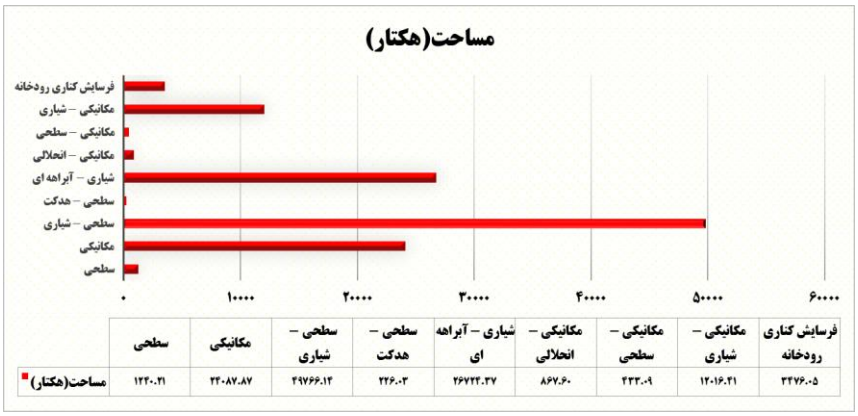
شکل ۷- محدوده تحت تأثیر فرسایش مکانیکی



شکل۸- وضعیت سیمای فرسایش منطقه

مساحت هر یک از فرسایش های موجود در منطقه به صورت هکتار در نمودار ۱ آمده شده است. نتایج نشان میدهد فرسایش سطحی- شیاری با مساحتی برابر۴۹۷۶۶/۱۴ هکتار بیشترین مساحت و فرسایش سطحی-

هدکت با مساحتی برابر با ۲۲۶/۰۳ هکتار کمترین مساحت را نسبت به سایر فرساش ها به خود اختصاص داده اند.



نمودار ۱- مساحت انواع فرسایش های آب موجود در منطقه(برحسب هکتار)

نتیجه گیری

نتایج این مطالعه نشان داد که استفاده از قابلیت های مشترک GIS و RS به طرز صحیحی باعث تفکیک رخساره های فرسایش آبی می شود. مناطق بدون فرسایش و فرسایش های سطحی و شیاری را میتوان از روی تصاویر ماهواره ای جدا کرد، منتهی نیاز به بازدید میدانی جهت بررسی صحت و دقت نقاط شناسایی شد دارد. فرسایش های خطی عمیق مثل آبراهه ای و رودخانه ای هم از روی تصاویر ماهوارهای قابل شناسایی هستند. در این تحقیق اقدام به تفکیک منفرد انواع فرسایش آبی و تهیه نقشه سیمای فرسایش با استفار از تکنیک های GIS و RS شده و با بررسی های صحرایی تکمیل شد. در آخر اینکه استفاده از نقشه های تولیدی و سنجش از دور مسائلی مانند میزا ن توسعه فرسایش در حوضه و نوع فرسایش ایجاد شده مشخص میگردد و میتوان اقدامات لازم درجهت احیا و بازیابی این مناطق انجام داد.

منابع

۱. رحمت نیا، ع.، ۱۳۷۶. ارزیابی قابلیت فرسایش خاک با استفاده از سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی، مطالعه موردی زیر حوزه های غرب و جنوب غرب قره سو .پایان نامه کارشناسی ارشد . دانشگاه تربیت مدرس. تهران :۱۴۰.

۲. نجابت، م.، ۱۳۸۱. امکان سنجی پردازش رقومی تصاویر ماهواره ای به منظور شناسایی و تهیه نقشه فرسایش سطحی خاک در استان فارس .مجموعه مقالات اولین کارگاه آموزشی کاربرد فناوریهای نوین(GIS- RS) در طرحهای حفاظت خاک .پژوهشکده حفاظت خک و آبخیزداری کشور.۴۲-۳۰.

3. Dadrasi S. A, 1997. Erosion assessment in the badland catchments of western Zanjanvalley, using RS and GIS. MSc Thesis. ITC. Enschede, The Netherlands: 112.
4. Morgan, R.P.C. (1996). Soil erosion and conservation. Second Edition, 198 pp.
5. Rinos M. H, Aggarwal S. P, and Desilva R. P, 2000. Application of Remote Sensing and GIS on soil erosion assessment at Bata River Basin, India. Department of Agricultural Engineering, Faculty of Agriculture. 1monamed-rions@hotmail.com.

6. Tripathi R. P, 2001. Soil Erosion and Conservation, New Age International Ltd, Pulisheers. 350 p.
7. UNEP, 1999.Human Development Report of the Islamic Republic of IRAN. Chapter 8,pp:109-121.
8. Vrieling, A., Sterk, G. and Beaulieu, N. 2002. Erosion risk mapping: a methodological case study in the Colombian Eastern Plains. J. of Soil and Water Conserv. 57(3): 158-163.

برآورد میزان فرسایش و رسوب با استفاده از مدل PSIAC و تکنیک سیستم اطلاعات جغرافیایی (مطالعه موردی: حوضه دویرج منطقه خشک و نیمه خشک دهلران)

حاجی کریمی[1]، حسن فتحی زاد[2]، محسن توکلی[3]، پرویز گرائی[4]
۱- دانشیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۲ - دانش آموخته‌ی کارشناسی ارشد بیابانزدایی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۳- استادیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
٤- کارشناس اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان ایلام

مقدمه

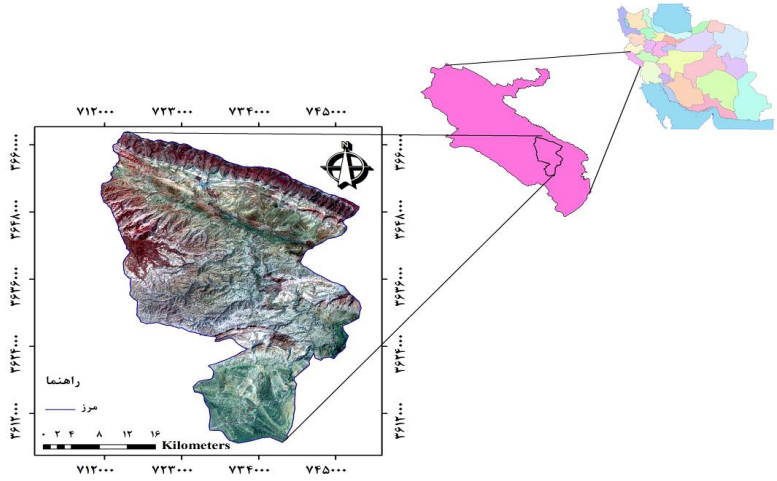
فرسایش خاک یک مشکل جهانی است که به طور جدی منابع آب و خاک را تهدید می‌کند. برای تشکیل یک سانتی‌متر خاک بیش از سیصد سال زمان لازم است (تریپاتی، ۲۰۰۱). برنامه توسعه سازمان ملل (یونیپ، ۱۹۹۹) فرسایش خاک در ایران را در حال حاضر نزدیک به ۲۰ تن در هکتار تخمین زده است که نسبت به ۱۰ سال گذشته ۱۰ تن در هکتار افزایش یافته است. با توجه به مسائل ذکر شده، ارزیابی خطرات فرسایش خاک و رسوب امری مهم و ضروری برای توسعه روش‌های ممانعت از فرسایش به منظور مدیریت پایدار اراضی و منابع آب است (Vrieling,2002). کسب اطلاعات مربوط به حجم روان آب و میزان فرسایش و رسوب بطور مستقیم بسیار سخت و گاهاً امکان ناپذیر به نظر میرسد. از اینرو مدل های متعدد تجربی جهت تحقیق پیرامون فاکتورهای فوق در هر حوضه آبخیز بوجود آمده است که برخی از آنها دارای کاربرد منطقه ای و محلی بوده و برخی دیگر نیز بعلت داشتن پارامترهای مناسب به صورت مدلهای جهانی تبدیل شده و در اکثر کشورهای جهان مورد استفاده قرار گرفته اند. از جمله این مدلهای می توان به مدل PSIAC[1] اشاره نمود. باقرزاده کریمی (۱۳۷۲)، در پژوهشی در زیرحوضه اوزون دره از حوضه آبخیز قزل اوزن به این نتیجه رسیده است که مدل PSIAC با مقادیر اندازه‌گیری شده مطابقت خوبی داشته است و همچنین مدل EPM[2] را مناسب برای سایر مناطق مشابه منطقه تحقیق دانسته است. احمدی (۱۳۷۸) برای اجرای مدل های PSIAC و EPM به این نتیجه رسیده است که در ابتد ا باید حوضه آبخیز به واحد، تیپ، رخساره و واحد کاری تقسیم شود و عوامل مدل‌ها را در زیرحوضه های هیدرولوژی یک حوضه آبخیز ارزیابی نمود و میزان فرسایش و ضریب فرسایش پذیری زیرحوضه ها و کل حو زه آبخیز را محاسبه نمود تا دقت و اطمینان کار در استفاده از مدلهای تجربی بدست آید. در این تحقیق، با استفاده از مدل PSIAC میزان فرسایش و تولید رسوب در هر زیرحوضه های حوضه آبخیز دویرج برآورد گردید.

مواد و روشها

حوزه آبخیز دویرج در جنوب استان ایلام و در محدوده جغرافیایی َ۱۶ و °۴۷ تا َ۴۰ و °۴۷ طول شرقی و َ۳۴ و °۳۲ تا َ۰۵ و °۳۳ عرض شمالی واقع شده است. مساحت منطقه مورد مطالعه ۱۱۸۸۳۷/۷۷هکتار، بیشترین ارتفاع منطقه ۲۱۶۳ متر و کمترین ارتفاع معادل ۱۷۷ متر از سطح دریا می‌باشد جاده ایلام به خوزستان در جهت شرق به غرب

[1] Pacific South-Western Inter-Agency Committee
[2] Erosion Potential Method

و در قسمت جنوبی حوزه مورد مطالعه واقع شده است. شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه در استان ایلام و ایران نشان می دهد.



شکل ۱- موقعیت حوضه آبخیز دویرج در کشور و استان

مواد تحقیق

در انجام این تحقیق از مواد زیر با توجه به موضوع، ماهیت تحقیق و روشهای بکار رفته استفاده شده است.

- آمار و اطلاعات موجود شامل داده‌های هواشناسی، اطلاعات، نقشه ها و گزارشهای پیشین.
- نقشه های توپوگرافی با مقیاس۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش جمهوری اسلامی ایران.
- نقشه زمین شناسی با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران.
- بازدیدهای صحرایی جهت انجام تحقیق مورد مطالعه و تکمیل اطلاعاتی که مورد نیاز هستند.

مدل PSIAC

این روش در سال ۱۹۶۸ توسط شرکتSouth-Western Inter-Agency Committee Pacific ارائه گردیده است در این مدل در مقایسه با سایر روشهای تجربی موجود بیشترین عامل موثر در فرسایش خاک جهت محاسبه فرسایش ویژه و تولید رسوب بکار گرفته شده است. در این روش ۹ عامل جهت محاسبه و برآورد فرسایش در نظر گرفته شده است(احمدی، ۱۳۷۸).

۱- ژئومرفولوژی و زمین شناسی، ۲- خاک، ۳- آب و هوا، ۴- رواناب، ۵- پستی و بلندی و شیب،۶- پوشش زمین، ۷- استفاده از زمین، ۸- وضعیت فرسایش خاک در سطح حوضه ، ۹- فرسایش رودخانه و حمل رسوب.

طریقه محاسبه عدد به این شکل بوده است که فاکتورهای مختلف در واحدهای کاری (رخساره های ژئومرفولوژی) تعیین و محاسبه و نهایتاً هر یک از فاکتورهای ۹ گانه مربوط به کل منطقه تعیین می گردد

جهت کاربرد روش PSIAC، ابتدا باید منطقه مورد مطالعه را به واحد های هیدرولوژیکی مناسب و یا واحد اراضی دیگر و بستگی به نظر و قضاوت کارشناس دارد تقسیم نمود، و سپس نه عامل ذکر شده، برحسب شدت و ضعف نقش آنها در فرسایش خاک و تولید رسوب در هر یک از واحدهای منظور شده ارزیابی و نمره گذاری می گردد و حاصل جمع نهایی نمره مربوط به نه عامل فوق الذکر در واحد منظور شده که با آن درجه رسوبدهی هم می گویند، بیانگر شدت فرسایش خاک و تولید رسوب آن واحد نیز می باشد. میزان تولید رسوب سالیانه آن با استفاده از جدول۱ قابل برآورد می باشد.

جدول ۱- تعیین میزان تولید رسوب سالیانه و کلاس فرسایش آبی در مدل PSIAC

شدت و کلاس فرسایش		تولید رسوب سالیانه	امتیاز نشان دهنده شدت فرسایش
شدت	کلاس		
جرئی	I	< ۹۵	۰-۲۵
کم	II	۹۵-۲۳۸	۲۶-۵۰
متوسط	III	۲۳۸-۴۷۶	۵۱-۷۵
زیاد	IV	۴۷۶-۱۴۲۹	۷۶-۱۰۰
خیلی زیاد (شدید)	V	> ۱۴۲۹	۱۰۰

ولی به منظور اعمال دقت بیشتر و احتراز از اشتباه در محاسبات از رابطه شماره مربوط به آن که به شرح زیر می باشد استفاده می نمایند.

$$Qs = 38.77e^{0.0353R} \quad [۱]$$

Q_S= میزان تولید رسوب بر حسب متر مکعب در کیلومتر مربع در سال.

R= درجه رسوبدهی و یا حاصل جمع نمرات می باشد.

نتایج و بحث

پس از امتیاز دهی عوامل ۹ گانه مدل PSIAC و جمع جبری آنها، درجه رسوبدهی (R) تعیین و با قرار دادن در رابطه ۱ مقادیر رسوب ویژه برای هر واحد کاری برآورد شده که با اعمال مساحت هر واحد کاری، رسوب کل نیز محاسبه گردید. سپس مقدار SDR برای هر واحد کاری تعیین و در نهایت مقادیر فرسایش ویژه و فرسایش کل در زیرحوضه مورد مطالعه برآورد شد. نتایج حاصل از اجرای مدل و مقادیر فرسایش و رسوب برآورد شده در منطقه مورد مطالعه، در جدول ۳ نشان داده شده است. همچنین نقشه نقشه شدت رسوبدهی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ آمده است.

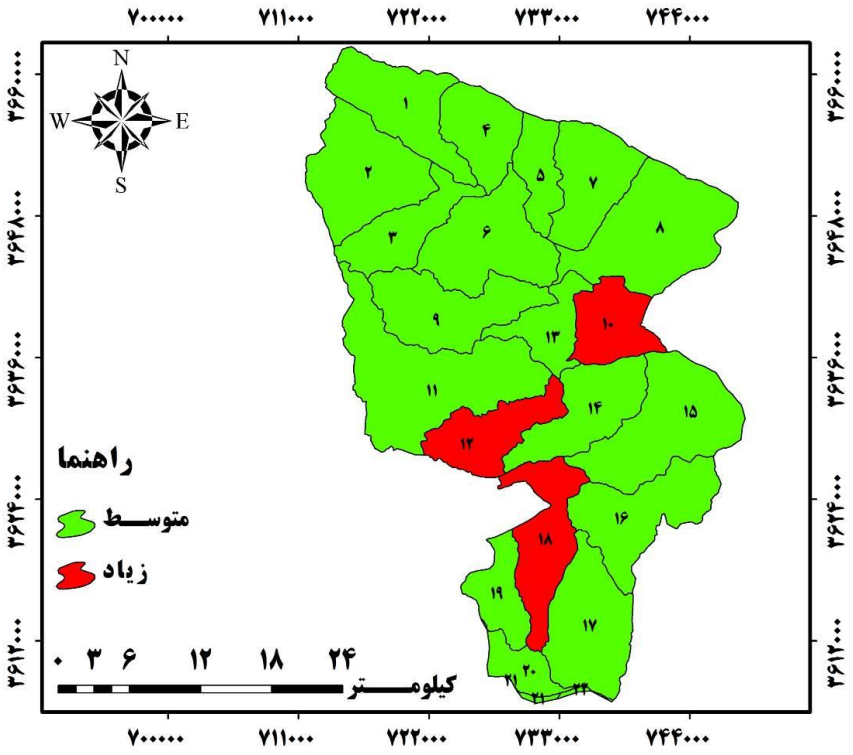
نتیجه گیری

پس از تعیین زیر حوضه ها در منطقه مورد مطالعه و اجرای مدل PSIAC در آن، میزان رسوب ویژه و رسوب کل به ترتیب ۸۷۶۲ متر مکعب در کیلومترمربع و ۴۸۸۸۸۰ متر مکعب در سال برآورد گردید. سپس با اعمال مقدار SDR، میزان فرسایش ویژه و فرسایش کل به ترتیب ۴۵۴۹۲ متر مکعب در کیلومترمربع و ۶۷۵۸۰۶۲ متر مکعب در سال بدست آمد.

جدول ۳- نتایج حاصل از اجرای مدل PSIAC در واحدهای کاری زیرحوضه مورد مطالعه

زیرحوضه	R	رسوب ویژه ($m^3/km^2/y$)	رسوب کل (m^3/y)	SDR	فرسایش ویژه ($m^3/km^2/y$)	فرسایش کل (m^3/y)	کلاس رسوبدهی و فرسایش	شدت رسوبدهی و فرسایش
۱	۶۳/۵۹	۳۶۵.۸۲	۲۲۶۱۸.۶۵	۰.۱۹	۱۹۲۵.۳۶	۱۱۹۰۴۵	III	متوسط
۲	۶۷/۳۴	۴۱۷.۶	۳۲۰۶۷.۵	۰.۱۸	۲۳۲۰	۱۷۸۱۵۲.۸	III	متوسط
۳	۶۴/۳۷	۳۷۶.۰۳	۱۶۶۰۵.۴۸	۰.۱۹	۱۹۷۹.۱	۸۷۳۹۷.۰۵	III	متوسط
۴	۶۰/۱۵	۳۲۴	۱۳۸۶۰.۷۲	۰.۱۹	۱۷۰۵.۲۶	۷۲۹۵۱.۰۲	III	متوسط
۵	۶۳/۰۵	۳۵۸.۹۱	۱۰۴۹۸.۱۱	۰.۲۰	۱۷۹۴.۵۵	۵۲۴۹۰.۵۹	III	متوسط
۶	۶۸/۷۴	۴۳۸.۷۴	۳۲۶۲۰.۳۱	۰.۱۸	۲۴۳۷.۴۴	۱۸۱۲۲۳.۶۶	III	متوسط
۷	۶۴/۸۷	۳۸۲.۷۲	۲۱۲۰۲.۶۹	۰.۱۹	۲۰۱۴.۳۱	۱۱۱۵۹۲.۷۷	III	متوسط
۸	۶۱/۳۰	۳۳۷.۴۱	۳۳۰۹۳.۱۷	۰.۱۸	۱۸۷۴.۵	۱۸۳۸۵۰.۹۶	III	متوسط
۹	۶۴	۳۷۱.۱۵	۲۴۹۵۹.۸۳	۰.۱۹	۱۹۵۳.۴۲	۱۳۱۳۶۷.۵	III	متوسط
۱۰	۷۲/۳۳	۴۹۸.۰۱	۱۹۹۴۰.۳۲	۰.۲۰	۲۴۹۰.۰۵	۹۹۷۰۱.۶	IV	زیاد
۱۱	۶۸/۳۵	۴۲۳.۷۵	۵۱۶۰۰.۰۳	۰.۱۸	۲۳۵۴.۱۶	۲۸۶۶۶۶.۰۶	III	متوسط
۱۲	۷۹/۶۶	۶۴۵.۰۶	۳۰۱۸۲.۳۵	۰.۱۹	۳۳۹۵.۰۵	۱۵۸۸۵۴.۳۹	IV	زیاد
۱۳	۶۴/۳۷	۳۷۶.۰۳	۱۲۱۵۳.۲۹	۰/۲۰	۱۸۸۰.۱۵	۶۰۷۶۶.۴۵	III	متوسط
۱۴	۶۵/۴۹	۳۹۱.۱۹	۲۲۴۹۳.۴۲	۰.۱۹	۲۰۵۸.۹	۱۱۸۳۸۶.۷۵	III	متوسط
۱۵	۶۲/۹۴	۳۵۷.۵۲	۳۲۳۵۱.۹۹	۰.۱۸	۱۹۸۶.۲۲	۱۷۹۷۳۳.۰۴	III	متوسط
۱۶	۷۰/۵۴	۴۶۷.۵۲	۳۲۱۶۵.۳۸	۰.۱۹	۲۴۶۰.۶۳	۱۶۹۲۹۱.۳۴	III	متوسط
۱۷	۷۴/۴۲	۵۳۶.۱۴	۳۸۱۸۳.۹	۰.۱۹	۲۸۲۱.۷۸	۲۰۰۹۶۷.۱۷	III	متوسط
۱۸	۶۴/۵۲	۳۶۸.۰۲	۲۰۸۱۵.۲۱	۰.۱۹	۱۹۳۶.۹۴	۱۰۹۵۵۳.۳۲	IV	زیاد
۱۹	۷۰/۵۸	۴۶۸.۱۸	۱۴۱۴۳.۷۱	۰.۲۰	۲۳۴۰.۹	۷۰۷۱۸.۵۹	III	متوسط
۲۰	۶۰/۵۲	۳۲۸.۲۵	۶۵۵۵.۱۵	۰.۲۰	۱۶۴۱.۲۵	۳۲۷۷۵.۷۶	III	متوسط
۲۱	۵۴/۷۶	۲۶۷.۸۶	۴۲۳.۲۲	۰.۲۵	۱۰۷۱.۴۴	۱۶۹۲.۸۷	III	متوسط
۲۲	۵۴/۲۲	۲۶۲.۸۰	۳۴۹.۵۲	۰.۲۵	۱۰۵۱.۲	۱۳۹۸.۰۹	III	متوسط
TOTAL	**۶۲/۲۷**	**۸۷۶۲.۷۱**	**۴۸۸۸۳.۹۵**	**۰.۱۹**	**۴۵۴۹۲.۶۱**	**۲۶۰۸۵۷۶.۷۸**	**III**	**متوسط**

با توجه به نتایج حاصل، منطقه مورد مطالعه در کلاس رسوبدهی III و شدت رسوبدهی متوسط قرار می‌گیرد. در نهایت، با توجه به اینکه میزان فرسایش در زیر حوضه های ۱۰، ۱۲ و ۱۸ بیشتر از سایر واحدها بوده، لذا اجرای عملیات حفاظت خاک در این بخش‌ها می‌تواند در اولویت قرار گیرد.



شکل۲- نقشه شدت رسوبدهی منطقه مورد مطالعه

منابع

۱- احمدی، ح.، ۱۳۷۸. ژئومورفولوژی کاربردی (جلد ۱).چاپ سوم. انتشارات دانشگاه تهران. ۶۸۸ صفحه.

۲- باقرزاده کریمی، م.، ۱۳۷۲. بررسی کارایی مدلها ی برآورد فرسایش و رسوب و تکنیکهای سنجش از دور و GIS در مطالعات فرسایش خاک. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشکده منابع طبیعی تربیت مدرس.

3- Tripathi R. P, 2001. Soil Erosion and Conservation. New Age International Ltd, Pulisheers. 350.

4- Vrieling A, Sterk G, and Beaulieu N, 2002.Erosion risk mapping: a methodological case study in the Colombian Eastern Plains. J. of Soil and Water Conserv, 57(3): 158-163.

5- UNEP, 1999. Human Development Report of the Islamic Republic of IRAN. Chapter 8:109-121.

پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده مدل نیلسن اصلاح شده و GIS (مطالعه موردی: حوضه دویرج منطقه خشک و نیمه خشک دهلران)

حسن فتحی زاد[1]،حاجی کریمی[2]،محسن توکلی[3]،مسعود بازگیر[4]،پرویز گرایی[5]
۱ - دانش آموخته‌ی کارشناسی ارشد بیابانزدایی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۲- دانشیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
۳- استادیار و عضو هیئت علمی گروه مرتع و آبخیزداری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
٤- استادیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ایلام
٥- کارشناس اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری استان ایلام

مقدمه

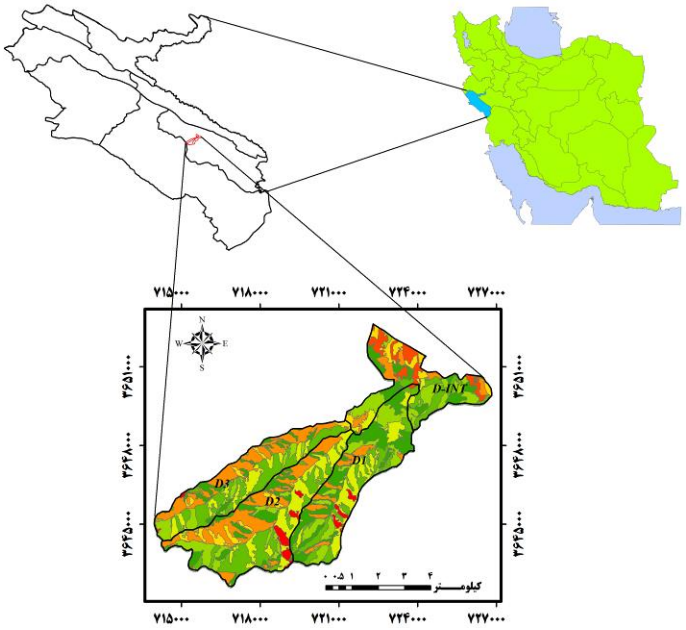
زمین لغزش یکی از مشکلات و مخاطرات طبیعی ایران، بویژه در نواحی کوهستانی است که موجب ایجاد خسارات جانی و مالی زیاد می شود. موقعیت جغرافیایی ایران و ساختار زمین شناسی، اقلیم، خاک، توپوگرافی حوضه ها، پوشش و دخالت انسان سبب شده است که این پدیده در برخی از نقاط کشور دیده شود. وقوع زمین لغزش پیامد های منفی مانند تخریب پوشش گیاهی، جاده ها، منازل مسکونی، فرسایش خاک و افزایش بار رسوبی رودخانه (رفاهی، ۱۳۷۷) و بستن مسیر رودخانه ها و تهدید جاذبه های اکوتوریستی مناطق پایین دست را به دنبال خواهد داشت. هدف از پهنه بندی، تقسیم سطح زمین به نواحی همگن و درجه بندی آنها بر حسب میزان واقعی یا پتانسیل خطر لغزش می باشد (وارنز، ۱۹۸۴). سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) [1]، جایگاه مهمی را در زمینه پهنه بندی خطر لغزش پیدا کرده است. توانایی‌های خاص این سیستم در مدیریت، به هنگام سازی اطلاعات و قابلیت الگوسازی و تحلیل آن موجب شده که بتواند در تحلیل ها و ترکیب اطاعات بسیار کارآمد باشد (فرج زاده و منتظر القائم، ۱۳۷۵). ساها (۲۰۰۲) ضمن پهنه بندی خطر زمین لغزش، شیب های تندتر از ۴۵ درجه را شیب های با فراوانی ناپایدار بیشتر ذکر نمود. فیض نیا و همکاران (۱۳۸۳) پهنه بندی زمین لغزش را در حوضه آبخیز شیرین رود تجن ساری با مدلهای، ارزش اطلاعاتی، تراکم سطح، Index Overlay، روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP) انجام دادند وبا ارزیابی مدلها و اولویت بندی آنها با استفاده ازروشهای نسبت تراکمی و شاخص جمع کیفی به این نتیجه رسیدند که مدل Index Overlay مناسب ترین مدل بری پهنه بندی خطر زمین لغزش در حوضه می باشد. سفیدگری وهمکاران (۱۳۸۴) بررسی پدیدهٔ ناپایداری دامنه ای جهت تهیهٔ نقشه های پهنه بندی خطر زمین لغزش از یک سو به منظور شناسایی مناطق دارای پتانسیل زمین لغزش در محدوده های فعالیت هایبشری حایز اهمیت بوده و از سوی دیگر جهت شناسایی مکان های امن برای توسعهٔ زیستگاهها و سکونت گاه‌های جدید و یا سایر کاربری های آتی انسانی نظیر راهها، مسیرهای انتقال نیرو و انرژی، نیروگاهها و ...در مقیاس های مختلف مورد توجهٔ برنامه ریزان قرار دارد. هدف از تحقیق حاضر پهنه بندی زمین لغزش حوضه آبخیز دویرج با استفاده از مدل نیلسن اصلاح شده و تکنیک GIS می باشد.

مواد و روشها

محدوده مورد مطالعه به مساحت ۴۴۱۵/۶۲ هکتار درجنوب غرب شهرستان آبدانان در استان ایلام با مختصات جغرافیایی″ ۱۹ ′۱۷ °۴۷ تا ″ ۴۱ ′۲۵ °۴۷ طول شرقی و ″۵۷ ′۵۳ °۳۲ تا ″۲۴ ′۵۹ °۳۳ عرض شمالی واقع گردیده است. بیشترین ارتفاع ۱۹۵۰و کمترین ارتفاع ۷۸۷ متر از سطح دریا می‌باشد. شکل ۱ موقعیت حوضه

[1] Geographic Information System

مورد مطالعه در ایران و استان را نشان می‌دهد.



شکل ۱- موقعیت حوضه آبخیز دویرج در کشور و استان

مواد تحقیق

در انجام این تحقیق از مواد زیر با توجه به موضوع، ماهیت تحقیق و روشهای بکار رفته استفاده شده است.

- آمار و اطلاعات موجود شامل داده‌های هواشناسی، اطلاعات، نقشه ها و گزارشهای پیشین.
- نقشه های توپوگرافی با مقیاس۱:۵۰۰۰۰ و زمین شناسی با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰
- تهیه نقشه پایه زمین شناسی، پوشش گیاهی و نقشه توپوگرافی پایه حوضه آبخیز دویرج با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰.

پهنه بندی خطر زمین لغزش به روش نیلسن اصلاح شده

روش کار در تهیه نقشه مزبور به صورت زیر می باشد:

۱- تهیه نقشه شیب محدوده مورد نظر: در این نقشه دامنه ها به چهار رده شیب کمتر از ۵ درجه، ۱۵-۵ درجه، ۳۰-۱۵ درجه و بیش از ۳۰ درجه تقسیم بندی شده است.

۲- شناسایی زمین لغزه های موجود در محدوده مطالعاتی با استفاده از عکس های هوایی و بازدید های صحرایی و تهیه نقشه (نقشه پراکندگی زمین لغزه ها).

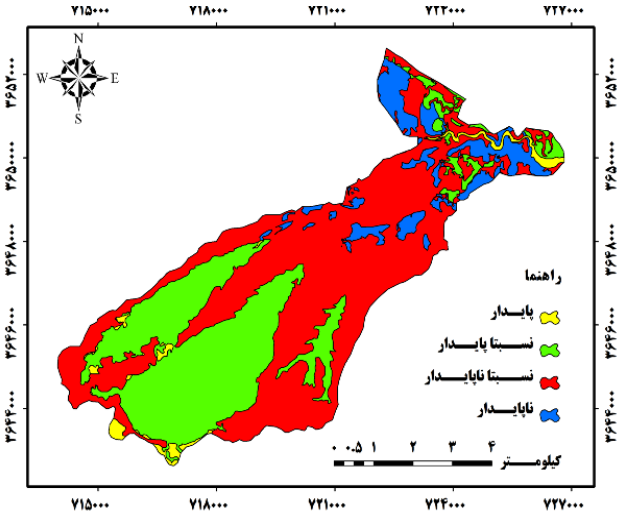
۳- تقسیم بندی رخنمون های سطحی بر اساس مساحت توده های لغزشی به کل مساحت هر یک از رخنمون ها به چهار گروه مصالح مقاوم بدون لغزش، مصالح سنگی مستعد لغزش، نهشته های آبرفتی و نهشته های لغزش قدیمی.

جدول ۲- اصول کار در روش اصلاح شده نیلسن (حافظی مقدس، ۱۳۷۲)

رده شیبی (درجه) / جنس	< ۵	۱۵-۵	۳۰-۱۵	> ۳۰
مصالح مقاوم بدون لغزش	I	I	II	III
مصالح سنگی مستعد لغزش	I	II	III	IV
نهشته های آبرفتی	I	II	III	IV
نهشته های لغزش قدیمی	IV		V	

نتایج و بحث

برای طبقه بندی خطر زمین لغزش از مدل نیلسن اصلاح شده استفاده شده است. در این راستا ابتدا نقشه شیب منطقه به چهار واحد صفر تا ۵ درصد، ۵ تا ۱۵ درصد و ۱۵ تا ۳۰ درصد و بیشتر از ۳۰ درصد تقسیم بندی گردید.که به ترتیب شامل کلاسهای پایدار، نسبتا پایدار و نسبتا ناپایدار و ناپایدار در نظر گرفته شد. سپس جهت دخیل نمودن پارامترهای زمین شناسی حوضه در زمینه پایداری دامنه ها عدد حساسیت واحدهای سنگی نسبت به فرسایش، که به روش پسیاک نمره دهی شده و در تهیه آن کلیه عوامل از جمله سنگ شناسی و تکتونیک منطقه مدنظر واقع شده است، که در این راستا کوهستانهای آسماری و پابده و نهشته های آبرفتی بستر (Qal) با امتیاز (۱تا۳) در کلاس (۱) پایدار و تپه ماهورهای آغاجاری و کنگلومرای پلیوسن با امتیاز (۴ تا ۵) در کلاس (۲) و کوهستان و تپه ماهورگچساران با امتیاز (۶ تا ۷) در کلاس (۳) نسبتا ناپایدار و نهشته های آبرفتی جدید کواترنر (Qt2) و نهشته های آبرفتی و سطحی دامنه ای با منشا غالب کالوویوم های درجازای کواترنر (Qt3) در کلاس (۴) ناپایدار طبقه بندی شده اند. در خصوص استعداد لغزش چینه ها، سازند های آسماری و کنگلومرای بختیاری در کلاس (۲) پابده و آغاجاری و گچساران در کلاس (۳) و نهشته های (Qt2) و (Qt3) در کلاس (۴) و در خصوص استعداد روانگرایی چینه ها، سازند پابده در کلاس (۲) با روانگرایی کم و سازندها یگچساران و آغاجاری در کلاس (۳) نسبتا روانگرا ونهشته های منفصل و سست (Qt2) و (Qt3) در کلاس (۴) با روانگرایی زیاد طبقه بندی شدند و در خصوص لغزشهای رخ داده منطقه طرح درتیپهای E3- E4- E5 – E6–E7 - E8 (سازندهای گچساران، آغاجاری، کنگلومرای بختیاری، نهشته های کواترنر) لغزشهای زیادی در مقیاس کوچک رخ داده که به دلیل محدودیت مقیاس قابل نمایش نمی باشند. در پایان با توجه به چهار لایه اطلاعاتی تهیه شده و Overlay آنها در محیط نرم افزار ARC GIS 9.3 و در نهایت با جمع نمودن وزن هریک از پارامترها در جدول اطلاعات توصیفی نقشه واحدهای همگن میزان پایداری هریک از این واحدها بصورت یک عدد ثابت بدست آمده و در نهایت نقشه پهنه بندی پایداری دامنه ها با اعمال دسته بندی که در اعداد بدست آمده صورت گرفت تهیه گردید. در شکل ۲ طبقه بندی خطر زمین لغزش در حوضه دویرج به روش نیلسن اصلاح شده آمده است.



شکل۷- نقشه زمین لغزش حوضه آبخیز دویرج

نتیجه گیری

در این تحقیق سعی شده است بر اساس پارامترهایی که در ایجاد پایداری و یا به شکلی در ایجاد ناپایداری دامنه ها نقش دارند که بصورت کلاسیک و تبدیل نمودن آنها به عدد و رقم برخورد شود. به این منظور ابتدا کلیه عوامل مدنظر و مورد تجزیه و تحلیل واقع شد. آن چه مشهود است از فعالیتهای تأثیرگذار انسانی درخور توجه می توان به احداث جاده های ارتباطی در دامنه های پرشیب، چرای بیش از حد دام و تغییر کاربریها مانند تبدیل مرتع به دیمزار نام برد. با توجه به اینکه کل حوضه به نحوی تحت تأثیر فعالیتهای انسانی بوده این پارامترها در سطح حوضه یکسان در نظر گرفته شد. در این پژوهش مدل نیلسن اصلاح شده جهت پهنه بندی زمین لغزش حوضه آبخیز دویرج استفاده شد. جهت اجرای مدل منطقه مورد مطالعه از نظر زمین لغزش به چهار طبقه پایدار، نسبتا پایدار، نسبتا ناپایدار و ناپایدار تقسیم شد. نتایج نشان میدهد که طبقه پایدار ۲/۳۲، طبقه نسبتا پابدار ۳۴/۳۲، طبقه نسبتا ناپایدار ۵۴/۹۸ و طبقه ناپایدار ۸/۳۸ درصد کل منطقه را شامل می شوند. همان گونه که مشاهده می شود درصد بالای از منطقه در طبقه نسبتا ناپایدار قرار دارد لذا در این حوضه هرگونه تغییر کاربری می بایستی با بررسی های لازمه صورت گیرد.

منابع

۱- رفاهی، ح.، ۱۳۷۷. فرسایش آبی وکنترل آن، چاپ سوم، دانشگاه تهران.

۲- سفیدگری، ر.، غیومیان، ج.، فیض نیا، س.، ۱۳۸۴. ارزیابی روش های پهنه بندی خطر زمین لغزش در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ (مطالعهٔ موردی حوضه آبخیز دماوند) ، مجموعه مقالات سومین همایش ملی فرسایش و رسوب، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری.

۳- فرج زاده، م.، منتظر القائم، س.، ۱۳۷۵. پهنه بندی قابلیت وقوع زمین لغزه ها با استفاده از GIS، مطالعه موردی جاجرود تا رودهن، سومین کنفرانس سیستم های اطلاعات جغرافیایی: ۲۶۱-۲۴۵.

۴- فیض نیا، .، کلارستاقی ع.، احمدی، ح.، صفایی ، م.، ۱۳۸۳. بررسی عوامل موثر در وقوع زمین لغزش ها و پهنه بندی خطر زمین لغزش (لغزش ((مطالعهٔ موردی: حوضه آبخیز شیرین رود- سد تجن) ، مجلهٔ منابع طبیعی ایران، جلد۵۷، شمارهٔ ۱، صفحهٔ ۱۹-۳.

5- .Varnes D, 1984, Landslide hazard zonation: a review of Principle and Practice, Unexco, Paries, 63 PP.

6- Saha, A.K. Gupta , R.P. Arora, M.K. and Kumar, A, 2002, GIS-based landslide hazard zonation in the Bhagirathi (Ganga) Valley Himalayas, International Journal of Remote Sensing, Vol. 23, No. 2: 357-369.

درختچه توج پوششی مناسب برای اراضی کویری (شور وسدیمی)در راستای کاهش فرسایش خاک

نجمه رئیسی[1]،جوادسرحدی [2]،فرشیدترکی نژاد[3]

۱-کارشناس ارشد گیاهان دارویی،پست الکترونیک:raesee86@yahoo.com

۲- دکترا خاکشناسی وعضوهیات علمی مرکز تحقیقات کشاورزی جیرفت

۳-کارشناس مکانیزاسیون کشاورزی

مقدمه:

خاک بعنوان جایگاه رشد و نمو گیاهان و سایر موجودات خاکزی، امانتی است که بدست انسان سپرده شده تا با بهره برداری صحیح و حفاظت از آن، بقا و نسل خویش و سایر موجودات زنده را تضمین نماید. عدم شناخت کافی نسبت به خاک و همگانی بودن دسترسی به آن باعث شده تا جامعه برای این ماده حیاتی بهای لازم را قائل نباشد. در مناطق خشک و نیمه خشک جهان و از جمله کشور ایران نه تنها در بهره برداری از خاک در امر کشاورزی، اصول علمی رعایت نمی شود بلکه بدلیل بی توجهی در این راه، بخشی از اراضی کشاورزی از چرخه تولید خارج و به آمار اراضی شور و بیابانی می پیوندد. آب یکی از منابع پایه و طبیعی مهم و تعیین کننده از نقطه نظر کشاورزی می باشد. کشور ما بدلیل واقع شدن در منطقه خشک و نیمه خشک دارای نقاطی می باشد که با کمبود این مایع حیاتی روبرو بوده و هر ساله بر میزان و شدت این بحران افزوده می گردد و چه بسا اگر راهکارهای علمی بطور جدی در امر بهره برداری از آب و خاک و حفظ آنها مورد استفاده قرار نگیرد، در آینده ای نه چندان دیر، کشور دچار چالش جدی خواهد شد. بنابراین باید از قطره قطره این نعمت بزرگ حفاظت کرد. لذا کنترل تبخیر از سطح خاک، روان آبها، سیلابها و غیره.. بسیار مهم می باشد. یکی از راههای مهم کنترل تلفات آب و خاک و جلوگیری از کویرشدن اراضی، حفظ و توسعه پوشش گیاهی در اراضی لخت و کم و بیش شور و نیز حفظ تالابهای کویری می باشد. بایستی متذکر شویم که هر چه پوشش گیاهی از مقاومت و پایداری بیشتری در این اراضی خاص برخوردار باشد. راندمان کار جلوگیری از فرایندی کویرزایی بیشتر خواهد بود. درختچه توج (*salvadora olaides*) یکی از گیاهان بسیار مقاوم به شوری و سدیمی می باشد که از طریق بذر براحتی قابل تکثیر می باشد. شاخ و برگ این درختچه برای دام بسیار خوش خوراک بوده و ریشه های آن با نفوذ به اعماق خاک از آب شور استفاده کرده و مانع صعود آن به خاک سطحی و شورشدن آن می شود و نیز در خاکهای شور و باتلاقی براحتی قادر به زیست بوده و ایجاد فضاهای سبز متراکم و مفیدی در اینگونه اراضی می گردد و بدینوسیله علاوه بر کاهش فرسایش خاک، کویرزایی و شورشدن اراضی، باعث ایجاد فضای سبز و احیای محیط زیست برای جانوران و حیات وحش می گردد و چه بسا سبب رونق فعالیتهای پژوهشی و گردشگری در مناطق کویری کشور گردد.

مواد و روشها:

کار بر روی تکثیر و کاربرد درختچه توج در اراضی شور و سدیمی در سال ۱۳۷۹ در قالب یک پروژه به شورای پژوهشهای علمی کشور پیشنهاد شد و از سوی آن شورا تصویب و جهت اجرا فرستاده شد.

این تحقیق با حصار کشی درختچه های مادری بوسیله سیم خاردار و حفظ آ نها شروع شد. جهت تکثیر این درختچه از روش قلمه زنی وکشت بذر استفاده گردید. ابتدا خاک محل بوته های مادری مورد تجزیه قرار گرفت و براساس نتایج این تجزیه شوری متوسط خاک بیش از ۳۰ دسی زیمنس بر متر و درصد سدیم تبادلی بیش از ۴۰ درصد بود. این تحقیق شامل دو مرحله بود که در مرحله اول روشهای تکثیر مورد بررسی قرار گرفتند و در مرحله دوم نهالهای تولیدی جهت بررسی و مطالعه وضعیت رشد به خاکهای شور و سدیمی منتقل و کاشت می شدند. در روش تکثیر از طریق قلمه، قلمه ها را در خاک، یکی خاک محل بوته های مادری (شوری و درصد سدیم تبادیی زیاد و بافت لوم) و دیگری خاک مرکز(از نظر شوری و درصد سدیم تبادلی فاقد محدودیت و بافت لوم شنی) قرار داده شدند و در تکثیر از طریق بذر، بذرها در گلدانهای ۳۰ لیتری که بطور جداگانه در هر دو خاک (خاک مادری و خاک مرکز) کشت شدند و هر دو روش تکثیر در فضای گلخانه انجام شد. نهالهای تولیدی به اراضی شور و سدیمی جهت بررسی وضعیت رشد و پایداری آنها منتقل و کاشت شدند.

روش تحقیق:

این تحقیق در دو مرحله انجام گرفت. مرحله اول شامل تکثیر درختچه از طریق قلمه زدن و کشت بذر بود. جهت تکثیر در فضای گلخانه از دو نوع خاک، یکی خاک مکان بوته های مادری و دیگری خاک مرکز استفاده شد. در روش تکثیر به روش قلمه زنی، بستری مناسب همراه با ماده آلی از هر دو خاک، تهیه شد و قلمه ها کشت گردیدند و در روش تکثیر از طریق کشت بذر، گلدانهای ۳۰ لیتری انتخاب و به تعداد مساوی از هر دو خاک بطور جداگانه پر و بذرها کشت شدند و مراقبت های لازم صورت گرفت.پس از تولید نهال، نهالها به خاکهای شور و سدیمی منطقه منتقل و کشت شدند و جهت استقرار اولیه و ریشه دوانی، بمدت ۵ ماه با فاصله ۱۵ روز یکبار بوسیله تانکر آبیاری شدند. البته آن دسته از نهالهایی که در اراضی شور با زه آب بالا (رطوبت بالا) کشت شدند نیازی به آبیاری دستی نداشتند.در طول مرحله دوم نحوه شاخ و برگ زدن و وضعیت رشد طولی و جانبی و پایداری آنها مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج و بحث:

نتایج بدست آمده از اجرای این پروژه بدینصورت است که بهترین روش تکثیر درختچه توج استفاده از کشت بذر مرغوب آن در خاک فاقد شوری با درصد ماده آلی بالای می باشد و اگر بافت خاک متوسط باشد نهالهای تولیدی از رشد بهتری برخوردار خواهند بود. بنابراین نهالهای جوان در ابتدا به خاک و آب شور حساس بوده و با مسن و بزرگ شدن در برابر شوری مقاوم می شوند. نتایج کاشت نهالهای تولیدی در خاکهای شور و سدیمی نشان داد که استقرار و وضعیت رشد و پایداری نهالهایی

که در اراضی شور و سدیمی که دارای رطوبت بالایی هستند از رضایت مندی زیادی برخوردار است و در این اراضی پس از کشت نهال جهت استقرار نهال فقط چند بار آبیاری دستی لازم است ولی در اراضی شور و سدیمی که رطوبت در آنها ناچیز است جهت استقرار گیاه بایستی حداقل بمدت ۵ ماه بخصوص در شرایط گرم با فاصله زمانی هر ۱۵ تا ۲۰ روز یکبار آبیاری صورت گیرد تا ریشه های گیاه به اعماق خاک نفوذ و از آب لایه های پایینی خاک استفاده نماید. درختچه بالغ قادر است در اراضی با شوری بیش از ۳۰ ds/m و ESP بیش از ۶۰ به خوبی رشد نماید و یکی از مزیتهای این درختچه این است که خاکهای باتلاقی و شور را ترجیح می دهد. شاخ و برگ آن برای دام بسیار خوش خوراک می باشد (بخصوص برگهای خشک). از شرایط رشد خوب، سریع و پایدار این درختچه در اراضی شور و با رطوبت بالا می توان نتیجه گیری کرد که می توان از این درختچه جهت پوشش اراضی شور و باتلاقی استفاده کرد تا ضمن جلوگیری از توسعه کویر و کویرزایی، باعث ایجاد فضای سبز و تولید علوفه و احیای محیط زیست در این اراضی لخت نمود و با ایجاد جنگلهای انبوع حتی اکوسیستم نامطلوب کویری را به یک اکوسیستم مناسب زیست جانوران تبدیل کرد و از مزایای آن در جهت توسعه کشور استفاده نمود.

منابع:

۱-کردوانی، پ. ۱۳۶۲ . حفاظت خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

۲-کردوانی، پ. ۱۳۶۹. مناطق خشک. انتشارات دانشگاه تهران.

۳-مجللی، پ. ۱۳۷۳. خاکهای شور و سدیمی (ترجمه). انتشارات مرکز نشر دانشگاهی.

4. O’ Connor, GA. 1971. Testing sodium hazard predictions soil Sci soe. Am proc.

5. Knox, G. W. 2004. Drought tolerout toleront plants for north and central florida.university of florida.

ارزیابی کارایی روش‌های شبکه عصبی مصنوعی، مدیریت گروهی داده‌ها و رگرسیون در تخمین مستقیم دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت (LLWR) در خاک

زهرا کاظمی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۲]، حسین بیات[۳]، شاهین اوستان[٤]، محمد مقدم[٥]

۱- دانشجوی دکترای فیزیک و حفاظت خاک دانشگاه تبریز
۲- استاد دانشگاه تبریز
۳- استادیار دانشگاه بوعلی سینا همدان
٤- دانشیار دانشگاه تبریز
٥- استاد دانشگاه تبریز

مقدمه

محدوده LLWR دامنه‌ای از رطوبت در یک خاک است که در آن اثرات توام تهویه، مقاومت مکانیکی و فراهمی آب برای رشد گیاه و عملکرد در قالب یک پارامتر کمی بیان می‌شود (داسیلوا و همکاران ۱۹۹۴). LLWR از چهار ثابت رطوبتی خاک یعنی θ_{wp}، θ_{fc}، θ_{sr} و θ_{afp} محاسبه می‌شود. θ_{afp} و θ_{sr} بالاترین و پایین ترین حد رطوبت در خاک است که در آن به ترتیب تهویه و مقاومت مکانیکی برای رشد ریشه وجذب آب محدود کننده است بنابراین تعیین LLWR از چهار ضریب رطوبتی ذکر شده مستلزم تعیین وضعیت تهویه‌ای خاک (θ_{afp}) که معادل تخلخل تهویه‌ای ۱۰٪ است و دستیابی به دو منحنی WRC و SRC است که وقت‌گیر و گاهی پرهزینه است. لذا استفاده از داده‌های زودیافت با بکارگیری توابع تبدیلی (PTF) می‌تواند برآورد LLWR را تسریع و سهل نماید (داسیلوا و کی ۱۹۹۷). تاکنون محققین مختلف از روشهای رگرسیون چندگانه (MLR) (وریخن و همکاران، ۱۹۹۲)، شبکه عصبی مصنوعی (ANN) (پاچپسکی و همکاران،۱۹۹۶) و روش مدیریت گروهی داده‌ها (mGMDH) (بیات و همکاران، ۲۰۰۸) برای ایجاد توابع تبدیلی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی مختلف خاک استفاده کرده و نتایج مختلفی به دست آورده‌اند. داسیلوا و کی (۱۹۹۷) و عسگرزاده و همکاران (۲۰۱۰) برای تخمین LLWR از روش MLR استفاده کردند لیکن بکارگیری و مقایسه روش‌های مختلف در برآورد LLWR به خصوص در خاک‌های ایران مطالعه نشده است لذا هدف این تحقیق ارزیابی توانایی روش‌های ANN، mGMDH، NLR و MLR در تخمین مستقیم LLWR از طریق خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش ۱۸۸ نمونه دست نخورده و دست خورده از لایه سطحی (۱۰cm– ۰) به منظور اندازه‌گیری برخی از ویژگی‌های شیمیائی و فیزیکی خاک‌ها تهیه گردید. ویژگی‌های مذکور (جدول۱) با استفاده از روشهای متداول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. منحنی رطوبتی خاک (WRC) با اندازه‌گیری رطوبت خاک در نمونه‌های دست نخورده پس از اشباع آنها در محلول ۰/۰۱ مولار $CaCl_2$ و رساندن به تعادل در ۷ مکش ماتریک ۰، ۴، ۱۰، ۳۰، ۱۰۰، ۵۰۰ و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال با برازش داده‌ها بر مدل نمایی داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) تعیین گردید.

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های بررسی شده

آماره‌ها / ویژگیها	حداکثر	حداقل	میانگین	ضریب تغییرات
Mn_{ox}(mg kg^{-1})	۱۰۶۵/۵	۳۶/۰	۳۰۷/۱	۹۴/۲۷
Al_d (mg kg^{-1})	۸۶۷/۰	۱۶۷/۰	۱۶۷/۰	۴۰/۵۴
Fe_o (mg kg^{-1})	۳۳۵۷/۴	۲۸۹/۸	۲۸۹/۸	۷۶/۰۵
Fe_d (mg kg^{-1})	۱۱۱۶۶/۸	۲۵۵۷/۶	۲۵۵۷/۶	۴۴/۰
D_b (Mg m^{-3})	۱/۶	۱/۱	۱/۱	۹/۶
SAR(mmol$_c$ l^{-1})$^{-1/2}$	۸/۹	۰/۱	۰/۱	۹۰/۲
CEC(cmolc kg^{-1})	۷۴/۴	۸/۹	۸/۹	۵۱/۸
OC(%)	۴/۱	۰	۰	۶۳/۲
CCE (%)	۳۰/۴	۲/۵	۲/۵	۵۳/۴
Clay(%)	۳۴/۳	۷/۱	۷/۱	۳۵/۸
Sand	۸۷/۴۴	۲۸/۶۲	۴۹/۵۴	۲۷/۷۷

sand نشان دهنده درصد شن، Clay درصد رس، CCE کربنات کلسیم معادل ،OC درصد کربن آلی، CEC ظرفیت تبادل کاتیونی، SAR نسبت جذب سدیم ، D_b چگالی ظاهری خاک، AL_{dit} و Fe_{dit} آلومینیوم و آهن قابل استخراج با سیترات بی‌کربنات دیتیونیت و Fe_{ox} و Mn_o آهن و منگنز قابل استخراج با اسید آمونیوم اگزالات و ارقام میانگین برای خاکهای مورد بررسی می‌باشد

دو ثابت رطوبتی θ_{fc} و θ_{wp} از منحنی رطوبتی و رطوبت نظیر تخلخل تهویه‌ای ۱۰ درصد (θ_{afp}) نیز برابر با θ_s-0.1 منظور شد (داسیلوا و همکاران ،۱۹۹۴). مقاومت مکانیکی با استفاده از دستگاه فروسنج دستی نوع IB اندازه‌گیری شد. داده‌های رطوبت و مقاومت مکانیکی خاک با مدل نمایی بوسچر و همکاران (۱۹۹۰) برازش داده شد و θ_{sr} به دست آمد .با در دست داشتن چهار ثابت رطوبتی (θ_{fc} ، θ_{afp} ، θ_{sr} و θ_{wp}) برای هر نمونه خاک، مقدار LLWR برای تمامی ۱۸۸ نمونه دست نخورده محاسبه شد. برای تخمین مستقیم LLWR از ۱۱ ویژگی فیزیکی و شیمیایی خاک (جدول ۱) پس از تست نرمال بودن و استانداردسازی داده‌ها در محیط EXCEL ۲۰ بار به طور تصادفی مرتب سازی شده و از مجموع ۱۸۸ داده ۱۲۵ تا برای آموزش و ۶۳ تا برای اعتبار سنجی نرم‌افزارهای Neuropath، mGMDH (یک برنامه نوشته شده در محیط MATLAB)،SPSS و Datafit به کار گرفته شد. پس از تخمین LLWR با چهار نرم‌افزار مذکورصحت تخمین با به کارگیری آماره‌های RMSE، معیار اطلاعات آکایک (AIC) و بهبود نسبی (RI) و قابلیت اعتماد تخمین با آماره AIC ارزیابی شد.

نتایج و بحث

دامنه تغییرات ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. بالا بودن ضریب تغییرات برای اکثر ویژگی‌ها نشان می‌دهد دامنه وسیعی از خصوصیات در خاک‌های مورد بررسی موجود می‌باشد (جدول ۱). چهار تابع تبدیلی برای تخمین LLWR از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک بدون اندازه‌گیری چهار ضریب رطوبتی با به کارگیری نرم‌افزارهای مذکور ایجاد شد. نتایج نشان داد نرم‌افزار Neuropath از بالاترین صحت تخمین برخوردار بود (RMSE مساوی ۰/۰۲۳۶ برای تست LLWR) و منفی‌ترین مقدار آماره AIC در بین توابع تبدیلی ایجاد شده به PTF ایجاد شده توسط روش ANN تعلق داشت (جدول ۲).تابع تبدیلی ایجاد شده به روش mGMDH نیز از صحت تخمین بالایی برخوردار است (RMSE مساوی ۰/۰۲۵۲ برای تست LLWR) که پایین‌تر از مقدار معادل برای روش ANN است این نتایج با یافته‌های بیات و همکاران (۲۰۰۸) که گزارش کردند روش mGMDH دقیق‌تر از روش ANN عمل نمود متناقض است. روش‌های NLR و MLR در درجات بعدی از لحاظ صحت تخمین قرار دارند (جدول۲).

جدول۲- نتایج نهایی برای تست $LLWR_d$

روش / آماره‌ها	MLR	NLR	mGMDH	NEROPATH		
RMSE (تست)	۰/۰۴۰	۰/۰۴۲	۰/۰۲۵۲	۰۲۳۶		
AIC (تست)	-۳۹۹/۰۰۴	-۳۹۷/۱۳۹	-۴۶۲/۱۳۳	-۴۷۱/۶۶۲		
روش‌های مورد مقایسه	MLR با NLR	NLR با ANN	MLR با ANN	mGMDH با ANN	mGMDH با NLR	mGMDH با MLR
معنی‌داری AIC (تست)	غیر معنی‌دار	معنی‌دار	معنی‌دار	غیر معنی‌دار	معنی‌دار	معنی‌دار
RI روش‌های مورد مقایسه	۴/۲	۴۴/۱	۴۱/۷	۶/۶	۴۰/۲	۳۷/۶

این یافته‌ها با نتایج گزارش شده توسط اسکاپ و همکاران (۱۹۹۸) که گزارش کردند روش ANN دقیق‌تر از روش MLR عمل نمود هماهنگ است محاسبه مقادیر RI نشان داد بکارگیری روش ANN در مقایسه با روشهای NLR و MLR تخمین LLWR را به مقدار زیادی بهبود بخشید (RI به ترتیب مساوی ۴۱/۷٪ و ۷۷/۱٪ برای تست LLWR). مقدار RI برای مقایسه بین دو روش ANN و mGMDH نشان داد نرم افزار Neuropath تخمین تست LLWR را ۶/۶٪ بهبود بخشیده است. همچنین به کارگیری روش mGMDH به جای دو روش NLR و MLR صحت تخمین را به مقادیر قابل توجهی افزایش داد (جدول۲) از طرف دیگر استفاده از روش NLR در مقایسه با روش MLR مقدار RI را تنها به مقدار اندکی افزایش داد که نشان می‌دهد روش NLR از برتری خاصی برخوردار نیست. بیات و همکاران (۲۰۰۸) گزارش نمودند روش ANN بهتر از روش NLR عمل نمود. قابلیت اعتماد تفاوت بین PTF های ایجاد شده به چهار روش مختلف با بکارگیری آماره AIC ارزیابی شد. نتایج نشان داد تفاوت بین PTFهای مختلف تخمین زده شده برای تست LLWR با روشهای ANN و mGMDH با PTF های ایجاد شده با دو روش NLR و MLR از نظر آماری معنی‌دار بود که نشان می‌دهد بین چهار روش مورد مطالعه روش‌هایANN و mGMDH از کارایی بالا در تخمین مستقیم LLWR برخوردار هستند. ولی تفاوت بینPTF های ایجاد شده با روش‌های ANN و mGMDH و تفاوت بین روش‌های NLR و MLR از نظر آماری معنی‌دار نبود.

منابع

1- Asgarzadeh H, Mosaddeghi MR, Mahboubi AA, Nosrati A, and Dexter AR, 2010. Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. Plant and Soil. 335(1-2): 229–244
2- Bayat H, Neyshabouri M, Hajabbasi MA, Mahboubi AA and Mosaddeghi MR, 2008. Comparing Neural Networks, Linear and Nonlinear Regression Techniques to Model Penetration Resistance. Turk J Agric For 32: 425-433.
3- Buscher WJ, 1990. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to common water. Trans. ASAE 33: 519- 524.
4- Da Silva AP, Kay BD and Perfect E, 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 58: 1775- 1781.
Da Silva, AP and Kay BD, 1997. Estimating the least limiting water range of soils from properties and management. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 877- 883.
5- Pachepsky YA, Timlin D and Varallyay G, 1996. Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. Soil Sci. Soc. Am. J. :60: 727–733.
6- Schaap MG, Leij FJ, and Van Genuchten MTh, 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 62: 847–855.

7- Van Genuchten MTh, 1980. A closed- form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 892- 898.
8- Vereecken H, Maes J, Feyen J. and Darius P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. Soil Sci. 148: 389–403.

تعیین مؤثرترین پایه زمانی شدت بارندگی برای بیان فرسایندگی باران در منطقه نیمه-خشک

یونس رستمی[1]، علی‌رضا واعظی[2]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه زنجان:

۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان:

مقدمه

فرسایش خاک به وسیله آب که مهم‌ترین نوع فرسایش خاک در دامنه‌ها می‌باشد، شامل جداسازی، انتقال و رسوب ذرات خاک توسط قطرات باران و جریان رواناب سطحی است (Flanagan, 2002). در بین عوامل اقلیمی، باران به عنوان یکی از مهم‌ترین عوامل فرساینده خاک است (Bonilla and Vidal, 2011). توانایی قطرات باران در تخریب خاک تابعی از انرژی جنبشی قطرات باران است (Loureiro and Couthino, 2001). انرژی جنبشی باران متناسب با شدت بارندگی افزایش می‌یابد. ضربات باران در شدت‌های بالا می‌تواند ذرات بیش‌تری را جدا ساخته و بیش‌ترین تخریب خاکدانه و بیش‌ترین تجمع رواناب را در سطح خاک ایجاد کند (Ekwue and Ramoutar, 2011). از سوی دیگر باران‌های شدید، نفوذپذیری خاک را به سرعت کاهش می‌دهند و در نتیجه رواناب به سرعت تشکیل می‌شود و خاک را با خود حمل می‌کنند (Rose, 1993). از این رو باران‌های با شدت بالا دارای انرژی جنبشی و فرسایندگی بالایی می‌باشند. در کنار شدت بارندگی، مدت بارندگی شاخصی مهم در فرسایندگی باران می‌باشد. غلامی و همکاران (۱۳۸۹) نشان دادند که شاخص حاصل از ضرب انرژی جنبشی رگبار در شدت باران در پایه زمانی ۲۰ دقیقه نسبت به دیگر پایه‌های زمانی، بیش‌ترین هم‌بستگی را با هدررفت خاک (r=۰/۸۱) داشت. نیک‌کامی و همکاران (۱۳۸۴) نشان دادند که شاخص مبتنی بر حداکثر شدت در پایه‌های زمانی ۶۰ و ۱۲۰ دقیقه، بیش‌ترین همبستگی را با رسوب در کرت‌ها داشت.

نتایج تحقیقات پیشین نشان داد که تعیین پایه‌ی زمانی مناسب برای فرسایندگی باران در هر منطقه اقلیمی، قبل از اجرای طرح‌های حفاظت و کنترل فرسایش خاک امری ضروری است. استفاده از یک پایه زمانی شدت بارندگی در همه جا از اعتبار کافی برخوردار نبوده و ضروری است تا با توجه به شرایط مختلف اقلیمی هر منطقه، بهترین پایه زمانی شدت بارندگی برای ارائه شاخص فرسایندگی تعیین و به کار برده شود. در این راستا، این مطالعه بر اساس اندازه‌گیری صحرایی هدررفت خاک با استفاده از باران‌های شبیه‌سازی شده به منظور تعیین مؤثرترین پایه زمانی شدت بارندگی انجام گرفت.

مواد و روشها

این تحقیق در دامنه‌ای شیب‌دار (با شیب ۸ درصد) در غرب زنجان واقع در "۵۲ '۰۱ °۳۶ عرض شمالی و "۴۴ '۲۵ °۴۸ طول شرقی در سال ۱۳۹۱ انجام گرفت. به منظور تعیین رواناب در شدت و تداوم‌های مختلف بارندگی، آزمایش در هشت شدت بارندگی و شش تداوم بارندگی با پنج تکرار انجام گرفت. برای این منظور در مجموع ۴۸ کرت فرسایشی ایجاد شد. کرت‌ها به ابعاد۶۰ سانتی‌متر ×۸۰ سانتی‌متر در امتداد زمین ایجاد شدند و تحت

رخدادهای باران شبیه‌سازی شده با شدت‌های ۱۵، ۲۵، ۳۵، ۴۵، ۵۵، ۶۵، ۷۵ و ۸۵ میلی‌متر بر ساعت و تداوم‌های ۷/۵، ۱۵، ۲۲/۵، ۳۰، ۳۷/۵ و ۴۵ دقیقه قرار گرفتند.

شدت و تداوم‌های بارندگی بر اساس مشخصات باران‌های منطقه طراحی شدند. برای این منظور اطلاعات بارندگی از گراف‌های باران‌نگار ثبت شده در منطقه ایستگاه قلتوق در استان زنجان برای دوره آماری ۱۰ سال (۱۳۸۰ تا ۱۳۸۹) استخراج شد. برای اعمال باران‌ها و بررسی رواناب و رسوب از یک دستگاه شبیه‌ساز باران استفاده شد. صفحه بارش دستگاه به ابعاد ۸۰×۶۰ سانتی‌متر و ارتفاع آن ۲۱۵ سانتی‌متر بود. قطر قطره تولید شده به وسیله دستگاه ۲/۸ میلی‌متر بود. پیش از شروع هر رخداد، رطوبت پیشین خاک به روش وزنی تعیین شد. پس از هر رخداد بارش، حجم مخلوط رواناب و رسوب با اندازه‌گیری مستقیم توسط استوانه مدرج تعیین شد. پس از هم زدن مخلوط، نمونه کوچک یک لیتری از آن برداشت و برای تعیین میزان رسوب به آزمایشگاه منتقل شد. در آزمایشگاه میزان رسوب پس از عبور دادن از کاغذ صافی واتمن ۴۲، در آون در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد خشک و توزین شد. بر مبنای غلظت رسوب نمونه، حجم کل رواناب و جرم کل رسوب در هر رخداد تعیین شد.

برای آگاهی از ویژگی‌های خاک دامنه از سه نقطه از زمین نمونه برداشت شد و جرم مخصوص ظاهری، درصد نسبی ذرات معدنی، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار، ماد آلی، آهک، گچ، هدایت الکتریکی و درصد سدیم تبادلی در نمونه‌های خاک با استفاده از روش‌های رایج اندازه‌گیری شدند.

پیش از تحلیل داده‌ها، داده‌های هدررفت خاک ابتدا از نظر توزیع نرمال به روش هیستوگرام مورد بررسی قرار گرفتند. تأثیر شدت باران بر زمان شروع رواناب و حجم رواناب با آزمون دانکن بررسی شد. برای این منظور از نرم‌افزار SPSS نسخه ۱۸ استفاده شد.

نتایج و بحث

بر اساس نتایج تجزیه خاک (جدول۱)، خاک مورد آزمایش دارای بافت لوم شنی بود. مقدار ماده آلی خاک پایین بود (۰/۸۴ درصد) و خاکدانه‌ها پایداری اندکی (MWD=۱/۴۲mm) داشتند. با توجه به بالا بودن نسبی مقدار گچ و آهک، خاک مورد آزمایش در گروه خاک‌های گچی- آهکی قرار داشت. همچنین خاک مورد بررسی از نظر شوری (EC= ۲/۸ dS/m) و سدیمی (ESP= ۶/۱۷)، در گروه خاک‌های غیر شور و غیر سدیمی قرار داشت.

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

ویژگی خاک	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	جرم مخصوص ظاهری ($g.cm^{-3}$)	میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های پایدار (mm)	ماده آلی (٪)	آهک (٪)	گچ (٪)	هدایت الکتریکی ($dS.m^{-1}$)	درصد سدیم تبادلی
میانگین	۶۰/۸۱	۲۳/۱۴	۱۶/۰۵	۱/۲۷	۱/۴۲	۰/۸۴	۱۲/۶۳	۱۳/۳۲	۲/۸	۶/۱۷

بررسی هم‌بستگی بین هدررفت خاک و شاخص‌های مختلف (جدول۲) نشان داد که شدت بارندگی در پایه‌ی زمانی ۷/۵ دقیقه ($I_{7.5}$) نسبت به سایر پایه‌های زمانی (I_{15}، $I_{22.5}$، I_{30} و $I_{37.5}$) از هم‌بستگی بالاتری با هدررفت خاک در کرت‌های کوچک (r=۰/۸۱) برخوردار بود. این موضوع بیانگر اهمیت شدت‌های بارندگی در دوره‌های

زمانی کوتاه مدت در فرسایش خاک می‌باشد. با افزایش پایه‌ی زمانی شدت بارندگی، ضریب هم‌بستگی روند کاهشی نشان داد به طوری که در پایه زمانی ۳۷/۵ دقیقه ضریب هم‌بستگی تا ۰/۴۰ کاهش یافت. بر خلاف نتایج تحقیق حاضر، در بسیاری از تحقیقات پیشین که در مناطق نیمه‌خشک انجام گرفته است، شدت بارندگی در پایه‌های زمانی ۳۰ دقیقه در استان گلستان (خرسندی و همکاران، ۱۳۸۹)، ۶۰ دقیقه در استان‌های کرمانشاه و زنجان (همتی و همکاران۱۳۸۶؛ نیک‌کامی و همکاران،۱۳۸۶) و ۲۰ دقیقه در استان کردستان (غلامی و همکاران، ۱۳۸۹) اساس ارائه شاخص فرسایندگی بودند.

جدول ۲- هم‌بستگی بین رواناب و هدررفت خاک با شاخص‌های فرسایندگی باران برای باران‌های شبیه‌سازی شده

ردیف	شاخص فرسایندگی	هم‌بستگی با هدررفت خاک
۱	$I_{7.5}$	۰/۸۱ **
۲	I_{15}	۰/۶۶ **
۳	$I_{22.5}$	۰/۷۸ **
۴	I_{30}	۰/۶۸ **
۵	$I_{37.5}$	۰/۴۰ **

** معنی‌دار در سطح احتمال ۰/۰۱

منابع

۱- خرسندی، ن.، مهدیان، م. ح.، پذیرا، ا. و نیک‌کامی، د. ۱۳۸۹. تعیین شاخص مناسب فرسایندگی باران در دو اقلیم نیمه‌خشک و خیلی مرطوب. فصلنامه علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، جلد ۱۵، شماره ۵۶. صفحه‌های ۱۱۷-۱۲۵.

۲- غلامی، ل.، صادقی، س. ح. ر. و درویشان، ع. خ. ۱۳۸۹. موثرترین پایه زمانی شدت باران در تبیین رسوب رگبار. صفحه‌های ۱۶۰ تا ۱۶۷. ششمین همایش ملی علوم و مهندسی و چهارمین همایش ملی فرسایش و رسوب، گروه مهندسی آبخیزداری دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی دانشگاه تربیت مدرس، مازندران، نور.

۳- نیک‌کامی، د.، رزم جو، پ.، جعفری اردکانی، ع. و بیات موحد، ف. ۱۳۸۴. بررسی شاخص فرسایندگی باران در اراضی دیم. سومین همایش ملی فرسایش و رسوب، مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری کشور، تهران.

۴- همتی، م.، احمدی، ح.، نیک کامی، د.، زهتابیان، غ. و جعفری، م. ۱۳۸۶. تعیین بهترین شاخص فرسایندگی باران در اقلیم نیمه خشک سرد ایران. صفحه‌های ۲۷۷ تا ۲۹۰. چهارمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری ایران مدیریت حوزه های آبخیز، دانشگاه تهران کرج.

5- Bonilla CA, and Vidal KL, 2011. Rainfall erosivity in Central Chile. Journal of Hydrology 410: 126–133.

6- Ekwue EI and Ramoutar SD, 2011. Soil Loss-Rainfall Duration Relations as Affected by Peat Content, Soil Type and Compaction Effort. Soil Erosion Studies 9: 179-192.

7- Flanagan D, 2002. In: Lal, R. (Ed.), Erosion Encyclopedia of Soil Science. Marcel Dekker, New York, pp: 395–398.
8- Loureiro NS and Couthino MA, 2001. A new procedure to estimate the RUSLE EI30 index, based on monthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal. Journal of Hydrology 250: 12–18.
9- Rose CW, 1993. Erosion and sedimentation. In: Bonell, M., Hufschmidt, M. M., Gladwell, J. S. (Eds.), Hydrology and Water Management in the Humid Tropics. Cambridge University Press, Cambridge, pp: 301–343.

بررسی هدررفت خاک در بافت‌های مختلف در برخی خاک‌های مناطق نیمه‌خشک

حیدر حسن زاده[1]، علیرضا واعظی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه زنجان
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه زنجان

چکیده

این تحقیق به منظور بررسی هدررفت خاک در خاک‌های با بافت مختلف در استان زنجان انجام گرفت. آزمایش در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی در ۱۰ تیمار بافت خاک در سه تکرار انجام شد. خاک‌ها به داخل فلوم‌های با ابعاد ۶۰×۸۰ سانتی‌متر و عمق ۲۰ سانتی‌متر در زمینی با شیب ۸ درصد منتقل شدند. کرت‌ها در معرض ۱۰ رخداد باران شبیه‌سازی شده با شدت ثابت ۵۵ میلی‌متر بر ساعت و مدت ۳۰ دقیقه قرار گرفتند. در پایان هر رخداد نمونه‌ای همگن جهت تعیین میزان هدررفت خاک از مخلوط کل رواناب و رسوب تهیه و به آزمایشگاه ارسال گردید. نتایج نشان داد که بافت خاک اثری معنی‌دار ($p<۰/۰۰۱$) بر میزان هدررفت خاک داشت. خاک لوم سیلتی بیشترین (۸۰۲/۹ گرم در متر مربع) و خاک‌های شن لومی و شنی کمترین میزان هدررفت خاک (صفر) را داشتند. حضور ذرات ریز (سیلت و رس) دلیل اصلی افزایش هدررفت خاک در بافت‌های سنگین بود. در خاکهای شنی و شن لومی به دلیل نفوذپذیری بالای آنها، رواناب و در نتیجه هدررفت خاک رخ نداد.

واژه‌های کلیدی: بافت خاک، هدررفت خاک، شبیه‌ساز باران، استان زنجان

مقدمه

فرسایش خاک به فرآیندی گفته می شود که طی آن ذرات خاک از بستر اصلی جدا شده و به کمک عامل انتقال دهنده به مکانی دیگر حمل می‌شود (Morgan, 2005). گزارش‌ها نشان می‌دهد که خاک یک منبع تجدید ناپذیر است و عامل اصلی تخریب آن فرسایش آبی می‌باشد (Bissonnais et al., 2001). هدررفت خاک در اثر فرسایش آبی به پارامترهای زیادی از قبیل مقدار رواناب، سرعت نفوذ آب به خاک، بافت، ساختمان و ویژگی‌های باران بستگی دارد (Keli et al., 2002). بافت خاک یکی از فاکتورهای مهم و مؤثر در فرسایش و ایجاد هدررفت خاک است، چرا که هر دو جزء فرآیند فرسایش (جداشدن و انتقال ذرات) را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Parysow et al., 2002). این موضوع طی تحقیقاتی در داخل و خارج از کشور مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج ژانگ و همکاران (۲۰۰۴) در چین نشان داد که با کاهش مقدار رس و افزایش مقدار سیلت فرسایش‌پذیری خاک افزایش یافت. تحقیقات استاوی و لال (۲۰۱۱) در آمریکا نشان داد که میزان سیلت و شن خیلی ریز بیشترین تأثیر را در فرسایش این اراضی داشت. مطالعات زنگی‌آبادی و همکارن (۱۳۸۴) در مشهد نشان داد که با افزایش درصد رس و کاهش درصد شن، فرسایش خاک به میزان قابل توجهی کاهش می‌یابد. آرمین و همکاران (۱۳۸۶) در گلستان به این نتیجه رسیدند که فرسایش

خاک بیشترین همبستگی را با درصد توزیع اندازه ذرات خاک دارد. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که اگرچه در اکثر این مطالعات تأثیر میزان و نوع ذرات معدنی (بافت خاک) بر فرسایش خاک نشان داده شده است لیکن تاکنون در هیچ مطالعه‌ای به بررسی جامع اثر کلاس‌های مختلف بافت خاک بر میزان فرسایش پرداخته نشده است. از این رو این پژوهش حاضر به منظور بررسی تولید هدررفت خاک در کلاس‌های مختلف بافت خاک با استفاده از باران شبیه‌سازی شده در منطقه‌ای نیمه‌خشک در استان زنجان انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

برای اجرای این پژوهش ابتدا از مناطق مختلف استان زنجان نمونه‌های خاک از عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متری سطح خاک جمع‌آوری گردید. توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتری با ۵۰ گرم خاک و در حضور۱۰۰ میلی‌لیتر هگزامتافسفات سدیم تعیین شد. در نهایت ۱۰ نوع خاک با بافت مختلف شامل رسی، رس سیلتی، لومی، لوم رسی، لوم سیلتی، لوم رس سیلتی، لوم رس شنی، لوم شنی، شن لومی و شنی شناسایی و نمونه‌برداری شد. سایر ویژگی‌های مختلف فیزیکی و شیمیایی با استفاده از روش‌های رایج در نمونه‌های هر خاک اندازه‌گیری شدند. آزمایش در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی در ۱۰ نوع بافت خاک (تیمار) در سه تکرار با مجموع ۳۰ واحد آزمایشی (۳×۱۰) برروی زمینی با شیب ۱۰ درصد طرح‌ریزی شد. واحدهای آزمایشی عبارت از تعداد ۳۰ کرت به ابعاد ۸۰cm ×۶۰cm بودند که روی سطح خاک مستقر شده و در پایین دست آنها مخزن جمع‌آوری رواناب و رسوب قرار داده شد.

برای تولید باران‌های یکسان، یک دستگاه شبیه‌ساز باران قابل حمل طراحی شد. کرت‌ها تحت ۱۰ رخداد باران شبیه‌سازی شده با شدت ۵۵ میلی‌متر بر ساعت به مدت ۳۰ دقیقه و با فاصله پنج روز قرار گرفتند. برای تعیین میزان هدررفت خاک در پایان هر رخداد نمونه‌ای همگن از مخلوط رواناب و رسوب با حجم حدود نیم لیتر به آزمایشگاه منتقل شد. مقدار رسوب هر نمونه پس از جداسازی آن با کاغذ صافی و خشک کردن در آون ۱۰۵ درجه وزن شد. برای تحلیل آماری داده‌ها از نرم‌افزار SPSS نسخه ۱۸ و برای ترسیم منحنی‌ها از نرم افزار Excel نسخه ۲۰۰۷ استفاده شد. نرمال بودن توزیع آماری داده‌ها با رسم نمودار هیستوگرام و تحلیل چولگی و کشیدگی داده‌ها بررسی شد.

نتایج و بحث

برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- برخی از خصوصیات خاک‌های مورد مطالعه در این تحقیق

ویژگی	رس (٪)	سیلت (٪)	شن(٪)	درصد سدیم تبادلی	سنگریزه(٪)	ماده آلی (٪)	آهک (٪)
میانگین	۳۰/۱۰	۲۹/۲۳	۴۰/۶۷	۹/۹۱	۱۱/۶۶	۰/۶۱	۱۷/۳۶

انحراف معیار	۱۶/۱۴	۱۸/۱۷	۲۷/۹۵	۴/۰۷	۱۲/۵۱	۰/۵۶	۴/۱۷

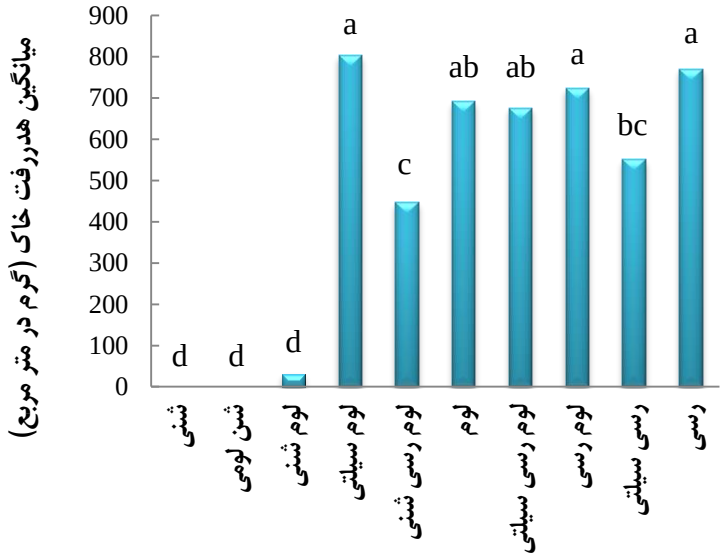
نتایج بدست آمده از تحقیق نشان داد که رخدادهای اعمال شده بر خاک‌های شنی و شن لومی در هیچ موردی منجر به تولید رواناب نشد و خاک لوم شنی از رخداد سوم به بعد تشکیل رواناب و هدررفت خاک داد. جدول ۲ تغییرات میزان هدررفت خاک و برخی از مشخصه‌های آماری آن را در کل خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. نتایج نشان داد بافت خاک اثری معنی‌دار بر میزان هدررفت خاک ($p<۰/۰۰۱$) داشت (جدول ۳). شکل ۱ اختلاف بین خاک‌های مورد مطالعه را از نظر میانگین هدررفت خاک در مجموع ۱۰ رخداد بارندگی نشان می‌دهد.

جدول ۲- تغییرات میزان هدررفت خاک در خاک‌های مورد بررسی

متغیر	حداقل	حداکثر	متوسط	دامنه تغییرات	انحراف معیار	ضریب تغییرات
هدررفت خاک (گرم در متر مربع)	صفر	۹۷۰/۷۵	۴۶۹/۲۰	۹۷۰/۷۵	۳۲۸/۰۴	۰/۱۷

جدول ۳- تجزیه واریانس اثر بافت خاک بر میزان هدررفت خاک

منبع تغییر	مجموع مربعات	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	سطح معنی‌داری
هدررفت خاک	۲۹۹۶۱۹۹/۵	۹	۳۳۲۹۱۱/۱	۵۳/۴۶	۰/۰۰۰



شکل ۱- تفاوت آماری بافت‌های خاک از نظر میزان هدررفت خاک طی ۱۰ رخداد باران

بر اساس نتایج، میانگین هدررفت خاک در بافت‌های لوم سیلتی (دارای بیشترین میزان سیلت) و رسی بیشترین مقدار (به ترتیب ۸۰۲/۹ و ۷۷۰/۶ گرم در متر مربع) را داشت که دلیل اصلی آن حضور درصد بالای ذرات ریز و بویژه سیلت در این خاک‌ها بود. حضور بالای ذرات سیلت و رس (بیشتر از ۴۰ درصد رس) به ترتیب باعث کاهش چسپندگی ذرات و ناپایداری ساختمان خاک می‌شود که در هر دو صورت افزایش هدررفت خاک را درپی دارد. بررسی‌ها نشان داد که با افزایش درصد سیلت (ذرات ۲ تا ۵۰ میکرون) فرسایش‌پذیری خاک به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد (Diaz-Zorita and Grosso, 2000). در خاکهای شنی و شن لومی به دلیل نفوذپذیری بیشتر رواناب و در نتیجه هدررفت خاک رخ نداد. محمودآبادی و همکاران (۱۳۸۵) در بررسی‌های خود با استفاده از شبیه‌ساز باران به این نتیجه رسیدند که حضور ذرات رس، میزان هدررفت خاک و غلظت آن را افزایش در حالیکه بخش شن، هدررفت خاک را کاهش می‌دهد. نتایج کلی تحقیق حاضر حاکی از رفتار متفاوت خاک‌های با بافت مختلف منطقه در برابر فرآیندهای رواناب و هدررفت خاک بود. در کل می‌توان خاک‌های منطقه مورد مطالعه را با توجه به ماده آلی پایین و سدیم تبادلی نسبتا بالای آنها، مستعد فرسایش آبی دانست.

منابع

۱- آرمین، م.، نجفی‌نژاد، ع. و قربان‌نیا، و. ۱۳۸۶. رابطه بین عامل فرسایش‌پذیری (K) و برخی عوامل فیزیکی خاک در خاک‌های لسی استان گلستان. صفحه ۱۱۷. چهارمین همایش ملی علوم و مهندسی آبخیزداری با محوریت مدیریت حوزه آبخیز. دانشگاه تهران، تهران.

۲- زنگی‌آبادی، م.، رنگ آور، ع. و شرفاء، م. ۱۳۸۴. بررسی اثر بافت خاک بر میزان فرسایش و تولید هدررفت خاک در اقلیم نیمه‌خشک. صفحه‌های ۸۵ تا ۸۹. دومین کنفرانس سراسری آبخیزداری و مدیریت منابع آب و خاک. دانشگاه کرمان، کرمان.

۳- محمودآبادی، م. ۱۳۸۵. بررسی تأثیر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک بر تولید رواناب و هدررفت خاک با استفاده از شبیه‌ساز باران (مطالعه موردی منطقه گل‌آباد اردستان). پایان‌نامه دکتری آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

4- Bissonnais YL, Montier C, Jamagne M, Daroussin J and King D, 2001. Mapping erosion risk for cultivated soil in France. Catena 46: 207-220.

5- Diaz-Zorita M, and Grosso GA, 2000. Effect of soil texture, organic carbon and water retention on the compactability of soils from the Argentinean pampas. Soil and Tillage Res 54: 121-126.

6- Keli Z, Shuangcai L and Wenyering P, 2002. Erodibility of Agriculture Soils in the Loess Plateau of China, In 12th ISCO, Beijing, 551-558

7- Morgan RPC, 2005. Soil Erosion and Conservation, 3rd ed. Blackwell Publishing

8- Parysow P, Wang G, Gertner G and Anderson AB, 2003. Spatial uncertainly analysis for mapping soil erodibility based on joint sequitial simulation. Ctena 73: 1-14.

9- Stavi I, and La R, 2011. Variability of soil physical quality and erodibility in a water-eroded cropland. Catena 84: 148-155.

10- Zhang K, Li S, Peng W and Yu B, 2004. Erodibility of agricultural soils and loess plateau of China. Soil and Tillage Research 76: 157-165.

طراحی یک دستگاه شبیه‌ساز باران جهت بررسی فرآیندهای رواناب و رسوب در صحرا

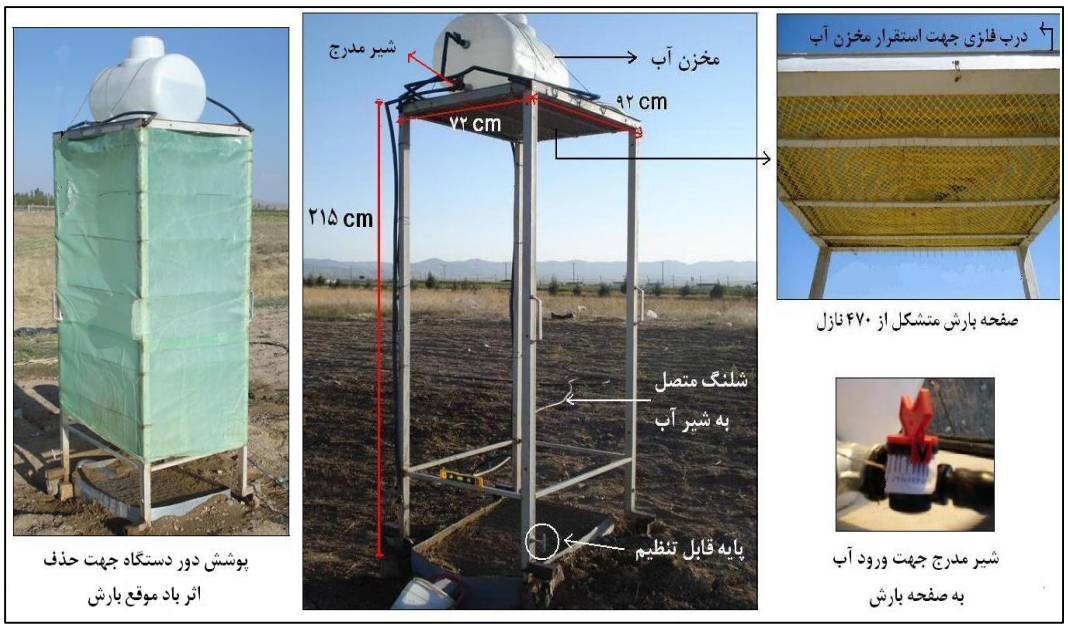
حیدر حسن زاده[1]، علیرضا واعظی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه زنجان
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه زنجان

مقدمه

برای بررسی فرسایش خاک و اندازه‌گیری آن در یک منطقه سه روش شامل مطالعات کرتی تحت باران طبیعی، نموگراف‌ها و شبیه‌سازهای تولید کننده باران مورد استفاده قرار می‌گیرد (Sheng et al., 2006). مطالعات رواناب تحت شرایط طبیعی با وابستگی به باران به علت تغیرپذیری آن از نظر شدت، اندازه قطرات، انرژی قطرات و توزیع زمانی و مکانی محدود شده‌اند. در مقابل شبیه‌سازهای باران یک مجموعه اطلاعات سریع و تکرارپذیر را در مطالعات مزرعه‌ای و آزمایشگاهی در اختیار می‌گذارند. از طرفی دیگر چون اندازه‌گیری میزان فرسایش خاک تحت شرایط باران طبیعی زمان‌بر و پرهزینه می‌باشد، استفاده از شبیه‌سازهای باران می‌تواند در حل این مشکل راه‌گشا باشد (Peres-Latorre et al., 2010). در سالهای اخیر اندازه‌گیری فرسایش خاک با استفاده از باران‌سازهای مصنوعی مورد توجه محققان واقع شده است و به دلیل داشتن مزایای ذکر شده نسبت به باران‌های طبیعی، برای پژوهش در زمینه-های مختلف فرسایش و تولید رواناب در سطح جهان بسیار رایج می‌باشد (Pan and Shangguan, 2006). از سال ۱۹۳۰ همزمان با توسعه مدلسازی هیدرولوژیکی، محققان مختلفی شبیه‌سازهای باران را جهت بررسی فرسایش خاک طراحی و مورد استفاده قرار داده‌اند (Navas et al., 1990; Truman and Bradford, 1990; Vermang et al., 2009; Sande and Chu., 2011). دولی و هایس (۱۹۳۲) از جمله اولین محققانی بودند که شبیه‌سازی باران را برای اندازه‌گیری هدررفت خاک بکار بردند. به طور کلی شبیه‌سازهای باران ابزارهای مناسبی برای بررسی تغییرات خاک‌های مختلف تحت فرآیند فرسایش و همچنین ارزیابی شرایط محیطی متفاوت مانند شیب زمین، رطوبت اولیه و شدت‌های متفاوت باران می‌باشند (Barry et al., 2010). دامنه کم شدت باران، ارتفاع کم و هزینه‌های نسبتا بالا جهت ساخت از جمله معایب تحقیقات پیشین در زمینه ساخت شبیه‌سازهای باران بود. از این‌رو پژوهش حاضر با هدف طراحی یک دستگاه شبیه‌ساز باران قابل حمل با توانایی ایجاد شدت‌های مختلف جهت بررسی فرآیندهای فرسایش آبی در مطالعات صحرایی انجام شد.

مواد و روش‌ها

در این تحقیق یک باران‌ساز مصنوعی جهت پژوهش در زمینه جنبه‌های مختلف فرسایش آبی تحت شرایط طبیعی و مزرعه طی سال ۱۳۹۰ در دانشگاه زنجان طراحی و ساخته شد. مجموعه دستگاه شبیه‌ساز باران از مخزن آب، صفحه بارش، پایه‌های جلویی قابل تنظیم، چرخ‌های متحرک و درب فلزی تشکیل شده است (شکل ۱). برای ساخت دستگاه ابتدا یک چهارچوب فلزی (آهنی) با ابعاد ۹۲ × ۷۲ سانتی‌متر و ارتفاع ۲۱۵ سانتی‌متر ساخته شد. برای ایجاد صفحه بارش از سیستم دورانی شلنگ تراز مستقر بر یک صفحه توری استفاده شد. ۱۵ متر شلنگ تراز به صورت دایره‌های متحدالمرکز و با فواصل ۴-۳ سانتیمتر از هم بر روی صفحه توری نصب شد. برای تولید قطرات باران از تعداد ۴۷۰ سرسرنگ کوچک ۳/۸ سانتی‌متری به عنوان نازل استفاده شد. طوری که نازلها با فواصل ۳×۳ سانتی‌متری نسبت به همدیگر قرار گرفتند. ارتفاع پایه‌های جلویی دستگاه به وسیله پیچ تنظیم تا ۵۰ سانتیمتر قابل گسترش هستند. هدف از این کار حذف اثر شیب بر دستگاه و استقرار آن روی سطح تراز بود.



شکل ۱- دستگاه شبیه‌ساز باران و اجزای آن

برای حذف تأثیر باد بر سقوط آزاد قطرات، از پوشش پلاستیکی در پیرامون دستگاه استفاده شد (شکل ۱). برای جلوگیری از تابش مستقیم نور آفتاب، آسیبهای احتمالی و همچنین استقرار مخزن آب بر روی دستگاه، صفحه ریزش باران توسط یک درب فلزی پوشانده شد. جهت ایجاد بارش ابتدا آب تحت فشار ثابت از داخل مخزن آب به صفحه بارش وارد شده و به واسطه نازل‌ها به صورت قطراتی در آمده و به صورت بارانی مصنوعی به طور یکنواخت بر سطح خاک تحت آزمایش برخورد می‌نماید. برای واسنجی دستگاه باران‌ساز و تعیین شدت آن از ۱۲ ظرف پلاستیکی دایره‌ای شکل در طول و عرض دستگاه استفاده شد. آزمایش در چندین مرحله و با کنترل میزان آب ورودی و خروجی انجام شد. در هر بار فشار آب ورودی به مخزن مطابق با شیر خروجی آن تنظیم شد تا سطح آب داخل مخزن در ارتفاع ثابت ۴۰ سانتی‌متری بماند. همزمان با واسنجی دستگاه یک عدد شیر آب تنظیمی برای نشان دادن دقیق شدت باران‌ها مدرج گردید. شدت باران در هر ظرف از رابطه زیر تعیین شد:

$$I = \Delta h/\Delta t \quad [۱]$$

که در آن: I شدت بارندگی (میلی‌متر بر ساعت)، Δh ارتفاع آب داخل ظرف (میلی‌متر) و Δt مدت زمان بارندگی (ساعت) بود. شدت بارندگی دستگاه از میانگین شدت بارندگی کل ظرف‌ها محاسبه شد.

انرژی جنبشی باران در شدت‌های مختلف دستگاه بر اساس معادله ویشمایر و اسمیت و از رابطه زیر تعیین شد:

$$KE = 210.2 + 89LogI \quad [۲]$$

که در آن: KE، انرژی جنبشی باران (ژول بر متر مربع در سانتیمتر باران) و I، شدت بارندگی (سانتیمتر در ساعت) می‌باشد.

نتایج و بحث

از آنجا که تمام نازل‌های بکاررفته در صفحه بارش دستگاه مورد نظر از نظر اندازه و شکل یکسان هستند قطر قطرات تولید شده یکسان و برابر ۳/۳ میلیمتر است. دستگاه توانایی تولید بارانی با شدت‌های متغیر ۵۰ تا ۱۲۰ میلی‌متر در ساعت را دارد که با استفاده از شیر مدرج و تنظیم آب ورودی به داخل مخزن قابل تغییر می‌باشد. جدول ۱ ویژگی‌هایی از شبیه‌ساز باران شامل حجم آب مصرفی دستگاه، عمق باران (بر اساس ابعاد دستگاه) و انرژی جنبشی باران در شدت‌های مختلف آن را نشان می‌دهد. همان طور که مشاهده می‌شود میزان آب مصرف شده در شدت‌های بالا نیز نسبتا ناچیز می‌باشد و در صورت یک منبع تامین کننده آب ورودی به راحتی می‌تواند در شدت‌های مختلف مورد استفاده قرار گیرد.

مزیت دیگر این دستگاه وجود چرخ‌های ثابت و متحرک در پایه‌های آن می‌باشد که قابلیت انتقال آن را در شرایط مختلف سطوح زمین با وجود ارتفاع نسبتا زیاد آن فراهم می‌کند. از این‌رو تنها یک نفر نیز قادر به راه‌اندازی آن جهت انجام آزمایش می‌باشد. از طرفی وجود پایه‌های متحرک در قسمت جلویی دستگاه کاربرد دستگاه را در شیب‌های مختلف ممکن می‌سازد. همچنین درب فلزی بکار رفته در بالای دستگاه، قابلیت باز و بسته شدن را جهت تعمیر یا تعویض قطعات بکار رفته در صفحه بارش به آن می‌دهد.

جدول ۱- برخی از ویژگی‌های دستگاه شبیه‌ساز باران طراحی شده در این تحقیق

شدت بارندگی (میلیمتر بر ساعت)	۵۰	۶۰	۷۰	۸۰	۹۰	۱۰۰	۱۱۰	۱۲۰
حجم آب مصرفی در مدت ۳۰ دقیقه بارندگی (لیتر)	۱۲	۱۴/۴	۱۶/۸	۱۹/۲	۲۱/۶	۲۴	۲۶/۴	۲۸/۸
عمق باران بر اساس ابعاد دستگاه (سانتیمتر)	۲/۵	۳	۳/۵	۴	۴/۵	۵	۵/۵	۶
انرژی جنبشی باران (ژول در مترمربع سانتیمتر)	۲۷۲/۴	۲۷۹/۴	۲۸۵/۴	۲۹۰/۶	۲۹۵/۱	۲۹۹/۲	۳۰۲/۹	۳۰۶/۲

از آنجا که سرعت اولیه سقوط قطرات باران صفر بوده، سرعت برخورد قطرات با سطح خاک تابع ارتفاع سقوط قطرات می‌باشد. با توجه به ارتفاع ۲۱۵ سانتیمتری صفحه بارش دستگاه از سطح زمین و رابطه سرعت سقوط آزاد، سرعت قطرات باران در لحظه برخورد با زمین برابر با ۶/۵ متر بر ثانیه است. بنابراین می‌توان استنباط کرد که سرعت

سقوط قطرات و در نتیجه انرژی جنبشی باران در دستگاه مذکور از نظر قدرت فرسایندگی آن به شرایط بارش‌های طبیعی نزدیک‌تر بوده که ناشی از ارتفاع نسبتا بلند آن می‌باشد. بطور کلی با بکارگیری این نوع دستگاه‌ها و تولید باران مصنوعی می‌توان رفتار خاک را از نظر نگهداری آب، تولید جریان سطحی و فرسایش با صرف مدت زمان و هزینه کمتر و همچنین دقت بیشتر در مناطق خشک و نیمه خشک مورد بررسی قرار داد.

منابع

1. Barry DA, Sander GC, Jomaa S, Heng BCP, Parlange JY, Lisle IG and Hogarth WL, 2010. Exact solutions of the Hair sine- Rose precipitation- driven erosion model for a uniform grain size soil. Journal of Hydrology 389 (3–4): 399–405.
2. Duley FL and Hays OE, 1932. The effect of the degree of slope on runoff and soil erosion. Journal of Agriculture Research 45: 349-360.
3. Navas A, Alberto F, Machin J and Galan A, 1990. Design and operation of rainfall simulator for field studies of runoff and soil erosion. Soil Technology 3: 385-397.
4. Pan Ch and Shangguan Zh, 2006. Runoff Hydraulic characteris and sediment generation in Sloped grassplots under Simulated Rainfall condition. Journal of Hydrology 331: 178-185.
5. Peres-Latorre FJ, De Castro L and Delgado A, 2010. A comparison of two variable intensity rainfall simulators for runoff studies . Soil and Tillage Research 107: 11-16.
6. Sande L and Chu X, 2011. Laboratory experiments on the effect of microtopography on soil-water movement: spatial variability in wetting front movement. Applied engineering in agriculture 27 (4): 615-620.
7. Sheng Y, Zheng SX and Weindorf DC, 2006. Relationships Between Permability and Erodibility of Cultivated Acrisols and Cambisolse in Subtropical China. Pedospher 16 (3): 304-311.
8. Truman CC and Bradford JM, 1990. Effect of antecedent soil moisture on splash detachment under simulated rainfall. Soil Science Society of American Journal 150 (5): 787-798.
9. Vermang J, Demeyer V, Cornelis WM and Gabriels D, 2009. Aggregate stability and erosion response to antecedent water content of a loess soil. Soil Science Socity of American Journal 73(3): 718-726.

ارتباط بین پارامترهای فیزیکی و شیمیایی خاک و هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع با سطح ویژه خاک

ملیحه فولادی دورهانی[1]، شاهرخ زندپارسا[2]
۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.
۲- دانشیار بخش مهندسی آب، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز.

مقدمه

سطح ویژه یکی از مهم‌ترین مشخصه‌های خاک است، که خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک تحت تأثیر آن قرار می‌گیرد. مطالعه سطح ویژه خاک بسیار ضروری است و اندازه‌گیری آن به مطالعه و ارزیابی بسیاری از واکنش‌های خاک کمک خواهد کرد و ممکن است برای تعریف خاک‌ها نسبت به درصدهای شن، سیلت و رس، شاخص معنی‌دارتری باشد. Banin and Amiel (1970) در بررسی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی ۳۳ نمونه خاک به ارتباط زیادی بین سطح ویژه و مقدار رس و ظرفیت تبادل کاتیونی دست یافتند. همچنین مقدار سطح ویژه خاک به مقدار رس معدنی در خاک وابستگی زیادی داشت. در مطالعاتی که Petersen et al. (1996) روی مجموعه خاک‌های دانمارک انجام دادند، به این نتیجه رسیدند، که سطح ویژه و همچنین مقدار رس نقش مهمی در جذب[1] و واجذبی[2] مولکول‌های آب ایفا می‌کند. شکل و اندازه ذرات یک خاک بر نیروی متقابل بین آب و ذرات خاک تأثیر می‌گذارد. افزایش مقدار سطح ویژه منجر به اثر متقابل بیشتر یون‌ها و مولکول‌های آب با ذرات خاک می‌شود (Sepaskhah et al., 2010). هدف از انجام این تحقیق، ارتباط عوامل فیزیکی و شیمیایی خاک از جمله ظرفیت تبادل کاتیونی، مقدار ماده آلی، توزیع اندازه ذرات[3] خاک، چگالی ظاهری و هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع خاک با سطح ویژه آن می‌باشد.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش، در ۲۰ نقطه در استان فارس درپنج کلاس بافتی؛ لوم، لوم رسی، لوم شنی، لوم سیلتی و شن لومی هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع در مزرعه اندازه‌گیری (*Ks*) شده و از محل آزمایش‌ها، نمونه خاک دست‌خورده از عمق ۳۰—۰ سانتی‌متری تهیه شد. این نمونه‌ها برای انجام تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی به آزمایشگاه انتقال داده شدند. به این منظور *Ks* به روش تک حلقه از طریق اندازه‌گیری دبی آب نفوذ کرده به خاک در ۵ بار آبی متفاوت اندازه‌گیری شد (Reynolds and Elrick, 1990) . سطح ویژه خاک (*SSA*) بر روی نمونه‌های دست‌خورده به روش اتیلن گلیکول مونواتیل اتر(*EGME*) تعیین شد (Cerato and Lutenegger, 2002). ظرفیت تبادل کاتیونی با روش استات سدیم نرمال (Chapman, 1965) تعیین شد. ماده آلی خاک با روش والکی و بلک(Nelson and Sommers, 1982) تعیین شد. پارامترهای توزیع اندازه ذرات

[1] Adsorption
[2] Desorption
[3] Particle size distribution

(دانه‌بندی) هر خاک نیز با روش هیدرومتری تعیین شد (Gee and Bauder, 1986). پس از تعیین دانه‌بندی؛ درصد رس، سیلت و شن بر طبق سیستم *USDA* تعیین شد.

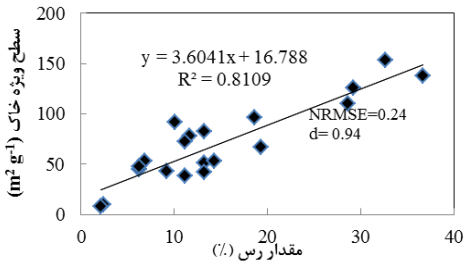
نتایج و بحث

۱- ارتباط بین سطح ویژه و توزیع اندازه ذرات خاک

مقدار سطح ویژه به مقدار رس و نوع رس معدنی وابستگی دارد. این مشخص است که، جزء رس یک نقش مهم در سطح ویژه ایفا می‌کند. با افزایش مقدار رس، سطح ویژه افزایش می‌یابد. پراکندگی داده‌ها می‌تواند ناشی از تفاوت در رس معدنی باشد. شکل ۱ رابطه بین سطح ویژه و مقدار رس را نشان می‌دهد. این واضح است، که جزء رس نقش مهم در سطح ویژه دارد. سطح ویژه می‌تواند با دقت نسبی از مقدار رس برآورد شود.

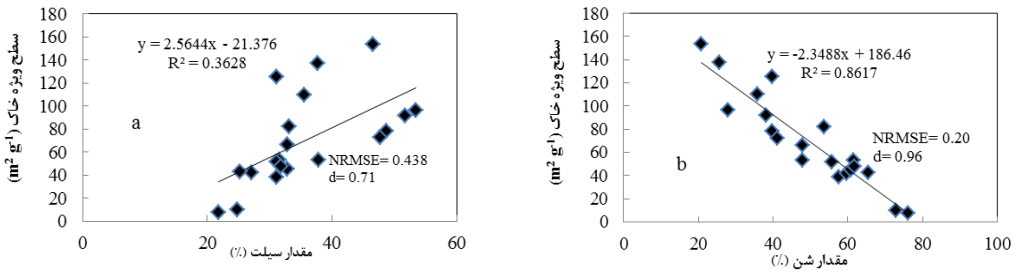
$$SSA = 3.6\ Clay + 16.79 \qquad (۱)$$

R^2= 0.81, n=20, NRMSE= 0.24, d= 0.95



شکل ۱- ارتباط بین مقدار سطح ویژه و درصد ذرات رس.

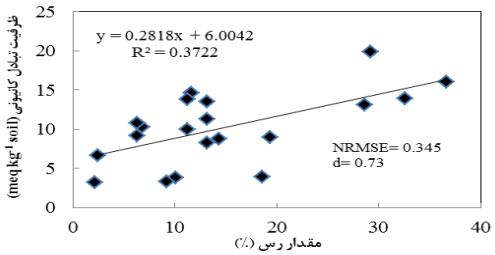
شکل ۲ رابطه بین سطح ویژه و مقدار سیلت و شن نشان می‌دهد. این شکل نشان می‌دهد که، جزء سیلت نقش مهمی در سطح ویژه ایفا نمی‌کند. با افزایش مقدار سیلت، مقدار سطح ویژه افزایش می‌یابد. با توجه به شکل ۲ با افزایش مقدار شن، سطح ویژه کاهش می‌یابد. تأثیر جزء شن در مقدار سطح ویژه نسبت به جزء سیلت بیشتر می‌باشد. پراکندگی داده‌ها بر حسب جزء سیلت بیشتر می‌باشد.



شکل ۲- ارتباط بین مقدار سطح ویژه و درصد ذرات سیلت (a) و درصد ذرات شن (b)

۲- ارتباط بین ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه

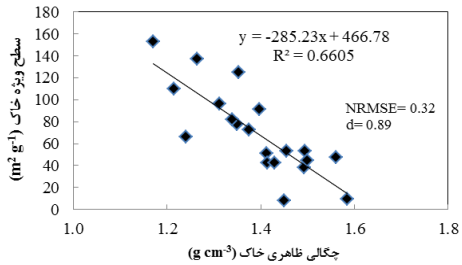
ظرفیت تبادل کاتیونی(CEC) یک خصوصیت بسیار مهم در خاک‌ها می‌باشد و پتانسیل حاصلخیزی خاک را تعیین می‌کند. شکل ۳ ارتباط بین ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه را برای خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد. با توجه به R^2=0.3532 ارتباط نسبتاً خوبی بین سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی وجود دارد. پراکندگی داده‌ها می‌تواند به علت تفاوت در رس معدنی باشد .



شکل ۳- ارتباط بین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی و مقدار سطح ویژه.

۳- ارتباط بین سطح ویژه و مقدار ماده آلی خاک و چگالی ظاهری

برای خاک‌های بررسی شده در این مطالعه ارتباط مستقیمی بین مقدار ماده آلی و سطح ویژه مشاهده نشد (R^2= 0.013). در کل ماده آلی تأثیر کمی در مقدار سطح ویژه دارد. با توجه به اینکه با افزایش چگالی ظاهری، در صورت عدم تراکم خاک؛ درصد شن خاک افزایش می‌یابد، می‌توان به رابطه قابل قبولی بین سطح ویژه و چگالی ظاهری رسید (شکل ۴).



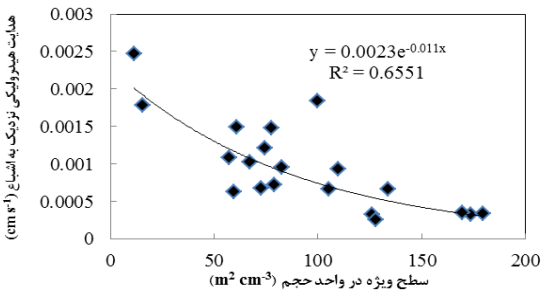
شکل٤- ارتباط بین مقدار سطح ویژه و چگالی ظاهری خاک.

٤- ارتباط بین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع و سطح ویژه در واحد حجم

با توجه به شکل ۵ با افزایش سطح ویژه در واحد حجم، مقدار هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع کاهش می‌یابد. با افزایش سطح ویژه در مقادیر بالا، کاهش شدیدی در هدایت هیدرولیکی مشاهده می‌شود و این می‌تواند به دلیل تأثیر سطح ویژه در جذب آب و جلوگیری از حرکت آب توضیح داده شود. ارتباط بین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع و سطح ویژه در واحد حجم بصورت زیر می‌باشد. با توجه به ضریب R^2 هدایت هیدورلیکی را می‌توان با دقت قابل قبولی از سطح ویژه در واحد حجم برآورد کرد:

$$K_S = 0.0023e^{-0.011So}$$

R^2= 6551, n= 20.



شکل ۵- ارتباط بین هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع و سطح ویژه در واحد حجم.

منابع

Banin, A., and Amiel, A. 1970. A correlative study of chemical and physical properties of a group of natural soils of Israel. Geoderma. J. 3: 185-198.

Cerato, A.B., and Lutenegger, A.J. 2002. Determination of surface area of fine-grained soils by the ethylene glycol mono ethyl ether (EGME) method. Geotech. Test. J. 25:315-321.

Chapman, H.D. 1965. Cation exchange capacity, In: Black A, editor. Methods of Soil Analysis, part 2, American Institude of Agronomy, Madison, Wisconsin. pp 891- 901.

Gee, G.W., and Bauder, J.W. 1986. Particle-size analysis. In: Klute A, editor. Methods of Soils Analysis, Part 1, 2nd ed. Madison(WI):ASA/SSSA. pp. 825–844.

Nelson, D.W., and Sommers, L.E. 1982. Total carbon, organic carbon and organic matter. In Page, A.L. et al. (Eds). Methods of Soil Analysys. ASA/SSSA. pp. 539-580.

Petersen, L.W., Moldrup, P.,Jacobsen, O.H., and Rolston, D.E. 1996. Relations between specific surface area and soil physical and chemical properties. J. Soil Sci. 161: 9-21.

Reynols, W.D., and Elrick, D.E. 1990. Ponded infiltration from a single ring: I. analysis of steady flow. Soil Sci. Soc. Am. J. 54:1233-1241.

Sepaskhah, A.R., Tabarzada, A., and Fooladmand, H.R. 2010. Physical and empirical models for estimation of specific surface area of soils . Arch. Agron. Soil Sci. 56: 325-335.

بررسی تأثیر سطوح مختلف پلیمر سوپر جاذب و شوری آب بر نگهداری رطوبت خاک

محمدجواد روستا[۱]، محبوبه سلطانی[۲]، نادیا بشارت[۳]، ولی سلطانی[٤]، معصومه صالحی[٥]، غلامحسن رنجبر[۱]

۱-عضو هیئت علمی مرکز ملی تحقیقات شوری

۲-کارشناس ارشد آبخیزداری

۳-کارشناس ارشد مرکز ملی تحقیقات شوری

٤-کارشناس مرکز ملی تحقیقات شوری

٥-پژوهشگر مرکز ملی تحقیقات شوری

مقدمه

در کشور ایران اقلیم خشک و نیمه خشک اغلب مناطق را تحت تأثیر قرار داده و خصوصاً خشکسالی‌های اخیر بر مشکل کم‌آبی افزوده است. پلیمرهای سوپرجاذب موجب جذب سریع و به مقدار قابل ملاحظه آب در ساختمان خود می‌شوند. سید دراجی و همکاران (۱۳۸۹) با بررسی تأثیر سه سطح شوری (شاهد، ۴ و dS/m ۸) و سطوح پلیمر SuperabA200 (۰، ۰/۲، ۰/۴ و ۰/۶ درصد وزنی) در سه بافت شنی، لومی و رسی نتیجه گیری نمودند که کاربرد ۶ /۰ درصد وزنی پلیمر در شوری اولیه خاک شنی و لومی میزان آب قابل استفاده گیاه را به ترتیب ۲/۲ و ۲ /۱ برابر نسبت به شاهد افزایش داد. بات و همکاران (۲۰۰۹)، اثرات پلیمر پلی اکریلامید (۰، ۰/۱، ۰/۲ و ۰/۴ درصد وزنی) و شوری (۱/۶، ۲/۵ و ۵ دسی زیمنس بر متر) را بر روی نیاز آبی کونوکارپوس در خاک لومی شنی مورد بررسی قرار دادند. استفاده از پلیمرها، ظرفیت آب قابل دسترس خاک را از ۷/۲۹ درصد در شاهد به ۱۸/۷۵ درصد در تیمار کاربرد پلیمر Agrihope (۰/۴ درصد) افزایش داد. با توجه به خشکسالی‌های اخیر که بر تولید محصولات کشاورزی تاثیر منفی گذاشته، لازم است راهکارهای علمی برای جلوگیری از صدمات بیشتر به تولیدات کشاورزی بررسی شود. یکی از راهکارهای نوین، استفاده از مواد آلی مصنوعی به نام پلیمرهای سوپرجاذب است که در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

این تحقیق در آزمایشگاه خاک‌شناسی مرکز ملی تحقیقات شوری اجرا شد. در این تحقیق، از پلیمر سوپر جاذب A200 استفاده شد (جدول ۱).

جدول ۱- برخی ویژگی‌های پلیمر سوپر جاذب A200

اندازه ذرات (µm)	مقدار رطوبت (٪)	چگالی (g/cm3)	اسیدیته (pH)
۵۰-۱۵۰	۳-۵	۱/۴-۱/۵	۶-۷

آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملاً تصادفی با در نظر گرفتن ماده پلیمر سوپرجاذب A200 در سطوح ۰، ۲۰، ۴۰، ۶۰، ۸۰ و ۱۰۰ گرم به ازای هر کیلوگرم خاک به عنوان فاکتور اول و سطوح شوری آب (dS/m ۰، ۳، ۶، ۹، ۱۲ و ۱۵) به عنوان فاکتور دوم و جمعاً با ۱۰۸ گلدان حاوی ۲ کیلوگرم خاک انجام شد. پس از ریختن خاک در گلدان‌ها، آبیاری هر ۱۰ روز یکبار و به تعداد ۸ مرتبه بر اساس FC-PWP و با آب دارای شوری‌های مختلف و در نظر گرفتن نیاز آبشویی معادل ۲۰ درصد حجمی آب آبیاری انجام شد. پس از قطع آبیاری، اندازه گیری رطوبت خاک هر ۷ روز یکبار و به تعداد ۶ مرتبه انجام گرفت. در نهایت، نتایج حاصل از آزمایش مورد تجزیه تحلیل آماری قرار گرفت.

نتایج و بحث

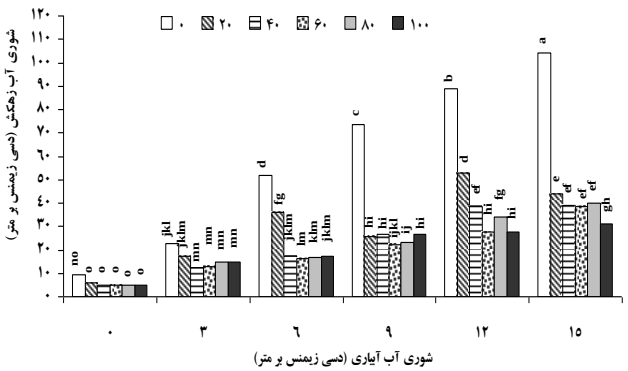
خلاصه تجزیه واریانس در جدول ۳ نشان داده شده است.

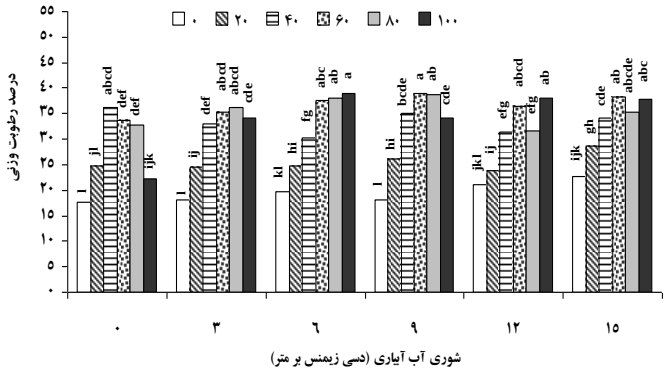
جدول ۳- تجزیه واریانس تأثیر شوری و سوپرجاذب بر درصد رطوبت خاک در زمان‌های مختلف

منابع تغییرات	df	T1	T2	T3	T4	T5	T6	متوسط شش زمان	شوری آب زهکشی
شوری	۵	۲۹/۷۳**	۳۸/۹۳**	۵۲/۳۳**	۵۶/۸۳**	۶۶/۳۷**	۷۳/۰۲**	۵۱/۹۶**	۵۰۵۸/۹۲**
سوپرجاذب	۵	۶۷۵/۲۳**	۸۶۷/۷۸**	۹۲۸/۱۷**	۹۲۵/۱۷**	۸۸۸/۰۸**	۷۲۷/۹۷**	۸۲۵/۱۶**	۳۹۲۹/۴۴**
شوری× سوپرجاذب	۲۵	۲۳/۸۳**	۲۹/۸۹**	۲۹/۷۰**	۲۸/۳۴**	۲۹/۷۱**	۲۶/۳۴**	۲۶/۹۹**	۳۶۳/۷۶**
خطا	۶۰	۸/۶۷	۷/۲۳	۵/۶۲	۵/۵۱	۳/۸۷	۴/۹۰	۵/۴۰	۱۴/۴۹
%C.V.	–	۷/۰۴	۷/۷۲	۷/۶۱	۸/۳۷	۷/۶۹	۹/۵۰	۷/۵۵	۱۳/۰۶

* و ** به ترتیب معنی داری در سطح احتمال ۵ و ۱ درصد آماری و ns معنی دار نیست.

همانگونه در شکل ۱ مشاهده می‌شود با افزایش میزان پلیمر سوپرجاذب، در همه سطوح شوری آب آبیاری، درصد رطوبت وزنی افزایش و میزان شوری آب زهکشی کاهش یافته است.

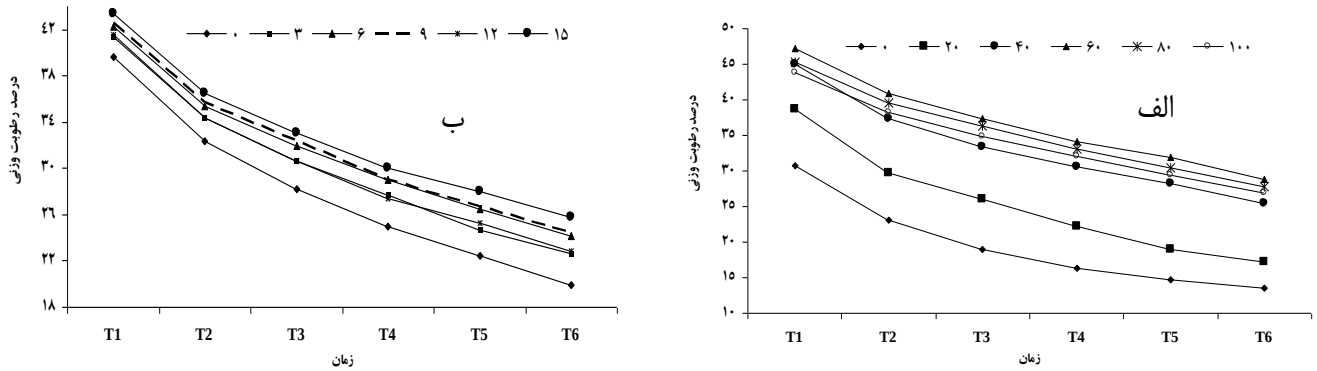




شکل ۱- برهمکنش سوپرجاذب و شوری آب آبیاری بر درصد رطوبت وزنی و شوری آب زهکشی در متوسط شش مرحله اندازه گیری

همانگونه که در شکل۲ (الف) قابل ملاحظه است با گذشت زمان، میزان رطوبت خاک در تیمارهای مختلف آزمایشی کاهش یافت. دلیل کاهش ذخیره رطوبتی خاک را می توان به تخریب ساختار پلیمر سوپر جاذب در اثر کاربرد آب آبیاری شور که حاوی کاتیون یک ظرفیتی سدیم و کاتیون دو ظرفیتی کلسیم بود نسبت داد. ۴۲ روز بعد از قطع آبیاری، میزان رطوبت در تیمار شاهد به ۱۳/۵ درصد کاهش یافت ولی در تیمار کاربرد ۲۰ گرم سوپرجاذب، میزان رطوبت ۱۷/۲ بود. در تیمارهای ۴۰، ۶۰ ، ۸۰ و ۱۰۰ گرم پلیمر، اختلاف میزان رطوبت خاک در این تیمارها و شاهد ۱۲، ۱۵/۴، ۱۴/۳ و ۱۳/۴ درصد بود. این نتایج با یافته‌های سید دراجی و همکاران (۱۳۸۹) و بات و همکاران (۲۰۰۹) هماهنگی دارد.

شوری آب آبیاری باعث شده مقداری رطوبت در خاک حفظ شود(شکل ۲ ب) که علت آن می‌تواند نقش یون سدیم در تخریب ساختمان خاک، کاهش میزان تخلخل خاک، تشکیل سله و در نهایت جلوگیری از تبخیر باشد. بطوری که ملاحظه می‌شود میزان اختلاف بین تیمار شاهد و شوری آب آبیاری ۱۵ dS/m در مرحله اول اندازه گیری(T1) فقط ۳/۷۲ و در مرحله آخر ۵/۸۵ درصد بوده که نشانگر تاثیر اندک شوری بر نگهداری رطوبت در خاک است. ۴۲ روز بعد از قطع آبیاری، میزان رطوبت خاک در تیمار شوری آب آبیاری ۳ dS/m، ۲/۷۷ درصد بود که نسبت به تیمار شاهد در همین مدت ۳/۳ درصد اختلاف داشت. میزان اختلاف بین تیمار شاهد و تیمارهای ۶، ۹، ۱۲ و ۱۵ dS/m به ترتیب ۴/۲، ۴/۵، ۲/۹ و ۵/۸ درصد ملاحظه شد.



شکل ۲- تأثیر پلیمر سوپرجاذب (الف) و شوری آب آبیاری (ب) بر درصد رطوبت وزنی در شش مرحله اندازه گیری (زمان‌های اندازه گیری به ترتیب با حروف T1 تا T6 معرفی شده‌اند)

یافته‌های این تحقیق نشان داد که کاربرد مقادیر زیاد پلیمر سوپرجاذب می‌تواند ذخیره رطوبتی خاک در شرایط آبیاری با آب شور را افزایش دهد ولی با توجه به مقادیر زیاد پلیمر مورد استفاده در این بررسی، لازم است کاربرد

پلیمرهای سوپر جاذب به صورت مخلوط با کودهای آلی مانند کودهای دامی، کمپوست و ورمی کمپوست مـورد بررسی قرار گیرد.

منابع

۱- سید دراجی، س. گلچین ا. و احمدی ش.، ۱۳۸۹. تاثیر سطوح مختلف یک پلیمر سوپرجاذب (superab A200) و شوری خاک بر ظرفیت نگهداشت آب در سه بافت شنی، لومی و رسی. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۴، شماره ۲، خرداد- تیر ۱۳۸۹. صفحه‌های ۳۱۶-۳۰۶.

2- Bhat N. R. Suleiman M. K. Al-Menaie H. Al-Ali E. H. AL-Mulla L. Christopher A. Lekha V. S. Ali S. I. and George P. 2009. Polyacrylamide Polymer and Salinity Effects on Water Requirement of Conocarpus lancifolius and Selected Properties of Sandy Loam Soil. European Journal of Scientific Research, 25 (4): 549-558.

بررسی عوامل موثر در فرسایش، رسوبدهی و تعیین میزان فرسایش و رسوب با استفاده از روش تجربیMPSIAC

زینب علیپور[۱]، خدیجه کلی[۲]، محمدعلی کلی[۳]
۱- دانشجوی دکتری خاکشناسی دانشگاه علوم وتحقیقات خوزستان
۲- دانشجوی دکتری خاکشناسی دانشگاه علوم وتحقیقات خوزستان
۳- کارشناس ارشد اداره منابع طبیعی استان خوزستان

مقدمه

با توجه به اینکه اکثر حوزههای آبخیز کوچک فاقد ایستگاههای رسوب سنجی بوده و از طرف دیگر احداث چنین ایستگاههای نیز پر هزینه است، لذا یافتن یک روش تجربی مناسب را برای برآورد رسوب ضروری میسازد که ضمن عملی بودن از دقت لازم نیز برخوردار است. این مدل PSIAC می‌باشد. یکی از این روابط مدل در سال ۱۹۸۶ بر اساس ۹ فاکتور (زمین شناسی، خاک، آب و هوا، پوشش گیاهی، روان آب سطحی، پستی و بلندی، استفاده از زمین، وضعیت فرسایش سطحی خاک در حوضه و فرسایش رودخانه ای) شکل گرفته است. در سال ۱۹۸۲ در روش تعیین فاکتورهای مورد ارزیابی تغییراتی ایجاد شد، به طوری که در PSIAC روش عوامل نه‌گانه موثر در (MPSIAC) مدل اصلاح شده رسوبدهی به صورت کمی قابل برآورد هستند. جانسون وگبهارت (۲۰۰۰) در مطالعات خود این مدل را دارای بازده بالا معرفی کرده است. رینارد و استون(۲۰۰۲) مدل، MPSIACاصلاح شده را با مدلهای USLE و EPM مقایسه و نتیجه‌گیری کردند، پسیاک اصلاح شده دارای بیشترین هماهنگی با اندازه گیریهای کمی بود. شاه کرمی(۱۳۸۶) نشان داده در MPSIAC است که ارقام برآورد رسوب به روش حوضه نوژیان لرستان دارای مشابهت زیادی با ارقام اندازه گیری شده خروجی حوضه بوده است. قدرتی، ۱۳۷۵ با مطالعه یک حوضه آبخیز در استان سمنان می تواند میزان MPSIAC نشان داد که مدل رسوبدهی حوضه را با ۳۰ درصد اختلاف نسبت به مقدار برآورد شده از طریق مطالعات به دست آورد. بررسی عوامل فرسایش خاک و تولید رسوب با استفاده از روش :PSIAC سعی بر این است تا ضمن استفاده از این روش در حوزه آبخیز مورد مطالعه تمام عوامل موثر در فرسایش خاک و تولید رسوب در مدل PSIAC در زیرحوزه های اراضی مورد مطالعه و واحدهای هیدرولیک مورد ارزیابی قرار گیرد . دلایل انتخاب و مزایای روش PSIACدر حوزه مورد مطالعه به شرح زیر می باشد : ۱)در این روش بیشترین و مهمترین عوامل موثر در فرسایش خاک و تولید رسوب در محاسبات وارد می گردد .۲)برای محاسبه مقدار رسوب تولیدی نیاز به ضریب خاص هیدرولوژیکی منطقه یا رسوبزایی نمی باشد .۳) این روش نسبت به سایر روشهای تجربی از عوامل بیشتری که در فرسایش خاک و رسوبزایی موثر هستند استفاده نموده است .۴) این روش نسبت به سایر روشها از عمومیت کاربرد بیشتری برخوردار می باشد .۵) برای چند حوزه آبخیز بزرگ کشور انطباق داده شده است که از نظر مقایسه راهنمای خوبی می باشد .۶)ارزیابی فرسایش خاک و تولید رسوب برخلاف برخی روشها نظیر FAOو B.L.M با کمیت بیان می‌گردد. که این امر مهمترین عامل برای انتخاب این روش می‌باشد.۷)با روشن شدن چگونگی فرسایش و انواع مختلف فرسایش، خطوط کلی مبارزه با فرسایش خاک را برای حوزه آبخیز و واحدهای هیدرولوژیک تابعه آن مشخص می‌نمایند .

مواد و روشها

حوزه آبخیز آب بهار با وسعتی حدود ۹۴۰۴ هکتار در ناحیه شرقی استان خوزستان واقع شده است . موقعیت جغرافیایی حوزه آبخیز آب بهار در محدوده ای بین طولهای شرقی َ۱۰، °۴۹ و َ۱۸، °۴۹ و عرضهای شمالی َ۵۸ ، °۳۱ و َ۰۵، °۳۲ قرار دارد . روش PSIAC: این روش توسط کمیته مدیریت آب در آمریکا در سال ۱۹۶۸ برای محاسبه شدت فرسایش خاک و تولید رسوب مناطق خشک و نیمه خشک غرب ایالات متحده آمریکا ارائه شده و برای اولین بار در حوزه آبخیز walnut culch واقع در ایالت آریزونای آمریکا آزمایش شد. روش PSIAC اولین بار توسط مهندسین مشاور (Development and Resations (D & R)) در حوزه آبخیز سد دز در ایران استفاده شده (۱۳۵۲). با انجام این روش و روش PSIAC تاثیر و نقش ۹ فاکتور مهم در فرسایش خاک و تولید رسوب را در نظر می گیرد . که با توجه به شدت و ضعف هر عامل ،عددی به آن فاکتور نسبت داده می شود و با محاسبه مجموع اعداد بدست آمده میزان فرسایش خاک و رسوبدهی حوزه برآورد می شود. ۹ عامل موثر در فرسایش خاک و تولید رسوب در جدول زیر ارائه شده است .

نتایج و بحث

راهکارهای مناسب جهت کنترل فرسایش در اراضی مرتعی و اراضی زراعی مناسب‌ترین و بهترین روش جهت حفظ و کنترل فرسایش خاک از طریق تقویت پوشش گیاهی است. تاثیر پوشش گیاهی علاوه بر کاهش اثرات فرسایشی بر روی اکوسیستم منطقه نیز موثر است و عاملی جهت جلوگیری از جریانهای سطحی و حفظ خاک می باشد. با افزایش پوشش گیاهی در منطقه خودکفایی تولید علوفه و تعلیف دام افزایش می‌یابد. با توجه به پراکندگی مراتع در منطقه و تراکم دام بر روی مراتع موجب تخریب مراتع و در نتیجه افزایش فرسایش در زمینهای مرتعی می‌شود که صحت این گفته در برآوردهای انجام شده در خصوص میزان فرسایش مراتع می‌باشد. در رخساره های با فرسایش متوسط و زیاد کنترل فرسایش به طرق زیر صورت می‌گیرد: کنترل فرسایش ورقه ای که عموماً برروی سطح شیبدار دامنه ها اتفاق می افتد از روش های بیولوژیکی و مکانیکی استفاده می کنند. مبارزه بیولوژیکی شامل : اصلاح و احیاء مراتع و همچنین تبدیل کشت های کم بازده بر روی شیب دامنه ها به مراتع به حالت تعادل رسیده و اقداماتی از قبیل بذر پاشی ، کودپاشی ، کپه کاری ، کنتورفارو ، نهالکاری و ... انجام می گیرد. مبارزه مکانیکی شامل ایجاد تراسهای کشت غلات و بانکت بر روی شیب (شیب های کمتر از ۸ ٪ از کشت غلات و شیب های بین ۳۰-۸ درصد از بانکت) استفاده می شود. در مراتع کم تراکم برای حفاظت خاک و در نظر گرفتن اصول اقتصادی بصرفه از روش کشت بر روی خطوط تراز و شیارهای مرتعی به فواصل معین استفاده می‌شود. برای کنترل فرسایش خندقی و آبراهه ها از انواع سازه استفاده می شود . اجرای سازه های کنترل شده ، شرایط مناسب را برای ایجاد پوشش گیاهی فراهم می‌نماید. با جمع شدن رسوبات در پشت این سازه و آماده شدن شرایط می توان پوشش گیاهی مقاوم منطقه را در آن بعمل آورد. برای کنترل فرسایش کناره ای از دیواره های ساحلی خشکه چین گابیونی استفاده می‌کنند. اما در فرسایش‌های کناری پای کوهها با توجه به تنگی بستر و عدم حاصلخیزی خاکهای فرسایشی و نیز عدم وجود تاسیسات ذخیره ای در پایاب رودخانه ، کنترل فرسایش کناره ای توجیه اقتصادی مناسبی ندارد.

جدول (۱)نمرات عوامل نه گانه فرسایش در روش PSIAC در زیر حوزه های مطالعاتی حوزه آبخیز

زیرحوزه	نمره زمین شناسی	نمره خاک	نمره آب وهوا	نمره جریان سطحی	نمره پستی وبلندی	نمره پوشش زمین	نمره استعداد ازرزمین	نمره فرسایش سطح خاک	نمره فرسایش رودخانه ای	جمع نمرات
A1	٥/٨١	٩/٣٦	٧/٧٦	٥/٠٨	٩/٦٦	٨/٤٨	١٥/٦٨	٨/٤٥	٦/٥٢	٧٦/٨٠٥
B1	٥/٥٢	١١/١٣	٨/١٤	٥/٩١	١٢/٠٩	٧/٢٨	١٥/٥٩	٨/٣٦	٥/٠٧	٧٩/٠٩٣
B2	٥/٤٩	١٠/٦٢	٨/١٧	٥/٩٨	١١/٤١	٦/٨٥	١٥/٥٧	٨/٤	٤/٩٩	٧٧/٤٨
B3	٤/٥٤	٩/٧	٧/٨	٥/١٨	٨/٦٨	٨/٣٥	١٥/٦٧	٨/٣٤	٥/٨١	٧٤/٠٧٣
B4	٤/٧٩	٩/٤٣	٧/٦٩	٤/٩٥	٧/٧٥	٨/٦٧	١٥/٦٩	٨/٦١	٧/٢٩	٧٤/٨٧٢
C1	٤/٥٢	٩/٧١	٨/١٤	٥/٩١	١٢/٥٥	٧/٠٦	١٥/٥٨	٨/٥٥	٦/٦١	٧٨/٦٢٥
C2	٤/٤٥	٨/٨٥	٧/٦٥	٤/٢٢	٢/٠٨	٨/٨١	١٥/٧	٦/٨	٥/٤١	٦٣/٩٨٨
C3	٥/٧٨	٩/٨٤	٧/٧١	٥/٠١	٦/٥٧	٨/٨٢	١٥/٧	٨/٩٧	٦/٧٨	٧٥/١٧٨
C4	٤/٨٤	٨/٩٥	٧/٦٢	٨/٨٤	٥/٨	٨/٦٧	١٥/٦٩	٧/٣٩	٥/٠٣	٦٨/٨٢٤
D1	٥/٣	٩/٢٣	٧/٥٨	٤/٩١	١٢/٣٣	٨/٨٢	١٥/٧	٧/٩٥	٤/٠٣	٥٧/٨٥٤

جدول شماره(٥): میزان فرسایش ویژه و فرسایش کل در هر یک از زیرحوزه ها آبخیز آب بهار

زیرحوزه	مساحت km2	نسبت تحویل رسوب(درصد)	فرسایش ویژه		فرسایش کل	
			m3/km2/y	ton/km2/y	m3/y	ton/y
A1	٩/٧٣	٣٦	١٦٢١	٢٤٣١	١٥٧٧١	٢٣٦٥٧
B1	٨/٨٧	٣٦	١٧٥٧	٢٦٣٥	١٥٥٩٠	٢٣٣٨٥
B2	٧/٢٢	٣٧	١٦١٥	٢٤٢٢	١١٦٥٦	١٧٤٨٤
B3	٨/٤٤	٣٦	١٤٧٢	٢٢٠٧	١٢٤١٣	١٨٦٢٠
B4	٨/٩	٣٦	١٥١٤	٢٢٧٠	١٣٤٦٩	٢٠٢٠٣
C1	٨/٦٦	٣٦	١٧٢٨	٢٥٩٢	١٤٩٦٠	٢٢٤٤٠
C2	٨/١	٣٧	١٠٠٣	١٥٠٤	٨١٢٥	١٢١٨٨
C3	٨/٨١	٣٦	١٥٣٠	٢٢٩٥	١٣٤٧٦	٢٠٢١٤
C4	١١/٩٦	٣٥	١٢٥٨	١٨٨٦	١٥٠٣٨	٢٢٥٥٧
D1	١٣/٣٧	٣٥	١٦١٢	٢٤١٨	٢١٥٤٦	٣٢٣١٩
جمع کل	٩٤/٠٥				١٤٢٠٤٥	٢١٣٠٦٧

با توجه به شدت فرسایش های مکانیکی، سطحی، شیاری و ... در منطقه آبخیز آ ب بهار و میزان نزولات جوی که باعث ایجاد سرعت جریانهای مخرب بخصوص در شیب‌های زیاد و یا پوشش گیاهی کم می‌شوند یکی از عوامل مهم فرسایش و میزان رسوبدهی ناشی از آن نوع تشکیلات و میزان حساسیت آنها در مقابل عوامل فرسایشی بخصوص آب است که حساس ترین نوع سازندها از انواع مارنی می‌باشند.عملیات موثر در کنترل فرسایش و رسوب در حوزه آبخیز آب بهار : ۱)عملیات آبخیزداری به منظور حفاظت آب و خاک و اصلاح اراضی

فرسایش یافته انجام می‌گیرند. این عملیات شامل عملیات بیولوژیکی، سازه ای، مکانیکی و مدیریتی و آموزشی می‌باشد. گزینه های ارائه شده در ذیل براساس بازدیدهای بعمل آمده از منطقه آب بهار ارائه شده اند.۲)عملیات نهالکاری توأم با احداث کنتور فارو بر روی خطوط تراز احداث کنتور فارو روی شیبهای کمتر از ۱۰ درصد بهترین نتیجه را می دهد . اگر چه امکان احداث آنها تا شیبهای ۲۰ درصد نیز وجود دارد . احداث کنتور فارو علاوه بر اینکه باعث کنترل رسوب و فرسایش و افزایش میزان نفوذ آب در خاک می‌شود، بستر مناسبی نیز جهت انجام عملیات نهالکاری ایجاد می‌کند.۳)عملیات بوته کاری توأم با احداث چاله های فلسی شکل بر روی دامنه ها عملیات چاله فلسی بیشتر بر روی دامنه ها و مناطقی که کار با تراکتور مشکل باشد انجام می گیرد. در مورد عملیات چاله فلسی نیز به مانند عملیات کنتور فارو از فرسایش خاک جلوگیری شده و از میزان روانابهای حاصل از بارندگی کاسته می‌شود و همچنین بستر مناسبی نیز به منظور انجام عملیات بوته‌کاری تهیه می‌شود .
۴)انجام عملیات کپه کاری: با توجه به بهره برداری غیراصولی بی رویه از گونه های مرتعی حوزه مورد مطالعه وضعیت مراتع حوزه دارای مسیر قهقرایی می باشد لذا در مناطقی از حوزه مخصوصاً در مناطق پرشیب اجرای عملیات کپه کاری می تواند یکی از برنامه های اصلاحی به شمار آید.۵)عملیات بذرپاشی: با توجه به شرایط خاص اقلیمی و وضعیت پستی و بلندی حوزه مورد مطالعه انجام عملیات بذر پاشی به عنوان یکی از روشهای اصولی در نظر گرفته می شود .
-حفاظت و قرق: حفاظت و قرق از جمله برنامه های مدیریتی است که بعد از انجام هر یک از عملیات فوق الذکر باید به مرحله اجرا گذاشته شود . ۶)عملیات پی تینگ (ذخیره نزولات آسمانی). ۷)جلوگیری از چرای مفرط و رعایت تعادل دام با ظرفیت مرتع .۷) عملیات سازه ای: در ارتباط با عملیات سازه ای با توجه به شرایط فیزیوگرافی و همچنین براساس دسترسی به منابع قرضه به منظور جلوگیری از فرسایش و کنترل رسوب انجام عملیات خشکه چین در آبراهه ها و عملیات احداث بندهای خاکی، بندهای گابیونی، بندهای سنگی ملاتی در آبراهه های با درجه انشعاب بالاتر توصیه می گردد. لازم به ذکر است که عملیات سازه ای و بیولوژیکی باید تواماً انجام گیرد .بدست آمدن نتایج دقیق و دادن اطلاعات زیادی که در فرسایش نقش دارند سبب شد که روش PSIAC در اکثر حوزه های آبخیز کشور مانند دوخواهران ، کهیر ، زاینده رود ، مارون ، هلیل رود ، ابرقو – سیرجان ، در انجیر ، ارس ، ارومیه و ... مورد استفاده قرار گیرد .

منابع

باقر زاده کریمی م. ۱۳۸۵ . بررسی کارآیی مدلهای فرسایس و رسوب و تکنیکهای سنجش در مطالعات فرسایش خاک. GIS از دور و پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.
بیات ر. ۱۳۸۷ . بررسی کارآیی مدلهای در برآورد رسوب حوزه EPM و MPSIAC طالقان، پایان کارشناسی ارشد دانشگاه تهران.
حسنلو م. ۱۳۸۲ . مقایسه و واسنجی روش با آمار رسوب در حوزه آبخیز تهم MPSIAC زنجان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تربیت مدرس.
خدارحیمی ر. ۱۳۸۴ . بررسی کارآئی روش های در برآورد فرسایش MPSIAC و EPM تجربی و رسوب در حوزه آبخیز خارستان فارس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه مازندران.
شاه کرمی ع. ۱۳۸۶ . برآورد رسوب حوزه آبخیز نوژیان از طریق مدل اصلاح شده پسیاک ومقایسه آن با آمار ایستگاههای رسوب سنجی.پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس.
صادقی ح.ر. ۱۳۸۲ . مقایسه چند روش برآورد فرسایش و رسوب در حوضه اوزن دره. مجموعه مقالات سمینار ملی بررسی سیاستها و روشهای بهره برداری بهینه از اراضی.

طهماسبی پ. ۱۳۷۳ . مطالعه روش پسیاک اصلاح شده و مقایسه آن با ایستگاههای رسوب سنجی درحوزه آبخیز جاجرود لوارک. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس.
قدرتی م. ۱۳۷۵ . بررسی روش تجربی جهت برآورد رسوب در آبخیزهای فاقد ایستگاه هیدرومتری در حوزه رودخانه سمنان. پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران.
Johnson C.W. Gebhardt K.A. 1982. Predicting sediment yields from saga brush rangeland. Proceedings of the workshop on estimating erosion and sediment yield on rangeland. Tucson.

برآورد دمای خاک در عمق ۱۰ سانتی متری در خاک های مختلف استان خراسان رضوی

آتبین محبّتی[۱]، سید محمد موسوی بایگی[۲]، سید مجید هاشمی نیا[۲]
۱- فارغ التحصیل هواشناسی کشاورزی گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد
۲- به ترتیب دانشیار و مربی گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد

مقدمه

دمای خاک و چگونگی تغییرات آن نسبت به زمان و مکان یکی از مهمترین عوامل در تعیین سرعت و جهت فرایندهای فیزیکی خاک در ارتباط با تبادل انرژی و تبخیر می‌باشد (علیزاده ۱۳۸۳). از دیگر سو، دمای خاک و نوسانات آن در چگونگی و سرعت تهویه خاک و فعل و انفعالات بیولوژیکی مانند جوانه زنی، توسعه ریشه و فعالیت میکرو ارگانیسم‌ها نقش بسزایی ایفا می‌کند (کمالی و همکاران ۱۳۸۷). هر گیاهی برای رشد بهینه خود به درجه حرارت خاصی از خاک احتیاج دارد. علاوه بر این سرعت اکثر قریب به اتفاق فعالیت های شیمیایی که املاح و مواد معدنی را در اختیار ریشه گیاهان قرار می دهد با افزایش درجه حرارت افزایش می یابد (لال ۲۰۰۴). بر این اساس می‌توان ادعا کرد میزان و جهت کلیه فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی خاک به صورت مستقیم یا غیر مستقیم وابسته به دماست (نجفی‌مود و همکاران ۱۳۸۷). لذا اطلاع از دمای اعماقی از خاک را که در ارتباط موثر با گیاهان زراعی است، بسیار مفید و ضروری می‌باشد. علی رغم چنین درجه‌ای از اهمیت، اطلاع از دمای اعماق خاک به سادگی امکان پذیر نبوده (پلابورگ ۲۰۰۲) و تنها در مناطقی که دارای ایستگاه‌های سینوپتیک هستند مقدور می‌باشد. لذا ارائه مدل‌هایی که بتوانند دمای اعماق خاک را در مکان‌های فاقد ایستگاه با دقت قابل قبولی تخمین بزند بسیار سودمند خواهد بود. تا کنون روش‌های متعددی در زمینه برآورد دمای خاک به کار گرفته شده است. این روش‌ها شامل: روش‌های تحلیلی (درولیا و همکاران ۲۰۰۹؛ گائو و همکاران ۲۰۰۷)، روش آنالیز فوریه (گراهام و همکاران ۲۰۱۰) و شبکه‌های عصبی مصنوعی (ورونز و هکاران ۲۰۰۶) می‌باشد. اما این روش‌ها با محدودیت‌ها و مشکلاتی از قبیل نیاز به پارامترهای متعدد، پیچیده بودن مدل‌ها مواجه‌اند و تنها برای همان منطقه‌ای که کالیبره شده‌اند کارایی دارند. در مقابل روش‌های تجربی ضمن ساده بودن از دقت قابل قبولی برای تخمین دمای خاک برخوردار هستند. این مدل‌ها در گذشته عموما برای یک نوع خاک خاص استفاده شده و یا از داده‌های سال‌های معدودی برای تعلیم مدل استفاده نموده‌اند. در تحقیق حاضر از داده‌های ۱۴ ساله ۱۰ ایستگاه مختلف در استان خراسان رضوی برای تهیه مدلی در راستای تخمین دمای عمق ۱۰ سانتی متری خاک‌های مختلف استفاده شده است. ضمنا توانایی این مدل در تخمین دمای خاک‌های دیگر به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

مواد و روش‌ها

در تحقیق حاضر داده‌های روزانه دمای هوا و عمق ۱۰ سانتی متری خاک طی یک دوره چهارده ساله(۹۴-۲۰۰۷) از ده ایستگاه سینوپتیک استان خراسان رضوی برای ایجاد مدل و داده‌های سال ۲۰۰۹ دو ایستگاه

دیگر(که داده‌هایشان برای به دست آوردن مدل لحاظ نشد) برای اعتبار سنجی مدل استفاده گردید. داده‌های مربوط به دمای هوا از طریق میانگین‌گیری از دماهای کمینه و بیشینه روزانه بدست آمد که به وسیله دماسنج-های کمینه و بیشینه اندازه‌گیری می‌شوند. این دماسنج‌ها در ساعات ۰۳:۰۰ و ۱۵:۰۰ به وقت گرینویچ قرائت می‌گردند. دمای عمق ۱۰ سانتی متری خاک نیز سه نوبت در روز و در ساعات (۰۹:۰۰، ۱۲:۰۰ و ۱۵:۰۰) به وقت گرینویچ اندازه گیری شده و میانگین آن به عنوان دمای متوسط روزانه خاک مورد استفاده قرار گرفت. آمار مورد استفاده در این پژوهش از مرکز اطلاعات و آمار سازمان هواشناسی خراسان رضوی دریافت شد. برای بدست آوردن معادلات برآورد دمای عمق ۱۰ سانتی متری خاک، داده‌های متوسط دمای روزانه اسکرین و عمق ۱۰ سانتی متری خاک به انضمام متوسط دمای هوا در هفته ماقبل و دو ترم فوریه به عنوان تبیین کننده تاثیر موقعیت خورشید بر دمای خاک(روزنبرگ ۱۹۷۴) در نرم افزار جامپ۴ قرار داده شد و به وسیله رگرسیون گام به گام به روش بکوارد ضریب هر یک از این متغیرهای توضیحی بدست آمد. معادله کلی مدل رگرسیون به شکل زیر می‌باشد:

$$T_S=a+b_1T_d+b_2T_w+\beta_1 sin(\omega d)+\beta_2 cos(\omega d) \qquad [1]$$

که در این معادله a عرض از مبدا، T_s متوسط دمای روزانه عمق ۱۰ سانتی متری خاک(درجه سلسیوس)، T_d متوسط دمای روزانه هوا(درجه سلسیوس)، T_w متوسط دمای هوا در هفته قبل (درجه سلسیوس)، $\omega=2\pi/T$ و T برابر با ۳۶۵ (تعداد روزهای سال)، d شماره روز سال بر اساس تقویم گرگوری، b_1، b_2، β_1، و β_2 ضرایب متغیرهای توضیحی می‌باشد. ضمنا اعتبارسنجی معادلات به دست آمده با استفاده از آماره‌های ضریب تبیین (R^2)، جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطای مطلق (MAE)، توسط نرم‌افزار جامپ ۴ انجام پذیرفت[1].

نتایج و بحث

مقادیر مربوط به ضرایب متغیرهای توضیحی، ضرایب تبیین، میانگین قدر مطلق خطاها و جذر میانگین مربعات خطا در جدول شماره ۱ درج شده است. این مقادیر مربوط به مدل‌های هر ایستگاه و مدل استان شمول می‌باشد که با در نظر گرفتن داده‌های تمام ایستگاه‌ها به دست آمده است. تمامی متغیرهای توضیحی در سطح $P < 0.0001$ معنی دار شدند. همان گونه که جدول شماره ۲ نشان می‌دهد ضرایب تبیین مدل استان شمول و مدل‌های مختص ایستگاه‌ها همگی بسیار بالا و نزدیک به هم می‌باشد (۰/۹۷ تا ۰/۹۹) در حالی که جذر

[1] $\mathrm{RMSE}=\sqrt{\frac{\sum_{i=0}^{n}(X_i-Y_i)^2}{n}}$ و $\mathrm{MAE}=\frac{\sum_{i=0}^{n}|X_i-Y_i|}{n}$

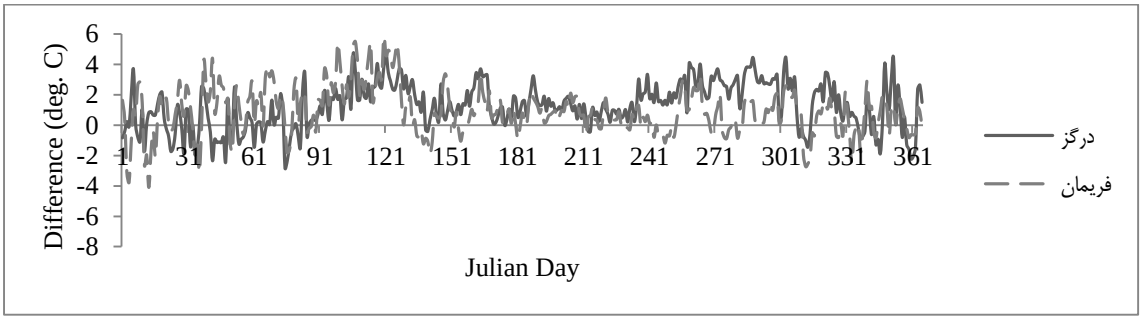
در این روابط Xi و Yi به ترتیب i امین داده واقعی (اندازه گیری شده) و برآورد شده و n تعداد کل نمونه ارزیابی شده می‌باشد.

میانگین مربعات خطای مدل استان شمول ۱/۶۱ بود که این میزان اندکی بیش از مدل‌های مختص ایستگاه-هاست که مقادیری بین ۰/۹۹ و ۱/۴۳ داشتند.

جدول ۱. آماره‌ها و ضرایب مربوط به هر یک از ایستگاه‌ها و مدل استان شمول

نام ایستگاه	تعداد مشاهدات	R^2	RMSE	a	b_1	b_2	β_1	β_2
قوچان	۵۰۶۵	۰/۹۸	۱/۳۰	۶/۳۱۱	۰/۴۵۷	۰/۲۴۰	−۲/۱۳۷	−۵/۶۱۰
گلمکان	۵۰۴۱	۰/۹۸	۱/۴۳	۸/۱۳۸	۰/۵۱۶	۰/۲۱۸	−۲/۲۴۷	−۶/۵۸۸
گناباد	۵۰۸۰	۰/۹۹	۰/۹۹	۹/۴۰۰	۰/۴۵۸	۰/۲۷۸	−۱/۷۴۷	−۶/۰۵۷
کاشمر	۵۰۸۵	۰/۹۹	۱/۰۳	۸/۹۷۴	۰/۵۱۵	۰/۲۴۲	−۱/۴۳۸	−۶/۱۹۶
مشهد	۵۰۵۹	۰/۹۸	۱/۱۴	۲/۳۰۶	۰/۵۲۵	۰/۴۳۶	−۰/۳۷۳	−۲/۱۹۰
نیشابور	۵۰۷۵	۰/۹۸	۱/۱۰	۷/۴۸۰	۰/۴۹۰	۰/۲۵۹	−۲/۱۷۴	−۵/۹۵۹
سبزوار	۴۹۲۱	۰/۹۸	۱/۲۸	۷/۹۲۱	۰/۵۴۲	۰/۱۸۸	−۱/۸۴۴	−۶/۵۴۸
سرخس	۵۰۶۴	۰/۹۸	۱/۱۷	۷/۶۰۸	۰/۴۶۲	۰/۲۷۰	−۲/۰۸۱	−۵/۹۱۲
تربت حیدریه	۵۰۶۷	۰/۹۸	۱/۲۵	۶/۹۸۵	۰/۵۵۰	۰/۲۴۱	−۱/۴۱۷	−۵/۳۱۵
تربت جام	۵۰۹۴	۰/۹۸	۱/۱۲	۶/۹۲۰	۰/۵۶۲	۰/۲۳۲	−۱/۶۰۸	−۴/۷۴۲
مدل استانشمول	۵۰۵۷۳	۰/۹۷	۱/۶۱	۶/۳۵۶	۰/۵۷۰	۰/۲۵۴	−۱/۵۵۰	−۴/۹۰۲

عملکرد مدل استان شمول در برآورد دمای عمق ۱۰ سانتی متری خاک‌های ایستگاه‌های سینوپتیک درگز و فریمان با توجه به داده‌های سال ۲۰۰۹ اعتبارسنجی شد. در سال مذکور (RMSE) مدل برای دو ایستگاه فوق الذکر به ترتیب ۱/۲۳ و ۱/۴۴ درجه و مقادیر (MAE) مدل نیز برای درگز و فریمان به ترتیب ۱/۵۱ و ۱/۱۲ بدست آمد. همچنین مدل استان شمول در ماه آوریل در هر دو ایستگاه دچار بیش برآوردی و در ایستگاه درگز اختصاصا در ماه‌های اکتبر و نوامبردچار بیش برآوردی بیش از یک درجه سانتی گراد به صورت مستمر شد. تفاوت برآوردها و دماهای برداشت شده (برداشت شده – برآورد شده) در این دو ایستگاه در شکل ۱ آمده است.



شکل ۱- اختلاف بین دمای برآورد شده توسط مدل و میزان اندازه‌گیری شده در ایستگاههای درگز و فریمان در سال ۲۰۰۹

با عنایت به نتایج به دست آمده می‌توان گفت مدل استان‌شمول با دقت قابل قبولی دمای عمق ۱۰ سانتی متری خاک‌های بایر خراسان رضوی را برآورد می‌کند. علت بیش برآوردی مدل استان‌شمول در ماه آوریل(فروردین) بارش‌های ۳ تا ۵ برابری در این دو ایستگاه نسبت به متوسط بارندگی ماه آوریل در استان خراسان رضوی نسبت به میانگین سایر ایستگاه‌های استان می‌باشد. در عین حال علت بیش برآوردی مدل در ایستگاه درگز طی ماه-های اکتبر و نوامبر چندان مشخص نیست.

منابع

۱- علیزاده ا، ۱۳۸۳. فیزیک خاک. انتشارات آستان قدس رضوی.

۲- کمالی غ. حجام س. رنجبر س. هدایتی دزفولی اکرم. کمالی م. و بهیار م.، ۱۳۸۷. بررسی رابطه دمای پناهگاه هواشناسی با دمای عمق خاک در سطوح مختلف رطوبتی(مطالعه موردی: زرقان فارس). مجله تحقیقات جغرافیایی جلد بیست و سوم، شماره ۳. صفحه‌های ۱۰۹ تا ۱۲۶.

۳- نجفی مود م. علیزاده ا. محمدیان ا. و موسوی ج.، ۱۳۸۷. بررسی رابطه دمای هوا و دمای اعماق مختلف خاک و برآورد عمق یخبندان (مطالعه موردی استان خراسان رضوی). مجله آب (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد بیست و دوم، شماره ۲. صفحه‌های ۴۵۶ تا ۴۶۶.

4- Droulia F, Lykoudis S, Tsiros I, Alvertos N, Akylas E and Garofalakis I, 2009. Ground temperature estimations using simplified analytical and semi-empirical approaches. Solar Energy 83: 211–219.

5- Gao Z, Bian L, Hu Y, Wang L and Fan J, 2007. Determination of soil temperature in an arid region. Journal of Arid Environments 71: 157-168.

6- Graham EA, Lam Y, Yuen EM, 2010. Forest understory soil temperatures and heat flux calculated using a Fourier model and scaled using a digital camera. Agricultural and Forest Meteorology 150: 640–649.

7- Lal R and Shukla MK, 2004. Principles of soil physics. Marcel Dekker, New York.

8- Plauborg F, 2002. Simple model for 10 cm soil temperature in different soils with short grass. European Journal of Agronomy 17: 173-179.

9- Rosenberg N, 1974. Microclimate: the biological environment. John Wiley and Sons, New York.

10- Veronez MR, Thum AB, Luz AS, and Dasilva DR, 2006. Artificial neural networks applied in the ditermination of Soil Surface Temperature-SST. Pp. 889-898. 7th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resourses and Environmental Sciences. Lisbon, Portugal.

بررسی پدیده سخت‌شوندگی با اندازه‌گیری مقاومت فروروی خاک و محاسبه شاخص بچر (Becher's index)

الهام فراهانی[۱]، محمد رضا مصدقی[۲] و علی اکبر محبوبی[۳]

۱- دانشجوی دکتری علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

مقدمه

نشانه‌های کیفیت فیزیکی ضعیف خاک عبارت است از نفوذ اندک آب در خاک، ایجاد روان‌آب، تهویه ضعیف، محدودیت رشد ریشه گیاهان در خاک، کارآیی ضعیف خاک و پدیده سخت‌شوندگی (Hardsetting) (دکستر، ۲۰۰۴a,b). خاک‌های سخت‌شونده هنگام خشک‌شدن، سخت شده و خاک‌ورزی آن‌ها دشوار می‌گردد، مگر آن‌که دوباره خیس شوند. با توجه به اینکه اکثر خاک‌های ایران از نظر ماده آلی فقیرند، انتظار می‌رود برخی از آنها دارای پدیده سخت‌شوندگی باشند. شناخت این پدیده و عوامل مهم موثر بر آن به مدیریت این خاک‌ها کمک می‌کند. درجه تراکم (BD) و مقدار رطوبت دو فاکتور مؤثر بر مقاومت مکانیکی خاک می‌باشند. با افزایش BD و مقدار رس، مقاومت مکانیکی خاک افزایش یافته و با افزایش رطوبت، مقاومت مکانیکی خاک کاهش می‌یابد (لی و همکاران، ۱۹۹۵؛ دکستر، ۲۰۰۴a,b؛ تو و کی، ۲۰۰۵). ممانعت مکانیکی در برابر رشد ریشه گیاه هم‌بستگی زیادی با مقاومت فروروی خاک دارد که به وسیله دستگاه فروسنج مخروطی اندازه‌گیری می‌شود (بنگوق و مولینز، ۱۹۹۱). بچر و همکاران (۱۹۹۷) برای کمّی‌نمودن پدیده سخت‌شوندگی، شاخص عدم حساسیت خاک به سخت‌شوندگی (I_{Becher}) را بر اساس منحنی مشخصه مقاومت فروروی در برابر رطوبت خاک پیشنهاد کردند. این پژوهش با هدف بررسی پدیده سخت-شوندگی از راه اندازه‌گیری مقاومت فروروی (Penetration resistance) و محاسبه شاخص بچر (Becher's index) در برخی از خاک‌های استان همدان انجام شد.

مواد و روش‌ها

این پژوهش بر روی ۹ سری خاک از استان همدان (با اقلیم نیمه‌خشک و میانگین بارندگی سالیانه ۳۱۱ میلی‌متر) انجام شد. برای تهیه نمونه جهت اندازه‌گیری مقاومت فروروی (Q)، بخشی از خاک هوا-خشک با کم‌ترین آسیب به خاکدانه‌ها از الک ۴ میلی‌متر عبور داده شد. نمونه‌های استوانه‌ای با قطر ۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۳ سانتی‌متر چگالی ظاهری برابر $0/9BD_{critical}$ و در ۱۵ رطوبت مختلف از نزدیک اشباع تا آون-خشک برای هر خاک به منظور انجام آزمون Q ساخته شدند. برای تعیین $BD_{critical}$ از رابطه ارائه‌شده توسط جونز (۱۹۸۳) استفاده شد:

$$BD_{critical} = 1.882 - 0.0083\%Clay \quad [۱]$$

که در آن بر اساس درصد رس خاک (%Clay)، $BD_{critical}$ (مگاگرم بر متر مکعب) محاسبه می‌گردد. مقاومت فروروی با استفاده از فروسنج ریز (Micro-penetrometer) با زاویه مخروط ۳۰ درجه، قطر مخروط ۴ میلی‌متر و سرعت فروروی ۲ mm min^{-1} اندازه‌گیری شد. اندازه‌گیری Q برای هر نمونه در ۳ نقطه و در هر نقطه در ۳ عمق (۰/۵، ۱/۵ و ۲/۵ سانتی‌متر) انجام شد. سپس از ۹ اندازه‌گیری، میانگین هندسی نیرو با فرمول زیر گرفته شد:

$$F_{\text{average}} = \sqrt[9]{\prod_{i=1}^{9} F_i} \qquad [۲]$$

که در آن F_{average} میانگین هندسی نیرو و F_i مقدار نیرو در هر یک از اندازه‌گیری‌ها می‌باشند. در نهایت مقاومت فروروی (Q) از رابطه زیر محاسبه شد:

$$Q = \frac{F_{\text{average}}}{A} \qquad [۳]$$

که در آن A سطح مقطع مخروط می‌باشد. مدل درجه ۲ نیمه‌لگاریتمی بچر و همکاران (۱۹۹۷) بر داده‌های Q در برابر مقدار رطوبت وزنی خاک (w) با استفاده از نرم افزار Excel برازش داده شد:

$$Q = 10^{a+b\log w+c(\log w)^2} \qquad [۴]$$

که در آن a، b و c پارامترهای برازش مدل می‌باشند. با روابط زیر مقاومت فروروی بیشینه (Q_{max}) و مقدار رطوبت خاک نظیر Q_{max} (w_{max}) محاسبه شدند:

$$w_{max} = 10^{\frac{-b}{2c}} \qquad [۵]$$

$$Q_{max} = 10^{a+b\log w_{max}+c(\log w_{\max})^2} \qquad [۶]$$

دو مقدار رطوبت خاک نظیر $Q_{max}/2$ در دامنه خشک و مرطوب با معادله‌های زیر محاسبه شدند:

$$\log w_{wet,dry} = \frac{-b}{2c} \pm \sqrt{(\frac{-b}{2c})^2 - \frac{a-\log\frac{PR_{max}}{2}}{c}} \qquad [۷]$$

در نهایت شاخص عدم حساسیت خاک به سخت‌شوندگی (I_{Becher}) با فرمول زیر محاسبه شد:

$$I = w_{wet} - w_{dry} \qquad [۸]$$

شاخص I_{Becher} بیان‌گر دامنه رطوبتی تغییر Q بین دو مقدار $Q_{max}/2$ در دو طرف Q_{max} است که هر قدر تغییر مقاومت مکانیکی با رطوبت شدیدتر باشد، این شاخص کوچک‌تر بوده و خاک مستعد سخت‌شوندگی است.

نتایج و بحث

برخی از ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. مقادیر بیشینه، کمینه، میانگین، انحراف معیار و ضریب تغییرات داده‌های مقاومت فروروی خاک (Q) در جدول ۲ آورده شده است. خاک شماره ۷ بیش‌ترین (۱۰۰۵۳ kPa) و خاک شماره ۹ کم‌ترین (۳۵۹۴ kPa) مقدار بیشینه Q را داشتند. مقدار زیاد سنگ‌ریزه و هم‌چنین مقدار نسبتاً زیاد کربنات کلسیم در خاک شماره ۷ در مقایسه با سایر خاک‌ها، می‌تواند دلیلی برای بیش‌ترین مقدار Q در آن باشد. هم‌چنین می‌توان گفت که خاک شماره ۹ به دلیل دارابودن کم‌ترین مقدار کربنات کلسیم، کم-ترین مقدار Q را داشت. مصدقی و همکاران (۲۰۰۶) نیز افزایش مقاومت مکانیکی خاک با افزایش کربنات کلسیم را به دلیل رسوب این کانی بین ذرات با خشک‌شدن گزارش کردند.

جدول ۱: برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

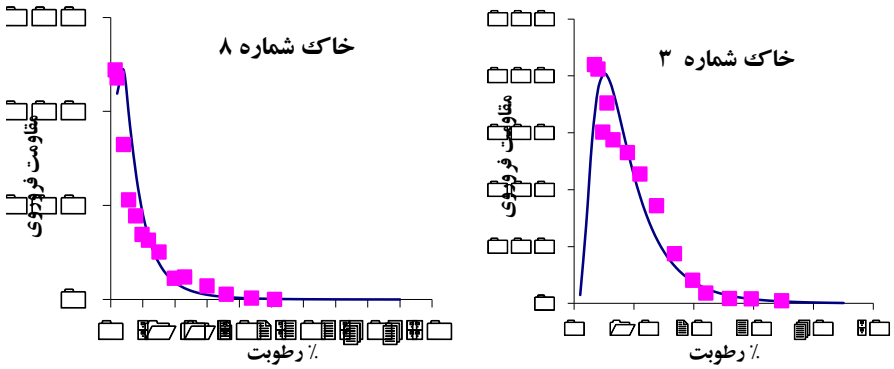
شماره خاک	نام خاک	رس	سیلت	شن	ماده آلی	کربنات کلسیم	سنگ‌ریزه	رده‌بندی خاک (USDA)
		----------%w/w----------						
۱	ده پیاز	۳۱/۰	۳۸/۹	/۰	۲/۴۲	۱۴/۵	۲/۳	Typic Xerofluvent
۲	آق بلاغ	۴۰/۰	۴۱/۳	/۶	۱/۰۴	۳۹/۰	۱/۴	Typic Calcixerept
۳	هارون آباد	۳۵/۳	۴۹/۰	/۶	۱/۰۷	۲۹/۵	۲/۲	Typic Calcixerept
۴	امزاجرد	۲۳/۵	۴۸/۹	/۶	۲/۰۲	۱۳/۰	۱/۰	Typic Haploxerept
۵	بهار	۲۸/۴	۳۶/۳	/۳	۲/۶۶	۱۰/۵	۲/۰	Typic Calcixerept
۶	جوکار	۱۳/۱	۵۵/۹	/۰	۰/۸۱	۱۴/۰	۰/۱	Typic Haploxerept
۷	حسلم اباد	۲۲/۰	۴۰/۰	/۹	۱/۲۴	۳۶/۰	۱۳/۳	Typic Xerorthent
۸	حسین آباد	۱۲/۱	۲۵/۱	/۸	۰/۳۰	۸/۰	۳/۰	Typic Xerorthent
۹	مرکز تحقیقات	۲۱/۴	۲۴/۷	/۹	۰/۵۰	۳/۰	۵/۶	Typic Calcixerept
	میانگین	۲۵/۲	۴۰/۰	/۸	۱/۳۴	۱۸/۶	۳/۴	
	انحراف معیار	۹/۴	۱۰/۵	/۳	۰/۸۳	۱۲/۹	۴/۰	

جدول ۲: مقادیر مقاومت فروروی و شاخص بچر و همکاران (۱۹۹۷) (I_{Becher}) در خاک‌های مورد بررسی

شماره خاک	بیشینه	کمینه	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات	I_{Becher}
	----------kPa----------				%	%w/w
۱	۸۶۲۸	۲۱۹/۱	۴۳۶۷	۳۲۳۸	۷۴/۱	۸/۱۵
۲	۶۲۴۰	۶۴/۷	۳۳۲۲	۲۳۸۱	۷۱/۶	۷/۴۸
۳	۸۴۰۰	۹۷/۹	۳۹۲۳	۳۱۲۳	۷۹/۶	۸/۲۱
۴	۹۸۰۰	۵۱/۰	۴۷۹۴	۳۶۲۵	۷۵/۶	۷/۸۱
۵	۷۳۸۶	۹۴/۱	۳۲۶۲	۲۷۹۸	۸۵/۷	۶/۴۸
۶	۷۵۵۶	۲۱/۳	۲۵۵۳	۲۶۷۲	۱۰۵	۴/۴۳
۷	۱۰۰۵۳	۴۴/۴	۳۸۷۸	۳۴۷۹	۸۹/۷	۵/۸۹
۸	۴۸۷۸	۲/۲	۱۷۱۶	۱۷۱۲	۹۹/۷	۳/۴۴
۹	۳۵۹۴	۸/۹	۱۶۳۵	۱۳۹۰	۸۵	۴/۰۲

نتایج مربوط به برازش مدل بچر و همکاران (۱۹۹۷) بر داده‌های منحنی مشخصه مقاومت فروروی خاک‌های مورد بررسی در جدول ۲ ارائه شده است. بیش‌ترین مقدار شاخص عدم‌حساسیت به سخت‌شوندگی (I_{Becher}) مربوط به خاک شماره ۳ و کم‌ترین آن مربوط به خاک شماره ۸ بود. خاک شماره ۳ کم‌ترین و خاک شماره ۸ بیش‌ترین میزان شن را در بین خاک‌های مورد بررسی دارا بودند. شکل ۱ برازش این مدل بر داده‌های مقاومت فروروی خاک‌های شماره ۳ و ۸ را برای نمونه نشان می‌دهند. با مقایسه این دو شکل می‌توان تفاوت بین روند تغییر Q با مقدار رطوبت در یک خاک ریزبافت با خاک درشت‌بافت را مشاهده نمود. در خاک‌های مورد بررسی در این پژوهش، بر خلاف پژوهش بچر و همکاران (۱۹۹۷)، برازش مدل برای خاک ریزبافت (شماره ۳) به گونه‌ای است که بازه بین دو مقدار رطوبت خاک نظیر مقاومت‌های $Q_{max}/2$، بزرگ‌تر شده و به دنبال آن شاخص I_{Becher} بزرگ‌تر شده است (شکل ۱). از طرف دیگر در خاک درشت‌بافت (شماره ۸) این بازه کوچک‌تر بوده و در نتیجه عدد به‌دست‌آمده برای شاخص I_{Becher}

نیز کم‌تر شده است. این یافته‌ها با نتایج پژوهش بچر و همکاران (۱۹۹۷) متفاوت بود زیرا در پژوهش آنها بازه بین دو مقدار رطوبت در خاک‌های غیرسخت‌شونده گسترده‌تر بوده و در نتیجه شاخص I_{Becher} عدد بزرگ‌تری داشت. آنها بیان کردند که هر چه پهنای رطوبتی منحنی مشخصه مقاومت مکانیکی خاکی بیش‌تر باشد، نشان‌دهنده این است که با تغییر مقدار رطوبت، مقاومت مکانیکی خاک با نرخ آهسته‌تری افزایش و یا کاهش یافته و در نتیجه چنین خاکی حساسیت کم‌تری به سخت‌شوندگی دارد. در حالی‌که در این پژوهش مقدار شاخص I_{Becher} برای اکثر خاک-های سخت‌شونده بزرگ‌تر و برای برخی خاک‌های غیرسخت‌شونده کوچک‌تر به دست آمد.



شکل ۱: برازش مدل بچر و همکاران (۱۹۹۷) بر داده‌های مقاومت فروروی (Q) در برابر درصد رطوبت وزنی (w) برای خاک های شماره ۳ و ۸

منابع:

1- Becher HH, Breuer J and Klingler B, 1997. An index value for characterizing hardsetting soils by fall-cone penetration. Soil Technol. 10: 47–56.
2- Bengough AG and Mullins CE, 1991. Penetrometer resistance, root penetration resistance and root elongation rate in 2 sandy loam soils. Plant Soil. 131: 59–66.
3- Dexter AR, 2004a. Soil physical quality. Part I: Theory, effects of soil texture, density and organic matter, and effects on root growth. Geoderma. 120: 201–214.
4- Dexter AR, 2004b. Soil physical quality. Part II: Friability, tillage, tilth and hard-setting. Geoderma. 120: 215–226.
5- Jones CA, 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 1208–1211.
6- Ley GJ, Mullins CE, Lal R, 1995. The potential restriction to root growth in structurally weak Tropical soils. Soil Till. Res. 33: 133–142.
7- Mosaddeghi MR, Hajabbasi MA and Khademi H, 2006. Tensile strength of sand, palygorskite and calcium carbonate mixtures and interpretation with the effective stress theory. Geoderma. 134: 160–170.
8- To J, Kay BD, 2005. Variation in penetrometer resistance with soil properties: the contribution of effective stress and implications for pedotransfer functions. Geoderma. 126: 261–276.

کمّی‌نمودن پدیده سخت‌شوندگی با استفاده از شاخص‌های S و H دکستر و مدل دو-تخلخلی در برخی از خاک‌های استان همدان

الهام فراهانی[۱]، محمد رضا مصدقی[۲] و علی اکبر محبوبی[۳]

۱- دانشجوی دکتری علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

مقدمه

کیفیت خاک دارای جنبه‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی بوده و برخی از نشانه‌های کیفیت فیزیکی ضعیف خاک عبارت است از نفوذ اندک آب در خاک، ایجاد روان‌آب، تهویه ضعیف، محدودیت رشد ریشه گیاهان در خاک، کارآیی ضعیف خاک و پدیده سخت‌شوندگی (دکستر، ۲۰۰۴). خاک‌های سخت‌شونده در هنگام خشک‌شدن، سخت و متراکم شده و خاک‌ورزی آن‌ها دشوار یا غیرممکن می‌گردد، مگر آن‌که دوباره خیس شوند. بررسی و شناخت پدیده سخت‌شوندگی در برخی از خاک‌های استان اصفهان توسط مصدقی و همکاران (۲۰۰۳ و ۲۰۰۶b) انجام گرفته است. دکستر (۲۰۰۴b) شاخص سخت‌شوندگی جدیدی (H_{Dexter}) را تعریف نموده و رابطه آن را با شیب منحنی مشخصه رطوبتی خاک (SWCC) در نقطه عطف بیان کرد. دکستر (۲۰۰۴b) به کمک توابع انتقالی خاک (PTFs) ارائه‌شده برای خاک‌های اروپا (HYPRES)، با ثابت در نظر گرفتن سایر ویژگی‌ها و تغییر چگالی ظاهری (BD) در یک خاک رسی، اثر BD بر H_{Dexter} را بررسی نمود. نتایج نشان داد که با افزایش BD خاک، مقدار سخت-شوندگی (H_{Dexter}) افزایش می‌یابد. دکستر و همکاران (۲۰۰۸) مدل دو-نمایی (دو-تخلخلی) برای SWCC پیشنهاد کردند که دارای دو ناحیه (دو نقطه عطف) برای بیان نقش منافذ ساختمانی و بافتی در نگهداشت آب خاک می‌باشد. هدف این پژوهش بررسی امکان استفاده از شاخص‌های کیفیت فیزیکی و سخت‌شوندگی دکستر و مدل دو-نمایی (بافتی و ساختمانی) یعنی S، H_{Dexter}، H_1، H_2، S_1 و S_2 برای کمّی‌نمودن پدیده سخت‌شوندگی در برخی از خاک‌های استان همدان بود.

مواد و روش‌ها

این پژوهش بر روی ۹ سری خاک از استان همدان (با اقلیم نیمه‌خشک و میانگین بارندگی سالیانه ۳۱۱ میلی‌متر) با ویژگی‌های ذاتی نسبتاً گسترده انجام شد. در این پژوهش برای تعیین $\mathrm{BD_{critical}}$ از رابطه ارائه‌شده توسط جونز (۱۹۸۳) استفاده شد:

$$\mathrm{BD_{critical}} = 1.882 - 0.0083\%\mathrm{Clay} \qquad [۱]$$

که در آن بر اساس درصد رس خاک (%Clay)، $\mathrm{BD_{critical}}$ برحسب مگاگرم بر متر مکعب محاسبه می‌گردد. برای تهیه نمونه‌های بازساخته‌شده، بخشی از خاک هوا-خشک با کم‌ترین آسیب به خاکدانه‌ها از الک ۴ میلی‌متر عبور داده شد و با مشخص بودن چگالی ظاهری (BD) و حجم نمونه خاک (V_t)، از رابطه زیر مقدار جرم خاک خشک (M_s) برای چگالی ظاهری $۰/۹\mathrm{BD_{critical}}$ محاسبه شد:

$$M_s = 0.9\mathrm{BD_{critical}} \times V_t \qquad [۲]$$

نمونه‌های خاک در سیلندرهای فلزی با قطر ۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۳ سانتی‌متر، به وسیله دستگاه تک-محوری متراکم گردیدند. برای اندازه‌گیری SWCC از دستگاه جعبه شن برای مکش‌های ماتریک ۵، ۱۰، ۲۰، ۵۰ و ۷۰hPa و از دستگاه صفحه فشار برای مکش‌های ماتریک بیش‌تر (۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۲۰۰۰، ۵۰۰۰، ۱۰۰۰۰ و ۱۵۰۰۰ hPa) استفاده شد. با استفاده از نرم‌افزار RETC مدل ون گنوختن (۱۹۸۰) با محدودیت معلم (m=1-1/n) بر داده‌های SWCC در دامنه مکش ماتریک ۱۵۰۰۰-۱۰ hPa، برازش داده شد. داده‌ها در دامنه مکش ماتریک ۱۰-۰ hPa در مدل‌سازی استفاده نشد چون روش‌های اندازه‌گیری SWCC در مکش‌های ماتریک کم دقت کافی ندارد (دکستر و همکاران، ۲۰۰۸). سپس با استفاده از پارامترهای برازش‌یافته مدل ون گنوختن، مقدار رطوبت و مکش ماتریک در نقطه عطف SWCC در مقیاس نیمه‌لگاریتمی (به ترتیب w_i و h_i) محاسبه گردید (دکستر، ۲۰۰۴a):

$$w_i = (w_s - w_r)\left(\frac{2n-1}{n-1}\right)^{\frac{1-n}{n}} + w_r \quad [۳]$$

$$h_i = \frac{1}{\alpha}\left(\frac{n}{n-1}\right)^{\frac{1}{n}} \quad [۴]$$

که در این روابط w_s، w_r و n به ترتیب نشان‌دهنده رطوبت وزنی اشباع، رطوبت وزنی باقی‌مانده و پارامتر شکل می-باشند. مقادیر شاخص کیفیت فیزیکی (S) و شاخص سخت‌شوندگی دکستر (H_{Dexter}) با داشتن مقادیر w_i و h_i بر اساس روابط زیر برای خاک‌های مورد بررسی محاسبه شدند (دکستر، a,b ۲۰۰۴):

$$S = n(w_s - w_r)\left[\frac{2n-1}{n-1}\right]^{\frac{1}{n-2}} \quad [۵]$$

$$H_{\text{Dexter}} = \left[\frac{h_i}{w_s}\right]\left[1 + \frac{w_i}{S}\right] \quad [۶]$$

با توجه به دوتخلخلی‌بودن SWCC در خاک‌های مورد بررسی، مدل دو-نمایی دکستر و همکاران (۲۰۰۸) نیز بر داده‌های SWCC برازش داده شد. این مدل ۵ پارامتری به صورت زیر است:

$$w = C + A_1 \exp\left(\frac{-h}{h_1}\right) + A_2 \exp\left(\frac{-h}{h_2}\right) \quad [۷]$$

که C برابر مقدار رطوبت باقی‌مانده، و عبارت‌های دوم و سوم سمت راست معادله به ترتیب مرتبط با نگهداشت آب در منافذ بافتی و ساختمانی خاک می‌باشند. مقدار منافذ بافتی و ساختمانی به ترتیب متناسب با ضرایب A_1 و A_2 بوده و h_1 و h_2 مکش‌های ماتریک در نقاط عطف SWCC (به ترتیب متناسب با فراوان‌ترین منافذ بافتی و ساختمانی) می‌باشند. مدل دو-نمایی نیز بر داده‌های SWCC در دامنه مکش ماتریک ۱۵۰۰۰-۱۰ hPa، توسط برنامه Solver در نرم‌افزار Excel برازش داده شد. سپس پارامترهای مدل برای محاسبه S_1، S_2، H_1 و H_2 به کار رفت:

$$S_1 = \left[\frac{dw}{d\ln h}\right]_1 = \left[\frac{A_1}{e} + \frac{h_1 A_2}{h_2}\exp\left(\frac{-h_1}{h_2}\right)\right] \quad [۸]$$

$$S_2 = \left[\frac{dw}{d\ln h}\right]_2 = \left[\frac{A_2}{e} + \frac{h_2 A_1}{h_1}\exp\left(\frac{-h_2}{h_1}\right)\right] \quad [۹]$$

که S_1 و S_2 شاخص‌های کیفیت فیزیکی به ترتیب مرتبط با منافذ بافتی و ساختمانی و برابر با شیب در نقاط عطف اول و دوم SWCC در مقیاس نیمه‌لگاریتمی است. با مشتق‌گیری تنش مؤثر ناشی از مکش ماتریک نسبت به مقدار رطوبت و به ترتیب با فرض $h=h_1$ و $h=h_2$ شاخص‌های سخت‌شوندگی H_1 (مرتبط با منافذ بافتی) و H_2 (مرتبط با منافذ ساختمانی) محاسبه شدند:

$$H_1 = \frac{h_1}{w_s - C}\left[1 + \frac{w_1 - C}{S_1}\right] \quad [۱۰]$$

$$H_2 = \frac{h_2}{w_s - C}\left[1 + \frac{w_2 - C}{S_2}\right] \quad [۱۱]$$

در نهایت شاخص‌های S، H_{Dexter}، H_1، H_2، S_1 و S_2 برای کمّی‌نمودن پدیده سخت‌شوندگی خاک ارزیابی شد.

نتایج و بحث

برخی از ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی و هم‌چنین مقادیر شاخص‌های S، H_{Dexter}، H_1، H_2، S_1 و S_2 در جدول ۱ آورده شده‌اند. شاخص H_{Dexter} پتانسیل سخت‌شوندگی خاک‌ها را بیان می‌کند. خاک مسلم آباد با مقدار نسبتاً زیاد کربنات کلسیم، کم‌ترین مقدار S و بیش‌ترین مقدار شاخص H_{Dexter} را در بین خاک‌های مورد بررسی داشت. در تمامی خاک‌ها مقادیر S_2 از S_1 بزرگ‌تر و مقادیر H_2 کوچک‌تر از H_1 بودند. دلیل این یافته آن است که S_1 و H_1 مربوط به منافذ بافتی خاک بوده و این منافذ بیش‌تر نقش نگهداشت آب در خاک را ایفا نموده و در نتیجه شیب SWCC (کیفیت فیزیکی) کم‌تر و سخت‌شوندگی بیش‌تر در مکش‌های ماتریک زیاد را سبب شدند. مقادیر S_2 و H_2 که با منافذ ساختمانی خاک (منافذ درشت) مرتبط می‌باشند، شیب SWCC (کیفیت فیزیکی) بیش‌تر و سخت‌شوندگی کم‌تر در مکش‌های ماتریک کم را بیان می‌دارند.

جدول ۱: برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی و مقادیر شاخص‌های کیفیت فیزیکی و سخت‌شوندگی (S، H_{Dexter}، S_1، S_2، H_1 و H_2) خاک‌های مورد بررسی

نام خاک	رس	سیلت	ماده آلی	کربنات کلسیم	H_{Dexter}	H_1	H_2	S	S_1	S_2
	----------	----------	%w/w ----------	----------	----------	hPa ----------				
ده پیاز	۰/	۳۸/۹	۲/۴۲	۱۴/۵	۳۳۹۸	۲۲۹۵	۱۲۲۷	۰/۰۳۱۱	۰/۰۳۰۵	۰/۰۳۵۷
آق بلاغ	۰/	۴۱/۳	۱/۰۴	۳۹/۰	۲۵۰۵	۶۴۷۰	۱۶۴۵	۰/۰۲۷۲	۰/۰۲۴۴	۰/۰۳۳۳
هارون آباد	۰/	۴۹/۰	۱/۰۷	۲۹/۵	۳۱۲۴	۴۰۴۰	۳۹۵۳	۰/۰۳۷۳	۰/۰۱۶۴	۰/۰۴۱
امزاجرد	۰/	۴۸/۹	۲/۰۲	۱۳/۰	۱۰۱۳	۲۷۱۹	۸۵۲	۰/۰۳۸۹	۰/۰۳۰۷	۰/۰۵۱۹
بهار	۰/	۳۶/۳	۲/۶۶	۱۰/۵	۲۱۸۰	۳۰۱۲	۱۱۸۳	۰/۰۲۴۵	۰/۰۲۹۱	۰/۰۳۳۴
جوکار	۰/	۵۵/۹	۰/۸۱	۱۴/۰	۲۳۴۹	۱۴۳۰	۱۹۶۹	۰/۰۵۸۱	۰/۰۵۶۹	۰/۰۵۴۸
مسلم آباد	۰/	۴۰/۰	۱/۲۴	۳۶/۰	۴۶۴۴	۵۳۵۴	۲۰۴۵	۰/۰۲۰۸	۰/۰۱۷۸	۰/۰۲۳۶
حسین آباد	۰/	۲۵/۱	۰/۳۰	۸/۰	۱۶۹۶	۲۵۴۳	۲۰۷۸	۰/۰۳۷۰	۰/۰۳۲	۰/۰۴۳۹
مرکز تحقیقات	۰/	۲۴/۷	۰/۵۰	۳/۰	۱۲۱۳	۴۰۸۱	۱۱۰۶	۰/۰۳۸۸	۰/۰۱۳۲	۰/۰۴۱۶
میانگین	۰/	۴۰/۰	۱/۳۴	۱۸/۶						
انحراف معیار	۹/۴	۱۰/۵	۰/۸۳	۱۲/۹						

روابط بین شاخص‌های کیفیت فیزیکی و سخت‌شوندگی محاسبه‌شده و برخی از ویژگی‌های ذاتی خاک بررسی شد. مهم‌ترین روابط بین این شاخص‌ها و ویژگی‌های ذاتی خاک عبارتند از:

$$H_1 = 922.9\ CaCO_3 + 18322 \qquad R^2 = 0.56^* \quad [۱۲]$$

$$H_{Dexter} = 60.782\ CaCO_3 + 1327 \qquad R^2 = 0.47^* \quad [۱۳]$$

رابطه مثبت و معنی‌دار بین شاخص‌های سخت‌شوندگی و مقدار کربنات کلسیم نشان می‌دهد که کربنات کلسیم مانند

سیمانی بین ذرات خاک قرار گرفته و باعث گردیده خاک بیش‌تر مستعد سخت‌شوندگی شود. این یافته‌ها با نتایج پژوهش مصدقی و همکاران (۲۰۰۶) در مورد مخلوط کربنات کلسیم و پالیگورسکیت–شن هماهنگی دارد. آنها مشاهده کردند که با افزایش مکش ماتریک، ذرات ریز کربنات کلسیم و پالی‌گورسکیت به نقاط تماس بین ذرات درشت‌تر شن کشیده شده و در نتیجه به وسیله نیروهای موئینه، بین ذرات درشت پیوند برقرار شده و نهایتاً تنش مؤثر و مقاومت مکانیکی مخلوط‌ها افزایش یافت. رابطه مثبت بین مقدار کربنات کلسیم و مقدار مقاومت مکانیکی خاک در پژوهش فراهانی و همکاران (۱۳۹۱) نیز مشاهده شده است. آنها دریافتند که مقدار مقاومت فروروی خاک با افزایش کربنات کلسیم، افزایش یافته است.

منابع:

۱- فراهانی الف. ، مصدقی م.ر. و محبوبی ع.الف.، ۱۳۹۱. اندازه‌گیری مقاومت مکانیکی و بررسی پدیده سخت-شوندگی در برخی از خاک‌های استان همدان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم خاک و آب، سال شانزدهم، شماره شصت و یکم، صفحه‌های ۱۸۱ تا ۱۹۴.

2- Dexter AR, 2004a. Soil physical quality. Part I: Theory, effects of soil texture, density and organic matter, and effects on root growth. Geoderma. 120: 201–214.

3- Dexter AR, 2004b. Soil physical quality. Part II: Friability, tillage, tilth and hard-setting. Geoderma. 120: 215–226.

4- Dexter AR, Czyż EA, Richard G and Reszkowska A, 2008. A user-friendly water retention function that takes account of the textural and structural pore spaces in soil. Geoderma. 143: 243–253.

5- Jones CA, 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 1208–1211.

6- Mosaddeghi MR, Hemmat A, Hajabbasi MA and Alexandrou A, 2003. Pre-compression stress and its relation with the physical and mechanical properties of a structurally unstable soil in central Iran. Soil Till. Res. 70: 53–64.

7- Mosaddeghi MR, Hajabbasi MA and Khademi H, 2006a. Tensile strength of sand, palygorskite and calcium carbonate mixtures and interpretation with the effective stress theory. Geoderma. 134: 160–170.

8- Mosaddeghi MR, Hemmat A, Hajabbasi MA, Vafaeian M and Alexandrou A, 2006b. Plate Sinkage versus confined compression tests for in situ soil compressibility studies. Biosys. Eng. 93(3): 325–334.

9- van Genuchten MTh, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44: 892–898.

بررسی اثر ویژگی‌های ذاتی بر مقاومت برشی خاک سطحی در منطقه سمیرم استان اصفهان

شقایق هوائی[1]، شمس الله ایوبی[2]، محمد رضا مصدقی[2]
۱- دانشجوی دکتری، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولیعصر (عج) رفسنجان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

مقاومت برشی خاک یک ویژگی مکانیکی مهم خاکی مؤثر بر سایر ویژگی‌های خاک از جمله فرسایش‌پذیری خاک و روابط ماشین–خاک می‌باشد. فعالیت‌هایی که به عنوان خاک‌ورزی و تردد روی زمین‌های کشاورزی صورت می‌گیرد، سبب اعمال تنش بر خاک و گسیختگی آن می‌شود(وفائیان ۱۳۷۶). درکشاورزی مکانیزه، وسیله زمین گیرایی تراکتورها تنش‌های مماسی و قائم به خاک اعمال می‌کنند (جانسون، ۱۹۸۷). هم‌چنین پژوهش-های فرانتی و همکاران (۱۹۹۹) و لئونارد (۲۰۰۴) در زمینه فرسایش خاک، نشان داد که مقاومت برشی سطح خاک به عنوان شاخص مناسبی برای فرسایش‌پذیری خاک می‌باشد.

بنابراین به منظور حفظ پایداری و مقاومت خاک در برابر تنش‌های محیطی از جمله فعالیت‌های خاک‌ورزی و عوامل فرساینده آب و باد باید به بررسی مقاومت برشی خاک در برابر تنش‌های وارده پرداخت. اندازه‌گیری دقیق مقاومت برشی خاک نیازمند تعیین دو جزء چسبندگی (c) و زاویه اصطکاک داخلی (φ) آن می‌باشد. روش‌های بسیاری از جمله فروسنج مخروطی، پره برشی و جعبه برش پیچشی و جعبه برش مستقیم وجود دارد که به‌طور مستقیم یا غیرمستقیم مقاومت برشی سطح خاک را اندازه‌گیری می‌کنند. تمامی این روش‌ها دارای معایبی می-باشند: از جمله اینکه یا تنها پارامتر c را اندازه‌گیری می‌کنند و قادر به اندازه‌گیری پارامتر φ نیستند و یا اینکه اگر مانند جعبه برش قادر به اندازه‌گیری هر دو پارامتر c و φ باشند، به استثناء جعبه برش پیچشی، از نوع آزمایشگاهی بوده و در حین نمونه‌برداری بهم‌خوردگی خاک رخ می‌دهد. هم‌چنین برش ایجادشده روی نمونه خاک در جعبه برش پیچشی یکنواخت نیست. در این پژوهش به منظور رفع معایب روش‌های پیشین به طراحی و ساخت دستگاه جعبه برش مستقیم صحرایی و بررسی اثر ویژگی‌های ذاتی خاک بر c و φ پرداخته شد.

مواد و روشها

موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه (طول جغرافیایی ´۳۳ °۵۱ شرقی و عرض جغرافیایی ´۲۵ °۳۱ شمالی) با مساحت ۳۵۰۰ کیلومترمربع در مجاورت شهرستان سمیرم واقع گردیده است. میانگین بارندگی و دمای سالیانه منطقه به ترتیب ۳۵۰ میلی‌متر و ۱۰/۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. مواد مادری این منطقه شامل سنگ آهک، سنگ آهک مارنی و رسوبات آهکی کواترنر می‌باشند.

دستگاه جعبه برش مستقیم و اندازه‌گیری مقاومت برشی سطح خاک

در این پژوهش جعبه برش مستقیم[1] برای اندازه‌گیری مقاومت برشی سطح خاک در محل، طراحی و ساخته شد (شکل ۱). این جعبه برش مخصوص اندازه‌گیری مقاومت برشی خاک دست‌نخورده می‌باشد و قابلیت اندازه‌گیری

[1] – Direct shear box

هر دو پارامتر مقاومت برشی سطح خاک شامل چسبندگی (c) و زاویه اصطکاک داخلی (φ) را دارا می‌باشد. دستگاه جعبه برش مستقیم شامل بخش‌های زیر می‌باشد: ۱) صفحه اعمال‌کننده تنش که در سطح خاک واقع می‌شود و پس از جابه‌جاشدن در سطح خاک ایجاد گسیختگی برشی می‌کند. این صفحه به شکل دایره‌ای به قطر ۱۰ سانتی‌متر و مساحت ۷۸/۵ سانتی‌مترمربع می‌باشد، ۲) نیروی عمودی که از طریق افزودن وزنه‌های ۲، ۵ و ۱۰ کیلوگرم بر روی جعبه برش تنش‌های عمودی ۲۵، ۴ /۶۲ و ۱۲۴/۸ hPa، اعمال می‌گردد. ۳) نیروی افقی نیز از طریق یک موتور الکترومکانیکی که به صفحه اعمال‌کننده تنش متصل است و آن را در سطح خاک جابه‌جا می‌کند اعمال می‌شود (شکل ۱). ۴) هم‌چنین این دستگاه شامل دیتالاگری جهت قرائت و ذخیره اطلاعات نیروی‌اعمال‌شده افقی ارسالی توسط نیروسنج می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱- دستگاه جعبه برش مستقیم هنگام اندازه‌گیری مقاومت برشی خاک سطحی در محل

اندازه‌گیری مقاومت برشی خاک سطحی در صحرا در ۱۰۰ نقطه در شرایط اشباع انجام شد. در نقاط مورد نظر، پیش از اندازه‌گیری مقاومت برشی، توسط آب به آرامی (بدون ایجاد رواناب) اقدام به اشباع‌نمودن خاک سطحی شد. پس از آن دستگاه جعبه برش در نقطه اشباع‌شده قرار گرفته و ثابت شد. پس از اعمال نیروی عمودی از طریق قراردادن وزنه‌ها بر روی دستگاه و نیروی افقی نیز از طریق موتور، جابه‌جایی اعمال شده و گسیختگی برشی در سطح خاک رخ داد. انجام آزمایش در هر مکان، در سه نقطه با سه نیروی (تنش) عمودی (سه وزنه متفاوت) انجام شد. بنابراین مجموعاً ۳۰۰ آزمایش برش مزرعه‌ای انجام گرفت. تنش‌های عمودی و برشی نیز به ترتیب با تقسیم نیروهای عمودی و افقی بر سطح داخلی جعبه برش محاسبه شدند (وفائیان، ۱۳۷۶).

در نهایت مقادیر مقاومت برشی (τ) در برابر تنش عمودی (σ_n) رسم شده و خط رگرسیون بر آن‌ها برازش داده شد که عرض از مبدا آن برابر چسبندگی (c) و شیب آن برابر ضریب اصطکاک داخلی ($\tan\varphi$) است (زانگ و همکاران، ۲۰۰۱):

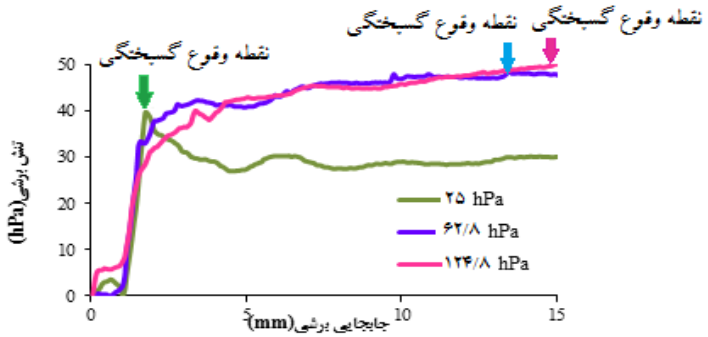
$$\tau = c + \sigma_n \tan\varphi \qquad [۱]$$

هم‌چنین در این پژوهش توزیع اندازه ذرات خاک به روش پیپت تعیین گردید. بر اساس توزیع اندازه ذرات خاک، کلاس بافت‌های غالب خاک‌های منطقه شامل رسی، لومی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی و لوم رسی شنی است. ضرایب همبستگی بین پارامترهای مقاومت برشی و درصد ذرات خاک با استفاده از نرم‌افزار *SAS* استخراج شد.

نتایج و بحث

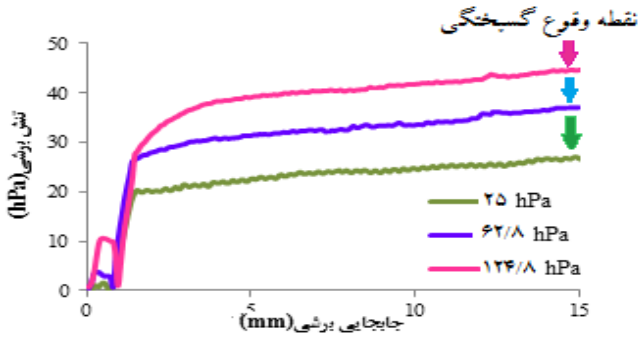
نتایج آزمون برش خاک

در این پژوهش، سه نوع منحنی تنش برشی-جابجایی برشی: شکننده (ترد)، نرم و خمیری یا تراکم‌پذیر قابل مشاهده بود. نتایج این پژوهش نشان داد که: ۱) در اکثر نقاط با اعمال تنش عمودی کم (۲۵ hPa)، خاک رفتار کاملاً شکننده بروز داد و گسیختگی به سرعت و در قسمت‌های ابتدایی منحنی رخ داده است (شکل ۲)، هم-چنین با افزایش تنش‌های عمودی، رفتار خاک به سمت رفتار جسم نرم و سست متمایل شد و گسیختگی به مرور و در بخش‌های انتهایی منحنی قابل مشاهده است (شکل ۲).



شکل ۲- منحنی تنش برشی-جابجایی برشی در سه تنش عمودی ۲۵، ٦۲/٤ و ۱۲٤/۸ hPa برای یک خاک لوم رس شنی.

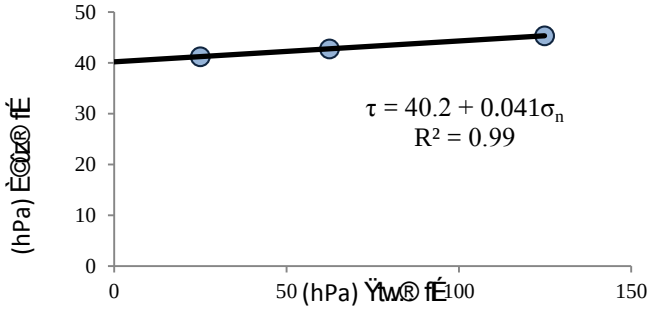
هم‌چنین نتایج نشان داد که افزایش تنش عمودی سبب شد که گسیختگی سطح خاک در تنش‌های برشی بزرگ‌تر رخ دهد (شکل ۲ و ۳) که به مفهوم اصطکاکی‌بودن خاک است. شکل ۲ نشان‌دهنده منحنی تنش برشی-جابجایی برشی مربوط به خاکی با بافت لوم رس شنی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. برای این خاک در زمان اعمال تنش‌های عمودی کم رفتار شکننده بوده و گسیختگی به سرعت، در قسمت‌های ابتدایی منحنی رخ داده است. شکل ۳ نیز مربوط به خاک با بافت رسی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. دیده می‌شود که این خاک دارای رفتار مکانیکی کاملاً نرم بوده و نقطه گسیختگی برای هر سه تنش عمودی اعمال‌شده در جابجایی نسبی برشی حدود ۱۵٪ قطر صفحه اعمال‌کننده تنش (جابجایی برابر ۱۵ میلی‌متر) رخ داده است.



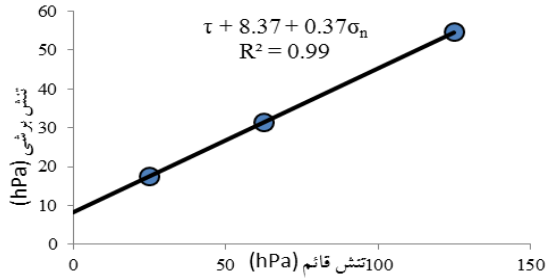
شکل ۳- منحنی تنش برشی-جابجایی برشی در سه تنش عمودی ۲۵، ٦۲/٤ و ۱۲٤/۸ hPa برای یک خاک رسی.

پوش گسیختگی

با استفاده از منحنی‌های تنش برشی–جابجایی برشی، نقطه گسیختگی برای هر تنش عمودی تعیین شده و به کمک سه مقدار مقاومت برشی در برابر تنش عمودی، پوش گسیختگی برای هر مکان ترسیم گردید. دیده شد که پوش گسیختگی برای خاک‌های ریزبافت دارای عرض از مبداء بزرگ‌تر (c) و شیب کوچک‌تر ($\tan \varphi$) بود (شکل ۴). هم‌چنین نتایج مشخص کرد که به طور کلی در خاک‌های درشت‌بافت شیب پوش گسیختگی بزرگ‌تر ($\tan \varphi$) و عرض از مبداء آن (c) کوچک‌تر است (شکل ۵). این نتایج نشان‌دهنده این حقیقت است که در خاک‌های ریزبافت چسبندگی بین ذرات ریز عامل اصلی مقاومت برشین خاک می‌باشد، در حالی که در خاک‌های درشت‌بافت عامل اصلی ایجادکننده مقاومت برشی خاک سطحی، اصطکاک موجود بین ذرات درشت‌تر می‌باشد.



شکل ٤- نمونه‌ای از پوش گسیختگی خاکی با بافت رسی در منطقه مورد مطالعه



شکل ٥- نمونه‌ای از پوش گسیختگی خاکی با بافت لوم رسی شنی در منطقه مورد مطالعه

همبستگی بین پارامترهای مقاومت برشی و بافت خاک

همبستگی قوی و معنی‌داری بین c و φ در منطقه مورد بررسی بدست آمد ($c = -۰/۹۵\ \varphi + ۳۶/۵۶$ و $۰/۰۰۱ > p$، $R^2 = ۰/۵۱$). این رابطه نشان می‌دهد که با افزایش نقش نیروهای اصطکاکی در مقاومت برشی، نقش نیروهای چسبندگی کاهش می‌یابد.

همبستگی قوی و معنی‌داری بین c و مقدار رس یا مقدار رس ریز خاک بدست آمد که دومی رابطه قوی‌تری برقرار کرد (رس ریز۰/۴۸ + ۱۵/۷۹ = c و ۰/۰۰۱ >p ،۰/۱۷۰ =R^2). این یافته بیان‌گر نقش ذرات ریز در مقاومت برشی خاک به دلیل سطح ویژه و فعالیت فیزیکی و شیمیایی زیاد و توان ایجاد پیوند بین ذرات خاک می‌باشد. هم‌چنین همبستگی قوی و معنی‌داری بین φ و مقدار سنگ‌ریزه خاک بدست آمد (سنگریزه۰/۳۰+۵/۵=c و۰/۰۰۰۱ >p ،۰/۲۲۰ =R^2) که بیان‌گر نقش زبری ذرات درشت سنگ‌ریزه در ایجاد مقاومت اصطکاکی خاک است.

نتیجه‌گیری

نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که بسته به نوع بافت خاک رفتار مکانیکی و مقاومت برشی آن متفاوت خواهد بود. خاک‌های ریزبافت دارای رفتار گسیختگی مشابه جسم نرم بوده در حالی که با درشت‌ترشدن بافت خاک رفتار گسیختگی آن به سمت رفتار جسم ترد و شکنند سوق می‌یابد. هم‌چنین نتایج نشان داد که در خاک ریز-بافت بخش چسبندگی (c) مقاومت برشی مهم بوده و در خاک درشت‌بافت بخش اصطکاکی یا زاویه اصطکاک داخلی (φ) نقش مهم‌تری در مقاومت برشی سطحی خاک دارد. هم‌چنین نتایج این پژوهش مشخص کرد که نوع گسیختگی و میزان تنش برشی برای وقوع آن علاوه بر بافت خاک به میزان تنش عمودی روی سطح گسیختگی نیز بستگی دارد. هم‌بستگی منفی و معنی‌داری بین c و φ خاک بدست آمد. همبستگی قوی و معنی-داری بین c و مقدار رس یا مقدار رس ریز خاک بدست آمد که بیان‌گر نقش ذرات ریز در مقاومت برشی خاک به دلیل سطح ویژه و فعالیت فیزیکی و شیمیایی زیاد و توان ایجاد پیوند بین ذرات خاک می‌باشد. هم‌چنین همبستگی قوی و معنی‌داری بین φ و مقدار سنگ‌ریزه خاک بدست آمد که بیان‌گر نقش زبری ذرات درشت سنگ‌ریزه در ایجاد مقاومت اصطکاکی خاک است.

منابع

۱- وفائیان م، ۱۳۷۶. خواص مهندسی خاک. نشر ارکان اصفهان.

2- Franti TG, Laflen JM and Watson DA, 1999. Predicting soil detachment from high discharge concentrated flow. Trans. ASAE 42: 329–335.

3- Johnson CE, Grisso RD, Nichols TA, and Bailey AC, 1987. Shear measurement for agricultural soils-A review. Trans. ASAE 30: 935–938.

4- Leónard J and Richard G, 2004. Estimation of runoff critical shear stress for soil erosion from soil shear strength. Catena 57: 233–249.

5- Zhang B, Zhao QG, Horn R and Baumgartl T, 2001. Shear strength of surface soil as affected by soil bulk density and soil water content. Soil Till. Res 59: 97–106.

ارزیابی شاخص فرسایندگی باران با استفاده از زمین آمار (مطالعه موردی: حوضه آبخیز گابریک- جنوب خاوری استان هرمزگان)

پروانه فریدی[1]، پیمان رضائی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان.
۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان.

مقدمه

فرسایندگی باران، نیروی محرکه یا توان عوامل فرسایش‌پذیر در جداسازی و انتقال ذرات خاک در ارتباط با فرسایش آبی است (لال و الیوت، ۱۹۹۴). لازمه محاسبه شاخص فرسایندگی باران مبتنی بر شدت، وجود باران‌نگار است. متأسفانه در اکثر حوضه‌های آبخیز کشور، از جمله حوضه‌های آبخیز استان هرمزگان، تعداد ایستگاه‌های مجهز به باران‌نگار به اندازه کافی نیست. در صورت عدم وجود چنین ایستگاه‌هایی، معمولاً از شاخص‌های مبتنی بر مقادیر بارش‌های سالانه (رنارد و فریموند، ۱۹۹۴؛ روزوول، ۱۹۹۶) و ماهانه (فرو و همکاران، ۱۹۹۹) در معادله‌های جهانی فرسایش خاک و تجدید نظر شده آن استفاده می‌شود. بررسی منابع مختلف نشان می‌دهد که شاخص اصلاح شده فورنیه؛ بیش از شاخص‌های دیگر در تعیین فرسایندگی باران و تهیه نقشه فرسایندگی به خصوص برای مناطق فاقد آمار مورد توجه محققین مختلف قرار گرفته است. همبستگی بالای شاخص اصلاح شده فورنیه در بسیاری از مطالعات انجام شده در دنیا و ایران نظیر حسین (۱۹۸۶)، رنارد و فریموند (۱۹۹۴)، یو و روزوول (۱۹۹۶)، آرونیکا و فرو (۱۹۹۷)، فرو و همکاران (۱۹۹۱ و ۱۹۹۹)، پناهی (۱۳۷۷) و محمدی (۱۳۷۷) به اثبات رسیده است. لذا این پژوهش به منظور بررسی تغییرپذیری مکانی فاکتور فرسایندگی باران به کمک روش زمین آمار و GIS در حوضه‌ی آبخیز گابریک استان هرمزگان صورت گرفت.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه: حوضه آبخیز گابریک حوضه سد گابریک که مساحت آن بالغ بر ۴۲۹۰۳۵ هکتار، بین عرض جغرافیایی ″۲۸ ′۵۰ °۲۵ و ″۳۸ ′۴۷ °۲۶ شمالی و طول جغرافیایی ″۵۳ ′۶ °۵۸ و ″۳۸ ′۴۷ °۵۸ شرقی با میزان بارندگی سالانه از ۱۰۰ میلیمتر در سال تا حدود ۳۲۵ میلیمتر در سال در ارتفاعات شمالی و میانگین دمای متوسط سالانه ۲۵ درجه سانتیگراد می‌باشد.

روش پژوهش: داده‌های بارش مورد نیاز برای این پژوهش از ۲۲ ایستگاه باران‌سنجی و در یک دوره آماری ۱۱ ساله (۱۳۷۸-۱۳۸۹) کسب شد. در صورت مشاهده داده‌های پرت، نسبت به تعدیل و یا حذف آنها اقدام گردید (مهدوی، ۱۳۷۸) و برای اطمینان از کیفیت داده‌ها و همگن بودن سری داده‌های ثبت شده، آزمون همگنی به روش آزمون ناپارامتری ران تست در نرم افزار IBM® SPSS® Statistics,20 انجام گرفت. سپس شاخص اصلاح شده فورنیه (رابطه ۱) برای تمامی ایستگاه‌ها، محاسبه و با جای‌گذاری این شاخص در رابطه (۲) که توسط رنارد

و فریموند (۱۹۹۴) برای مناطق فاقد داده‌های تفصیلی رگبار (شدت بارندگی) پیشنهاد شده است مقدار فاکتور فرسایندگی باران (R) برای ایستگاه‌ها برآورد گردید.

$$MFI = \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^{\,2}}{P} \qquad [۱]$$

در این معادله، p_i متوسط بارندگی (mm) در ماه i ام و P متوسط بارندگی سالانه (mm) است.

$$\begin{aligned} R &= (0.07397 \times MFI^{1.847}) && MFI < 55 \\ R &= (95.77 - 6.081 \times MFI + 0.477 \times MFI^{2}) && MFI \geq 55 \end{aligned} \qquad [۲]$$

پس از محاسبه این فاکتور برای ایستگاه‌های مورد نظر، با استفاده از اکستنشن ژئواستاتیستیک و سه نوع روش زمین آماری کریجینگ شامل کریجینگ ساده، معمولی و عمومی در محیط نرم افزار ESRI®ArcMap™10.0 نقشه فاکتور فرسایندگی باران برای این حوضه ترسیم گردید. البته قبل از استفاده از زمین آمار و مدل‌های آماری داده‌ها از لحاظ نرمال بودن پراکنش توسط آزمون همگنی ناپارامتری نیکویی یا کلموگراف- اسمیرنوف در نرم افزار IBM® SPSS® Statistics,20 مورد بررسی قرار گرفت و چنانچه داده‌ها به هر علتی دارای توزیع نرمال نبود با استفاده از روش BOX- COX، آنها را نرمال کرده و سپس در زمین آمار مورد استفاده قرار گرفت. در پایان انتخاب بهترین روش درون‌یابی به‌وسیله پایین‌ترین میزان ریشه‌ی دوم مربع خطا (RMSE) (رابطه ۳) و مقدار استاندارد شده‌ی آن (RMSS) (رابطه ۴) صورت گرفت (وفاخواه و همکاران، ۱۳۸۷).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(z^*(x_i) - z(x_i))^2} \qquad [۳]$$

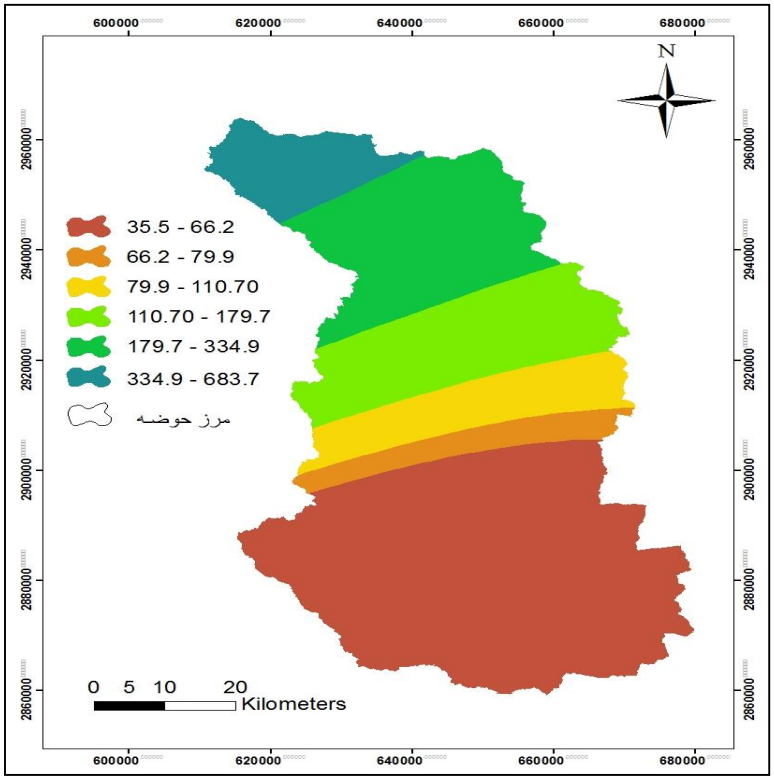
$$RMSS = \sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(z^*(x_i) - z(x_i))^2} \qquad [۴]$$

که در آن؛ $z(x_i)$: مقدار اندازه‌گیری شده متغیر مورد نظر، $z^*(x_i)$: مقدار برآورد شده متغیر مورد نظر و n : تعداد داده‌ها است.

روش کریجینگ: کریجینگ بهترین تخمین‌گر خطی نااریب به شمار می‌رود. از مهمترین ویژگی‌های کریجینگ آن است که به ازاء هر تخمینی خطای مرتبط با آن را نیز محاسبه می‌کند. در روش کلاسیک (مانند رگرسیون و معکوس وزنی فاصله) معمولاً این چنین نیست (حسنی پاک، ۱۳۸۶). تجزیه و تحلیل ساختار مکانی با استفاده از تغییرنما صورت می‌گیرد که از ابزارهای اساسی زمین آمار است. در این روش خطای درون‌یابی با چهار مدل مختلف دایره‌ای، کروی، نمایی و گوسی محاسبه شد (جدول ۱) و در نهایت نقشه فرسایندگی باران با استفاده از برازش تابع نمایی در درونیابی با سه روش کریجینگ که دارای کمترین خطا می‌باشد تهیه گردید که در شکل ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱- مقدارخطای مربوط به روش کریجینگ

مدل	اثر قطعه‌ای (CO) (mm^2)	سقف واریوگرام (CO+C) (mm^2)	C0/C0+C (٪)
کروی	۰/۰۹۴	۷/۵۹۹	۱/۲۳
نمایی	۰/۰۹۳	۷/۶۸۰	۱/۲۱
خطی	۰/۰۸۷	۵/۷۱۶	۱/۵
گوسین	۰/۴۸۵	۸/۰۷۲	۶



شکل ۱- نقشه فرسایندگی باران با روش کریجینگ معمولی

نتایج و بحث

به طور کلی اگر برآورد داده‌ها بدون انحراف باشد میانگین خطای برآورد به صفر نزدیک‌تر می‌شود و هر چه فاصله بیشتر شود میزان انحراف در درون‌یابی نیز بیشتر می‌شود البته این وابسته به مقیاس داده‌های اندازه‌گیری شده است. همچنین این امر در مورد میانگین استاندارد خطای برآورد شده نیز صدق می‌کند. از طرف دیگر پایین‌ترین مربع میانگین ریشه خطا بهترین برآورد را خواهد داشت. همانطور که در نتایج ارزیابی دقت روش‌های مورد بررسی آمده است (جدول ۲)، روش‌های کریجینگ معمولی با پایین‌ترین میزان میانگین خطای برآورد (۰/۰۰۱۷-) و مربع میانگین ریشه خطا (۰/۸۷) بهترین روش‌ها برای درون‌یابی در این پژوهش ارزیابی شد.

جدول ۲- خطای مربوط به سه روش درون‌یابی مورد استفاده در تهیه نقشه فرسایندگی باران

روش	میانگین خطا برآورد	مربع میانگین ریشه خطا برآورد (RMSE)	معدل خطا استاندارد، خطا برآورد	میانگین استاندارد شده خطا برآورد	مربع میانگین ریشه خطا برآورد استاندارد شده (RMSS)
کریجینگ ساده	۷/۵۵-	۴۳۱/۸۷	۳۸۷/۶۵	۰/۰۱۹-	۱/۱۱
کریجینگ عمومی	۱/۴۵-	۳۹۴/۴۲	۴۵۷/۳۰	۰/۰۰۱۸-	۰/۸۷
کریجینگ معمولی	۱/۴۴ -	۳۹۴/۴۲	۴۵۷/۲۸	۰/۰۰۱۷-	۰/۸۷

نتایج این تحقیق نشان داد که انواع روش‌های زمین آماری کریجینگ با در نظر گرفتن همبستگی مکانی داده‌ها به خوبی قابلیت تلفیق با سیستم اطلاعات جغرافیایی را دارند.

منابع

۱- پناهی، ج.، ۱۳۷۷. تعیین شاخص فرسایش‌زایی باران در جمهوری اسلامی ایران. پایان نامه کارشناسی ارشد آبیاری، دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز.

۲- حسنی پاک ع. ا، ۱۳۸۶. زمین آمار (ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران.

۳- محمدی، ج.، ۱۳۷۷. تهیه نقشه فرسایندگی باران در ایران با استفاده از شاخص فورنیه و روش کریجینگ، مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، شماره‌های ۳ و ۴. صفحه‌های ۳۵ تا ۴۴.

۴- مهدوی م، ۱۳۷۸. هیدرولوژی کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران.

۵- وفاخواه، م.، محسنی ساروی م.، مهدوی م. و علوی پناه س. ک.، ۱۳۸۷. کاربرد زمین آمار در برآورد عمق و چگالی برف در حوزه آبخیز اورازان، مجله علوم و مهندسی آبخیزداری ایران، جلد ۲، شماره ۴. صفحه‌های ۴۹ تا ۵۵.

6- Aronica G, Ferro V, 1997. Rainfall erosivity over the Calabrian region. Hydrological sciences J. 42(1), 35-48.

7- Ferro V, Giordano G and Lovino M, 1991. Isoerosivity and erosion risk map for Sicily. Hydrol. Sci. J. 36: 6. 549-564.

8- Ferro V, Porto P, Yu B, 1999 A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. Hydrological sciences Journal 44(1), 3-24.

9- Hosein M.H, 1986. Rainfall erosivity in Iraq, J., Soil Water Conserv, 41:336– 338.

10- Lal R, Elliot W, 1994. Erodibility and erosivity. In: Lal, R. (ed.), Soil erosion research methods. Soil and Water Conservation Society, Ankeny, 181-208.

11- Renard K.G, and Freimund J.R, 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the revised USLE. J. Hydrol. 157: 287-306.

12- Rosewell C, 1996. A robust estimator of the R factor for the Universal Soil Loss Equation. Trans Am Soc Agric Eng. 39 (2):559-561.

13- Yu B, Rosewell C.J, 1996. An assessment of a daily rainfall erosivity model for New South Wales. J. Soil Res. 34:139-152

تاثیر ویژگی‌های جریان و بستر فرسایش بر تغییرات غلظت رسوب در فرسایش شیاری

محمد علی گلی کلرود[1]، حسین اسدی[2] و منوچهر گرجی[3]

۱- **دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان**

۲- **دانشیار، گروه علوم خاک، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان**

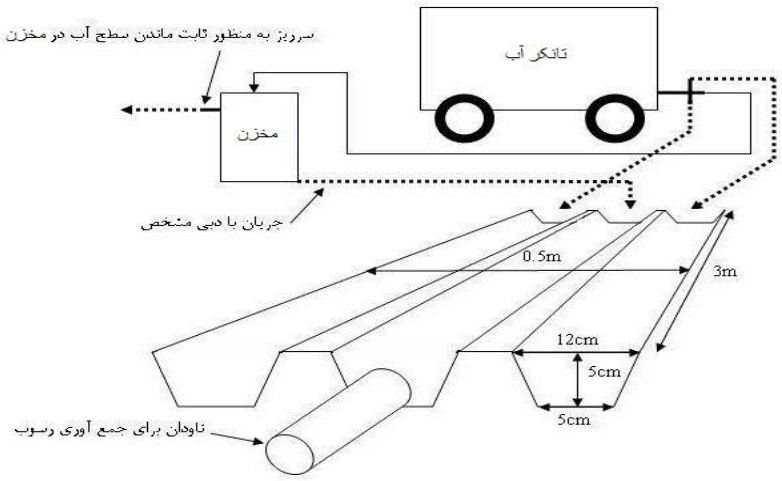
۳- **دانشیار، گروه علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران**

مقدمه

فرسایش خاک که به اشکال گوناگون رخ می‌دهد و طی آن ذرات و اجزای تشکیل‌دهنده‌ی خاک تحت تاثیر یک عامل یا نیروی فرساینده از بستر اصلی خود جدا شده و به مکانی دیگر منتقل می‌گردند (رفاهی، ۱۳۸۵)، پیامدهای زیادی به دنبال دارد که یکی از مهم‌ترین آن‌ها، تولید رسوب می‌باشد. دبی جریان عبوری از یک بستر با شیب ثابت و یا تغییرات شیب بستر تحت عبور یک دبی جریان مشخص از بستر، با مقدار ذرات رسوب ناشی از آن رابطه دارد که آگاهی از آن می‌تواند از جهات مختلفی دارای اهمیت باشد (Asadi et al., 2007a, b). از آن‌جا که بسیاری از مطالعات مشابه در شرایط آزمایشگاهی انجام شده‌اند و در بهترین حالت از فلوم زهکش‌دار استفاده شده است (Tromp-van Meerveld et al., 2008)، پژوهش حاضر با توجه به اهمیت و ضروریت‌های مذکور و با فرض این که مقدار ذرات رسوب با شدت جریان و شیب زمین و در نتیجه فرآیندهای موثر در فرسایش رابطه دارد، با هدف بررسی اثر درجه شیب و دبی جریان بر مقدار رسوب تحت شرایط طبیعی صورت پذیرفت.

مواد و روشها

تحقیق حاضر در ایستگاه تحقیقاتی حفاظت خاک و آب دانشگاه تهران، واقع در منطقه کوهین استان قزوین اجرا شد. به منظور بررسی غلظت ذرات رسوب تولید شده در شرایط هیدرولیکی متفاوت، آزمایش‌ها با چهار دبی جریان ۰/۰۲۸، ۰/۰۸۳، ۰/۱۶۷ و ۰/۲ لیتر در ثانیه ($L\ s^{-1}$) در سه شیب یک، سه و پنج درصد (به عبارتی ۱۲ ترکیب تیماری) انجام گردید. از آن‌جا که باید تنها اثر تغییرات شیب بستر و دبی جریان بر مقدار ذرات رسوب بررسی می‌شد، بعد از نمونه‌برداری از خاک مناطق مختلف ایستگاه و تجزیه و تحلیل آن در آزمایشگاه، سه قطعه زمین در مجاورت یکدیگر با شیب‌های مورد نظر که دارای سایر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تقریبا یکسان بودند، به عنوان مکان اجرای آزمایش‌های صحرایی انتخاب شدند. آزمایش‌های مورد نظر در سه مرحله انجام شد. مرحله اول: آماده‌سازی بستر آزمایش که به این منظور برای هر ترکیب تیماری شرایطی همانند شکل ۱ ایجاد شد.



شکل ۱- شمای کلی از سیستم اجرا شده بر روی زمین جهت انجام آزمایش

مرحله دوم: شبیه‌سازی جریان که برای این کار قبل از انجام هر آزمایش، خاک با یک جریان آرام غیر فرساینده به مدت حداقل ۱۰ ساعت اشباع گردید. شیارهای جانبی در هنگام عبور جریان از شیار وسط، از حرکت جانبی آب نفوذ یافته به طرفین جلوگیری می‌نمایند. برای تنظیم دبی مورد نظر، شیر خروجی مخزن با گذراندن تست‌های متوالی واسنجی گردید. مرحله سوم: اندازه گیری‌ها که برای این منظور با شروع جریان در دبی و شیب مشخص، در زمان‌های ۱، ۲، ۳، ۵، ۷، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۳۵ و ۴۰ دقیقه از شروع آزمون، نمونه‌ی رواناب برای تعیین غلظت رسوب تهیه شد. در هنگام آزمایش، عمق جریان به منظور تعیین برخی پارامترهای هیدرولیکی مورد نیاز، به دقت اندازه‌گیری شد. در نهایت غلظت رسوب اندازه‌گیری شده با غلظت رسوب برآوردی که طبق نظر هیرساین و رز (Hairsine and Rose, 1992) برای یک جریان شیاری در حالت پایدار، با استفاده از رابطه‌ی زیر برحسب کیلوگرم بر متر مکعب برآورد می‌شود، مقایسه گردید.

$$c_t = \frac{F(\Omega-\Omega_0)}{v_{av}gD}\left(\frac{\delta}{\delta-\rho}\right)*\frac{W_b}{W_b+W_s} \qquad [۱]$$

که در آن؛ $(\Omega-\Omega_\circ)$ قدرت جریان مازاد است که اگر مثبت باشد کنده‌شدن و کنده‌شدن مجدد اتفاق می‌افتد، g شتاب ثقل ($m\ s^{-2}$)، D عمق جریان (m) ، δ دانسیته‌ی ذره ($kg\ m^{-3}$)، ρ دانسیته‌ی سیال ($kg\ m^{-3}$)، W_b عرض شیار (m) و W_s طول دیواره‌ی جانبی خیس شده (m) است (رفاهی، ۱۳۸۵). همچنین v_{av} سرعت سقوط میانگین ($m\ s^{-1}$) است که می‌تواند بر اساس معادله چنگ توسط رابطه‌های ۲و۳ تعیین شود.

$$v = \frac{\gamma}{d}\left[(25+1.2d_*^2)^{0.5}-5\right]^{1.5} \qquad [۲]$$

$$d_* = d\left(\frac{(\delta-\rho)\rho g}{\eta^2}\right)^{1/3} \qquad [۳]$$

که در آن v سرعت سقوط یک کلاس اندازه‌ای ($m\ s^{-1}$)، γ ویسکوزیته‌ی سینماتیک ($m^3\ s^{-1}$) و d میانگین قطر کلاس اندازه‌ای مورد نظر (m) است. با استفاده از روابط فوق، سرعت سقوط برای هر کلاس تعیین شد و در نهایت با توجه به مقدار اولیه هر کلاس در خاک اصلی (در اینجا ده کلاس اندازه‌ای با مقدار برابر در خاک مربوط به هر شیب در نظر گرفته شده است)، سرعت سقوط میانگین مجموعه ذرات خاک با قطر کمتر از عمق جریان توسط میانگین‌گیری وزنی و به عبارتی به صورت سرعت سقوط موثر تعیین گردید.

نتایج و بحث

میانگین ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در سه شیب محل انجام آزمایش‌ها، در جدول ۱ و همچنین برخی از ویژگی‌های هیدرولیکی جریان در ترکیب‌های تیماری مختلف در جدول ۲ آمده است.

جدول ۱- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

درصد شیب	ρ_b ($g\ cm^{-3}$)	ρ_s ($g\ cm^{-3}$)	بافت خاک ٪رس ٪سیلت ٪شن	MWD (mm)	GMD (mm)	pH	EC ($\mu S\ cm^{-1}$)	OM (%)	$CaCO_3$ (%)
۱	۱/۵۱^a	۲/۴۱^a	لوم سیلتی ۲۶ ۵۲ ۲۲	۰/۷۲۵^b	۰/۶۴^b	۷/۴۰^a	۵۵/۳۳^a	۰/۸۷^a	۱۱/۴۵^a
۳	۱/۲۲^b	۲/۳۲^a	لوم سیلتی ۲۶ ۵۱ ۲۳	۰/۸۸۹^{ab}	۰/۶۹^b	۷/۴۰^a	۴۹/۶۳^b	۱/۰۰^a	۱۱/۵۷^a
۵	۱/۴۳^a	۲/۳۸^a	لوم سیلتی	۱/۲۸۱^a	۰/۸۷^a	۷/۳۵^a	۴۶/۶۳^b	۰/۸۱^a	۱۱/۶۰^a

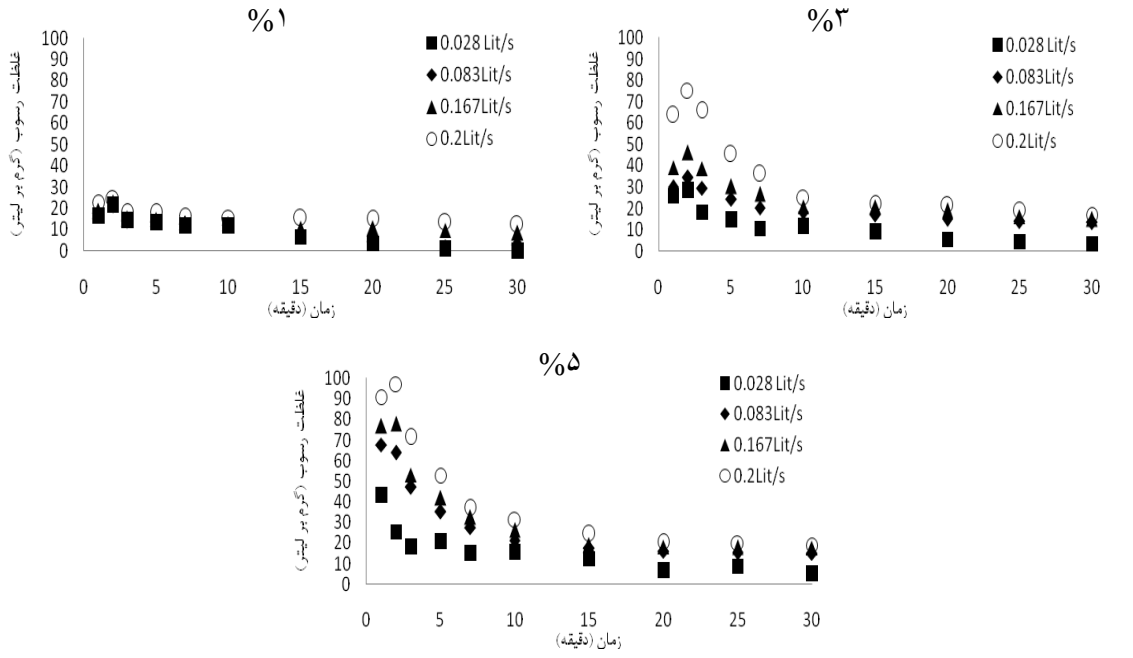
در جدول فوق هر داده میانگینی از سه تکرار و ρ_b ؛ جرم مخصوص توده خاک، ρ_s ؛ جرم مخصوص ذرات، MWD؛ میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها، GMD؛ میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها، pH؛ واکنش خاک، EC؛ هدایت الکتریکی خاک، OM؛ ماده آلی، $CaCO_3$؛ کربنات کلسیم معادل و حروف متفاوت نشان‌دهنده وجود اختلاف معنی‌دار در سطح احتمال ۵ درصد می‌باشد.

جدول ۲- ویژگی‌های هیدرولیکی هریک از ترکیب‌های تیماری

ترکیب تیماری	شیب ($m\ m^{-1}$)	عدد فرود	عدد رینولدز	عمق جریان (mm)	ضریب زبری مانینگ ($s\ m^{-1/3}$)	سرعت جریان ($m\ s^{-1}$)	$q\times10^3$ ($m^2\ s^{-1}$)	τ ($kg\ m^{-1}\ s^{-2}$)	ω ($W\ m^{-2}$)
۱	۰/۰۱	۱/۹۲۳	۵۳۴	۲	۰/۰۰۵۷	۰/۲۷	۰/۵۶	۰/۱۹۶	۰/۰۵۰۷
۲	۰/۰۱	۳/۰۴۴	۱۵۵۵	۳	۰/۰۰۳۸	۰/۵۲	۱/۶۶	۰/۲۳۹	۰/۱۴۵۰
۳	۰/۰۱	۴/۸۱۶	۳۰۹۹	۳/۵	۰/۰۰۲۴	۰/۸۹	۳/۳۴	۰/۳۴۲	۰/۲۸۶۶
۴	۰/۰۱	۴/۶۷۷	۳۶۷۷	۴	۰/۰۰۲۵	۰/۹۳	۴/۰۰	۰/۳۹۱	۰/۳۳۷۳
۵	۰/۰۳	۲/۹۹	۵۳۹	۱/۵	۰/۰۰۶۲	۰/۳۶	۰/۵۶	۰/۴۴۰	۰/۱۵۵۰
۶	۰/۰۳	۵/۷۰۱	۱۵۸۵	۲	۰/۰۰۳۴	۰/۸۰	۱/۶۶	۰/۵۸۷	۰/۴۵۱۱
۷	۰/۰۳	۷/۲۱۵	۳۱۴۶	۲/۷	۰/۰۰۲۷	۱/۱۷	۳/۳۴	۰/۷۹۲	۰/۸۸۳۱
۸	۰/۰۳	۷/۳۳۶	۳۷۴۷	۳	۰/۰۰۲۷	۱/۲۶	۴/۰۰	۰/۸۸۰	۱/۰۴۸۱
۹	۰/۰۵	۷/۵۴۶	۵۴۵/	۱	۰/۰۰۴۱	۰/۵۵	۰/۵۶	۰/۴۸۹	۰/۲۶۳۴
۱۰	۰/۰۵	۸/۸۶۲	۱۶۰۰	۱/۵	۰/۰۰۲۷	۱/۰۷	۱/۶۶	۰/۷۳۴	۰/۷۶۶۰
۱۱	۰/۰۵	۹/۹۰۴	۳۱۷۷	۲/۲	۰/۰۰۲۵	۱/۴۵	۳/۳۴	۱/۰۷۶	۱/۵۱۲۷
۱۲	۰/۰۵	۹/۷۳۵	۳۷۸۳	۲/۵	۰/۰۰۲۶	۱/۵۲	۴/۰۰	۱/۲۲۳	۱/۷۷۸۷

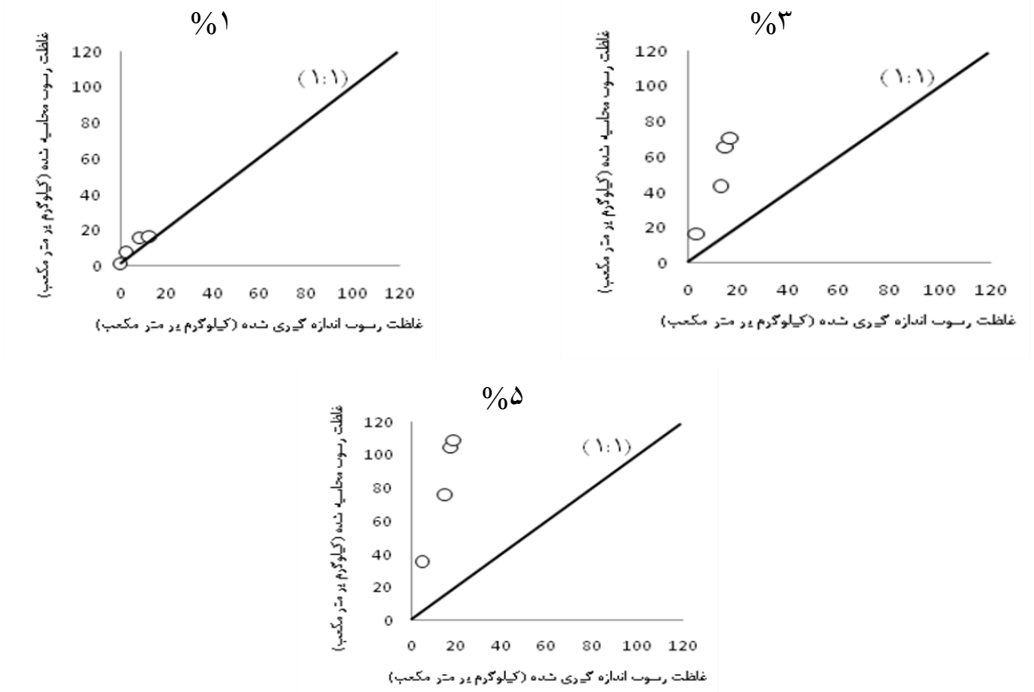
در جدول فوق q؛ دبی در واحد عرض جریان، A؛ سطح مقطع جریان، τ ؛ تنش برشی جریان و ω قدرت جریان است.

در شکل ۲ تغییرات غلظت رسوب با زمان در تیمارهای مختلف آمده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود با افزایش دبی جریان در هر شیب، غلظت رسوب افزایش می‌یابد. همچنین با افزایش شیب بستر غلظت رسوب افزایش می‌یابد. صرف نظر از دبی جریان و شیب بستر، با گذشت ۱۵ تا ۲۰ دقیقه از شروع آزمایش، تغییرات غلظت رسوب با زمان تقریبا ناچیز می‌شود.



شکل ۲- تغییرات غلظت رسوب با زمان در شیب‌های مختلف تحت دبی جریان‌های متفاوت

همچنین در شکل ۳ غلظت رسوب برآوردی از معادله‌ی ۱ با غلظت رسوب اندازه‌گیری شده در شرایط پایدار و همچنین خط یک به یک مقایسه شده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود با افزایش شیب و همچنین افزایش دبی جریان در هر شیب، اختلاف از خط ۱:۱ افزایش می‌یابد. از گفته‌های فوق به نظر می‌رسد که مدل مورد ارزیابی در قدرت جریان‌های کم (حدود ۰/۲ وات بر مترمربع) نسبت به قدرت جریان‌های بالاتر، در برآورد غلظت رسوب بهتر است. همچنین اسدی و همکاران (Asadi et al., 2011) نیز به نتایج مشابهی رسیده‌اند.



شکل ۳- مقایسه غلظت رسوب اندازه‌گیری شده با برآوردی در شیب‌های مختلف

منابع

۱- کتاب رفاهی ح، ۱۳۸۵. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

2- Asadi, H., A. Moussavi, H. Ghadiri and C.W. Rose. 2011. Flow-driven soil erosion processes and the size selectivity of sediment. Journal of Hydrology 406: 73–81.

3- Asadi H, Ghadiri H, Rose CW and Rouhipour H, 2007a. Interrill soil erosion processes and their interaction on low slopes. Earth Surface Processes Landforms 32: 711–724.

4- Asadi H, Ghadiri H, Rose CW, Yu B and Hussein J, 2007b. An investigation of flow-driven soil erosion processes at low streampowers. Journal of Hydrology 342: 134–142.

5- Hairsine, P.B. and C.W. Rose. 1992. Modeling water erosion due to overland fiow using physical principals, 2. Rill flow. Water Resources Research 28 (1): 245-250.

6- Tromp-van Meerveld, H.J., J.Y. Parlange, D.A. Barry, M.F. Tromp, G.C. Sander, M.T. Walter and M.B. Parlange. 2008. Influence of sediment settling velocity on mechanistic soil erosion Modeling. Water Resources Research 44.

تاثیر بافت خاک و سطوح کودی مختلف بر آبشویی نیترات توسط علف وتیور (*Vetivria Zizanoieds*)

المیرا ادیب[۱] ، دکتر علی فرزادیان[۲] ، دکتر مهرداد محمدنیا[۳] ، دکتر سید علی اکبر موسوی[٤]

۱- مربی،کارشناسی ارشد فیزیک و حفاظت خاک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات فارس، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.

۲- استادیار، دکترای آبخیزداری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد فیروزآباد، گروه آبیاری، فارس، ایران .

۳- دکتری، دکترای محیط زیست، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد صدرا، گروه خاکشناسی، فارس، ایران .

٤- دانشیار، عمران آب – آبیاری – فیزیک خاک، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات فارس، گروه خاکشناسی، فارس، ایران .

مقدمه

با افزایش جمعیت جهان امروزه کشاورزان به استفاده از کودهای شیمیایی، روی آورده اند . کودهای شیمیایی مورد استفاده در کشاورزی از منابع آلاینده آبهای زیرزمینی و منابع خاک می باشند. از جمله گیاهانی که برای گیاه پالایی بکار برد ، علف وتیور می باشد . گیاه وتیور گونه ای علفی ، مقاوم به شرایط متفاوت محیطی ، و دارای سیستم ریشه ای بسیار متراکم و قوی است . شناخت عوامل موثر بر حرکت املاح و آب در پروفیل خاک کمک موثری در مدیریت صحیح و کاهش آبشویی نیترات از منطقه رشد ریشه می نماید(نبی پور و همکاران ، ۱۳۹۱). طبق تحقیقات انجام گرفته به این نتیجه رسیدند که کمتر ۵۰ ٪کود نیتروژنی بکار رفته مورد استفاده گیاه قرار می گیرد و بقیه از طریق آبشویی ، فرسایش ، رواناب و تلفات گازی از دسترس گیاه خارج و تلف می شود (اسدی، ۲۰۰۴) . روشهای مختلفی برای استفاده از کود نیتروژنی بکار می رود که می توان به روش کود- آبیاری اشاره نمود. (عباسی و همکاران ، ۱۳۹۱). در این روش ، عناصر غذایی به صورت محلول در اختیار گیاه قرار می گیرد به این دلیل اثر بخشی کودها سریعترو بیشتر است ، و همچنین موجب به حداقل رسیدن آبشویی می گردد آبشویی نیترات نه فقط به کاهش میزان تولید و افزایش هزینه های آن منجر می شود بلکه موجبات آلودگی وزوال آبهای زیرزمینی را نیز فراهم می آورد(بهمنی و همکاران،، ۱۳۸۸). فاکتورهای حرکت نیترات و پتانسیل آبشویی عبارت اند از : مدیریت کود نیتروژن، روش آبیاری، ، بافت خاک و تخلخل آن می باشد(کامریا و همکاران ،۲۰۰۳).

مواد و روشها

به منظور بررسی تاثیر بافت خاک و سطوح کودی مختلف بر آبشویی نیترات توسط علف وتیور آزمایشی در سال ۱۳۹۱در گلخانه مرکز تحقیقات زرقان و دانشگاه علوم و تحقیقات فارس انجام گرفت . در آزمایش فوق ،کود مورد استفاده نیترات پتاسیم بوده و در ۴ سطح کودی (۰،۲۰،۴۰،۸۰گرم در لیتر)،۳ تکرار،۳بافت،و ۱گیاه (علف وتیور در ۳۶ گلدان)انجام گرفت. به منظور جمع آوری زه آب خروجی از گلدان در انتهای آن توری با منافذ ریز مسدود شده و گلدانها برروی ظروف پلاستیکی زیر آن تعبیه شدند . زه آبهای خارج شده در۴ مرحله آبیاری جمع آوری شده و غلظت نیتروژن (درصد نیتروژن) در آب زهکش تعیین گردید و اندازه گیری غلظت نیتروژن به روش کجدال انجام گرفت . در پژوهش فوق، فاکتورهای اندزه گیری شده بوسیله نرم افزار SAS مورد تجزیه و

تحلیل قرار گرفته و همچنین به منظور مقایسه میانگین ها از آزمون دانکن استفاده شده ،نمودارهای این پژوهش با استفاده از نرم افزار EXCEL(2007) ترسیم گردید .

فرمول درصد نیتروژن :

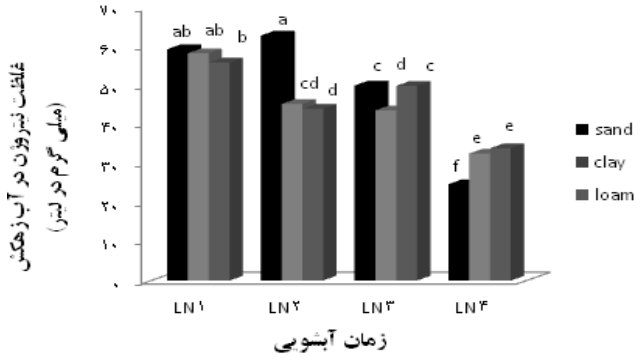
[۱] فاکتور ازت × نرمالیته اسید × (حجم عصاره بکارفته / حجم اسید برای شاهد– حجم اسید برای نمونه)

فاکتور ازت = ۱/۴ نرمالیته اسید = ۰۱ / ۰ نرمال حجم عصاره بکار رفته = ۵۰ سی سی

نتایج و بحث

آنالیز واریانس نشان می دهد که زمان آبشویی ، بافت خاک ، سطح کودی ، برهم کنش آنها در علف وتیور در سطح ۱ ٪ تاثیر معنی داری بر میزان نیترات خروجی در زه آبها داشته است .

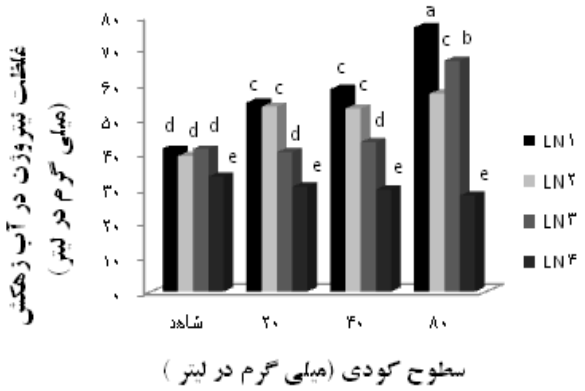
طبق نمودار (۱) آبشویی در ۴ زمان صورت گرفته است . آنالیزهای آماری نشان داد که بیشترین غلظت نیتروژن در آب زهکش در علف وتیور مربوط به بافت شنی در زمان دوم آبشویی و کمترین غلظت نیز در این علف مربوط به بافت شنی در زمان چهارم می باشد . دلیل محتمل بر این نتایج مذکور را می توان بدین صورت توجیه کرد که کود نیترات پتاسیم در لایه سطحی خاک ، به محض برخورد آب حل شده و یک لایه غلیظ کود نیترات پتاسیم– آب تشکیل می شود بنابراین غلظت نیترات در زه آب اولین آبیاری کم بوده و به تدریج غلظت نیترات خروجی در زه آب دومین آبیاری قدری افزایش یافته است به دلیل سرعت بیشتر حرکت آب در منافذ درشت تر مدت زمان کمتری طول می کشد تا نیترات این منافذ به انتهای ستون خاک برسد و به خصوص در زه آب های اول نقش مهمی دارند. طبق تحقیقات گلخانه ای انجام گرفته بر روی بافت شنی در زمانهای مختلف آبشویی به این نتیجه رسیدند که بافت شنی با منافذ درشت و سرعت زیاد حرکت املاح در آن در زمانهای اول بیشترین تلفات نیتروژن را دارد و هرچه زمان آبشویی می گذرد از میزان تلفات نیتروژن در این بافت کاسته می شود (قیصری و همکاران، ۱۳۸۵) .



نمودار(۱) : اثر متقابل زمان در بافت بر غلظت نیتروژن در زه آب در علف وتیور

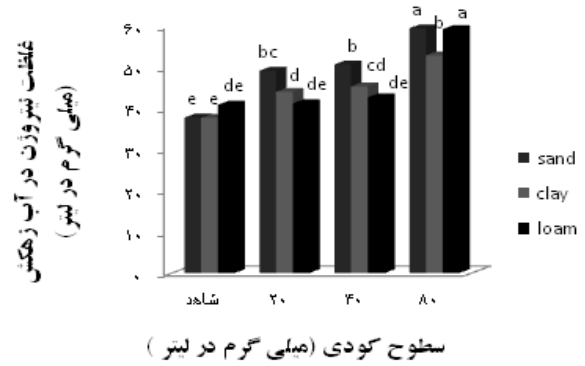
طبق نمودار (۲) مربوط به برهم کنش زمان آبشویی در سطوح کودی مختلف بر غلظت نیتروژن در آب زهکش در علف وتیور می توان به این نتیجه رسید که بیشترین غلظت نیتروژن در آب آبشویی مربوط به سطح کودی ۸۰ در زمان اول آبشویی ، و کمترین آن با توجه به نمودار و طبق آزمون دانکن در تمامی تیمارهای کودی در سطح ۵ ٪ تفاوت معنی داری مشاهده نمی شود ولی از لحاظ مقدار عددی کمترین غلظت نیتروژن در آب

زهکش مربوط به سطح کودی ۸۰ در زمان چهارم آبشویی می باشد .علت آن را می توان غلظت بالای کود نیترات پتاسیم و عدم دسترسی کامل ریشه گیاه به کود و آبشویی کود نیترات قبل از هیدرولیز آن بیان کرد .
دنیس و همکاران (۲۰۰۲)طبق تحقیقات انجام داده به این نتیجه رسیدند که اعمال مدیریت در کاربرد کودهای نیتروژنی و آب آبیاری و همچنین غلظت و مقدار کود مورد استفاده ، می تواند حرکت (NO_3-N) به اعماق خاک را به حداقل برساند .



نمودار(۲) : اثر متقابل زمان در سطح کودی بر غلظت نیتروژن در زه آب در علف وتیور

نتایج نمودار (۳) نشان دهنده آن است که از نظر آزمون دانکن و در سطح ۵ ٪ تفاوت معنی داری وجود ندارد . ولی از نظر مقدار عددی بیشترین غلظت نیتروژن موجود در آب زهکش ، مربوط به بافت شنی و سطح کودی ۸۰ و کمترین آن مربوط به تیمار شاهد در بافت رسی می باشد . یکی از دلایل عمده بر این نتیجه ، درشت بودن منافذ در بافت شنی و همچنین علت وجود نیترات خروجی در تیمار شاهد (بدون مصرف کود نیترات پتاسیم) را می توان به نیتروژن باقیمانده خاک مربوط به کشت های قبلی مربوط دانست بافت رسی به دلیل ریز بودن منافذ و کند بودن سرعت حرکت آب و املاح در این بافت ، به تدریج نیترات خروجی در زه آب آشکار می گردد. طبق نتایج آرونسون و برگستروم (۲۰۰۱)، نوع خاک و مقدار کود استفاده شده به شدت آبشویی نیترات را تحت تاثیر قرار داده است.



نمودار (۳) :اثر متقابل بافت خاک در سطوح کودی بر غلظت نیتروژن در زه آب در علف وتیور

نتیجه گیری

طبق بررسی های صورت گرفته برروی تاثیرنوع بافت خاک ، مقدار کود و همچنین روش کوددهی بر میزان آبشویی و غلظت نیتروژن موجود در آب زهکش می توان بدین صورت نتیجه گیری کرد که بهترین و مناسبترین بافت خاک و سطح کودی در مورد علف وتیور بافت رسی و سطح کودی ۲۰ میلی گرم در لیتر می باشد .
همچنین نتایج بدست آمده مبین آن است که روش کود–آبیاری بهترین روش کوددهی و موجب کاهش آبشویی و آلودگی آبهای زیرزمینی بوده است .

منابع

۱– بهمنی ، ا. برومند نسب ، س . بهزاد ، م . ناصری ، ع.ع. ، ۱۳۸۸ . بررسی پتانسیل شستشوی نیترات و آمونیوم در پروفیل خاک تحت تاثیر کم آبیاری . مجله آبیاری و زهکشی ایران . ۱ (۳) : ۴۴–۳۷.

۲– عباسی ، ی . لیاقت ، ع.م. عباسی ، ف .، ۱۳۹۱ . بررسی آبشویی عمقی نیترات تحت شرایط کود–آبیاری جویچه ای ذرت . نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) . ۲۶ (۴) : ۸۵۳ –۸۴۲ .

۳–قیصری ، م . میرلطیفی ، س.م. همایی ، م . اسدی ، ا .، ۱۳۸۵ . آبشویی نیترات در سیستم آبیاری بارانی تحت مدیریت کود–آبیاری ذرت . مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی . ۷ (۲۹) : ۱۱۸–۱۰۱ .

۴– نبی پور ، م . امامی ، ح . آستارایی ، ع .، ۱۳۹۱ . تاثیرمنبع کود نیتراتی و دور آبیاری بر آبشویی نیترات و توزیع آن در نیمرخ خاک . چکیده مقالات اولین همایش ملی مدیریت آب در مزرعه . موسسه تحقیقات خاک و آب در کرج .

5- Arronson PG , and Bergstrom LF, 2001 . Nitrate leaching from lysimeter grown short rotation willow coppice in relation to N-application irrigation a soil type . Biomass and Bioenergy . 21 : 155-164.

6- Asadi ME , 2004 . Effect of irrigation and tillage practices on nitrate leaching . Program and Abstract . 3rd . International Nitrogen Conference October . 12-16 . Nanting . China .

7- Cameria MF, ernando RM , Pereira LS , 2003. Monitoing water and NO_3-N in irrigated maize fields in the sorraia watershed . Agricultural Water Management . 60 : 199-216 .

8 - Dinnes DL , Karlen DL , Jaynes DB, Kaspar TC , Hatfield JL , Colvin T.S , and Combardella CA , 2002 . Nitrogen Management Strategies to reduce nitrate leaching in the tile drained Midwestern soil . Agronomy . J . 94 : 153-171.

استفاده از نرم‌افزار HYDRUS در بررسی حرکت ترجیحی برومید و لیتیم در شرایط رطوبتی مختلف

آزاده صفادوست[۱]، علی اکبر محبوبی[۲]، گلایه یوسفی[۳]
۱- استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان
۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان
۳- کارشناس ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان

مقدمه

وجود مسیرهای جریان ترجیحی در خاک می‌تواند موجب از دست رفتن مقدار قابل توجهی آب و مواد غذایی گیاهان شود. علاوه بر این مواد مضری که روی سطح خاک ریخته می‌شود می‌توانند از راه این مسیرهای ترجیحی، محیط خاک را دور زده و خود را به آب‌های زیرزمینی برسانند [بوما و دکر، ۱۹۷۸]. به عبارت دیگر جریان ترجیحی، حرکت آب و نمک‌ها در منافذ درشت، کانال‌ها و درز و ترک‌های خاک است. رز و ترک‌ها و کانال‌ها ممکن است در اثر فعالیت جانداران خاکزی، بقایای ریشه گیاهان و سله بستن و غیره ایجاد شوند. آنها دریافتند با وجود اینکه این مسیرها سهم کوچکی از کل حجم خاک را تشکیل می‌دهند، نقش مهمی در حرکت نمک‌ها و آلاینده‌ها دارندکه می‌تواند پیش‌بینی دقیق حرکت آلاینده‌ها در خاک را دچار مشکل کند [ادواردز و همکاران، ۱۹۹۳]. نوع گیاه کشت‌شده و سیستم ریشه‌ای آن می‌تواند ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را تغییر داده و در نتیجه بر حرکت نمک‌ها تأثیر گذارد [کارن و همکاران، ۱۹۹۶].

نرم‌افزار HYDRUS برای شبیه‌سازی حرکت آب، نمک‌ها و گرما در خاک‌های اشباع و غیراشباع ارائه شده است. این نرم‌افزار بر اساس حل عددی معادله‌های ریچاردز برای برآورد حرکت آب و معادله جریان روان- انتشار (CDE) برای برآورد حرکت نمک‌ها بنا نهاده شده است. اما این معادله بیش‌تر برای ستون‌های آزمایشگاهی دست‌خورده مناسب می‌باشد و برای برآورد انتقال نمک‌ها در خاک‌های ساختمان‌دار و ناهمگن کم تر قابل استفاده است. به همین دلیل غیر از این معادله، مدل‌های غیرتعادلی فیزیکی نیز در این نرم‌افزار گنجانده شده است. از جمله این مدل‌ها مدل MIM می‌باشد. در این مدل مقدار کل آب خاک شامل آب متحرک و غیرمتحرک می‌باشد:

$$\theta = \theta_m + \theta_{im} \qquad [۱]$$

که در این رابطه θ، مقدار کل رطوبت حجمی (L^3L^{-3})؛ θ_m و θ_{im} به ترتیب مقدار رطوبت حجمی متحرک و غیرمتحرک (L^3L^{-3}) می‌باشند.

این پژوهش به منظور شناخت چگونگی حرکت برمید به عنوان ردیاب غیرفعال و لیتیم به عنوان ردیاب فعال در خاک لوم‌رسی و تحت کشت یونجه انجام شد. هدف از این پژوهش شناسایی نقش شرایط جریان در ایجاد جریان‌های ترجیحی در حرکت آلاینده‌ها به سمت منابع آب زیرزمینی و خروج عناصر غذایی مورد نیاز گیاه از خاک می‌باشد. همچنین از مدل MIM برای پیش‌بینی حرکت این نمک‌ها در شرایط ذکرشده استفاده شد. دانسته‌های به‌دست‌آمده می‌تواند ما را در استفاده درست و اصولی از نمک‌ها و سموم نباتی، بهبود مدیریت و جلوگیری از آلودگی آب‌های زیرزمینی یاری کند.

مواد و روشها

این پژوهش تحت شرایط آزمایشگاهی، بر روی ستون‌های (قطر درونی ۱۶ و ارتفاع ۳۲ سانتی‌متر) خاک دست‌نخورده لوم‌رسی تحت کشت یونجه (۴ سال) در شرایط جریان اشباع و غیراشباع ماندگار انجام شد. برای برقراری جریان اشباع ماندگار، شدت جریانی برابر بیشترین هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده و برای شرایط غیراشباع شدت جریانی برابر نصف کمترین هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده، روی ستون‌های خاک اعمال گردید. پس از برقراری شرایط جریان (اشباع و غیراشباع) به صورت ماندگار، محلول برمید لیتیم به غلظت ۰/۰۰۵ مولار به شکل پالسی (برابر۰/۵ PV) روی ستون‌های خاک افزوده شد. بلافاصله پس از تمام‌شدن محلول محلول برمید لیتیم، آبشویی به وسیله آب شهر تا چهار برابر حجم آب منفذی (۴ PV) ادامه یافت. نمونه‌گیری از زه‌آب خروجی ستون‌های خاک با فواصل ۰/۲ PV تا ۴ PV انجام شد.

برای مدل‌سازی حرکت برمید و لیتیم و تعیین پارامترهای مدل از نرم‌افزار HYDRUS-1D استفاده شد. داده‌های مشاهده‌ای (C/C_0 در برابر PV) با استفاده مدل MIM برازش داده شد.

بر اساس مدل MIM انتقال نمک‌های غیرفعال در جریان یک‌بعدی ماندگار به صورت زیر است:

$$\theta_m \frac{\partial C_m}{\partial t} + \theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \theta_m D \frac{\partial^2 C_m}{\partial X^2} - \theta_m V_m \frac{\partial C_m}{\partial X} \qquad [۲]$$

$$\theta_{im} \frac{\partial C_{im}}{\partial t} = \omega (C_m - C_{im}) \qquad [۳]$$

که در این روابط C_m و C_{im}، به ترتیب غلظت نمک‌ها در ناحیه متحرک و غیرمتحرک (ML^{-3})؛ t، زمان (T)؛ D_m، ضریب انتشار ظاهری (L^2T^{-1})؛ X، عمق (L)؛ ω، ضریب انتقال جرم بین دو ناحیه متحرک و غیرمتحرک (T^{-1}) و V_m میانگین سرعت آب منفذی متحرک (LT^{-1}) می‌باشند. انتشارپذیری (λ) با استفاده از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$\lambda = \frac{D}{V_m} \qquad [۴]$$

نتایج و بحث

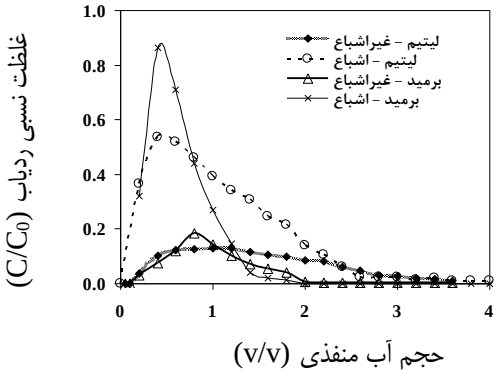
نتایج نشان می‌دهد که زیاد بودن میزان رس (۳۷٪)، ماده آلی (۱/۸۱٪) و آهک (۱۲٪) در خاک مورد مطالعه سبب بهبود خاکدانه‌سازی و پایداری ساختمان خاک گردیده است. علاوه بر چندساله‌بودن کشت یونجه و نبود هیچ‌گونه خاک‌ورزی در این خاک، و همچنین وجود کانال‌های ناشی از ریشه‌های پوسیده یونجه احتمالاً سبب افزایش درصد منافذ درشت و پیوستگی زیاد منافذ شده است. دلایل ذکرشده می‌تواند توجیهی برای افزایش هدایت هیدرولیکی این خاک در شرایط اشباع باشد (جدول ۱).

جدول ۱: ویژگی‌های شرایط جریان ماندگار اشباع و غیر اشباع در آزمایش‌های آب شویی

شرایط رطوبتی	ویژگی‌های اندازه‌گیری‌شده [۱]			
	θ ($cm^3\ cm^{-3}$)	q ($cm\ h^{-1}$)	$\bar{v}$ ($cm\ h^{-1}$)	PV (cm^3)
اشباع	۰/۳۳	۸/۳۸	۲۵/۳۹	۲۳۷۲
غیراشباع	۰/۲۵	۱/۵	۶/۰	۱۷۵۲

[۱] θ، میزان آب حجمی خاک؛ q، سرعت جریان ماندگار؛ $\bar{v}$، سرعت جریان آب منفذی ظاهری $\bar{v} = \frac{q}{\theta}$؛ PV، حجم آب منفذی.

شکل ۱ نشان می‌دهد که ساختمان خاک، بافت خاک و نوع گیاه کشت‌شده تأثیر زیادی بر شکل منحنی رخنه داشتند. ظهور زودهنگام برمید در زه‌آب خروجی به دلیل نقش موثر جریان‌های ترجیحی در این خاک بود. در واقع در این خاک میزان رس و ماده آلی زیاد موجب افزایش خاکدانه‌سازی، بهبود ساختمان خاک و به تبع آن پایداری منافذ خاک در هنگام انتقال آب و نمک‌ها شده است. از طرفی گیاه یونجه به دلیل سیستم ریشه‌ای خاصی که دارد (ریشه‌های قطور و عمیق حتی تا طول چندین متر) باعث ایجاد کانال‌های عمودی در خاک شده و شرایط را برای وقوع جریان ماکروپوری فراهم می‌کند. همچنین در این خاک کرم‌های خاکی به تعداد زیاد دیده شد که حرکت و فعالیت این جانداران خاک زی نیز باعث ایجاد معابر و منافذ درشت بیش تری شده است. وجود همین مسیرهای ترجیحی باعث زودآیی رخنه شده است به گونه‌ای که با گذشت زمان اندکی از شروع آبشویی (۱۶ دقیقه پس از شروع آبشویی) غلظت نسبی برمید در اولین زمان نمونه‌برداری ۰/۳۲۲ بوده است. همچنین می‌توان خروج زودهنگام برمید در این تیمار به دلیل دفع آنیونی برمید نیز می‌باشد زیرا برمید توسط بارهای منفی رس‌ها دفع شده و پس از قرار گرفتن در مرکز منافذ، سریع‌تر انتقال می‌یابد.



شکل ۱: اثر شرایط جریان بر منحنی رخنه برمید و لیتیم

در شرایط غیراشباع نیز روند کلی تغییرات منحنی‌های رخنه برای تیمارهای مختلف مانند شرایط اشباع بود. در این شرایط رطوبتی حداکثر غلظت نسبی برمید نسبت به شرایط اشباع با ۰/۴PV تأخیر، ظاهر شد و غلظت نیز بسیار کم تر از شرایط اشباع بود که دلیل آن نوع شرایط رطوبتی حاکم می‌باشد. به عبارت دیگر در شرایط غیراشباع هدایت هیدرولیکی بسیار کاهش یافته و در واقع سرعت جریان کم می‌شود. در شرایط غیراشباع منافذ درشت خاک به سرعت خالی شده و تنها منافذ ریز در انتقال نقش دارند؛ در نتیجه دیرآیی برمید نشان‌دهنده حرکت کندتر این آنیون در شرایط غیراشباع می‌باشد. البته تأثیر شرایط رطوبتی غیراشباع بر حرکت نمک‌ها تنها به دلیل کاهش هدایت هیدرولیکی نیست. بلکه اثرات متعدد دیگری از جمله اثر اعوجاج منافذ، اثر حد فاصل آب–هوا و اثر منافذ ریز و ته‌بسته نیز اهمیت یافته و موجب کندی حرکت نمک‌ها می‌شوند. شیب کم منحنی-های رخنه در این شرایط نشان‌دهنده کاهش اثر جریان‌های ترجیحی بود. بیون و جرمن [۱۹۸۲] گزارش کردند برای ایجاد جریان ماکروپوری، خاک باید به شرایط اشباع بسیار نزدیک و یا اینکه سرعت ورود آب به خاک بیش تر از سرعت جریان در پیکره خاک باشد.

همان گونه که انتظار می‌رفت غلظت نسبی لیتیم در زه‌آب خروجی کم تر از غلظت نسبی برمید در شرایط رطوبتی مشابه بود که دلیل آن جذب سطحی کاتیون لیتیم بر روی سطوح فعال (بار منفی سطح رس‌ها و ماده آلی) می‌باشد (شکل ۱). نتایج اختر و همکاران [۲۰۰۳] نیز نشان داد وجود جریان‌های ترجیحی موجب خروج بیش تر آنیون غیرجذب‌شونده کلرید، و در غلظت کم تر کاتیون جذب‌شونده لیتیم در خاک لوم سیلتی نسبت به لوم شنی گردید. در شرایط غیراشباع، حرکت آب از راه منافذ ریز و به صورت پوسته‌های نازک انجام گرفته و بنابراین امکان تماس بیش تر لیتیم با سطوح فعال فراهم می‌شود و در نتیجه جذب لیتیم افزایش می‌یابد.

نتایج برازش مدل MIM بر داده‌های منحنی رخنه با استفاده از نرم‌افزار HYDRUS در جدول ۲ گزارش شده است.

جدول ۲: اثر شرایط جریان بر برخی پارامترهای مدل MIM

ردیاب	اشباع		غیراشباع	
	λ	Pe	λ	Pe
برمید	۱/۵۱	۱۶/۵۵	۰/۶۵	۳۸/۴۶
لیتیم	۱۴/۳۷	۱/۷۵	۱۲/۳۶	۲/۰۲

با توجه به اینکه انتشارپذیری (λ) رابطه مستقیم با مقدار رطوبت خاک دارد، کم ترین مقدار انتشارپذیری مشاهده‌شده در برای هر دو ردیاب برمید و لیتیم در شرایط رطوبتی غیراشباع را می‌توان به کاهش شدید مقدار رطوبت و شدت جریان نسبت داد. همچنین پارامتر عدد پکله برای تعیین سهم نسبی فرآیندهای جریان روان و انتشار در مقایسه با فرآیند پخشیدگی، محاسبه گردید. عدد پکله بدون بعد بوده و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$Pe = \frac{L}{\lambda}$$

که در این رابطه L طول مشخصه در خاک (L) می‌باشد.

با توجه به این‌که دو پارامتر انتشارپذیری و عدد پکله رابطه عکس با یکدیگر دارند، با کاهش مقدار انتشارپذیری در شرایط غیراشباع، مقدار عدد پکله در این شرایط بیش تر از شرایط اشباع بود. به عبارت دیگر به علت اثر غالب فرآیند پخشیدگی، عدد پکله در شرایط غیراشباع بیش تر از شرایط اشباع بود.

منابع

1- Akhtar, M.S, Steenhuis, T.S., Richards, B.K. and McBride, M.B., 2003. ″Chloride and lithium transport in large arrays of undisturbed silt loam and sandy loam soil columns″. *J. Vadose Zone.* 2: 715–727.
2- Beven, D.E. and Germann, P., 1982. ″Macropores and water flow in soils″. *Water Resour. Res.* 18: 1311–1325.
3- Boekhold, A.E. and van Der Zee, S.E., 1992. ″A scale sorption model validation at the column scale to predict cadmium content in a spatially variable field soil″. *Soil Sci.* 154: 105–112.
4- Bouma, J. and Dekker, L.W., 1978. ″A case study on infiltration into dry clay soil. I. Morphological observations″. *Geoderma*. 20: 27–40.
5- Caron, J., Benton, O., Anger, D.A. and Villeneuve, J.P., 1996. ″Preferential bromide transport through a clay loam under alfalfa and corn″. Geoderma. 69: 175–191.
6- Edwards, W.M., Shipitalo, M.J., Owens, L.B. and Dick, W.A., 1993. ″Factors affecting preferential flow of water atrazine through earthworms burrows under continuous no-till corn″. *J. Environ. Qual.* 22: 453–457.

تعیین هدر رفت مجاز خاک با استفاده از شاخص باروری خاک

منوچهر گرجی[1] و حیدر غفاری گوشه[2]

۱- دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه تهران

۲- دانشجوی دکتری علوم خاک، دانشگاه تهران

مقدمه

هدر رفت مجاز خاک[1] اشاره دارد به حداکثر نرخ فرسایش قابل تحمل یک خاک که میتواند اتفاق بیفتد بطوریکه باروری خاک در یک سطح مطلوب بصورت پایدار و نامحدود حفظ گردد (ویشمایر و اسمیت، ۱۹۷۸). روشهای کمی موجود برای تعیین حد مجاز فرسایش در سه گروه قرار دارند: ۱) شدت تشکیل خاک، ۲) ضخامت خاک و ۳) باروری خاک. در گروه اول حد قابل قبول فرسایش برابر با شدت تشکیل خاک در نظر گرفته میشود (دوان م همکاران، ۲۰۱۲). چنانچه شدت هدر رفت خاک در تعادل با شدت تشکیل خاک باشد، حاصلخیزی خاک میتواند بطور نامحدود حفظ گردد. بنابراین استفاده از شدت تشکیل خاک به عنوان فرسایش قابل تحمل به طور گسترده پذیرفته شده است (هادسون، ۱۹۹۵؛ مورگان و دیویدسون، ۱۹۸۶). استامی و اسمیت (۱۹۶۴) مدل مفهومی برآورد مقدار فرسایش قابل تحمل بر اساس ویژگیهای خاک و سرعت تشکیل خاک را مطرح کردند. اسکیدمور (۱۹۸۲) این مدل را توسعه داد و از ضخامت خاک به جای ویژگیهای خاک استفاده کرد؛ پارامترهایی مانند کمترین ضخامت مجاز خاک، ضخامت بهینه خاک، ضخامت فعلی خاک و حد بالا و پایین فرسایش مجاز در این مدل مطرح شدند. با این حال به دلیل تعداد پارامترهای مورد نیاز کمتر مورد استفاده قرار میگیرد. با توسعه علوم کشاورزی و خاک، بسیاری از پژوهش ها به این باور رسیدند که برای تعیین مقدار فرسایش قابل تحمل استفاده از شدت کاهش قابل قبول باروریخاک در اثر فرسایش به جای شدت تشکیل خاک راه حلی مناسب است (کوک، ۱۹۸۲؛ لارسون، ۱۹۸۳). روشهای تعیین مقدار فرسایش قابل تحمل مبنی بر باروری خاک توسعه یافتند (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴؛ رانگ و همکاران، ۱۹۸۶) اما در این روشها مقدار دقیق پتانسیل تولید محصول برای شرایط مختلف محیطی فراهم نشده است (دوان و همکاران، ۲۰۰۹). از جمله محدودیت های این روش نبود یک شاخص منحصر به فرد از باروریخاک و نیز اختلاف نظر درمورد مقدار افت مجاز باروری خاک در اثر فرسایش می‌باشد (دوان و همکاران، ۲۰۱۲). هدر رفت خاک در نتیجه فرسایش خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و زیستی خاک را تحت تاثیر قرار داده و در نهایت باعث کاهش باروری یک خاک میگردد (دلگادو، ۲۰۰۳). فرسایش خاک باعث کاهش عمق و یا حذف خاک سطحی مناسب و ظاهر شدن خاک نامناسب زیرین شده که درنتیجه آن آب قابل دسترس گیاه، مواد غذایی و مواد آلی خاک کاهش می‌یابند (مندال و همکاران، ۲۰۱۰). مقدار تولید محصول تابعی از رشد ریشه و آن نیز تابعی از وضعیت خاک فرض شده است (دلگادو، ۲۰۰۳). بنابراین کاهش در میزان عملکرد در نتیجه فرسایش به کاهش ضخامت خاک سطحی (افق A) مربوط میشود. با این حال سرعت کاهش باروری خاک ناشی از فرسایش بسیار آهسته بوده و ممکن است تا زمانیکه آن خاک از لحاظ اقتصادی باروری خود را از دست دهد قابل تشخیص نباشد. مدل شاخص باروری[2] به عنوان ابزاری مفید برای برآورد پتانسیل تولید نسبی خاکهای مختلف، اثرات بلند مدت فرسایش بر تولید محصول و هدر رفت مجاز خاک برای برنامه های حفاظتی خاک مورد استفاده قرار گرفته است (لال و همکاران، ۱۹۹۸؛ لو و همکاران، ۲۰۰۹). فرسایش

---

[1] - Soil Loss Tolerance

[2] - Productivity Index (PI)

مجاز خاک میتواند بر مبنای یک مقدار مشخص افت شاخص تولید محصول در یک برنامه زمانی مشخص تعیین گردد. در مطالعات مختلف، از افت تولید محصول ۵٪ تا ۱۰٪ در برنامه زمانی ۱۰۰ سال استفاده شده است (دلگادو، ۲۰۰۳؛ دوان و همکاران، ۲۰۱۲). مقدار دقیق فرسایش مجاز خاک در برنامه ریزی حفاظت خاک اهمیت بسیار زیادی دارد. فرسایش خاک بیشتر از حد مجاز میتواند خسارات جبران ناپذیری به تولیدات کشاورزی و محیط زیست وارد کند. بنابراین تعیین صحیح مقدار فرسایش مجاز خاک برای حفظ امنیت غذایی و محیط زیست امری ضروری است. پایداری تولیدات کشاورزی و حفظ سلامتی محیط زیست از جمله اهداف مهم در برنامه ها و اقدامات حفاظت خاک و آب می‌باشند. این اهداف بدون آگاهی از فرسایش مجاز خاک محقق نخواهد شد. در ایران تا کنون تحقیقاتی در این زمینه انجام نگرفته است و هیچ گونه اطلاعاتی از مقدار فرسایش مجاز موجود نیست. هدف از این تعیین فرسایش مجاز با استفاده از شاخص باروری خاک می‌باشد.

مواد و روشها

این مطالعه در مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آب دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران واقع در منطقه کوهین استان قزوین انجام شد. این مرکز مساحتی حدود ۸۰ هکتار در داخل حوضه سرشاخه ملارود قرار دارد. متوسط بارندگی سالانه آن ۳۲۵ میلی‌متر، متوسط دمای سالانه ۱۲/۵ درجه سانتیگراد و ارتفاع از سطح دریا ۱۳۶۰ متر است. کشاورزی رایج در منطقه عمدتا گندم، عدس، جو و لوبیا می‌باشد. خاک غالب منطقه در سری کوهین قرار دارد. خاکی است خیلی عمیق دارای بافت رس شنی تا رسی قرار گرفته روی یک لایه با بافت رسی و تجمع آهک که بر اساس رده بندی امریکایی در زیر گروه Vertic Calcixerepts قرار میگیرد. چهار پروفیل در موقعیت های مختلف حفر گردید. نمونه های خاک از هر افق بطور جداگانه تهیه شد. پارامترهای توزیع اندازه ذرات، مقدار آب قابل دسترس، چگالی ظاهری، مقدار ماده آلی و اسیدیته خاک در آزمایشگاه تعیین شدند. شاخص باروریپیشنهاد شده توسط دلگادو (۲۰۰۳) به عنوان تابعی از پارامترهای مناسب برای شرایط منطقه طبق فرمول زیر محاسبه گردید:

$$PI = \sum_{i=1}^{n} (A_i \cdot B_i \cdot C_i \cdot K_i)$$

که در آن A گنجایش آب قابل دسترس برای گیاه، B مقاومت مکانیکی خاک برای رشد ریشه، C حاصلخیزی بالقوه و K اهمیت نسبی هر افق در پروفیل خاک را بیان میکنند. تمام این پارامترها بطور جداگانه برای هر افق بر اساس معادلات زیر بدست آمدند (دلگادو ۲۰۰۳؛ دوان و همکاران، ۲۰۰۹):

$$A = \begin{cases} 0 \dots\dots\dots\dots if \dots\dots\dots\dots AW \leq 3\% \\ 0.05\ AW \dots\dots if \dots\dots\ 3\% \leq AW \leq 20\% \\ 1 \dots\dots\dots\dots if \dots\dots\dots\dots AW > 20\% \end{cases}$$

$$B = \begin{cases} 1.87 - 0.67Bd \dots\dots if \dots\dots 1.3 \leq Bd \leq 1.55 \\ 1 \dots\dots\dots\dots\dots if \dots\dots\dots\dots\ Bd < 1 \end{cases}$$

$$C = \begin{cases} \frac{OM}{4} \dots\dots\dots if \dots\dots 0\% \leq OM \leq 4\% \\ 1 \dots\dots\dots\dots if \dots\dots\dots\dots 4\% < OM \end{cases}$$

$$K_{cum} = 0.024\ x^{0.81}$$

در معادلات فوق AW، Bd، OM و x به ترتیب آب قابل دسترس، چگالی ظاهری، مواد آلی و ضخامت افق i می‌باشند.

نتایج و بحث

جدول ۱ خصوصیات منتخب خاک برای تعیین فرسایش مجاز و شاخص باروری محاسبه شده برای هر پروفیل را نشان میدهد. شاخص باروری بشدت تحت تاثیر مقدار ماده آلی خاک قرار دارد بطوریکه دلیل اصلی پایین بودن شاخص باروری در منطقه مورد مطالعه، کم بودن مقدار ماده آلی می‌باشد.

جدول ۱- خصوصیات خاک و تعیین شاخص باروریخاک برای پروفیلهای مختلف

موقعیت	عمق (cm)	گنجایش رطوبتی خاک (٪)	چگالی ظاهری g/cm^3	ماده آلی (٪)	شاخص باروری
پروفیل شماره ۱	۰-۲۰	۱۳/۵	۱/۱۸	۱/۶۵	۰/۰۷۴
	۲۰-۳۳	۱۱/۳	۱/۳۱	۱/۵۱	۰/۰۲۸
	۳۳-۱۰۰	۱۰/۴	۱/۳	۰/۶۹	۰/۰۵۳
مجموع PI					۰/۱۵۷
پروفیل شماره ۲	۰-۲۲	۱۴/۲	۱/۲۷	۱/۶۵	۰/۰۸۶
	۲۲-۳۵	۱۱/۴	۱/۵	۱/۳۷	۰/۰۲۲
	۳۵-۱۰۰	۱۰/۹	۱/۴۸	۰/۸۲	۰/۰۵۶
مجموع PI					۰/۱۶۵
پروفیل شماره ۳	۰-۲۲	۱۵/۹	۱/۴۵	۱/۳۷	۰/۰۷۲
	۲۲-۴۰	۱۳/۸	۱/۵۳	۱/۲۴	۰/۰۳۳
	۴۰-۱۰۰	۱۲/۹	۱/۵۲	۰/۸۲	۰/۰۵۹
مجموع PI					۰/۱۶۴
پروفیل شماره ۴	۰-۲۰	۱۵/۶	۱/۵۳	۱/۳۷	۰/۰۶۱
	۲۰-۴۰	۱۳/۸	۱/۴۳	۱/۵۱	۰/۰۴۸
	۴۰-۱۰۰	۱۴/۸	۱/۴۵	۰/۸۲	۰/۰۷۲
مجموع PI					۰/۱۸۲

مقدار فرسایش مجاز بر اساس ۵ و ۱۰٪ افت قابل تحمل باروریخاک در افق زمانی ۱۰۰ سال در جدول ۲ ارائه شده است. اگر ۵٪ را مبنا قرار دهیم مقدار فرسایش مجاز خاک در پروفیلهای مختلف از ۳ تا ۵ تن در هکتار در سال با میانگین ۳/۸ تن در هکتار در سال تغییر میکند و در صورتی که ۱۰٪ را مبنا قرار دهیم مقدار تلفات قابل تحمل خاک بین ۵/۷ تا ۱۰ با میانگین ۷/۶ تن در هکتار در سال متغیر است. فرسایش گذشته خاک در منطقه مورد مطالعه با استفاده از سزیم-۱۳۷ به طور میانگین ۴۴/۷ تن در هکتار در سال بدست آمد (گرجی، ۱۳۸۳) که معادل از دست رفتن ۳/۷ میلیمتر از خاک سطحی در سال می‌باشد. با در نظر گرفتن این مقدار بطور متوسط سالانه ۲٪ افت باروری خاک وجود دارد و در مدت ۵۰ سال خاک بکلی باروری خود را از دست میدهد. اما خوشبختانه در چند سال گذشته با اقدامات حفاظتی مناسب مقدار فرسایش فعلی منطقه بسیار کاهش یافته است.

مقایسه پروفیل‌ها نشان میدهد پروفیل ۱ و ۲ نسبت به پروفیل ۳ و ۴ حد مجاز فرسایش کمتری دارند که بیانگر حساسیت بالاتر این دو خاک نسبت به دو خاک دیگر است (دارای شیب خط بیشتر در معادله آسیب پذیری) که شاید دلیل آن بیشتر بودن ماده آلی در افق سطحی نسبت به افق های تحتانی باشد. هرچه افق سطحی نسبت به افق های تحتانی شرایط مطلوبتری را دارا باشند اهمیت نسبی آن در تولید محصول افزایش پیدا میکند و با حذف آن پتانسیل تولید محصول خاک بشدت کاهش می‌یابد. بنابراین در چنین شرایطی خطر فرسایش بیشتر بوده و باید حد مجاز فرسایش کمتر باشد که نتایج نیز این را بخوبی نشان داده اند.

جدول۲- تعیین هدر رفت مجاز خاک بر اساس ۵٪ و ۱۰٪ افت شاخص باروری در زمان ۱۰۰ سال

موقعیت	خاک حذفی (cm)	شاخص باروری	معادله آسیب پذیری	افت شاخص باروری قابل تحمل در برنامه زمانی ۱۰۰ سال		هدر رفت مجاز خاک تن در هکتار در سال	
				٪۵	٪۱۰	٪۵	٪۱۰
پروفیل شماره ۱	۰	/۱۵۶	PI=۰/۱۵۷-۰/۰۰۳۲۸x	۰/۱۴۹	۰/۱۴۱	۲/۹۴	۵/۷۷
	۴	۰/۱۴۴					
	۸	۰/۱۳۱					
	۱۲	۰/۱۱۷					
پروفیل شماره ۲	۰	۰/۱۶۵	PI=۰/۱۶۵-۰/۰۰۳۳۸x	۰/۱۵۷	۰/۱۴۸	۳/۲۲	۶/۳۰
	۴	۰/۱۵۲					
	۸	۰/۱۳۸					
	۱۲	۰/۱۲۴					
پروفیل شماره ۳	۰	۰/۱۶۴	PI=۰/۱۶۴-۰/۰۰۲۸۴x	۰/۱۵۶	۰/۱۴۸	۴/۳۴	۸/۵۴
	۴	۰/۱۵۳					
	۸	۰/۱۴۲					
	۱۲	۰/۱۳۰					
پروفیل شماره ۴	۰	۰/۱۸۲	PI=۰/۱۸۲-۰/۰۰۲۶۹x	۰/۱۷۳	۰/۱۶۴	۵/۰۸	۹/۹۸
	۴	۰/۱۷۲					
	۸	۰/۱۶۱					
	۱۲	۰/۱۴۹					

منابع

گرجی . منوچهر . ۱۳۸۳ . مطالعه اثر حذف خاک سطحی (شبیه‌سازی فرسایش) بر تولید محصول و ارزیابی اثر جبرانی تیمارهای کودی . پایان نامه دکتری ، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.

Wischmeier W H, Smith D D, 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. USA: United States Department of Agriculture, Agriculture Handbook. No.537, Washington, D.C

Duan X, Y, .Xie, B., Liu, G., Liu, Y., Feng, X.,Gao. 2012. Soil loss tolerance in the black soil region of Northeast China. J. Geogr. Sci 22(4): 737-751.

Hudson N, 1995. Soil Conservation. Ames, IA, USA: Iowa State University Press, 40–42.
Morgan R P C, Davidson D A, 1986. Soil Erosion and Conservation. Harlow Essex, UK: Longman Scientific & Technical, 162–164.
Stamey W L, Smith R M, 1964. A conservation definition of erosion tolerance. Soil Science, 97(3): 183–186.
Skidmore E L, 1982. Soil loss tolerance. In: Determinants of Soil Loss Tolerance. American Society of Agronomy, ASA Special Publication No.45: 87–94.
Cook K, 1982. Soil loss: A question of values. Journal of Soil and Water Conservation, 37(2): 89–92.
Larson W E, Pierce F J, Dowdy R H, 1983. The threat of soil erosion to long-term crop production. Science, 219: 458–465.
Runge C F, Larson W E, Roloff G, 1986. Using productivity measures to target conservation programs: A comparative analysis. Journal of Soil and Water Conservation, 41(1): 45–49.
Pierce F J, Larson W E, Dowdy R H, 1984. Soil loss tolerance: Maintenance of long-term soil productivity. Journal of Soil and Water Conservation, 39(2): 136–138.
Delgado, F. 2003. Soil physical properties on Venezuelan steeplands: Applications to conservation planning. The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics. College on Soil Physics.
D. Mandal, V.N. Sharda, and K.P. Tripathi. 2010. Relative efficacy of two biophysical approaches to assess soil loss tolerance for doon valley soils of india. journal of soil and water conservation. 65 (1): 42-49
Liu, G.C., L. Li, L. Wu, G. Wang, Z.H. Zhou, and S. Du. 2009. Determination of soil loss tolerance of an Entisol in Southwest China. Soil Science Society of America Journal 73(2):412-417.
Lal, R. 1998. Agronomic consequences of soil erosion. In Soil Erosion at Multiple Scale: Principals and Methods for Assessing Causes and Impacts, ed. P. Devries, F. Augus, and J. Kerr, 149-160. International Board for soil research and management (IBSRAM). Wallingford, UK: CABI Publishers.

اتلاف N، P و K خاک از طریق رواناب و رسوب

کیومرث عباسی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۲]، شاهین اوستان[۳]، عباس احمدی[٤]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک، دانشگاه تبریز
۲-استاد دانشکده کشاورزی، گروه خاک، دانشگاه تبریز
۳-دانشیار دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک، دانشگاه تبریز
٤-استادیار دانشکده کشاورزی، گروه علو خاک، دانشگاه تبریز

مقدمه

پدیده فرسایش، قشر سطحی خاک را که به واسطه فرآیند خاکزایی و انباشت مواد آلی مملو از عناصر غذایی است از بین می‌برد و به مقدار زیادی باعث کاهش حاصلخیزی خاک (حق‌نیا ۱۳۷۰) و بروز مشکلات جدی زیست محیطی می‌شود (Ekwue et al 2009). در بسیاری از تحقیقات ملاک برآورد ارزش خاک، محاسبه ارزش سه عنصر کلیدی نیتروژن، فسفر و پتاسیم در خاک منطقه است (بختیاری ۱۳۸۶، Xue & Tisdell 2001). در رابطه با نیتروژن، اتلاف و از بین رفتن آن در قسمت‌های سطحی خاک که مستعد فرسایش هستند و زمین‌های شیب‌دار از جمله مهم‌ترین عوامل کمبود آن در خاک می‌باشد (زرین‌کفش ۱۳۶۸). فسفر و پتاسیم نیز به‌واسطه فرسایش براحتی از دسترس گیاه خارج می‌شوند. هر چقدر شکل معدنی و محلول N، P و K و نیز فرم تبادلی آن‌ها در خاک بیش‌تر باشد اتلاف آن‌ها توسط رواناب و رسوب بالاتر خواهد بود (Danga & Wakindiki 2009). Faucette et al (2005) به بررسی هدر رفت عناصر غذایی در پوشش‌های مختلف خاک پرداختند. ایشان گزارش کردند که نیتروژن بیش‌تر از طریق رواناب و فسفر بیش‌تر از طریق رسوب از منطقه مورد مطالعه خارج می‌شود. Wakindiki and Danga (2011) عنوان کردند که با ادامه بارش میزان عناصر غذایی در رواناب بصورت نمایی کاهش می‌یابد. نتایج مطالعات مبرقعی (۱۳۸۹) نشان می‌دهد که خسارت ناشی از فرسایش خاک و هدر رفت سه عنصر غذایی نیتروژن، فسفر و پتاسیم حداقل ۲۱۲/۷۲ تا حداکثر ۴۰۱/۸۴ هزار ریال در هکتار در نتیجه تبدیل جنگل طبیعی به جنگل تخریب یافته و مرتع فرسایش یافته می‌باشد. در این تحقیق به بررسی اتلاف سه عنصر حیاتی و خروج آن‌ها از درسترس گیاهان توسط فرسایش پرداخته می‌شود که علاوه‌بر کاهش حاصلخیزی منطقه مورد مطالعه و اتلاف سرمایه ملی می‌تواند اثرات زیانبار زیست محیطی در سایر مناطق نیز داشته باشد.

مواد و روشها

با بررسی نقشه خاک استان آذربایجان شرقی و گزارش‌های مطالعات خاکشناسی موجود در بین ۳۶ خاک مورد مطالعه توسط احمدی (۱۳۸۸) منطقه بناب با مختصات (″۵۱/۳۵ ′۱۹ °۳۷ عرض شمالی و ″۴۶/۳۰ ′۰۴ °۴۶ طول شرقی) دارای ضریب فرسایش‌پذیری بالا ((Kg S^{-1} m^{-4}) ۴۲۰۳۶۶۰/۵) نسبت به سایر مناطق آذربایجان بوده لذا بعنوان محل نمونه‌برداری انتخاب و از عمق ۰-۲۰ سانتی‌متری در حدود ۱/۵ تن خاک جمع‌آوری و پس از گذراندن از الک ۴/۷۶ میلی‌متری به آزمایشگاه انتقال یافت. نمونه‌های خاک هوا خشک در فلوم شیب‌پذیر دستگاه شبیه‌ساز باران با نازل جارویی و از نوع تحت فشار (آزمایشگاه فیزیک خاک دانشکده کشاورزی-دانشگاه تبریز) با پلاتی به ابعاد ۱×۱×۰/۱ متر مربع بدون فشردگی ریخته و تا حد ممکن سطح آن صاف گردید. تیمارهای آزمایش شامل دو شیب ۵ و ۲۵ درصد و دو شدت بارش ۴۰ و ۸۰ میلی‌متر در ساعت می‌باشد.

اندازه‌گیری غلظت N، P، K در رواناب و رسوب: برای اندازگیری N P K در مرحله اول باید فاز جامد و مایع از هم جدا شود. به منظور جدا کردن فار مایع و جامد، پس از بهم زدن کامل هر یک از نمونه‌های آب گل‌آلود (رواناب + رسوب) جمع آوری شده، ۲۵۰ میلی‌لیتر نمونه از آن‌ها تهیه و در دستگاه سانتریفیوژ با دور ۵۵۰۰ دور در دقیقه به مدت ۸ دقیقه سانتریفیوژ گردید (Rowell 1994). عناصر غذایی در محلول صاف شده و رسوب به صورت زیر اندازه‌گیری شدند:

الف- اندازه‌گیری عناصر در فاز مایع (رواناب): برای اندازه‌گیری عناصر مذکور حجم مشخصی از محلول صاف شده (۲۵ میلی‌لیتر) برداشته و از دستگاه‌های زیر جهت اندازگیری استفاده گردید: ۱) اندازه‌گیری نیتروژن کل با

دستگاه کجلدال ۲) اندازه‌گیری غلظت فسفر با دستگاه اسپکتروفتومتر ۳) اندازه‌گیری غلظت پتاسیم با دستگاه فلیم‌فتومتر

ب- اندازه‌گیری عناصر در رسوب: رسوب حاصل در این تحقیق از نظر دانه‌بندی کوچکتر از ۲ میلی‌متر بوده و نیازی به الک کردن نداشت. اندازگیری‌ها با روش‌های زیر در نمونه‌های رسوب حاصله صورت گرفت: ۱) نیتروژن کل به‌روش کجلدال (Bremner and Mulvaney 1982) ۲) فسفر قابل استفاده به‌روش اولسن (Olsen and Sommers 1982) ۳) پتاسیم قابل استفاده به‌روش عصاره‌گیری با استات آمونیوم یک مولار (Thomas 1982)

اندازه‌گیری مقدار N، P، K در رواناب و رسوب کل: برای اندازگیری مقدار N، P و K ابتدا باید رواناب و رسوب اندازگیری و مقدار عنصری که توسط رواناب و رسوب از سطح مورد نظر خارج می‌شود برآورد گردد. برای اندازگیری رواناب و رسوب، آب گل آلود (رواناب+رسوب) حاصل از بارش به طور کامل در ظروف مخصوص در حجم ۵ لیتر جمع آوری و پس از توزین در دمای ۱۰۵ درجه سلسیوس در آون خشک و دوباره وزن گردید. بدین ترتیب هم حجم رواناب و هم میزان رسوب خارج شده از سطح سینی خاک اندازه‌گیری شد. آزمایش بصورت طرح فاکتوریل بر پایه طرح بلوک‌های کامل تصادفی در ۳ تکرار و مجموع ۱۲ بار انجام گرفت.

نتایج و بحث

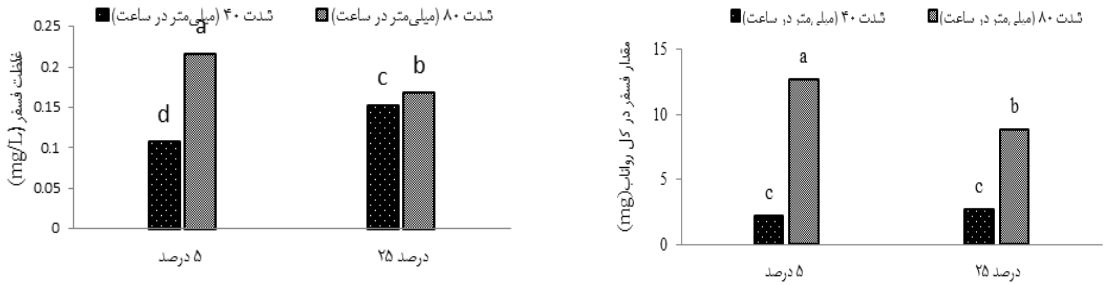
اتلاف عناصر N P K در رواناب: جدول ۱ تجزیه واریانس عناصر در رواناب در دو بخش نشان می‌دهد بخش اول غلظت و بخش دیگر مربوط به مقدار عناصر در رواناب کل است. از آنجا که با تغییر در شیب و شدت بارش میزان رسوب و رواناب تغییر می‌کند. لذا غلظت عناصر نیز متغییر است و این تغییر در مقدار عنصر خارج شده توسط رواناب و رسوب کل ملموس‌تر و قابل فهم‌تر می‌باشد (جدول ۱).

جدول ۱- تجزیه واریانس عناصر N-P-K در رواناب

منابع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات (غلظت عناصر)			میانگین مربعات (مقدار عناصر)		
		P	N	K	P	N	K
تکرار (R)	۲	۰/۰۰۱^{ns}	۷/۶۳۲^{ns}	۰/۱۲۹^{ns}	۰/۸۸۶^{ns}	۹۰/۴۴۱^{ns}	۲/۳۸۸^{ns}
شدت بارش	۱	۰/۰۱۱**	۸۷/۹۱۳*	۰/۰۷۵^{ns}	۲۰۸/۰۸۰**	۱۲۲۱۳۵۳/۲۹۹**	۵۵۹۱/۱۸۲**
شیب	۱	۰/۰۰۱^{ns}	۲/۶۱۳^{ns}	۳/۸۵۵**	۸/۶۴۹*	۲۷۹۹/۶۷۲^{ns}	۱۵۲۰/۴۸۹**
شدت × شیب	۱	۰/۰۰۷**	۶۵/۳۳۳*	۰/۰۰۶^{ns}	۱۴/۱۱۸**	۵۰۶۸/۳۳۸^{ns}	۲۱۹/۴۴۰*
خطا	۶	۰/۰۰۰	۸/۴۶۸	۰/۰۵۸	۰/۹۶۲	۵۷۷۰/۲۷۳	۲۶/۱۳۹
C.V		٪۴/۲۸	٪۱۰/۳۶	٪۱۰/۱۳	٪۱۴/۸۱	٪۱۳/۵۱	٪۱۱/۵۷

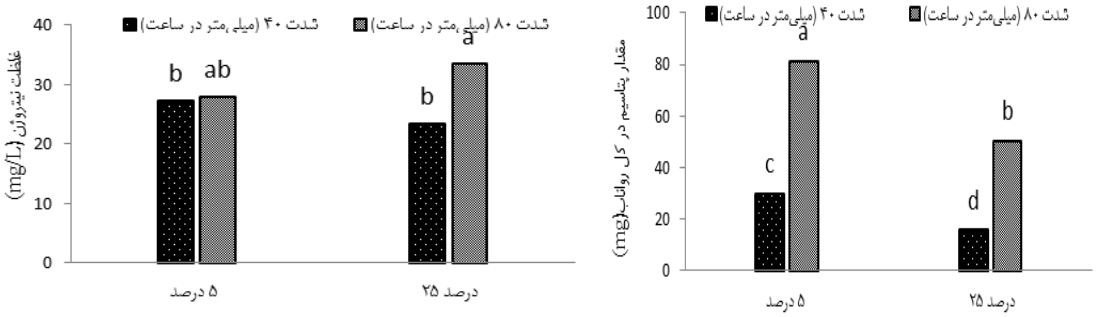
** معنی‌دار در سطح ۱ درصد * معنی‌دار در سطح ۵ درصد ns غیر معنی‌دار

تلفات فسفر توسط رواناب: در بین عناصر مورد مطالعه کم‌ترین مقدار و غلظت در رواناب مربوط به فسفر می‌باشد چون فسفر عنصری غیرمتحرک بوده که جا به جایی آن در لایه‌های خاک به وسیله عوامل خارجی از جمله شستشو غیرممکن بوده و به وسیله‌ی ذرات و کانی‌های معدنی و یا کلوئیدهای آلی خاک جا به جا می‌شود. روند تغییرات غلظت فسفر و مقدار فسفر در رواناب کل در شیب و شدت بارش متفاوت در شکل (۱) ارائه شده‌است. بیش‌ترین مقدار در شیب ۵ و شدت ۴۰ میلی‌متر در ساعت می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱- مقایسه میانگین اثر متقابل شدت بارش و شیب در غلظت فسفر و مقدار فسفر در رواناب

اتلاف نیتروژن و پتاسیم: افزایش شدت بارش موجب افزایش تلفات پتاسیم و نیتروژن در شیب برابر شده است. متحرک بودن نیتروژن، دنیتریفکاسیون و انحلال‌پذیری بالا در آب می‌تواند از مهم‌ترین علل اتلاف نیتروژن از سطح مورد مطالعه باشد. نیتروژن مستعدترین عنصر برای آبشویی می‌باشد. لذا با افزایش شدت باران و رواناب آبشویی نیتروژن افزایش می‌یابد. شیب با تاثیری که بر روی قدرت برشی رواناب دارد می‌تواند میزان عناصری (پتاسیم) را که از سطح مورد نظر توسط رواناب خارج می‌شوند را افزایش دهد (شکل ۲)



شکل ۲- مقایسه میانگین اثر متقابل شدت بارش و شیب در غلظت نتروژن و مقدار پتاسیم در رواناب

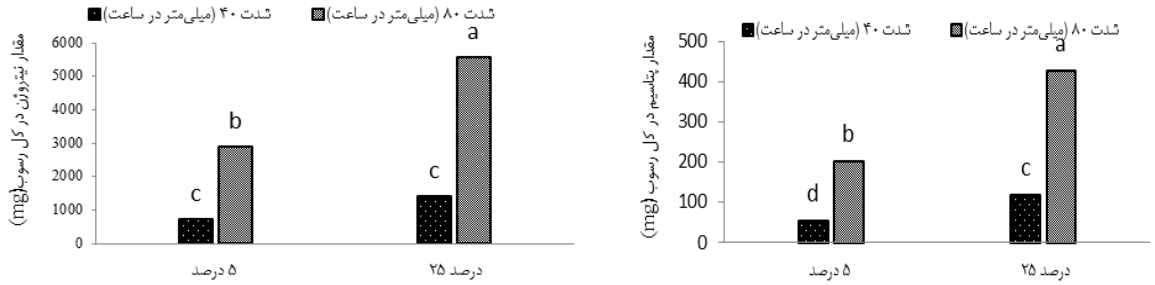
اتلاف عناصر N P K در رسوب: گاهی غلظت عناصر غذایی در رسوب با تغییر شیب و شدت بارش ثابت می‌باشد. ولی با تاثیری که این فاکتورها بر میزان رسوب دارند مقدار عنصر خارج شده از سطح مورد مطالعه که ملاک خوبی برای برآورد ارزش اقتصادی خسارت ناشی از خروج عناصر می‌باشد متناسب با تغییر میزان فرسایش تغییر می‌کند. در جدول ۲ تاثیر فاکتور شیب و شدت بارش و اثر متقابل آن‌ها بر غلظت عناصر و مقدار عنصر در رسوب کل نشان داده شده است.

جدول ۲- تجزیه واریانس عناصر N-P-K در رسوب

منابع تغییرات	درجه آزادی	*میانگین مربعات* (غلظت عناصر)			*میانگین مربعات (مقدار عناصر)*		
		P	N	K	P	N	K
تکرار (R)	۲	۰/۰۰۱^{ns}	۲۹۶۰۶/۴۵۲^{ns}	۶۳۴/۰۴۲^{ns}	۰/۰۰۳^{ns}	۵۵۷۵۰/۶۷۴^{ns}	۲۲۷/۷۵۵^{ns}
شدت بارش	۱	۰/۰۰۲^{ns}	۶۹۸۵۱۵/۲۳۰*	۷۶۳۱/۰۶۸**	۱/۳۳۲**	۲۹۸۱۳۰۵۵/۵۲۶**	۱۵۶۵۳۰/۶۵۱**
شیب	۱	۰/۰۰۰^{ns}	۲۳۹۹۲۷/۵۱۳^{ns}	۷۶/۳۱۱^{ns}	۰/۴۲۵**	۸۶۱۳۹۰۳/۰۴۷**	۶۳۱۳۱/۱۳۰**
شدت × شیب	۱	۰/۰۰۰^{ns}	۲۴۵۸۸/۸۵۳^{ns}	۵۴۲/۶۵۳^{ns}	۰/۱۸۲**	۲۹۳۲۴۶۱/۶۰۸**	۱۹۳۲۳/۲۰۸**
خطا	۶	۰/۰۴	۱۱۴۵۵۷/۲۰۹	۳۳۵/۶۲۶	۰/۰۰۵	۱۳۵۱۰۴/۲۴۳	۳۵۱/۷۵۶
C.V		٪۵/۰۳	٪۱۱/۳۶	٪۸/۱۳	٪۱۳/۲۲	٪۱۳/۹۱	٪۹/۴۱

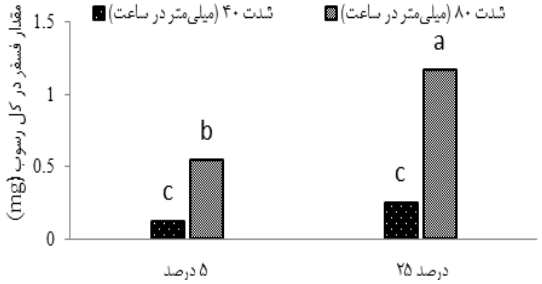
** معنی‌دار در سطح ۱ درصد * معنی‌دار در سطح ۵ درصد ns غیر معنی‌دار

اتلاف نیتروژن و پتاسیم: مطابق شکل ۳ در شیب ثابت تغییر شدت بارش موجب افزایش مقدار پتاسیم و نیتروژن شده است و علت آن می‌تواند به سبب متحرک بودن این عناصر در خاک باشد. البته از این تغییر می‌توان به این نتیجه نیز رسید که شدت بارش بر میزان فرسایش موثر می‌باشد. همچنین از این شکل می‌توان نتیجه گرفت که تاثیر همزمان شیب و شدت بارش (اثر متقابل) در شدت ۸۰ و شیب ۲۵ ملموس‌تر است.



شکل ۳- مقایسه میانگین اثر متقابل شدت بارش و شیب در غلظت نیتروژن و مقدار پتاسیم در رسوب کل

اتلاف فسفر توسط رسوب: فسفر عنصری غیر متحرک در خاک است لذا اتلاف آن بیشتر از طریق ذرات رسوب خواهد بود تا از طریق رواناب و آبشویی. بیشترین اتلاف فسفر مربوط به شیب ۲۵ و شدت بارش ۸۰ میلی‌متر بر ساعت می‌باشد که آن هم بیانگر افزایش میزان رسوب تحت تاثیر اثر همزمان شیب و شدت بارش (اثر متقابل) می‌باشد (شکل ۴).



شکل ٤- مقایسه میانگین اثر متقابل شدت بارش و شیب در مقدار فسفر در رواناب

منابع

۱- احمدی، ع.، ۱۳۸۸. کارائی شبکه‌های عصبی مصنوعی در شبیه‌سازی فرسایش خاک و رواناب با به کارگیری ابعاد فرکتالی. رساله دکترای خاکشناسی،دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز.

۲- بختیاری، ف.، ۱۳۸۶. ارزشگذاری اقتصادی منابع خاک جنگل زاگرس. مطالعه موردی عرصه‌های جنگلی منتخب استان چهارمحال و بختیاری. پایان نامه کارشناسی ارشد رشته محیطزیست دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۳- حق‌نیا غ، ۱۳۷۰. مهندسی آب و خاک (چاپ اول) انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

۴- زرین‌کفش م، ۱۳۶۸. حاصلخیزی خاک و تولید. چاپ اول انتشارات دانشگاه تهران. ۳۱۹ صفحه.

۵- مبرقعی ن.، ۱۳۸۹. برآورد ارزش کارکرد حفاظت از مواد مغذی خاک در اکوسیستم‌های جنگلی پژوهش‌های محیطزیست، سال ۱، شماره ۲، صفحه‌های ۳ تا ۱۲

6- Bremner JM and Mulvaney CS, 1982. Total nitrogen. Pp: 595-624. In: Page AL (ed.). Methods of Soil Analysis Part 2: Chemical and Microbiological Properties, 2nd ed, ASA and SSSA Madison, WI, USA.

7- Danga BO and Wakindiki IIC, 2009. Effects of placement of straw mulch on soil conservation, nutrient accumulation, and wheat yield in a humid Kenyan highland. J. Trop. Agric. 47: 30-36.

8- Ekwue EI, Bharat C and Samaroo K. 2009. Effect of soil type, peat and farmyard manure addition, slope and their interactions on wash erosion by overland flow of some Trinidadian soils. Bios. Engine. 102: 236-243.

9- Faucette LB, Jordan CF, Risse LM and Cabrera M, 2005. Evaluation of stormwater from compost and conventional erosion control practices in construction activities. Journal of Soil and Water Conservation 59: 154-161.

10- Olsen SR and Sommers LE, 1982. Phosphorus. PP 403-430. In: Page AL (ed.), Methods of Soil Analysis, Part2: Chemical and Microbiological Properties, 2nd ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA..

11- Rowell DL, 1994. Soil Science: Methods and Applications, Longman Scientific, London.

12- Thomas GW, 1982. Exchangeable cations.Pp.159-165. In: Page AL (ed.). Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties, 2nd ed. ASA and SSSA, Madison, WI, USA.

13- Wakindiki IIC and Danga BO, 2011. Effect of straw mulch application on nutrient concentration in runoff and sediment in a humid region in Kenya. African Journal of Agricultural Research 6(3):725-731.

14- Xue D and Tisdell C. 2001. Valuing ecological functions of biodiversity in changbaishan Mountain Biosphere Reserve in Northeast China. Biodiversity and conservation 10: 467- 481.

تاثیر انتخاب متغیر در صحت تخمین دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت (LLWR) با بکارگیری روش مدیریت گروهی داده‌ها (mGMDH)

زهرا کاظمی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۲]، حسین بیات[۳]، شاهین اوستان[٤]، محمد مقدم[٥]

۱- دانشجوی دکترای فیزیک و حفاظت خاک دانشگاه تبریز
۲- استاد دانشگاه تبریز
۳- استادیار دانشگاه بوعلی سینا همدان
٤- دانشیار دانشگاه تبریز
٥- استاد دانشگاه تبریز

مقدمه

محدوده LLWR دامنه‌ای از رطوبت حجمی در یک خاک است که در آن رشد گیاه با حداقل محدودیت روبروست (داسیلوا و همکاران ۱۹۹۴). LLWR از چهار ثابت رطوبتی خاک یعنی θ_{wp}، θ_{fc}، θ_{sr} و θ_{afp} محاسبه می‌شود. θ_{fc} و θ_{wp} به ترتیب محتوای رطوبت در حد ظرفیت مزرعه (مکش ۰/۰۱ مگاپاسکال) و نقطه پژمردگی دائم خاک (۱/۵ مگاپاسکال) است و θ_{afp} و θ_{sr} بالاترین و پایین ترین حد رطوبت در خاک است که در آنها به ترتیب تهویه و مقاومت مکانیکی برای رشد ریشه و جذب آب محدود کننده است بنابراین تعیین LLWR از چهار ضریب رطوبتی ذکر شده مستلزم تعیین وضعیت تهویه‌ای خاک (θ_{afp}) که معادل تخلخل تهویه‌ای ۱۰٪ فرض می‌شود (داسیلوا و همکاران ۱۹۹۴) و دستیابی به منحنی نگهداری آب خاک (WRC) و منحنی مقاومت خاک (SRC) است که وقت‌گیر و گاهی پرهزینه است. لذا استفاده از داده‌های زودیافت با بکارگیری توابع تبدیلی (PTF) می‌تواند برآورد LLWR را تسریع و سهل نماید (داسیلوا و کی ۱۹۹۷). تاکنون از متغیرهای بافت از جمله درصد رس، D_b و OC به عنوان ویژگیهای پایه خاک با استفاده از رگرسیون چند متغیره برای تخمین LLWR استفاده شده است (داسیلوا و کی، ۱۹۹۷) اما اثر متغیرهای جنبی نظیر Fe_d، Al_d، Fe_o، Mn_o، CCE، SAR و CEC که میتوانند روی نیروی پیوستگی و چسبندگی ذرات خاک، مقاومت کششی (امباگوو و شوارتمن،۲۰۰۶ و آیگو و همکاران، ۱۹۹۵) و نهایتا بر ضرایب رطوبتی مذکور تاثیر داشته باشند در تخمین LLWR بررسی نشده است از طرفی محققین مختلف (بیات و همکاران، ۲۰۰۸ و پاچپسکی و همکاران، ۱۹۹۸) از بکارگیری روش مدیریت گروهی داده‌ها (mGMDH) به عنوان یک ابزار قوی در ایجاد توابع تبدیلی برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی مختلف خاک نتیجه مطلوب گرفتند لذا هدف این تحقیق بررسی تاثیر انتخاب متغیر در صحت تخمین LLWR به صورت مستقیم از روی توابع تبدیلی با بکارگیری روش mGMDH است.

مواد و روش‌ها

در این پژوهش ۱۸۸ نمونه دست نخورده و دست خورده از لایه سطحی (۱۰cm– ۰) به منظور اندازه‌گیری برخی از ویژگی‌های شیمیائی و فیزیکی خاک‌ها تهیه گردید. ویژگی‌های مذکور (جدول۱) با استفاده از روشهای متداول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد. منحنی رطوبتی خاک (WRC) با اندازه‌گیری رطوبت خاک در نمونه‌های دست نخورده تعیین گردید. دو ثابت رطوبتی θ_{fc} و θ_{wp} از منحنی رطوبتی و رطوبت نظیر تخلخل تهویه‌ای ۱۰ درصد (θ_{afp}) نیز برابر با θ_s-0.1 منظور شد (داسیلوا و همکاران ،۱۹۹۴). مقاومت مکانیکی خاک با استفاده از دستگاه فروسنج دستی نوع IB

اندازه‌گیری شد. داده‌های رطوبت و مقاومت مکانیکی خاک با مدل نمایی بوسچر و همکاران (۱۹۹۰) برازش داده شد و θ_{sr} به دست آمد .با در دست داشتن چهار ثابت رطوبتی (θ_{fc}، θ_{afp}، θ_{sr} و θ_{wp}) برای هر نمونه خاک، مقدار LLWR برای تمامی ۱۸۸ نمونه دست نخورده محاسبه شد. این تخمین ها برای صحت سنجی توابع تبدیلی در مرحله بعدی بکار رفت. تخمین مستقیم LLWR (مشخص شده به صورت $LLWR_d$) با استفاده از ۱۱ ویژگی فیزیکی و شیمیایی خاک (جدول ۱) با بکارگیری روش مدیریت گروهی داده‌ها صورت گرفت. از مجموع ۱۸۸ داده ۱۲۵ تا برای آموزش و ۶۳ تا برای اعتبار سنجی به کار گرفته شد. تخمین $LLWR_d$ از چهار گروه ازخصوصیات خاک به عنوان متغیر های مستقل با بکارگیری mGMDH انجام گرفت. در گروه اول تخمین‌گرها شامل شن، رس و چگالی ظاهری (D_b) خاک بود. در گروه دوم علاوه بر متغیرهای گروه اول دو متغیر Fe_d و Al_d، در گروه سوم Fe_o، Mn_o، OC و CCE به علاوه متغیرهای گروه دوم و در گروه چهارم SAR و CEC به همراه متغیرهای گروه سوم به تخمین‌گرها افزوده شدند تا تاثیر انتخاب متغیر در صحت تخمین $LLWR_d$ ارزیابی شود. پس از تخمین $LLWR_d$ از هر کدام از چهار گروه مذکور صحت تخمین با به کارگیری آماره‌های RMSE، AIC و بهبود نسبی (RI) و قابلیت اعتماد تخمین با آماره AIC ارزیابی شد.

نتایج و بحث

دامنه تغییرات ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است. مقدار بالای ضریب تغییرات برای اکثر ویژگی‌ها نشان می‌دهد خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی در دامنه وسیعی قرار دارند

جدول۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های بررسی شده

آماره‌ها / ویژگیها	حداکثر	حداقل	میانگین	ضریب تغییرات
Mn_{ox}(mg kg^{-1})	۱۰۶۵/۵	۳۶/۰	۳۰۷/۱	۹۴/۲۷
Al_d (mg kg^{-1})	۸۶۷/۰	۱۶۷/۰	۱۶۷/۰	۴۰/۵۴
Fe_o (mg kg^{-1})	۳۳۵۷/۴	۲۸۹/۸	۲۸۹/۸	۷۶/۰۵
Fe_d (mg kg^{-1})	۱۱۱۶۶/۸	۲۵۵۷/۶	۲۵۵۷/۶	۴۴/۰
D_b (Mg m^{-3})	۱/۶	۱/۱	۱/۱	۹/۶
SAR($mmol_c$ l^{-1})$^{-1/2}$	۸/۹	۰/۱	۰/۱	۹۰/۲
CEC(cmolc kg^{-1})	۷۴/۴	۸/۹	۸/۹	۵۱/۸
OC(%)	۴/۱	۰	۰	۶۳/۲
CCE (%)	۳۰/۴	۲/۵	۲/۵	۵۳/۴
Clay(%)	۳۴/۳	۷/۱	۷/۱	۳۵/۸
Sand	۸۷/۴۴	۲۸/۶۲	۴۹/۵۴	۲۷/۷۷

sand نشان دهنده درصد شن، Clay درصد رس، CCE کربنات کلسیم معادل ،OC درصد کربن آلی، CEC ظرفیت تبادل کاتیونی، SAR نسبت جذب سدیم ، D_b چگالی ظاهری خاک، AL_{dit} و Fe_{dit} آلومینیوم و آهن قابل استخراج با سیترات بی‌کربنات دیتیونیت و Fe_{ox} و Mn_o آهن و منگنز قابل استخراج با اسید آمونیوم اگزالات و ارقام میانگین برای خاکهای مورد بررسی می‌باشد

چهار تابع تبدیلی خاک برای تخمین $LLWR_d$ به صورت مستقیم از چهار گروه خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک (بدون اندازه‌گیری چهار ضریب رطوبتی) با به کارگیری نرم‌افزار mGMDH ایجاد شد. نتایج (جدول ۲) نشان داد افزودن متغیرهای Fe_d و Al_d در گروه ۲ مقدارRMSE و AIC تخمین $LLWR_d$ را به ترتیب از ۰/۰۳۵و ۴۱۹/۱۴- در گروه اول به ۰/۰۲۹ و ۴۴۳/۹۱- در گروه دوم تغییر داد RMSE تخمین در گروه‌های سوم و چهارم به ترتیب به ۰/۰۲۶۸ و ۰/۰۲۶۷ کاهش یافت. بکارگیری متغیرهای Fe_d و Al_d به علاوه تخمین‌گرهای گروه ۱ تخمین آزمون LLWR را ۱۷/۸٪ بهبود بخشید. ون دن برگ و همکاران (۱۹۹۷) نیز تاثیر Fe_d و Al_d را بر روی آب قابل استفاده (AWC)

گزارش کردند. مقدار بهبود نسبی (RI) تخمین از گروه ۱ به گروه ۳ و ۴ نیز به ترتیب ۲۴/۳ و ۲۴/۵٪ بود که نشان می‌دهد بکارگیری سیمانی کننده‌ها (Fe_d، Al_d، Fe_o، Mn_o،OC و CCE) در کنار متغیرهای پایه جهت تخمین $LLWR_d$، صحت تخمین را به مقادیر قابل توجهی افزایش داده است. داسیلوا و کی (۱۹۹۷) اثر مثبت OC را بر LLWR و اوزدمیر و همکاران (۲۰۰۰) نیز اثر مثبت CCE را برAWC گزارش نموده‌اند. تفاوت در قابلیت اعتماد بین PTF های ایجاد شده در چهار گروه با بکارگیری آماره AIC ارزیابی شد. نتایج نشان داد تفاوت در صحت تخمین بین گروه ۱ با گروه‌های ۲ ،۳ و ۴ از لحاظ آماری معنی‌دار است. بکارگیری متغیرهای CEC و SAR تغییری در صحت تخمین ایجاد نکرد و تفاوت بین صحت تخمین PTFهای ایجاد شده در گروه ۳ و ۴ از لحاظ آماری معنی‌دار نشد. تفاوت در صحت تخمین توابع تبدیلی ایجاد شده بین گروه ۲ با گروه‌های ۳ و ۴ نیز از لحاظ آماری معنی‌دار نشد.

جدول۲- نتایج نهایی برای آزمون $LLWR_d$

سطوح تخمین / آماره‌ها	۱	۲	۳	۴		
RMSE (تست)	۰/۰۳۵	۰/۰۲۹۱	۰/۰۲۶۸	۰/۰۲۶۷		
R^2 (تست)	۰/۵۲۲	۰/۶۸۰	۰/۷۲۹	۰/۷۳۱		
AIC (تست)	-۴۱۹/۱۴	-۴۴۳/۹۱	-۴۵۴/۵۷۸	-۴۵۴/۶۸۶		
سطوح مقایسه شده	۱ با ۲	۱ با ۳	۱ با ۴	۲ با ۳	۲ با ۴	۳ با ۴
معنی‌داری AIC (تست)	معنی‌دار	معنی‌دار	معنی‌دار	غیر معنی‌دار	غیر معنی‌دار	غیر معنی‌دار
RI سطوح مورد مقایسه	۱۷/۸	۲۴/۳	۲۴/۶	۸/۰۶	۸/۳	۰/۰۳۷

منابع

1- Bayat H, Neyshabouri M, Hajabbasi MA, Mahboubi AA and Mosaddeghi MR, 2008. Comparing Neural Networks, Linear and Nonlinear Regression Techniques to Model Penetration Resistance. Turk J Agric For 32: 425-433.
2- Buscher WJ, 1990. Adjustment of flat-tipped penetrometer resistance data to common water. Trans. ASAE 33: 519- 524.
3- Da Silva AP, Kay BD and Perfect E, 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 58: 1775- 1781.
4- Da Silva, AP and Kay BD, 1997. Estimating the least limiting water range of soils from properties and management. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 877- 883.
5- Igwe CA, Akamibgo FOR and Mbagwue JSC, 1995. Physical properties of soils of southeastern Nigeria and the role of some aggregating agents in their stability. Soil Sci. 160: 431-441.
6- Mbagwu JSC, Schwertmann U, 2006. Some factors affecting clay dispersion and aggregate stability in selected soils of Nigereia. Agrophysics 20: 23-30.
7- Ozdemir N, Gulser C, Askın T, 2000. Determination of relations between some soil properties and some soil moisture constants using path analysis. Proceedings of International Symposium on Desertification 13-17 June, Konya-Turkey, p. 289-292.
8- Pachepsky YA, Rawls WJ, Gimenez D. and Watt JPC, 1998. Use of soil penetration resistance and group of Data handling to improve soil water retention estimates. Soil and Tillage Res. 49: 117-126.
9- Van den Berg M, Klamt E, van Reevwijk LP, Sombroek WG, 1997. Pedotransfer functions for the estimation of moisture retention characteristics of feralsols and related soils. Geoderma 78: 161- 180.

اثر رطوبت اولیه بر شدت فرسایش بادی در دو خاک مختلف

هدی رجب پور[1]، مجید محمودآبادی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲-دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

مقدمه

فرسایش بادی پدیده تخریب خاک در مناطق خشک و نیمه خشک از جهان محسوب می‌شود (Lal، ۱۹۹۰). رطوبت خاک یکی از فاکتورهای مهم تاثیرگذار روی فرسایش پذیری خاک است. رطوبت خاک به علت تغییرپذیری تاثیر مهمی روی فرسایش پذیری خاک به وسیله باد می‌گذارد. (Zobeck و Fryrear، ۱۹۸۶). هرچه میزان رطوبت سطح خاک بیشتر باشد مقاومت خاک در برابر جدا شدن ذرات به وسیله باد افزایش می یابد (Neuman و Nickling، ۱۹۸۹). در یک منطقه مشخص، فرسایندگی باد، توپوگرافی، نوع خاک، عملیات کشاورزی و پوشش زمین معمولا به طور نسبی ثابت اند. با این حال، رطوبت خاک نسبت به موارد قبل پویایی و تغییرپذیری بیشتری دارد. بنابراین تاثیر بحرانی تری روی فرسایش پذیری خاک به وسیله باد می‌گذارد. (Zobeck و Fryrear، ۱۹۸۶). هرچه میزان رطوبت سطح خاک بیشتر باشد مقاومت خاک در برابر جدا شدن ذرات به وسیله باد افزایش می یابد. این تحقیق به منظور مقایسه تاثیر سرعت باد بر شدت فرسایش بادی در رطوبت‌های مختلف انجام شد.

مواد و روشها

این تحقیق با استفاده از دستگاه تونل باد موجود در آزمایشگاه فرسایش خاک دانشگاه شهید باهنر کرمان انجام شد. این دستگاه از سه قسمت مولد باد، سطح مورد آزمایش خاک و نمونه گیر رسوب به طول ۱۰ مترتشکیل شده است. این شبیه ساز قادر است سرعت های مختلف باد را تا حداکثر ۱۰ متر بر ثانیه در ارتفاع ۱۰ سانتی متری (معادل سرعت ۷۵ کیلومتر بر ساعت در ارتفاع ۱۰ متری) را ایجاد نماید. در قسمت انتهای دستگاه، نمونه گیر رسوب متشکل از یک محفظه پلاستیکی دو جداره نصب شده که همراه با جریان رفت و برگشتی باد، ذرات رسوب در آن جمع آوری و هوای صاف خارج می شود(محمودآبادی و همکاران،۱۳۹۰). پس از پایان یافتن هر آزمایش جرم رسوب موجود در رسوب گیر را محاسبه شد. این تونل باد قابل حمل بوده و می‌توان از آن هم در مطالعات صحرایی و هم آزمایشگاهی استفاده کرد. نمونه های خاک از الک ۲ میلی متر عبور داده شده و برخی ویژگی های فیزیکی و شیمیایی آن‌ها اندازه گیری شد. ویژگی های فیزیکی شامل بافت خاک به روش هیدرومتری (Gee و Bauder، ۱۹۷۹)، میانگین وزنی قطر با استفاده از الک خشک انجام شد. میزان pH گل اشباع با استفاده از دستگاه pH سنج، EC عصاره اشباع با EC سنج و آهک به روش تیتراسیون اندازه گیری شد هر نمونه از خاک با درصد رطوبتی معین به طور جداگانه در سینی تونل باد ریخته شده و سطح آن تسطیح شد. سرعت های باد شامل ۵، ۶/۵ و ۷/۵ متر بر ثانیه به مدت ۳۰ دقیقه برای خاک ۱، در دو رطوبت ۶/۵ و ۱۱/۵ درصد هر یک با سه تکرار و برای خاک ۲ به مدت ۷ دقیقه در دو رطوبت ۲/۵ و ۴/۵ درصد به همین صورت انجام گرفت. به منظور تجزیه و تحلیل نتایج آزمایش ها به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملا تصادفی و مقایسه میانگین به روش دانکن در سطح ۵ درصد انجام شد.

نتایج و بحث

ویژگی های فیزیکی و شیمیایی دو خاک در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول۱- برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک های مورد مطالعه

ویژگی	واحد	خاک شماره ۱	خاک شماره ۲
رس	درصد	۸/۸	۷/۵۶
سیلت	درصد	۳۱/۱	۵/۴۴
شن	درصد	۶۰/۱	۸۷
بافت خاک	-	لومی شنی	شنی لومی
MWD	میلی متر	۰/۴۴۸۷	۰/۲۷۴۹
pH	-	۷/۳۸	۷/۶۲
هدایت الکتریکی	میلی زیمنس بر متر	۹/۳۹	۵/۹۵
کربنات کلسیم معادل	درصد	۱۹	۱۵

نتایج تجزیه واریانس خاک شماره ۱ و ۲ به ترتیب در جدول شماره ۲ و ۳ آمده است.

جدول ۲- نتایج تجزیه واریانس سرعت باد و رطوبت خاک بر شدت فرسایش خاک شماره ۱

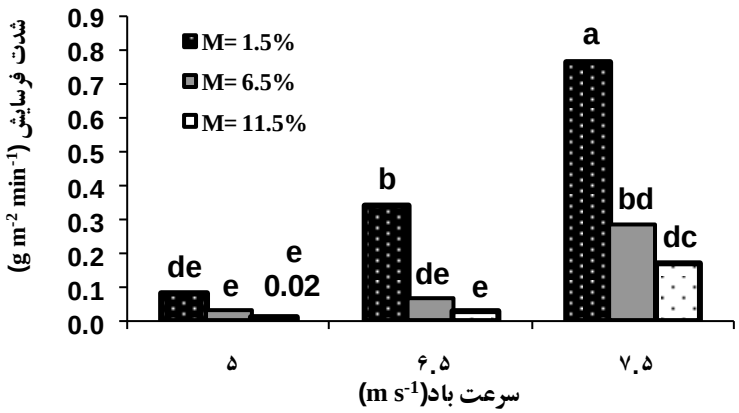
منبع تغییرات	درجه آزادی	شدت فرسایش بادی
سرعت باد (A)	۲	۰/۳۲۱**
رطوبت خاک (B)	۲	۰/۲۷۴**
A×B	۴	۰/۰۵۸**
خطا	۱۸	۰/۰۰۴

جدول ۳- نتایج تجزیه واریانس سرعت باد و رطوبت خاک بر شدت فرسایش خاک شماره ۲

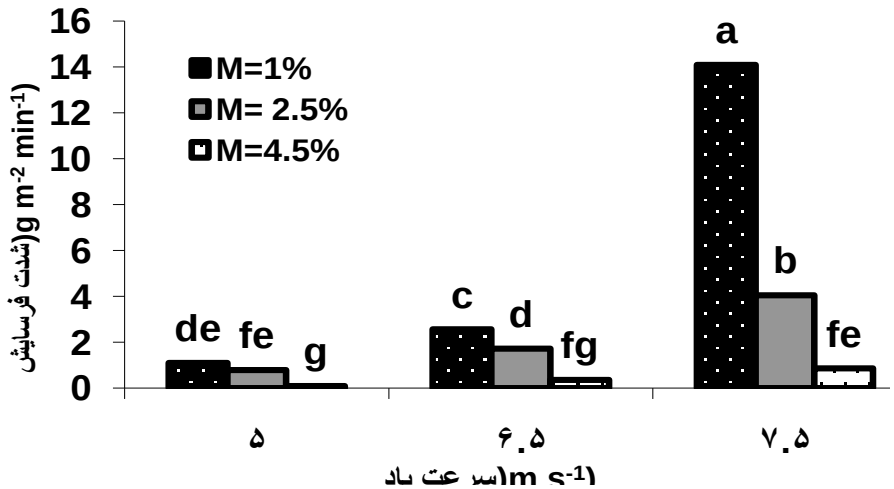
منبع تغییرات	درجه آزادی	شدت فرسایش بادی
سرعت باد(A)	۲	۸۳/۸۳**
میزان رطوبت اولیه (B)	۲	۷۰/۶۳**
A×B	۴	۳۸/۴۸**
خطا	۱۸	۰/۱۴۲

شکل ۱ اثر متقابل سرعت باد و میزان رطوبت را بر شدت فرسایش بادی در خاک یک، همراه با مقایسات میانگین انجام شده به روش دانکن در سطح ۵ درصد نشان می دهد. بر طبق شکل با افزایش رطوبت خاک شدت فرسایش به طور چشمگیری کم شد. شدت فرسایش در رطوبت ۱/۵ درصد و در بالاترین سرعت اعمالی

۰/۸ گرم بر مترمربع در دقیقه به دست آمد. این در حالی بود که شدت فرسایش در همین شرایط و با میزان رطوبت ۱۱/۵ درصد به ۰/۱۷۳ گرم بر مترمربع در دقیقه رسید. به عبارت دیگر با افزایش میزان رطوبت خاک از کمترین مقدار (۱/۵ درصد) به بیشترین مقدار (۱۱/۵ درصد) شدت فرسایش حدود ۴/۵ برابر کاهش یافت. در شکل ۲ با افزایش رطوبت از ۱ به ۴/۵ درصد شدت فرسایش در بالاترین سرعت حدود ۱۶/۵و در کمترین سرعت ۱۲ برابر کاهش یافته است. با افزایش رطوبت از ۲/۵ درصد به ۴/۵ درصد (افزایش ۱/۸ درصدی رطوبت) با سرعت ۵ متر بر ثانیه شدت فرسایش ۸/۷ برابر کاهش یافته است. در سرعت ۶/۵ متر بر ثانیه با افزایش رطوبت از ۲/۵ درصد به ۴/۵ درصد (افزایش ۱/۸ درصدی رطوبت) شدت فرسایش ۵ برابر کاهش یافته است. با افزایش سرعت از ۵ به ۶/۵ متر بر ثانیه با میزان رطوبت ۴/۵ درصد، شدت فرسایش ۳/۷ برابر زیاد شده است. در نتایج محمودآبادی و همکاران (۱۳۹۰) نیز سرعت باد نقش تعیین کننده ای بر شدت فرسایش داشته است، آنها بیان داشتند که با افزایش سرعت باد از ۲ به ۱۸ متر بر ثانیه شدت فرسایش ۷/۷ برابر زیاد شده است. بین رطوبت خاک سطحی و شدت فرسایش رابطه معکوس وجود دارد. به طوری که با افزایش رطوبت از ۶/۵ درصد به ۱۱/۵ درصد (افزایش ۱/۷ درصدی رطوبت) شدت فرسایش دو برابر کاهش یافته است. بر طبق مطالعات Ravi و همکاران (۲۰۰۶) زمانی که محتوای رطوبتی خاک پشت سرهم افزایش یابد، فرسایش پذیری به سرعت کاهش می یابد.



شکل ۱- اثر متقابل سرعت باد و رطوبت خاک بر شدت فرسایش بادی خاک شماره یک



شکل ۲- اثر متقابل سرعت باد و رطوبت خاک بر شدت فرسایش بادی خاک شماره دو

نتایج نشان داد که با افزایش میزان رطوبت خاک شدت فرسایش کمتر شده است. هرچه رطوبت موجود در سطح بیشتر باشد به علت افزایش مقاومت برشی خاک در برابر جدا شدن فرسایش پذیری کاهش می یابد. وجود آب در ماتریکس رسوبات مقاومت ذرات را در برابر فرسایش بادی و جا به جا شدن افزایش می دهد. به منظور جداسازی و حرکت دادن ذرات سطح خاک، نیروی باد باید به اندازه کافی قوی باشد تا بر چسبندگی ناشی از آب اطراف ذرات غلبه کند. با افزایش میزان رطوبت در هر دو خاک میزان چسبندگی بین ذرات افزایش یافته و شدت فرسایش کاهش یافته است.

منابع

۱- محمودآبادی، م.، دهقانی، ف.، عظیم زاده، ح. ر. ۱۳۹۰. مطالعه اثر توزیع اندازه ذرات بر شدت فرسایش بادی، مجله مدیریت خاک و تولید پایدار، جلد ۱، شماره ۱. صص. ۸۱-۹۸ .

2- Gee, G.W., Bauder, J.W. 1979. Particle size analysis by hydrometer: A simplified

3- method for routine textural analysis and a sensitivity test of measured parameters. Soil

4- Sci. Soc. Am. J., 43:1004-1007.

5- Lal, R., Stewart, B.A., 1990. Soil degradation: a global threat. Soil Degradation. Adv. Soil Sci. pp. 12–17.

6- McKenna-Neuman, C., Nickling, W.G., 1989. A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillary water on the entrainment of sediment by wind. Can. J. Soil Sci. 69, 79–96.

7- Ravi, S., Zobeck, T. M., Over, T.M., Okin, G.S., and Odorico, P. 2006. On the effect of moisture bonding forces in air-dry soils on threshold friction velocity of wind erosion. Sedimentology. 53: 597–609.

8- Zobeck, T.M., Fryrear, D.W. 1986. Chemical and physical characteristics of windblown sediment. quantities and physical characteristics. Transactions of the ASAE. 29: 1032–1035.

ارزیابی و مقایسه‌ی دو مدل اسکگز و گری GM(1,1) در برآورد توزیع اندازه‌ی ذرات خاک‌های استان چهار محال و بختیاری

حسین بلبل[1]، عبدالرحیم هوشمند[2]، حسن بلبل[3]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه شهرکرد
۲- استادیار گروه آبیاری و زهکشی دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- دانشجوی دکتری خاکشناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

مقدمه

توزیع اندازه‌ی ذرات (PSD)، یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های فیزیکی خاک است. روش مرسوم در تعیین توزیع اندازه‌ی ذرات، اندازه‌گیری ذرات در سه بخش رس، سیلت و شن و استفاده از این بخش‌ها در مثلث بافت خاک برای تعیین کلاس بافتی خاک است. توصیف کامل‌تر توزیع اندازه‌ی ذرات با استفاده از مدل‌های ریاضی (PSD) امکان‌پذیر است. از جمله‌ی این مدل‌ها می‌توان به مدل فردلاند (Fredlund) و مدل بست (Best) اشاره کرد. محققان به دنبال مدل‌هایی با کارایی و دقت بیشتر هستند. گاهی داده‌ها محدود به اندازه‌های شن، سیلت و رس هستند. اسکگز و همکاران (۲۰۰۱)، روشی را برای تخمین توزیع اندازه‌ی ذرات پیشنهاد کردند. در این روش فرض می‌کند که توزیع اندازه‌ی ذرات از یک شکل سیگموئیدی پیروی می‌کند. سه جفت نقطه از این توزیع که به خوبی از هم فاصله داشته باشند مانند نقاط مربوط به رس، سیلت و شن انتخاب و بر اساس آن‌ها تخمین صورت می‌گیرد. به تازگی مدلی به نام گری GM(1,1) ارائه شده است که هدف آن تخمین PSD با استفاده از چهار نقطه‌ی اولیه‌ی منحنی دانه‌بندی است (وو و همکاران، ۲۰۰۹).

مواد و روش‌ها

این مطالعه در استان چهارمحال و بختیاری انجام شد. تعداد ۷۰ نمونه‌ی خاک از دشت خانمیرزا و ۳۰ نمونه از دشت‌های دیگر این استان برداشت شد. نمونه‌ها هواخشک و کوبیده شدند و از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند.

توزیع اندازه‌ی ذرات کوچکتر از ۲mm به وسیله‌ی ترکیبی از الک و هیدرومتر مدل H ۱۵۲ تعیین شد. برای تعیین شن و اجزای آن از الک‌های ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱ و ۰/۰۵ میلی‌متر استفاده شد. تعیین توزیع اندازه‌ی ذرات خاک (اجزای کوچکتر از ۲ میلی‌متر) به روش هیدرومتری به صورت زیر انجام گرفت:

ابتدا مواد آلی توسط آب اکسیژنه ۳۷ درصد حذف شد. سپس نمونه‌ها با کالگون ۵ درصد و همزن الکتریکی تیمار شدند و در استوانه‌های استاندارد ریخته شده و در زمان‌های ۰/۶۷، ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۵، ۳۰، ۶۰، ۱۲۰، ۲۴۰، ۴۸۰، ۷۲۰ و ۱۴۴۰ دقیقه قرائت شدند. سپس قرائت‌ها نسبت به دما و کالگون تصحیح شدند. جهت کاهش خطا قرائت هیدرومتر در

زمان‌های ۰/۶۷، ۱ و ۲ دقیقه سه بار تکرار شد و میانگین قرائت‌ها مورد استفاده قرار گرفت. بنابراین بافت خاک بدون حذف کربنات‌های کلسیم خاک تعیین شد. برای تعیین بعد فرکتالی خاک داده‌های هیدرومتری با استفاده از جرم ویژه‌ی حقیقی نمونه‌ها و دما به داده‌های کسر جرم تجمعی- قطر تبدیل شدند (سرشوق، ۱۳۸۸).

اسکگزوهمکاران (۲۰۰۱) برای توصیف PSD ازمعادله‌ی تجربی زیر استفاده کردند:

$$P(r) = \left[1 + \left(\frac{1}{P(r_0)} - 1\right)\exp[-uR^c]\right]^{-1} \qquad R = (r-r_0)/r_0 \qquad r \geq r_0 \geq 0 \qquad [1]$$

که در آن P(r) جرم ذرات خاک با شعاع کمتر از r، r_0 مرز پایینی شعاع، c وu ضرایب مدل هستند.

معادله‌ی پیش‌بینی جرم تجمعی هر اندازه ذره با استفاده از مدل گری به شکل زیر است:

$$\hat{P}(r_k) = \left[P(r_1) - \frac{b}{a}\right][1 - \exp(a)]\exp(-ak) \qquad [2]$$

پارامترهای مدل گری a و b با حل معادله‌ی زیر تعیین می‌شود:

$$\begin{bmatrix} P(r_2) \\ P(r_3) \\ \vdots \\ P(r_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -Z(2) & 1 \\ -Z(3) & 1 \\ \vdots & \vdots \\ -Z(n) & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a \\ b \end{bmatrix} \qquad [3]$$

k=۵ به معنی پنجمین جرم تجمعی است.

نتایج و بحث

اکثر نمونه‌ها در کلاس‌های بافتی لوم سیلتی (SiL)، لوم رسی (CL)، لوم رسی سیلتی(SiCL)، لوم (L) و تعداد کمتری از نمونه‌ها نیز در کلاس بافت لوم شنی (SL) قرار می‌گیرند. به طور کلی خاک‌های دشت خانمیرزا در همین کلاس‌های بافتی قرار می‌گیرند. در جدول ۱ تعداد نمونه‌های هر کلاس، ضریب یکنواختی و ضریب انحنا در نمونه‌های خاک دشت خانمیرزا و دشت‌های متفرقه‌ی استان چهار محال و بختیاری نشان داده شده است. در این نمونه‌ها ضریب یکنواختی از ۶ تا ۶۴۳۹ و ضریب انحنا از ۱/۵ تا ۷/۳ تغییر می‌کند. میانگین آماره‌ایی کارایی دو مدل اسکگز و گری (۱،۱) برای ۱۰۰ نمونه‌ی خاک دشت خانمیرزا و دشت‌های دیگر استان چهار محال و بختیاری در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱ کلاس‌های بافت خاک، درصد و شاخص‌های دانه‌بندی هر کلاس بافتی در خاک‌های دشت خانمیرزا و دشت‌های دیگر استان چهار محال و بختیاری

کلاس بافتی	تعداد نمونه	درصد	ضریب یکنواختی	ضریب انحنا
لوم شنی	۶	۶	۲۲–۲۳۳	۲/۰–۳/۴
لوم سیلتی	۳۲	۳۲	۶–۳۶۳۱	۶/۴–۱/۵
لوم	۳۴	۳۴	۲۷–۳۰۷۲	۲/۱–۶/۱
لوم رسی	۱۶	۱۶	۳۰–۱۰۷۵	۲/۲–۵/۴
لوم رسی سیلتی	۱۲	۱۲	۶–۶۴۳۹	۱/۵–۷/۳

جدول ۲ مقایسه ی مدل‌های اسکگز و گری با استفاده میانگین از آماره‌های R^2 ، MSE، AAE و MAPE

کلاس بافت	MSE		AAE		MAPE		R^2	
	اسکگز	گری	اسکگز	گری	اسکگز	گری	اسکگز	گری
لوم شنی	۰/۰۰۹	۰/۰۲۰	۰/۲۰	۰/۷۸	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۹۶	۰/۹۸
لوم سیلتی	۰/۰۱۷	۰/۰۱۸	۰/۳۰	۰/۶۹	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۹۷	۰/۹۹
لوم	۰/۰۱۳	۰/۰۱۶	۰/۲۵	۰/۷۱	۰/۱۶	۰/۱۹	۰/۹۵	۰/۹۷
لوم رسی	۰/۰۱۳	۰/۰۱۴	۰/۲۷	۰/۶۱	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۸۳	۰/۹۱
لوم رسی سیلتی	۰/۰۱۰	۰/۰۱۵	۰/۲۳	۰/۵۴	۰/۱۲	۰/۱۸	۰/۷۹	۰/۹
میانگین	۰/۰۱۲	۰/۰۱۶	۰/۲۵	۰/۶۶	۰/۱۷	۰/۲	۰/۹۰	۰/۹۵

به طور کلی نتایج سه آماره‌ی MSE، AAE و MAPE نشان می‌دهند در پنج کلاس بافتی موجود کارایی مدل اسکگز اندکی بهتر از مدل گری است (جدول۳).

توزیع ذرات در سه کلاس لوم، لوم سیلتی(SiL) و لوم شنی (SL) مقداری بهتر از مدل گری تخمین زده شده است. عملکرد مدل گری در کلاس بافتی لوم رسی و لوم رسی سیلتی مقداری بهتر از مدل اسکگز است.

مقادیر بعد فرکتال حاصل از هر دو مدل اسکگز و گری (۱،۱) به مقادیر بعد فرکتال محاسبه شده نزدیک است و اختلاف آنها معنی دار نیست. بنابراین استفاده از نتایج مدل اسکگز و گری (۱،۱) در استخراج بعد فرکتال بافت خاک در دشت خانمیرزا و دشت‌های دیگر استان چهار محال و بختیاری مناسب است.

نمودارهای جرم تجمعی برآورد شده توسط دو مدل اسکگز و گری همراه با خطوط ۱:۱ رسم شد. در حالت ایده‌آل تمام نقاط تخمین زده شده روی خط نقطه‌چین می‌افتند و خط رگرسیون هر مدل بر خط ۱:۱ منطبق و شیب برابر ۱ می‌شود و به این معناست که تمام داده‌های اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده مشابه هستند. در این پژوهش مشاهده شد: (الف) در هر پنج کلاس بافتی نقاط تخمین زده شده توسط دو مدل اسکگز و گری به به خط نقطه چین نزدیک هستند، (ب) هر دو مدل اسکگز وگری برای هر پنج کلاس بافتی در بعضی از اندازه‌ی ذرات بیش‌برآوردی یا کم‌برآوردی دارند اما این اختلاف ناچیز است.

قبلا نشان داده شده است که عملکرد مدل اسکگز به بافت خاک بستگی دارد. نتایج حاصل از پژوهش بیگی و استواری (۱۳۹۱) نشان داد، با سبک‌تر شدن بافت برآورد مدل اسکگز و با سنگین‌ترین شدن بافت برآورد مدل گری بهبود می‌یابد. در مطالعه‌ی حاضر نتایج نشان داد که هر دو مدل اسکگز و گری در هر پنج کلاس بافتی توزیع اندازه‌ی ذرات خاک را به خوبی برآورد می‌کنند. همچنین در همه‌ی کلاس‌های بافتی با افزایش ضریب یکنواختی و ضریب انحنا، مقدار خطای مدل گری تمایل به افزایش ولی مقدار خطای مدل گری تمایلی به افزایش یا کاهش ندارد. مطالعه‌ی کارایی مدل گری و مقایسه ی آن با مدل اسکگز در خاک‌های مناطق مختلف و کلاس‌های بافتی مختلف توصیه می‌شود.

منابع

۱- بیگی، ح.ا. و استواری ی.،۱۳۹۱. ارزیابی و مقایسه‌ی دو مدل گری GM(1,1) اسکگز در برآورد توزیع اندازه‌ی ذرات خاک‌های دشت شهرکرد. نشریه‌ی آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد بیست و ششم، شماره‌ی ۶. صفحه‌های ۱۳۱۸-۱۳۲۸.

۲- سرشوق، م.، ۱۳۸۸. اثر جهت و موقعیت شیب بر تعدادی از ویژگی های مورفولوژیکی، فیزیکی، شیمیایی و کانی شناسی خاک‌های منطقه چلگرد استان چهار محال و بختیاری. پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

3- Skaggs, T.H., Arya L.M., Shouse P.J., and Mohanty B.P., 2001. Estimating particle-size distribution from limited soil texture data. Soil Science Society American Journal 65: 1038-1044.

4- Wu C., Wen J., and Chang K., 2009. Evaluation of the Gray Model GM (1, 1) applied to soil particle distribution. Soil Science Society American Journal 73: 1775-1785.

بررسی تغییرات نسبت پخشیدگی، گذرپذیری هوا و هدایت الکتریکی توده‌ای نسبت به رطوبت خاک

پناه محمدی[۱]، محمدرضا نیشابوری[۲]، بشری بهروزی نژاد[۳]، لیلا جهانبازی[٤]

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد فیزیک و حفاظت خاک، دانشگاه تبریز

۲- استاد، عضو هیئت علمی گروه علوم خاک، دانشگاه تبریز

۳- دانش آموخته کارشناسی ارشد فیزیک و حفاظت خاک، دانشگاه تبریز

٤- دانش آموخته کارشناسی ارشد پیدایش، رده بندی و ارزیابی اراضی، دانشگاه تبریز

مقدمه

خاک از سه فاز جامد، مایع (آب) و گاز تشکیل شده و بسیاری از خصوصیات خاک به مقدار آب موجود در آن بستگی دارد .فعالیت موجودات زنده و کنشهای شمیایی خاک تابعی از مقدار رطوبت است. دانستن رطوبت خاک به لحاظ نقش آن در محاسبه مقدار آب مورد نیاز آبیاری، عمق نفوذ آب، برآورد مقدار تبخیر و تعرق ، فرسایش، و سایر فرایند های خاک تاثیر گذار باشد. مهمترین روشهای اندازه‌گیری رطوبت عبارتند از روش جرمی یا حجمی، استفاده از دستگاه نوترون متر، تضعیف پرتو گاما و بلوک گچی. همچنین تعیین سریع رطوبت خاک می تواند در بررسی نسبت پخشیدگی (D_g^s) و روند تغییرات غلظت اکسیژن، گذرپذیری هوا در خاک (K_a) و همچنین هدایت الکتریکی توده‌ای (σ_b) مفید باشد. نسبت پخشیدگی یک گاز در خاک به پخشیدگی آن در اتمسفر[۱] (D_g^s/D_g^a) و گذرپذیری هوا در خاک[۲] (K_a) تابع رطوبت خاک و سایر خصوصیات فیزیکی مانند بافت و توزیع اندازه ذرات، تخلخل تهویه‌ای، توزیع اندازه منافذ و میزان پیوستگی آنها می‌باشند (کوری ۱۹۵۷). پخشیدگی گاز در خاک برای جریان یک بعدی با استفاده از قانون فیک قابل توصیف می باشد:

$$J = \frac{\varphi}{A} = -\varepsilon_g D_g^a \frac{dc}{dx} = -D_g^s \frac{dc}{dx} \qquad [۱]$$

در این رابطه φ دبی جریان گاز (gs^{-1})، A سطح مقطع جریان (m^2)، J شدت جریان گاز در خاک ($gm^{-2}s^{-1}$)، D_g^a ضریب پخشیدگی گاز در هوا (m^2s^{-1})، D_g^s ضریب پخشیدگی گاز در خاک (m^2s^{-1})، ε_g فاکتور اعوجاج گاز می‌باشد و مقدار آن همواره کوچکتر از یک است. C غلظت گاز (gm^{-3})، x فاصله و K_a هدایت گازی مسیر (ms^{-1}) می‌باشد و از رابطه زیر به دست می‌آید.

گذرپذیری هوا در خاک یکی دیگر از فاکتورهای فیزیکی و مهم که در توصیف مشخصه‌های[۳] منافذ خاک مفید است. آگاهی از K_a و تغییرات آن با مقدار رطوبت خاک در رابطه با تجزیه و تحلیل و بهینه سازی سیستم های استخراج بخار از خاک برای پاک کردن خاک آلوده به ترکیبات آلی فرار بسیار مفید و کارآمد است (مولدراپ و همکاران، ۱۹۹۸). هدایت الکتریکی محلول خاک (Ec) برای تعیین شوری خاک (کوروین و لسک، ۲۰۰۵)، تعیین ساختمان (بسون و همکاران، ۲۰۰۴) و نقشه‌ی رطوبتی خاک استفاده شده است. همچنین دوسان و روی (۲۰۰۹) از هدایت الکتریکی توده‌ای[٤] خاک به عنوان یک ویژگی مناسب برای تعیین $K(\theta)$، با کمک مفاهیمی که از طریق

۱- Relative diffusivity

۲ - Air permeability

۳- Characterization

٤- Bulk soil electrical conductivity

تحقیق روی مواد متخلخل اشباع به‌دست آمده‌اند، استفاده کردند. هر دو جریان الکتریکی و جریـان آب‌زیرزمینـی از طریق حفره‌های به هم پیوسته صورت می‌گیرد و پارامترهای توصیف‌کننده‌ی این نقل و انتقال که برای جریـان آب زیرزمینی $K(\theta)$ و جریان الکتریکی σ_b می‌باشد، تابعی از حجم یا سطح منافذ متصل به‌هـم و نیـز رطوبـت خـاک هستند (رویل و کتلز،۱۹۹۹).

مواد و روش ها:

در این تحقیق تعداد ۳۰ نمونه خاک دست نخورده از تمامی کلاس‌های بافت به غیر از دو کلاس بافت سیلتی و رس‌شنی تهیه و پس از اشباع با محلول کلرید کلسیم نیم نرمال و به تعادل رساندن نمونه‌ها، در مکش‌های صفر تـا ۱۵۰۰ کیلوپاسکال توسط ستون آب آویزان و دستگاه صفحات فشاری (امامی و همکاران ۱۳۸۸)، رطوبت هر مرحلـه از مکش محاسبه و سپس D_g^s ، K_a **و** σ_b در رطوبت متناظر هر مکش اعمال شده اندازه‌گیری شدند. در ایـن تحقیـق D_g^s با روش حالت غیرماندگار پخشیدگی گاز اکسیژن (تایلور ۱۹۴۹) و با استفاده از دستگاه اکسیژن‌متر[۵] اندازه‌گیری و از طریق رابطه ۲ محاسبه شد.

$$log\frac{p_a/(p_a-p_2)}{p_a/(p_a-p_1)}=-\frac{D_g^s\delta_t}{2.303} \qquad [۲]$$

در این رابطه D_g^s پخشیدگی اکسیژن در خاک، P_a فشار جزئی اکسیژن در اتمسفر آزاد و P_1و P_2فشار جزئی اکسیژن داخل محفظه در زمان‌های t_1 و t_2 می‌باشد. همچنین برای اندازه‌گیری K_a نیز از روش بار افتان (کرکهام ۱۹۴۶) استفاده شد.

$$K_a=-2.303\frac{V\eta\delta s(logP_2-logP_1)}{AP_a(t_2-t_1)} \qquad [۳]$$

در این رابطه V حجم مخزن، (cm^3) $\boldsymbol{\eta}$ ویسکوزیته هوا (centi poise)، طول نمونه خاک، (cm)A سطح مقطع خاک، (cm^2) P_a فشار هوا (atm)،P_1و P_2فشار هوای داخل مخزن ($mm\ H_2O$) در شروع و پایان اندازه‌گیری، t_2-t_1 زمان افت فشار داخل مخزن (sec) و K_a گذرپذیری خاک برای هوا (Darcy) است. هدایت الکتریکی توده‌ای خاک **(**σ_b**)** نیز با استفاده از یک جفت الکترود صفحه‌ای از جنس فولاد ضد زنگ و با استفاده از دستگاه LCR متر و در فرکانس یک کیلوپاسکال اندازه‌گیری شد. بدین ترتیب که دو الکترود در تماس مستقیم با سطح خاک قرارگرفته و در رطوبت متناظر مکشهای ذکر شده، مقاومت الکتریکی (R) در فرکانس‌های ۱۰۰، ۱۲۰، ۱۰۰۰و ۱۰۰۰۰ هرتز اندازه‌گیری و پس از محاسبه هدایت الکتریکی ذاتی خاک (Σ) از طریق رابطه‌ی ۴، نهایتاً با بکارگیری رابطه‌ی ۵ هدایت الکتریکی توده‌ای خاک (σ_b) بدست آمد (دوسان و روی، ۲۰۰۹).

$$\Sigma=\frac{1}{R} \qquad [۴]$$

$$\sigma_b=g\Sigma \qquad [۵]$$

در این روابط Σ هدایت الکتریکی ذاتی خاک (S)، R مقاومت الکتریکی اندازه‌گیری شده توسط دسـتگاه LCR متـر (Ω)، g فاکتور هندسی[۱] و σ_b هدایت الکتریکی توده‌ای خاک (S/m) می‌باشد.

نتایج و بحث

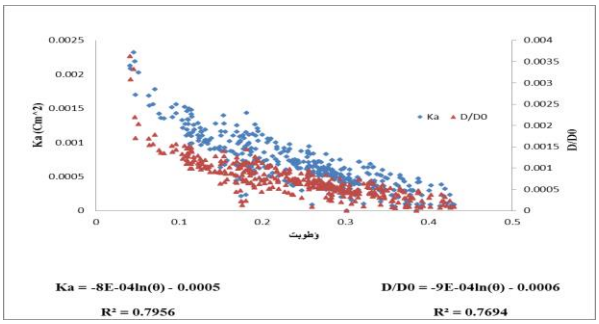
۷- Oxygen meter

نتایج حاصل از تعیین کلاس بافت، جرم مخصوص ظاهری و حقیقی نمونه‌های مورد آزمایش در این تحقیق در جدول ۱ آورده شده است.

جدول۱: جرم مخصوص ظاهری و حقیقی نمونه‌های مورد آزمایش در این تحقیق.

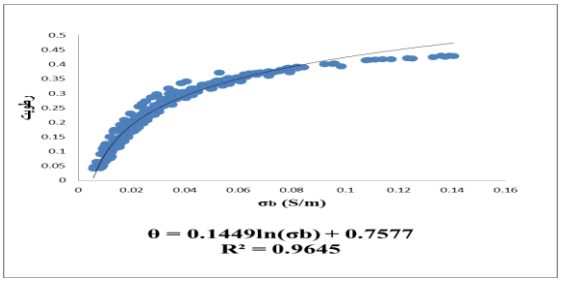
خصوصیات	حداقل	میانگین	حداکثر	انحراف استاندارد	CV
جرو مخصوص ظاهری (g/cm^3)	۱/۱۳۹	۱/۴۳۲	۱/۷۲۶	۰/۱۴۶	۰/۱۰۲
جرم مخصوص حقیقی (g/cm^3)	۲/۱۴۶	۲/۳۰۴	۲/۴۹۴	۰/۰۸۷	۰/۰۳۸

در شکل ۱ تغیرات K_a و D_g^s/D_g^a نسبت به تغیر رطوبت نمونه‌های خاک نشان داده شده است. طبق این نمودار با افزایش رطوبت و پر شدن منافذ خالی داخل خاک، مقادیر اندازه‌گیری شده K_a و D_g^s/D_g^a بطور نمایی کاهش یافته که علت آن انسداد و کاهش مسیرهای عبور هوا و اکسیژن میباشد.



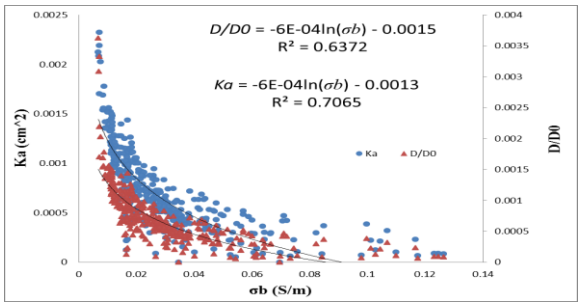
شکل ۱- تغیرات D_g^s/D_g^a و K_a نسبت به رطوبت

همچنین پس از اندازه‌گیری σ_b در رطوبتهای متفاوت، رابطه رگرسیونی بین رطوبت و σ_b نیز برای مجموعه نمونه‌ها به ترتیب شکل ۲ بدست آمد. همانطور که مشاهده می‌شود رطوبت و σ_b تابع یک رابطه مستقیم و غیر خطی بوده و با افزایش رطوبت بعلت افزایش توانایی آب در هدایت الکتریکی توده-ای خاک نسبت به هوای آزاد ، σ_b نیز افزایش می‌یابد.



شکل ۲- تغیرات رطوبت نسبت به σ_b

طبق شکل رطوبت و σ_b رابطه خوبی با هم داشته (R^2 برابر ۰/۹۶۴۵) و به لحاظ آماری از دقت بسیار خوبی برای برآورد سریع و آسان رطوبت خاک برخوردار است. در نهایت رابطه بین σ_b با K_a و D_g^s/D_g^a نیز مورد مقایسه و ارزیابی قرار گرفته و رابطه رگرسیونی بین آنها به شکل زیر محاسبه گردید.



شکل ۳ – تغیرات D_g^s/D_g^a و K_a نسبت به σ_b

همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود K_a و D_g^s/D_g^a با افزایش σ_b کاهش یافته و کاهش آنها نسبت به σ_b از یک رابطه لگاریتمی با R^2 برابر ۰/۶۳۷۲ و ۰/۷۰۶۵ به ترتیب برای K_a و D_g^s/D_g^a پیروی می‌کند. بدین ترتیب حداکثر مقادیر K_a و D_g^s/D_g^a مربوط به نقاط با حداقل σ_b می‌باشد که روابط رگرسیونی بدست آمده برای آنها در شکل ۳ نیز نشان داده شده است.

منابع و مراجع

۱- امامی، ح.، نیشابوری، م. ر.، شرفاء، م.، لیاقت، ع. م. ۱۳۸۸. تخمین رطوبت نقطه عطف منحنی رطوبتی با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک. مجله آب و خاک، جلد بیست و سوم، شماره ۲. صفحه‌های ۹۵ تا ۱۰۳.

2- Corey AT, 1957. Measurement of water and air permeability in unsaturated soils. Soil Sci Soc Am J 21:7-10.
3- Kirkham D, 1946. Field method for determination of air permeability of soil in its undisturbed state. Soil Sci Soc Am Proc 11:93-99.
4- Moldrup P, Poulsen TG, Schjønning P, Olesen T, and Yamaguchi T, 1998. Gas permeability in undisturbed soils: Measurements and predictive models. Soil Sci Soc Am J 163:180-189.
5- Taylor S A, 1949. Oxygen diffusion in porous media as a measure of soil aeration. Soil Sci Soc Proc J 14:55-61.
6- Corwin DL and Lesch SM, 2005. Apparent soil electrical conductivity measurements
7- in agriculture, Computers and Electronics in Agriculture 46 (2005):11–43.
8- Besson A, Cousin I, Samoue¨lian A, Boizard H and Richard G, 2004. Structural heterogeneity of the soil tilled layer as characterized by 2D electrical resistivity surveying. Soil Tillage Res 79: 239 – 249.
9- Revil A and Cathles LM III, 1999 . Permeability of shaly sands, WaterResour. Res 35: 651– 662.
10- Doussan C and Ruy S, 2009. Prediction of unsaturated soil hydraulic conductivity with electrical conductivity. Water Resour Res 45 W10408 doi: 10.1029/2008WR007309.

پهنه بندی عامل فرسایش پذیری خاک با بهره گیری از ابزار GIS و سنجش از دور (مطالعه موردی: حوضه آبخیز طالقان)

هیمن فقه‌حسینی[۱]، منوچهر گرجی[۲]، علی‌اکبر نظری سامانی[۳]

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

۲-دانشیار گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

۳-استادیار گروه احیاء مناطق خشک وبیابانی پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

مقدمه

فرسایش‌پذیری خاک خصوصیتی پویاست که تحت تاثیر ویژگی‌های مختلف فیزیکی، شیمیایی، زیستی و معدنی خاک قرار می‌گیرد و در نتیجه ارزیابی مناسب این عامل برای پایش و مدیریت حوضه‌های آبخیز حائز اهمیت می-باشد. با توجه به تحقیقات انجام شده، حدود ۵۸ درصد از تخریب اراضی، در جهان به علت فرسایش خاک بوده که بیشتر این تخریب، از زمان جنگ جهانی دوم رخ داده و باعث کاهش ۱۷ درصدی تولید محصول و آسیب‌های زیست محیطی شده است (بروس و همکاران،۱۹۹۵). بنابراین جلوگیری از این پدیده، به عنوان یکی از مهم ترین عوامل جهت حفاظت از منابع طبیعی به شمار می‌رود که شناخت مناطق حساس و اجرای عملیات حفاظت نیز در این راستا می‌باشد. حوضه آبخیز سد طالقان نیز یکی از مناطقی است دارای فرسایش زیادی می باشد و بررسی میزان فرسایش از اهمیت زیادی برخوردار است. تا کنون مدل‌های زیادی جهت برآورد فرسایش خاک اریه شده است اما معادله جهانی برآورد تلفات خاک به دلیل داشتن محاسبات ساده، پرکاربرترین روش تخمین پتانسیل فرسایش می‌باشد (کینل، ۲۰۰۰). به سبب اینکه سیستم اطلاعات جغرافیایی(GIS) امکان تجزیه و تحلیل داده‌های مکانی را به ما می-دهد، می‌توان جهت برآورد زیر عامل‌های مدل از این ابزار بهره گرفت. اصلی‌ترین مزیت استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی امکان برآورد نقشه‌های فرسایش خاک و توزیع مکانی آن با دقت قابل قبول در مناطق وسیع می‌باشد (میلوارد و مرسی، ۱۹۹۹؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۳). برای نمونه بارتش و همکاران (۲۰۰۲)، برای محاسبه فاکتورهای مورد نیاز RUSLE جهت تعیین خطر فرسایش خاک کمپ ویلیامز، از تکنیک GIS استفاده کردند. ویلسون و لورانگ (۲۰۰۰)، کاربردهای GIS را جهت برآورد فرسایش خاک و محدودیت‌های مطالعات قبلی بررسی کردند و در نهایت به این نتیجه رسیدند که سیستم اطلاعات جغرافیایی قابلیت فوق‌العاده‌ای جهت بهبود برآورد فرسایش خاک فراهم می‌آورد.

معادله جهانی برآورد تلفات خاک برای نخستین بار بر اساس مفهومی از فرایند جداسازی و انتقال ذرات خاک در اثر بارندگی توسط ویشمایر و اسمیت در سال ۱۹۶۵ جهت محاسبه میزان فرسایش اراضی کشاورزی مطرح شد و در سال ۱۹۷۸ اصلاح شد. این مدل تجربی که به پیش‌بینی فرسایش شیاری و صفحه‌ای می‌پردازد بر اساس تعداد زیادی از کرت‌های آزمایشی در زمین‌های کشاورزی بسط داده شد که به صورت زیر می‌باشد.

$$A = R K L S C P$$

که در آن A متوسط فرسایش سالانه بر حسب تن در هکتار، R فرسایندگی باران بر حسب مگاژول در میلیمتر بر هکتار در ساعت در سال، K فرسایش‌پذیری خاک بر حسب تن در ساعت در هکتار بر مگاژول در میلیمتر در هکتار می‌باشد و بقیه عوامل بدون بعد می‌باشند.

همان‌طور که ملاحظه مشاهده می‌شود فرسایش‌پذیری خاک (K) یکی عوامل لازم جهت برآورد تلفات خاک است. این عامل که نشان‌دهنده حساسیت خاک به فرسایش است، در شرایط کرت استاندارد اندازه‌گیری می‌شود و میزان آن تحت تاثیر عوامل محیطی از جمله بافت، نفوذپذیری و پایداری ساختمان خاک می‌باشد. بنابراین مقادیر K از ۰/۰۱ تا ۱ متغییر می‌باشد. بررسی‌های ویشمایر و اسمیت (۱۹۶۹) در ناحیه نیمه مرطوب آمریکا برروی خصوصیات خاک نشان داد که فرسایش پذیری خاک تحت تاثیر ۵ متغییر شامل درصد رس درصد شن ریز و سیلت، ماده آلی، ساختمان خاک، و نفوذپذیری می‌باشد.

هدف از تحقیق حاضر پهنه‌بندی نقشه فرسایش‌پذیری در سطحی وسیع جهت مدیریت و پایش فرسایش خاک حوضه در محیط GIS به عنوان یکی از عوامل مهم مدل‌های USLE، MUSLE، RUSLE و RUSLE3D می‌باشد. از کارهای انجام شده در ارتباط با عامل فرسایش‌پذیری حوضه می‌توان به پایانامه محسن آرمین با عنوان بررسی رابطه بین پایداری خاکدانه‌ها، فرسایش‌پذیری خاک، اشکال فرسایش آبی و عوامل مؤثر در آن که به صورت موضعی عامل فرسایش‌پذیری خاک را در مناطقی با بستر مارن بدست آورده است، اشاره کرد.

مواد و روشها

ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه: حوضه آبخیز سد طالقان یک حوضه کوهستانی واقع در شمال استان البرز و ۱۲۰ کیلومتری تهران می‌باشد. مساحت منطقه مورد مطالعه۹۴ /۹۳۶ کیلومتر مربع می‌باشد. این منطقه در طول جغرافیایی شرقی ′ ۲۰ ، °۵۰ تا ′ ۱۰ ، °۵۱ و عرض جغرافیایی شمالی ′ ۵ ،°۳۶ تا ′ ۲۳ ،°۳۶ قرار دارد. بر اساس تقسیم بندی دومارتن این منطقه با بارندگی متوسط سالانه ۵۰۰ تا ۶۵۰ میلیمتر در محدوده نیمه خشک تا نیمه مرطوب قرار می‌گیرد.

مواد مورد استفاده شامل مطالعات اولیه، بررسی منابع کتابخانه‌ایی، بررسی گزارش تفضیلی حوضه آبخیز سد طالقان و نرم افزار ArcGIS 9.3 و نقشه کاربری اراضی تهیه شده از لندست تی‌ام ۲۰۰۲ می‌باشد.

فاکتور فرسایش‌پذیری خاک(K): این عامل سرعت فرسایش‌پذیری خاک به‌ازای واحد شاخص فرسایش باران است که در پلات استاندارد اندازه‌گیری می‌شود و اغلب با استفاده از خصوصیات خاک تعیین می‌گردد (پاریسو و همکاران، ۲۰۰۳). فاکتور فرسایش پذیری خاک از طریق نموگراف تعیین می‌شود(ویشمایر، ۱۹۷۱) همچنین می توان از رابطه زیر استفاده نمود(ویشمایر واسمیت، ۱۹۷۸).

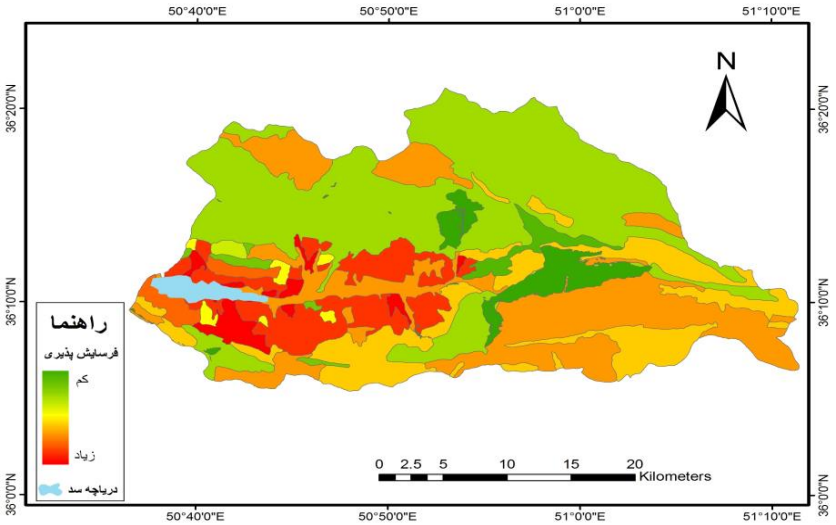
$$\text{فرسایش پذیری خاک} = ۲/۷۳ \times ۱۰^{-۶}\, m^{۱/۱۴} (۱۲- a) + ۳/۲۵ \times ۱۰^{-۲} (b -۲) + ۲/۵ \times ۱۰^{-۲} (c - ۳)$$

در این معادله : m (درصد سیلت+ شن خیلی ریز)×(درصد رس−۱۰۰) ، a درصد ماده آلی، b کد ساختمان خاک سطحی، و c کلاس نفوذ پذیری پروفیل خاک می‌باشد.

روش مرسوم برای تعیین ضریب فرسایش پذیری خاک در سطوح وسیع مانند حوضه‌های آبخیز، اختصاص دادن مقدار یکسان فرسایش‌پذیری برای هر واحد نقشه خاک است (واعظی و همکاران، ۲۰۱۰). از این‌رو نمونه برداری از واحد-های نقشه خاک ضروری می باشد. بنابراین جهت نمونه‌برداری از نقشه واحد اراضی با مقیاس ۵۰۰۰۰ : ۱ و برای تعیین نقاط نمونه برداری از نرم افزار GIS استفاده شد. در ابتدا ۳۸۴ نمونه از عمق ۰ تا ۱۵ سانتی متری برداشته شد سپس از ترکیب آنها در مجموع ۱۲۸ نمونه مرکب جهت تعیین خصوصیات خاک به آزمایشگاه منتقل شد. لازم به ذکر است که کلاس ساختمان خاک در محل تعیین شد و جهت تعیین کلاس نفوذپذیری از دستگاه دیسک پرمامتر استفاده شد. در آزمایشگاه خصوصیاتی از قبیل منحنی توزیع اندازه ذرات خاک با روش هیدرومتری و میزان ماده آلی با روش والکی بلاک اندازه‌گیری شد. پس از جاگذاری مقادیر بدست آمده میزان عامل فرسایش‌پذیری برای هر نمونه بدست آمد و به واحد اراضی مربوطه تعمیم داده شد. سپس با استفاده از نقشه کاربری اراضی تهیه شده مناطق دارای برون‌زدگی سنگی شناسایی شد و با استفاده از نرم افزار GIS به لایه اولیه نقشه فرسایش‌پذیری الحاق شد و مقادیر صفر به آنها اختصاص یافت، در نهایت نقشه عامل فرسایش‌پذیری برای حوضه در محیط GIS بدست آمد.

نتایج و بحث

نقشه نهایی که از ترکیب نقشه فرسایش‌پذیری خاک و نقشه برون‌زدگی سنگی بدست آمد در شکل ۱ نشان داده شده است. مقادیر فرسایش‌پذیری در حوضه از ۰ تا ۰/۲۸ بر حسب $t.ha.h.Mj^{-1}.ha^{-1}.mm^{-1}$ می‌باشد. قسمت‌های شمالی و شرقی داری فرسایش پذیری کم‌تری نسبت به سایر نقاط می‌باشند. خاک‌های حساس به فرسایش بیشتر در اطراف دریاچه سد و مرکز حوضه قرار دارند. با علم به اینکه خصوصیت ذاتی این خاک از جمله مارنی بودن این اراضی نفوذپذیری پایین و ساختمان متراکم آنها سبب حساسیت این خاک‌ها به فرسایش شده است و با توجه به نزدیکی این اراضی به مخزن سد رسوب تولید شده از این خاک راحت تر وارد مخزن سد شده و سبب کاهش عمر مفید آن می‌شود. بنابراین اجرای پروژه‌های حفاظت خاک در این مناطق می‌تواند مثمر ثمر واقع شود.



شکل ۱ – نقشه نهایی عامل فرسایش‌پذیری خاک حوضه آبخیز طالقان

منابع

۱- آرمین، م،۱۳۹۰، بررسی رابطه بین پایداری خاکدانه‌ها، فرسایش‌پذیری خاک، اشکال فرسایش آبی و عوامل مؤثر در آن) مطالعه موردی: مناطق با سنگ بستر مارن حوزه آبخیز طالقان. پایانامه دکتری تخصصی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۲- اسدی،ح. وظیفه دوست،م. موسوی،ع. هنرمند،م. ۱۳۸۹، ارزیابی و پهنه‌بندی خطر فرسایش خاک با استفاده از معادله جهانی تلفات خاک اصلاح شده، سامانه اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور در حوضه آبخیز ناورود، همایش ارایه دستاوردهای پژوهشی شرکت آب منطقه‌ای گیلان.

3- Arekhi,s.niazi,y.2010, Soil erosion and sediment yield modeling using RS and GIS techniques: a case study, Iran. Saudi society for geoscience based on RS and GIS techniques. Springer Science . Arab J Geosci (2012) 5:285–296

4- Chen.T, Niu.R, 2010 Assessment of spatial distribution of soil loss over on the imha watershed,south korea, Department of Civil Engineering. DOI 10.1007/s12517-010-0220-4 in North West of Iran. J. Agr. Sci. Tech. Vol. 12: 241-252

5- Prasannakumar,v,. Shiny,R. 2011. Spatial prediction of soil erosion risk by remote sensing, GIS and RUSLE approach: a case study of Siruvani river watershed in Attapady valley, Kerala, India

6- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A.,andPorter, J.P. 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. J.Soil and Water Conservation,46: 1.30-33.Vaezi A. R and etl. 2010. Spatial Variability of Soil Erodibility Factor (K) of the USLE. Internationnal journal of geology, Issue 4, Volume 5

7- Wilson,J.P.,and Lorang,M.S. 2000. Spaatial models of soil erosion and GIS.In spatial models and GIS. New potential and new models, Fotheringham AS, Wegener,M. (eds).Taylor and Francis: Philadelphia, PA, Pp: 83-108.

8- Wischmeier WH, Smith DD (1978) Predicting rainfall erosion. losses: a guide to conservation planning. Agriculture handbook, vol. 537. US Department of Agriculture, Washington, DC

بررسی ارتباط بین پایداری خاکدانه و فرسایش‌پذیری در تیپ‌های مختلف اراضی خاک‌های مارنی (مطالعه موردی اراضی مارنی مرکزی طالقان)

هیمن فقه‌حسینی[1]، منوچهر گرجی[2]، علی‌اکبر نظری سامانی[3]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۲-دانشیار گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۳-استادیار گروه احیاء مناطق خشک وبیابانی پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

مقدمه

خاک‌های مارنی بدلیل شرایط خاص و حساسیت در مقابل نیروهای فرساینده، پتانسیل بالایی را نسبت به فرسایش خاک و تولید رسوب دارا می‌باشند. با توجه به اینکه فرسایش خاک یکی از عوامل اصلی تخریب خاک محسوب می‌شود، پایش و کنترل آن از عوامل موثر در توسعه پایدار می‌باشد. در گام اول پایش هدر رفت خاک بایستی در مورد حساسیت به فرسایش خاک تحقیق شود. فرسایش‌پذیری خاک خصوصیتی پویاست که تحت تاثیر ویژگی‌های مختلف فیزیکی، شیمیایی، زیستی و کانی‌شناسی خاک قرار می‌گیرد. این عامل در معادله جهانی تلفات خاک در شرایط کرت استاندارد اندازه‌گیری می‌شود و میزان آن تحت تاثیر عوامل محیطی از جمله بافت، نفوذپذیری و پایداری ساختمان خاک می‌باشد. بنابراین مقادیر K از ۰/۰۱ تا ۱ متغییر می‌باشد. بررسی‌های ویشمایر و اسمیت (۱۹۶۹) در ناحیه نیمه مرطوب آمریکا بر روی خصوصیات خاک نشان داد که فرسایش‌پذیری خاک تحت تاثیر ۵ متغییر شامل درصد رس درصد شن ریز و سیلت، ماده آلی، ساختمان خاک، و نفوذپذیری می‌باشد. یکی دیگر از روش‌های کاربردی تخمین فرسایش‌پذیری خاک استفاده از ویژگی‌های زود یافت خاک می‌باشد. مهم‌ترین خصوصیت خاک که فرسایش‌پذیری تحت کنترل آن است، پایداری خاکدانه می‌باشد. پایداری خاکدانه‌ها، میزان مقاومت آنها را در برابر گسیخته شدن توسط نیروهای خارجی، بخصوص نیروهای مرتبط با آب است که عواملی نظیر بافت خاک، نوع رس، کاتیون‌ها، مقدار و نوع مواد آلی خاک و همچنین نوع و اندازه جمعیت میکروبی خاک بر پایداری خاکدانه‌ها موثرند. بررسی‌های گوپتا (۲۰۰۲) نشان داد که وجود نسبت بالای خاکدانه‌های پایدار در آب، مقاومت خاک را در برابر اثرات تخریبی قطرات باران بیشتر می‌کند و از هدر رفت خاک در اثر رواناب می‌کاهد. در این تحقیق سعی شده تا ارتباط بین دو شاخص پایداری خاکدانه یعنی درصد خاکدانه‌های پایدار در آب و میانگین وزنی قطر خاکدانه با عامل فرسایش‌پذیری در مدل تجدید نظر شده جهانی تلفات خاک برای تیپ‌های مختلف اراضی مارنی واقع در قسمت مرکزی حوضه آبخیز طالقان بررسی شود. تیپ-های اراضی مورد نظر شامل کوه، تپه و فلات می‌باشند. منطقه مارنی مورد نظر دارای هر سه نوع تیپ اراضی می‌باشد بدین منظور در هر تیپ اراضی ۱۰ نمونه خاک از عمق ۰ تا ۱۵ سانتی متر برداشته شد.

مواد و روشها

ویژگی‌های منطقه مورد مطالعه: حوضه آبخیز سد طالقان یک حوضه کوهستانی واقع در شمال استان البرز و ۱۲۰ کیلومتری تهران می‌باشد. این منطقه در طول جغرافیایی شرقی ′ ۲۰ ، °۵۰ تا ′ ۱۰ ، °۵۱ و عرض جغرافیایی شمالی ′ ۵ ،°۳۶ تا ′ ۲۳ ،°۳۶ قرار دارد. بر اساس تقسیم بندی دومارتن این منطقه با بارندگی متوسط سالانه ۵۰۰ تا ۶۵۰ میلیمتر در محدوده نیمه خشک تا نیمه مرطوب قرار می‌گیرد.

مواد مورد استفاده شامل مطالعات اولیه، بررسی منابع کتابخانه‌ایی، بررسی گزارش تفضیلی حوضه آبخیز سد طالقان و نرم افزار ArcGIS 9.3 ، GPS می‌باشد.

در ابتدا تیپ‌های اراضی مورد نظر شناسایی و در محیط GIS وارد شدند سپس نقاط نمونه برداری مشخص شد. در صحرا به کمک GPS نقاط مورد نظر شناسایی شدند و نمونه‌ها جهت انجام آزمایشات فیزیکوشیمیایی به آزمایشگاه منتقل شدند. برای محاسبه فاکتور فرسایش‌پذیری از رابطه‌ی زیر استفاده شد(ویشمایر واسمیت، ۱۹۷۸).

$$\text{فرسایش پذیری خاک} = ۲/۷۳ \times ۱۰^{-۶}\, m^{۱/۱۴}(۱۲- a) + ۳/۲۵ \times ۱۰^{-۲}(b -۲) + ۲/۵ \times ۱۰^{-۲}(c - ۳)$$

در این معادله : m (درصد سیلت+ شن خیلی ریز) × (درصد رس−۱۰۰) ، a درصد ماده آلی، b کد ساختمان خاک سطحی، و c کلاس نفوذپذیری پروفیل خاک می‌باشد. بدین منظور تعداد ۱۰ نمونه از هر تیپ اراضی و در مجموع ۳۰ نمونه از عمق ۰ تا ۱۵ سانتی متری برداشته شد و جهت تعیین خصوصیات خاک به آزمایشگاه منتقل شد. لازم به ذکر است که کلاس ساختمان خاک در محل تعیین شد و جهت تعیین کلاس نفوذپذیری از دستگاه دیسک‌پرامتر استفاده شد. در آزمایشگاه خصوصیاتی از قبیل منحنی توزیع اندازه ذرات خاک با روش هیدرومتری و میزان ماده آلی با روش والکی بلاک اندازه‌گیری شد. پس از جاگذاری مقادیر بدست آمده میزان عامل فرسایش پذیری برای هر نمونه بدست آمد.

برای بررسی پایداری خاکدانه در ابتدا نمونه‌های دست نخورده را از الک ۸ میلیمتری رد شدند و پس از توزیع خاکدانه‌ها روی الک‌های ۴، ۲، ۱، ۰/۵ و ۰/۲۵ میلیمتر، از هر بخش با توجه به درصد نسبی آن برداشته شد (۵۰ گرم) و روی الک مورد نظر گذاشته شد سپس به مدت ۵ دقیقه با سرعت ۳۵ دور در دقیقه داخل آب حرکت داده شدند. برای توزین وزن خشک خاکدانه‌های باقی‌مانده روی هر الک به مدت ۲۴ ساعت در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد خشک شدند سپس وزن خشک شن موجود در هر بخش نیز بدست آمد. درصد خاکدانه‌های پایدار از رابطه زیر بدست آمد (کمپرو و کوخ، ۱۹۶۶):

$$WAS = \frac{(\text{وزن شن}) - (\text{وزن خاکدانه‌های پایدار + وزن شن})}{(\text{وزن شن}) - (\text{وزن نمونه خاک})} \times 100$$

که در آن WAS درصد خاکدانه‌های پایدار در آب می‌باشد و منظور از شن، ذراتی است که قطر آنها از ۰/۲۵ میلیمتر بیشتر است.

جهت محاسبه MWD نیز از فرمول زیر استفاده شد:

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} \bar{X}i \frac{Wi - Ws}{Wt - Ws}$$

که در آن MWD میانگین وزنی قطر خاکدانه بر حسب میلیمتر، X میانگین قطر خاکدانه‌های روی الک بر حسب میلیمتر، Wi وزن خاک خشک روی هر الک، Ws وزن خشک ذرات شن روی هر الک، Wt وزن کل

خاک و n تعداد الک‌هاست. پس از وزن خاک خشک موجود روی هر الک، میزان شن همان فراکشن نیز اندازه-گیری شد.
داده‌ها توسط نرم افزار SPSS تجزیه و تحلیل شدند.

نتایج و بحث

تجزیه داده‌ها نشان داد بین پایداری خاکدانه و فرسایش‌پذیری رابطه‌ای منفی وجود دارد و تیپ اراضی کوه و فلات دارای همبستگی بیشتری نسبت به تیپ اراضی تپه می‌باشد. به گونه‌ایی که ضریب همبستگی بین فرسایش‌پذیری و پایداری در تیپ اراضی فلات ۰/۹۰۳- و در اراضی کوه ۰/۹۰۸- بود اما ضریب هبستگی در تیپ اراضی تپه برابر ۰/۷۹۹- بود . هچنین رابطه بین فرسایش‌پذیری و میانگین وزنی قطر خاکدانه در هر سه تیپ اراضی معنی دار نبود (جدول ۱).

جدول ۱- مقادیر همبستگی بین فرسایش پذیری و شاخص‌های پایداری در انواع تیپ اراضی

تیپ اراضی	کوه	تپه	فلات
ضریب همبستگی WAS با فرسایش‌پذیری	۰/۹۱۱-	۰/ ۷۷۲-	۰/۹۰۳-
ضریب همبستگی MWD با فرسایش‌پذیری	۰/۰۸۷-	۰/۲۰۹-	۰/۱۱۲-

باتوجه به اینکه اکثر خصوصیات موثر در پایداری خاکدانه از جمله بافت خاک، ماده آلی و ساختمان در فرمول فرسایش‌پذیری ویشمایر موثراند رابطه منفی بین پایداری و فرسایش‌پذیری قابل قبول می‌باشد. با بررسی خصوصیاتی از خاک که در فرمول ویشمایر وارد نشده‌اند متوجه اختلاف معنی دار درصد آهک در سه تیپ اراضی بودیم، به طوری که تیپ اراضی تپه دارای درصد آهک به مراتب بیشتری نسبت به دو تیپ دیگر بود. با توجه به تاثیر آهک در پایداری خاکدانه می‌توان این خصوصیت را عامل کاهش ضریب همبستگی دانست.

نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج بدست آمده تغییر در تیپ اراضی با ایجاد شرایط متفاوت در وضعیت خاک و هیدرولوژی می-تواند در نتایج بدست آمده برای یک خاک معین مثلا خاک مارنی تفاوت ایجاد کند. بنابراین در هنگام نمونه برداری بایستی به شرایط اراضی توجه داشت. شاخص درصد خاکدانه‌های پایدار (WAS) بسیار بهتر نسبت به شاخص MWD میزان حساسیت خاک در مقابل فرسایش را برای ما بازگو می‌کند. تاثیر املاح بخصوص کربنات کلسیم، بر فرسایش‌پذیری و پایداری خاکدانه سبب ایجاد خطا می‌شود از طرفی با توجه شرایط پیچیده حاکم بر خاک‌های مارنی انجام تحقیقات بیشتر می‌تواند نتایج روشن‌تری از حساسیت این خاک‌ها را به فرسایش بیان نماید.

منابع

۱- آرمین، م،۱۳۹۰، بررسی رابطه بین پایداری خاکدانه ها، فرسایش پذیری خاک، اشکال فرسایش آبی و عوامل مؤثر در آن (مطالعه موردی: مناطق با سنگ بستر مارن حوزه آبخیز طالقان) . پایانامه دکتری تخصصی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۲- واعظی ع ر، بهرامی ح ع، صادقی س ح ر و مهدیان م ح. ۱۳۸۶. ویژگی‌های فیزیکی-شیمیایی موثر بر پایداری ساختمان خاک در خاک‌های آهکی. دهمین کنگره علوم خاک ایران. ۸۸۱ -۹۸۰.

3- Natural Resources Conservation Service (NRCS), USDA. 1996. Soil Quality Information Sheet .Indicators forSoil Quality Evaluation.

4- Gupta OP, 2002. Water in relation tosoils and plants. Agrobios, India, 31-34. Veihe A, 2002. The spatial variability of erodibility and its relation to soil t y pes: a study from northern Ghana. Geoderma 106: 101-120.

5- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A.,andPorter, J.P. 1991. RUSLE: revised universal soil loss equation. J.Soil and Water Conservation,46: 1.30-33.

6- Wischmeier WH, Smith DD (1978) Predicting rainfall erosion. losses: a guide to conservation planning. Agriculture handbook, vol. 537. US Department of Agriculture, Washington, DC.

پیش‌بینی درجه تراکم خاک با استفاده از مدل‌سازی رگرسیون چند متغیره در اراضی منطقه سمیرم استان اصفهان

شقایق هوائی[1]، شمس الله ایوبی[2]، محمد رضا مصدقی[2]
۱- دانشجوی دکتری، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ولیعصر (عج) رفسنجان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

وضعیت تراکمی خاک یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های تأثیرگذار بر بسیاری دیگر از ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی خاک مانند نفوذپذیری خاک، توزیع اندازه منافذ، نگهداشت و حرکت آب در خاک، رشد و نفوذ ریشه گیاهان در خاک و همچنین مقاومت برشی آن می‌باشد (کلر، ۲۰۱۰).

درجه تراکم و تراکم‌پذیری خاک تحت تأثیر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی آن و همچنین نوع مدیریت زمین می‌باشد. پژوهش‌های متعددی وجود دارد که نشان می‌دهد چگالی ظاهری مشخصه‌ای است که به شدت تحت تأثیر بافت خاک قرار داشته و معیار مناسبی برای مقایسه تراکم‌پذیری در خاک‌های مختلف نمی‌باشد (هاکانسون، ۲۰۰۰و دکستر، ۲۰۰۴).

به منظور تعیین درجه تراکم خاک به صورت مستقل از بافت آن، می‌توان از شاخص چگالی ظاهری نسبی ($\rho_{b\text{-}rel}$)[1] استفاده نمود. چگالی ظاهری نسبی به صورت نسبتی از چگالی ظاهری اندازه‌گیری شده در شرایط طبیعی مزرعه بر روی نمونه‌های دست‌نخورده به چگالی نسبی مرجع[2] ($\rho_{b\text{-}ref}$) اندازه‌گیری می‌شود. (هاکانسون، ۱۹۹۰).

در این پژوهش جهت دست‌یابی به شاخصی مناسب برای پیش‌بینی درجه تراکم خاک به مدل‌سازی تراکم خاک توسط توابع انتقالی خاک[3] و مقایسه مدل‌های تشکیل شده، پرداخته شد. توابع انتقالی با استفاده از دو شاخص چگالی ظاهری و چگالی ظاهری نرمال به همراه ویژگی‌های زودیافت خاکی نظیر فاکتورهای فیزیکی و شیمیایی خاک به روش رگرسیون چند متغیره خطی ایجاد شد.

مواد و روشها

موقعیت جغرافیایی منطقه

منطقه مورد مطالعه (طول جغرافیایی ´۳۳ °۵۱ شرقی و عرض جغرافیایی ´۲۵ °۳۱ شمالی) با مساحت ۳۵۰۰ کیلومترمربع در مجاورت شهرستان سمیرم واقع گردیده است. میانگین بارندگی و دمای سالیانه منطقه به ترتیب ۳۵۰ میلی‌متر و ۱۰/۶ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. برای انجام این پژوهش نمونه‌برداری خاک به روش کاملاً تصادفی و در ۱۰۰ نقطه با فاصله حدود ۱۰۰۰ متر و در سه کاربری مرتع، کشت آبی و کشت دیم صورت گرفت. در هر نقطه از لایه ۰-۱۰ سانتی‌متری اقدام به نمونه‌برداری گردید.

---

[1]- Relative bulk density
[2]- Reference bulk density
[3]- pedotransfer functions (PTFs)

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک

توزیع اندازه ذرات به روش پیپت (جی، ۱۹۸۶) تعیین گردید، تعیین مقدار رس ریز با استفاده از روش سانتریفوژ، درصد سنگریزه خاک به روش حجمی ، درصد رطوبت خاک به روش وزنی، ، مقدار کربن آلی خاک به روش والکلی و بلاک (نلسون، ۱۹۸۶) و مقدار کربنات کلسیم خاک به روش تیتراسیون معکوس(نلسون، ۱۹۸۶) اندازه گیری شد. برای تعیین چگالی ظاهری خاک از استوانه فلزی با حجم مشخص استفاده شد (جونز، ۱۹۸۳). چگالی ظاهری به روش سیلندرهای نمونه گیری تعیین گردید. پارامتر چگالی ظاهری نسبی ($\rho_{b\text{-}rel}$) با استفاده از معادلات زیر محاسبه شد (کلر، ۲۰۱۰):

$$\rho_{b\text{-}rel} = \rho_b / \rho_{b\text{-}ref} \quad [۱]$$

که درآن ρ_b چگالی ظاهری ($Mg\ m^{-3}$)، $\rho_{b\text{-}ref}$ چگالی ظاهری مرجع ($Mg\ m^{-3}$) می‌باشد و از معادله زیر محاسبه شد (جونز، ۱۹۸۳):

$$\rho_{b\text{-}ref} = ۱/۸۸۲ - ۰/۰۰۸۳\ Clay \quad [۲]$$

مدل‌سازی درجه تراکم خاک با استفاده از روش رگرسیون چند متغیره

در این پژوهش مدل رگرسیونی چند متغیره خطی برای پیش‌بینی هر یک از پارامترهای مقاومت برشی مورد بررسی و آزمون قرار گرفت. متغیرهای زود یافت توابع انتقالی خاک شامل توزیع اندازه ذرات ، مقدار ماده آلی، مقدار کربنات کلسیم، چگالی ظاهری و چگالی نسبی خاک سطحی بود. مدل‌سازی در محیط نرم افزار *SAS* صورت گرفت.

ارزیابی دقت مدل‌ها

در نهایت جهت مقایسه و انتخاب روش‌های مختلف مدل‌سازی مناسب و بهینه نیز از شاخص‌های ضریب تبیین (R^2) و ریشه میانگین مربعات خطا[۴] ($RMSE$) استفاده شد (کلر، ۲۰۱۰):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(Yi-\hat{Y}i)^2}{N}} \quad [۳]$$

نتایج و بحث

ویژگی‌های خاک‌های منطقه مورد بررسی که برای ایجاد توابع انتقالی خاک و مدل‌سازی درجه تراکم خاک مورد استفاده قرار گرفتند، در جدول ۱ آمده است. بر اساس توزیع اندازه ذرات خاک،کلاس بافت‌های غالب خاک‌های منطقه شامل رسی، لومی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی و لوم رسی شنی است.

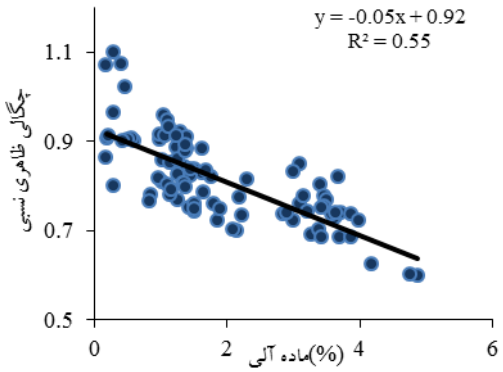
[۴] - Root mean square error

جدول ۱ - محاسبه های آماری ورودی ها و خروجی توابع انتقالی خاک

متغیر های مستقل و وابسته	واحد	میانگین	میانه	انحراف معیار	کمینه	بیشینه
سیلت	(٪)	۳۳/۲	۳۲/۶	۹/۶۰	۱۷/۴	۴۹/۳
رس کل	(٪)	۳۶/۵	۳۲/۹	۱۱/۰۰	۲۰/۲	۶۲/۴
رس ریز	(٪)	۱۸/۳	۱۶/۹	۶/۳۰	۴/۷	۲۹/۷
سنگ‌ریزه	(٪)	۲۳/۴	۲۲/۰	۹/۰۶	۹/۰	۴۸/۰
ماده آلی	(٪)	۱/۹	۱/۵	۱/۲۰	۰/۲۰	۴/۸۰
آهک	(٪)	۲۶/۰	۱۷/۵	۱۳/۰۰	۰/۹۸	۶۲/۵۰
چگالی ظاهری	Mg/m^3	۱/۳	۱/۳	۰/۱۳	۰/۹۸	۱/۹۰
چگالی ظاهری نسبی	-	۰/۸	۰/۸	۰/۰۹	۰/۵۷	۱/۱۶

همبستگی بین شاخص‌های های درجه تراکم خاک با سایر ویژگی‌های ذاتی آن

نتایج نشان داد که همبستگی بسیار قوی منفی بین $\rho_{b\text{-}rel}$ و ρ_b با میزان ماده آلی خاک وجود دارد، اگر چه رابطه مربوط به شاخص قوی تر می باشد (به ترتیب $p<$ ۰/۰۰۱، $r =$ −۰/۷۰ و $r =$ −۰/۶۳). این نتیجه نشان‌دهنده این واقعیت است که ماده آلی در خاک سبب کاهش درجه تراکم آن می‌شوند (شکل۱).

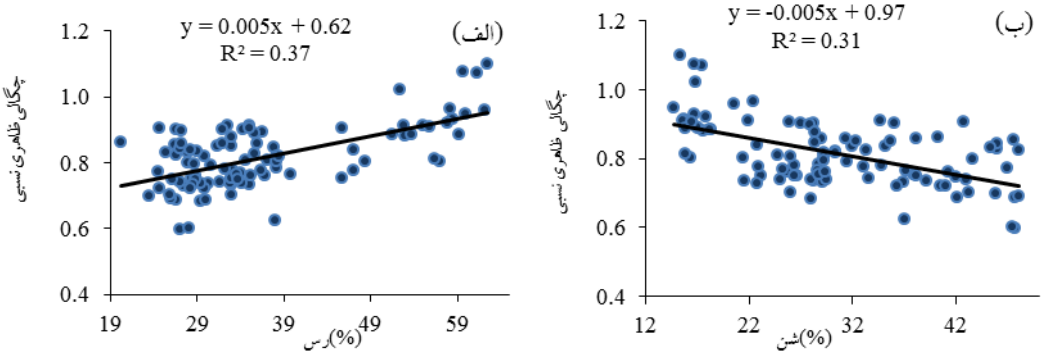


شکل۱- چگالی ظاهری نسبی به عنوان تابعی از میزان ماده آلی خاک در خاک‌های مورد بررسی

نتایج ارائه شده در شکل ۲ الف و ب نشان می‌دهد که رابطه معنی‌دار مثبتی بین میزان چگالی ظاهری نسبی و رس کل وجود دارد ($p<$ ۰/۰۰۱، $r =$ ۰/۵۵). هم‌چنین همبستگی منفی بین $\rho_{b\text{-}rel}$ و میزان شن بدست آمد

($r = -۰/۵۲$، $p< ۰/۰۰۱$). به این ترتیب می‌توان چنین استنباط کرد که در منطقه مورد بررسی، خاک‌های ریز بافت به طور نسبی درجه تراکم بیشتری نسبت به خاک‌های درشت‌بافت دارند.

روابط مشابه اما ضعیف‌تری برای شاخص ρ_b مشاهده شد. . این نتیجه شاید به دلیل تأثیر شدید مواد آلی بر ρ_b رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه و به ویژه در کاربری کشت آبی، میزان مواد آلی افزوده شده به خاک بسیار زیاد بوده است و این عامل سبب شده که اثرات پارامترهای توزیع اندازه ذرات بر ρ_b تحت الشعاع اثر شدید ماده آلی قرار گیرد.



شکل۲- چگالی ظاهری نسبی در برابر میزان رس الف) و میزان شن خاک ب)

برآورد درجه تراکم خاک با استفاده از مدل‌سازی رگرسیون چند متغیره

از تمامی ویژگی‌های زودیافت بررسی‌شده، برای ارائه مدل‌های پیش‌بینی‌کننده (*PTFs*) دو شاخص ρ_b و $\rho_{b\text{-}rel}$ در منطقه مورد بررسی استفاده شد. مدل ۱ نشان داد که در منطقه بررسی شده، رس، سیلت، ماده آلی و نسبت OM/Clay عوامل مؤثر بر $\rho_{b\text{-}rel}$ می‌باشند (جدول ۲). اثر فاکتورهای رس و سیلت افزایش دهنده و اثر ماده آلی و نسبت OM/Clay نیز کاهنده می‌باشد. این نتیجه با توجه به این واقعیت که ذرات رس به دلیل اندازه بسیار کوچک خود توانایی قرار گرفتن بین سایر ذرات درشت‌تر خاک و افزایش میزان تراکم خاک را دارند قابل تفسیر است. همچنین در مورد اثر سیلت در این مطالعه نیز می‌توان بیان کرد که به دلیل اندازه ذرات متوسطی که دارد، این بخش توزیع اندازه ذرات نیز تا حدی توانایی قرارگرفتن در منافذ درشت‌تر و تأثیرگذاری بر درجه تراکم‌خاک را داشته است. همچنین افزایش ماده آلی به خاک سبب افزایش توانایی خاک در پایداری در برابر فشارهای تراکمی شده و به این ترتیب سبب کاهش متراکم‌شدن خاک می‌شود. اگرچه مدل‌های به‌دست‌آمده برای این دو شاخص ($\rho_{b\text{-}rel}$و ρ_b) شبیه به یکدیگر می‌باشند، اما نتایج نشان داد که مدل‌های بدست آمده برای پارامتر $\rho_{b\text{-}rel}$ نسبت به مدل‌های بدست آمده برای ρ_b به دلیل داشتن R^r بزرگ‌تر و *RMSE* کوچک‌تر، مدل‌های بهتری جهت تخمین درجه تراکم خاک در منطقه مورد مطالعه بوده‌اند (جدول ۲).

جدول۲- مدل‌های رگرسیونی توسعه‌یافته جهت پیش بینی پارامتر چگالی ظاهری نسبی (ρ_{b-rel}) و چگالی ظاهری (ρ_b) به کمک ویژگی‌های خاک در منطقه مورد مطالعه

مدل	مدل	R^2	RMSE
۱	$\rho_{b-rel} = ۰/۶+ ۰/۰۰۵\ Clay+۰/۰۰۲silt+۱/۵۳\ OM/Clay^{-۱} -۰/۰۹OM$	۰/۶۲**	۰/۰۵
۲	$\rho_b = ۱/۱۲- ۰/۰۰۰۰۲\ CaCO3^{۲}+۰/۰۰۰۰۵\ silt^{۲}$ $+ ۱/۱۱exp\ (Clay) -۰/۱۵\ ln\ (OM)\ -۰/۱۵OM/Clay^{۰/۵} -۰/۰۰۲exp(OM)$	۰/۵۲**	۰/۰۹

نتیجه‌گیری

نتایج بدست‌آمده نشان می‌دهد که درجه تراکم خاک در منطقه مورد مطالعه به شدت تحت تأثیر میزان ماده آلی خاک و بافت آن می‌باشد. هم‌چنین مشخص شد که شاخص چگالی ظاهری نسبی به دلیل داشتن رابطه قوی‌تر با ویژگی‌های ذاتی خاک و همچنین به دلیل ارائه پیش‌بینی دقیق‌تری از درجه تراکم خاک شاخصی مناسب‌تر نسبت به شاخص چگالی ظاهری جهت پیش‌بینی درجه تراکم خاک می‌باشد.

منابع

1- Dexter AR, 2004. Soil physical quality. Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, 120: 201–214.

2- Håkansson I, 1990. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. *Soil Till. Res.* 16: 105–120

3- Gee GW, and Bauder JW, 1986. Methods of Soil Analysis. American Society of Agronomy & Soil Science Society of America, Madison.

4- Jones CA, 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 1208–1211.

5- Keller T and Håkansson I, 2010. Estimation of reference bulk density from soil particle size distribution and soil organic matter content. *Geoderma*. 153: 398–406.

6- Nelson DW and Sommers LP, 1986. Methods of Soil Analysis. Erican Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison.

تاثیر ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌های رسی روی فاکتور فرسایش‌پذیری بین شیاری خاک(مطالعه موردی: دشت تبریز)

یونس گروسی[۱]، علی اصغر جعفرزاده[۲]، شاهین اوستان[۳] و عباس احمدی[٤]

۱- دانشجوی دکتری، خاکشناسی، دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

۳- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

٤- استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز.

مقدمه

به منظور برنامه‌ریزی و مدیریت صحیح در زمینه حفاظت خاک در یک منطقه برآورد مقدار فرسایش و شناخت عوامل مؤثر بر آن حائز اهمیت است. ازجمله این عوامل فرسایش‌پذیری خاک می‌باشد که به حساسیت ذرات خاک در مقابل کنده شدن و انتقال گفته می شود و توسط عوامل مختلف از جمله بافت، ساختمان، میزان مواد آلی، میزان و نوع کانی‌های رسی و نفوذپذیری خاک کنترل می شود (ویشمایر و اسمیت ۱۹۷۸). بررسی های کاسترو و لوگان (۱۹۹۱) نشان داد که آهک از یک سو با افزایش pH موجب می‌شود گروه‌های هیدروکسیل سطح رس‌ها بیشتر یونیزه و در نتیجه بار منفی بیشتری تولید شود و از سوی دیگر و جود کاتیون کلسیم در هما وری[۱] رس‌ها و پایداری آنها مؤثر است. تاجیک و همکاران (۱۳۸۳) بیان کردند که افزایش نسبت جذب سدیم پایداری خاکدانه ها را کاهش و در نتیجه باعث افزایش میزان فرسایش می‌شود. آزمایشات انجام شده توسط سانتوس و همکاران (۲۰۰۳) نشان داد که خاک‌های شنی اثر ضربه قطره باران را بهتر کاهش می‌دهند و به دلیل داشتن سرعت نفوذ آب بیشتر، رواناب و فرسایش کمتری را موجب می‌شوند. گون و همکاران (۱۹۸۸) گزارش کردند که با افزایش میزان سیلت، فرسایش‌پذیری افزایش می‌یابد. در بیشتر منابع از جمله چارمن و مورفی (۲۰۰۰) گزارش شده است که افزایش میزان رس به دلیل خاصیت چسبندگی رس، معمولاً فرسایش-پذیری خاک را کاهش می‌دهد. در حالی که ریچرت و نورتون (۱۹۹۴) گزارش کردند که افزایش میزان رس همواره منجر به افزایش پایداری خاکدانه‌ها نمی‌شود و تحت تأثیر ویژگی‌های فیزیکو شیمیایی و مینرالوژیکی رس‌ها هم می‌باشد. در مورد کانی‌های رسی، واکیندیکی و بن هور(۲۰۰۲) گزارش کردند که خاک‌های حاوی اسمکتیت حساسیت بیشتری نسبت به فرسایش آبی در مقایسه با خاک‌های کائولینیتی دارند. بنابراین هدف از این تحقیق تعیین نوع و میزان نسبی کانی‌های رسی موجود در خاک‌های مورد مطالعه و بررسی اثر برخی از ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و مینرالوژیکی روی فاکتور فرسایش‌پذیری می‌باشد.

مواد و روش‌ها

این تحقیق در بخشی از خاک‌های دشت تبریز به وسعت تقریباً ۹۲۶ کیلومتر مربع واقع در شمال غرب ایران صورت گرفت. از لحاظ موقعیت جغرافیایی این دشت بین ' ۲۸ ° ۴۵ تا ' ۱۴ ° ۴۶ طول شرقی و' ۵۶ °۳۷ تا ' ۱۷ °۳۸ عرض شمالی قرار گرفته است. در ابتدا یازده خاک با خانواده های مختلف انتخاب، اطلاعات مربوط به برخی ویژگی‌های یازده سری خاک سطحی از جمله توزیع اندازه ذرات، ماده آلی، کربنات کلسیم معادل، ظرفیت تبادل کاتیونی، گچ و واکنش خاک که قبلا توسط احمدی (۲۰۱۰) تعیین شده بود مورد استفاده قرار گرفت از

۱-Flocculation

افق‌های سطحی هر کدام از این خاک‌ها به منظور انجام آزمایش‌های مینرالوژیکی نمونه‌برداری و به آزمایشگاه منتقل شدند و آنالیز نمونه‌ها با استفاده از روش‌های استاندارد ارائه شده توسط (کیونز و دیکسون، ۱۹۸۶؛ مهرا و جکسون، ۱۹۶۰) انجام شد، کانی شناسی نمونه‌ها با استفاده از دستگاه تفرق اشعه ایکس (XRD) انجام و سپس و نوع و میزان نسبی کانی های رسی موجود در هر خاک با استفاده از روش کیفی و آنالیز نیمه کمی[۱] تعیین شد. آنالیزهای آماری هم روی داده‌های آزمایشگاهی بدست آمده توسط نرم افزار SPSS صورت گرفت.

نتایج و بحث

نتایج حاصل از پراش نگاشت‌های پرتو ایکس نشان داد که خاک‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً حاوی کانی‌های ایلیت، اسمکتیت، کوارتز، کلریت و کائولینیت می‌باشند و مقدار نسبی هر کدام از کانی‌ها توسط آنالیز نیمه کمی، در یازده سری خاک مورد مطالعه تعیین شدند. بعد از بررسی نرمال بودن داده ها با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون، همبستگی بین فاکتور فرسایش‌پذیری بین شیاری اندازه‌گیری شده توسط احمدی (۲۰۱۰) و ویژگی-های فیزیکی و شیمیایی محاسبه شد (جدول۱).

جدول ۱- ضرایب همبستگی برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک با فاکتور فرسایش پذیری.

متغیر	میزان رس	میزان شن	میزان سیلت	SP	OM	pH	EC	CEC	SAR	میزان آهک
K_i	۰/۸۳۶**	−۰/۸۲۴**	۰/۶۶۷*	۰/۷۸۶**	−۰/۵۹۱	۰/۶۳۱*	۰/۴۵۴	۰/۳۹	۰/۷۹۹**	۰/۶۳۲*

: معنی دار در سطح یک درصد ، * : معنی دار در سطح پنج درصد، k_i: **ضریب فرسایش پذیری بین شیاری

ارتباط مثبت و معنی‌دار بین فاکتور فرسایش‌پذیری و میزان رس در این تحقیق با نتایج یودگو و همکاران (۲۰۰۷) مطابقت دارد و آنها دلیل این امر را به احتمال حضور کانی انبساط پذیر اسمکتیت درخاک نسبت دادند. در واقع با توجه به نتایج این تحقیق می‌توان گفت که افزایش میزان رس در خاک‌های حاوی کانی اسمکتیت موجب افزایش فرسایش‌پذیری می‌شود. در رابطه با ارتباط مثبت و معنی‌دار بین فاکتور فرسایش‌پذیری و SAR مطابق با نتایج تاجیک و همکاران (۱۳۸۳) می‌باشد. با توجه به تحقیقات ویلیامز و همکاران (۱۹۸۳) می‌توان گفت که وجود رابطه مثبت و معنی دار بین SP و فاکتور فرسایش پذیری به خاطر حضور کانی اسمکتیت که تمایل بالایی به جذب آب دارد، می‌باشد. همچنین در این تحقیق ارتباط منفی و معنی‌دار در سطح یک درصد بین K_i و میزان شن بدست آمد که مقاومت ذرات شن را در مقابل فرسایش نشان می‌دهد (سانتوس و همکاران، ۲۰۰۳) . ارتباط مثبت و معنی دار بین میزان سیلت K_i مطابق نتایج تحقیقات گون و همکاران (۱۹۸۸) می‌باشد. برخلاف نتایج بسیاری از محققین، یک ارتباط مثبت و معنی‌دار در سطح ۵ درصد بین میزان کربنات کلسیم و K_i مشاهده شد البته مرزوک و بلک (۱۹۹۱) گزارش کردند که فرسایش‌پذیری بالا در خاک‌های آهکی به خاطر حضور کربنات کلسیم در اندازه سیلت می‌باشد که خاک‌های آهکی مورد مطالعه دارای چنین شرایطی می-

[۱] Semi-quantitative analysis

باشند. همچنین یک ارتباط مثبت و معنی دار بین واکنش خاک و فاکتور فرسایش‌پذیری مشاهده گردید که در واقع افزایش pH منجر به افزایش بار منفی وابسته به pH روی سطح مواد آلی شده ودر نتیجه افزایش نیروی دافعه بین ذرات رس و مواد آلی به وجود آمده که باعث پراکنش رس و افزایش فرسایش می‌شود (گلدبرگ و گلاوبیگ، ۱۹۸۷).

همچنین در مورد کانی‌های رسی هم بعد از بررسی نرمال بودن داده ها ، با استفاده از ضریب همبستگی پیرسون، همبستگی بین کانی‌های رسی و فاکتور فرسایش‌پذیری بین شیاری محاسبه گردید(جدول۲).

جدول ۲- مقادیر ضریب همبستگی بین فاکتور فرسایش پذیری و کانی‌های رسی

متغیر	IL	Sm	Ka-Ch	Ch-Ver	Q
$K_i(kg\ s\ m^{-4})$	۰/۰۳۶	۰/۸۷۲**	-۰/۵۰۹	-۰/۶۵۳*	-۰/۷۷۲**

IL: ایلیت، Q: کوارتز، Sm: اسمکتیت Ka-Ch: کائولینیت -کلریت، Ch-Ver: کلریت- ورمی کولیت

(**: معنی دار در سطح یک درصد ، * : معنی دار در سطح پنج درصد)

با توجه به کانی اسمکتیت ارتباط مثبت و معنی دار و کانی کوارتز ارتباط منفی و معنی داری در سطح یک درصد با فاکتور فرسایش پذیری بین شیاری داشتند، و بر اساس بررسی‌های سایر محققین در مورد اثر کانی اسمکتیت در افزایش میزان فرسایش (مرموت و همکاران ۱۹۹۷) و نیز حضور کوارتز به عنوان یک کانی مقاوم به فرسایش در خاک (باین ۱۹۷۷) نتایج حاصل از همبستگی در این تحقیق قابل توجیه می‌باشد و نیز مخلوط کانی‌های کلریت- ورمی‌کولیت هم در سطح پنج درصد یک ارتباط منفی و معنی دار با فاکتور فرسایش‌پذیری دارد، که با توجه به اینکه کانی‌های کلریت و ورمی‌کولیت از جمله کانی‌های با قابلیت پراکنش پایین می-باشند(وان الفن، ۱۹۷۷)، همبستگی منفی و معنی دار این دو کانی با فاکتور فرسایش‌پذیری نیز می‌تواند قابل توجیه و تفسیر باشد. بنابراین در هر خاک جهت بررسی میزان فرسایش‌پذیری لازم است کلیه عوامل مؤثر در فرسایش پذیری مد نظر قرار گیرند و با شناخت صحیح هر کدام از این عوامل می‌توان در مناطقی با میزان فرسایش پذیری بالا و خاک‌های مستعد به فرسایش، اقدامات مدیریتی صحیح را انجام داد و از هدر رفت زیاد خاک در این مناطق جلو گیری به عمل آورد.

منابع

1- تاجیک، ف.، ۱۳۸۳. ارزیابی خاکدانه‌ها در برخی مناطق ایران. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد هشتم، شماره۱ . صفحه‌های ۱۰۷تا ۱۲۲.

2- Bain D C., 1977. The weathering of cholorite minerals in some Scottish soils. Soil Science Society of American Journal 28:144-164.

3- Ahmadi A, Neyshabouri M R, Rouhipour H, Asadi H and Iranajad M., 2010. Factors and mechanisms influencing interrill erodibility at different rainfall intensities. Journal of Food, Agriculture & Environment 8: 996-999.

4- Castro CF and Logan TJ, 1991. Limming effects on the stability and erodibility of some Brazilian oxisols. Soil Science Society of American Journal 55: 1407-1413.

5- Charman PEV and Murphy BW, 2000. Soils (their properties and management). New South Wales, Oxford.

6- Goldberg S and Glaubig RA., 1987. Effect of saturation cation, pH, and aluminum, iron oxide on the flocculation of kaolinite and montmorillonite. Clays and Clay Min 35: 220-227.

7- Gunn R H, Beattie J A, Reid R E and van- de- Graaff R H M., 1988. Australian Soil and Land Survey Handbook: Guidelines for Conducting Surveys. Inkata Press Melbourne.

8- Kunze GW and Dixon JB., 1986. Pretreatment for Mineralogical Analysis. In: Methods of Soil Analysis. Part 1, 2nd (Ed) ASA and SSSA. Madison, USA.

9- Mehra OP and Jackson ML, 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionate citrate system with sodium bicarbonate. Clays and clays minerals 7: 317-327.

10- Mermut AR, Luk SH, Romkens MJM and Poesen JWA, 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. Geoderma 75:203–214.

11- Merzouk A and Black GR., 1991. Indices for the estimation of interrill erodibility of Moroccan soils. Catena18:537- 550.

12- Reichert JM and Norton LD., 1994. Aggregate stability and rain impacted sheet erosion of air-dried and prewetted clayey surface soil under intense rain. Soil Science Society of American Journals 158:159-169.

13- Santos FL, Reis JL, Martins OC, Catanheria NL and Serralherio RP., 2003. Comparative assessment of infiltration, runoff and erosion of sprinkler irrigation soils. Bio systems Engineering 86: 355-364.

14- Udeigwe TK, Wang JJ and Zhang H., 2007. Predicting runoff of suspended solids and particulate phosphorus for selected Louisiana soils using simple soil tests .Journal of Environmental Quality 36:1310- 1317.

15- Van Olphen H., 1977. An Introduction to Clay Colloid Chemistry. Inter science Publications, New York.

16- Wakindiki IIC and Ben-Hur M., 2002. Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, infiltration and erosion. Soil Science Society of American Journal 66: 897-905.

17- Williams J, Prebble RE, Williams WT, Hignett CT., 1983. The influence of texture, structure and clay mineralogy on soil moisture characteristics. Australian Journal of Soil Research 21:15-32.

18- Wischmeier WH and Smith D, 1978. Predicting rainfall erosion losses: A guide to conservation planning. USDA Handbook, Washington.

بررسی و تعیین معادله‌ی نفوذ مناسب در اراضی نیشکر

عباس ملکی[1]، افسانه عالی نژادیان[2]

۱- **استادیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه لرستان**

۲- **استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه لرستان**

مقدمه

در مطالعات آبیاری برای طراحی، ارزیابی و شبیه‌سازی یک سیستم آبیاری، تعیین معادله‌ی نفوذ آب به خاک از اهمیت زیادی برخوردار است. هرچه این معادله دقیق‌تر به دست آید طراحی و ارزیابی سیستم بهتر و در نهایت باعث بهره‌برداری بهینه در مصرف آب خواهد شد.

الیوت و آیزنهاور (۱۹۸۳) روش دونقطه‌ای را به خاطر دقت و سادگی در کار از روش‌های دیگر محاسبه ضرایب معادله‌های نفوذ بهتر تشخیص دادند. کلمنس (۱۹۸۳)با هدف انتخاب و توصیه معادله‌های نفوذ مناسب جهت کاربرد در آبیاری سطحی کارآیی هشت معادله نفوذ پایه‌ای، فیزیکی و تجربی را مورد مطالعه و بررسی قرار داد و نتیجه گرفت که معادله‌های تجربی بهتر از معادله‌های دیگر در داده‌های مزرعه‌ای برازش می‌شوند و از میان معادله‌های تجربی معادله‌های کاستیاکف اصلاح شده و کاستیاکف انشعابی را برای استفاده در آبیاری سطحی توصیه کرد. هانسون و همکاران (۱۹۹۳) برای تعیین نفوذ در جویچه‌ها، معادله‌های نفوذ کاستیاکف و کاستیاکف اصلاح شده را که ضرایب آن‌ها را از روش دونقطه‌ای محاسبه کردند مورد ارزیابی قرار دادند و نتیجه گرفتند که معادله کاستیاکف اصلاح شده نفوذ تجمعی را بهتر محاسبه کرده و کاربرد روش دونقطه‌ای در آبیاری جویچه‌ای را مناسب دانستند.

با توجه به این‌که در استان خوزستان اراضی وسیعی از نیشکر با آبیاری جویچه‌ای که یکی از روش‌های آبیاری سطحی است، آبیاری می‌گردند؛ لذا مطالعات نفوذپذیری در این اراضی و تعیین دقیق مشخصات نفوذ از اهمیت زیادی برخوردار است و می‌تواند باعث بهره‌برداری بهینه از اراضی و افزایش بازده مصرف آب آبیاری شود. برای دستیابی به این هدف در این مطالعه معادله‌های کاستیاکف، کاستیاکف اصلاح شده، فیلیپ و فیلیپ اصلاح شده مورد بررسی قرار گرفته و مناسب‌ترین معادله برای طراحی و ارزیابی سیستم آبیاری جویچه‌ای در اراضی مرکز تحقیقات نیشکر انتخاب گردید.

مواد و روش‌ها

به منظور مطالعه و ارزیابی معادلات نفوذ و تعیین معادله نفوذ مناسب آزمایش‌های نفوذپذیری به روش ورودی و خروجی در منطقه مورد مطالعه در مزرعه شماره ۱۰ آرک ۲ (ARC2-10) در اراضی مرکز تحقیقات نیشکر و صنایع جانبی واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب شهرستان اهواز، انجام گرفت. آزمایش‌های نفوذپذیری در سه آبیاری انجام پذیرفت. بافت خاک مزرعه ۳۳٪ رس ۳۱٪ سیلت و ۳۶٪ شن که با توجه به این مقادیر، بافت خاک کلی لوم تعیین شد. مقدار متوسط جرم مخصوص ظاهری خاک ۱/۶۲ گرم بر سانتیمتر مکعب به دست آمد. تغییرات شیب جویچه‌ها بین ۰/۰۰۰۶۲ تا ۰/۰۰۰۰۹۵ بود.

برای تعیین دقیق ضرایب معادله‌های نفوذ بایستی شرایط و روش اندازه‌گیری نفوذ با شرایط طبیعی مزرعه مطابقت داشته باشد. در این مطالعه برای تأمین این هدف از روش ورودی–خروجی که آب نفوذ یافته به جویچه را در شرایط مزرعه در جویچه اندازه‌گیری می‌کند، استفاده گردید (علیزاده، ۱۳۷۲ و واکر و اسکوگربو، ۱۹۸۷). اندازه‌گیری نفوذ در اراضی کشت شده انجام گرفت که روش کاشت نیشکر در مزرعه مورد آزمایش بصورت کشت برروی پشته بوده است.

هر آزمایش شامل سه جویچه بود و جریان ورودی به جویچه‌ها به وسیله هیدروفلوم و از طریق دریچه‌هایی که برروی آن نصب شده انجام گرفت. دبی ورودی از یک تا دو لیتر در ثانیه متغییر در نظر گرفته شد. طول و فواصل جویچه‌ها به ترتیب ۱۰۰ و ۱/۸۳ متر بود.برای تعیین روابط بین مشخصات مقطع جویچه‌ها به وسیله دستگاه مقطع‌سنج اقدام به اندازه‌گیری مقطع در نقاط ابتدا، وسط و انتهای هر جویچه شد. با استفاده از اطلاعات به دست آمده و بکار بردن برنامه کامپیوتری که به زبان کوئیک بیسیک تهیه شده بود ضرایب شکل مقاطع با معادله‌های مربوطه به بدست آمد.

برای بدست آوردن اطلاعات مورد نیاز برای محاسبه ضرایب معادله‌های نفوذ در هر آبیاری، دبی ورودی و دبی خروجی در زمان‌های مختلف، زمان پیشروی آب، عمق جریان در زمان قطع جریان در نقاط علامت‌گذاری شده اندازه‌گیری شد و با استفاده از این اطلاعات ضرایب معادله‌های کاستیاکف و کاستیاکف اصلاح شده از روش دو نقطه‌ای و معادله‌های فیلیپ و فیلیپ اصلاح شده از روش یک نقطه‌ای محاسبه شدند.

نتایج و بحث

دقت معادله‌های نفوذ در تخمین مشخصات نفوذ آب در آبیاری از مقایسه حجم آب نفوذی محاسبه شده از معادله‌های نفوذ و حجم نفوذ آب مشاهده‌ای در مزرعه بدست می‌آید. برای این کار درصد خطای نسبی برای هر یک از معادله‌های نفوذ محاسبه می‌شود. در این روش از نسبت تفاضل حجم نفوذ مشاهده‌ای و حجم نفوذ محاسبه‌ای به حجم نفوذ مشاهده‌ای استفاده گردید که آن را درصد خطای نسبی می‌نامند. محققین بسیاری از جمله مک کلیمنت و اسمیت (۱۹۹۶)، الیوت و آیزنهاور (۱۹۸۳)، هانسون و همکاران (۱۹۹۳)، عباسی و همکاران (۲۰۰۳)، ماهشواری و همکاران (۱۹۸۸)، اسفندیاری و ماهشواری (۱۹۹۷)، برومند نسب و همکاران (۱۳۸۲)، ملکی و همکاران (۱۳۸۳) و ملکی (۱۳۸۳) برای ارزیابی نتایج حاصل از مطالعات خود از این رابطه استفاده کرده‌اند.

$$EV = (\frac{V_{ob}-V_{CL}}{V_{ob}})100 \qquad [۱]$$

در این رابطه V_{ob} حجم نفوذ مشاهده‌ای و $\boldsymbol{V_{CL}}$ حجم آب نفوذ محاسبه شده با استفاده از معادله مورد نظر می‌باشد.

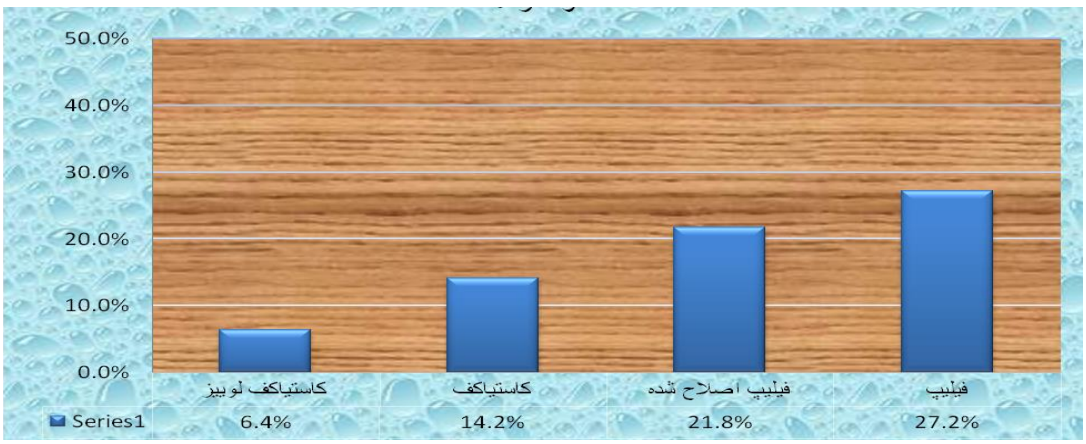
متوسط درصد خطای نسبی برای هر معادله نفوذ و برای همه جویچه‌ها در هر آبیاری با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد.

$$EV_{av} = \frac{\sum_{i=1}^{n}|EV_i|}{n} \qquad [۲]$$

$|EV_i|$ قدر مطلق درصد خطای نسبی و n تعداد مشاهدات است.

در آبیاری اول برای معادله‌های نفوذکاستیـــاکف اصلاح شده، کاستیـــاکف، فیلیپ اصلاح شده و فیلیپ، مقادیر درصد خطای نسبی به این ترتیب برابر ۷/۴ درصد، ۱۵/۶ درصد، ۲۲/۵ درصد و ۲۹/۱ درصد محاسبه شد. در آبیاری دوم برای معادله‌های نفوذ کاستیـــاکف اصلاح شده، کاستیـــاکف، فیلیپ اصلاح شده و فیلیپ، مقادیر درصد خطای نسبی به این ترتیب برابر ۶/۳ درصد، ۱۶/۳ درصد، ۲۵/۱ درصد و ۲۸/۴ درصد محاسبه شد. در آبیاری سوم برای معادله‌های نفوذکاستیـــاکف اصلاح شده، کاستیـــاکف، فیلیپ اصلاح شده و فیلیپ، مقادیر درصد خطای نسبی به ترتیب برابر ۵/۵ درصد، ۱۰/۹درصد، ۱۸ درصد و ۲۴/۴ درصد محاسبه گردید. با بررسی نتایج آبیـــاری‌های اول تا سوم و با محـــاسبه متوسط خطای نسبی برای هر یک از معـــادله‌های نفـــوذ در همه آبیـــاری‌ها، معـــادله‌ی نفـــوذ کاستیـــاکف اصلاح شده با متوسط خطای نسبی ۶/۴ درصد و با کمترین مقدار خطا مناسب‌ترین معـــادله بوده و بهترین همخوانی را با داده‌های مشاهـــده‌ای داشته و مقدار نفـــوذ تجمعی را به خوبی پیش‌بینی می‌نماید که این مطلب با مطالعاتی که الیوت واکر (۱۹۸۲)، واکر و اسکوگربو (۱۹۸۷)، ماهشواری و مک ماهان (۱۹۹۳)، کلمنس (۱۹۸۳) انجام دادند، تطابق داشت. بعد از آن معـــادله نفـــوذ کاستیـــاکف با متوسط خطای نسبی۱۴/۲ درصد قرار دارد. معادله‌های نفوذ فیلیپ در بین معادله‌های مورد مطالعه دارای کمترین دقت می‌باشد. معادله فیلیپ اصلاح شده با متوسط خطای نسبی ۲۱/۸در مقایسه با معادله فیلیپ با متوسط خطای نسبی ۲۷/۲ چیزی حدود ۵/۴ درصد نسبت به معادله نفوذ فیلیپ عملکرد بهتری داشته است (شکل ۱) که این بیانگر آن است که با جایگذاری سرعت نفوذ نهایی(f_0) در معادله فیلیپ به جای ضریب (A_f) که مشابه سرعت نفوذ پایه است؛ دقت معادله زیاد افزایش پیدا نکرده و می‌توان بیان نمود که علت اصلی در این که معادله‌ی نفوذ فیلیپ، مقدار نفوذ تجمعی را بیش از مقدار مشاهده‌ای محاسبه کرده و باعث کاهش دقت این معادله در محاسبه مقدار نفوذ شده است، توان ثابت این معادله ($\frac{1}{2}$) می‌باشد که قبل از این پژوهشگرانی مانند ماهشواری و همکاران (۱۹۸۸) به آن اشاره کرده بودند.

نتایج بیانگر آن است معادله‌ی نفوذ کاستیاکف اصلاح شده (کاستیاکف–لوئیز) با متوسط خطای نسبی ۶/۴ درصد نفوذ را در اراضی مورد مطالعه با دقت مناسبی تخمین زده و دارای بهترین نتیجه می‌باشد.



شکل ۱- متوسط درصد خطای نسبی معادله‌های نفوذ در محاسبه حجم آب نفوذ کرده

منابع

۱- برومندنسب، س.، بهزاد، م و فروردین ن.، ۱۳۸۲. ارزیابی مدلهای آبیاری جویچه‌ای با شرایط مزرعه‌ای در منطقه زرقان، استان فارس. مجله علمی کشاورزی، جلد ۲۶، شماره۱، انتشارات دانشگاه شهید چمران.

۲- علیزاده، ا. ۱۳۷۲. اصول طراحی سیستمهای آبیاری. انتشارات آستان قدس. ۵۳۹ صفحه.

۳- ملکی، ع.، ۱۳۸۳.بررسی تغییرات مکانی و زمانی نفوذ در آبیاری جویچه‌ای در اراضی نیشکر جنوب اهواز. پایان‌نامه دکتری، دانشکده مهندسی علوم آب – دانشگاه چمران – اهواز.

۴- ملکی، ع.، بهزاد، م. و برومندنسب، س.، ۱۳۸۳. تعیین ضرایب معادله‌های نفوذ و ارزیابی آنها در اراضی نیشکر جنوب اهواز. مجله علمی کشاورزی دانشکده کشاورزی– دانشگاه شهید چمران – اهواز .

5- Abbasi F, Mahmodian MS and Feyen J, 2003. Evaluation of various surface irrigation numerical simulation models. Irrigation Drainage Engineering 129(3): 208-213.

6- Clemmens AJ, 1983. Infiltration equations for border irrigation. Pp 266-247. in: Advances infiltration Proceedings of the national conference on Advances in infiltration Michigan. ASAE.

7- Elliot RI and Eisenhauer DE, 1983. Volume balance techniques for measuring infiltration in surface irrigation Chicago. ASAE paper No. 83-2520.

8- Elliot RI and Walker WR, 1982 .Field evaluation of furrow infiltration and advance functions. Transaction of ASAE. 25(2): 396-400.

9- Esfandiari M and Maheshwari BL, 1997. Application of the optimization method for estimating infiltration characteristics in furrow irrigation and its comparison with other methods. Agricultural Water Management. 34: 169-185.

10- Hanson BR, Prichart TI and Schulback H, 1993. Estimating furrow infiltration. Agricultural Water Management. 24: 281-285.

11- Maheshwari BL and Mcmahan TA, 1993. Performance evaluation of border irrigation models for south-east Australia, I. Advance and recession characteristics. Agricultural Engineering Research. 54(1): 67-87.

12- Maheshwari BL, Turner AK, Mcmahan TA and Campbell BJ, 1988. An optimization technique for estimating infiltration characteristics in border irrigation. Agricultural Water Management. 13: 13-24.

13- Mcclymont DJ and SmithRJ, 1996. Infiltration parameters from optimization on furrow irrigation advance data. Irrigation Science. 17: 15-22.

14- Walker WR and Skogerboe GV, 1987. Surface irrigation–theory and practice. Prentice–Hallinc, Newjersey, U.S.A. 386p.

بررسی تأثیر کم آبیاری با عدم محدودیت زمین بر مدول آبیاری

عباس ملکی[1]، افسانه عالی نژادیان[2]

۱- استادیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه لرستان

۲- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه لرستان

مقدمه

کم آبیاری بیشتر در شرایط کمبود و محدودیت آب انجام می‌گیرد. ولیکن آبیاری کامل غالباً در شرایط عکس صورت گرفته تا بتوان از واحد اراضی استفاده بهینه و حداکثر به دست آورد. در برنامه‌ریزی برای کم آبیاری، کلیه گام‌های مورد نیاز برای طراحی یک نظام آبیاری بدون کمبود منابع آب رعایت شده و پس از مشخص شدن زمان، مقدار و کیفیت آب آبیاری مورد نیاز، می‌توان با زیاد کردن فواصل نوبت‌های آبیاری، کم کردن آب آبیاری در هر نوبت ویا تلفیقی از این دو، کم آبیاری را به مورد اجرا گذارد.

مدول آبیاری یکی از پارامترهای اساسی در طراحی سیستم‌های آبیاری، طراحی کانال، طراحی زهکش‌ها، تحلیل اقتصادی پروژه‌ها و شبکه‌های آبیاری و زهکشی است که برآورد صحیح و بهینه آن می‌تواند منافع فراوانی را به دنبال داشته باشد.

کریدمان و گودوین (۲۰۰۳) اظهار نمودند که کم آبیاری تنظیم شده به میزان ۲۵ تا ۳۰ ٪، باعث کاهش رشد رویشی درختان شده و ضمن ثابت نگه داشتن عملکرد آن‌ها، کارآیی مصرف آب را بالا می‌برد. انگلیش و راجا (۱۹۹۶) طی گزارشی که برای محصول گندم در منطقه اورگان نتیجه گرفتند که با ۳۹ درصد کاهش آب مصرفی گندم، میزان سود خالص به ازای واحد آب مصرفی ۴۹ درصد بیشتر از آبیاری کامل بوده است.

با توجه به بحران کمبود و محدودیت آب در کشور که عمده‌ترین عامل منفی و بازدارنده در زراعت آبی محسوب می‌شود، تحقیقات کم آبیاری جایگاه ویژه‌ای را به خود اختصاص داده است. بنابراین، در پژوهش حاضر با تخصیص یک متر مکعب در ثانیه آب برای آبیاری و عدم محدودیت زمین،تأثیر کم آبیاری بر مدول آبیاری در منطقه خرم‌آباد مورد بررسی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

در ابتدا از نیاز آبی طرح با استفاده از نرم افزار *CROPWAT* و داده‌های هواشناسی در ماه‌های مختلف برای الگوی کشت انتخابی (گندم و سویا)، مدول آبیاری طرح محاسبه گردید و سپس با جمع مقادیر آب مصرفی در ماه‌های مختلف از مقدار حداکثر آب مصرفی در بین ماه‌های مختلف برای محاسبه‌ی مدول آبیاری استفاده شد که با توجه به محاسبات انجام شده مقدار حداکثر آب برای طرح در خرداد ماه (۲۸۰/۲ میلی‌متر در ماه) به دست آمد. لازم به توضیح است که مقدار آب مصرفی محاسبه شده برای آبیاری کامل می‌باشد. برای بررسی تأثیر کم آبیاری بر مدول آبیاری طرح در سطوح ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد آبیاری، مدول آبیاری طرح محاسبه شد و سپس با در نظر گرفتن محدودیت منابع آبی (دبی ثابت یک متر مکعب در ثانیه) و عدم محدودیت زمین در منطقه مورد مطالعه، سطح زیر کشت در شرایط آبیاری کامل و سطوح ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد آبیاری برای دو ترکیب از الگوی

کشت (گندم ۷۰ درصد، سویا ۳۰ درصد و گندم ۵۰ درصد، سویا ۵۰ درصد) به دست آمد. سطح زیر کشت گندم با استفاده از آب مازاد حاصل از کم آبیاری در سطوح مختلف آبیاری برای هر یک از ترکیب‌های الگوی کشت به‌طور جداگانه به دست آمد و نهایتاً افزایش سطح زیر کشت و عملکرد برای سطوح مختلف آبیاری نسبت به آبیاری کامل برای هر یک از ترکیب‌های کشت محاسبه گردید.

نتایج و بحث

با توجه به الگوی کشت، مقدار حداکثر آب مصرفی در خرداد ماه به دست آمد و اعداد نیاز آبی در خرداد ماه در سطوح مختلف آبیاری به دبی در واحد سطح برحسب لیتر در ثانیه در هکتار (مدول آبیاری) تبدیل گردید. به عنوان مثال برای محصول گندم در حالت آبیاری کامل مدول آبیاری چنین محاسبه گردید:

$$\frac{208.2\times10\times1000}{31\times24\times3600} = 0.777\ lit/sec/ha \qquad [۱]$$

بدین ترتیب مقادیر مدول آبیاری برای گندم و سویا در سطوح مختلف آبیاری تعیین شد (جدول ۱). با توجه به داشتن ترکیب‌های مختلف کشت برای دو ترکیب در الگوی کشت (۷۰ درصد گندم و ۳۰ درصد سویا، ۵۰ درصد گندم و ۵۰ درصد سویا) مقادیر مدول آبیاری اصلاح شده ترکیب‌های کشت پیشنهادی به شرح ذیل است که در جداول (۲و ۳) خلاصه گردیده است.

$$0.777 \times 0.7 = 0.544 lit/sec/ha \quad \text{گندم} \qquad [۲]$$

$$0.586 \times 0.3 = 0.178 lit/sec/ha \quad \text{سویا} \qquad [۳]$$

در سطوح مختلف آبیاری و ترکیب‌های دیگر کشت نیز به همین طریق عمل شد.

جدول ۱- مدول آبیاری در خرداد ماه برای کشت گندم و سویا (لیتر بر ثانیه در هکتار)

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪۷۵	٪۵۰	٪۲۵
گندم	۰/۷۷۷	۰/۵۸۳	۰/۳۸۹	۰/۱۹۵
سویا	۰/۵۸۶	۰/۴۴	۰/۲۹۳	۰/۱۴۷

جدول۲- مدول آبیاری در خرداد ماه با ترکیب کشت گندم ۷۰ ٪ و سویا ۳۰ ٪(لیتر بر ثانیه در هکتار)

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪۷۵	٪۵۰	٪۲۵
گندم	۰/۵۴۴	۰/۴۰۸	۰/۲۷۲	۰/۱۳۶
سویا	۰/۱۷۶	۰/۱۳۲	۰/۰۸۸	۰/۰۴۴
جمع	۰/۷۲	۰/۵۴	۰/۳۶	۰/۱۸

جدول۳- مدول آبیاری در خرداد ماه با ترکیب کشت گندم ۵۰ ٪ و سویا ۵۰ ٪(لیتر بر ثانیه در هکتار)

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪۷۵	٪۵۰	٪۲۵
گندم	۰/۳۸۹	۰/۲۹۲	۰/۱۹۴	۰/۰۹۷
سویا	۰/۲۹۳	۰/۲۲	۰/۱۴۷	۰/۰۷۳
جمع	۰/۶۸۲	۰/۵۱۲	۰/۳۴۱	۰/۱۷

با در نظر گرفتن محدودیت منابع آبی و با دبی ثابت یک متر مکعب در ثانیه و عدم محدودیت زمین در منطقه، مقادیر سطح زیر کشت گندم و سویا برای هر ترکیب کشت به طور جداگانه در شرایط آبیاری کامل محاسبه شد. به عنوان نمونه سطح زیر کشت گندم و سویا در ترکیب کشت گندم ۷۰ درصد و سویا ۳۰ درصد برای آبیاری کامل به ترتیب برابر شد با:

$$\frac{1000(lit/sec)}{0.72(lit/sec/ha)} \times 0.7 = 972\ ha \qquad [۴]$$

$$\frac{1000(lit/sec)}{0.72(lit/sec/ha)} \times 0.3 = 417\ ha \qquad [۵]$$

و سطح زیر کشت در ترکیب کشت گندم ۷۰ درصد و سویا ۳۰ درصد برای آبیاری کامل برابر شد با:

$$417 + 972 = 1389\ ha \qquad [۶]$$

با داشتن سطح زیر کشت گندم و سویا در آبیاری کامل و با استفاده از مدول آبیاری گندم و سویا (جدول ۱) در سطوح مختلف کم آبیاری، آب مازاد حا صل از کم آبیاری در سطوح مختلف آبیاری برای هر یک از ترکیب‌های الگوی کشت به طور جداگانه محاسبه گردید که در اینجا به طور نمونه برای سطح کم آبیاری ۵۰ درصد (در ترکیب کشت گندم ۷۰ درصد و سویا ۳۰ درصد) آب مازاد ناشی از کم آبیاری به صورت زیر تعیین گردید:

دبی مورد نیاز برای آبیاری گندم به مساحت ۹۷۲ هکتار و سویا به مساحت ۴۱۷ هکتاردر خرداد ماه با اعمال کم آبیاری به میزان ۵۰ درصد به ترتیب برابر شد با:

$$972 \times 0.389 = 378\ \text{lit/sec} \qquad [۷]$$

$$417 \times 0.293 = 122\ \text{lit/sec} \qquad [۸]$$

دبی مورد نیاز برای آبیاری گندم و سویا به مساحت ۱۳۸۹ هکتار در خرداد ماه با اعمال کم آبیاری به میزان ۵۰ درصد به شرح ذیل است:

$$378 \times 122 = 500\ \text{lit/sec} \qquad [۹]$$

و دبی مازاد ناشی از اعمال کم آبیاری به میزان ۵۰ درصد در خرداد ماه جهت توسعه کشت گندم برابر شد با:

$$1000 - 500 = 500\text{lit/sec} \qquad [۱۰]$$

حال با دبی مازاد حاصل از اعمال کم آبیاری بمیزان ۵۰ درصد می توان سطح بیشتری را زیر کشت گندم بردو نهایتاً مقدار افزایش سطح زیر کشت گندم به خاطر صرفه‌جویی در مصرف آب به علت اعمال کم آبیاری به میزان ۵۰ درصد در خرداد ماه مساوی گردید با:

$$500 \times 0.389 = 1286\ \text{ha} \qquad [۱۱]$$

با استفاده از روش ذکر شده، برای ترکیب‌های کشت و سطوح مختلف آبیاری افزایش سطح زیر کشت گندم محاسبه شده و برای محاسبه افزایش عملکرد از اطلاعات به دست آمده در مطالعه‌ای که تحت عنوان، تاثیر کم آبیاری بر عملکرد دانه گندم دوروم در منطقه خرم آباد انجام گرفته است، استفاده گردید(ملکی و همکاران، ۱۳۸۷). مقادیر عملکرد گندم ناشی از کم آبیاری در سطوح مختلف آبیاری در جدول ۴ نشان داده شده است.خلاصه‌ینتایج افزایش سطح زیر کشت و عملکرد که در جداول ۵ و ۶ آمده است نشان می‌دهد که در ترکیب کشت (۷۰٪ گندم و ۳۰٪ سویا) کاربرد آب مازاد حاصل از کم آبیاری، برای کشت گندم در سطح کم آبیاری ۷۵ درصد سبب افزایش ۴۴ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۴۱ درصدی عملکرد، در سطح کم آبیاری ۵۰ درصد سبب افزایش ۱۳۲ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۱۱۰ درصدی عملکرد و در سطح کم آبیاری ۲۵

درصد سبب افزایش ۳۹۷ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۲۶۹ درصدی عملکرد شده است(جدول ۴). در ترکیب کشت (۵۰٪ گندم و ۵۰٪ سویا) کاربرد آب مازاد حاصل از کم آبیاری، برای کشت گندم در سطح کم آبیاری ۷۵ درصد، سبب افزایش ۵۸ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۵۵ درصدی عملکرد، در سطح کم آبیاری ۵۰ درصد، سبب افزایش ۱۷۶ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۱۴۹ درصدی عملکرد و در سطح کم آبیاری ۲۵ درصد، سبب افزایش ۵۲۶ درصدی سطح زیر کشت گندم و ۳۶۵ درصدی عملکرد شده است (جدول ۵).در واقع با اعمال این استراتژی (کم آبیاری) می‌توان در دشت‌های جنوب غربی تا غرب استان (پلدختر، کوهدشت، رومشگان و طرهان) با حجم آب فعلی سطح زیر کشت را افزایش داد و راندمان تولید در واحد آب مصرفی را جایگزین راندمان تولید در واحد سطح نمود.

جدول ٤- عملکرد گندم در سطوح مختلف آبیاری در منطقه خرّم‌آباد

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪۷۵	٪۵۰	٪۲۵
عملکرد گندم (کیلوگرم در هکتار)	۳۷۷۸	۳۷۰۸	۳۴۲۰	۲۸۰۸

جدول ۵- مقایسه افزایش سطح زیر کشت و عملکرد گندم در ترکیب کشت گندم ۷۰٪ و سویا ۳۰٪

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪۷۵	٪۵۰	٪۲۵
کل سطح زیر کشت گندم (هکتار)	۹۷۲	۱۴۰۰	۲۲۵۸	۴۸۲۷
درصد افزایش سطح زیر کشت گندم نسبت به آبیاری کامل	۰	۴۴	۱۳۲	۳۹۷
کل عملکرد گندم (تن)	۳۶۷۳	۵۱۸۶	۷۷۲۵	۱۳۵۵۳
درصد افزایش عملکرد گندم نسبت به آبیاری کامل	۰	۴۱	۱۱۰	۲۶۹

جدول٦- مقایسه افزایش سطح زیر کشت و عملکرد گندم در ترکیب کشت گندم ۵۰٪ و سویا ۵۰٪

سطح آبیاری (درصد)	٪۱۰۰	٪ ۷۵	٪ ۵۰	٪ ۲۵
کل سطح زیر کشت گندم (هکتار)	۷۳۳	۱۱۶۲	۲۰۲۰	۴۵۸۸
درصد افزایش سطح زیر کشت گندم نسبت به آبیاری کامل	۰	۵۸	۱۷۶	۵۲۶
کل عملکرد گندم (تن)	۲۷۷۱	۴۳۰۱	۶۹۰۸	۱۲۸۸۳
درصد افزایش عملکرد گندم نسبت به آبیاری کامل	۰	۵۵	۱۴۹	۳۶۵

منابع

۱- ملکی، ع.، حقی آبی، ح.ر. و حقی آبی ا.ح.، ۱۳۸۷. تأثیر کم آبیاری بر عملکرد دانه گندم دوروم در منطقه خرّم‌آباد. مجله علمی پژوهشی دانشگاه بوعلی همدان.

2- Kriedemann PE and Goodwin I, 2003. Regulated deficit irrigation and partial root zone drying. National Program for Sustainable Irrigation, Land and Water, Rpt. No.4, Australia.

3- English MJ and Raja SN, 1996. Review perspectives on deficit irrigation. Agricultural Water Management. 32: 1-14.

اثر کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت بر برخی ویژگی‌های فیزیکی و پایایی خاک

سمیه دهقانی[1]، سید علی اکبر موسوی[2]، عبدالمجید ثامنی[3]و محمد حسن صالحی فر[4]
۱،٤- دانشجویان کارشناسی ارشد، بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۲- استادیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۳- دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

مقدمه

امروزه از جمله راهکارهای افزایش کیفیت فیزیکی خاک و جلوگیری از فرسایش خاک استفاده از مواد به‌ساز می‌باشد. در خاک‌های درشت بافت (شنی، شن‌لومی و لوم‌شنی) با ماده آلی ناچیز به دلیل پایداری کم خاکدانه‌ها در آب و متلاشی شدن آنها طی آبیاری‌های متوالی، منافذ خاک مسدود گردیده و در نتیجه نفوذ آب به خاک کاهش می‌یابد. از دیگر مشکلات خاک‌های درشت بافت می‌توان به کم بودن ظرفیت نگهداری آب و عناصر غذایی در آنها اشاره کرد در خاک‌های ریز بافت نیز به دلیل وجود مقادیر زیاد رس حرکت آب و هوا در خاک به کندی انجام می‌شود. بنابراین استفاده از انواع مختلف اصلاح کننده‌های طبیعی و مصنوعی برای اصلاح ویژگی-های فیزیکی و شیمیایی این خاک‌ها توصیه شده است (داورپناه، ۱۳۸۴). در اثر افزودن مقادیر مختلف انواع لجن فاضلاب در مناطق خشک و نیمه خشک، کربن آلی خاک به‌طور معنی‌داری افزایش یافته است که می‌تواند اثر مطلوبی بر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک داشته باشد (اصغری و همکاران، ۱۳۹۰ و همت و همکاران، ۲۰۱۰) و سبب کاهش جرم مخصوص ظاهری شود (اپستین و همکاران، ۱۹۷۶). خمیرایی خاک توانایی آنرا برای تغییر شکل مداوم در مقابل نیروهای خارجی و حفظ شکل جدید پس از برکناری نیروها را نشان می‌دهد. آتربرگ (۱۹۱۱) حدودی را برای خاصیت خمیرایی خاک تعیین نمود که از جمله ضرایب عمده خمیرایی یا توانایی شکل پذیری می‌توان به حد سیلان(LL)، حد خمیری (PL) و شاخص خمیرایی (PI) اشاره نمود (بای بوردی، ۱۳۸۵). گزارش شده کربن آلی خاک، رس قابل انتشار در آب و رطوبت حد سیلان (LL) و رطوبت حد خمیری (PL) به‌طور معنی‌داری تحت تأثیر مقادیر مصرفی لجن فاضلاب اضافه شده قرار گرفته و برخی شاخص‌های کیفیت فیزیکی خاک را بهبود بخشیده است (اصغری، ۱۳۹۰). افزودن پرلیت به خاک نیز سبب تغییر برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک از جمله تخلخل خاک می‌شود (مقیمی ،۱۳۸۷) پژوهش‌ها نشان می‌دهند کاربرد پرلیت و لجن فاضلاب ویژگی‌های فیزیکی خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد، اما تأثیر توام آنها بر ویژگی-های فیزیکی خاک‌های آهکی و به ویژه بر حدود خمیرایی و در طول زمان، کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است. بنابراین این پژوهش به منظور تعیین برخی از ویژگی‌های فیزیکی و پایایی یک خاک آهکی تحت تأثیر کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت در دو دوره زمانی انجام شد.

مواد و روش‌ها

خاک مورد آزمایش از عمق صفر تا۲۰ سانتیمتری سری کوی اساتید با بافت لوم شنی واقع در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز در منطقه باجگاه که جزء خاک‌های رسوبی آبرفتی و واریزه‌ای (Lomy-skeletal over fragmental mesic Fluventic XerorthentS) می‌باشد جمع آوری و پس از هواخشک شدن، از الک ۴/۷ میلی‌متری عبور داده شد. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی معمول خاک شامل بافت (به روش هیدرومتری)، ماده آلی(به روش تر سوزانی)، پ‌هاش در خمیر اشباع (با پ‌هاش متر) و قابلیت هدایت الکتریکی

در عصاره اشباع (با هدایت‌سنج الکتریکی) اندازه گیری شد. لجن فاضلاب مورد استفاده از تصفیه خانه فاضلاب مرودشت که روش تصفیه ثانویه آن با روش لاگون‌های هوادهی می‌باشد تهیه شد. پرلیت با دامنه قطر ۲-۵ میلی‌متر تهیه گردید لجن فاضلاب و پرلیت پس از عبور از الک ۲ میلی‌متری به میزان مورد نظر به خاک موجود در گلدان‌های ۳ کیلوگرمی اضافه و کاملاً مخلوط شد. تیمارهای مورد استفاده در این تحقیق عبارت بودند از: شاهد(T1)، تیمارهای کاربرد ۲ و ۴ درصد وزنی لجن فاضلاب (به‌ترتیب T2 و T3)، ۱ و ۲ درصد وزنی پرلیت (به‌ترتیب T4 و T5) و تیمارهای کاربرد توام لجن فاضلاب و پرلیت به‌ترتیب شامل ۱ و ۱ درصد (T6)، ۱/۵ و ۰/۵ درصد (T7)، ۰/۵ و ۱/۵ درصد (T8) و دو زمان ۴۵ و ۹۰ روز پس از کاربرد. آزمایش در قالب طرح کاملاً تصادفی در سه تکرار در آزمایشگاه با میانگین درجه حرارت بین ۱۴_۳۶ درجه و در شرایط رطوبتی ظرفیت مزرعه (با توزین هفتگی و افزودن آب مقطر) انجام شد. در دو زمان ۴۵ و۹۰ روز پس از افزودن تیمارها به خاک ویژگی‌های مورد نظر به شرح زیر اندازه گیری شد. کربن آلی به روش تر سوزانی (نلسون و همکاران، ۱۹۸۹) و جرم مخصوص ظاهری (ρb) خاک توسط استوانه نمونه‌برداری (کلوت و دایرکون، ۱۹۸۶) و تخلخل (F) کل از رابطه (۱) محاسبه شد (جرم مخصوص حقیقی، ρs،۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب در نظر گرفته شد).

$$F = 1 - \left(\frac{\rho b}{\rho s}\right) \qquad [1]$$

رطوبت حد سیلان (LL) با استفاده از دستگاه کاساگراندی و حد خمیری (PL) با استفاده از روش تهیه فتیله اندازه‌گیری شد (میرخانی و همکاران، ۱۳۸۶). شاخص خمیرایی (PI) نیز از تفاضل رطوبت حد سیلان و حد خمیری محاسبه شد. رطوبت اشباع نیز با اندازه گیری رطوبت خاک در حالت اشباع و به صورت وزنی تعیین شد (اصغری، ۱۳۹۰) و با ضرب در جرم مخصوص ظاهری اندازه گیری شده به رطوبت حجمی اشباع تبدیل شد. تجزیه واریانس داده‌ها و مقایسه میانگین‌ها در سطح آماری ۵ درصد و با استفاده از آزمون دانکن و نرم افزار SAS انجام شد.

جدول ۱-برخی ویژگیهای خاک،لجن فاضلاب،پرلیت مورد استفاده

ویژگی	واحد	خاک	لجن فاضلاب	پرلیت
کلاس بافت	—	لومی شنی	—	—
سیلت	٪	۴۷	—	—
شن	٪	۴۰	—	—
رس	٪	۱۳	—	—
پ.هاش *	–	۷/۹	۶/۸۶	۶/۷-۷/۵
ماده آلی	٪	۲/۲	۲۸/۹۲	—
رطوبت ظرفیت مزرعه	درصد وزنی	۱۶	—	—
قابلیت هدایت الکتریکی	d S/ m	۰/۴	۷/۵	—

* پ هاش خاک با عصاره اشباع و پ هاش لجن با عصاره ۱:۵(لجن:آب)اندازه گیری گردید.

نتایج و بحث

نتایج تجزیه واریانس نشان داد به طور کلی اثر کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت بر تمام ویژگی‌های مورد مطالعه به جز شاخص خمیرایی در سطح ۱ درصد معنی دار است در حالی که اثر زمان خوابانیدن تنها بر میزان رطوبت اشباع و تخلخل خاک معنی دار است (جدول ۲). نتایج نشان داد کاربرد لجن فاضلاب به تنهایی و یا همراه با پرلیت میانگین ماده آلی خاک را در مقایسه با شاهد به طور معنی داری افزایش داد (حداکثر ماده آلی با کاربرد ۴ درصد لجن فاضلاب و به میزان ۳/۹۹ درصد حاصل شد و میزان ماده آلی با ضریب تبیین حدود ۰/۹۸ با افزایش

سطوح لجن فاضلاب افزایش یافت) که با توجه به میزان نسبتاً زیاد ماده آلی موجود در لجن فاضلاب قابل توجیه است. اصغری (۱۳۹۰) نیز به نتایج مشابهی دست یافت. در حالی که کاربرد ۱ یا ۲ درصد پرلیت در مقایسه با شاهد اثر معنی‌داری بر میزان ماده آلی خاک نداشت.

جدول ۲-نتایج تجزیه واریانس اثر تیمار(کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت) و زمان بر ویژگی‌های مورد بررسی

منابع تغییرات	درجه آزادی	OM	Pb	F	LL	PL	PI	SP
تیمار	۷	۵/۶۴۴**	۰/۰۴۴**	۰/۰۰۲۴**	۱۱/۵۳**	۸/۲۷**	۲/ ۰۰ns	۲۵/۶۳**
زمان	۱	۰/۰۱۶ ns	۰/۰۰۰۹ns	۰/۰۴۹۳۱**	۰/۷۶۵ns	۱/۹۱۹ns	۰/۲۶ ns	۳۶۸/۹۷**
تکرار	۲	۰/۱۲۸ ns	۰/۰۰۳ ns	۰/۰۰۰۳۸ns	۰/۱۷۹ns	۰/۱۰۵ns	۰/۵۶ ns	۰/۴۷۴ns
زمان *تیمار	۷	۰/۱۵۵ ns	۰/۰۰۰۸ns	۰/۰۰۱۱*	۰/۷۹۵*	۱/۲۸ns	۲/۲۵ ns	۱۲/۹۸**
خطا	۳۰	۰/۱۴۹۷۲۷	۰/۰۰۳	۰/۰۰۰۴۴۴	۰/۳۴۹۰۷۲۱	۰/۵۵	۱/۱۱	۱/۴

ns معنی دارنیست، ** درسطح یک درصد و * در سطح پنج درصد معنی دار است.

(SP)رطوبت اشباع، (PI)شاخص خمیری، (PL)حد خمیری، (LL)حد روانی، (F)تخلخل کل، (Pb)جرم مخصوص ظاهری خاک، (OM)ماده آلی

جدول۳- مقایسه میانگین اثر تیمارهای لجن فاضلاب و پرلیت بر ویژگی‌های اندازه گیری شده

تیمار	OM (%)	Pb (g/cm^3)	F (g/cm^3)	LL (درصد وزنی)	PL (درصد وزنی)	PI (درصد وزنی)	SP (درصد وزنی)
T1	۱/۴۶ d	۱/۳۲ a	۰/۵۰۲ c	۴۳/۷۳ d	۲۲/۶۶ e	۲۱/۰۶ b	۴۶/۴۲ d
T2	۲/۳۷ c	۱/۱۳ b	۰/۵۴۸ ab	۴۶/۰۱ c	۲۳/۹۳ cd	۲۲/۰۷ ab	۵۱/۰۵ b
T3	۳/۹۹ a	۱/۰۵ c	۰/۵۴۴ ab	۴۸/۱۹ a	۲۶/۰۶ a	۲۲/۱۳ ab	۵۱/۳۰ b
T4	۱/۲۹ d	۱/۰۸ cb	۰/۵۶۲ ab	۴۶/۳۳ cb	۲۳/۵ ed	۲۲/۸۲ a	۵۲/۰۱ ab
T5	۱/۵۱ d	۱/۰۹ cb	۰/۵۴۸ ab	۴۷/۰۷ b	۲۵/۴۷ ab	۲۱/۵۹ ab	۵۰/۸۱ b
T6	۲/۸۱ c	۱/۱۲ cb	۰/۵۳۷ b	۴۷/۰۸ b	۲۴/۴۹ c	۲۲/۵۹ a	۴۸/۸۲ c
T7	۳/۰۳ b	۱/۰۵ c	۰/۵۶۸ a	۴۶/۳۷ bc	۲۴/۸۳ cb	۲۱/۵۳ ab	۵۲/۸۲ a
T8	۲/۵۰ c	۱/۰۸ cb	۰/۵۵۷ ab	۴۷/۹۲۵ a	۲۵/۷۴ ab	۲۲/۱۷ ab	۵۱/۸۷ ab

* شاهد (T1)- لجن ۲٪(T2)- لجن۴٪(T3)- پرلیت ۱٪(T4)- پرلیت ۲٪(T5)- پرلیت ۱٪+ لجن۱٪(T6)- پرلیت۰.۵٪+ لجن۱.۵٪(T7)-پرلیت۱.۵٪+ لجن۰.۵٪(T8)

(SP)رطوبت اشباع ، (PI)، شاخص خمیری(PL)، حد خمیری(LL)، حد روانی(F)، تخلخل کل(Pb)، جرم مخصوص ظاهری خاک ، (OM)ماده آلی

میانگین های با حروف غیر مشابه در هر ستون دارای اختلاف معنی دار در سطح احتمال یک درصد می باشند.

جدول ۴-اثر مدت زمان خوابانیدن بر ویژگی‌های خاکی مورد مطالعه

زمان(روز)	OM	Pb	F	LL	PL	PI	SP
۴۵	۲/۴۳a	۱/۱۱۷a	۰/۵۷۸۳a	۴۶/۷۱ a	۲۴/۷۹ a	۲۱/۹۲ a	۵۳/۴۱۴ a
۹۰	۲/۴۰a	۱/۱۲۱۸a	۰/۵۱۴۲b	۴۶/۴۶ a	۲۴/۳۹ a	۲۲/۰۷ a	۴۷/۸۶ b

میانگین‌های با حروف غیر مشابه در هر ستون دارای اختلاف معنی دار در سطح احتمال یک درصد می‌باشند.

(SP)رطوبت اشباع ، (PI)شاخص خمیری، (PL)حد خمیری، (LL)حد روانی، (F)تخلخل کل، (Pb)جرم مخصوص ظاهری خاک، (OM)ماده آلی

میانگین جرم مخصوص ظاهری خاک به‌طور معنی‌داری در مقایسه با شاهد در پاسخ به کاربرد لجن فاضلاب، پرلیت یا کاربرد توام آنها کاهش یافت. نتایج این تحقیق با یافته‌های اپستین و همکاران (۱۹۷۶) مطابقت داشت. در حالی که تخلخل خاک و رطوبت اشباع خاک با کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت یا کاربرد توام آنها در مقایسه با شاهد به‌طور معنی‌داری افزایش یافت که احتمالاً به دلیل اثر لجن فاضلاب و پرلیت بر پوک کردن و کاهش جرم مخصوص ظاهری خاک و همچنین اثر این مواد بر بهبود ساختمان خاک و در نتیجه افزایش حجم و تعداد حفرات در خاک باشد. کاربرد لجن فاضلاب، پرلیت و یا کاربرد توام آنها، میانگین رطوبت حد سیلان (حد بالای خمیرایی) و حد خمیری (حد پایین خمیرایی) خاک را به‌طور معنی‌داری در مقایسه با شاهد افزایش داد درحالی که بر شاخص خمیرایی خاک اثر معنی‌داری نداشت که با نتایج اصغری (۱۳۹۰) هم‌خوانی دارد (جدول ۳). دلیل افزایش حدود بالا و پایین خمیرایی با کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت این است که کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت سبب افزایش سطح ویژه خاک شده بنابراین خاک برای ایجاد خاصیت شکل پذیری (خمیرایی) و یا روان شدن

(سیالیت) درمقایسه با شاهد به رطوبت بیشتری نیاز داشته و درنتیجه حدود بالا و پایین خمیرایی افزایش می‌یابد. در حالی که کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت به دلیل تاثیر نسبتاً یکسان بر هر دو حد بالا و پایین خمیرایی اثر معنی‌داری بر شاخص خمیرایی خاک نداشته است که می‌تواند به عنوان یکی از محاسن کاربرد لجن فاضلاب یا پرلیت در خاک در نظر گرفته شود زیرا عدم تاثیر این مواد بر شاخص خمیرایی و یا کاهش آن در عمل این امکان را فراهم می‌کند تا خاک در محدوده رطوبتی کمتری به فشردگی و تخریب ساختمان حساس باشد و از طرفی زیاد شدن حد پایین خمیرایی با کاربرد این مواد در خاک امکان استفاده از خاک و عملیات خاک‌ورزی را در رطوبت‌های بیشتر فراهم می‌کند بدون آنکه خاک دچار فشردگی و یا تخریب ساختمان شود. به طور کلی نتایج نشان داد در تیمارهای کاربرد اختلاطی لجن فاضلاب و پرلیت به جز ماده آلی و حد بالای خمیرایی در سایر ویژگی های مورد بررسی تفاوت آماری معنی‌داری مشاهده نشد (جدول ۳). نتایج نشان داد که میانگین ویژگی‌های مورد مطالعه در دو زمان ۴۵ و ۹۰ پس از خوابانیدن تفاوت آماری معنی‌داری با یکدیگر نداشتند به جز تخلخل کل و درصد اشباع خاک که در زمان ۴۵ روز در مقایسه با ۹۰ روز پس از خوابانیدن به‌طور معنی‌داری بیشتر بود (جدول ۴). به‌عبارتی با افزایش زمان خوابانیدن مقدار تخلخل کل و درصد اشباع خاک کاهش یافته که ممکن است به دلیل تجزیه بیشتر ماده آلی موجود و کاهش اثر آن بر میزان تخلخل خاک باشد.

منابع

۱- اصغری، ش. ۱۳۹۰. اثرات لجن پتروشیمی تبریز بر کربن آلی، شاخص های پایداری خاکدانه و حدود پایایی یک منطقه نیمه خشک. نشریه آب و خاک، جلد ۲۵، شماره۳، صفحات ۵۳۹ تا۵۳۰.

۲- بای بوردی م ، ۱۳۸۵ . فیزیک خاک . دانشگاه تهران.

۳- داور پناه، غ.،۱۳۸۴. بررسی اثر مواد جاذب الرطوبت بر تأمین آب درختکاری در مناطق نیمه خشک. آب و فاضلاب، شماره ۵۳. صفحه های ۶۲ تا ۶۹.

۴- مقیمی، ا .،۱۳۸۷. بررسی اثرات مقادیر مختلف پرلیت برکارآیی مصرف آب و عملکرد گندم (آبی و دیم). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج ،صفحه ۱۰۸ .

۵- میر خانی ر.، سعادت س.، شعبانپور شهرستانی م.، آریا پ. و یگانه م.۱۳۸۶. برآورد حدود پایداری خاک با استفاده از ویژگیهای زود یافت .مجله علوم خاک و آب، جلد ۲۱ ، شماره ۲، صفحات۲۰۵ تا ۲۰۷

6- Epestine E, Taylor JM and Chancy RL, 1976. Effects of sewage sludge comost applied to soil on some soil physical and chemical propertice .Journal of Environmental Quality 5:422-427.

7- Hemmat A, Aghilinategh N, Rezainejad Y and Sadeghi M, 2010. Long-term imoact of municipal solid waste compost, sewage sludge and farmyard manure application on organic carbon, bulk density and consistency limits of a calcareous soil in central Iran. Soil and Tillage Research, 108:43-50.

8- Klute A and Dirkwen C, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity, Laboratory methods.PP.667-734.In.A Klute,(Ed), Method of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. Monograph 9, ASA and SSSA, Madison, WI.

9- Nelson DW and Sommers LP, 1986. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: Methods of Soil Analysis: Part 2 (ed.A.L. Page), pp.539–579. Agronomy Handbook No 9, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, WI.

برآورد میزان فرسایش خاک با استفاده از معادله جهانی فرسایش خاک (USLE) (مطالعه موردی: آبخیز نکارود)

عطاالله کاویان[۱]، محسن ذبیحی[۲]، عطا صفری[۳]، محمدایوب محمدی[۳]
۱- استادیار گروه مهندسی مرتع و آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
۲- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی آبخیزداری دانشگاه تربیت مدرس
۳- دانشجویان دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

مقدمه

بهره‌برداری و استفاده از خاک باید به‌صورت منطقی صورت گیرد تا بتواند نیازهای انسان را نیز تامین کند. از این رو به‌منظور برنامه‌ریزی در زمینه احیا، توسعه و مدیریت بهینه و پایدار از اراضی، آگاهی از وضعیت و روند رواناب و فرسایش خاک، یکی از مهم‌ترین ابزارهای تصمیم‌گیری برای برنامه‌ریزان می‌باشد (رفاهی، ۱۳۸۵). فرسایش خاک و تولید رسوب، معضلی است که روز به روز روند افزایشی پیدا می‌کند و باعث از دست رفتن خاک سطحی دامنه‌ها، انباشت رسوب در مخازن سدها، کانال‌ها و خسارات هنگفت به اقتصاد کشور می‌شود. تحقیقات زیادی در زمینه علت و برآورد فرسایش خاک در حوزه‌های آبخیز از سال‌ها پیش آغاز و نهایتاً در سال ۱۹۴۸ منجر به تهیه رابطه جهانی فرسایش خاک[۱] توسط ویشمایر و اسمیت شده که به‌طور گسترده در سراسر جهان برای تخمین سالانه فرسایش خاک استفاده می‌شود (صادقی، ۱۳۸۶) و براساس رابطه ۱ بدست می‌آید:

$$A = R.K.L.S.C.P \qquad [۱]$$

در این رابطه A متوسط سالانه فرسایش خاک (تن بر هکتار در سال)، R عامل فرسایندگی باران (تن‌متر سانتی‌متر بر هکتار ساعت) و K، L، S، C و P به ترتیب عامل فرسایش‌پذیری خاک، طول شیب، درجه شیب، مدیریت زراعی و مدیریت اراضی می‌باشند.

بکارگیری این مدل و سایر نسخه‌های آن نیز در مطالعات مختلفی بررسی شده که در این راستا می‌توان به تحقیقات سرخوش و همکاران (۱۳۸۱۲)؛ آمور و همکاران (۲۰۰۴)؛ واعظی و همکاران (۱۳۸۷)؛ حیدرزاده (۱۳۸۷) و فیض‌نیا و احزن (۱۳۸۸) اشاره نمود.

مطالب فوق مؤید ضرورت تعیین مقدار فرسایش در نقاط مختلف کشور در راستای نیل به مدیریت صحیح آبخیزها می‌باشد. لذا از آنجایی که توافق جهانی در مورد موفقیت آمیز بودن مدل USLE وجود دارد و با توجه به بکارگیری متعدد آن در ایران و نیز در نظر گرفتن تمامی عوامل موثر در فرسایش در قالب شش فاکتور و همچنین اجرای ساده این مدل، این تحقیق به‌منظور برآورد و ارزیابی وضعیت فرسایشی حوزه آبخیز مصیب‌محله با استفاده از رابطه جهانی فرسایش خاک برنامه‌ریزی شده است.

[1] . Universal Soil Loss Equation (USLE)

مواد و روش‌ها

حوزه آبخیز مصیب‌محله یکی از زیرحوزه‌های آبخیز نکارود در استان مازندران و شهرستان گلوگاه می‌باشد. این زیرحوزه با مساحت ۴/۸۸ کیلومترمربع در حدفاصل طول‌های جغرافیایی ´۵۲ °۵۳ تا ´۵۰ °۵۳ و در حدفاصل عرض‌های جغرافیایی ´۳۸ °۳۶ تا ´۳۶ °۳۶ واقع شده است. حداقل و حداکثر ارتفاع از سطح دریا در زیرحوزه مورد مطالعه به ترتیب ۱۱۸۰ و ۱۶۳۴ متر بوده و میانگین بارندگی سالیانه ۵۳۶/۳۹ میلی‌متر می‌باشد.
به‌منظور انجام تحقیق حاضر ابتدا با مراجعه به اداره کل هواشناسی استان مازندران، آمار و اطلاعات بارندگی ایستگاه‌های موجود در منطقه اخذ گردید. سپس طی بازدیدهای میدانی، و با زدن پلات و ترانسکت اقدام به نمونه‌گیری از پوشش‌گیاهی و خاک شد که پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه و انجام مطالعات آزمایشگاهی، پارامترهای موجود در مدل محاسبه گردید.

نتایج و بحث

عامل فرسایندگی باران (R)

با در نظر گرفتن سه سال پایه آماری مشترک بین ایستگاه‌های موجود در منطقه و بازسازی نواقص آماری هر یک از آن‌ها، میانگین بارندگی سالانه در حوزه آبخیز مصیب محله برابر با ۵۳۶/۳۹ میلی‌متر محاسبه شد و مقدار عامل فرسایندگی باران از طریق رابطه ۲ محاسبه گردید (قربان‌پور، ۱۳۸۳).

$$R = 0.0002\ P^{2.31} \qquad [۲]$$

که در آن R شاخص فرسایندگی سالانه بر حسب مگاژول میلی‌متر در هکتار ساعت و P مقدار باران سالانه می‌باشد. مقدار عامل فرسایندگی باران ۴۰۳/۷۶۶۶ مگاژول میلی‌متر در هکتار ساعت بدست آمد.

عامل فرسایش‌پذیری خاک (K)

فرسایش‌پذیری با ۵ فاکتور (شامل درصد سیلت و شن خیلی‌ریز، درصد شن، ماده آلی، ساختمان خاک و نفوذپذیری خاک) همبستگی خوبی دارد که با داشتن آن‌ها می‌توان فرسایش پذیری خاک را محاسبه نمود.

- درصد رس، سیلت، شن و شن ریز خاک منطقه از طریق آزمایشات خاک به دست آمد.
- با توجه به ساختمان دانه‌ای و اسفنجی متوسط (۵-۲ میلی‌متر) و دانه‌ای درشت (۱۰-۵ میلی‌متر) مشاهده شده در حوضه، کلاس ۳ برای ساختمان خاک در نظر گرفته شد.
- درصد ماده آلی خاک نیز پس از اندازه‌گیری کربن آلی خاک براساس رابطه ۳ بدست آمد (جدول ۱).

$$\%\ OM = \%OC \times 1.724 \qquad [۳]$$

در این رابطه، OC کربن آلی خاک و OM ماده آلی خاک می‌باشد.

جدول ۱- درصد کربن آلی و ماده آلی خاک در حوزه آبخیز مصیب محله

نمونه خاک	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
OC%	۱/۶۶	۱/۵۶	۱/۰۷	۱/۱۸	۲/۰۵	۰/۹۷۵	۰/۹۷۵	۱/۱۲۵	۲/۱۱
OM%	۲/۸۶	۲/۶۹	۱/۵۸	۲/۰۴	۳/۵۳	۱/۶۸	۱/۶۸	۱/۹۳	۳/۶۴

- با توجه به بافت خاک، کلاس ۲ نفوذپذیری برای حوزه آبخیز مصیب‌محله در نظر گرفته شد.

در نهایت با استفاده رابطه ۴ مقدار عامل فرسایش‌پذیری خاک در حوزه مورد مطالعه تعیین شد.

$$100\,k = 2.1\,M^{1.14} \times 10^{-4} \times (12 - \%OM) + 3.25(S - 2) + 2.5\,(p - 3) \qquad [۴]$$

که در این فرمول M حاصلضرب (رس٪ − ۱۰۰) در (درصد سیلت + درصد شن ریز)، OM درصد ماده آلی، S کلاس ساختمان خاک و P کلاس نفوذپذیری پروفیل می‌باشد. در حوزه آبخیز مصیب محله مقدار عامل فرسایش‌پذیری خاک ۰/۱۱ محاسبه گردید.

عامل طول شیب (L) و درجه شیب (S)

پس از محاسبه طول و درجه شیب‌های موجود در منطقه، با استفاده از روابط ۵ و ۶ به ترتیب عامل طول شیب و عامل درجه شیب بدست آمد (جدول ۲).

$$L = \left(\frac{\lambda}{22.13}\right)^{m} \qquad [۵]$$

در این رابطه L عامل طول شیب، λ طول شیب زمین بر حسب متر و m توان می‌باشد.

$$S = 65.41 \sin^2\theta + 4.56 \sin\theta + 0.065 \qquad [۶]$$

در این رابطه S عامل درجه شیب و θ زاویه شیب زمین به درجه می‌باشد.

عامل مدیریت زراعی (C)

پس از بازدیدهای میدانی جهت امتیازدهی به عامل پوشش گیاهی، درصد پوشش گیاهی حوزه به طور متوسط ۵۵/۹ درصد بدست آمد. نتایج مربوط به عامل مدیریت زراعی در جدول ۲ آورده شده است.

جدول۲- عامل طول شیب (L)، درجه شیب (S) و پوشش گیاهی (C) در حوزه آبخیز مصیب‌محله

شماره دامنه	λ	L	شیب دامنه (٪)	S	C	شماره دامنه	λ	L	شیب دامنه (٪)	S	C
۱	۴۰۰	۴/۲۵	۵	۰/۴۰	۰/۳۳	۸	۴۰۰	۴/۲۵	۱۵	۲/۱۳	۰/۱۲
۲	۳۰۰	۳/۶۸	۳۱	۷/۱	۰/۲۹	۹	۶۰۰	۵/۲۰	۱۸	۲/۸	۰/۱۵
۳	۷۰۰	۵/۶۲	۱۱	۱/۳۰	۰/۲۵	۱۰	۸۰۰	۶/۰۱	۷	۰/۶	۰/۱۱
۴	۳۵۰	۳/۹۷	۲۰	۲/۳۶	۰/۱۸	۱۱	۲۵۰	۳/۳۶	۳۲	۱/۳۰	۰/۱۳
۵	۲۰۰	۳/۰۱	۱۰	۱/۱۱	۰/۲۰	۱۲	۴۰۰	۴/۲۵	۲۰	۲/۳۶	۰/۱۰
۶	۵۵۰	۴/۹۸	۵	۰/۴۰	۰/۱۷	۱۳	۱۰۰	۲/۰۵	۱۰	۱/۱۱	۰/۰۹
۷	۴۵۰	۴/۵۰	۱۷	۲/۵	۰/۱۴	–	–	–	–	-	–

عامل مدیریت اراضی (P)

با توجه به عدم مشاهده هر گونه عملیات حفاظت خاک در حوضه، این عامل برابر یک (p =۱) بدست آمد.

و در نهایت با اجرای مدل، میزان فرسایش خاک در هر دامنه محاسبه شد (جدول ۳).

جدول ۳- میزان فرسایش خاک در هر دامنه در حوزه آبخیز مصیب‌محله

شماره دامنه	میزان فرسایش (تن برهکتار درسال)	شماره دامنه	میزان فرسایش (تن برهکتار درسال)
۱	۲/۴۹	۸	۴/۸۲
۲	۳۳/۶۵	۹	۹/۷۰
۳	۸/۱۱	۱۰	۱/۷۶
۴	۷/۴۹	۱۱	۲/۵۲
۵	۲/۹۶	۱۲	۴/۴۵
۶	۱/۵۰	۱۳	۰/۹۰
۷	۶/۹۹	–	–

براساس نتایج حاصل از تحقیق حاضر میزان متوسط فرسایش خاک در آبخیز مصیب‌محله ۸۷/۳۴ تن در هکتار در سال محاسبه شد که مقدار بسیار بالائی می‌باشد، از طرفی با توجه به این‌که حوضه مورد مطالعه فاقد اقدامات حفاظتی می‌باشد و با توجه به اثر این اقدامات بر روی عوامل مختلف معادله USLE، پیشنهاد می‌گردد از طریق اقدامات بیولوژیکی و بیومکانیکی مقدار فرسایش به حد مجاز تقلیل یابد.

منابع

۱- حیدرزاده، م.، ۱۳۸۷. بررسی میزان فرسایش با استفاده از مدل USLE (مطالعه موردی: حوزه آبخیز لاسم، زیرحوزه شماره یک). پایان‌نامه کارشناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

۲- رفاهی ح. ق، ۱۳۸۵. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

۳- سرخوش، ا. رفاهی ح. عرب‌خدری م. و پاک‌پرور م.، ۱۳۸۲. مقایسه و ارزیابی دو مدل MPSIAC و MUSLE در برآورد رسوب‌دهی حوزه آبخیز درکه در شمال تهران. مجله علوم کشاورزی ایران، جلد ۳۴. شماره ۳. صفحه‌های ۷۳۳ تا ۷۴۷.

۴- صادقی، س.ح.ر. پورقاسمی ح.ر. و محمدی م.، ۱۳۸۶. مقایسه میزان دقت برخی از روش‌های برآورد فرسایش خاک و تولید رسوب در اراضی مرتعی. مجله علمی پژوهشی مرتع، سال اول، شماره ۱. صفحه‌های ۹۱ تا ۱۰۲.

۵- فیض‌نیا، س. و احزن ک.، ۱۳۸۸. فرسایش پذیری نهشته‌های منفصل با استفاده از معادله جهانی فرسایش خاک (روش USLE) در حوزه آبخیز دماوند. فصلنامه رسوب و سنگ رسوبی، سال دوم. شماره چهارم. صفحه‌های ۱۳ تا ۲۹.

۶- قربان‌پور، داوود.، ۱۳۸۳. مطالعه و برآورد شاخص فرسایندگی باران (R) در مازندران. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد گروه مهندسی آبخیزداری، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری.

۷- واعظی، ع. بهرامی ح، صادقی ح.ر. و مهدیان، م.ح.، ۱۳۸۷. خطای برآورد عامل فرسایش‌پذیری USLE در خاک‌های آهکی شمال‌غربی ایران. مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۲. شماره ۲.

8- Amore E, Modica C, Mark A, and Nearing V., 2004. Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. Journal of Hydrology. 293:100–114.

برازش منحنی مشخصه رطوبتی بر اندازه‌گیری‌های تانسیومتری در شرایط هیسترتیک

یوسف هاشمی نژاد[1] و مهدی شیران تفتی[2]
۱- عضو هیات علمی مرکز ملی تحقیقات شوری و دانشجوی دکتری فیزیک و حفاظت خاک دانشگاه تربیت مدرس
۲- کارشناس ارشد پژوهش مرکز ملی تحقیقات شوری

مقدمه

هر چند تانسیومترها برای تعیین زمان آبیاری بسیار سودمند هستند ولی استفاده از آنها برای تعیین حجم آب آبیاری نیازمند رابطه‌ای بین مکش ماتریک و محتوای رطوبتی خاک می‌باشد. این رابطه اصطلاحاً منحنی مشخصه رطوبتی خاک و یا منحنی رطوبتی خاک نامیده می‌شود. روابط مختلفی برای کمی کردن این منحنی ارایه شده‌اند که تماماً تجربی می‌باشند.

مدل بروکس و کوری (۱۹۶۴) اولین بار برای بررسی جریان نفت در خاک مطرح شد، و به دلیل شکل ساده ریاضی آن (رابطه ۱) در فیزیک خاک نیز مورد استفاده قرار گرفت:

$$\theta = \begin{cases} \theta_r + (\theta_s - \theta_r)(\alpha h)^{-\lambda} & \alpha h \geq 1 \\ \theta_s & \alpha h < 1 \end{cases} \qquad [۱]$$

در این رابطه θ_s مقدار رطوبت اشباع، θ_r مقدار رطوبت باقیمانده، α عکس مقدار پتانسیل ماتریک نشان دهنده نقطه ورود هوا به خاک، h پتانسیل ماتریک و λ شاخص توزیع اندازه ذرات است.

مدل ونگنوختن(۱۹۸۰) یکی از معروف‌ترین روابط برای کمی کردن منحنی رطوبتی خاک است. در این مدل (رابطه ۲) از پارامترهای m، n و α به عنوان پارامترهای شکل منحنی که جابجا کننده منحنی به طرف بالا و پایین هستند، استفاده شده است. جابجایی افقی منحنی در این مدل نیز مانند مدل بروکس و کوری به وسیله ضرایب θ_s و θ_r انجام می‌شود (عباسی، ۱۳۸۶).

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha h)^n\right]^m} \qquad [۲]$$

برای توصیف شرایط هیسترتیک هم مدلهای مختلفی ارایه شده است. این مدلها هم به توصیف شاخه های اصلی خشک و تر شدن می پردازند و هم به توصیف scanning loop هایی که از درصد رطوبت و یا مکش خاصی شروع می شوند و یا به آن ختم می شوند. یکی از نخستین مدلهای معروفی که به توصیف پدیده هیسترسیس پرداخت مدل پارلانژ (۱۹۷۶) است. بعدها مدل پارلانژ دستخوش تغییراتی شد تا با استفاده از آن بتوان پارامترهای معادله ونگنوختن را در حالت هیسترتیک تخمین زد. از جمله این تلاشها می توان به معلم (۱۹۸۴) و بردکوک و همکاران (۲۰۰۱) اشاره کرد. در روش جدیدتر بردکوک و همکاران که خود پارلانژ نیز یکی از نویسندگان آن است بایستی تصمیم گرفته شود که منحنی موجود مربوط به حالت تر شدن است یا حالت خشک شدن و سپس از روی آن منحنی حالت دیگر را تخمین زد. از آنجاییکه مدل مورد اشاره تنها برای تغییر مدل وانگنوختن به کار می رود در این مقاله منحنی های هیسترتیک حاصل از مدل وانگنوختن مورد بررسی قرار گرفته اند.

برای پیش بینی منحنی رطوبتی خاک در حالت خیس شدن از روی مدل وانگنوختن در حالت خشک شدن از رابطه ۳ استفاده می‌شود:

$$\theta_{w,0} = -\theta_s \alpha h + \theta_s [1 + (\alpha h)^n]^{1/n} \qquad [۳]$$

منظور از $\theta_{0,w}$ در معادله فوق درصد رطوبت حجمی در شاخه اصلی مرطوب شدن است. سایر پارامترها ضرایب معادله وانگنوختن در حالت خشک شدن هستند.

با توجه به اینکه در تبدیل قرائتهای تانسیومتری به رطوبت خاک تنها از یک منحنی و معمولاً از منحنی حالت خشک شدن استفاده می شود و از طرف دیگر شرایط طبیعی مزرعه دستخوش تغییرات مداوم خشک و تر شدن می‌باشد، در نتیجه بدیهی است که شرایط پس ماندی در شرایط مزرعه و به خصوص در قسمتهای ابتدایی منحنی رطوبتی حاکم باشد. این مقاله در نظر دارد تا اهمیت شرایط پس ماندی در تخمین رطوبت خاک از روی مکش ماتریک قرائت شده به وسیله تانسیومتر را به روشهای آماری نشان دهد.

مواد و روشها

برای بررسی رابطه بین مکش ماتریک و محتوای رطوبتی خاک از داده‌های حاصل از قرائت تانسیومترهای کار گذاشته شده در مزرعه تحقیقات شوری صدوق استفاده شده است. خاک مورد بررسی دارای بافت لوم شنی دارای ۵۲ درصد شن، ۳۶ درصد سیلت و ۱۲ درصد رس بود. وزن مخصوص ظاهری خاک بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام شده بر روی نمونه‌های دست نخورده متعدد که به وسیله آگر مخصوص[1] جمع‌آوری شده بود معادل ۱/۶ گرم بر سانتیمتر مکعب در عمق ۴۵ سانتی‌متری خاک بود که تانسیومترها در آن عمق جایگذاری شده بودند.

کرت آزمایشی ۲ بار در هفته آبیاری می‌شد و در فاصله بین ۲ آبیاری نمونه برداری از خاک کرت در عمق کارگذاری تانسیومتر انجام شد و در آزمایشگاه محتوای رطوبتی آن تعیین می‌شد. نتایج اندازه‌گیری محتوای رطوبت حجمی خاک به همراه قرائت تصحیح شده تانسیومتر در ۸۸ اندازه‌گیری برای کمی کردن منحنی رطوبتی خاک استفاده شد.

برای تعیین پارامترهای شکل در رابطه دو از نرم‌افزار RETC استفاده شد و با ورود ۸۸ نقطه بهترین مقادیر ضرایب تعیین گردید. همچنین با استفاده از تخمین شبکه عصبی مصنوعی[2] با توجه به درصد شن، سیلت، رس و وزن مخصوص برازش دیگری بر داده‌های آزمایشی به دست آمد. نهایتاً با استفاده از رابطه سه و با فرض کردن خروجی مدل RETC به عنوان شاخه خشک شدن، ضرایب مربوط به شاخه خیس شدن منحنی استخراج و رسم گردید.

برای تعیین خطای برآورد هر کدام از روشهای مورد بررسی از شاخص خطای باقیمانده میانگین مربعات[3] استفاده شد. در شرایط هیسترتیک نقاط واقع شده بین دو شاخه خیس و تر شدن به عنوان بدون خطا محسوب شده و انحراف نقاط از شاخه‌های مجاور آن به عنوان خطا در نظر گرفته شد.

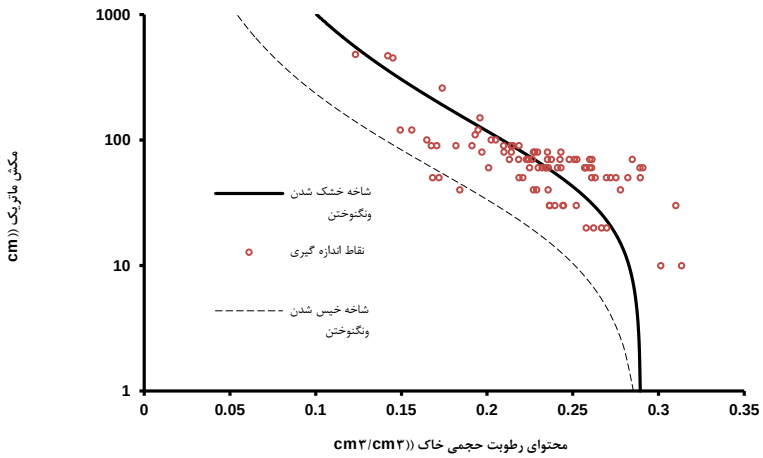
---

1 Core Sampler
2 Artificial Neural Network (ANN)
3 Residual Mean Square Error (RMSE)

نتایج و بحث

شکل ۱ منحنی رطوبتی خاک را بر اساس رابطه یک برای حالت خشک شدن و رابطه سه برای حالت خیس شدن بر داده‌های اندازه‌گیری به وسیله تانسیومتر برازش داده است. مقادیر ضرایب رطوبت اشباع، آلفا و n برای هر دو رابطه با استفاده از ۵۰ بار سعی و خطا به وسیله نرم‌افزار $RETC$ به ترتیب معادل ۰.۲۸۹۶، ۰.۰۲۰۷ و ۱.۴۳۹۱ انتخاب شده است. همان گونه که مشاهده می‌شود بخش عمده‌ای از نقاط اندازه‌گیری شده در فاصله بین دو شاخه اصلی خشک و مرطوب شدن واقع شده‌اند.

با توجه به این‌که کرت اندازه‌گیری در فواصل ۳ تا ۴ روزه مورد آبیاری مجدد واقع می‌شد بنابراین وقوع توامان خشک و تر شدن در عمده شرایط مورد انتظار خواهد بود که در نتیجه خاک رفتار هیسترتیک نشان داده و تفاوت بین دو شاخه اصلی خشک و مرطوب شدن به‌خصوص در مقادیر مکش کم، قابل توجه خواهد بود. همچنین به نظر می رسد در صورتی که پیش‌بینی رابطه یک را به عنوان شاخه اصلی خشک شدن در نظر گرفته و از روی آن شاخه اصلی خیس شدن را مطابق رابطه سه استخراج نماییم طیف گسترده‌تری از نقاط تحت پوشش قرار خواهد گرفت.



شکل۱ – منحنی رطوبتی خاک برازش داده شده بر نقاط اندازه‌گیری تانسیومتر با استفاده از رابطه یک برای شاخه خشک شدن و رابطه سه برای شاخه خیس شدن.

جدول۱ محاسبه خطای روشهای مختلف در برآورد درصد رطوبت حجمی خاک از روی مکش ماتریک اندازه-گیری شده به‌وسیله تانسیومتر را نشان می‌دهد. بر این اساس میانگین مربعات خطای باقیمانده در صورتی که از رابطه۱ به عنوان شاخه اصلی خشک شدن استفاده شود معادل ۲.۷ درصد حجمی، با استفاده از شاخه اصلی خیس شدن منتج از رابطه۳ معادل ۶.۹ درصد حجمی، با دو برابر کردن پارامتر n معادل ۳.۷ درصد و نهایتاً با تخمین از روی شبکه عصبی مصنوعی مدل $RETC$ معادل ۴.۷ درصد خواهد بود. در نتیجه کمترین خطای برآورد مربوط به معادله ونگنوختن در فرم اصلی آن می‌باشد.

نکته قابل توجه اینکه در صورت عدم دسترسی به نقاط پتانسیلی حاصل از اندازه‌گیری‌های مستقیم و در صورت استفاده از تخمین شبکه عصبی مصنوعی مقدار این خطا تا ۴.۷ درصد افزایش می‌یابد که در مواردی مانند برنامه‌ریزی آبیاری می‌تواند مهم باشد.

جدول۱- محاسبه خطای باقیمانده روشهای مختلف جهت برآورد رطوبت حجمی خاک از روی قرائت تانسیومتر در شرایط بسیار هیسترتیک

روش	ونگنوختن شاخه اصلی خشک شدن	ونگنوختن شاخه اصلی خیس شدن	ونگنوختن با پارامتر $2n$	تخمین شبکه عصبی مصنوعی *RETC*	شرایط هیسترتیک
RMSE	۲.۷۰	۶.۹۶	۳.۷۳	۴.۷۳	۱.۸۱

در شرایط تحقیق حاضر که به دلیل آبیاری‌های متوالی و خشک و مرطوب شدن خاک در فواصل بین دو آبیاری شرایط هیسترتیک شدید حاکم بود، بسیاری از اندازه‌گیری‌های تانسیومتر بین دو شاخه اصلی خشک و تر شدن منحنی رطوبتی خاک قرار گرفته‌اند که در نتیجه میزان خطای باقیمانده در خارج از این دو شاخه اصلی فقط معادل ۱.۸ درصد رطوبت حجمی بوده است. بنابراین در شرایط عملی و برای استفاده از داده‌های تانسیومتر برای برنامه ریزی آبیاری در صورت در نظر نگرفتن شرایط هیسترتیک حدود ۱ درصد خطا نسبت به شاخه اصلی خشک شدن در مکشهای پایین ایجاد می‌شود که می‌توان آن را با استفاده از رابطه (۳) به خوبی پیش‌بینی نمود.

منابع

1- Braddock R.D., J.-Y. Parlange, and H. Lee, 2001. Application of a Soil Water Hysteresis Model to Simple Water Retention Curves. Transport in Porous Media 44: 407–420.
2- Brooks, R.H. and A.T. Corey, 1964. Hydraulic properties of porous media. Hydrology paper No. 3, Colorado State Univ., Ft. Collins, CO.
3- Campbell, G.S., 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Science, 117: 311- 314.
4- M.A. Shirazi and L. Boersma, 1984. A unifying quantitative analysis of soil texture. Soil Sci. Soc. Am. Journal, 48: 142- 147.
5- Muallem, Y., 1984. Prediction of the soil boundary wetting curve. Journal of Soil Science. 137: 379- 390.
6- Parlange, J.-Y., 1976. Capillary hysteresis and the relationship between drying and wetting curves. Water Resour. Res. 12, 224–228.
7- Van Genuchten M. Th., 1980. A closed- form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils Soil Sci. Soc. Am. Journal, 44: 892- 898.
8- Schweizer LE, Nyquist WE, Santini JB and Kimes TM., 1986. Soybean cultivar mixtures in a narrow-row, noncultivatable production system. Crop Science 26: 1043-1046.

اثر متقابل رطوبت خاک و فسفر بر کارایی مصرف آب گیاه یونجه با و بدون مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی*

شاکه مارکاریان[1]، نصرت‌اله نجفی[2]، ناصر علی‌اصغرزاده[3]، شاهین اوستان[4]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد شیمی و حاصلخیزی خاک دانشگاه تبریز
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز
۳- استاد گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز
٤- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

مقدمه

کشاورزی عمده‌ترین مصرف‌کننده منابع آب در بسیاری از مناطق جهان است. با افزایش خشکی و جمعیت، آب در آینده‌ای نزدیک کمیاب‌تر نیز خواهد شد (پاسیورا، ۲۰۰۲). کشور ایران دارای آب و هوای خشک و نیمه‌خشک و اراضی مستعد کشاورزی زیادی است. حدود ۹۳/۵ درصد آب استحصالی از منابع سطحی و زیرزمینی کشور در بخش کشاورزی مصرف می‌شود و در عین حال کمبود آب عامل اصلی محدودکننده تولید است (کریمی کاخکی و سپهری، ۱۳۸۸). کارایی مصرف آب (WUE) شاخصی کلیدی در ارزیابی اثربخشی آبیاری بوده و به عنوان نسبت عملکرد اقتصادی به حجم آب مصرفی یا تبخیر و تعرق واقعی بیان می‌شود (مولدن، ۲۰۰۳). سومرویل (۲۰۰۱) اظهار داشت هر عاملی که عملکرد را افزایش دهد یا تبخیر و تعرق را کاهش دهد کارایی مصرف آب را بالا می‌برد. حاصلخیزی خاک عاملی مؤثر در کارایی مصرف آب است. تأمین مواد غذایی مورد نیاز گیاه در خاک موجب می‌شود ریشه در خاک گسترش زیادی پیدا کرده و دسترسی آن به آب افزایش یابد. این مسئله به نوبه خود در افزایش رشد گیاه و کارایی مصرف آب مؤثر است. نقش عناصر در افزایش رشد و عملکرد گیاه در افزایش کارایی مصرف آب نیز حائز اهمیت است. آدامر و همکاران (۲۰۰۳) دریافتند که کود فسفر سبب افزایش کارایی مصرف آب در گیاه دارویی گشنیز می‌گردد که چنین نتیجه‌ای در آزمایش‌های پینیور و همکاران (۲۰۰۵) نیز بدست آمد. استوارت (۲۰۰۱) گزارش کرد که مصرف متعادل فسفر همراه با نیتروژن موجب افزایش میزان کارایی مصرف آب تا ۲۰۰ درصد شد. با توجه به شرایط اقلیمی و خاکی کشور و اهمیت کمبود آب، این تحقیق بر آن است که اثر متقابل سطوح رطوبت خاک و فسفر را بر کارایی مصرف آب گیاه یونجه در شرایط گلخانه‌ای با و بدون مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی* مورد بررسی قرار دهد.

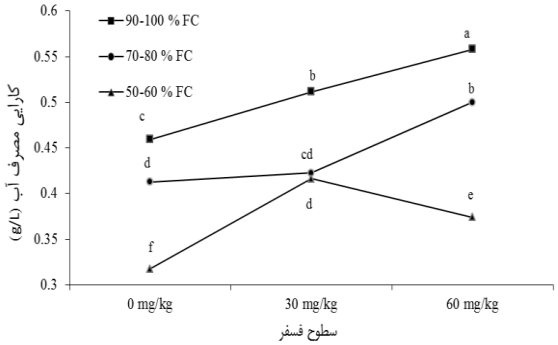
مواد و روش‌ها

این پژوهش در دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز و در شرایط گلخانه‌ای انجام گردید. گیاهان در گلدان‌های پلاستیکی حاوی ۳ کیلوگرم خاک رشد کردند. با توجه به رشد خوب گیاه یونجه در خاک‌هایی با بافت متوسط تا سنگین (کریمی، ۱۳۶۹) خاکی با بافت لوم رسی از مزرعه‌ای در اطرف روستای اسپیران تبریز انتخاب گردید و از عمق ۲۵-۰ سانتی‌متری نمونه‌برداری انجام شد. آزمایش به صورت فاکتوریل و در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی، شامل سه عامل رطوبت خاک در سه سطح (۱۰۰-۹۰، ۸۰-۷۰ و ۶۰-۵۰ درصد ظرفیّت مزرعه) و کود فسفر در سه سطح (شاهد، ۳۰ و ۶۰ میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک) و مایه‌زنی با باکتری در دو سطح با و

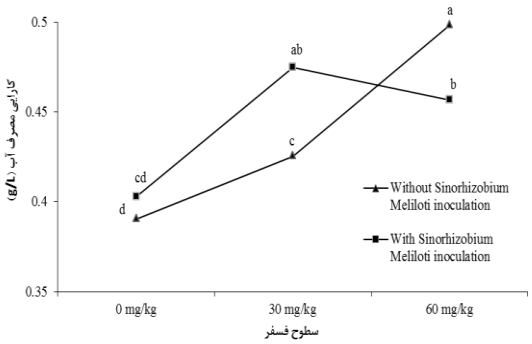
بدون مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی* و در سه تکرار اجرا گردید. کود فسفر از منبع مونوکلسیم‌فسفات مونوهیدرات و به‌صورت محلول قبل از کشت گیاه به خاک افزوده شد. بذور جوانه‌دار شده یونجه رقم قره‌یونجه در تیمار مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی* با سوسپانسیون باکتری آغشته شدند و در تیمار بدون مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی* با محیط کشت استریل YMB عاری از باکتری آغشته شدند. حدود ۳۰ عدد بذر جوانه‌دار یونجه انتخاب و در هر گلدان کاشته شد. بعد از اطمینان از استقرار گیاهچه‌ها (زمانی که به مرحله ۵ برگی رسیدند) شرایط رطوبت خاک پس از رشد کافی گیاهان اعمال شد. سطوح مختلف رطوبت با توزین روزانه گلدان‌ها و افزودن آب (یک بار در روز، قبل از اعمال سطوح رطوبت و دو بار در روز در دوره اعمال سطوح رطوبت) تنظیم شد. مقدار آب مصرفی در هر تیمار و تکرار به‌طور روزانه تعیین و یادداشت شد و در پایان کارایی مصرف آب در تیمارهای مختلف محاسبه شد. برای محاسبه کارایی مصرف آب هر تیمار وزن خشک بخش هوایی در هر گلدان به حجم آب مصرف شده برای تولید آن (مجموع تبخیر و تعرق) تقسیم گردید (کرامر ۱۹۸۳). با توجه به اینکه گلدان‌ها فاقد زهکش و روان‌آب بودند، آب مصرف شده در هر گلدان برابر مجموع آب تبخیر و تعرق شده بود. تجزیه آماری داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار MSTAT-C و مقایسه میانگین‌ها با آزمون LSD در سطح احتمال ۵ درصد انجام شد.

نتایج و بحث

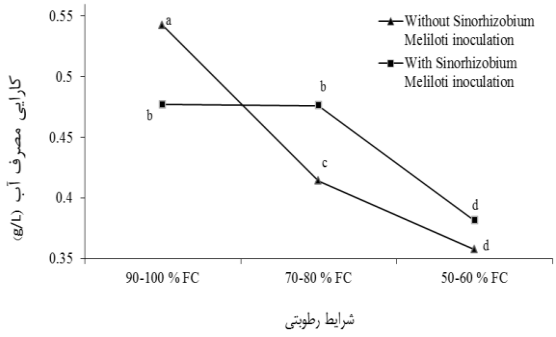
مقایسه میانگین‌های کارایی مصرف آب (WUE) برای اثر متقابل رطوبت خاک و فسفر نشان داد که کاربرد کود فسفر موجب افزایش کارایی مصرف آب در تمام سطوح رطوبت خاک نسبت به شاهد شد. جونز و همکاران (۲۰۰۳) گزارش کردند که افزایش فسفر تا حدودی اثرات مستقیم و غیرمستقیم خشکی را بر جذب فسفر خنثی کرد و کارایی مصرف آب و در نتیجه مقاومت به خشکی را در گیاه افزایش داد. کارایی مصرف آب در ۱۰۰–۹۰ درصد ظرفیّت مزرعه و ۶۰ میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک بیشتر از سایر تیمارها بود (شکل ۱– الف). مقایسه میانگین‌های کارایی مصرف آب برای اثر متقابل رطوبت خاک و مایه‌زنی با باکتری نشان داد که مایه‌زنی با باکتری موجب افزایش کارایی مصرف آب در سطوح ۶۰–۵۰ و ۸۰–۷۰ درصد ظرفیّت مزرعه رطوبت خاک شد و کارایی مصرف آب در ۱۰۰–۹۰ درصد ظرفیّت مزرعه و بدون مایه‌زنی با باکتری بیشتر از سایر تیمارها بود (شکل ۱– ب). مقایسه میانگین‌های کارایی مصرف آب برای اثر متقابل فسفر و مایه‌زنی با باکتری نشان داد که مایه-زنی با باکتری موجب افزایش کارایی مصرف آب در سطوح شاهد و ۳۰ میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک شد و کارایی مصرف آب در ۶۰ میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک و بدون مایه‌زنی با باکتری بیشتر از سایر تیمارها بود (شکل ۱– ج). از آنجایی که فتوسنتز، تنفس و تعرق در کارایی مصرف آب دخیل هستند و آن‌ها به درجات مختلفی تحت‌تأثیر محیط قرار می‌گیرند، لذا اثرات کمبود آب خاک بر کارایی مصرف آب متفاوت است (سندز و مولیگان ۱۹۹۰). بیشترین کارایی مصرف آب (۰/۵ g/L) در تیمار ۶۰ میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک، ۱۰۰–۹۰ درصد ظرفیّت مزرعه و بدون مایه‌زنی با باکتری بدست آمد. تأمین رطوبت و دسترسی به فسفر موجب افزایش کارایی مصرف آب در این تیمار گردید و کمترین کارایی مصرف آب (۰/۳ g/L) در تیمار بدون کود فسفر، ۶۰–۵۰ درصد ظرفیّت مزرعه و بدون مایه‌زنی با باکتری بود (جدول ۱).



شکل ۱.ب



شکل ۱.الف



شکل ۱.ج

شکل ۱. مقایسه میانگین‌های اثر متقابل رطوبت خاک و فسفر (الف)، رطوبت خاک و باکتری *سینوریزوبیوم* (ب) و فسفر و باکتری *سینوریزوبیوم* (ج) بر کارایی مصرف آب گیاه یونجه

جدول ۱. مقایسه میانگین‌های کارایی مصرف آب یونجه تحت اثر متقابل رطوبت خاک، فسفر و مایه‌زنی با *سینوریزوبیوم ملیلوتی*

رطوبت	فسفر (mg/kg soil)	مایه‌زنی با باکتری *سینوریزوبیوم*	کارایی مصرف آب (g/L)
۰/۹ FC – FC	۰	بدون مایه‌زنی	۰/۵۰۱ bcd
		با مایه‌زنی	۰/۴۱۸ fgh
	۳۰	بدون مایه‌زنی	۰/۴۹۰ b-e
		با مایه‌زنی	۰/۵۳۳ b
	۶۰	بدون مایه‌زنی	۰/۶۳۶ a
		با مایه‌زنی	۰/۴۸۱ b-e
۰/۷ FC –۰/۸ FC	۰	بدون مایه‌زنی	۰/۳۶۷ hi
		با مایه‌زنی	۰/۴۵۹ def
	۳۰	بدون مایه‌زنی	۰/۳۹۶ gh
		با مایه‌زنی	۰/۴۴۹ ef
	۶۰	بدون مایه‌زنی	۰/۴۷۹ cde
		با مایه‌زنی	۰/۵۲۱ bc
۰/۵ FC –۰/۶ FC	۰	بدون مایه‌زنی	۰/۳۰۳ j
		با مایه‌زنی	۰/۳۳۳ ij
	۳۰	بدون مایه‌زنی	۰/۳۹۰ h
		با مایه‌زنی	۰/۴۴۳ efg
	۶۰	بدون مایه‌زنی	۰/۳۸۰ hi
		با مایه‌زنی	۰/۳۶۹ hi

در هر ستون، میانگین‌های دارای حداقل یک حرف لاتین مشترک، در سطح احتمال پنج درصد با آزمون LSD تفاوت معنی‌داری ندارند.

منابع

۱- کریمی کاخکی، م. و سپهری ع. ، ۱۳۸۸. اثر کم‌آبیاری در دوره زایشی بر کارایی مصرف آب و تحمل خشکی ارقام جدید آفتابگردان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، سال ۱۳، شماره ۵۰، صفحه‌های ۱۶۳ تا ۱۷۶.

۲- کریمی ه، ۱۳۶۹. یونجه. مرکز نشر دانشگاهی، تهران.

3- Ademar P, Oliveira D, Luciana R, Araujo D, Jussara EM, Mendes F, Ovidio R, Dantas J, Marcelo S and DaSilva M, 2003. Effect of phosphorus fertilization on the yield of coriander in soil with low levels of phosphorus. Horticulture Brasileira 60(7): 453–456.

4- Jones CA, Jacobsen JS and Wraith JM. 2003. The effects of P fertilization on drought tolerancof malt barley. In " Western Nutrient Management Conference." 5: 88-93.

5- Kramer PJ, 1983. Water Relations of Plants. Academic Press.

6- Molden D, 2003. A water-productivity framework for understanding and action. In: Kijne JW, Barker R, Molden D (Eds.), Water Productivity in Agriculture: Limits and Opportunities for Improvement. International Water Management Institute, Colombo, Sri Lanka, pp. 1–18.

7- Passioura JB, 2002. Environmental plant biology and crop improvement. Functional Plant Biology 29: 537–546.

8- Pinior A, Grunewaldt-Stacker G, Alten H and Strasser RJ, 2005. Mycorrhizal impact on drought stress tolerance of rose plants probed by chlorophyll a fluorescence, proline content and visual scoring. Mycorriza Berlin, 15(8): 596-605.

9- Sands R, Mulligan DR, 1990. Water and nutrient dynamics and tree growth. Forest Ecol. Manage 30, 91–111.

10- Somerville C, and Briscoe J, 2001 Genetic engineering and water. Science. 292: 2217.

11- Stewart WM, 2001. Balanced fertilization increases water use efficiency. A regional newsletter published by the Potash & Phosphate Institute (PPI) and the Potash & Phosphate Institute of Canada (PPIC).

بررسی رابطه شاخص‌های پایداری خاکدانه با فرسایش پاشمانی در اراضی حوزه آبخیز کارون

طیبه ساعدی[1]، مهدی شرفا[2]، بیژن خلیل مقدم[3]، منوچهر گرجی[2]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک حفاظت خاک دانشگاه تهران

۲- دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه تهران

۳- استادیار گروه علوم خاک دانشگاه رامین خوزستان

مقدمه

واژه پایداری ساختمان خاک به توانایی خاک در نگهداری آرایش ذرات جامد و فضای بین آنها در هنگام مواجه شدن با تنش‌های مختلف مربوط می‌شود(آمزکتا، ۱۹۹۹). بنا به نظر کامرات و ایمسون (۱۹۹۸) شاخص پایداری برای توصیف حساسیت خاک‌ها به فرسایش آبی بسیار حائز اهمیت است. سیکس و همکاران(۲۰۰۰) عدم پایداری خاکدانه‌ها را عامل افزایش حساسیت خاک‌ها به فرسایش آبی معرفی کردند.

فرسایش آبی خاک مستلزم: الف) جدا شدن ذرات خاک از توده خاک در اثر برخورد قطرات باران و یا نیروی برشی رواناب. ب) انتقال رسوب حاصل از پاشمان قطرات آب یا جریان رواناب می باشد. بنابراین جداشدن ذرات خاک در اثر ضربه قطرات باران (فرسایش پاشمانی) اولین و مهم‌ترین مرحله فرسایش آبی است که متاثر از پایداری خاکدانه است (ون دیجک و همکاران،۲۰۰۲). لیگوت و همکاران (۲۰۰۵) رابطه بین اندازه ذرات و فاصله پاشمان را بررسی کردند و نتایج آن‌ها نشان داد که مقدار پاشمان، فاصله پاشمان و توزیع اندازه ذرات پاشمان، در ارتباط با پایداری خاکدانه است. کینجوآن و همکاران (۲۰۰۸) با بررسی فرسایش پاشمانی در مناطق مختلف چین (هیلونگجیانگ، مغولستان، شانسی، هوبئی و گوانگدونگ) دریافتند که در خاک‌هایی با پایداری خاکدانه و ماده آلی زیاد و ساختمان خوب، حداقل فرسایش پاشمانی رخ می‌دهد. شاخص‌های گوناگونی برای ارزیابی پایداری خاکدانه پیشنهاد شده است. از جمله این شاخص‌ها می‌توان به میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD)، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD)، خاکدانه‌های پایدار در آب و بعد فرکتال خاکدانه اشاره کرد. تعیین توزیع اندازه ذرات خاک با روش‌های الک در دو حالت تر و خشک، هیدرومتری و پیپت و همچنین از طریق انکسار لیزری امکان‌پذیر می‌باشد. روش الک خشک بیشتر برای بررسی عملیات خاکورزی بر خرد و نرم شدن کلوخه و خاکدانه‌ها و همچنین ارزیابی فرسایش‌پذیری بادی بکار می‌رود. این در حالیست که روش الک تر معمولا برای تعیین پایداری خاکدانه در برابر تنش‌های آبی استفاده می‌شود(کمپر و روسنا، ۱۹۸۶؛ نیمو و پرکینز،۲۰۰۲). هدف از این پژوهش بررسی رابطه بین سه شاخص به دست آمده از روش الک تر: میانگین وزنی قطر، میانگین هندسی قطر خاکدانه و بعد فرکتالی خاکدانه با میزان فرسایش پاشمانی و نیز انتخاب بهترین شاخص پایداری خاکدانه برای توصیف فرسایش پاشمانی در منطقه مورد مطالعه است.

مواد و روشها

منطقه‌ی مورد مطالعه

محدوده‌ی مورد مطالعه شامل دو دشت خان میرزا و چنارمحمودی می‌باشد که در زیرحوضه‌ی لردگان از حوضه‌ی اصلی کارون شمالی در جنوب خاوری استان چهارمحال بختیاری واقع شده است.

ارزیابی *شاخص‌های پایداری* خاکدانه

در منطقه مورد مطالعه ۱۰۵ نیمرخ در کاربری های و سری های مختلف خاک به طور تصادفی حفر شد. سپس از افق A هریک از نیمرخ‌ها نمونه برداری شد.

برای ارزیابی پایداری خاکدانه ها در مقابل آب از روش الک کردن در آب به روش کمپر و روسنا(۱۹۸۶) استفاده شد. سری الک انتخابی در این تحقیق شامل الک های ۴، ۲، ۱، ۰/۵، و ۰/۲۵ میلی متر بود.

میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌هابا استفاده از روابط زیر محاسبه شد.

$$MWD = \frac{\sum_{i=1}^{n} w_i x_i}{\sum_{i=1}^{n} w_i} \quad (۱)$$

$$\frac{M(x < X)}{M_t} = \left(\frac{x}{XL}\right)^{3-D_T} \quad (۲)$$

MWD: میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها، GMD: میانگین هندسی قطر، xi: میانگین قطر خاکدانه‌هایی که بر روی هر الک باقی می‌ماند (برحسب میلی‌متر)، wi: وزن خاکدانه‌های باقیمانده بر روی هر الک، n: تعداد الک به کار رفته در آزمایش می‌باشد.

بعد فرکتال جرمی بر طبق محاسبات تایلر و ویت کرافت (۱۹۹۲) که با D_T مشخص می‌شود از رابطه ۳ به دست می‌آید:

$$\frac{M(x < X)}{M_t} = \left(\frac{x}{XL}\right)^{3-D_T} \quad (۳)$$

که در آن $M(x<X)$ جرم تجمعی از خاکدانه‌های باقیمانده بر روی هر غربال و جمع‌شده از پایین به بالا در سری غربال‌ها، M_i جرم کل خاکدانه‌ها، XL قطر بزرگترین خاکدانه و D_T بعد فرکتال جرمی است.

اندازه گیری فرسایش پاشمانی

برای اندازه گیری فرسایش پاشمانی،از دستگاه پاشمانی چند متغیره (ثبت اختراع۷۲۴۹۴-۱۳۹۰/۰۸/۳۰) که طبق الگوی مورگان(۱۹۸۱) طراحی و ساخته شده است، استفاده شد (به مقاله ساعدی و همکاران، در حال چاپ مراجعه شود). بدین منظور نمونه های خاک تحت شدت بارندگی‌های ۳/۵ میلی متر بر دقیقه به مدت ۳۰ دقیقه و شیب ۱۵ درصد قرار گرفتند. سپس رواناب بخش بالادست و پایین دست به طور مجزا جمع‌آوری شد و در دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد در آون خشک و توزین گردید. نرخ فرسایش پاشمانی کل از روابط زیر به دست آمد. در این آزمایش سرعت باد یا سرعت چرخش استوانه نمونه درحدی در نظر گرفته شد که قطرات باران توزیع یکنواختی بر سطح خاک داشته باشند و از برخورد متوالی قطرات به یک نقطه ثابت در سطح خاک جلوگیری شود.

$$S_t = \frac{S_u + S_d}{T * A} \quad (۱)$$

S_t : نرخ فرسایش پاشمانی کل برحسب گرم بر دقیقه بر متر مربع، S_u : وزن خاک پاشمان شده در بالای شیب برحسب گرم، S_d : وزن خاک پاشمان شده در پایین شیب بر حسب گرم، A: سطح مقطع استوانه نمونه به متر مربع، T: زمان بارش برحسب دقیقه.

نتایج و بحث

خلاصه آماری فرسایش پاشمانی و شاخص‌های پایداری خاکدانه در جدول ۱ آمده است. با توجه به این جدول شاخص‌های پایداری خاکدانه در منطقه مورد مطالعه دامنه تغییرات بالایی دارند که به ترتیب حداقل و حداکثر بعد فرکتالی جرمی، میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه، ۱/۲۳– ۲/۸۸، ۰/۹۷– ۳/۶۹ و ۰/۹۶– ۱/۹۳ می‌باشد. متوسط فرسایش پاشمانی در شیب ۱۵٪ و شدت بارندگی۳/۵ میلی‌متر بر دقیقه، ۵۲/۱۴ گرم بر دقیقه بر مترمربع به دست آمد.

جدول ۱- خلاصه آماری ویژگی های اندازه‌گیری شده

ویژگی	میانگین	انحراف معیار	حداقل	حداکثر
فرسایش پاشمانی($g.min^{-1}.m^{-2}$)	۵۲/۱۴	۱۶/۳۰	۱۳/۴۵	۱۰۴/۱۰
میانگین وزنی قطر خاکدانه(mm)	۲/۳۴	۰/۵۷	۰/۹۷	۳/۶۹
میانگین هندسی قطر خاکدانه(mm)	۱/۲۷	۰/۱۵	۰/۹۶	۱/۹۳
بعد فرکتالی جرمی	۲/۱۲	۰/۲۴	۱/۲۳	۲/۸۸

برای ایجاد روابط رگرسیونی، ابتدا با استفاده از نرم افزار Minitab16 نرمال بودن متغییر وابسته (فرسایش پاشمانی) از روش کومولوگراف، آزمون شد. سپس فرسایش پاشمانی با استفاده از تبدیل توانی نرمال شد. با استفاده از نرم افزار SPSS/16 رابطه رگرسیونی ساده خطی بین فرسایش پاشمانی و هریک از شاخص‌های پایداری خاکدانه به طور مجزا برقرار شد که نتایج به دست آمده در جدول ۲ نشان داده شده است.

جدول ۲ روابط رگرسیونی خطی ساده بین شاخص‌های پایداری خاکدانه و نرخ فرسایش پاشمانی

شاخص پایداری خاکدانه	میانگین مربعات خطا	ضریب تبیین	رابطه رگرسیونی
میانگین وزنی قطر خاکدانه	۰/۰۲۴	۰/۶۸	$Sp^{۰/۳} = ۴/۱۶۴ - ۰/۳۹۵\ MWD$
میانگین هندسی قطر خاکدانه	۰/۰۳۷	۰/۵۲	$Sp^{۰/۳} = ۴/۸۸۱ - ۱/۲۹\ GMD$
بعد فرکتالی جرمی	۰/۰۳۷	۰/۵۱	$Sp^{۰/۳} = ۱/۲۲۷ + ۰/۸۲۸\ D_T$

روابط رگرسیونی به دست آمده نشان می‌دهد که میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه با فرسایش پاشمانی رابطه عکس دارند ولی بعد فرکتالی جرمی با فرسایش خاک رابطه مثبتی دارد. ازآنجا که مقادیر بزرگتر میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها و مقادیر کوچکتر بعد فرکتالی بیان کننده خاک‌های پایدارتر است. بنابراین هر سه رابطه نشان می دهند که در خاکهایی با پایداری خاکدانه بالا، فرسایش پاشمانی به میزان کمتری رخ می دهد. لیگوت و همکاران(۲۰۰۵) و کینجوان و همکاران(۲۰۰۸) نیز نشان دادند که مقدار پاشمان در ارتباط با پایداری خاکدانه است و خاک‌هایی با ساختمان خوب و پایداری بالا، کمترین فرسایش پاشمانی را دارند. از بین سه شاخص پایداری خاکدانه، میانگین وزنی قطر خاکدانه بیشترین همبستگی را با پاشمان دارد و با داشتن ضریب تبیین بالاتر و خطای کمتر، شاخص مناسبت‌تری برای توصیف فرسایش پاشمانی در منطقه مورد مطالعه است. دو شاخص میانگین هندسی قطر خاکدانه و بعد فرکتالی جرمی ضریب تبیین و خطای یکسانی در توصیف فرسایش پاشمانی دارند. در حالی که مارتینزمنا و همکاران (۱۹۹۹) بیان نمودند که در بیان فرسایش‌پذیری خاک، بعد فرکتالی از سایر پارامترهای رایج پایداری (MWD,GMD و WAS) می‌تواند مفیدتر باشد، چرا که بعد فرکتالی قابلیت تشریح پیچیدگی‌های خاک مثل پیچ و خم منافذ و ناهمواری‌های آن را داراست و به خوبی تغییرات آن‌ها را کمی می کند. احمدی و همکاران(۲۰۱۱) نیز نشان دادند که بعد فرکتالی شاخص مناسبی برای

تخمین فرسایش پاشمانی و بین شیاری هست. تناقض نتایج ما با این محققان، به دلیل نوع بعد فرکتالی محاسبه شده است. بعد فرکتالی محاسبه شده در این پژوهش، بعد فرکتالی جرمی (D_T) است در حالی که نتایج این پژوهشگران بیشتر در مورد بعد فرکتالی خردشوندگی (D_n) صدق می‌کند. همچنین احمدی و همکاران(۲۰۱۱) ضریب تبیین بعد فرکتالی خردشوندگی و جرمی با فرسایش‌پذیری بین شیاری را به ترتیب ۰/۶۸۹ و ۰/۴۰۴ به دست آورد. از اینرو اگر در این تحقیق امکان محاسبه بعد فرکتالی خردشوندگی وجود داشت، احتمالا بعد فرکتالی خردشوندگی شاخص مناسبت‌تری نسبت به میانگین وزنی قطر خاکدانه برای توصیف فرسایش پاشمانی به دست می آمد. بنابراین در مطالعات مربوط به مقایسه بعد فرکتالی با دیگر شاخص های پایداری باید به نوع بعد فرکتالی توجه کرد و از آنجا که دانسیته خاکدانه از پارامترهای دخیل در محاسبه بعد فرکتالی خردشوندگی است نتیجه می‌شود که دانسیته خاکدانه تاثیر بسزایی در توصیف پایداری خاکدانه دارد.

منابع

۱- ساعدی، ط. شرفا، م. خلیل‌مقدم، ب و گرجی، م. بررسی آزمایشگاهی فرسایش پاشمانی بر روی نمونه‌های خاک جمع‌آوری شده از کاربری‌های مختلف از زیر حوضه آبخیز لرذگان. در دست چاپ. مجله پژوهش‌های خاک.

2- Ahmadi A, Neyshabouri MR, Rouhipour H, and Asadi H. 2011. Fractal dimension of soil aggregates as an index of soil erodibility. Journal of Hydrology 400 (3-4): 305-311.

3- Amezketa E.1999.Soil aggregate stability: A review. J. Sustain. Agric.14:83-151

4- Cammerraat LH and Imeson AC. 1998. Deriving indicators of soil from soil aggregation insoutheastern Spain and southern France, Geomorphology, 23: 307-321.

5- Kemper, WD and Rosenau RC. 1986. Aggregate stability and size distribution. p. 425-442, In: Klute, A.(ed.) Methods of Soil Analysis. ASA and SSSA, Madison, WI

6- Martinez-Mena M, Deeks LK, and Williams AG. 1999. An evaluation of a fragmentation fractal dimension technique to determine soil erodibility. Geoderma 90 (1): 87-98.

7- Morgan RPC: Field measurement of splash erosion. Erosion and Sediment Transport Measurement. 1981: 133: 373-382.

8- Nimmo JR and Perkins KS. 2002. Aggregate stability and size distribution. Soil Sci. Soc. Am. J. 5: 317-328.

9- Qinjuan CH, Qiangguo C and Wenjun Ma. 2008. Comparative Study on Rain Splash Erosion of Representative Soils in China. Chinese Geographical Science. 18(2):155–161.

10- Six J, Elliott ET and Paustian K. 2000. Soil structure and soil organic matter: II. A Normalized stability index and the effect of mineralogy. Soil Sci. Soc.Am. J. 64: 1042-1049.

11- Tyler SW and Wheatcraft SW. 1992. Fractal scaling of soil particle-size distributions: analysis and limitations. S.S.S.A.J. 56(2):362-69.

12- Van dijk AIJM., Mecsters AGCA. and Bruijnzeel LA: Exponential distribution Theory and The inter pration of splash detachment and transport experiment. Soil Science Society of America Journal. 2002: 66: 1466-1743.

تأثیر پساب شهری بر پایداری خاکدانه و هدایت هیدرولیکی اشباع و ارتباط برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک با ماده آلی پس از کاربرد پساب در کشت ذرت

افسانه عالی نژادیان[۱]، جهانگرد محمدی[۲]

۱- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه لرستان

۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

مقدمه

افزایش جمعیت، ارتقاء سطح زندگی و به موازات آن توسعه شهری، صنعتی و کشاورزی نیاز به آب را روز به روز افزایش می‌دهد لذا راهکارها در زمینه‌ی چرخش و استفاده‌ی مجدد از فاضلاب به جای تخلیه‌ی آن‌ها به محیط زیست امری ضروری و مهم می‌باشد. استفاده‌ی مجدد فاضلاب به منظور آبیاری کشاورزی، مقدار آب مورد نیاز قابل استخراج از منابع آبی را کاهش می‌دهد. این راه حلی برای کاهش تقاضای آب تازه جهت آبیاری و همچنین اجتناب از آلودگی منابع آبی می‌باشد (گریگوری، ۲۰۰۰).

خاک محیط پویایی است که پیوسته تحت تأثیر تغییرات فیزیکی، شیمیایی و زیستی قرار می‌گیرد. بدیهی است که پساب شهری که سرشار از مواد غذایی است برای استفاده در کشاورزی مستلزم پژوهش‌های دقیق خواهد بود چرا که بر ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و میکروبی خاک تأثیر بسزایی دارد و برای ارزیابی موفق کاربرد فاضلاب، باید مورد بررسی قرار گیرد.

هدف از این پژوهش تأثیر پساب بر برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک و ارتباط پایداری خاکدانه و جرم مخصوص ظاهری با ماده‌ی آلی خاک در اثر کاربرد کوتاه مدت پساب شهری برای آبیاری ذرت می‌باشد.

مواد و روش‌ها

این پژوهش بخشی از کار تحقیقاتی است که در قسمتی از مزرعه تصفیه‌خانه فاضلاب شهری شهرکرد نزدیک به کانال خروجی پساب که قبل از این آزمایش با پساب آبیاری نشده بود ، به مدت ۳ ماه اجرا گردید. قبل از انجام آزمایشات مزرعه‌ای، نمونه‌های مرکب خاک از عمق ۳۰-۰ سانتی‌متری خاک از هر کرت جمع‌آوری و برخی خصوصیات شیمیایی و فیزیکی درآن اندازه‌گیری شدند. بعد از اتمام پژوهش و آزمایشات مزرعه‌ای نیز مجدداً از کرت‌های مربوطه جهت بررسی اثرات پساب بر برخی خصوصیات فیزیکی خاک نمونه‌برداری انجام و تجزیه صورت گرفت. به منظور بررسی تأثیر پساب و آب چاه بر پایداری خاکدانه از شاخص میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) استفاده شد و هدایت هیدرولیکی اشباع نمونه‌ها نیز با توجه به بافت خاک سنگین مزرعه مورد آزمایش، به روش آزمایشگاهی بار افتان تعیین گردید.

نتایج اندازه‌گیری‌های پیش از کاشت در خاک در جدول ۱ نشان داده شده است. خصوصیات فیزیکی و شیمیایی به صورت هفتگی در نمونه‌های پساب و آب چاه نیز مورد سنجش قرار گرفتند (APHA، ۲۰۰۵).

تحقیق در قالب بلوک‌های کامل تصادفی با ۶ تیمار شامل آبیاری با آب چاه بدون کود (W_0)، آبیاری با آب چاه با کود (W_1)، آبیاری با اختلاط ۱ به ۳ پساب + آب چاه (W_2)، آبیاری با اختلاط ۱ به ۱ پساب + آب چاه (W_3)،

آبیاری با اختلاط ۳ به ۱ پساب + آب چاه (W_4) و آبیاری با پساب (W_5) در سطح ۱۰۰ نیاز آبی گیاه با ۳ تکرار انجام شد. تجزیه و تحلیل آماری با نرم افزار SAS V8 انجام شد (SAS، ۱۹۹۷). میانگین‌ها با استفاده از حداقل اختلاف معنی‌دار (LSD) در سطح ۵٪ مقایسه شدند.

جدول ۱- برخی از مشخصات اصلی خاک منطقه مورد مطالعه

نام شاخص	pH	درصد مواد آلی	هدایت الکتریکی (dS/m)	درصد کلسیم معادل	درصد نیتروژن کل	فسفر جذب (mg/kg)	قابل	پتاسیم جذب (mg/kg)	قابل	درصد سیلت	درصد شن	درصد رس
مقدار شاخص	۸/۴۶	۰/۹۵	۰/۳۵	۵۰	۰/۰۸۸	۸/۶۰		۲۰۸		۳۵/۵	۲۰	۴۴/۵

نتایج و بحث

جهت بررسی اثر پساب بر برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک تمامی تیمارهای نوع آب در سطح تأمین ۱۰۰٪ نیاز آبی گیاه مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. جدول ۲ مقایسه میانگین‌های اثرات تیمارهای مختلف نوع آب را بر برخی پارامترهای فیزیکی خاک در سطح آماری ۵٪ نشان می‌دهد.

جدول ۲- میانگین برخی پارامترهای فیزیکی در لایه‌ی ۳۰-۰ سانتی‌متر خاک قبل و بعد از آزمایش

پارامترها	قبل از آزمایش	W_0	W_1	W_2	W_3	W_4	W_5
هدایت هیدرولیکی اشباع (cm/h)	۷/۲	۸/۶۴a	۶/۷۲a	۷/۰۸a	۷/۰۸a	۶/۴۸a	۶/۸۴a
میانگین وزنی‌قطر خاکدانه(MWD) (mm)	۰/۸۰	۰/۴۵a	۰/۵۸a	۰/۴۶a	۰/۵۴a	۰/۴۶a	۰/۶۰a

در هر ردیف میانگین‌های دارای حروف مشابه بر اساس آزمون LSD در سطح ۵٪ فاقد تفاوت معنی‌دار هستند.

پایداری خاکدانه

نتایج نشان می‌دهد که در تیمارهای آبیاری شده، تفاوت معنی‌داری بین تیمارها از نظر پایداری خاکدانه دیده نشد. با اعمال تیمارها در مقایسه با قبل از کشت، پایداری خاکدانه کاهش یافته است، امّا این کاهش برای تیمار آبیاری با پساب کامل (W_5) نسبت به سایر تیمارها کمتر بوده است. بهاردواج و همکاران (۲۰۰۷) در بررسی‌های خود تخریب ساختمان خاک مانند نابودی پایداری خاکدانه و کاهش هدایت هیدرولیکی را در اثر کاربرد فاضلاب تصفیه شده برای آبیاری نشان دادند که با نتایج این پژوهش همخوانی دارد. مورگان کورونادو و همکاران (۲۰۱۱) نیز در پژوهش خود نتیجه گرفتند که در تیمارهای آبیاری شده با پساب و آب چاه پایداری خاکدانه کاهش نشان داد و دلیل آن مقدار آب آبیاری مصرف شده و تناوب خشک و تر شدن خاکدانه‌ها در طی فصل رشد بیان نمودند. آن‌ها همچنان ذکر کردند که کاربرد پساب نتوانسته است مقدار ماده آلی خاک را در دوره کوتاه تحقیق به حد کافی که خاکدانه‌ها بتوانند در برابر آبیاری پایدار بمانند، افزایش دهد. حنیفه لو و معاضد (۱۳۸۶)

یافتند که آبیاری با پساب باعث افزایش پایداری خاکدانه گردید که با نتایج این تحقیق همخوانی ندارد و تفاوت در ترکیب فاضلاب تصفیه شده و شرایط خاک در مناطق مورد مطالعه می‌تواند از دلایل تفاوت نتایج باشد.

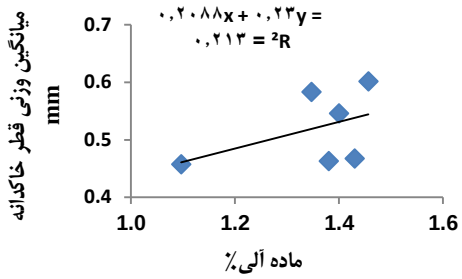
هدایت هیدرولیکی اشباع

هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در اثر آبیاری با پساب در مقایسه با قبل از آزمایش کاهش نشان داد؛ هرچند تفاوت معنی‌داری بین تیمارها مشاهده نگردید. اثرات مستقیم آبیاری با پساب روی هدایت هیدرولیکی می‌تواند تغییراتی را در هدایت هیدرولیکی ذاتی خاک و سیالیت سیال قابل نفوذ ایجاد نماید در حالی‌که اثرات غیرمستقیم پساب بر روی خاک می‌تواند تنها بر نفوذپذیری ذاتی خاک مؤثر باشد. احتمال می‌رود که کاهش هدایت آبی اشباع خاک در این پژوهش به دلیل تأثیر مستقیم پساب بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک از طریق مکانیسم‌هایی مانند مسدود شدن منافذ خاک توسط وجود مواد جامد و معلق در پساب باشد. یک مکانیسم دیگر که ممکن است تأثیر مستقیمی بر هدایت هیدرولیکی ذاتی خاک داشته و آن را کاهش داده باشد، متورم شدن و پراکنده شدن رس‌ها در طول جریان پساب در خاک باشد. این تغییرات به خصوصیات شیمیایی متفاوت پساب مصرف شده نسبت به آب معمولی می‌باشد (لادو و بن–هور، ۲۰۰۹). در واقع پساب در حین جریان در خاک بر هم‌کنش‌هایی با خاک داشته و در نهایت بر روی هدایت هیدرولیکی اشباع تأثیرگذار بوده است. سله‌بندی سطحی و یا افزایش میزان سدیم قابل استفاده خاک در راستای افزایش پساب نمونه‌ای از بر هم‌کنش‌ها می‌باشد که می‌تواند از عوامل کاهش هدایت آبی اشباع باشد. مواد آلی موجود در پساب به دلیل ترکیب ساختمانی و باردار بودن آن‌ها می‌توانند به لبه‌های رس با بار مثبت بچسبند و پراکنده شدن رس‌ها را افزایش دهند (تارچیتزکی و همکاران، ۱۹۹۹). این عمل منجر به مسدود شدن منافذ و کم شدن میانگین اندازه منافذ برای عبور آب و املاح می‌گردد و کاهش هدایت هیدرولیکی را نیز به همراه خواهد داشت. لادو و بن هور (۲۰۰۹) بیان نمودند که نفوذ پساب در پروفیل خاک، هدایت آبی اشباع خاک رسی و خاک لومی را کاهش داده امّا خاکی با بافت شنی با داشتن توزیع اندازه منافذ ذرات درشت‌تر، از این امر تأثیرپذیر نبوده است. علیزاده و همکاران (۲۰۰۱) در بررسی‌های خود بیان کردند که آبیاری گیاه ذرت با استفاده از فاضلاب تصفیه شده شهر مشهد به مدت ۲ سال و تا پایان سال زراعی، کاهش ۱۵/۶ درصدی ظرفیت نفوذپذیری خاک را در مقایسه با زمان قبل از آغاز آزمایش به‌دنبال داشته است.

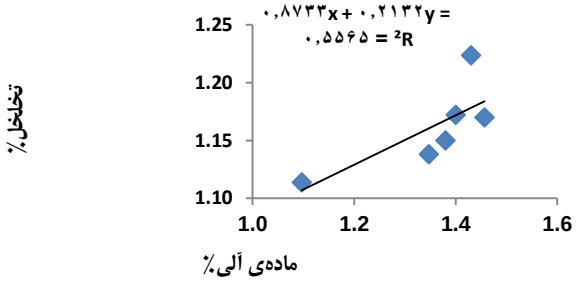
ارتباط بین برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک

شکل ۱ همبستگی بین مقدار ماده‌ی آلی با پایداری خاکدانه را تحت تأثیر کاربرد پساب شهری نشان می‌دهد. هرچند همبستگی موجود بین این دو پارامتر کم می‌باشد ولیکن بیانگر این موضوع است که در پی افزودن ماده‌ی آلی در اثر استفاده از پساب به خاک پیوندها بین اجزای خاک ایجاد شده و پایداری خاکدانه‌ها می‌تواند افزایش یابد. اگر چه آبیاری با پساب می‌تواند منجر به افزایش ماده‌ی آلی در سطح خاک گردد، امّا اگر این مواد پس از افزوده شدن به خاک فرصت کافی برای حمله قارچ‌ها و ایجاد شبکه قارچی داشته باشند، می‌توانند باعث افزایش پایداری خاکدانه‌ها شود. علاوه بر آن حفره‌های ایجاد شده در خاک توسط میسیلیوم‌های قارچی و فعالیت دیگر میکروارگانیسم‌ها نیز سبب افزایش سرعت نفوذ نهایی خاک می‌گردند. امّا با توجه به این‌که با کاربرد پساب مقدار ماده‌ی آلی خاک نسبت به قبل از آزمایش و تیمار آب چاه افزایش داشته است، احتمالاً به دلیل دوره‌ی کوتاه پژوهش فرصت برای فعالیت میکروارگانیسم‌ها، تجزیه‌ی مطلوب مواد آلی و بهبود تدریجی ساختمان خاک وجود نداشته است و در نتیجه پایداری خاکدانه‌ها افزایش نشان نداده است.

همانطور که شکل ۲ نشان می‌دهد همبستگی نسبتاً بالایی بین جرم مخصوص ظاهری و مقدار ماده‌ی آلی خاک (R^2=0.56) وجود دارد و احتمالاً بیانگر این موضوع است که با گذشت زمان و افزایش مواد آلی و همچنین بالارفتن پایداری خاکدانه، جرم مخصوص ظاهری خاک افزایش نشان می‌دهد. اگر چه پساب مورد استفاده حاوی مواد آلی بوده، امّا کاهش جرم مخصوص ظاهری خاک را به دنبال نداشته است که دلیل این امر می‌تواند مربوط به کوتاه بودن دوره‌ی تحقیق و عدم تجزیه مواد آلی توسط میکروارگانیسم‌های خاک باشد.



شکل ۱-ارتباط ماده آلی با میانگین وزنی قطر خاکدانه



شکل۲- ارتباط ماده آلی با تخلخل خاک

منابع

۱- حنیفه لو، ا. و معاضد ه.، ۱۳۸۶. تأثیرات آبیاری با پساب فاضلاب شهر اهواز بر برخی خصوصیات هیدرولیکی خاک. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد ۸ (شماره‌ی ۲)، صفحات ۴۷ تا ۶۲.

2- APHA, 2005. Standard methods for the examination of water and wastewater, 21th ed. American Public Health Association (APHA) Washington DC, USA.

3- Alizadeh A, Bazari ME, Velayati S, Hasheminia M and Yaghmaie A, 2001. Using reclaimed municipal wastewater for irrigation of corn. INID international workshop on wastewater reuse management ICID-CIID. Sep. 19-20, Seoul. pp: 147-154.

4- Bhardwaj AK, Goldstin D, Azenkot A and Levy GJ, 2007. Irrigation with treated wastewater under two different irrigation methods: Effects on hydraulic conductivity of a clay soil. Geoderma 140:199-206.

5- Gregory A, 2000. Strategic direction of water recycling in Sydney. In: Proceeding of the first Symposium water recycling, Australia Adelaide, pp 35-41.

6- Lado M and Ben-Hur M, 2009.Treated domestic sewage irrigation effects on soil hydraulic properties in arid and semiarid zones: A review Environmental Sciences. Soil and Tillage Research 1:152-163.

7- Morugan-Coronado A, Garcial-Orenes F and Mataix-Solera J, 2011. Short-term effects of treated wastewater irrigation on Mediterranean calcareous soil. Soil & Tillage Research 112:18-26.

8- SAS institute, 1997. SAS STAT software: change and enhancements through Release 6.12, Cary NC: SAS institute Inc. pp.1162.

9- Tarchitzky J, Golobati Y, Keren R and Chen Y, 1999. Wastewater effects on montmorillonite suspension and hydraulic properties of sandy soil. Soil Science Society American Journal 63:554-560.

ارزیابی روش رگرسیون غیر خطی و تکنیک های محاسباتی نرم در برآورد پارامتریک خواص هیدرولیکی خاک در چند کشت و صنعت نیشکر خوزستان

نبی جنادله[1]، بیژن خلیل مقدم[2]
۱- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی رامین خوزستان

مقدمه

استفاده از توابع انتقالی خاک نقش اساسی در حل مشکلات مدیریتی آب و زهکشی اراضی زیر کشت نیشکر دارد. بنا بر این ایجاد چنین توابعی در این اراضی لازم و ضروری به نظر می‌رسد. از روش‌های ایجاد توابع انتقالی می‌توان به رگرسیون غیر خطی[1] و شبکه‌ی عصبی مصنوعی[2] اشاره کرد. تجزیه‌ی رگرسیون، روش آماری برای بررسی و مدل‌سازی رابطه‌ی بین متغیرهاست. شبکه‌های عصبی مصنوعی جزئی از سیستم‌های دینامیکی هستند که با پردازش روی داده‌های تجربی، دانش یا قانون نهفته در ورای داده‌ها را به ساختار شبکه منتقل می‌کنند و ابزار مؤثری برای مدل کردن سیستم‌های غیر خطی و پیچیده هستند(اگاروال و همکاران، ۲۰۰۶). رگرسیون غیر خطی توسط محققین بسیاری(رازی و اداپیلی، ۲۰۰۳ و طبری و همکاران، ۱۳۸۸) برای برآورد پارامترهای مختلف مورد استفاده قرار گرفته‌است. یونو و همکاران (۲۰۰۴) کاربردهای موفقیت آمیزی از شبکه‌های عصبی مصنوعی در تخمین مقدار رطوبت خاک را گزارش دادند. خلیل مقدم و همکاران (۲۰۰۹)، تاماری و همکاران(۱۹۹۶) و اسچاپ و همکاران(۱۹۹۸) نتیجه گرفتند که توابع انتقالی بر اساس شبکه‌های عصبی معمولاً پیش‌بینی بهتری نسبت به سایر توابع انتقالی رایج فراهم می‌کنند.

مواد و روش‌ها

محدوده مورد مطالعه‌ی این تحقیق، چهار کشت و صنعت نیشکر امیرکبیر، هفت تپه، دعبل خزاعی و کارون در استان خوزستان انتخاب شده است(شکل ۱). تعداد ۳۱۰ نمونه خاک از دو عمق ۴۰-۰ و ۸۰-۴۰ سانتی‌متری پروفیل، جمع‌آوری شد. اندازه‌گیری چگالی ظاهری(BD) به روش سیلندری و بافت خاک به روش هیدرومتری انجام شد. درصد کربن آلی(OC) به روش والکی- بلاک و درصد کربنات کلسیم معادل($CaCO_3$) به روش کلسیمتری اندازه‌گیری شد(جدول ۲). درصد رطوبت اشباع به روش وزن‌سنجی، مقادیر رطوبت وزنی خاک‌های دست نخورده در مکش‌های ماتریک ۱۰ و ۳۳ کیلو پاسکال توسط ستون آویزان آب و در مکش‌های ماتریک ۱۰۰، ۵۰۰ و ۱۵۰۰ کیلو پاسکال با استفاده از دستگاه صفحات فشاری به دست آمد و سپس منحنی مشخصه رطوبتی ترسیم شد. برای ایجاد توابع انتقالی از روش رگرسیون چندمتغیره غیرخطی و شبکه‌ی عصبی مصنوعی با ساختار پیش‌خور چند لایه‌ی استاندارد[6] (MLP) استفاده گردیده‌است. برای ایجاد مدل‌های رگرسیون غیر خطی

[1].Nonlinear Regression
[2].Artificial Neural Network

و شبکه عصبی جهت برآورد پارامتریک منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک و انجام محاسبات از نرم افزارهای آماری SAS و Neurosolutions5، استفاده گردید.



شکل ۱ موقعیت چهارکشت و صنعت در استان خوزستان

جدول۱- متغیرهای مطلوب و ورودی جهت مدل‌های به کار رفته برای ایجاد توابع انتقالی پارامتریک

مدل	متغیرهای مطلوب	متغیرهای ورودی
مدل ۱	$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$	SSC
مدل ۲	$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$	SSC+ $CaCO_3$
مدل ۳	$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$	SSC+ BD +OC
مدل ۴	$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$	SSC+BD
مدل ۵	$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$	SSC+BD+ $CaCO_3$

$n, \alpha, \theta_s, \theta_r$:پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن،SSC: بافت خاک(درصد شن، سیلت و رس)،BD: چگالی ظاهری خاک، OC: درصد کربن آلی خاک، $CaCO_3$: در صد آهک خاک

جدول ۲- ویژگی های خاک‌های چهار کشت و صنعت مورد مطالعه

کشت و صنعت	دعبل خزاعی	امیر کبیر	کارون	هفت تپه
رس (٪)	۳۷/۶۰	۳۸/۸۰	۳۵/۰۰	۳۹/۴۰
سیلت (٪)	۲۸/۵۰	۳۰/۸۰	۴۵/۱۰	۳۸/۱۰
شن (٪)	۲۳/۹۰	۳۰/۴۰	۱۹/۸۰	۲۲/۴۰
کربن آلی (٪)	۰/۹۲	۰/۸۵	۰/۹	۱/۳
آهک (٪)	۴۰/۶۱	۳۹/۹۶	۳۶/۷۴	۳۸/۰۲
چگالی ظاهری ($grcm^{-3}$)	۱/۵۷	۱/۶۰	۱/۶۱	۱/۷۶

نتایج

جداول ۳ و ۵ به ترتیب ضرایب همبستگی بین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن اندازه‌گیری شده و برآورد شده توسط رگرسیون غیر خطی و شبکه‌ی عصبی مصنوعی را نشان می‌دهد. همچنین میانگین خطای مطلق و میانگین مربعات خطای نرمال شده در جداول ۴ و ۶ آمده‌است.

جدول۳ - ضرایب همبستگی بین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن اندازه‌گیری شده و برآورد شده با رگرسیون غیر خطی

مدل	θ_r	θ_s	α	n
مدل ۱	۰/۲۰۲	۰/۵۷۹	۰/۳۰۱	۰/۲۳۳
مدل ۲	۰/۲۲۴	۰/۶۶۸	۰/۳۲۳	۰/۲۵۵
مدل ۳	۰/۲۵۹	۰/۶۹۱	۰/۳۵۲	۰/۲۸۴
مدل ۴	۰/۲۴۶	۰/۶۰۲	۰/۳۴۵	۰/۲۷۷
مدل ۵	۰/۲۶۸	۰/۷۳۴	۰/۳۷۹	۰/۳۰۷

جدول ٤- ضرایب خطا MAE و NMSE بین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن اندازه‌گیری شده و برآورد شده به وسیله‌ی مدل رگرسیون غیر خطی

مدل	MAE				NMSE			
	θ_r	θ_s	α	n	θ_r	θ_s	α	n
مدل ۱	۰/۱۰۵	۰/۰۷۶	۰/۰۹۹	۰/۱۰۶	۰/۲۰۷	۰/۱۲۸	۰/۱۸۳	۰/۲۰۱
مدل ۲	۰/۱۱۱	۰/۰۶۸	۰/۰۹۸	۰/۱۰۳	۰/۲۰۳	۰/۱۰۹	۰/۱۸۲	۰/۱۹۶
مدل ۳	۰/۱۱۱	۰/۰۶۷	۰/۰۹۶	۰/۱۰۱	۰/۱۹۷	۰/۱۰۴	۰/۱۷۶	۰/۱۹۰
مدل ۴	۰/۱۰۵	۰/۰۷۴	۰/۰۹۶	۰/۱۰۲	۰/۱۹۳	۰/۱۲۳	۰/۱۷۷	۰/۱۹۱
مدل ۵	۰/۰۹۴	۰/۰۵۹	۰/۰۸۵	۰/۰۹۰	۰/۱۷۵	۰/۰۹۳	۰/۱۵۷	۰/۱۹۹

جدول۵-ضرایب همبستگی بین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن اندازه‌گیری شده و برآورد شده توسط شبکه‌ی عصبی مصنوعی

مدل	θ_r	θ_s	α	n
مدل ۱	۰/۲۶۴	۰/۷۵۸	۰/۳۹۳	۰/۳۰۴
مدل ۲	۰/۲۹۳	۰/۸۷۴	۰/۴۲۲	۰/۳۳۳
مدل ۳	۰/۳۳۲	۰/۹۰۳	۰/۴۶۱	۰/۳۷۲
مدل ۴	۰/۳۲۲	۰/۷۸۷	۰/۴۵۱	۰/۳۶۲
مدل ۵	۰/۳۵۹	۰/۹۵۹	۰/۴۹۴	۰/۴۰۱

جدول ٦- ضرایب خطا MAE و NMSE بین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن اندازه‌گیری شده و برآورد شده به وسیله‌ی شبکه‌ی عصبی

مدل	MAE				NMSE			
	θ_r	θ_s	α	n	θ_r	θ_s	α	n
مدل ۱	۰/۰۸۷	۰/۰۵۶	۰/۰۷۹	۰/۰۸۴	۰/۱۶۵	۰/۰۸۸	۰/۱۴۴	۰/۱۵۸
مدل ۲	۰/۰۸۶	۰/۰۴۸	۰/۰۷۷	۰/۰۸۲	۰/۱۶۰	۰/۰۶۷	۰/۱۴۱	۰/۱۵۴
مدل ۳	۰/۰۸۱	۰/۰۴۷	۰/۰۷۴	۰/۰۸۰	۰/۱۵۴	۰/۰۶۶	۰/۱۳۵	۰/۱۵۰
مدل ۴	۰/۰۹۰	۰/۰۵۴	۰/۰۷۵	۰/۰۸۰	۰/۱۵۶	۰/۰۸۸	۰/۱۳۶	۰/۱۵۰
مدل ۵	۰/۰۷۴	۰/۰۴۱	۰/۰۶۶	۰/۰۷۱	۰/۱۳۷	۰/۰۵۷	۰/۱۱۹	۰/۱۳۲

بحث

با توجه به جداول ۳، ۴، ۵ و ۶ مشاهده می‌شود که وارد شدن میزان آهک، کربن آلی و چگالی ظاهری دقت مدل‌ها را افزایش داده‌است. این نتایج نشان می‌دهد که از بین همه‌ی مدل‌ها، مدل ۵ (با متغیر های میزان شن، سیلت و رس، چگالی ظاهری و میزان آهک) بیش‌ترین دقت و مدل۱ (با متغیرهای میزان شن، سیلت و رس) کم‌ترین دقت را دارا می‌باشد. بنا بر این با افزایش اطلاعات ورودی عملکرد مدل‌ها افزایش یافته‌است؛ که با یافته‌های چان(۱۹۹۷) مطابقت دارد. نتایج این پژوهش برتری شبکه‌ی عصبی مصنوعی بر رگرسیون غیر خطی در تخمین پارامترهای هیدرولیکی ون‌گنوختن را نشان می‌دهد. نتایج پژوهش‌های زیادی نیز نشان دهنده‌ی توانایی بالای این نوع شبکه‌ی عصبی مصنوعی برای تدوین مدل‌های مورد نظر می‌باشد(تاماری و همکاران، ۱۹۹۶، اسچاپ و همکاران، ۱۹۹۸و خلیل مقدم و همکاران، ۲۰۰۹).

منابع

۱- طبری، ح.، معروفی، ص.، زارع ابیانه، ح.، امیری چایجان، ر.، شریفی، م. ر. و آخوندعلی، ع. م. ۱۳۸۸. مقایسه‌ی رگرسیون غیر خطی با روش‌های هوش محاسباتی در برآورد توزیع مکانی آب معادل برف در سراب کارون. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک ۵۰: ۴۰-۲۹.

2- Agarwal A, Mishra SK, Ram S and Singh JK, 2006. Simulation of runoff and sediment yield using artificialneural networks. Biosys. Eng 94(4): 597-613

3- Chan CS, 1997. Weather prediction using Artificial Neural Networks. Journal of Hydrology 230: 101-119.

4- Khalilmoghadam B, Afuny M, Abbaspour KC, Jalalian A, Dehghan A and Schulin R, 2009. Estimation of surface shear sterength in Zagros region of Iran-A compairision of artificial neural network and multiple-linear regression models. Geoderma 153: 29-36.

5- Razi MA and Athappilly K, 2005. A comparative predictive analysis of neural networks (NNs), nonlinearregression and classification and regression tree (CART) models. Expert Sys. withAppl 29: 65-74.

6- Schaap MG, Leij FJ and van Genuchten MTh, 1998. Neural network analysis for hierachical prediction of soil water retention saturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of American Journal 62: 847-855.

7- Tamari S, Wosten JHM and Ruiz-Surez JC, 1996. Testing and artificial neural network for predicting hydraulic conductivity. Soil Science Society of American Journal 60: 1732-1741.

8- Uno Y, Prasher SO, Lacroix R, Geol PK, Karimi Y, Viau A and Patel RM, 2004. Artificial neural networks to predict corn yield from compact airborne spectrographic imager data. Compute. Electron. Agronomy 47: 149-161.

تاثیر الگوی کشت بر میزان فرسایش خاک، مطالعه موردی: آبخیز قوشچی

رضا سکوتی اسکوئی[۱]، داود نیکامی[۲]، الهام آزاد موسوی[۳]

۱- دانشیار مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی آذربایجانغربی

۲- استاد پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد مرتع دانشکده منابع طبیعی دانشگاه ارومیه

مقدمه:

فرسایش خاک یکی از جدی‌ترین مشکلات کشورهای در حال توسعه و بسیاری از کشورهای توسعه یافته می‌باشد. حفظ منابع آب و خاک و بهره برداری صحیح از این منابع حیاتی با توجه به افزایش روز افزون جمعیت کشور و لزوم تامین غذا بیش از پیش دارای اهمیت می باشد (نیک‌کامی، ۱۳۸۱). مدیریت نادرست، بی توجهی و بهره برداری بی رویه می تواند این منبع آسیب پذیر یعنی خاک را به سوی نابودی سوق دهد و در نتیجه حیات بشر مورد تهدید قرار گیرد. بهینه‌سازی کاربری اراضی در حوزه‌های آبخیز با استفاده از برنامه‌ریزی خطی و سامانه اطلاعات جغرافیایی و با توجه به دیدگاه متضاد نیازها و منابع محدود زمین، یکی از روش‌های مدیریتی مناسب برای رسیدن به پایداری و نیز تخصیص بهینه اراضی به منظور رسیدن به بیش‌ترین سود است (Rediel، ۲۰۰۳). کاربرد روش‌های مختلف بهینه‌سازی در سال‌های اخیر به نحوی توسعه یافته که اغلب اقدام‌های مدیریتی همه‌جانبه و منطقی بر نتایج به‌دست آمده از تحقیقات مرتبط با آنها استوار شده‌اند (Singh,۱۹۹۹). Benli و Kodal (۲۰۰۳) ضمن کاربرد برنامه‌ریزی خطی و غیرخطی در بهینه‌سازی کاربری اراضی جنوب شرقی آنتالیا در ترکیه در دست‌یابی به سود بیش‌تر، بر استفاده از برنامه‌ریزی غیرخطی در راستای بیشینه‌سازی سود در اراضی کشاورزی با توجه به محدودیت آب اشاره داشته‌اند. (Nikkami و همکاران ۲۰۰۹) از برنامه‌ریزی خطی چندهدفی در حوزه آبخیز خارستان در شمال غرب شهرستان اقلید استان فارس استفاده نمودند. ایشان با در نظر گرفتن سه سناریوی الف) وضعیت کنونی کاربری‌ها و بدون اعمال مدیریت اراضی ب) وضعیت کنونی کاربری‌ها و اعمال مدیریت اراضی ج) وضعیت استاندارد کاربری‌ها و مطابق با اصول و معیارهای علمی، سطح بهینه کاربری اراضی را به‌منظور کاهش میزان فرسایش و بالا بردن درآمد ساکنین حوزه معین نمودند.

مواد و روشها:

حوزه آبخیز گردنه قوشچی با مساحت ۵۱۸۵/۹۴ هکتار در استان آذربایجان غربی، در شهرستان ارومیه قرارگرفته و از نظر موقعیت جغرافیایی بین ″۱۰ ، ′۵۱ و °۴۴ تا ″۵۲ ، ′۵۷ و °۴۴ طول شرقی و ″۰۱ ، ′۵۶ و °۳۷ تا ″۵۳ ، ′۰۰ و °۳۸ عرض شمالی واقع شده است. گزینه‌های مورد مطالعه در سه وضعیت زیر که با مراجعه به مناطق اجرای طرح مورد بررسی قرار گرفتند.

- وضعیت کنونی کاربری‌ها
- وضعیت کنونی کاربری‌ها و اعمال مدیریت اراضی
- وضعیت استاندارد کاربری‌ها

سپس میزان سود و هزینه‌های کاربری‌های مختلف، برآورد میزان خسارات ناشی از فرسایش با تبدیل میزان فرسایش خاک به سطح اراضی با کاربری مشخص و با عمق خاک معادل برآورد و فرمول‌بندی مسئله در هر یک از گزینه‌ها با هدف کاهش میزان فرسایش و افزایش میزان عایدات بهره برداران از اراضی – تعیین معادلات مربوطه به وسیله مدل برنامه ریزی خطی با استفاده از نرم افزار LINGO انجام و در نهایت مسئله بهینه‌سازی (خطی چند هدفی[1]) به روش سیمپلکس به شرح زیر حل گردید:

$$\sum_{i=1}^{n} X_i = B$$
$$X_i \geq 0$$

معادله ۱

که در آن:

X_i: مساحت مربوط به هر کاربری اراضی (ha)

B: مساحت کل منطقه (ha)

نتایج:

مساحت منطقه ۳۴۹۶ هکتار است. بررسی نقشه کاربری اراضی حاصل از تفسیر تصاویر ماهواره ای نشان می دهد چهار نوع کاربری شامل باغات، مرتع، کشت آبی و کشت دیم در منطقه وجود دارد. کمترین میزان فرسایش مربوط به کاربری باغات و بیشینه آن به مرتع تعلق دارد. نتایج حاصل از حل معادلات بهینه سازی توسط نرم افزار Lingo نشان داد برای هر سه گزینه مورد بررسی شامل وضع موجود، وضعیت با مدیریت اراضی و وضعیت استاندارد، سطح بهینه کاربری های اراضی که بتواند با حداقل نمودن فرسایش در منطقه درآمد را به حداکثر برساند به شرح جدول ۱ خواهد بود. در همین جدول مساحت کاربری ها در دو حالت بهینه شده و نشده مقایسه و ارائه شده است. جداول ۲ و ۳ به ترتیب درصد کاهش میزان فرسایش و افزایش سود خالص کل حوزه در شرایط بهینه سازی کاربری های اراضی در گزینه های مختلف نسبت به وضعیت موجود را نشان می دهد. نتایج حاصل از جدول ۴ نشان می دهد که در صورت بهینه سازی کاربری اراضی میزان فرسایش در وضعیت فعلی ۰,۷۴۶ درصد، در وضعیت اعمال مدیریت اراضی ۴۲,۲۷ درصد و در شرایط استاندارد ۶۰,۹۴۵ درصد کاهش می یابد. نتایج هم چنین نشان می دهد که در صورت بهینه سازی کاربری اراضی میزان فرسایش در وضعیت فعلی ۳,۶۸ درصد، در وضعیت اعمال مدیریت اراضی ۲۱,۳۹ درصد و در شرایط استاندارد ۲۴,۲۰ درصد کاهش و بر میزان سود دهی حوزه افزوده می شود.

[1] Multi-objective linear programming

جدول ۱ : سطح بهینه کاربری‌ها ناشی از حل مساله بهینه‌سازی در وضعیت کنونی

کاربری	مرتع	باغ	کشت آبی	کشت دیم
مساحت (ha)	۲۲۸۳	۵۰۷	۱۳۶	۵۷۰

جدول۲ : مساحت کاربری ها در دو حالت بهینه شده و نشده

کاربری	سطح اختصاص یافته (ha)	
	قبل از بهینه سازی	بعد از بهینه سازی
باغ	۴۰۸	۵۰۷
مرتع	۲۲۸۳	۲۲۸۳
کشت آبی	۱۶۹	۱۳۶
کشت دیم	۶۳۶	۵۷۰

جدول ۳: درصد کاهش میزان فرسایش بعد از بهینه سازی کاربری اراضی نسبت به وضعیت حال

قبل از بهینه سازی	بعد از بهینه سازی					
	وضعیت کنونی		وضعیت اعمال مدیریت اراضی		وضعیت استاندارد	
وضعیت کنونی	مقدار (Ton/y)	درصد کاهش	مقدار (Ton/y)	درصد کاهش	مقدار (Ton/y)	درصد کاهش
۴۴۵۴۸	۴۴۲۱۸	۰,۷۴۶	۳۱۳۱۱	۴۲,۲۷	۲۷۶۷۹	۶۰,۹۴۵

منابع

۱- نیک کامی، د. ۱۳۸۱ . بهینه سازی مدیریت فرسایش خاک در حوزه آبخیز دماوند، پژوهش و سازندگی بهار ۱۳۸۱; ۱۵(۱ (پی آیند ۵۴) در زراعت و باغبانی):۷۸-۸۱ .

2- Benli, B. and S. Kodal, 2003. A non-linear model for farm optimization with adequate and limited water supplies: Application to the South-East Anatolian Project (GAP) Region. Agric. Water Manage, 62: 187-203.

3- Chamheydar, H., D. Nikkami, A. Pazira and M. Ghafouri, 2011. Soil loss minimization through land use optimization. World Applied Sci. J., 12: 76-82.

4- Nikkami, D., M. Shabani and H. Ahmadi, 2009. Land use scenarios and optimization in a watershed. J. Applied Sci., 9: 287-295.

5- Riedel, C., 2003. Optimizing land use planning for mountainous regions using LP and GIS towards sustainability. Indian J. Soil Conserv., 34: 121-124.

6- Singh, A.K. and J.P. Singh, 1999. Production and benefit maximization through optimal crop planning, a case study of Mahi Command. Indian J. Soil Conserv., 27: 152-157.

اثر کاربرد سطوح مختلف آب آبیاری و پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی و خصوصیات رشد رویشی نهال پیوندی کنار

حجت دیالمی و عبدالحمید محبی[1]
اعضاء هیات علمی موسسه تحقیقات خرما و میوه های گرمسیری کشور

مقدمه

متوسط بارندگی سالانه کشور ۲۵۱ میلیمتر و متوسط تبخیر حدود ۷۲ درصد بارندگی سالیانه کشور به میزان ۲۹۶ میلیارد متر مکعب گزارش شده است. بنابراین کشور ایران جزء مناطق خشک و نیمه خشک دنیا محسوب می‌گردد. همچنین کشت و پرورش درخت کنار در کشورمان، ایران، به عنوان یکی از میوه های گرمسیری از اهمیت زیادی برخوردار است. شرایط حاکم بر مناطق قابل کاشت این محصول، از نظر پائین بودن میزان بارندگی سالیانه و شرایط گرم آب و هوایی باعث کمبود رطوبت خاک در طول فصل رشد گردیده که این موضوع می تواند کاهش جذب عناصر غذایی توسط ریشه درختان و در نتیجه آن کاهش رشد رویشی، عملکرد و کیفیت این محصول کشاورزی در پی داشته باشد .در چنین شرایط آب و هوایی کاربرد پلیمرهای سوپرجاذب که می‌توانند مقادیر زیادی آب را جذب نمایند، می تواند از جمله راهکارهای مناسب مقابله با مشکل کم آبی بوده و باعث کاهش اثرات سوء تنش خشکی بر رشد و نمو گیاهان زراعی و باغی گردد. نظر لی و همکاران (۱۳۸۸) طی آزمایشی بر روی گیاه آفتاب گردان نیز کاهش معنی دار ارتفاع نهال تحت تاثیر توام استرس آبی(افزایش فاصله آبیاری) و تعدیل آن با مصرف پلیمر آبدوست گزارش نمودند .کالقین و همکاران (۱۹۸۹) گزارش کردند که مصرف مواد اصلاحی پلیمر سوپر جاذب در خاک محل کاشت باعث افزایش گیرایی ۱/۵ برابری نهال های اوکالیپتوس نسبت به تیمار شاهد (بدون مصرف پلیمر سوپر جاذب) گردیده است. گنجی و همکاران (۱۳۷۸) نشان دادند که پلیمر فرا جاذب PR3005A می تواند میزان نگهداری رطوبت در خاکهای سبک را افزایش داده و همچنین مشکل نفوذ پذیری خاکهای سنگین را مرتفع نماید و به طور کلی با بهبود شرایط فیزیکی خاک مانع از تنش های رطوبتی و نهایتاً باعث موفقیت برنامه‌های آبیاری در مناطق خشک و نیمه خشک گردد .دیالمی و همکاران (۱۳۹۲) با بررسی تأثیر کاربرد پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی و رشد رویشی نهال پیوندی کنار نشان داد کاربرد پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی و رشد رویشی نهال پیوندی کنار، مصرف ۱۲۰ گرم سوپر جاذب A200 باعث کاهش۲۰ درصدی آب مصرفی برای نهال پیوندی کنار گردید.

مواد و روشها

به منظور بررسی تأثیر کاربرد سطوح مختلف آب آبیاری و پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی و خصوصیات رشد رویشی نهال پیوندی کنار ، آزمایشی به صورت کرت های یک بارخرد شده در قالب طرح بلوک های کامل تصادفی شامل سه سطح آبیاری (۶۰، ۸۰ و ۱۰۰ درصد تبخیر) و چهار سطح پلیمر سوپر جاذب A_{200} (۰، ۴۰ ، ۸۰ و ۱۲۰ گرم به ازای هر نهال) با ۳ تکرار بر روی ۳۶ اصله نهال پیوندی کنار در استان خوزستان– اهواز به مدت

دو سال اجرا گردید. در این آزمایش پس از انتخاب زمین محل کاشت ها نهال ها اقدام به حفر گودال هایی با ابعاد ۱×۱×۱متر و پر کردن گودال ها با مخلوطی از کود حیوانی و ماسه به نسبت ۱ به ۳ نموده و سپس اجازه داده شد تا مخلوط داخل آنها در اثر آب ناشی از بارندگی نشست نماید و بستر مناسب برای کاشت نهال فراهم گردد، و در مرحله بعد چاله هایی با ابعاد ۵۰ ×۵۰×۵۰ سانتی متر برای کاشت نهال های سالم و یک اندازه در داخل گودال های اولیه حفر گردید و در اواخر فروردین ماه سال بعد اقدام به کاشت نهال و اعمال تیمارهای سوپر جاذب گردید. در طی آزمایش میزان گیرایی و همچنین خصوصیات رشد رویشی نظیر ارتفاع نهال، قطر پایه، قطر پیوندک، متوسط تعداد برگ در واحد طول ساقه، طول میانگره‌ها، تعداد میانگره و میزان کلروفیل برگ تعیین گردید. تجزیه و تحلیل های آماری داده ها با استفاده از نرم افزار SPSS و مقایسه میانگین ها با آزمون چند دامنه ای دانکن انجام گردید.

نتایج و بحث

پس از تعیین شاخص های رشد رویشی از جمله (ارتفاع نهال، قطر پایه، قطر پیوندک، متوسط تعداد برگ در واحد طول ساقه، طول میانگره‌ها، تعداد میانگره و میزان کلروفیل برگ) نسبت به تجزیه واریانس داده ها با استفاده از نرم افزار SPSS و مقایسه میانگین ها با استفاده از آزمون چند دامنه ای دانکن اقدام شد. نتایج در جدول(۱) ارائه گردیده است.

جدول۱: مقایسه میانگین مرکب دو ساله اثر متقابل تیمارآبیاری و ماده سوپر جاذب بر خصوصیات رشد رویشی کنار پیوندی

تیمار آبیاری	ماده سوپر جاذب (گرم)	گیرایی (٪)	ارتفاع نهال (cm)	قطر پایه (cm)	قطر پیوندک (cm)	قرائت کلروفیل برگ	تعداد برگ	تعداد میانگره	طول میانگره (cm)
	۰	۴۵/۵۶b	۱۲۸/۳۳b	۲/۳۳b	۲/۰۷a	۴۲/۷۲a	۱۲/۱۸b	۱۱/۱۸b	۴/۳۳a
۶۰	۴۰	۵۵/۶۷b	۱۴۵/۵۷b	۳/۵۰ab	۲/۴۵a	۴۴/۲۵a	۱۳/۱۸ab	۱۲/۱۸ab	۴/۲۹a
	۸۰	۶۳/۷۸ ab	۱۶۱/۵۷ab	۳/۵۷ab	۲/۵۲a	۴۵/۵۰a	۱۳/۸۸ab	۱۲/۸۸ab	۴/۵۷a
	۱۲۰	۶۶/۲۹ ab	۱۶۵/۷۳ab	۴/۰۰ab	۲/۴۴a	۴۵/۵۸a	۱۴/۷۱ab	۱۳/۷۱ab	۴/۷۳a
	۰	۵۴/۵۶b	۱۵۵/۶۲ab	۳/۶۲ab	۲/۸۰a	۴۴/۸۷a	۱۳/۲۹ab	۱۲/۲۹ab	۴/۲۸a
۸۰	۴۰	۶۶/۶۷ab	۱۶۱/۶۳ab	۳/۶۳ab	۳/۲۵a	۴۵/۵۴a	۱۳/۵۶ab	۱۲/۵۶ab	۴/۴۲a
	۸۰	۷۷/۹۲ a	۱۷۷/۷۳ab	۳/۶۶ab	۳/۲۹a	۴۶/۱۲a	۱۴/۹۶a	۱۳/۹۶a	۴/۷۳a
	۱۲۰	۷۸/۶۴a	۲۱۰/۷۶a	۴/۷۶a	۳/۲۱a	۱۴/۵۹a	۱۵/۰۸a	۱۴/۰۸a	۴/۷۶a
	۰	۶۳/۲۷ ab	۱۶۰/۶۵ab	۳/۶۵ab	۲/۷۸a	۴۵/۲۴a	۱۳/۵۴ab	۱۲/۵۴ab	۴/۳۸a
۱۲۰	۴۰	۶۶/۶۷ab	۱۶۳/۷۳ab	۴/۰۰ab	۳/۰۰a	۴۵/۵۲a	۱۴/۰۴ab	۱۳/۰۴ab	۴/۵۳a
	۸۰	۷۷/۷۸ a	۱۸۶/۸۰a	۴/۷۴a	۳/۲۵a	۴۶/۲۸a	۱۴/۶۳ab	۱۳/۶۳ab	۴/۸۰a
	۱۲۰	۸۸/۸۹a	۲۱۱/۸۴a	۴/۸۹a	۳/۲۹a	۴۶/۴۳a	۱۵/۲۳a	۱۴/۲۳a	۴/۸۴a

حروف مشابه در مقایسه میانگین ها در هر ستون نشان دهنده عدم وجود تفاوت معنی دار در سطح احتمال ۵ درصد بین آنها از نظر آزمون چنددامنه ای دانکن است.

نتایج این آزمایش نشان داد که مصرف پلیمر سوپر جاذب منجر به کاهش مصرف آب آبیاری برای نهال هـای پیوندی کنار گردید. که این اهمیت زیادی در امکان انجام فعالیت های کشاورزی به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک از جمله کشور ایران دارد. بر اساس نتایج این تحقیق مصرف ۱۲۰ گـرم سـوپر جـاذب A_{200} در زمان کاشت نهال با عث ایجاد اختلاف معنی داری در گیرایی، برخی شاخص های رشد رویشی شامل ارتفاع ، قطر پایه، تعداد برگ و تعداد میانگره نهال و همچنین صرفه جویی۲۰ درصدی در مصرف آب آبیـاری گردیـد. بنابراین مصرف آن به هنگام کاشت کنار پیوندی، توصیه می گردد.

منابع

۱- دیالمی،ح.، تیشه زن، پ.، راهخدایی، ا و تراهی، ع.، ۱۳۹۲. گزارش نهایی پـروژه تحقیقـاتی بررسـی تأثیر کاربرد پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی و رشد رویشی نهال پیوندی کنار.سازمان تحقیقات و آمـوزش کشاورزی، تهران. ۲۹صفحه.

۲- کوچک زاده، م . ع.، فرشی، ا. ص و گنجی خرم دل، ن.، ۱۳۷۹ . تاثیر پلیمر فراجاذب آب بـر روی برخی خصوصیات فیزیکی خاک. مجله علوم خاک و آب. جلد ۱۴، شماره ۲. صفحه‌های ۱۷۶ تا ۱۸۵.

۳- نظرلی، ح.، زردشتی، م. ر.، درویش زاده، ر. و مسعودی، ف.، ۱۳۸۸ . بررسی تأثیر مقادیر پلیمر سوپر جاذب و کم آبیاری بر روی صفات آفتابگردان در شرایط مزرعه. اولین همایش ملی تنشهای محیطی در علوم کشاورزی. صفحه ۱۰۲.

طبقه بندی مناطق آبکندی استان گلستان بر اساس شباهت های موجود

حسین عیسائی[۱]، محمدرضاجوادی طبالوندانی[۲]، مجیدصوفی[۳]، سیدعلی حسینی(سیدحبیب)[۴]

۱-کارشناس تحقیقات آبخیزداری مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان گلستان

۲-استادیارگروه منابع طبیعی- دانشگاه آزاداسلامی واحدنور

۳-عضوهیات علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان فارس

٤-عضوهیات علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان گلستان

مقدمه

انجام تحقیقات کاربردی علل ایجاد وگسترش ونحوه کنترل آبکندها، نیازمند اطلاعات پایه درباره انواع آبکندها، ویژگیهای ادافیکی، مورفولوژیک، کاربری اراضی وخسارات حاصل ازآنها دراقالیم مختلف است. وجود مناطق با وسعت بالای فرسایش آبکندی وخسارات فراوان سالانه به ابنیه، جاده ها، مزارع و مراتع و قطع راههای ارتباطی و تولید رسوب برای مناطق پایین دست، ضرورت تحقیق برروی آبکندهای استان گلستان را نشان می دهد. دراین بررسی با تلفیق نقشه پراکنش فرسایش آبکندی با وسعت بیش از ۵۰۰ هکتار و نقشه تقسیمات اقالیم استان به روش دومارتن گسترده، پراکنش مناطق آبکندی در هر اقلیم مشخص شد. سپس درصورت امکان، از هر اقلیم دو منطقه آبکندی ویک آبکند معرف و دو تکرار برای درج اطلاعات خواسته شده در شناسنامه های مربوطه، انتخاب گردید. اطلاعات خواسته شده در شناسنامه آبکندها شامل اطلاعات عمومی منطقه و آبکند، اطلاعات توصیفی و راهکارهای پیشنهادی برای کنترل و احیاء آبکند و تهیه عکس و اسلاید می باشد. نتایج طرح نشان می دهد که آبکندهای استان گلستان با پراکنش در۴ اقلیم خشک بیابانی معتدل، خشک بیابانی سرد، نیمه خشک سرد، نیمه خشک معتدل با مساحتی معادل ۲۵۰۰۰ هکتار ازارتفاع صفردر اطراف دریاچه آلاگل با بارندگی۲۰۰ میلیمترتا ارتفاع۶۴۰ مترازسطح دریا و بارندگی۵۲۲ میلیمتر درمنطقه عرب قره حاجی پراکنش داشته که بخش اعظم آن دراقلیم نیمه خشک سرد واقع شده است. این مناطق دارای بافت خاک سبک وگاهاً متوسط بوده و از نظرخصوصیات فیزیکی وتغذیه ای دارای محدودیت می باشند. اکثرآبکندها در زهکشهای طبیعی مراتع و تعداد کمی دراراضی دیم ایجاد شده و عمدتاً جانبی و پلان عمومی آن خطی، مقطع عرضی ذوزنقه ای بوده که بخش اعظم آبکندها نیز دارای پلان مدور درپیشانی خود می باشند. نسبت عرض به عمق آبکندها بین ۱/۳۴ دراقلیم نیمه خشک معتدل درتمرقره قوزی تا ۸/۸۸ در اقلیم نیمه خشک سرد در مراوه تپه تغییرمی کند. بمنظور طبقه بندی این مناطق براساس شباهتهای موجود با اندازه گیری فاکتورها طبق شناسنامه طرح، در نرم افزار spss با روش ward و فواصل اقلیدسی تجزیه وتحلیل انجام گرفت که درآن آبکند منطقه حاجی قوشان با آبکند منطقه عرب قره حاجی بیشترین شباهت را دارند. همچنین آبکند منطقه مراوه تپه بااقلیم منطقه آلاگل بیشترین اختلاف را دارند.

مواد و روش‌ها

دراین بررسی ابتدا اطلاعات موجود درباره مناطق فرسایش آبکندی در استان گلستان از مدیریت آبخیزداری استان تهیه گردید. با توجه به این اطلاعات و تجارب کارشناسان تحقیقات استان، مکان‌های فرسایش آبکندی مورد بررسی مجدد و بازدید قرارگرفتندو مراحل ذیل انجام پذیرفت.

– مشخص کردن مناطق آبکندی بزرگتر از ۵۰۰ هکتار در استان ها با استفاده از مدارک تاریخی و بازدید های میدانی با ثبت مختصات جغرافیایی آنها و پیاده کردن بر روی نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰

– تعیین اقلیم مناطق آبکندی مشخص شده با استفاده از روش دومارتن اصلاح شده.

– انتخاب دو منطقه آبکندی از هر اقلیم.

– انتخاب سه آبکند معرف در هر منطقه آبکندی

– اندازه گیری ویژگی های مورفومتریک آبکندها نظیر عمق, عرض بالا و پایین در مقاطع پیشانی، ۲۵، ۵۰ و ۷۵ درصد، پلان عمومی و پیشانی

– برداشت ونمونه های خاک از پیشانی و بدنه آبکندها و تعیین ویژگی های فیزیکی و شیمیایی

– تکمیل یک پرسشنامه ۹ صفحه ای در باره ویژگی های فیزیکی منطقه نظیر باران، درجه حرارت،ارتفاع از سطح دریا، نوع کاربری قبل و بعد از ایجاد آبکند، خسارت ناشی از آبکندها و نوع اقدامات کنترلی اعمال شده برای آنها.

– تهیه نقشه پراکنش آبکندهای استان.

– طبقه بندی آبکندها بر اساس عوامل اندازه گیری شده.

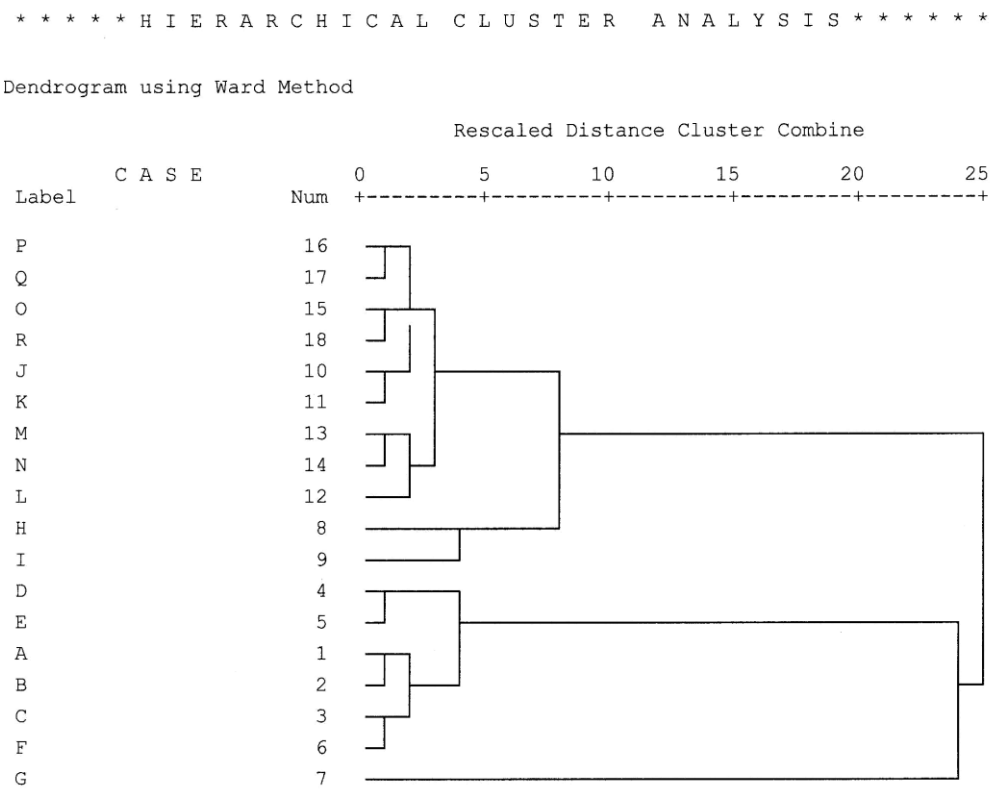
– تحلیل و اولویت بندی آبکندها از نظر مساحت، خسارت، کنترل و ...

نتایج و بحث

بمنظور طبقه بندی مناطق آبکندی براساس شباهت های موجود با درنظر گرفتن اندازه گیریهای انجام شده ازآنها طبق جدول ۳–۱۹ و با استفاده از نرم افزار spss و روش وارد و فواصل اقلیدسی تجزیه وتحلیل برروی متغیرهایی نظیر عمق آبکند در ۵۰٪ از طول، عرض بالا در۵۰٪ از طول، عرض پایین در ۵۰٪ از طول، طول آبکند، ارتفاع سرآبکند، ارتفاع منطقه مورد بررسی، باران سالیانه، درصد رس، درصد سیلت، درصد شن و نسبت عرض به عمق انجام گرفت. که نتایج آنها در جدول ۳–۲۰ آورده شده است. شکل ۳–۴ دندوگرام مربوطه رانشان می دهد که بر اساس فواصل اقلیدسی می توان شباهت آبکندها یا تفاوت آنها در مناطق مختلف را بیان نمود. براین اساس آبکند G10 در اقلیم نیمه خشک معتدل (ایستگاه حاجی قوشان) با آبکند G15 در اقلیم نیمه خشک سرد (ایستگاه عرب قره حاجی) کمترین فاصله ودر نتیجه بیشترین شباهت رادارند. آبکندG1 در اقلیم خشک بیابانی معتدل (ایستگاه آلاگل) با آبکند G7 در اقلیم نیمه خشک سرد (ایستگاه مراوه تپه) بیشترین فاصله و درنتیجه بیشترین تفاوت را دارند.

جدول۱ : فاکتورهای مورد بررسی در تجزیه و تحلیل آماری

تیمار	آبکند	عمق در ۵۰٪طول (m)	عرض بالا در ۵۰٪ از طول(m)	عرض پایین در ۵۰٪ از طول(m)	طول آبکند (m)	ارتفاع هدکت (m)	ارتفاع منطقه (m)	باران سالیانه (mm)	درصد رس	درصد سیلت	درصد شن	نسبت عرض به عمق
A	G1	۱/۱	۳/۷	۱	۶۰	۰/۸۵	۰	۲۰۰	۱۸	۴۴/۵	۴۰	۳/۳۶
B	G2	۰/۷	۵/۲	۲/۶	۱۰۰	۱	۲۰	۲۰۰	۱۸	۴۴/۵	۴۰	۷/۴
C	G3	۱/۳	۷/۲	۲	۱۵۰	۱/۵	۰	۲۵۰	۱۸	۴۴/۵	۴۰	۵/۵۳
D	G4	۴/۲	۲۱	۵	۱۵۰	۴/۲	۱۱۰	۲۰۰	۸	۶۸/۵	۲۱	۵
E	G5	۷	۱۲	۱/۳	۱۵۰	۷	۱۲۰	۲۰۰	۸	۶۸/۵	۲۱	۱/۷۱
F	G6	۵	۸/۴	۲/۱۵	۱۸۰	۵	۴۰	۲۰۰	۸	۶۸/۵	۲۱	۱/۶۸
G	G7	۲/۶	۲۳/۱	۷/۷	۱۱۰۰	۳/۶	۱۹۰	۳۵۵/۱	۱۰	۶۹	۲۱	۸/۸۸
H	G8	۵/۱	۲۱/۴	۲/۳	۴۰۰	۲/۵	۱۷۰	۳۵۵/۱	۱۰	۶۹	۲۱	۴/۲
I	G9	۳/۴	۵	۲/۱	۱۵۰	۲/۱	۲۲۵	۳۵۵/۱	۱۰	۶۹	۲۱	۱/۴۷
J	G10	۴/۶	۹/۱	۱۰/۵	۸۸/۵	۳	۱۶۰	۴۷۱	۱۰	۷۴	۱۶	۱/۹۷
K	G11	۴/۷	۹/۹	۱/۲	۷۱	۴/۹	۱۳۰	۴۷۱	۱۰	۷۴	۱۶	۲/۱
L	G12	۳/۹	۱۰/۴	۳	۱۶۰	۲/۵	۲۱۰	۴۷۱	۱۰	۷۴	۱۶	۲/۶۶
M	G13	۹/۵	۲۷/۵	۳/۵	۱۲۰	۸/۵	۶۴۰	۵۲۱/۶	۱۶	۷۴	۱۰	۲/۸۹
N	G14	۵/۱	۱۰/۱	۲	۱۶۰	۴/۱	۱۳۰	۵۲۱/۶	۱۶	۷۴	۱۰	۱/۹۸
O	G15	۵/۱	۱۱	۲/۲	۱۰۰	۵/۵	۱۹۰	۵۲۱/۶	۱۶	۷۴	۱۰	۲/۱۵
P	G16	۵/۵	۷/۴	۲/۴	۵۲/۵	۷	۱۳۰	۵۲۱/۶	۳۸	۵۴	۸	۱/۳۴
Q	G17	۲/۸	۷/۹	۵/۴	۵۰	۲/۴	۱۴۰	۵۲۱/۶	۳۸	۵۴	۸	۲/۸۲
R	G18	۲/۸	۸	۵/۲	۵۱	۲/۵	۲۰۰	۵۲۱/۶	۳۸	۵۴	۸	۲/۸۵



شکل ۱ : دندروگرام با استفاده از روش وارد

منابع

۱- احمدی ،حسن.۱۳۷٤ . ژئومورفولوژی کاربردی، ج ۱(فرسایش آبی). انتشارات دانشگاه تهران.چاپ دوم. ٦١٤ صفحه.

۲- حق نیا، غلامحسین ـ علیزاده،امین.۱۳٦۸. مهندسی خاک و آب.(ترجمه).انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.(چاپ دوم).

۳- خواجه، منصور.۱۳۸۱. بررسی رسوب شناسی، محیط رسوبی و رسوب زایی نهشته های کواترنر حوضه گرگانرود (یل چشمه و قوری چای). دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم وتحقیقات .

۳- خلیلی،ناصر. ۱۳۷٦. بررسی خصوصیات مورفومتری خندقها در سازندهای مختلف زمین شناسی (مطالعه موردی سمل). رساله کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت مدرس. دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی نور.

٤- رفاهی، حسینقلی. ۱۳۷۵. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

۵- شهریور، عبدال. بررسی عوامل موثر برایجاد فرسایش خندقی و ارائه مدل در منطقه سوق از شهرستان دهدشت. ۱۳۷٦. رساله کارشناسی ارشد. دانشکده منابع طبیعی . دانشگاه تهران.

٦- صوفی، مجید.١٣٨٢. ایجاد وگسترش فرسایش آبکندی : اهمیت و نیازهای تحقیقاتی. سومین گردهمایی علمی مجریان استانی طرح محوری بررسی و طبقه بندی مورفوکلیماتیک خندقهای ایران، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری.

٧- صوفی، مجید.١٣٨٢. بررسی ویژگیهای مورفوکلیماتیک آبکندهای استان فارس.پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری.

٨- طرح جامع آبخیزداری سد وشمگیر- گرگانرود (گزارش نهایی). ١٣٥٩. وزارت کشاورزی و عمران روستایی، شرکت سهامی خدمات جنگلها و مراتع ـ دفتر طرح وبرنامه ریزی.

٩- عباسی، علی اکبر. ١٣٦٩. راهنمای آبخیزداری فائو، کنترل فرسایش خندقی. انتشارات مرکز تحقیقات آب وزارت جهاد سازندگی .٨٤ صفحه.

١٠- علیزاده، امین. ١٣٦٨. فرسایش و حفاظت خاک (ترجمه ١). انتشارات آستان قدس رضوی. ٢٦٨ صفحه.

١١- قدوسی،جمال. ١٣٨٢. مدل سازی مورفولوژی فرسایش خندقی و پهنه بندی خطر آن. دانشکده منابع طبیعی کرج ـ دانشگاه تهران .

١٢- قدیری ،حسین. ١٣٧٢.حفاظت خاک .ترجمه. انتشارات دانشگاه شهیدچمران اهواز.دانشکده کشاورزی.

١٣- کردوانی، پرویز.١٣٧٣. فرسایش وحفاظت خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

١٤- گزارش برنامه سوم.١٣٧٩.معاونت اموردام استان گلستان.

١٥- مطالعات آبخیزداری حوزه اترک (تلفیق و جلد ضمیمه). ١٣٧٣. وزارت جهاد سازندگی، معاونت آبخیزداری و امور زیربنایی.

١٦- معرفی اجمالی حوزه های آبخیز استان گلستان.١٣٧٧.سازمان جهاد سازندگی استان گلستان.

١٧- منصوری، محمدحسن.١٣٧٠.راهنمای طبقه بندی اراضی چندجانبه. موسسه تحقیقات خاک وآب. نشریه فنی شماره ٢١٢. ٩١ ص.

18-Burchard H.heede. 1970. Morphology of gullies in the colorado rocky mountains.Bulletin of the international association of scientific hydrology.

19-Charles G.Higgins.1990.Gully development.Geological Society of America, Special Paper 252.

20-M.A.Stocking .1977. Examination of the factors controlling gully growth. University of edinburgh united kingdom.

21-Michael A.Stocking.1981.Cause and prediction of the advance of gullies.School of development studies the university of east anglia, norwich, england.

22-Osborn,-HB;Simanton,- JR.1986.Gully migration on a southwest rangeland watershed.journal- of-Range- Management.558-561.

23-Wijdennes,-DJO;Bryan,-RB.1991.Gully headcuts as sediment source on the Njemps flats and initial low-cost gully control measures .Cremlingen – Destedt, Germany ; catena, 205-229.

بررسی تأثیر کاربرد مقادیر پلیمر سوپرجاذب برگیرایی و رشد رویشی پاجوش‌های خرما

عبدالحمید محبی[1] و حجت دیالمی[2]

۱- استادیار پژوهشی موسسه تحقیقات خرما و میوه های گرمسیری

۲- مربی پژوهشی موسسه تحقیقات خرما و میوه های گرمسیری

مقدمه

افزایش کارآیی مصرف آب به عنوان یکی از محورهای اصلی کشاورزی پایدار در مناطق خشک و نیمه خشک مطرح می‌باشد. به طوری که با کمترین میزان آب قابل دسترس می‌توان به بیشترین تولید دست یافت در استان خوزستان، مشکل کمبود آب، به خصوص کم آبی ناشی از خشکسالی‌های اخیر بر میزان تولید محصولات کشاورزی تأثیر قرار دهد و صدمات جبران ناپذیری به بخش کشاورزی وارد نماید. از چالش‌های مهم استان خوزستان، اصلاح، احیا و افزایش سطح زیر کشت نخیلات می‌باشد. در سال‌های اخیر کشت نهال خرما با مشکل عدم گیرایی یا درصد گیرایی پایین روبرو بوده است، شاید مهم‌ترین دلیل این مسئله شوری و خشکی خاک باشد. یکی از راه حل‌های مقابله با این مشکل، حفظ رطوبت خاک و افزایش قابلیت نگه‌داری و ذخیره سازی آب در خاک است. تا کنون از مواد اصلاحی طبیعی مختلفی نظیر بقایای گیاهی، کود دامی، کمپوست و غیره جهت حفظ رطوبت خاک و ذخیره‌سازی آب در خاک استفاده گردیده تا بدین وسیله با کمبود آب مقابله نمایند. اخیراً استفاده از مواد اصلاحی مصنوعی گوناگونی نظیر پلیمرهای سوپرجاذب از نوع پلی اکریل آمید و غیره به عنوان جاذب و نگه‌دارنده آب خاک در کشاورزی مورد استفاده قرار می‌گیرد وکاربرد این مواد برای مقابله با شرایط کم آبی و کاهش اثرات سوء تنش خشکی بر عملکرد گیاهان زراعی و باغی توصیه شده است. این مواد ضمن اینکه آب مورد نیاز گیاه را در دسترس قرار می‌دهد موجبات کاهش مصرف آب آبیاری را فراهم نموده و تا حد چشمگیری باعث کاهش هزینه‌های مرتبط با آن می‌شود(حقیقت‌طلب و بهبهانی، ۱۳۸۵). در این راستا به منظور بررسی اثر کاربرد پلیمر سوپر جاذب بر گیرایی نهال‌های خرما، طرحی با اهداف ۱- بررسی تأثیر کاربرد مقادیر پلیمر سوپرجاذب بر گیرایی نهال‌های خرما، ۲- تعیین بهترین میزان کاربرد پلیمر سوپرجاذب تحت شرایط تنش خشکی و ۳-تعیین بهترین میزان آب مصرفی برای پاجوش‌های خرما در اهواز اجرا گردید.

اکبری نودهی و همکاران (۱۳۸۷) در بررسی تأثیر دور آبیاری و مواد فراجاذب TRAWAT A200 بر رشد نهال تامسون گزارش کردند که اثر تیمارهای فرا جاذب در رشد و نمو گیاه در سطح احتمال یک درصد اثر معنی داری داشته است. بیش‌ترین افزایش رشد محصول در تیمار ۴۰ درصد تخلیه مجاز و کاربرد یک درصد ماده فرا جاذب بوده است.

تأثیر کاربرد سه سطح پلیمر آکوازورب (صفر، دو و چهار درصد وزنی خاک اطراف نهال‌ها تا عمق ۵۰ سانتیمتری) و دو دور آبیاری (سه برابر نرمال و شاهد با آبیاری نرمال) بر نهال‌های درختان کاج، زیتون و آترپلکس نشان داد استفاده از پلیمرهای مذکور را می توان به جای آبیاری نرمال در دوره استقرار اولیه نهال‌ها توصیه نمود. به طور کلی استفاده از پلیمر را در زمان کاشت نهال گونه‌های مذکور، به منظور کاهش میزان و تعداد آبیاری، با حفظ زنده مانی آنها می‌توان توصیه نمود (پورمیدانی وخاکدامن، ۱۳۸۴).

مواد و روشها

به منظور بررسی اثر سوپرجاذب بر گیرایی پاجوش خرمای رقم دیری، طرحی به صورت کرت‌های خرد شده در پایه بلوک‌های کامل تصادفی شامل سه سطح آبیاری (I_1=۶۰ ، I_2= ۸۰ و I_3 =۱۰۰ درصد تبخیر تجمعی از تشت) به عنوان فاکتور اصلی و چهار سطح پلیمر سوپر جاذب A200 (S_1= ۰ ، S_2= ۴۰ ، S_3= ۸۰ و S_4 =۱۲۰ گرم به ازای هر اصله پاجوش) به عنوان کرت فرعی با ۳ تکرار روی ۳۶ اصله نهال خرمای رقم برحی در اهواز اجرا گردید. آبیاری با روش تحت فشار (بابلر) اعمال شد. عملیات به‌زراعی نظیر پوشش پاجوش، سم پاشی و مبارزه با علف‌های هرز برای همه تیمارها به طور یکسان انجام گرفت. در پایان آزمایش درصد گیرایی پاجوش و شاخص‌های رشد نظیر ارتفاع پاجوش، تعداد برگ، طول و عرض برگ، تعداد برگچه، طول و عرض برگچه، قطر تنه برای هر تیمار اندازه‌گیری گردید. پس از اجرای آزمایش، نرمال بودن داده‌ها بررسی شد. سپس کلیه شاخصهای مذکور با توجه به نوع طرح آزمایشی توسط نرم افزار MSTATC مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و تیمارهای مختلف با آزمون چند دامنه‌ای دانکن مقایسه گردیدند.

نتایج و بحث

نتایج تجزیه واریانس نشان داد که دور آبیاری و همچنین مصرف سوپر جاذب به تنهایی بر ارتفاع پاجوش، تعداد برگ، طول و عرض برگ، تعداد برگچه، طول و عرض برگچه، محیط طوقه اثر معنی‌داری نداشت (جدول ۱). مقایسه میانگین‌های این صفات نیز نشان داد که کلیه میانگین صفات ذکر شده در دورهای مختلف آبیاری(جدول ۲) یا مصرف سوپر جاذب در یک گروه آماری قرار گرفتند (جدول ۳). لذا تیمارهای عمق آبیاری یا مصرف سوپر جاذب به تنهایی اثر معنی داری بر تحریک رشد رویشی نخل نداشت.

نتایج تجزیه واریانس نشان داد که اثرات متقابل تیمارهای آبیاری و سوپرجاذب بر تعداد و عرض برگچه، اثر معنی‌داری نداشت و کلیه تیمارهای آزمایشی در یک گروه آماری قرار گرفتند .

نتایج تجزیه واریانس اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد تعداد برگ تحت تأثیر تیمار قرار گرفت (جدول ۱). در عمق‌های آبیاری ۶۰ و ۱۰۰ ٪ مصرف ۴۰ گرم سوپرجاذب باعث افزایش تعداد برگ شد و عدم مصرف و مصرف بیش از ۴۰ گرم سوپر جاذب باعث کاهش تعداد برگ گردید. در عمق‌آبیاری ۸۰ ٪ مصرف ۱۲۰ گرم سوپرجاذب باعث افزایش تعداد برگ شد اگر چه با عدم مصرف و مصرف ۴۰ گرم سوپر جاذب در یک گروه آماری قرار گرفتند ولی مصرف ۸۰ گرم سوپر جاذب باعث کاهش تعداد برگ گردید و در گروه پایین‌تری قرار گرفت(جدول ۴).

نتایج تجزیه واریانس اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد ارتفاع پاجوش تحت تأثیر تیمار قرار گرفت (جدول ۱). در عمق‌های آبیاری ۶۰ و ۸۰ ٪ عدم مصرف سوپرجاذب باعث کاهش ارتفاع پاجوش شد و مصرف سوپر جاذب باعث افزایش ارتفاع پاجوش گردید اگرچه مصرف مقادیر مختلف سوپر جاذب به همراه این عمق-های مختلف آبیاری در یک گروه آماری قرار داشتند. ولی در عمق آبیاری ۱۰۰٪ مصرف یا عدم مصرف سوپر جاذب تأثیری در ارتفاع نهال نداشت و این بدان معنی است که در این عمق آبیاری مصرف یا عدم مصرف سوپر جاذب اثری ندارد(جدول ۴).

نتایج تجزیه واریانس اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد محیط طوقه تحت تأثیر تیمار قرار گرفت (جدول ۱). بیشترین محیط طوقه از تیمار عمق ۱۰۰٪ آبیاری بدون مصرف سوپر جاذب و کم‌ترین محیط طوقه

از تیمارهای عمق ۱۰۰٪ آبیاری و مصرف ۸۰ و ۱۲۰ گرم سوپر جاذب ایجاد شد. سایر تیمارهای آزمایشی در یک گروه آماری قرار گرفتند(جدول ۴).

نتایج تجزیه واریانس اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد طول برگ تحت تأثیر تیمار قرار گرفت (جدول ۱). بیشترین طول برگ از تیمارهای عمق ۶۰٪ آبیاری و مصرف ۴۰ و ۸۰ گرم سوپر جاذب و کم‌ترین طول برگ از تیمار شاهد ایجاد شد. سایر تیمارهای آزمایشی در یک گروه آماری قرار گرفتند(جدول ۴).

مقایسه میانگین اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد عرض برگ تحت تأثیر تیمار قرار گرفت(جدول ۱). بیشترین عرض برگ از تیمار عمق ۱۰۰٪ آبیاری و مصرف ۴۰ گرم سوپر جاذب و کم‌ترین محیط طوقه از تیمارهای عمق ۶۰٪ آبیاری و بدون مصرف سوپر جاذب ایجاد شد. سایر تیمارهای آزمایشی در یک گروه آماری قرار گرفتند(جدول ۴).

نتایج تجزیه واریانس اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب نشان داد طول برگ تحت تأثیر تیمار قرار گرفت(جدول ۱). بیشترین طول برگ از تیمار عمق ۸۰٪ آبیاری و مصرف ۴۰ گرم سوپر جاذب و کم‌ترین طول برگ از تیمار عمق ۱۰۰٪ آبیاری و مصرف ۱۲۰ گرم سوپر جاذب ایجاد شد. سایر تیمارهای آزمایشی در یک گروه آماری قرار گرفتند(جدول ۴).

جدول ۱ - میانگین مربعات شاخص‌های رشد پاجوش

منابع تغییر	درجات آزادی	محیط طوقه	تعداد برگ	طول برگ	عرض برگ	تعداد برگچه	طول برگچه	عرض برگچه
کرت اصلی (سطوح آبیاری)	۲	۳۰/۰۸ ns	۰/۷۸ ns	۲۳۴/۷۸ ns	۶۹/۵۳ ns	۵۵/۱۹ ns	۴۲/۳۷ ns	۰/۱۶۷ ns
خطای کرت اصلی	۶	۷۷/۱۴	۱/۷۲	۲۷۰/۳۶	۴۴/۳۳	۷۲۱/۲۲	۶۹/۲۴	۰/۰۴۶
کرت فرعی (سطوح سوپر جاذب)	۳	۱۴۵/۵۹ ns	۳/۲۱ ns	۱۰۵۳/۳۶ ns	۵۹/۰۰ ns	۸۸/۴۸ns	۶۲/۱۱ ns	۰/۰۶۲ ns
کرت اصلی * کرت فرعی	۶	۲۲۶/۰۱ ns	۵/۴۱ ns	۸۳۸/۶۷ ns	۲۴/۰۸ ns	۱۸۶/۷۸ ns	۶۱/۴۳ ns	۰/۰۸۹ ns
خطا	۱۸	۱۴۴/۰۷	۲/۳۲	۵۷۸/۵۱	۲۸/۸۹	۳۰۷/۵۲	۵۱/۹۸	۰/۱۲۶
کل	۳۵	–	–	–	–	–	–	–

ns– غیر معنی‌دار در سطح آماری ۵ درصد *– معنی‌دار در سطح آماری ۵ درصد

جدول ۲- مقایسه میانگین شاخص‌های رشد پاجوش اثرات اصلی دور آبیاری

سطح آبیاری	گیرایی (درصد)	تعداد برگ	تعداد برگچه	ارتفاع نهال	محیط طوقه	طول برگ	عرض برگ	طول برگچه	عرض برگچه
						سانتی متر			
۶۰	۱۰۰ a	۵/۰۰ a	۸۱/۷۵ a	۱۳۰/۲۳ a	۵۷/۰۰ a	۱۱۸/۰۸ a	۲۴/۰۸ a	۲۴/۵۱ a	۱/۸۲ a
۸۰	۱۰۰ a	۴/۶۹ a	۸۷/۱۷ a	۱۱۸/۰۸ a	۵۴/۰۰ a	۱۰۸/۶۴ b	۲۳/۹۲ a	۲۷/۹۶ a	۱/۶۳ b
۱۰۰	۱۰۰ a	۵/۲۳ a	۷۷/۹۲ a	۱۲۶/۲ a	۵۴/۰۸ a	۱۱۰/۱۱ b	۲۷/۸۵ a	۲۶/۲۴ a	۱/۸۲ a

جدول ۳- مقایسه میانگین شاخص‌های رشد پاجوش اثرات فرعی سوپرجاذب

				سانتی متر					
سوپر جاذب	گیرایی (درصد)	تعداد برگ	تعداد برگچه	ارتفاع نهال	محیط طوقه	طول برگ	عرض برگ	طول برگچه	عرض برگچه
۰	۱۰۰ a	۵/۷۸ a	۸۲/۰۰ a	۱۱۷/۹ b	۶۶/۱۱ a	۱۰۴/۵۰ a	۲۵/۲۲ a	۲۷/۸۰ a	۱/۹۶ a
۴۰	۱۰۰ a	۵/۸۹ a	۷۷/۳۳ a	۱۴۰/۰ a	۵۶/۳۳ a	۱۰۸/۶۴ a	۳۰/۲۲ a	۳۱/۵۲ a	۱/۸۱ a
۸۰	۱۰۰ a	۴/۱۱ b	۸۱/۸۹ a	۱۴۱/۳ a	۵۸/۷۸ a	۱۱۰/۱۱ a	۲۸/۸۹ a	۲۹/۱۶ a	۱/۸۶ a
۱۲۰	۱۰۰ a	۵/۷۸ a	۷۵/۸۹ a	۱۳۰/۷ a	۵۷/۲۲ a	۱۰۴/۵۰ a	۲۵/۲۲ a	۲۵/۲۳ a	۱/۹۹ a

جدول ٤- مقایسه میانگین شاخص‌های رشد پاجوش اثرات متقابل آبیاری و سوپرجاذب

				سانتی متر					
تیمار	تعداد برگ	تعداد برگچه	ارتفاع نهال	محیط طوقه	طول برگ	عرض برگ	طول برگچه	عرض برگچه
I_1S_1	۵/۳۳ ab	۸۱/۳۳ a	۱۰۴/۵۰ b	۵۵/۰۰ ab	۱۰۴/۰ b	۲۳/۲۲ ab	۲۶/۷۳ ab	۱/۸۰ a
I_1S_2	۶/۰۰ a	۶۶/۶۷ a	۱۴۸/۰۰ a	۶۰/۰۰ ab	۱۴۸/۳ a	۳۱/۶۷ ab	۲۷/۹۰ ab	۱/۹۳ a
I_1S_3	۵/۰۰ ab	۸۷/۶۷ a	۱۶۱/۶۷ a	۶۹/۰۰ ab	۱۶۱/۷ a	۲۷/۳۳ ab	۲۵/۷۷ ab	۲/۱۰ a
I_1S_4	۵/۳۳ ab	۷۶/۰۰ a	۱۵۰/۶۷ a	۶۳/۰۰ ab	۱۵۰/۷ ab	۲۲/۰۰ ab	۲۵/۸۰ ab	۲/۰۳ a
I_2S_1	۶/۳۳ a	۷۴/۰۰ a	۱۰۷/۶۷ b	۶۸/۰۰ ab	۱۰۷/۷ b	۲۱/۳۳ b	۲۶/۷۰ ab	۱/۹۳ a
I_2S_2	۴/۳۳ ab	۸۶/۶۷ a	۱۳۴/۶۷ a	۵۷/۶۷ ab	۱۳۴/۷ ab	۲۶/۶۷ ab	۳۹/۶۰ a	۱/۷۳ a
I_2S_3	۳/۰۰ b	۷۶/۰۰ a	۱۴۷/۶۷ a	۵۶/۶۷ ab	۱۴۷/۷ ab	۲۸/۳۳ ab	۲۷/۸۰ ab	۱/۵۰ a
I_2S_4	۶/۶۷ a	۷۶/۰۰ a	۱۲۱/۶۷ ab	۵۸/۳۳ ab	۱۲۱/۷ ba	۲۷/۳۳ ab	۲۷/۱۶ ab	۱/۹۰ a
I_3S_1	۵/۶۷ ab	۹۰/۶۷ a	۱۴۲/۰۰ a	۷۵/۳۳ a	۱۴۲/۰ ab	۳۱/۰۰ ab	۲۹/۹۷ ab	۲/۱۳ a
I_3S_2	۷/۳۳ a	۷۸/۶۷ a	۱۳۷/۳۳ a	۵۸/۰۰ ab	۱۳۷/۳ ab	۳۲/۳۳ a	۲۷/۰۷ ab	۱/۷۷ a
I_3S_3	۴/۳۳ ab	۸۲/۰۰ a	۱۴۸/۰۰ a	۵۰/۶۷ b	۱۴۸/۰ ba	۳۱/۰۰ ab	۳۳/۹۰ ab	۱/۹۶ a
I_3S_4	۵/۳۳ ab	۷۵/۶۷ a	۱۱۹/۶۷ ab	۵۰/۳۳ b	۱۱۹/۷ ab	۲۶/۲۲ ab	۲۲/۷۷ b	۲/۰۳ a

منابع

۱- اکبری نودهی، د. میرزایی، غ. شیر دل، ف. و تشکری، ع. ۱۳۸۷. بررسی تأثیر دور آبیاری و مواد فراجاذب TRAWAT A200بر رشد نهال تامسون. دومین همایش مدیریت آبیاری و زهکشی. ۱۰-۸ بهمن. ایران.دانشگاه شهید چمران. اهواز.

۲- پورمیدانی، ع. و خاکدامن، ح. ۱۳۸۴. بررسی تأثیر کاربرد پلیمر آکوازورب بر آبیاری نهال‌های کاج، زیتون و آتریپلکس. مجله تحقیقات جنگل و صنوبر. شماره ۱۳. ۹۲-۷۹.

۳- حقیقت‌طلب، ع و بهبهانی، م. ۱۳۸۵. مدل بهینه سازی مصرف آب در گلخانه های هیدروپونیک با استفاده از پلیمر سوپر جاذبPR3005A . اولین همایش ملی مدیریت شبکه های آبیاری و زهکشی.ایران. دانشگاه شهید چمران. اهواز.

مطالعه تأثیر روش‌های حفاظت اراضی بر شاخص‌های کیفیت فیزیکی خاک

پروانه محقق[۱]، مهدی نادری[۲]، زهرا رسائی[۳]
۱- دانشجوی دکتری فیزیک و حفاظت خاک دانشگاه شهرکرد
۲- استادیار دانشگاه شهرکرد
۳- دانشجوی سابق پیدایش و رده بندی خاک دانشگاه شهرکرد

مقدمه

منابع آب، خاک، جنگل و مرتع از عوامل زیر بنایی اقتصاد هر کشور می‌باشند. تلاش در حفظ این منابع علاوه بر استقلال اقتصادی و رفع وابستگی، حفظ محیط زیست و توسعه پایدار را نیز در پی دارد. استفاده از اراضی در صورتی که در چارچوب مدیریت صحیح کشاورزی و منابع طبیعی باشد، منجر به توسعه اقتصادی کشور خواهد شد و در غیر این صورت، ناپایداری اکوسیستم و تبعات ناشی از آن همانند: فرسایش، سیل و خشکسالی، کاهش حاصلخیزی خاک، افزایش رانش زمین، پرشدن مخازن سدها و پیری زودرس آن‌ها، بیابانی‌شدن (از دست رفت توان اکولوژیکی خاک) و آلودگی آب و خاک را به همراه خواهد داشت (سلیک و همکاران، ۲۰۰۵).

زاگرس مرکزی به خصوص استان چهارمحال و بختیاری یکی از مناطق مهم کشور از نظر کشاورزی و منابع طبیعی است. اراضی این استان به دلیل پستی و بلندی، ساختمان ضعیف، کم بودن مواد آلی، پراکنش بارندگی، سازندها و تشکیلات زمین‌شناسی خاص عموماً در معرض تخریب از جمله فرسایش آبی می‌باشد (آمار و اطلاعات سازمان منابع طبیعی، ۱۳۸۸). به منظور کاهش فرسایش اقدامات زیادی در این مناطق صورت گرفته است. از جمله آن‌ها می‌توان به قرق کردن مراتع و جلوگیری از چرای دام، کشت گیاهان بومی در نواحی بالادست حوضه‌های آبخیز، تراس‌بندی، ایجاد بانکت، تپه‌های نیمه‌حلقوی و غیره اشاره نمود. تاکنون مطالعات فراوانی در خصوص اثر عوامل خاکساز (مواد مادری، اقلیم، توپوگرافی، زمان و موجودات زنده) و همچنین تأثیر کاربری‌های متفاوت اراضی بر برخی خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک صورت گرفته است (هوانگ‌می و همکاران ۲۰۱۰، سلیک و همکاران ۲۰۰۵)، ولی اطلاعات اندکی در مورد اثر انواع روش‌های حفاظت خاک و جلوگیری از فرسایش بر ویژگی‌های کیفیت فیزیکی خاک وجود دارد. در صورتی‌که اگر این مطالعات منعکس‌کننده اثرات مدیریت بر کیفیت خاک در کوتاه مدت باشند، می‌توانند راه حل مفیدی جهت شناخت بهترین روش مدیریت و حفاظت خاک در منطقه به منظور جلوگیری از تخریب خاک و تثبیت تولید پایدار محسوب شوند. بنابراین این مطالعه با هدف بررسی اثر چند روش حفاظت خاک اعمال شده در منطقه چغاخور استان چهارمحال و بختیاری بر برخی ویژگی‌های کیفیت فیزیکی خاک پایه‌ریزی گردید.

مواد و روش‌ها

حوضه آبریز چغاخور در استان چهارمحال و بختیاری، شهرستان بروجن و بخش بلداجی واقع شده است. این حوضه با مساحت ۲۵۰۰ هکتار بین عرض جغرافیایی ´۵۰ °۳۱ و ´۵۷ °۳۱ شمالی و طول جغرافیایی ´۵۷ °۵۰ ´۵۰ °۵۰ شرقی می‌باشد. میانگین مجموع بارش سالیانه ۶۶۰ میلی‌متر و متوسط ارتفاع منطقه ۲۸۰۰ متر از سطح دریا است. طبق کلید رده‌بندی خاک‌های غالب حوضه شامل: Lithic_xerorthents، Typic_Calciaquolls و Typic_Calcixerolls و Calcic_ Haploxeralfs می‌باشند. ۳ نوع مدیریت مرسوم جهت حفاظت بیولوژیکی خاک در منطقه شامل: ۱- مرتع با قرق ۷ ساله که پوشش گیاهی این قسمت بالاتر از ۲۰ درصد تخمین زده شده است، ۲- عملیات اصلاحی کپه‌کاری که یکسری گودهایی روی خطوط میزان ایجاد شده و به صورت یک

در میان روی خطوط میزان، بذور گیاهانی همانند: بروموس، جاشیر و اگروپایرون کشت می‌گردد و ۳- مرتع تحت مدیریت چرا می‌باشد. به‌طوری‌که در هر سال میزان بهره‌برداری دوره‌ای ۹۰ روزه است و زمان چرا بسته به وضعیت خاک و گیاهان مرتعی تعیین می‌شود. در این منطقه همچنین ۳ مدیریت حفاظت مکانیکی قابل مقایسه شامل: ۱- بانکت حاوی درختان ارغوان، اقاقیا و زبان گنجشک، ۲- تراس‌بندی (حاوی گونه‌های گیاهی: *Astragalus SP*، *Cirsium bracteosum* و *Agropyron intermedium*) و ۳- احداث میکروکچمنت (تپه‌های نیمه‌حلقوی موکاری شده) می‌باشد (آمار و اطلاعات سازمان منابع طبیعی، ۱۳۸۸). از آن‌جائی‌که نقاط مطالعاتی نزدیک به هم بودند، خصوصیات اقلیمی، فیزیوگرافی و رده‌بندی خاک در سیستم‌های مدیریتی فوق الذکر کاملاً مشابه یکدیگر بود. نمونه‌ها در شیب ۱۲ تا ۱۵ درصد و از عمق ۰ تا ۲۰ سانتی‌متری خاک برداشت شدند. پارامترهایی همانند pH در عصاره ۱ به ۲/۵ خاک، درصد آهک به روش تیتراسیون و مقدار ماده آلی با روش والکی بلک اندازه‌گیری شد (میللر و کنی، ۱۹۹۲). سایر آزمایشات فیزیکی خاک نیز شامل: بافت به روش هیدرومتر، وزن مخصوص ظاهری از طریق نمونه‌های دست‌نخورده خاک به روش استوانه‌ای (میللر و کنی، ۱۹۹۲)، پایداری خاکدانه‌ها (Mean Weight Diameter) با روش الک مرطوب (کامباردلا و الیوت، ۱۹۹۳) اندازه‌گیری شد. با استفاده از رابطه ذیل میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها محاسبه گردید:

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} x_i w_i$$

که در آن: x_i متوسط قطر یا اندازه‌ی خاکدانه‌ها در هر کلاس به میلی‌متر و w_i نسبت وزن خاکدانه‌ها بر روی الک به وزن کل خاک است. برای تعیین منحنی توزیع اندازه خاکدانه‌ها، نسبت درصد وزنی خاکدانه‌ها روی هر غربال به وزن کل نمونه در مقابل اندازه الک‌ها ترسیم شد. تحلیل آماری نتایج، بوسیله برنامه SAS انجام گرفت. میانگین تکرارهای هر ویژگی در مدیریت‌های حفاظتی گوناگون توسط آزمون دانکن با یکدیگر مقایسه شدند.

نتایج و بحث

شاخص‌های مورد مطالعه در این تحقیق علاوه بر نوع مدیریت حفاظت خاک می‌توانند متأثر از خصوصیات ذاتی خاک نیز باشند. بنابراین برخی شاخص‌های کلیدی شامل: بافت، درصد کربنات کلسیم و اسیدیته خاک مورد ارزیابی قرار گرفتند. نتایج نشان داد، خاک سطحی نمونه‌ها در نقاط مطالعاتی دارای بافت لوم رسی و لوم رسی سیلتی می‌باشد. همچنین درصد آهک بین ۲۷/۵ تا ۳۳/۵ متغییر بود. pH خاک نیز در محدوده ۷/۵ تا ۸/۱ است. از آن‌جایی‌که تفاوت معنی‌داری از لحاظ شاخص‌های یاد شده وجود ندارد، بنابراین با قطعیت بیشتری می توان به مقایسه اثر مدیریت‌های متفاوت حفاظت خاک بر پارامترهای فیزیکی پرداخت (جدول ۱).

نتایج نشان می‌دهد گیاهان مرتعی با تراکم مطلوب، اثر مثبتی بر روی میزان مواد آلی خاک داشته‌اند به طوری که حداکثر مقدار ماده آلی در سیستم حفاظت بیولوژیکی و در مرتع قرق دیده شد و به ترتیب ۳۱ و ۳۵ درصد مقدار ماده آلی بالاتر از مرتع با عملیات کپه‌کاری و مرتع تحت مدیریت چرا بود. طبق جدول ۱ در سیستم حفاظت مکانیکی سطح ماده آلی کاهش معنی‌داری نسبت به روش حفاظت بیولوژیکی داشت. روند کاهشی مقدار ماده آلی نیز به ترتیب در بانکت‌بندی، تراس‌بندی و میکروکچمنت‌های موکاری مشاهده گردید. احتمالاً در روش حفاظت مکانیکی به دلیل اجرای عملیات خاکورزی و بهم خوردن خاک وضعیت تهویه بهبود یافته است و همین امر منجر به تجزیه مواد آلی و کاهش میزان آن شده است. سلیک و همکاران (۲۰۰۵) نیز بیان

کردند تغییر کاربری اراضی از مرتع به زمین کشاورزی تا ۶۰ درصد مقدار ماده آلی را در یک دوره ۵۰ ساله کاهش داده است. خاک مراتع تحت حفاظت بیولوژیکی دارای جرم مخصوص ظاهری کمتری ($P<0.05$) نسبت به روش حفاظت مکانیکی بودند (جدول ۱). احتمال دارد، بر اثر اعمال خاک‌ورزی و شکستن شیب در روش مکانیکی مواد آلی کاهش یافته و در نتیجه خرد شدن خاکدانه‌ها، ذرات در خلل و فرج خاک جای گرفته و جرم مخصوص ظاهری را افزایش داده‌اند. سلیک و همکاران (۲۰۰۵) نیز گزارش نمودند که جرم مخصوص ظاهری مراتع دست نخورده بین ۷ تا ۲۰ درصد کمتر از مراتعی است که تبدیل به مزرعه شده و به مدت ۲۵ سال تحت کشت بوده‌اند. احمدی و همکاران (۱۳۸۱) بیان کردند تبدیل مراتع به اراضی کشاورزی سبب کاهش چشم‌گیر جرم مخصوص ظاهری تا ۲۵ درصد در عمق ۱۰ تا ۲۰ سانتی‌متری خاک بود.

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها تحت مدیریت حفاظت گوناگون

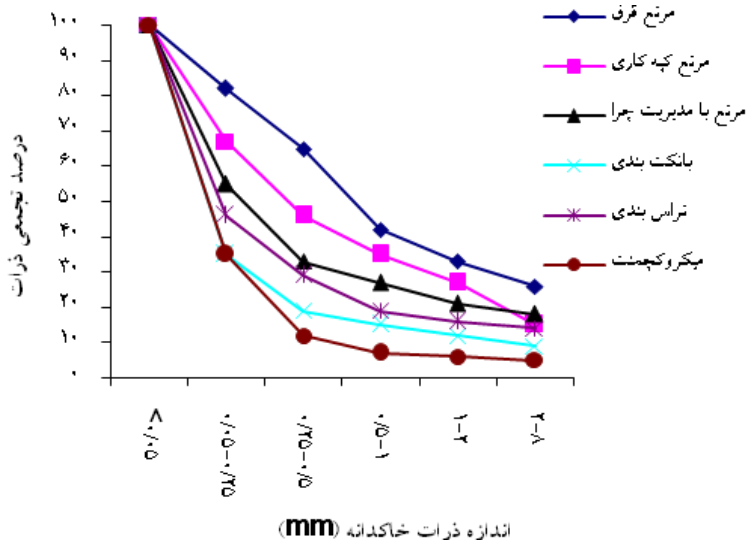
انواع روش‌های حفاظتی		بافت خاک	کربنات کلسیم (٪)	اسیدیته	ماده آلی (٪)	MWD (mm)	وزن مخصوص ظاهری ($g\ cm^{-3}$)
روش بیولوژیک	مرتع با قرق ۷ ساله	لوم رسی سیلتی	۲۸/۸*^{a}	۷/۵^{a}	۱/۳۵^{a}	۲/۲۳^{a}	۰/۵۶^{d}
	مرتع کپه‌کاری شده	لوم رسی	۲۷/۵a	۷/۵^{a}	۱/۰۲^{b}	۱/۰۹^{c}	۰/۷^{cd}
	مرتع با مدیریت چرا	لوم رسی سیلتی	۲۹/۳^{a}	۷/۹^{a}	۰/۹۳^{b}	۱/۲۲^{c}	۰/۸۳^{c}
روش مکانیکی	بانکت بندی	لوم رسی	۳۱^{a}	۷/۹^{a}	۰/۸^{bc}	۰/۶۳^{d}	۰/۸۵^{c}
	تراس بندی	لوم رسی	۳۳/۵^{a}	۸/۱^{a}	۰/۷۷^{c}	۰/۹۸^{c}	۱/۰۱^{b}
	میکروکچمنت	لوم رسی	۲۹/۳^{a}	۷/۶^{a}	۰/۵۷^{d}	۰/۵۵^{d}	۱/۲۳^{a}

*حروف مشابه در هر ستون نشان می‌دهد در سطح آماری ۹۵ درصد تفاوت معنی‌داری بین تیمارها وجود ندارد.

میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها نیز در حفاظت بیولوژیک بالاتر از روش حفاظت مکانیکی بود. حداکثر پایداری خاکدانه در مرتع قرق دیده شد و حداقل آن در تپه‌های نیمه‌حلقوی موکاری شده (میکروکچمنت‌ها) می‌باشد. دو عامل اساسی که در بوجود آمدن خاکدانه‌ها و پایداری آن‌ها نقش دارند شامل: عناصر چسباننده (کاتیون‌های دو ظرفیتی و مواد آلی) و زمان لازم برای تأثیر عوامل یاد شده می‌باشد. حال هر چه میدان فعالیت دو عامل فوق محدودتر باشد و یا عواملی منجر به کاهش آن‌ها شود، مقدار خاکدانه‌سازی و پایداری نیز کاهش می‌یابد. قابل ذکر است پایداری خاکدانه‌ها در سیستم تراس‌بندی تفاوت معنی‌داری ($p<0.05$) با مرتع تحت مدیریت چرا و مرتع با عملیات کپه‌کاری نداشت. این امر را می‌توان به کشت گیاهان مرتعی همانند: *Astragalus SP*، *Cirsium bracteosum* و *Agropyron intermedium* در این سیستم و افزایش ترشحات ریشه‌ای و بازگشت بیشتر بقایای گیاهی به خاک و تشدید فعالیت میکروبی به خصوص قارچ‌ها نسبت داد که در نهایت منجر شده نسبت به دو سیستم بانکت‌بندی و میکروکچمنت میانگین وزنی خاکدانه‌ها افزایش یابد. در همین خصوص هوانگ‌می و همکاران (۲۰۱۰) نیز بیان کردند کاربری و مدیریت اراضی می‌تواند نقش مهمی را در پایداری خاکدانه‌ها و توزیع اندازه ذرات ایفا کند.

توزیع اندازه ذرات ثانویه از ویژگی‌های مهم فیزیکی خاک است که طبق نظر کامباردلا و الیوت (۱۹۹۳) می تواند شاخص مناسبی برای تشخیص حساسیت خاک در برابر تشکیل سله، تولید رواناب و فرسایش آبی باشد. شکل ۱ گویای آن است که سیستم‌های حفاظتی گوناگون می‌توانند اثرات معنی‌داری بر توزیع اندازه ذرات و به خصوص فراوانی ذرات بزرگتر از ۰/۲۵ میلی‌متر داشته باشند. در هر دو سیستم حفاظت مکانیکی و بیولوژیکی،

توزیع اندازه خاکدانه‌ها سیر نزولی به سمت مقدار خاکدانه‌های بزرگ داشت. در خاک مرتعی با قرق ۷ ساله حدود ۶۵ درصد از خاکدانه‌ها بزرگ‌تر از ۰/۲۵ میلی‌متر بوده، در حالی‌که این مقدار برای مرتع کپه‌کاری شده، مرتع تحت مدیریت چرا، بانکت‌بندی، تراس‌بندی و میکروکچمنت‌ها به ترتیب برابر با ۴۶، ۳۳، ۲۹، ۱۹ و ۱۴ بود.



شکل ۱: منحنی توزیع اندازه خاکدانه‌ها در خاک مرتع با قرق ۷ ساله، مرتع کپه‌کاری شده با گیاه، مرتع با مدیریت چرا، بانکت‌بندی، تراس بندی و میکروکچمنت.

نتیجه کلی این‌که برخورد با منابع طبیعی دیر تجدیدشونده و استفاده پایدار از آن‌ها، بایستی منطبق با موقعیت فیزیکی و استعداد کاری در دراز مدت برای هر منطقه باشد. طبق نتایج حاصل از این تحقیق به نظر می‌رسد، مطلوب‌ترین سیستم‌های حفاظت خاک برای تشکیل و حفظ خاکدانه‌های درشت و در نهایت کاهش فرسایش به ترتیب شامل: مرتع با قرق ۷ ساله، مرتع کپه‌کاری شده، مرتع با مدیریت چرا، تراس‌بندی، بانکت‌بندی و تپه-های نیمه‌حلقوی موکاری شده (میکروکچمنت‌ها) می‌باشند.

منابع

۱- احمدی، ع. حاج عباسی م. و جلالیان ا.، ۱۳۸۱. اثر تغییر کاربری اراضی مرتعی بر دیم‌کاری در منطقه دوراهان استان چهارمحال و بختیاری. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۶ ، شماره ۱، صفحه‌های۱۰۳ تا ۱۱۴.

۲- آمار و اطلاعات سازمان مدیریت آبخیزداری و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری، ۱۳۸۸.

3- Cambardella CA and Elliott ET, 1993. Carbon and nitrogen distributions in aggregates from cultivated and grassland soils. Soil Science Society of American Jounal 57: 1071–1076.

4- Celik I, 2005. Land-use effects on organic matter and physical properties of soil in a southern Mediterranean highland of Turkey. Soil Tillage 83: 270-277.

5- Hongmei B, Xiang T, Siyue D, and Quanfa Z, 2010. Temporal and spatial variations of water quality in the Jinshui River of the South Qinling Mts China. Ecotoxicology and Environmental Safety 73: 907–913

6- Miller RH, and Keeney DR, 1992. Methods of Soil Analysis, In: II. Chemical and mineralogical properties. SSSA Pub., Madison. 1159 p.

تاثیر روش های مختلف خاک‌ورزی بر کربن آلی و ضریب آبگذری اشباع خاک در منطقه داراب فارس

مهران عبدالهی مندولکانی[1]، مهدی شرفا[2]، منوچهر گرجی[3] و محمد رضا جهانسوز[4]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران
۲، ۳ و ٤- دانشیار دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران

مقدمه

در مناطق خشک و نیمه خشک، بارندگی کم و نا منظم همراه با استفاده بی رویه از خاک باعث تخلیه کربن آلی خاک و کاهش قدرت باروری آن می شود. تحقیقات نشان داده است که باقیمانده گیاهان در سطح خاک، می تواند از آن در برابر اثرات باران حفاظت کند و تلفات سطحی را کاهش دهد. و بقایای گیاهی همچنین پایداری خاکدانه ها را افزایش می دهد (کانل و هاوس[1]، ۱۹۹۴ و سینگ و همکاران[2]، ۱۹۹۴). علاوه بر این، اجرای گسترده خاک‌ورزی مرسوم با تجهیزات مکانیکی سبب اختلاط شدید و عمیق خاک می شود، که این امر باعث افزایش هدر رفت مواد آلی خاک خواهد شد. از طرف دیگر در این نوع خاک‌ورزی کاربرد ادوات کشاورزی باعث تراکم خاک می شود، به صورتی که امروزه یکی از علل عمده کاهش محصول تراکم خاک می باشد (یاووزکان[3]، ۲۰۰۰).
برای رفع این مشکلات چندین روش مدیریتی در نظر گرفته شده است. یکی از این روش‌ها که در سال‌های اخیر به صورت گسترده در دنیا استفاده می شود، روش‌های خاک‌ورزی حفاظتی از جمله بی خاک‌ورزی است. در این روش‌ها به هم خوردگی خاک به شدت کاهش می یابد و بخش زیادی از بقایای گیاهی بر سطح خاک باقی می ماند (لارنی و همکاران[4]، ۱۹۹۴). اصولا مدیریت بی خاک‌ورزی به عنوان روشی برای بهبود خواص فیزیکی خاک(کونولی[5]، ۱۹۹۸) و بهبود عملکرد گیاه (کونولی و هاوس، ۱۹۹۴) و ذخیره‌سازی کربن آلی خاک (آلوارو-فونتس و همکاران[6]، ۲۰۰۹ و سومبررو و بنیتو[7]، ۲۰۱۰) شناخته شده است. علاوه بر کربن آلی خاک آگاهی از تغییرات ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مانند ضریب آبگذری اشباع آن در سیستم‌های مختلف خاک‌ورزی جهت اصلاح روش‌های مدیریتی خاک و نیز کاربردهای دیگر نظیر مدیریت کاهش آلودگی آب‌های زیرزمینی حائز اهمیت است (آنکنی و همکاران[8]، ۱۹۹۱).
از آنجا که استان فارس و به ویژه شهرستان داراب در استفاده از روش‌های خاک‌ورزی حفاظتی در ایران پیشرو می باشد و همچنین تاکنون تحقیق جامعی در این منطقه در مورد تاثیر انواع خاک‌ورزی بر خصوصیات خاک صورت نگرفته است، لذا بررسی تاثیر مدیریت بی خاک‌ورزی بر خصوصیات خاک ضروری به نظر می رسید. به

[1] Cannell and Hawes
[2] Sing et al.
[3] Yavuzcan
[4] Larni et al.
[5] Connolly
[6] Alvaro-Fuentes et al.
[7] Sombrero and Benito
[8] Ankeny et al.

همین منظور این مطالعه جهت مقایسه اثر دو روش خاک‌ورزی مرسوم و بی خاک‌ورزی بر کربن آلی و ضریب آبگذری اشباع خاک اجرا گردید.

مواد و روشها

این تحقیق در مزارعی واقع در مناطق جمسی و بختاجرد از شهرستان داراب اجرا شد. آزمایش در قالب طرح آشیانه ای با دو تیمار خاک‌ورزی مرسوم و بی خاک‌ورزی و در دو عمق ۱۰-۰ و ۲۰-۱۰ سانتی متر و در چهار تکرار انجام شد. نمونه های دست خورده برای اندازه گیری کربن آلی و سایر ویژگی های خاک و نمونه های دست نخورده برای اندازه گیری ضریب آبگذری اشباع خاک به آزمایشگاه منتقل شد.
مقدار کربن آلی خاک با استفاده از روش اکسیداسیون تر (والکلی و بلک، ۱۹۳۴) اندازه گیری شد و مقدار مواد آلی از طریق ضرب نمودن درصد کربن آلی در عدد ۱/۷۲۴ (نلسون و سامرز، ۱۹۸۲) به دست آمد. و میزان ضریب آبگذری اشباع به روش بار افتان و با استفاده از دستگاه تمام اتوماتیک، مدل Ks6-3M اندازه گیری شد. به این صورت که نمونه ها به مدت ۴۸ ساعت از پایین به بالا اشباع شدند و سپس نمونه های اشباع شده در دستگاه قرار داده شدند و آب از طریق لوله ها و تحت کنترل سنسورها با تعداد تکرار تعیین شده وارد نمونه ها شد و دستگاه عدد ضریب آبگذری را بر حسب سانتی متر در روز نشان داد. تجزیه و تحلیل آماری داده ها با نرم افزار SPSS V21 و رسم نمودارها با نرم افزار Excel صورت گرفت.

نتایج و بحث

با توجه به جدول ۱ جرم مخصوص ظاهری و واکنش خاک در هر دو تیمار خاک‌ورزی تفاوت معنی دار نداشت.

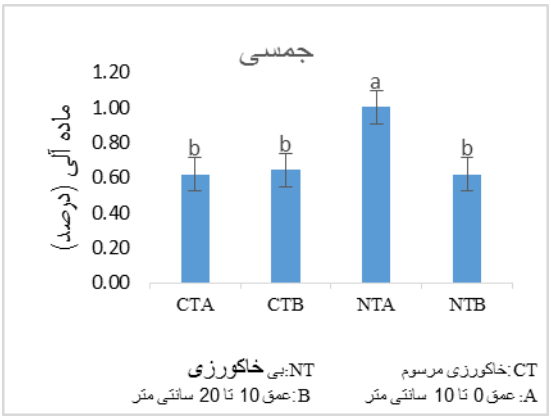
جدول ۱- برخی خصوصیات فیزیکو شیمیایی خاک ها

منطقه	تیمار	عمق(۱۰-۰ سانتی متر)			عمق(۲۰-۱۰سانتی متر)		
		بافت	$\rho b(Mgm^{-3})$	pH	بافت	$\rho b(Mgm^{-3})$	pH
جمسی	مرسوم	لوم رسی	۱/۲۸^{ns}	۸/۲۹^{ns}	لوم رسی	۱/۲۶^{ns}	۸/۳۵^{ns}
	بی خاکورزی	لوم رسی	۱/۴۶^{ns}	۸/۳۱^{ns}	لوم رسی	۱/۴۵^{ns}	۸/۴۱^{ns}
بختاجرد	مرسوم	لوم	۱/۳۱^{ns}	۸/۲^{ns}	لوم	۱/۲۴^{ns}	۸/۱۱^{ns}
	بی خاکورزی	لوم	۱/۲۴^{ns}	۸/۱۳^{ns}	لوم	۱/۳۸^{ns}	۸/۲۸^{ns}

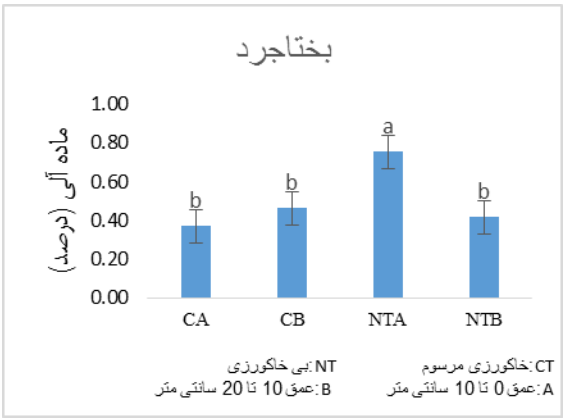
ns عدم تفاوت معنی دار در سطح ۰/۰۵ آزمون دانکن

تجزیه و تحلیل آماری نتایج (شکل های ۱ و ۲) نشان داد که شیوه خاک‌ورزی در عمق ۱۰-۰ سانتی متر تاثیر معنی داری بر مقدار ماده آلی خاک داشت ($P<0/05$)، ولی در عمق ۲۰-۱۰ سانتی متر تاثیر معنی داری نداشت.

به این صورت که مدیریت بی خاک‌ورزی در لایه سطحی دارای بیشترین مقدار ماده آلی می باشد. ایمن جمای و همکاران[1] (۲۰۱۲) طی مطالعه ای در منطقه نیمه خشک در تونس به نتایج مشابهی رسیدند.

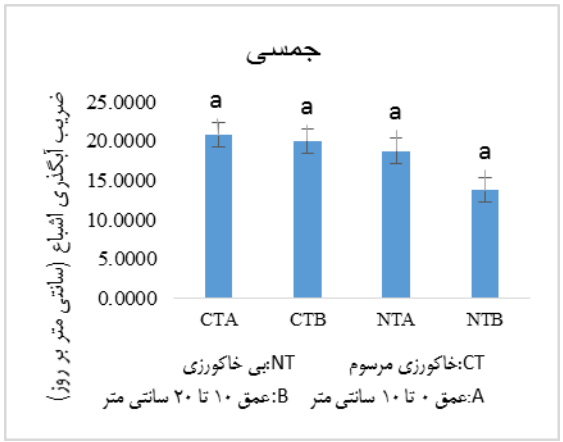


شکل ۱- درصد ماده آلی

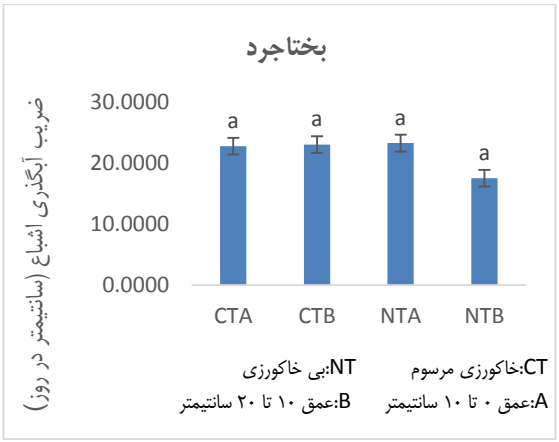


شکل ۲- درصد ماده آلی

همان طور که در شکل های ۳ و ۴ مشاهده می شود در هر دو منطقه میزان هدایت هیدرولیکی در سامانه بی خاک‌ورزی کمتر از میزان مشابه در خاک ورزی مرسوم می باشد، که البته این تفاوت از نظر آماری معنی دار نمی باشد. در لایه سطحی روش بی خاک‌ورزی به دلیل ماده آلی بالا و بهبود ساختمان خاک، ضریب آبگذری شرایط مشابهی با حالت شخم خورده دارد، ولی لایه زیر سطحی به دلیل عدم شخم و ماده آلی پایین مقدار پایین تری از این پارامتر را دارا می باشد.



شکل ۳- ضریب آبگذری اشباع



شکل ٤- ضریب آبگذری اشباع

[1] Imene Jemai et al.

نتیجه گیری

این مطالعه نشان داد که اجرای روش بی خاک‌ورزی نسبت به خاک‌ورزی مرسوم در خاک هایی با بافت لوم رسی و لوم در مناطق جمسی و بختاجرد داراب بر ضریب آبگذری اشباع خاک تاثیر معنی داری نداشت؛ اما اجرای این روش نسبت به خاک‌ورزی مرسوم باعث افزایش ماده آلی لایه سطحی خاک گردید.

منابع

1- Alvaro-Fuentes, J., Lopez, M.V., Arrue, J.L., Moret, D., Paustian, K. 2009. Tillage and cropping effects on soil organic carbon in Mediterranean semiarid agroecosystems: testing the cuntery model. *Agriculture, Ecosystems and Environment ment 134*. 211-217.

2- Ankeny, MD., Ahmed M., Kasper, TC., and Horton, R. 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal, 55*. 470-476.

3- Cannell, R.Q., Hawes, J.D. Trends in tillage practices in relation to sustainable.1994. *Soil and Tillage*. 245-282.

4- Connolly, R.D. 1998. Modelling effects of soil structure on the water balance of soil-crop systems. *a review. Soil and Tillage Research 48*. 1-19.

5- Imene Jemai., Nadhira Ben Aissa., Saida Ben Guirat., Moncef Ben-Hammouda., Tahar Gallali" . 2012. On-farm assessment of tillage impact on the vertical distribution of soil organic matter "*.Journal of Environmental Management*. 1-7

6- Larney, FJ., Lindwall, CW., Izaurralde, RC., and Moulin, AP. 1994. Tillage systemes for soil and water conservation on the Canadian Prairie. *In Carter, M. R. (ed), Conservation tillage in temperate agroecosystems. CRC Press, Boca Raton, FL* . 305-328.

7- Singh, B., Chanasyk, D.S., McGill, W.B., Nybork, M.P.K. 1994. Residue and tillage management effects on soil properties of a typic cryoboroll under continuous barley. *Soil and Tillage Research 32* . 117-133.

8- Sombrero, A., de Benito, A. 2010. Carbon accumulation in soil. Ten-year study of conservation tillage and crop rotation in a semi-arid area of Castile-Leon, Spain. *Soil and Tillage Research 107* . 64-70.

9- Walkley. A, Black C.A. 1934. An examination of the Dettjareff method for determining soil organic matter, and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci., 37. 29-38.

10- Yavuzcan, H.G. 2000. Wheel traffic impact on soil conditions as influenced by tillage system in Centeral Anatolia. *Soil and Tillage Research, 54* . 129-138.

برآورد رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی و دامنه کارایی با استفاده از ویژگی‌های زودیافت در خاک‌های ورتی‌سول

علی مهدوی‌فر[۱]، شجاع قربانی[۲]، محمدرضا مصدقی[۳]، محمدحسن صالحی[٤] و محمدرضا نوری[٥]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاک‌شناسی دانشگاه شهرکرد

۲و٤- به ترتیب استادیار و دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

۳-دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان

۵- استادیار گروه آب دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

مقدمه

خاک‌ورزی از جمله عملیاتی است که بر رشد گیاه و تولیدات کشاورزی تأثیرگذار است. خاک‌ورزی ویژگی‌های فیزیکی در حال گذار خاک مانند ساختمان خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد. تأثیر خاک‌ورزی بر ساختمان خاک ناشی از وضعیت رطوبتی خاک است به‌گونه‌ای که برای انجام عملیات شخم پس از آبیاری و یا بارندگی، خاک باید به یک رطوبت بهینه برسد. رطوبت بهینه برای خاک‌ورزی[۱] رطوبتی است که اگر خاک‌ورزی در آن انجام شود بیشترین نسبت خاکدانه‌های کوچک ایجاد می‌گردد (دکستر و برد، ۲۰۰۱). البته تعیین و استفاده نقطه‌ای که در آن رطوبت خاک برای خاک‌ورزی بهینه مناسب است، از دیدگاه کاربردی دشوار می‌باشد. بنابراین محدوده‌ای از رطوبت خاک به عنوان دامنه رطوبتی مناسب برای خاک‌ورزی شناخته می‌شود. دامنه رطوبتی که شرایط خاک مناسب خاک‌ورزی است دامنه کارایی[۲] نام دارد، که به‌وسیله یک حد بالایی خاک‌ورزی[۳] (θ_{UTL}) و یک حد پایینی خاک‌ورزی[۴] (θ_{LTL}) محدود شده و رطوبت بهینه برای خاک‌ورزی بین این دو محدوده قرار می‌گیرد (دکستر و برد، ۲۰۰۱). دکستر و برد (۲۰۰۱) رطوبت بهینه برای خاک‌ورزی را برابر با مقدار رطوبت خاک در نقطه عطف[۵] (θ_{INFL}) منحنی مشخصه رطوبتی خاک می‌دانند. اندازه‌گیری منحنی مشخصه رطوبتی خاک به منظور تعیین θ_{INFL} زمان‌بر، پر هزینه و دشوار است. یکی از راه‌های چیرگی بر این موضوع اندازه‌گیری غیر مستقیم منحنی مشخصه رطوبتی خاک به کمک توابع انتقالی است. بنابراین هدف از این پژوهش تعیین رطوبت در نقطه عطف منحنی مشخصه رطوبتی خاک و حدود بالایی و پایینی خاک‌ورزی جهت برآورد θ_{INFL}، θ_{UTL} و θ_{LTL} با استفاده از ویژگی‌های زودیافت در خاک‌های ورتی‌سول می‌باشد.

مواد و روشها

نمونه‌برداری خاک (۳۵ نمونه) از عمق ۲۵-۰ سانتی‌متر در تابستان ۹۱ از خاک‌های ورتی‌سول دشت زرین شهرستان کوهرنگ واقع در استان چهارمحال و بختیاری صورت گرفت. فراوانی نسبی ذرات اولیه خاک به روش هیدرومتر (کلیوت، ۱۹۸۶)، مقدار ماده آلی خاک با استفاده از روش اکسیداسیون تر (والکلی و بلک، ۱۹۳۴)، مقدار کربنات کلسیم معادل خاک به روش تیتراسیون برگشتی (پیج و همکاران، ۱۹۹۲) و چگالی ظاهری خاک به روش استوانه اندازه‌گیری گردید (کلیوت، ۱۹۸۶). برای تعیین منحنی مشخصه رطوبتی خاک از نمونه خاک‌های دست‌نخورده استفاده شد. مقدار رطوبت خاک در مکش‌های ماتریک ۰، ۳۳، ۱۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۱۵۰۰ KPa با استفاده از دستگاه صفحات فشاری اندازه‌گیری شد. سپس مقادیر رطوبت خاک در مکش‌های ماتریک مورد

[1] Optimum water content for tillage
[2] Workable range
[3] Upper tillage limit
[4] Lower tillage limit
[5] Inflection point

۵- بررسی با مدل ون‌گنوختن (۱۹۸۰) – معلم (۱۹۷۶) برازش داده شد. برای تعیین پارامترهای منحنی مشخصه رطوبتی خاک (m، α، θ_{SAT} و θ_{RES}) از نرم‌افزار RETC استفاده شد. مقدار رطوبت در نقطه عطف منحنی مشخصه رطوبتی (θ_{INFL}) برابر با رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی می‌باشد (دکستر و برد، ۲۰۰۱) که به‌صورت زیر محاسبه شد:

$$\theta_{INFL} = (\theta_{SAT} - \theta_{RES})\,[1+ 1/m]^{-m} + \theta_{RES} \qquad [۱]$$

در معادله فوق m ضریب شکل منحنی، θ_{SAT} مقدار رطوبت اشباع، θ_{RES} مقدار رطوبت باقی‌مانده و θ_{INFL} رطوبت در نقطه عطف منحنی مشخصه رطوبتی خاک (نسبت وزنی) می‌باشند. از رابطه زیر برای تعیین حد بالایی خاک‌ورزی استفاده گردید (دکستر و برد، ۲۰۰۱):

$$\theta_{UTL} = \theta_{INFL} + 0.4\,(\theta_{SAT} - \theta_{INF}) \qquad [۲]$$

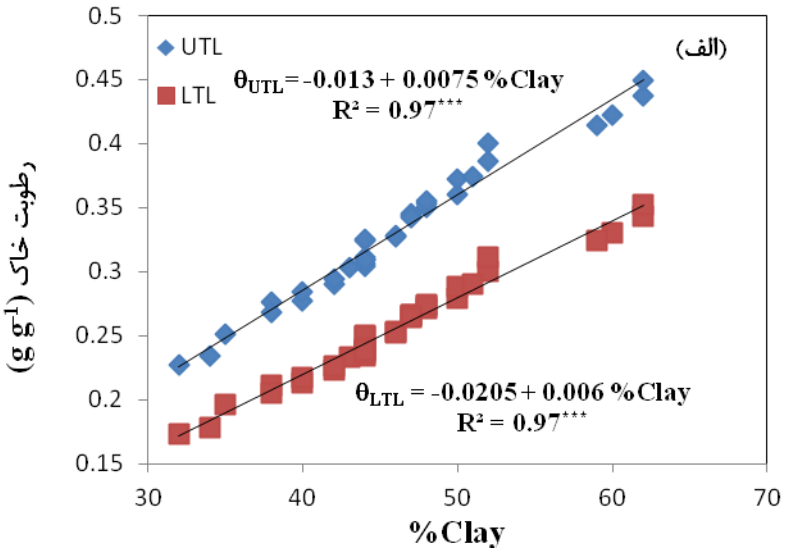
که در این رابطه θ_{SAT}، θ_{INFL} و θ_{UTL} به ترتیب رطوبت اشباع، رطوبت در نقطه عطف منحنی مشخصه رطوبتی و رطوبت حد بالایی خاک برای خاک‌ورزی (نسبت وزنی) می‌باشند. همچنین با توجه به پژوهش (دکستر و برد، ۲۰۰۱) حد پایینی خاک‌ورزی برابر با ۰/۸۸θ_{INFL} در نظر گرفته شد.

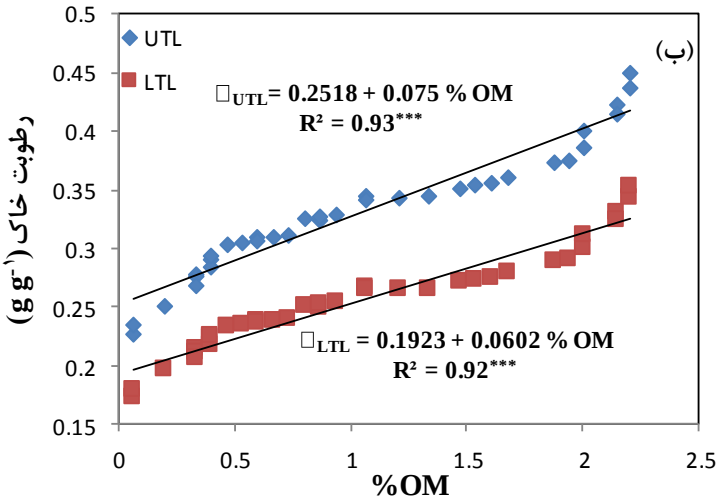
نتایج و بحث

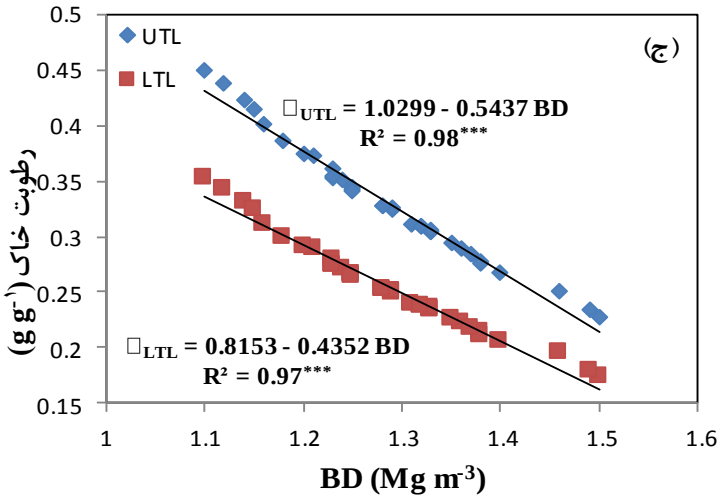
در شکل ۱ روابط رگرسیونی خطی θ_{UTL} و θ_{LTL} با ویژگی‌های زودیافت خاک رسم شده است. رابطه رگرسیونی چندمتغیره خطی θ_{INFL} با درصد رس + سیلت، ماده آلی و کربنات کلسیم معادل خاک به‌صورت زیر حاصل شد:

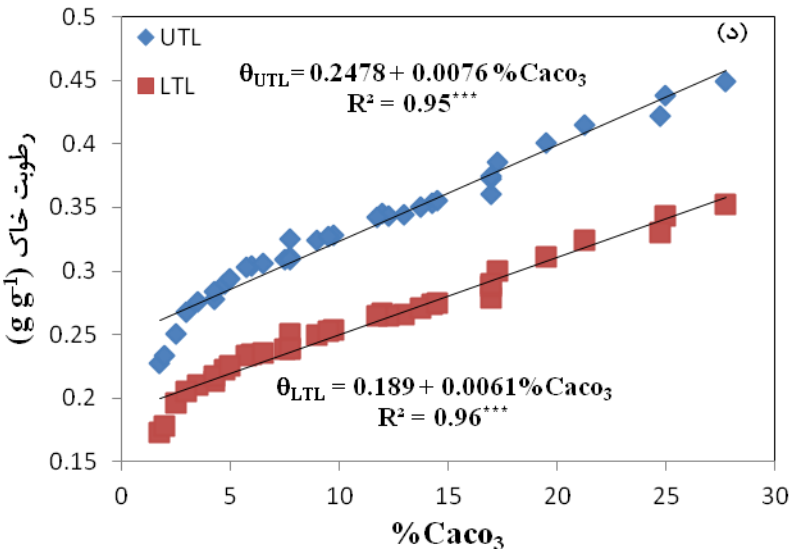
$$\theta_{INFL} = 0.185 + 0.000364\,(\%Clay + \%Silt) + 0.01\,(\%OM) + 0.0056\,(\%CaCO_3)$$
$$R^2 = 0.96 \quad RMSE = 0.0092 \quad , P<0.001 \qquad [۳]$$

اجزای آلی، معدنی و کربنات کلسیم خاک در خاک‌دانه سازی و بهبود ساختمان خاک و درنتیجه ایجاد منافذ ساختمانی نقش مهمی دارند (امرسون و گرین‌لند، ۱۹۹۰؛ برونیک و لَل، ۲۰۰۵). دکستر و برد (۲۰۰۱) نیز اثر رس و ماده آلی بر رطوبت مناسب خاک برای خاک‌ورزی را مثبت و معنی‌دار ارزیابی کردند.




(ب)
UTL
LTL
θUTL= 0.2518 + 0.075 % OM
R² = 0.93***
θLTL = 0.1923 + 0.0602 % OM
R² = 0.92***
رطوبت خاک (g g-1)
%OM


(ج)
UTL
LTL
θUTL = 1.0299 - 0.5437 BD
R² = 0.98***
θLTL = 0.8153 - 0.4352 BD
R² = 0.97***
رطوبت خاک (g g-1)
BD (Mg m-3)


(د)
UTL
LTL
θUTL= 0.2478 + 0.0076 %Caco3
R² = 0.95***
θLTL = 0.189 + 0.0061%Caco3
R² = 0.96***
رطوبت خاک (g g-1)
%Caco3

شکل ۱- روابط رگرسیونی خطی θ_{UTL} و θ_{LTL} با درصد رس (Clay%) (الف)، درصد ماده آلی خاک (OM%) (ب)، چگالی ظاهری خاک در حالت طبیعی (BD) (ج) و کربنات کلسیم معادل خاک ($CaCO_3$%) (د). $P<0/001$ =***

دکستر و برد (۲۰۰۱) و دکستر و همکاران (۲۰۰۵) بیان می‌دارند با افزایش درصد رس و ثابت بودن بقیه ویژگی-های خاک θ_{UTL} و θ_{LTL} افزایش، اما $\Delta\theta_{UTL-LTL}$ (دامنه کارایی) کاهش می‌یابد. این نتیجه با یافته‌های این پژوهش هم‌خوانی ندارد. چرا که در این پژوهش خاک‌های با ویژگی‌های متفاوت بررسی شد و امکان اثر ترکیبی چند ویژگی بر حدود رطوبتی مناسب برای خاک‌ورزی وجود دارد. با توجه به ناپایداری خاکدانه‌ها و کمبود ماده آلی در بیشتر خاک‌های ایران افزایش درصد رس می‌تواند منجر به افزایش پایداری خاکدانه‌ها و گستردگی دامنه رطوبتی کارایی خاک گردد. با افزایش ماده آلی خاک علاوه بر افزایش θ_{UTL} و θ_{LTL}، دامنه کارایی خاک نیز افزایش یافت؛ با افزایش BD خاک علاوه بر کاهش θ_{UTL} و θ_{LTL}، دامنه کارایی خاک نیز کاهش یافت که با نتایج دکستر و برد (۲۰۰۱) و دکستر و همکاران (۲۰۰۵) هماهنگی دارد. همچنین با افزایش کربنات کلسیم معادل خاک علاوه بر افزایش θ_{UTL} و θ_{LTL}، دامنه کارایی خاک نیز افزایش یافت که می‌توان این پدیده را به نقش مثبت کربنات کلسیم در شکل‌گیری خاکدانه‌ها و بهبود ساختمان خاک نسبت داد.

منابع

1- Bronick CJ and Lal R, 2005. Soil structure and management: a review. Geoderma 124: 3-22.
2- Dexter AR and Bird NRA, 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. Soil and Tillage Research 57: 203–212.
3- Dexter AR, Czyz EA, Birka´s M, Diaz-Pereira E, Dumitru E, Enache R, Fleige H, Horn R, Rajkai K, Dela Rosa D and Simota C, 2005. SIDASS project Part 3: the optimum and the range of water content for tillage–further developments. Soil and Tillage Research 82: 29–37.
4- Emerson WW and Greenland DJ, 1990. Soil aggregate formation and stability. In: De Boodt MF, Hayes MHB and Herbillon A (Eds). Soil colloids and their association in aggregates. Palenum Press, New York.
5- Klute A, 1986. Methods of Soil Analysis. ASA, WI, USA.
6- Mualem Y, 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. Water Resources Research 12: 513–522.
7- Page AL, Miller RH and Keeney DR, 1992. Methods of Soil Analysis. Part2, Chemical and Microbiological Properties. (2nd ed). ASA/SSSA. Madison, WI, Agronomy Monograph 9: 325–340.
8- van Genuchten MTh, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal 44: 892–898.
9- Walkley A and Black IA, 1934. An examination of the effect of the digestive method for determining soil organic matter and the proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Science 37: 29–38.

تعیین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی با استفاده از مدل خردشوندگی مویینه‌ای[1] و ارتباط آن با ویژگی‌های زودیافت در خاک‌های ورتی‌سول

علی مهدوی‌فر[1]، شجاع قربانی[2]، محمدرضا مصدقی[3]، محمدحسن صالحی[4] و محمدرضا نوری[5]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاک‌شناسی دانشگاه شهرکرد

۲- استادیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

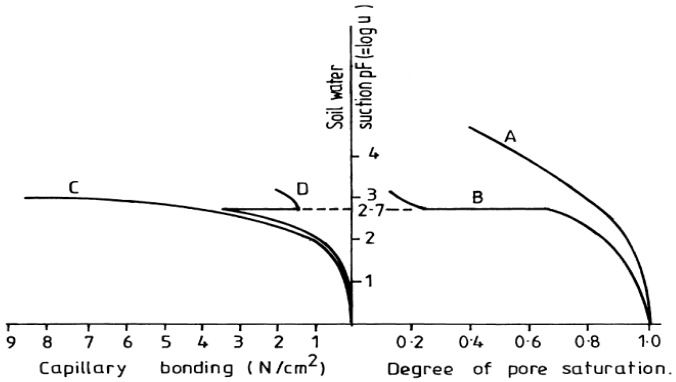
۳- دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان و ۵- استادیار گروه آب دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

٤- دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

مقدمه

خاک‌ورزی تقریباً در تولید اغلب محصولات کشاورزی الزامی بوده و علاوه بر افزایش محصولات کشاورزی، بایستی موجب حفظ منابع طبیعی و استفاده از انرژی با بیشترین بازده گردد. خاک‌ورزی هم می‌تواند باعث شکسته‌شدن خاکدانه‌های درشت وکلوخه‌ها و ایجاد خاکدانه‌های خرد و نرم‌شده[2] و به‌وجود آمدن بستر بذر مناسب شود و هم می‌تواند باعث ایجادکلوخه‌هایی شود که از لحاظ مدیریتی دشواری‌هایی را به‌همراه خواهد داشت. این امر بستگی به عوامل زیادی و به‌ویژه مقدار رطوبت خاک در حین خاک‌ورزی دارد. رطوبت بهینه برای خاک‌ورزی[3] (θ_{OPT}) رطوبتی است که اگر خاک‌ورزی در آن انجام شود بیشترین مقدار خاکدانه‌های کوچک ایجاد می‌گردد (دکستر و برد، ۲۰۰۱).

مطابق مدل ارائه‌شده توسط کولن (۱۹۸۷) و آلوکو و کولن (۲۰۰۰)، زمانی که خاک از یک نقطه آغازین مرطوب، خشک می‌شود چگونگی تغییرات درجه اشباع آب منفذی و پیوندهای مویینه‌ای بین خاکدانه‌ها و درون خاکدانه‌ها با یکدیگر متفاوت است (شکل ۱). در شکل ۱ در قسمت افقی منحنی B بدون افزایش مکش آب خاک (یا با افزایش جزئی) درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای کاهش پیدا می‌کند و به‌طور هم زمان با خالی‌شدن آب از فضای منافذ بین خاکدانه‌ای، در منحنی D مقاومت پیوندی نیز در فضای بین خاکدانه‌ای کاهش پیدا می‌کند. این اتفاق در اندازه ویژه‌ای از منافذ بین خاکدانه‌ای (با فراوانی زیاد)، و مکش و رطوبت خاک رخ می‌دهد که همان رطوبت و مکش بهینه برای خاک‌ورزی (θ_{OPT} و h_{OPT}) است.



شکل ۱- مدل خردشوندگی مویینه‌ای خاکدانه‌ها پیشنهاد شده به‌وسیله کولن (۱۹۸۷)، منحنی‌های: A، مکش - درجه اشباع منفذی درون خاکدانه‌ها؛ B، مکش - درجه اشباع منفذی بین خاکدانه‌ها؛ C،

مکش - پیوند موبینه‌ای (مقاومت پیوندی) درون خاکدانه‌ها؛ D، مکش - پیوند موبینه‌ای (مقاومت پیوندی) بین خاکدانه‌ها (آلوکو و کولن، ۲۰۰۰).

1- Capillary crumbling model
2- Crumbs
3- Optimum water content for tillage

هدف از این پژوهش تعیین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی با استفاده از مدل خردشوندگی موبینه‌ای در خاک‌های ورتی‌سول می‌باشد. به‌دلیل دشواری تعیین این رطوبت و نیاز به امکانات آزمایشگاهی، ارائه تابع یا توابعی جهت برآورد θ_{OPT} با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک نیز ضروری به‌نظر می‌رسد.

مواد و روشها

نمونه‌برداری خاک در تابستان ۹۱ از خاک‌های ورتی‌سول دشت زرین شهرستان کوهرنگ واقع در استان چهار-محال و بختیاری صورت گرفت. ۳۵ نمونه خاک سطحی (از عمق ۲۵-۰ سانتی‌متر) برداشت شد. فراوانی نسبی ذرات اولیه خاک به روش هیدرومتر (کلیوت، ۱۹۸۶)، مقدار ماده آلی خاک با استفاده از روش اکسیداسیون تر (والکلی و بلک، ۱۹۳۴) و مقدار کربنات کلسیم معادل خاک به روش تیتراسیون برگشتی (پیج و همکاران، ۱۹۹۲) تعیین گردید.

اساس مدل خردشوندگی موبینه‌ای بر تعیین مقاومت پیوندی بین خاکدانه‌ها (مقاومت کششی) در رطوبت‌های مختلف می‌باشد. بدین منظور نمونه خاک‌های دست‌نخورده (با چگالی ظاهری طبیعی)، ابتدا به کمک اسپری آب‌پاش به رطوبتی کمتر از رطوبت حد خمیری رسانیده شده و سپس درون قالب مخصوص دو تکه (با ارتفاع ۱۰ و قطر ۳/۵ سانتی‌متر) ریخته شدند. نمونه خاک‌های استوانه‌ای حاصل، به‌صورت متوالی در هوای آزاد خشک شدند تا هر نمونه به رطوبت پایین‌تری برسد. پس از خشک‌کردن و به تعادل رسیدن در هر مرحله، قطر و ارتفاع هر نمونه پیش از آزمایش مقاومت کششی با کولیس دیجیتال اندازه‌گیری شد. برای هر خاک تقریباً ۱۵ نمونه استوانه‌ای به رطوبت‌های مختلف رسانیده شد و مقاومت کششی آنها به روش غیرمستقیم (برزیلی) اندازه‌گیری گردید. برای محاسبه مقاومت کششی σ_t (N/cm^2) معادله زیر به کار گرفته شد (دکستر و کروزبرگن، ۱۹۸۵):

$$\sigma_t = \frac{2F}{\pi D_I h_i} g(x) \qquad [۱]$$

که در آن F نیرو بر حسب (N) و h_i و D_I به ترتیب ارتفاع و قطر نمونه خاک (پیش از آزمایش) بر حسب (cm) و g(x) ضریب صاف‌شدگی می‌باشند. مقدار g(x) با استفاده از معادله زیر محاسبه شد (فرایدمن، ۱۹۶۴):

$$g(x)=\left(-\frac{D_I}{2a}\right)\left\{2x-\sin 2x-\frac{2y}{d}\ln\tan\left(\frac{\pi}{4}+\frac{x}{2}\right)\right\} \qquad [۲]$$

در این معادله x نسبت صاف‌شدگی بوده و برابر با x = a/y (a عرض بخش صاف‌شده و y فاصله بین بخش‌های صاف‌شده در نقطه شکستگی) است. سپس مقادیر رطوبت هر نمونه خاک بعد از آزمایش مقاومت کششی به روش وزنی تعیین گشت و مکش معادل آن با استفاده از داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک درون‌یابی شد. در هر رطوبت با توجه به اندازه‌گیری ابعاد نمونه، تعیین چگالی ظاهری و تخلخل خاک، مقادیر درجه اشباع آب منفذی محاسبه گردید. برای هر یک از نمونه خاک‌ها مقادیر تنش مؤثر P_w (N/cm^2) با توجه به رابطه زیر محاسبه شد (کولن، ۱۹۸۷):

$$P_w = 0.01h \times S \qquad [۳]$$

که در آن P_w نیروی پیوندی مویینه‌ای (تنش مؤثر) N/cm^2، ۰/۰۱ ثابت تبدیل واحد، h مکش ماتریک (hPa) و S درجه اشباع آب منفذی می‌باشد. درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای از رابطه زیر محاسبه گشت (آلوکو و کولن، ۲۰۰۰):

$$\sigma_t = 0.01\ h \times S_i \qquad [۴]$$

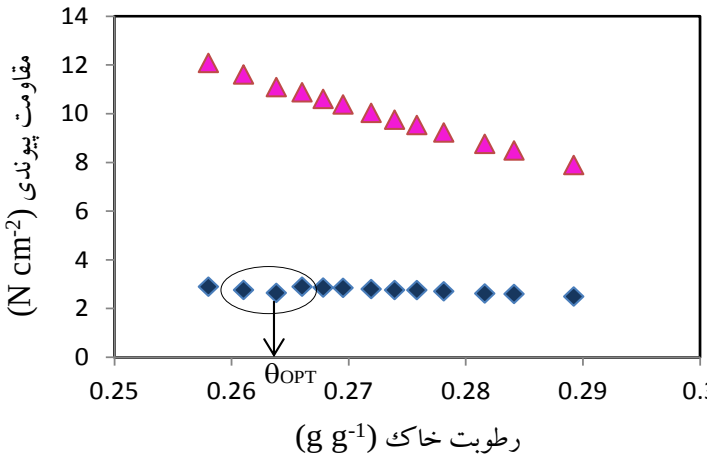
که در آن σ_t مقاومت کششی (N/cm^2)، ۰/۰۱ ثابت تبدیل واحد، h مکش ماتریک (hPa) و S_i درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای می‌باشد. رطوبت و مکش بهینه برای خاک‌ورزی (θ_{OPT} و h_{OPT}) در شرایطی در نظر گرفته شد که σ_t با خشک‌شدن کاهش یافته و سپس افزایش یابد (منحنی D در شکل ۱). در نهایت تابع انتقالی برای برآورد θ_{OPT} با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک نیز استخراج شد.

نتایج و بحث

جدول ۱ آماره‌های برخی از ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. در شکل ۲ مقاومت کششی خاک (σ_t) و تنش مؤثر (P_w) در برابر مقدار رطوبت برای یک خاک رسی به‌صورت نمونه نشان داده شده است. هنگامی‌که خاک خشک می‌شود، P_w و σ_t در ابتدا افزایش می‌یابند. این روند با نتایج کاسارانو (۱۹۹۳) که نشان می‌دهد مقاومت کششی خاکدانه‌ها قویاً به مقدار رطوبت خاک بستگی دارد هماهنگی دارد.

جدول ۱- آماره‌های برخی از ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی

ویژگی‌های خاک	حداقل	حداکثر	میانگین	ضریب تغییرات	n
%Clay	۳۲/۰	۶۲/۰	۴۶/۱	۱۵/۵۶	۳۵
%Silt	۷/۰	۴۸/۰	۳۸/۵	۱۸/۳۴	۳۵
%OM	۰/۰۶	۲/۲۱	۱/۰۶	۶۵/۷۹	۳۵
$\%CaCO_3$	۱/۷۵	۲۷/۷۵	۱۱/۰۳	۶۳/۶۴	۳۵
θ_{OPT} (w/w)	۰/۲۰۵	۰/۲۶۴	۰/۲۳۲	۶/۶۰	۳۵
h_{OPT} (hPa)	۱۸۶۲/۹	۲۴۲۳/۸	۲۲۲۸/۰	۴/۵۰	۳۵
S (-)	۰/۵۰۷	۰/۷۱۶	۰/۵۹۶	۸/۴۷	۳۵
S_i (-)	۰/۰۷۳	۰/۱۲۴	۰/۰۹۸	۱۲/۳۲	۳۵



شکل ۲- مقاومت پیوندی در برابر مقدار رطوبت خاک برای یک خاک رسی. P_w: تنش مؤثر و σ_t: مقاومت کششی خاک

کاهش مقاومت کششی (σ_t) همان‌گونه که در بخش نظری پیش‌بینی شد در دامنه بسیار باریک رطوبتی (برای نمونه: خاک رسی در دامنه g/g ۰/۲۶۶۰–۰/۲۶۳۸) رخ داده است (شکل ۲). با توجه به کاهش مقاومت پیوندی دو نکته استنتاج می‌شود: نخست این‌که کاهش مقاومت تنها برای σ_t مشاهده شده که این یافته با نتایج آلوکو و کولن (۲۰۰۰) هماهنگی ندارد. این پژوهش‌گران با کوتاه‌کردن فواصل خشک‌شدن، کاهش مقاومت پیوندی P_W را نیز مشاهده نمودند. ولی در این پژوهش با وجود استفاده از فواصل رطوبتی مشابه آلوکو و کولن (۲۰۰۰)، چنین کاهشی دیده نشد که علت این امر را می‌توان به ناپایداری بیشتر ساختمانی در خاک‌های ایران (نسبت به پژوهش آنها) و شکل ویژه خاکدانه‌ها (خاکدانه‌های گوه‌ای‌شکل) در خاک‌های ورتی‌سول نسبت داد. دوم این‌که افت مقاومت کششی در نقطه رطوبت بهینه (θ_{OPT}) واضح و شدید بود که علت این امر را می‌توان توزیع یکنواخت اندازه منافذ بین خاکدانه‌ای در هنگام تخلیه آب از فضای منافذ بین خاکدانه‌ای و انقباض خاک در نقطه رطوبت بهینه دانست.

با استفاده از رگرسیون چندمتغیره خطی، رابطه‌ای ساده بین θ_{OPT} (w/w) و درصد رس + سیلت، ماده آلی و کربنات کلسیم معادل خاک به صورت زیر حاصل شد:

$$\theta_{OPT} = 0.201 + 0.000089\ (\%Clay+\%Silt) + 0.0062\ (\%OM) + 0.0014\ (\%CaCO_3) \quad [۵]$$

$$R^2 = 0.96 \qquad RMSE = 0.0028 \quad , P<0.001$$

که برای تخمین θ_{OPT} در خاک‌های ورتی‌سول منطقه قابل کاربرد است. ضریب درصد ماده آلی و کربنات کلسیم معادل خاک، نشان‌دهنده اثر بیشتر این دو بر θ_{OPT} نسبت به مقدار رس + سیلت می‌باشد که اهمیت ساختمان خاک را نسبت به بافت خاک، در مدل خردشوندگی موبینه‌ای بیان می‌دارد.

منابع

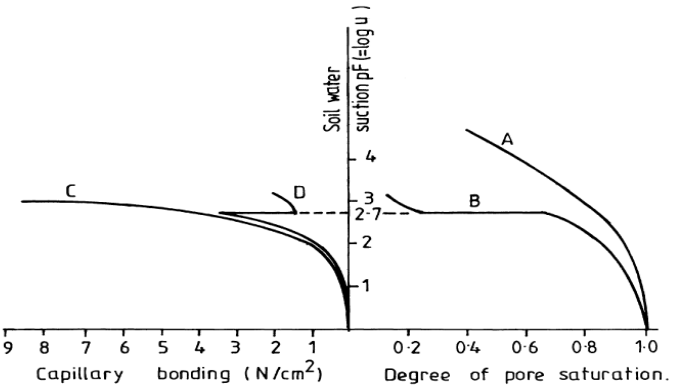
1- Aluko OB and Koolen AJ, 2000. The essential mechanics of capillary crumbling of structured agricultural soils. Soil and Tillage Research 55: 117–126.
2- Causarano H, 1993. Factors affecting the tensile strength of soil aggregates. Soil and Tillage Research 28: 15–25.
3- Dexter AR and Bird NRA, 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. Soil and Tillage Research 57: 203–212.
4- Dexter AR and Kroesbergen B, 1985. Methodology for determination of the tensile strength of soil aggregates. Journal of Agricultural Engineering Research 31: 139–147.
5- Frydman S, 1964. The applicability of the Brazilian (indirect tension) test to soils. Australian Journal of Applied Science 15: 335–343.
6- Klute A, 1986. Methods of Soil Analysis. ASA, WI, USA.
7- Koolen AJ, 1987. Workability limits and their soil physical background. PAGVVerslag No. 64. Lelystad, The Netherlands.
8- Page AL, Miller RH and Keeney DR, 1992. Methods of Soil Analysis. Part2, Chemical and Microbiological Properties. (2nd ed). ASA/SSSA. Madison, WI, Agronomy Monograph 9: 325–340.
9- Walkley A and Black IA, 1934. An examination of the effect of the digestive method for determining soil organic matter and the proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Science 37: 29–38.

تعیین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی با استفاده از مدل خردشوندگی مویینه‌ای[1] و ارتباط آن با حدود تجربی کارایی در خاک‌های ورتی‌سول

علی مهدوی‌فر[1]، شجاع قربانی[2]، محمدرضا مصدقی[3]، محمدحسن صالحی[4] و محمدرضا نوری[5]
۱-دانشجو کارشناسی ارشد خاک‌شناسی دانشگاه شهرکرد ۲- ۴- به ترتیب استادیار و دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد ۳- دانشیار گروه خاک‌شناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان و ۵- استادیار گروه آب دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

مقدمه

خاک‌ورزی از جمله عملیاتی است که بر رشد گیاه و تولیدات کشاورزی تأثیرگذار است. هدف از خاک‌ورزی مطلوب، ایجاد محیطی مناسب برای جوانه‌زنی بذر و رشد ریشه می‌باشد. برای انجام عملیات شخم پس از آبیاری و یا بارندگی، خاک باید به یک رطوبت بهینه برسد. رطوبت بهینه برای خاک‌ورزی[2] (θ_{OPT}) رطوبتی است که اگر خاک‌ورزی در آن انجام شود بیشترین مقدار خاکدانه‌های کوچک ایجاد می‌گردد (دکستر و برد، ۲۰۰۱).
مطابق مدل ارائه‌شده توسط کولن (۱۹۸۷) و آلوکو و کولن (۲۰۰۰)، زمانی که خاک از یک نقطه آغازین مرطوب، خشک می‌شود چگونگی تغییرات درجه اشباع آب منفذی و پیوندهای مویینه‌ای بین خاکدانه‌ها و درون خاکدانه‌ها با یکدیگر متفاوت است (شکل ۱). در شکل ۱ در قسمت افقی منحنی B بدون افزایش مکش آب خاک (یا با افزایش جزئی) درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای کاهش پیدا می‌کند و به‌طور هم زمان با خالی-شدن آب از فضای منافذ بین خاکدانه‌ای، در منحنی D مقاومت پیوندی نیز در فضای بین خاکدانه‌ای کاهش پیدا می‌کند. این اتفاق در اندازه ویژه‌ای از منافذ بین خاکدانه‌ای (با فراوانی زیاد)، و مکش و رطوبت خاک رخ می‌دهد که همان رطوبت و مکش بهینه برای خاک‌ورزی (θ_{OPT} و h_{OPT}) است.



شکل ۱- مدل خردشوندگی مویینه‌ای خاکدانه‌ها پیشنهاد شده به‌وسیله کولن (۱۹۸۷)، منحنی‌های: A، مکش - درجه اشباع منفذی درون خاکدانه‌ها؛ B، مکش - درجه اشباع منفذی بین خاکدانه‌ها؛ C، مکش - پیوند مویینه‌ای (مقاومت پیوندی) درون خاکدانه‌ها؛ D، مکش - پیوند مویینه‌ای (مقاومت پیوندی) بین خاکدانه‌ها (آلوکو و کولن، ۲۰۰۰).

هدف از این پژوهش تعیین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی با استفاده از مدل خردشوندگی مویینه‌ای در خاک‌های ورتی‌سول می‌باشد. به‌دلیل دشواری تعیین این رطوبت و نیاز به امکانات آزمایشگاهی، ارائه توابعی جهت برآورد θ_{OPT} با استفاده از برخی حدود تجربی کارایی خاک نیز ضروری به‌نظر می‌رسد.

1- Capillary crumbling model
2- Optimum water content for tillage

مواد و روشها

نمونه‌برداری خاک در تابستان ۹۱ از خاک‌های ورتی‌سول دشت زرین شهرستان کوهرنگ واقع در استان چهارمحال و بختیاری صورت گرفت. ۳۵ نمونه خاک سطحی (عمق ۲۵-۰ سانتی‌متر) برداشت شد. حد خمیری (θ_{PL}) خاک با استفاده از روش فیتیله ۳ میلی‌متری (مک‌براید، ۱۹۹۳) و آزمون تراکم استاندارد خاک برای تعیین $\theta_{Proctor}$ به روش استاندارد بریتانیا شماره ۱۳۷۷ (۱۹۹۰) انجام شد. مقدار رطوبت خاک در مکش ماتریک ۵۰ هکتوپاسکال (θ_{50hPa}) با استفاده از داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک درون‌یابی شد. اساس مدل خردشوندگی موبینه‌ای بر تعیین مقاومت پیوندی بین خاکدانه‌ها (مقاومت کششی) در رطوبت‌های مختلف می‌باشد. بدین منظور نمونه خاک‌های دست‌نخورده (با چگالی ظاهری طبیعی)، ابتدا به کمک اسپری آب‌پاش به رطوبتی کمتر از رطوبت حد خمیری رسانیده شده و سپس درون قالب مخصوص دو تکه (با ارتفاع ۱۰ و قطر ۳/۵ سانتی‌متر) ریخته شدند. نمونه خاک‌های استوانه‌ای حاصل، به‌صورت متوالی در هوای آزاد خشک شدند تا هر نمونه به رطوبت پایین‌تری برسد. پس از خشک‌کردن و به تعادل رسیدن در هر مرحله، قطر و ارتفاع هر نمونه پیش از آزمایش مقاومت کششی با کولیس دیجیتال اندازه‌گیری شد. برای هر خاک تقریباً ۱۵ نمونه استوانه‌ای به رطوبت‌های مختلف رسانیده شد و مقاومت کششی آنها به روش غیرمستقیم (برزیلی) اندازه‌گیری گردید. برای محاسبه مقاومت کششی (σ_t (N/cm^2)) معادله زیر به کار گرفته شد (دکستر و کروزبرگن، ۱۹۸۵):

$$\sigma_t = \frac{2F}{\pi D_1 h_i} g(x) \qquad [۱]$$

که در آن F نیرو بر حسب (N) h_i و D_I به ترتیب ارتفاع و قطر نمونه خاک (پیش از آزمایش) بر حسب (cm) و g(x) ضریب صاف‌شدگی می‌باشند. مقدار g(x) با استفاده از معادله زیر محاسبه شد (فرایدمن، ۱۹۶۴):

$$g(x)=\left(-\frac{D_1}{2a}\right)\left\{2x-\sin 2x-\frac{2y}{d}\ln\tan\left(\frac{\pi}{4}+\frac{x}{2}\right)\right\} \qquad [۲]$$

در این معادله x نسبت صاف‌شدگی بوده و برابر با x = a/y (a عرض بخش صاف‌شده و y فاصله بین بخش‌های صاف‌شده در نقطه شکستگی) است. سپس مقادیر رطوبت هر نمونه خاک بعد از آزمایش مقاومت کششی به روش وزنی تعیین گشت و مکش معادل آن با استفاده از داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک درون‌یابی شد. در هر رطوبت با توجه به اندازه‌گیری ابعاد نمونه، تعیین چگالی ظاهری و تخلخل خاک، مقادیر درجه اشباع آب منفذی محاسبه گردید. برای هر یک از نمونه خاک‌ها مقادیر تنش مؤثر P_w (N/cm^2) با توجه به رابطه زیر محاسبه شد (کولن، ۱۹۸۷):

$$P_w = 0.01h \times S \qquad [۳]$$

که در آن P_w نیروی پیوندی موبینه‌ای (تنش مؤثر) N/cm^2، ۰/۰۱ ثابت تبدیل واحد، h مکش ماتریک (hPa) و S درجه اشباع آب منفذی می‌باشد. درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای از رابطه زیر محاسبه گشت (آلوکو و کولن، ۲۰۰۰):

$$\sigma_t = 0.01h \times S_i \qquad [۴]$$

که در آن σ_t مقاومت کششی (N/cm^2)، ۰/۰۱ ثابت تبدیل واحد، h مکش ماتریک (hPa) و S_i درجه اشباع آب منفذی بین خاکدانه‌ای می‌باشد. رطوبت و مکش بهینه برای خاک‌ورزی (θ_{OPT} و h_{OPT}) در شرایطی در نظر

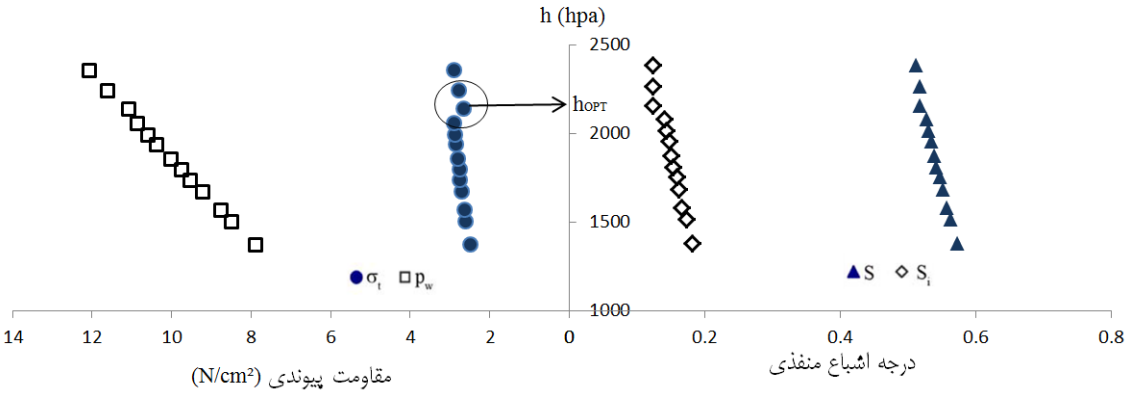
گرفته شد که σ_t با خشک‌شدن کاهش یافته و سپس افزایش یابد (منحنی D در شکل ۱). در نهایت توابع انتقالی برای برآورد θ_{OPT} با استفاده از برخی حدود تجربی کارایی خاک نیز استخراج شد.

نتایج و بحث

جدول ۱ آماره‌های برخی از پارامترهای خاک‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. در شکل ۲ تغییرات σ_t، P_W، S و S_i در برابر مقدار مکش ماتریک (h) را برای یک خاک رسی به‌صورت نمونه نشان می‌دهد. روند کلی منحنی‌های A، B، C و D در شکل ۱ را می‌توان به ترتیب در روند تغییرات S، S_i، P_W و σ_t مشاهده نمود.

جدول ۱- آماره‌های برخی از پارامترهای خاک‌های مورد بررسی

پارامتر	حداقل	حداکثر	میانگین	ضریب تغییرات	n
θ_{PL} (w/w)	۰/۲۵۰	۰/۳۳۰	۰/۲۸۶	۶/۹۳	۳۵
$\theta_{Proctor}$ (w/w)	۰/۲۰۱	۰/۲۸۱	۰/۲۳۰	۸/۹۱	۳۵
$0.6\theta_{50hPa}$ (w/w)	۰/۲۰۲	۰/۲۶۹	۰/۲۴۰	۶/۵۹	۳۵
θ_{OPT} (w/w)	۰/۲۰۵	۰/۲۶۴	۰/۲۳۲	۶/۶۰	۳۵
h_{OPT} (hPa)	۱۸۶۲/۹	۲۴۲۳/۸	۲۲۲۸/۰	۴/۵۰	۳۵
S (-)	۰/۵۰۷	۰/۷۱۶	۰/۵۹۶	۸/۴۷	۳۵
S_i (-)	۰/۰۷۳	۰/۱۲۴	۰/۰۹۸	۱۲/۳۲	۳۵



شکل ۲- مقاومت پیوندی و درجه اشباع منفذی در برابر مکش ماتریک برای یک خاک رسی. P_W: تنش مویینه‌ای یا تنش مؤثر، σ_t: مقاومت کششی خاک، S: درجه اشباع منفذی خاک و S_i: درجه اشباع منفذی بین خاکدانه‌ای

کاهش مقاومت کششی (σ_t) همان‌گونه که در بخش نظری پیش‌بینی شد در دامنه بسیار باریک (برای نمونه: خاک رسی در دامنه رطوبتی ۰/۲۶۶۰-۰/۲۶۳۸ g/g و مکش معادل ۲۰۶۱/۵-۲۱۴۰/۴ hPa) رخ داده است (شکل ۲).

رابطه رگرسیونی خطی بین θ_{OPT} (w/w) و برخی از حدود تجربی کارایی خاک (w/w) به‌صورت زیر حاصل شد:

$$\theta_{OPT}= 0.80\ \theta_{PL} \quad R^2= 0.96 \quad RMSE= 0.0016 \quad P<0.001 \qquad [۵]$$

$$\theta_{OPT}= 1.0023\theta_{Proctor} \quad R^2= 0.40 \quad RMSE= 0.0085 \quad P<0.001 \qquad [۶]$$

$\theta_{OPT}= 0.96 (0.6\theta_{50hPa})$ $R^2= 0.97$ RMSE= 0.0017 P<0.001 [۷]

کلر و همکاران (۲۰۰۷) رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی را رطوبتی نزدیک به $۰/۸\theta_{PL}$ می‌دانند که با نتایج این پژوهش هماهنگی دارد. واگنر و همکاران (۱۹۹۲) رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی را برابر با رطوبت خاک در حداکثر چگالی بحرانی در آزمایش تراکم پروکتور استاندارد خاک بیان می‌کنند که نتایجی مشابه با این پژوهش می‌باشد. پتلکائو (۱۹۸۴) $۰/۶\theta_{۵۰.hPa}$ را برای دامنه وسیعی از خاک‌ها مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که این رطوبت، رطوبتی بهینه برای انجام عملیات خاک‌ورزی می‌باشد. در این پژوهش نیز این محتوای رطوبتی مقادیر نزدیکی به θ_{OPT} دارد. همبستگی بالایی بین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی (θ_{OPT}) با برخی از حدود تجربی (رایج) کارایی خاک بدست آمد. به‌گونه‌ای که روابط ۱:۱ بین رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی و $\theta_{Proctor}$، $۰/۸\theta_{PL}$ و $۰/۶\theta_{۵۰hPa}$ (تقریباً ۱:۱) استخراج شدند که به‌کارگیری این حدود به‌عنوان رطوبت بهینه خاک برای خاک‌ورزی در خاک‌های ورتی‌سول منطقه قابل کاربرد است.

منابع

Aluko OB and Koolen AJ, 2000. The essential mechanics of capillary crumbling of structured agricultural soils. Soil and Tillage Research 55: 117–126.

British Standard, 1990. Methods of test for soils for civil engineering purposes. Pub. No. 1377. B.S. Institution, London.

Dexter AR and Bird NRA, 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. Soil and Tillage Research 57: 203–212.

Dexter AR and Kroesbergen B, 1985. Methodology for determination of the tensile strength of soil aggregates. Journal of Agricultural Engineering Research 31: 139–147.

Frydman S, 1964. The applicability of the Brazilian (indirect tension) test to soils. Australian Journal of Applied Science 15: 335–343.

Keller T, Arvidsson J and Dexter AR, 2007. Soil structures produced by tillage as affected by water content and the physical quality of soil. Soil and Tillage Research 92: 45–52.

Koolen AJ, 1987. Workability limits and their soil physical background. PAGVVerslag No. 64. Lelystad, The Netherlands.

McBride RA, 1993. Soil consistency limits. In: Carter MR (Ed). Soil Sampling and Methods of Analysis. Lewis Publication/CRC Press, Boca Raton, FL.pp: 519–527.

Petelkau H, 1984. Auswirkungen von Schadverdichtungen auf Bodeneigenschaften und Pflanzenertrag sowie Massnahmen zu ihrer Minderung. In: Grundlagen und Verfahren der rationellen Bodenbearbeitung und Erschliessung des Unterbodensfuer Pflanzen. Akademie der Landwirtschaftswissenschaften der DDR, Tagungsbericht Nr. 227 pp: 25–34.

Wagner LE, Ambe M and Barnes P, 1992. Tillage–induced soil aggregate status as influenced by water content. Transactions of American Society of Agricultural Engineers 35 (2): 499–504.

تغییرات مکانی توزیع اندازه ذرات فرسایش‌یافته با تأکید بر دینامیک فرسایش ورقه‌ای

الهام سیرجانی[1] و مجید محمودآبادی[2]
۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

مقدمه

فرسایش ورقه‌ای یکی از مهم‌ترین انواع فرسایش به ویژه در اراضی کشاورزی است (Sirjani و Mahmoodabadi، ۲۰۱۳). از آنجا که رسوبات حاصل از این نوع فرسایش عمدتاً متشکل از ذرات ریز حاوی غلظت بالای مواد مغذی و آلاینده‌ها است، لذا فرسایش ورقه‌ای از اهمیت زیادی برخوردار می‌باشد. از طرفی، انتقال‌پذیری ذرات رسوب و میزان جذب مواد مغذی و آلاینده توسط آنها، فرآیندی انتخابی است. با این دیدگاه، علاوه بر اهمیت تولید رسوب، مطالعه توزیع اندازه ذرات رسوب نیز مهم و ضروری می‌باشد (Heng و همکاران، ۲۰۱۱).

فرسایش خاک پدیده‌ای دینامیک است که برای درک بهتر آن، لازم است تغییرات مکانی و زمانی فرآیندهای مرتبط با آن مورد توجه قرار گیرد (Mahmoodabadi و Cerda، ۲۰۱۳). به‌طور کلی، در طی و بعد از وقوع فرسایش توزیع اندازه ذرات در معرض فرسایش تغییر می‌کند. فرسایش آبی ممکن است با ایجاد تغییر در توزیع اندازه ذرات خاک، موجب بازتوزیع اندازه ذرات موجود در لایه سطحی خاک شود و می‌تواند به‌طور قابل ملاحظه‌ای باعث تخریب خصوصیات خاک گردد (Pieri و همکاران، ۲۰۰۹). ذراتی که کمتر توسط جریان حمل می‌شوند، بیش‌تر در سطح خاک باقی مانده و در مقابل، بستر خاک از ذراتی که بیش‌تر حمل شده‌اند، تخلیه می‌شود (Asadi و همکاران، ۲۰۰۷). از آن‌جا که در تحقیقات قبلی به بررسی تغییرات مکانی توزیع اندازه ذرات رسوب در خاک فرسایش یافته پس از رخداد فرسایش پرداخته نشده است، این تحقیق به بررسی دقیق‌تر توزیع اندازه ذرات در خاک فرسایش‌یافته می‌پردازد که می‌تواند در راستای توسعه مدل‌های فرآیندی فرسایش گامی مؤثر محسوب گردد.

مواد و روش‌ها

در تحقیق حاضر از یک نمونه خاک زراعی تهیه شده از عمق صفر تا ۲۰ سانتی‌متری سطحی استفاده شد. در آزمایشگاه، بافت خاک مورد مطالعه لوم رسی تعیین شد که حاوی ۲۱ درصد کربنات کلسیم معادل و ۰/۸۲ درصد کربن آلی بود. پس از هوا خشک کردن، نمونه خاک از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شد. به منظور شبیه‌سازی فرسایش ورقه‌ای از یک دستگاه فلوم شیب‌پذیر متعلق به آزمایشگاه شبیه‌سازی فرسایش دانشگاه شهید باهنر کرمان استفاده شد. برای شبیه‌سازی فرسایش ورقه‌ای و جلوگیری از ایجاد شیار، پس از انجام آزمایش‌های متعدد به روش آزمون و خطا، طول و عرض سطح مورد آزمایش به یک در ۰/۲ متر کاهش داده شد. آزمایش‌ها به صورت ترکیب دو شیب (۱/۵ و ۲ درصد) و دو دبی جریان (۱۰۰ و ۲۰۰ میلی‌لیتر در ثانیه) انجام شد. برای هر

آزمایش، پارامترهای هیدرولیکی نظیر، شدت جریان واحد و قدرت جریان محاسبه گردید. ترکیب آزمایش‌ها و همچنین مقادیر قدرت جریان در هر آزمایش در جدول ۱ ارائه شده است.

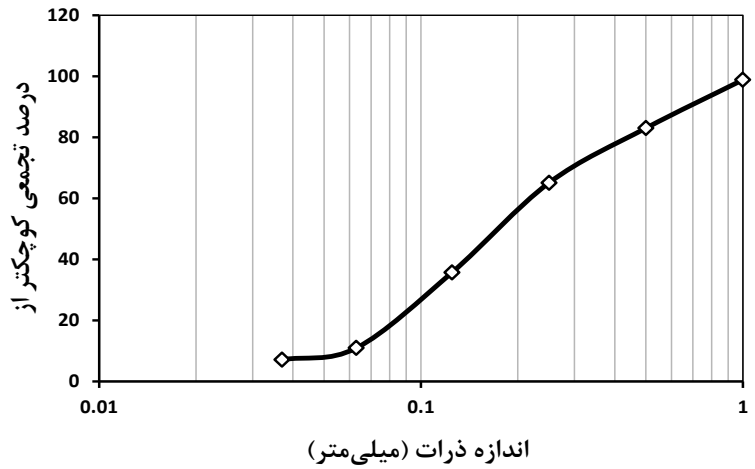
جدول ۱- ترکیب آزمایش‌های انجام شده بر روی خاک مورد مطالعه

ترکیب تیماری	a	b	c	d
دبی ($mL\ s^{-1}$)	۱۰۰	۱۰۰	۲۰۰	۲۰۰
شیب (٪)	۱/۵	۲	۱/۵	۲
قدرت جریان ($W\ m^{-2}$)	۰/۰۶۷	۰/۰۷۷	۰/۱۲۴	۰/۱۷۵

در هر آزمایش پس از انتقال نمونه خاک به داخل فلوم، مراحل تسطیح، اشباع‌سازی و تخلیه زهکش انجام شد. پس از تنظیم و تثبیت شیب و دبی مورد نظر، بلافاصله هر آزمایش شروع شد. مدت هر آزمایش بسته به زمان لازم برای رسیدن به شرایط پایدار بین ۲۰ تا ۴۵ دقیقه متغیر بود. برای تعیین توزیع اندازه ذرات فرسایش‌یافته، از سطح خاک فرسایش‌یافته بعد از هر آزمایش، سه نمونه از سه مکان ابتدا، میانه و انتهای فلوم تهیه شد. توزیع اندازه ذرات ثانویه هر نمونه به روش الک تر با استفاده از سری الک‌های استاندارد تعیین گردید. در این تحقیق به منظور بررسی دقیق‌تر توزیع اندازه ذرات فرسایش‌یافته، نمودار توزیع اندازه ذرات خاک-رسوب بر مبنای ۱۰ کلاس اندازه با جرم یکسان تهیه گردید.

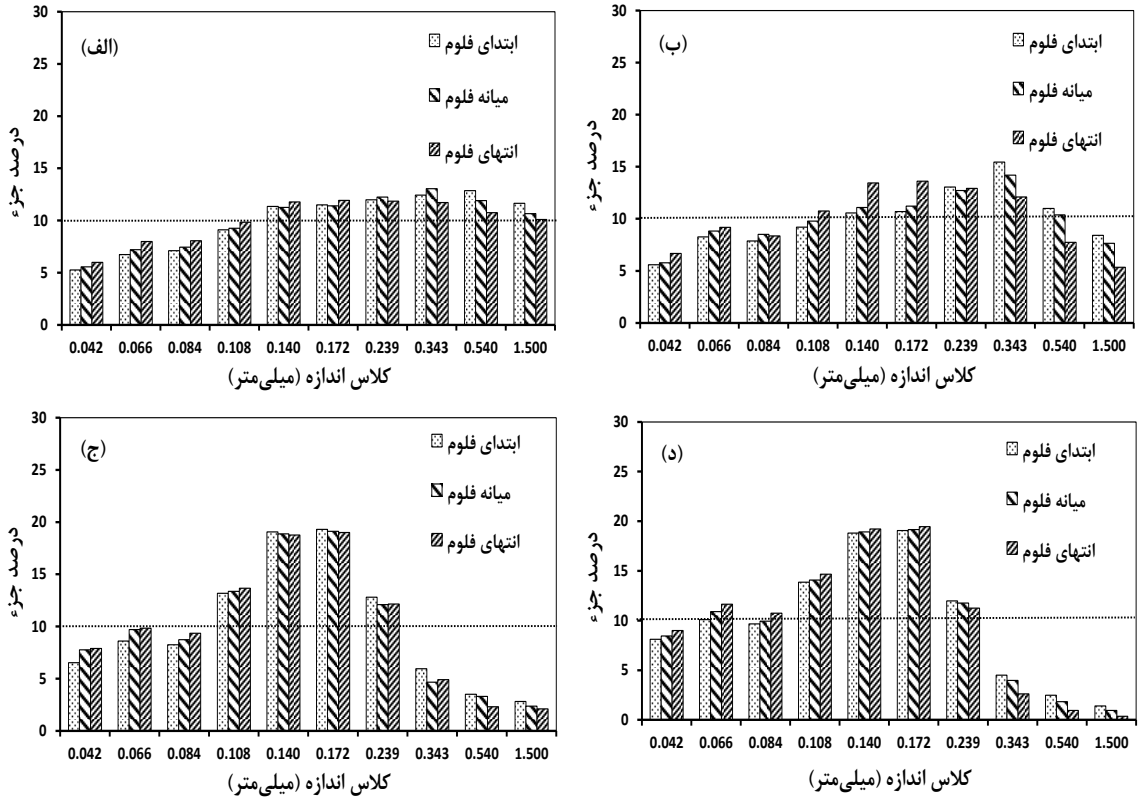
نتایج و بحث

با توجه به اهمیت توزیع اندازه ذرات ثانویه در حالت تر در فرسایش آبی، این توزیع برای خاک مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۱ بیش‌ترین فراوانی مربوط به ذرات با اندازه ۰/۲۵ تا ۰/۰۶۳ میلی‌متر می‌باشد. به طوری‌که حدود ۵۴ درصد ذرات در این دامنه اندازه قرار دارد.



شکل ۱- توزیع اندازه ذرات ثانویه در حالت تر برای خاک مورد مطالعه

درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه ذرات رسوب در سه مکان ابتدا، میانه و انتهای فلوم در ترکیب‌های تیماری مورد نظر در شکل ۲ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود در تمام آزمایش‌ها با افزایش فاصله از ابتدای فلوم به سمت انتهای فلوم، ذرات در کلاس‌های اندازه ریز در سطح خاک باقی مانده افزایش یافته است و در مقابل از میزان ذرات درشت‌تر در سطح خاک فرسایش یافته کاسته شده است. این امر می‌تواند ناشی از دو عامل باشد. اول این‌که ذرات ریزی که از بالادست منتقل شده‌اند در نقاط پایین دست رسوب کرده‌اند. همچنین از آن-جا که یک منبع ذرات ریز می‌تواند ناشی از خرد شدن خاکدانه‌ها در طی رخداد فرسایش باشد، عامل دوم می-تواند ناشی از خرد شدن ذرات درشتی باشد که از بالادست به پایین دست فلوم منتقل شده‌اند و از این رو موجب افزایش ذرات ریز در نقاط پایین دست شده است. از این رو، احتمال تجمع مواد مغذی و آلاینده در خاک مناطق پایین دست و در نتیجه آلودگی آن بیش‌تر می‌باشد.



شکل ۲- درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه ذرات رسوب در سه مکان ابتدا، میانه و انتهای فلوم در چهار ترکیب تیماری (الف) a، (ب) b، (ج) c و (د) d

از سوی دیگر، همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه ذرات در سطح خاک فرسایش یافته در سه مکان ابتدا، میانه و انتهای فلوم دارای یک پیک می‌باشد. در دبی جریان ۱۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه در هر دو شیب ۱/۵ و ۲ درصد به دلیل پایین بودن قدرت جریان، ذرات درشت در سطح خاک باقی مانده است و در نتیجه این پیک تقریباً در کلاس‌های اندازه متوسط تا درشت وجود دارد. با افزایش قدرت جریان ناشی

از افزایش دبی جریان در هر دو شیب، این پیک به سمت ذرات با اندازه متوسط میل پیدا کرده به طوری‌که، دامنه این پیک کوچک‌تر می‌شود. از این رو با افزایش قدرت جریان علاوه بر ذرات ریز، ذرات درشت نیز قابل حمل گردیده و سطح خاک از این ذرات نیز تخلیه می‌گردد به طوری‌که در هر دو شیب در دبی جریان ۲۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه، درصد ذرات درشت (تقریباً ذرات بزرگ‌تر از ۰/۲۳۹ میلی‌متر) در سطح خاک به‌شدت کاهش می‌یابد. با تخلیه اکثر ذرات ریز و درشت از سطح خاک، ذرات با اندازه متوسط بیش‌ترین سهم را در سطح خاک تشکیل می‌دهد. بنابراین، ذرات با اندازه متوسط قابلیت جداشدگی و انتقال کم‌تری را نسبت به ذرات ریز و درشت در سطح خاک و در نتیجه مقاومت بیش‌تری را در برابر فرآیندهای فرسایش از خود نشان می‌دهد.

نتایج این تحقیق نشان داد که شرایط هیدرولیکی جریان در توزیع اندازه ذرات رسوب در خاک فرسایش‌یافته پس از اتمام رخداد نقش بسزایی دارد و از این رو تأثیر مهمی در توزیع اندازه ذرات خاک مبدأ در طی پدیده فرسایش دارد که این موضوع در توسعه مدل‌های فرآیندی و پیش‌بینی اثرات مخرب پدیده فرسایش از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است.

منابع

1- Asadi H, Ghadiri H, Rose CW, Yu B and Hussein J, 2007. An investigation of flow-driven soil erosion processes at low stream powers. Journal of Hydrology, 342: 134-142.

2- Heng BCP, Sander GC, Armstrong A, Quinton JA, Chandler JH and Scott CF, 2011. Modeling the dynamics of soil erosion and size selective sediment transport over non uniform topography in flume scale experiments. Water Resources Research, 11 pages.

3- Mahmoodabadi M and Cerda A, 2013. WEPP calibration for improved predictions of interrill erosion in semi-arid to arid environments. Geoderma. 204-205: 75-83.

4- Pieri L, Bittelli M, Hanuskova M, Ventura F, Vicari A and Rossi Pisa P, 2009. Characteristics of eroded sediments from soil under wheat and maize in the North Italian Apennines. Geoderma, 154: 20-29.

5- Sirjani E and Mahmoodabadi M, 2013. Effects of sheet-flow rate and slope gradient on sediment load. Arabian Journal of Geosciences. DOI: 10.1007/s12517-012-0728-x.

استفاده از بُعد فراکتالی جرمی برای تخمین منحنی مشخصه رطوبتی خاک‌های استان همدان

حبیب الله حسنی پور[1] و محمد رضا مصدقی[2]
۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

منحنی مشخصه رطوبتی خاک (SWCC) یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های هیدرولیکی و شاخص کیفیت فیزیکی خاک است. به‌منظور صرفه‌جویی در وقت و هزینه پژوهش‌گران همواره به‌دنبال روش‌هایی غیرمستقیم برآورد SWCC با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک بوده‌اند. خاک از ذرات با اشکال و ابعاد متفاوت تشکیل شده که آرایش فضایی آنها تعیین‌کننده نوع ساختمان و شکل منافذ خاک است (احمدی و همکاران، ۱۳۸۹). مندلبورت (۱۹۶۷) نشان داد که با تغییر مقیاس اندازه‌گیری، ابعاد اجسام و پدیده‌ها تغییر می‌یابد، به‌طوری که باکوچک‌تر شدن مقیاس، ابعاد اندازه‌گیری‌شده افزایش می‌یابد. بعدها این نظریه منجر به بنیان‌گذاری هندسه فرکتالی گردید که بیان می‌دارد هرچه به یک جسم یا پدیده نزدیک‌تر نگاه کنیم، بیش‌تر می‌بینیم (تایلر و ویتکرافت، ۱۹۸۹).

آریا و پاریس (۱۹۸۱) مدل فیزیکی– تجربی (AP) را برای تخمین SWCC با استفاده از منحنی توزیع اندازه ذرات (PSD) و چگالی ظاهری (ρ_b) خاک ارائه کردند. در این مدل، PSD به بخش‌هایی تقسیم شده و براساس ρ_b و مقدار وزنی ذرات در هر بخش، حجم منفذی و مقدار رطوبت حجمی (θ_i) آن محاسبه می‌شود. مکش ماتریک(h_{mi}) در θ_i نیز از روی میانگین اندازه منافذ و با استفاده معادله موبینگی بدست می‌آید. آن‌ها برای تبدیل اندازه ذرات به اندازه منافذ، یک پارامتر تجربیِ مقیاس (α) استفاده کردند که بعدها به عنوان بُعد فراکتالی منفذی خاک (تایلر و ویتکرافت، ۱۹۸۹) تفسیر شد. در واقع α پارامتری است که پشت سرهم قرارنگرفتن ذرات کروی و اثر ذرات غیرکروی در خاک‌های طبیعی را تصحیح می‌کند. امروزه استفاده از هندسه فراکتال و بُعد فراکتالی اجسام در شناخت غیریکنواختی موجود در محیط‌های طبیعی رایج شده (کوتلو و همکاران،۲۰۰۸) و هندسه فراکتالی ابزاری سودمند برای توجیه فیزیکی پارامترهای مدل‌های ویژگی‌های هیدرولیکی خاک شده است. با توجه به محیط متخلخل و تقریباً خودسان خاک، مدل‌های فراکتالی و روش‌های گوناگونی برمبنای ویژگی فراکتالی ذرات جامد و منافذ خاک یا هردو برای محاسبه بُعد فرکتالی خاک ارائه شده‌اند که اغلب آن‌ها تجربی-اند. هدف از این پژوهش برآورد پارامتر مقیاس مدل AP با استفاده از مدل هندسه فراکتالی جرمی برای تخمین منحنی مشخصه رطوبتی در خاک‌های استان همدان بود.

واژه‌های کلیدی: پارامتر مقیاس، مدل آریا و پاریس، هندسه فراکتالی، بُعد فراکتالی جرمی.

مواد و روشها

این پژوهش با استفاده از مجموعه داده ۱۲۰ خاک (رویین و زیرین) در استان همدان انجام شده است (مصدقی، ۱۳۸۶). در برابر منافذ موبینه مستقیم در مدل AP، برای ارزیابی طول منافذ به عنوان تابعی از مقیاس اندازه-

گیری می‌توان از مقیاس فراکتالی استفاده نمود. تورکات (۱۹۸۶) رفتار فراکتالی ذرات خاک را براساس رابطه زیر نشان داد:

$$N_i R_i^{D_F} = CONSTANT \quad [۱]$$

که در این رابطه، N_i تعداد کل ذرات با شعاع برابر یا بزرگ‌تر از R_i و D_F بُعد فراکتالی سه‌بعدیPSD خاک است. تایلر و ویتکرافت (۱۹۸۹) بر پایه معادلهٔ بالا D_F را از راه هم‌بستگی بین شعاع ذرات (R_i) و تعداد ذرات کروی (n_i) در واحد جرم خاک بدست آوردند:

$$n_i = \alpha R_i^{-D_F} \quad [۲]$$

در این رابطه، D_F بُعد فراکتالی طولی منافذ خاک است که بیان‌گر اعوجاج منافذ خاک بوده و می‌توان آن را برابر با α در مدل AP در نظر گرفت. در واقع آن‌ها رابطه بین منافذ و اندازه ذرات خاک را به شکل تابعی از توزیع و تعداد ذرات خاک بیان کردند. به این منظور ابتدا اندازه ذرات خاک در برابر تعداد تجمعی ذرات بزرگ‌تر از آن اندازه ($n_{\geq i}$)، در دستگاه مختصات تمام لگاریتمی رسم شده و معادله خطی بر آن برازش یافت. به‌گونه‌ای که قدر مطلق شیب معادله برازش‌یافته بُعد فراکتالی توزیع اندازه ذرات (D_F) را به‌دست داد. از آن جایی که معمولاً برای بیان توزیع اندازه ذرات از جرم نسبی تجمعی در برابر اندازه ذرات استفاده می‌شود، برای تبدیل جرم به تعداد ذرات فرض شد که ذرات کروی بوده و اندازه ذرات هر بخش میانگین حسابی اندازه بالا و پایین آن بخش می‌باشد. با توجه به این فرضیات با تقسیم جرم ذرات در آن بخش بر جرم یک ذره کروی، تعداد ذرات به دست آمد. توزیع اندازه ذرات (تعداد تجمعی در برابر اندازه ذرات) بیان‌گر اجتماع سه‌بُعدی ذرات خاک است (برای هندسه اقلیدسی برابر ۳ است، D_F=3)، و نمو فراکتالی نسبت به جسم سه‌بُعدی برابر با $3-D_F$ می‌باشد. از این رو مقدار α (بُعد فراکتالی یک‌بُعدی یا خطی منافذ) برای هر خاک به کمک رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$\alpha = D_F - 3 + 1 \longrightarrow \alpha = D_F - 2 \quad [۳]$$

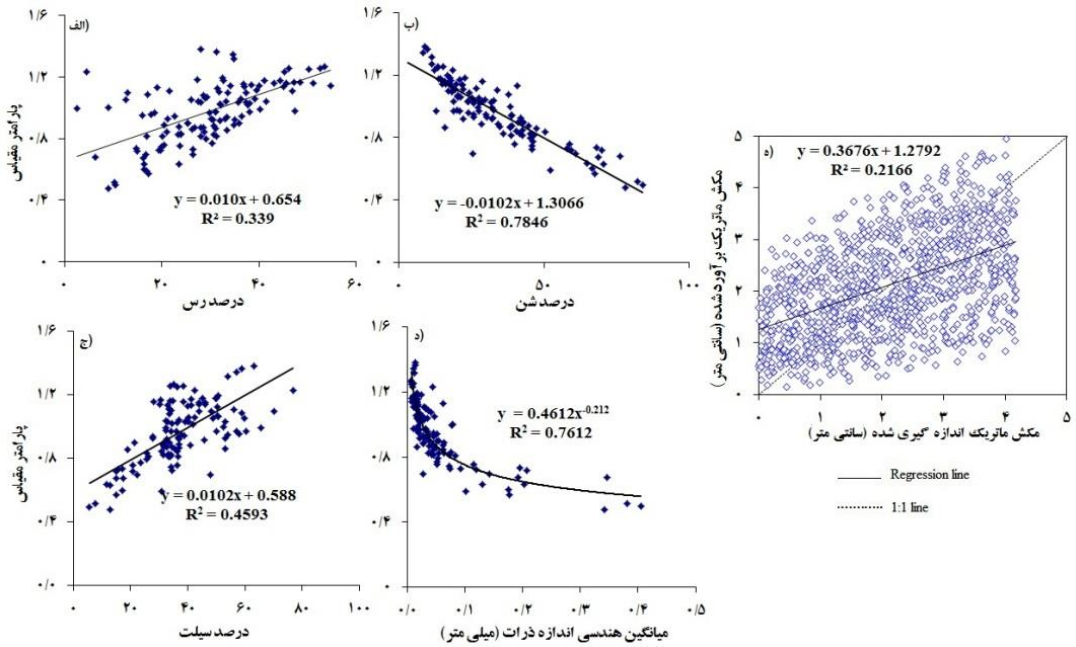
نتایج و بحث

در جدول ۱ دامنه، میانگین و انحراف معیار ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها آورده شده است. خاک‌های مورد بررسی دارای دامنه وسیعی از بافت، ماده آلی و کربنات کلسیم بودند. هم‌چنین چگالی ظاهری خاک‌ها از مقادیر کم (سست) تا خیلی زیاد (متراکم) متغیر بود. مقادیر α محاسبه‌شده با استفاده از مدل هندسه فراکتال ($\alpha_{fractal}$) در دامنه ۰/۴۷۶ تا ۱/۶۲۶ با میانگین ۰/۹۷۱ و انحراف معیار ۰/۲۰۳ قرار داشتند. تایلر و ویتکرافت (۱۹۸۹) نشان دادند که بُعد فراکتالی منافذ خاک در دامنه ۰/۷ تا ۱/۴۸۵ متغیر است. اگرچه $\alpha_{fractal}$ کوچک‌تر از ۱ از نظر فیزیکی دارای مفهوم نیست ولی برخی از خاک‌ها (مانند خاک‌های با PSD محدود) دارای رفتار فراکتالی نبوده و در نتیجه $\alpha_{fractal}$ کوچک‌تر از ۱ دارند. آن‌ها هم‌چنین گزارش کردند که خاک‌های ریزبافت دارای بُعد فراکتالی بزرگ‌تری نسبت به خاک‌های درشت‌بافت می‌باشند که بیان‌گر اعوجاج بیش‌تر منافذ خاک‌های ریزبافت در مقایسه با خاک‌های درشت‌بافت است. احمدی و همکاران (۱۳۸۹) دامنه تغییرات ۲/۶ تا ۲/۹ را برای بُعد فراکتالی در ۳۶ نمونه خاک‌های شمال غرب ایران گزارش کردند. پژوهش حاضر نشان داد که مقادیر α محاسبه‌شده روابط قوی و معنی‌داری با ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی دارد. در شکل‌های۱-الف و -ب به ترتیب رابطه بین $\alpha_{fractal}$ با درصد رس و شن نشان داده شده است. مشاهده می‌شود که با افزایش درصد رس و

شن، $\alpha_{fractal}$ به‌ترتیب به طور خطی افزایش و کاهش می‌یابد که این روند مشابه یافته‌های تایلر و ویتکرافت (۱۹۸۹) و کوتلو و همکاران (۲۰۰۸) می‌باشد. شایان ذکر است احمدی و همکاران (۱۳۸۹) و رضایی و همکاران (۱۳۹۰) نیز با ارائه رابطه غیرخطی بین $\alpha_{fractal}$ و درصد رس به نتایج مشابهی دست یافتند.

جدول ۱- دامنه، میانگین و انحراف معیار برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها.

ویژگی	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف معیار
درصد شن	۳/۰	۸۴/۰	۳۲/۹	۱۷/۶
درصد سیلت	۵/۶	۷۶/۸	۳۷/۷	۱۳/۵
درصد رس	۲/۶	۵۴/۷	۲۹/۴	۱۱/۰
درصد سنگ‌ریزه	۰/۱	۶۳/۰	۱۱/۰	۱۱/۸
درصد کربنات کلسیم	۱/۰	۸۲/۰	۱۹/۲	۱۲/۴
درصد ماده آلی	۰/۱۵	۲/۸۴	۱/۰۰	۰/۵۰
چگالی ظاهری ($Mg\ m^{-3}$)	۱/۰۵	۱/۷۷	۱/۴۵	۰/۱۴



شکل ۱-رابطه بین پارامتر مقیاس ($\alpha_{fractal}$) با الف) درصد رس (الف)،درصد شن (ب)، درصد سیلت (ج) و میانگین هندسی اندازه ذرات (د) و رابطه مکش ماتریک اندازه‌گیری‌شده و برآوردشده (ه)

در شکل‌های۱-ج و -د به‌ترتیب رابطه بین $\alpha_{fractal}$ با درصد سیلت و میانگین هندسی اندازه ذرات (d_g) آورده‌شده است. مشاهده می‌شود که با افزایش درصد سیلت، $\alpha_{fractal}$ با یک رابطه خطی قوی افزایش یافته و با افزایش d_g، با یک رابطه غیرخطی (توانی) قوی کاهش می‌یابد. احمدی و همکاران (۱۳۸۹) نیز نتایج مشابهی را گزارش کردند. هم‌چنین دیده شد که $\alpha_{fractal}$با ρ_b (R^2=۰/۱۸۴) و θ (R^2=۰/۲۵۵) به‌ترتیب دارای روابط منفی و مثبت معنی‌داری بوده ولی با ماده آلی رابطه معنی‌داری نشان نداد. روابط به‌دست‌آمده بین $\alpha_{fractal}$ و درصد رس، شن و

ویژگی‌های خاک برای برآورد سریع و آسان $\alpha_{fractal}$ و تخمین درصد ذرات در خاک‌های مورد بررسی قابل پیشنهاد و استفاده می‌باشند. به هر حال مقادیر α به‌دست‌آمده با استفاده از مدل هندسه فراکتالی و روابط آن با ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی، بر عکس نتایج به‌دست‌آمده برای مقادیر α محاسبه‌شده به کمک سایر روش‌های برآورد پارامتر مقیاس بودند (حسنی‌پور، ۱۳۸۸). هرچند که $\alpha_{fractal}$ روابط قوی با برخی ویژگی‌های خاک داشت، اما از آن جایی‌که α تنها بیان‌گر میزان انحراف شکل ذرات از کرویت و شکل منافذ خاک از لوله-های سیلندری مستقیم نبوده و نشان‌دهنده اثر خاک‌دانه‌سازی، آرایش ذرات، ρ_b، مشخصه‌های شیمیایی سطوح جامد، مقدار ماده آلی، ویژگی‌های سیال و هوای محبوس در نگه‌داشت آب در خاک نیز می‌باشد، برای بررسی کارایی روش هندسه فراکتالی در برآورد SWCC، رابطه مکش‌های ماتریک اندازه‌گیری‌شده (h_m) و برآوردشده (h_p) نیز ترسیم گردید (شکل ا–ه). مقایسه مقادیر h_m و h_p (شکل ا–ه) نشان داد که این روش کارایی خوبی برای برآورد α و در نهایت پیش‌بینی SWCC خاک‌های مورد بررسی ندارد. رابطه h_m و h_p از خط ۱:۱ فاصله گرفته و داده‌ها با توزیع نامناسبی در اطراف خط ۱:۱ قرار گرفته‌اند. بنابراین با توجه به ضریب تبیین کم (۰/۲۲۰) رابطه h_m و h_p و انحراف برآوردها (مقادیر h_p)، نتیجه‌گیری می‌شود که این روش کارایی ضعیفی برای برآورد α و در نهایت تخمین SWCCدر خاک‌های استان همدان دارد. رضایی و همکاران (۱۳۹۰) نیز به نتایج مشابهی برای خاک‌های شمال ایران دست یافتند. آن‌ها علت این امر را به یک‌بُعدی‌بودن α برآوردشده به روش تایلر و ویتکرافت (۱۹۸۹) و رفتار چندفراکتالی خاک‌های مورد بررسی نسبت دادند.

منابع

۱- احمدی، ع.، نیشابوری، م.، و اسدی، ح.، ۱۳۸۹. ارتباط بُعد فرکتالی توزیع اندازه ذرات با برخی خصوصیات فیزیکی خاک. مجله دانش آب و خاک، جلد ۲۰/۱ شماره ۴، صفحه‌های ۷۳ تا ۸۱.

۲- حسنی‌پور، ح.، ۱۳۸۸. کاربرد مدل‌های فیزیکی در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های استان همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۳- رضایی، ل.، شعبانپور، م.، و دواتگر، ن.، ۱۳۹۰. برآورد پارامتر مقیاس به روشهای مختلف در مدل آریا و پاریس برای بهبود تخمین منحنی مشخصه آب خاک. نشریه دانش آب و خاک، جلد ۳، شماره ۲۱، صفحه‌های ۱۰۳ تا ۱۱۴.

۴- مصدقی، م.، ۱۳۸۶. برازش مدل‌های رایج منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی و استخراج توابع انتقالی خاک برای خاک‌های استان همدان. طرح پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا.

5- Arya LM and Paris JF, 1981.A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristics from particle size distribution and bulk density data. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1023–1030.

6- Kutlu T, Ersahin S and Yetgin B, 2008. Relations between solid fractal dimension and somephysical properties of soils formed over alluvial and colluvial deposits. J. Food Agric.Environ. 6:445–449.

7- Mandelbrot BB, 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractionaldimension. Sci. 156: 636–638.

8- Turcotte DL, 1986. Fractal and fragmentation. J.Geophys. Res. 91: 1920–1921.

9- Tyler SW and Wheatcraft SW, 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. SoilSci. Soc. Am. J. 53: 987–996.

ارزیابی مدل فیزیکی آریا و دیرولف (۱۹۹۲)- نیمو و همکاران (۲۰۰۷) برای تخمین منحنی مشخصه رطوبتی خاک

حبیب الله حسنی پور[۱] و محمد رضا مصدقی[۲]
۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا همدان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

از آنجایی‌که اندازه‌گیری مستقیم منحنی مشخصه رطوبتی خاک (SWCC) وقت‌گیر، هزینه‌بر و دشوار بوده و با خطای زیادی همراه است، روش‌های غیرمستقیم و مدل‌های تجربی و فیزیکی به عنوان یک راه‌کار ارائه شده‌اند. برای اولین بار آریا و پاریس (۱۹۸۱) مدلی را برای تخمین SWCC با استفاده از PSD پیشنهاد کردند که اساس آن شباهت ظاهری بین شکل SWCC و شکل PSD خاک است. مدل‌هایی که برای کاربرد در یک شرایط یا ناحیه خاص ارائه شده‌اند، معمولاً نتایج درست‌تری به‌دست می‌دهند (نیمو و همکاران، ۲۰۰۷). مدل‌هایی که کاربرد گسترده‌تری دارند مستلزم سازگاری با شرایط به‌کارگیری بوده که این امر ممکن است از درستی نتایج آن‌ها بکاهد. در بسیاری از مدل‌ها مفاهیمی وجود دارد که با هم ارتباط نزدیک دارند، از این‌رو می‌توان با تشخیص ویژگی‌های رایج، یک چهارچوب نظری کلی برای ارتباط مجموعه‌ای از مدل‌های مجزا به یکدیگر ایجاد کرد. در این چهارچوب، تعیین و تشخیص صریح مجموعه‌ای از شرایط، یک مدل ویژه را ایجاد می‌کند. لذا یک مدل کلی می‌تواند، به‌عنوان یک الگو برای ایجاد مدل‌های جدید با قابلیت اطمینان بیش‌تر در برآوردهای اولیه و یا درستی نتایج برآوردها برای شرایط خاص، استفاده شود. هم‌چنین برای نشان‌دادن این‌که چگونه مدل-های مختلف در درون یک مجموعه به هم مرتبط شده‌اند، برای تعیین فرض‌های اساسی و اختیاری و برای تسهیل تبدیل و تغییر نتایج یا کاربردها از یک مدل به مدل دیگر، مدل کلی مفید است. نیمو و همکاران (۲۰۰۷) یک چهارچوب نظری کلی را برای مدل‌های انتقال–ویژگی[۱] استخراج کرده و کاربرد آن را با فرض‌های مختلف که منجر به ایجاد مدل‌های متفاوت شد نشان دادند. آن‌ها در نهایت شکل پیوسته‌ای از مدل آریا و پاریس (۱۹۸۱) (AP) ارائه کردند که مستقل از دامنه اندازه ذرات خاک بود. هدف از این پژوهش بازنویسی و بکارگیری مدل آریا و دیرولف (۱۹۹۲) (AD) ارائه‌شده توسط نیمو و همکاران (۲۰۰۷) برای تخمین SWCC در خاک‌های استان همدان بود.

واژه‌های کلیدی: مدل نیمو و همکاران (۲۰۰۷)، مدل آریا و پاریس (۱۹۸۱)، مدل کلی، منحنی مشخصه رطوبتی خاک.

مواد و روشها

این پژوهش با استفاده از مجموعه داده ۱۲۰ خاک در استان همدان انجام شده است (مصدقی، ۱۳۸۶). خاک‌های مورد بررسی دارای دامنه وسیعی از بافت، ماده آلی و کربنات کلسیم بوده و چگالی ظاهری آن‌ها از مقادیر کم

[1] Property-transfer models

(سست) تا خیلی زیاد (متراکم) متغیر بود. در این پژوهش از مدل کلی نیمو و همکاران (۲۰۰۷) استفاده شد. در این مدل براساس چهار فرض بنیادی برای مدل انتقال–ویژگی که از توزیع اندازه منافذ (VSD) به SWCC می‌رسد، رابطه کلی زیر ارائه شد:

$$\theta(h) = \phi M_{cum}(R(h)) \qquad [۱]$$

که در این رابطه، θ رطوبت حجمی، R اندازه ذرات، h مکش ماتریک، M_{cum} توزیع تجمعی اندازه ذرات بر اساس جرم و ϕ تخلخل است. مدل AD با این فرض که همه منافذ خاک طول برابر دارند ارائه شده است. از این رو منافذ متناظر با ذرات کوچک‌تر، برای این که بتوانند حجم متناسب با نسبت پوکی و اندازه ذرات ایجاد کنند، شعاع خیلی کوچکی دارند. بنابراین مدل آریا و دیرولف (۱۹۹۲) به شکل زیر بازنویسی شد:

$$\theta(h) = \phi M_{cum}\left(\left(\frac{C_c}{h}\right)^{\frac{2}{3}}\left(\frac{3l_{AD}}{4e}\right)^{\frac{1}{3}}\right) \qquad [۲]$$

در این رابطه نیز $M_{cum}(R)$ یک تابع برای $R(h)$ است که مدل را توصیف می‌کند. l_{AD} (cm) پارامتر بهینه‌سازی مدلAD، e نسبت پوکی و C_c پارامتری وابسته به کشش سطحی آب و زاویه تماس خاک–آب است. در این پژوهش برای بکارگیری مدل AD با استفاده از مدل ون‌گنوختن (VG) برای بیان PSD، روابط زیر جهت ارائه روابط یکتا و پیوسته فیزیکی برای $\theta(h)$ (رابطه [۳]) و $h(\theta)$ (رابطه [۴]) از رابطه [۲] استخراج شدند:

$$\theta(h) = \phi\left(1+\left(\frac{D_g}{2\left(\frac{C_c}{h}\right)^{\frac{2}{3}}\left(\frac{3l_{AD}}{4e}\right)^{\frac{1}{3}}}\right)^{N}\right)^{-M} \qquad [۳]$$

$$h(\theta) = \left(\left(\left(\frac{\theta}{\phi}\right)^{\frac{-1}{M}}-1\right)^{\frac{1}{N}}\frac{2(C_c)^{\frac{2}{3}}}{D_g}\left(\frac{3l_{AD}}{4e}\right)^{\frac{1}{3}}\right)^{\frac{2}{3}} \qquad [۴]$$

که در این روابط M، N و D_g پارامترهای برازش مدل VGبرای PSD می‌باشند. مقدار l_{AD} بهینه نیز به عنوان تابعی از θ یا h به کمک رابطه زیر محاسبه شد:

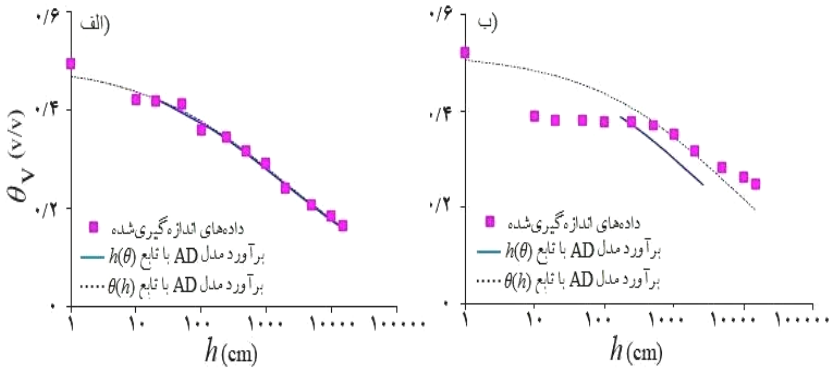
$$l_{AD}(h/\theta) = \left(\frac{D_g}{2\left(\frac{C_c}{h}\right)^{\frac{2}{3}}\left(\frac{3}{4e}\right)^{\frac{1}{3}}\left(\left(\frac{\theta}{\phi}\right)^{\frac{-1}{M}}-1\right)^{\frac{1}{N}}}\right)^{3} \qquad [۵]$$

در این جا مقدار θ و h اندازه‌گیری‌شده از روابط [۳] و [۴] نظیر آن در رابطه [۵] قرار داده شد تا l_{AD} بهینه به عنوان تابعی از θ یا h به‌دست آید. مقادیر l_{AD}بهینه کلی ($l_{AD-overall-best-fit}$) برای هر خاک به‌طور جداگانه نیز از راه کمینه‌کردن مقادیر $\sum\left[Log(h_{measured})-Log(h_{predicted})\right]^2$ و $\sum\left[(\theta_{measured})-(\theta_{predicted})\right]^2$ در Excel

Solver محاسبه شدند. در این جا $\theta_{measured}$ و $h_{measured}$ به‌ترتیب مقدار رطوبت و مکش ماتریک اندازه‌گیری‌شده و $\theta_{predicted}$ و $h_{predicted}$ به‌ترتیب مقدار رطوبت و مکش ماتریک برآوردشده به کمک روابط [۳] و [۴] می‌باشند.

نتایج و بحث

برای برازش مدل AD بر داده‌های اندازه‌گیری‌شده SWCC و ارزیابی SWCC برآوردشده، $\theta(h)$ و $h(\theta)$ را محاسبه کرده و ترسیم شدند. سپس SWCC برآوردشده با اندازه‌گیری‌شده مقایسه شد. نتایج نشان داد که به‌جز در برخی موارد، مدل AD برآوردهای خوبی از SWCC خاک‌های مورد بررسی به‌دست داده و از انعطاف‌پذیری خوبی برخوردار است. هم‌چنین مشاهده شد که در بیش‌تر خاک‌ها، SWCC برآوردشده به کمک توابع $\theta(h)$ و $h(\theta)$ به هم نزدیک‌اند. شکل ۱ نمونه‌هایی از SWCC برآوردشده مدل AD در مقایسه با SWCC اندازه‌گیری‌شده برای دو خاک رسی را نشان می‌دهد. از آن‌جایی‌که اکثر مدل‌های فیزیکی برآورد SWCC یک–تخلخلی بوده و توانایی برآورد SWCC خاک‌های دو–تخلخلی را ندارند، عدم هماهنگی بین SWCC برآوردشده به کمک توابع $\theta(h)$ و $h(\theta)$ با SWCC اندازه‌گیری‌شده (شکل ۱–ب) ممکن است ناشی از دو–تخلخلی‌بودن این خاک‌ها و تفاوت زیاد بین رطوبت اشباع و رطوبت در مکش ماتریک ۱۰ cm (نزدیک اشباع) باشد.



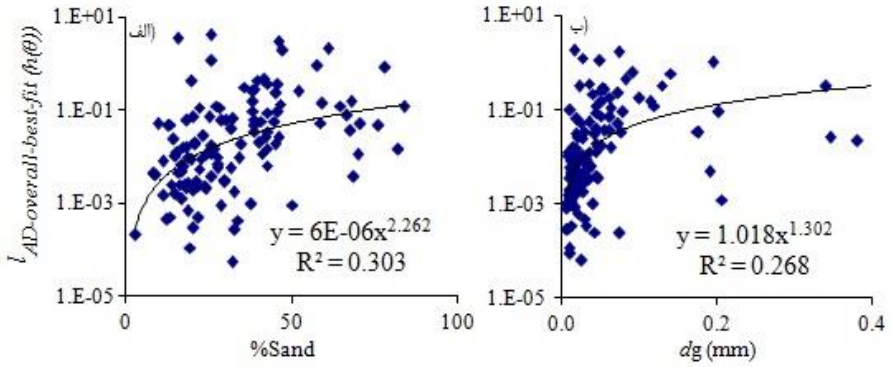
شکل ۱- نمونه‌هایی از برازش‌های مدل AD بر داده‌های اندازه‌گیری‌شده SWCC.

یک ویژگی مدل AD حساسیت کم آن به مقدارپارامتر برازش l_{AD} است.در این پژوهش l_{AD} یک‌بار بر اساس توابع $\theta(h)$ و $h(\theta)$ برای هر خاک به‌طور جداگانه ($l_{AD-overall-best-fit}$) و یک‌بار به‌عنوان تابعی از h یا θ ($l_{AD}(h/\theta)$) در هر مقدار h یا θ اندازه‌گیری‌شده ($l_{AD-best-fit}$) برای هر خاک محاسبه گردید. مشاهده شد که بیش‌تر مقادیر l_{AD} محاسبه‌شده کوچک‌تر از ۰/۱۰ cm (و حتی کوچک‌تر از ۰/۰۱ cm) بودند. آریا و دیرولف (۱۹۹۲) با آزمون ۵ خاک دریافتند که مقدار l_{AD} بین ۰/۳ تا ۱/۵ cm بهترین برآوردها را ایجاد می‌کند و عدد ۱ cm را به‌عنوان مناسب‌ترین مقدار پیشنهاد کردند. در جدول ۱ دامنه، میانگین و انحراف معیار l_{AD} مدل ADبرای خاک‌های مورد بررسی آورده شده است. نتایج هم‌چنین نشان داد که l_{AD} محاسبه‌شده روابط معنی‌داری با ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی داشت. در شکل ۲ روابط بین $l_{AD-overall-best-fit(h(\theta))}$ با درصد شن و میانگین هندسی اندازه ذرات خاک (d_g) آورده شده است. مشاهده می‌شود که با افزایش درصد شن و d_g، مقدار l_{AD} به‌طور غیرخطی افزایش می‌یابد. بنابراین انتظار می‌رود خاک‌های درشت‌بافت l_{AD} بزرگ‌تری داشته باشند که این

به‌نوبه خود منجر به تغییر در $\theta(h)$ و $h(\theta)$ برآوردشده مدل AD خواهد شد. در کل نتایج پژوهش نشان داد که مدل فیزیکی AD در ترکیب با مدل کلی نیمو و همکاران (۲۰۰۷) برآوردهای خوبی از SWCC خاک‌های مورد بررسی به‌دست می‌دهد.

جدول ۱- دامنه، میانگین و انحراف معیار پارامترهای برازش مدل AD.

پارامتر برازش (سانتی‌متر)	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف معیار
$l_{AD-overall-best-fit(h(\theta))}$	۰/۰۰۰۰۶	۱/۸۳۰	۰/۱۱۴	۰/۲۹۵
$l_{AD-overall-best-fit(\theta(h))}$	۰/۰۰۰۰۵	۴/۲۴۲	۰/۲۰۲	۰/۶۲۹
$l_{AD-best-fit}$	۰/۰۰۰۳	۶/۵۱۱	۰/۴۶۲	۱/۰۹۹



شکل ۲- رابطه بین $l_{AD-overall-best-fit(h(\theta))}$ با درصد شن (الف) و میانگین هندسی اندازه ذرات (d_g)(ب).

منابع

۱- حسنی‌پور، ح.، ۱۳۸۸. کاربرد مدل‌های فیزیکی در برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های استان همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا همدان.

۲- مصدقی، م.، ۱۳۸۶. برازش مدل‌های رایج منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی و استخراج توابع انتقالی خاک برای خاک‌های استان همدان. طرح پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا.

3- Arya LM and Dierolf TS, 1992. Predicting soil moisture characteristics from particle-size distributions: Animproved method to calculate pore radii from particle radii. p. 115-124. In. van Genuchten, MThet al. (Eds.) Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Proc. Inter. Workshop. U.S. Salinity Lab. and Dept. Soil and Environ. Sci., Univ. Calif., Riverside.

4- Arya LM and ParisJF, 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristics from particle size distribution and bulk density data. Soil Sci. Soc. Am. J. 45: 1023-1030.

5- NimmoJR, Herkelrath WN and Laguna Luna AM, 2007. Physically based estimation of soil water retention from textural data: General framework, new models, and streamlined existing models. Soil Sci. Soc. Am. J. 6:766-773.

تأثیر نوع و مدیریت های مختلف بقایای گیاهی بر میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها

مراد میرزایی[۱]، مجید محمودآبادی[۲]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی علوم خاک، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

مقدمه

پایداری خاکدانه یک ویژگی اساسی در تعیین حاصلخیزی خاک و مقاومت به فرسایش و تخریب بوده (Six و همکاران، ۲۰۰۰)، و پارامتر پیچیده‌ای است که دامنه وسیعی از خصوصیات خاک، شامل تثبیت کربن، تخلخل خاک، نفوذ آب، تهویه، قابلیت تراکم، نگهداری آب، هدایت هیدرولیکی، مقاومت به فرسایش و جریان های محیطی را تحت تاثیر قرار می‌دهد (An، ۲۰۱۰). بقایای محصول اهمیت قابل توجهی در بحث پایداری خاکدانه دارند. از دیدگاه فیزیکی حضور بقایای گیاهی از نیروی قطرات باران کاسته و اثرات مخرب یخ زدن و ذوب شدن مکرر برف را تعدیل می‌کند و به این صورت به ثبات خاکدانه‌های خاک کمک می‌کند (Kladivko، ۱۹۹۴). از دیدگاه شیمیایی، تجزیه مواد آلی و بقایای گیاهی، موجب آزاد شدن پلی ساکاریدها، ترکیبات هومیکی و موسیلاژها می‌گردد که در پیوستگی ذرات خاک به یکدیگر نقش مثبتی دارند. از دیدگاه بیولوژیک، حضور مواد آلی فعالیت میکروب ها (مثل قارچ ها) و درشت جانداران (مثل کرم‌های خاکی) را تحریک کرده که نتیجه آن افزایش پایداری خاکدانه است (Blanco-Canqui و Lal، ۲۰۰۹a). لذا با توجه به اهمیت بقایای گیاهی بر پایداری خاکدانه تحقیق حاضر به بررسی نوع و مدیریت‌های مختلف دو نوع بقایا شامل کاه و کلش جو و بقایای یونجه بر شاخص میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها[۱] (MWD) می پردازد.

مواد و روش‌ها

این پژوهش در سال زراعی ۹۱-۹۰ در مزرعه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنرکرمان با کاربری زراعی انجام شد. آزمایش‌ها به صورت فاکتوریل در قالب طرح بلوک‌های کاملا تصادفی اجرا شد. تیمارهای مورد مطالعه شامل؛ ۱) سوزاندن بقایا، ۲) مخلوط کردن بقایا با خاک به نسبت یک درصد وزنی، ۳) مخلوط کردن بقایا به نسبت نیم درصد وزنی، ۴) گذاشتن بقایا در سطح و ۵) شاهد (بدون افزودن هیچگونه بقایا) بود. بقایای گیاهی مورد استفاده شامل بقایای جو و یونجه به ترتیب با نسبت‌های C:N ۲۲/۵ و ۱۳/۹ بود که به صورت ماده خشک استفاده شد. در پایان دوره آزمایش نمونه‌برداری از کرت‌های آزمایشی انجام شد. پس از انتقال نمونه‌های خاک به آزمایشگاه، نمونه‌ها در معرض هوا خشک گردید و از الک دو میلی‌متری عبور داده و سپس آزمایشات

۱. Mean Weight Diameter

پایداری خاکدانه در حالت تر به این صورت تعیین شد که در ابتدا از هر نمونه خاک ده گرم به آرامی از زیر اشباع شد و سپس با استفاده از سری الک‌های استاندارد به ترتیب شامل ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱۲۵، ۰/۰۶۳ و ۰/۰۳۸ میلی‌متر به

مدت دو دقیقه در آب شیک گردید (Kemper و Rosenau، ۱۹۸۶). بر مبنای داده‌های این قسمت، شاخص MWD با استفاده از فرمول زیر تعیین گردید.

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} XiWi \qquad [۱]$$

در این معادلات Wi عبارت است از وزن خشک خاکدانه در هر الک بر حسب گرم به وزن کل خاک (۱۰ گرم) و Xi نیز میانگین قطر خاکدانه‌های باقیمانده بر روی هر الک بر حسب میلی‌متر می باشد (Marquez و همکاران، ۲۰۰۴).

نتایج و بحث

میانگین وزنی اندازه خاکدانه (MWD)

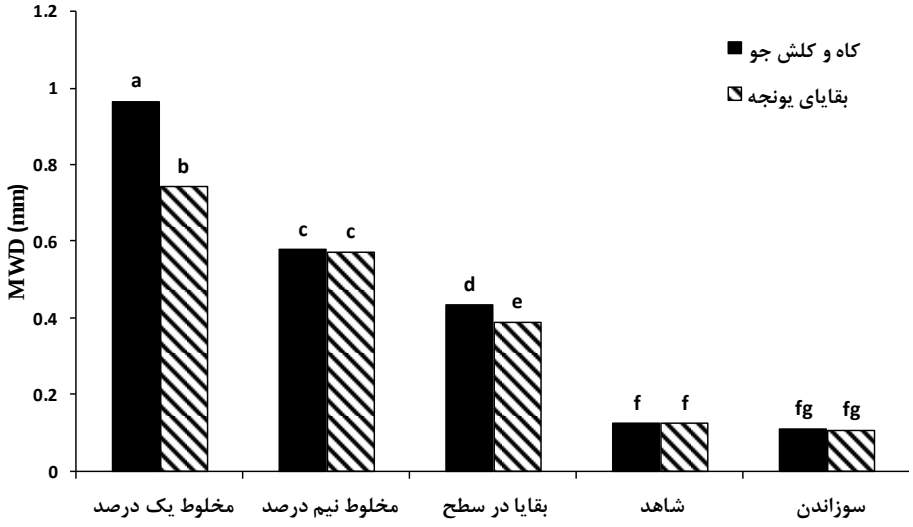
MWD بصورت معنی‌داری (سطح یک درصد) تحت تاثیر نوع بقایا، عملیات مدیریت بقایا و اثرات متقابل این دو قرار گرفت ولی بلوک اثر معنی‌داری بر آن نداشت (جدول ۱). تیمارهای مخلوط نیم و یک درصد و گذاشتن سطحی بقایا باعث افزایش معنی‌دار این ویژگی نسبت به تیمار شاهد شد. در مقایسه با این، تیمار سوزاندن باعث کاهش میزان آن در مقایسه با شاهد گردید ولی تفاوت معنی‌داری نشان نداد. بیشترین میزان افزایش (۸۵ درصد نسبت به شاهد) مربوط به تیمار مخلوط یک درصد کاه و کلش جو بود. تیمار سوزاندن بقایای یونجه نیز بیشترین میزان کاهش (۲۰ درصد نسبت به شاهد) را نتیجه داد (شکل ۱). دلیل افزایش MWD در تیمارهای یاد شده را می‌توان به افزایش ماده آلی نسبت داد. ماده آلی حاصل به عنوان عامل پیوند دهنده ذرات به یکدیگر عمل نموده و در نتیجه باعث ایجاد خاکدانه‌هایی با میانگین وزنی بیشتر می‌شود. از طرفی افزایش میزان این شاخص در تیمار مخلوط یک درصد بقایا نسبت به دو تیمار دیگر را می‌توان به مقدار ماده آلی تولید شده نسبت داد که در تیمار مخلوط یک درصد به دلیل تولید بیشتر ماده آلی میزان این شاخص افزایش بیشتری را نشان داده است. نتایج با نظریات Singh و همکاران (۲۰۰۷) مبنی بر افزایش MWD متاثر از میزان کربن آلی خاک در تطابق است. عنایتی و همکاران (۱۳۸۹) نیز گزارش کردند که با تجزیه بقایای گیاهی جمعیت میکروبی و به دنبال آن فعالیت‌های میکروبی و در نتیجه متابولیت‌های تولید شده بوسیله آن‌ها از جمله پلی‌ساکاریدها و همچنین میسلیوم‌های قارچی افزایش یافته و باعث اتصال ذرات خاک به یکدیگر و تشکیل خاکدانه‌های بزرگتر و در نتیجه افزایش MWD می‌گردد. همچنین دلیل افزایش بیشتر این شاخص در اثر کاربرد کاه و کلش جو در مقایسه با بقایای یونجه را میتوان به نسبت C:N آن‌ها ارتباط داد که در تحقیق حاضر این نسبت در کاه و کلش بیشتر بوده و به تبع باعث تولید بیشتر کربن آلی در خاک

شده و در نتیجه افزایش بیشتر MWD را به دنبال داشته است. به طور خلاصه یافته‌های این پژوهش نشان داد که تیمارهای مخلوط بقایا با خاک و گذاشتن سطحی آن‌ها باعث افزایش شاخص MWD گردید در حالی که تیمار سوزاندن باعث کاهش این شاخص و به تبع کاهش پایداری خاکدانه شد. لذا اعمال مدیریت مناسب بقایای گیاهی جهت بهبود پایداری خاکدانه امری ضروریست.

جدول۱- نتایج تجزیه واریانس تأثیر نوع و مدیریت های مختلف بقایا بر شاخص MWD در حالت تر (اعداد جدول میانگین مربعات (MS) را نشان می‌دهد).

منبع تغییرات	درجه آزادی	MWD
نوع بقایا	۱	۰/۰۰۷۳**
مدیریت	۴	۰/۵۸۸**
نوع بقایا*مدیریت	۴	۰/۲۷۴**
بلوک	۲	۰/۰۰۰۱ns
خطا	۲۲	۰/۰۰۰۵
ضریب تغییرات	–	۶/۴

* معنی‌دار در سطح احتمال پنج درصد. ** معنی‌دار در سطح احتمال یک درصد.ns عدم‌معنی‌داری.



شکل۱- تاثیر متقابل عملیات مدیریت و نوع بقایا بر میزان MWD در حالت تر (مقایسات میانگین در سطح پنج درصد با استفاده از آزمون دانکن انجام شده است).

منابع

۱- عنایتی، ک. روستا، م. ج. و وکیلی ا.، ۱۳۸۹. بررسی آثار جداگانه و توام مواد آلی و معدنی بر اندازه خاکدانه‌ها در یک خاک شور و سدیمی با بافت سیلت لوم. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، شماره ۵۶. صفحه‌های ۸۳ تا ۱۱۲.

2- An S, Mentler A, Mayer H, Blum WEH, 2010. Soil aggregation, aggregate stability, organic carbon and nitrogen in different soil aggregate fraction under forest shrub vegetation on the Loess Plateau, China. Catena 81: 226-233.

3- Blanco-Canqui H, and Lal R, 2009a. Corn stover removal for expanded uses reduces soil fertility and structural stability . Soil Science Society of American Journal.73:418-426.

4- Kemper WD, and Rosenau RC, 1986. Aggregate stability and size distribution. In: Klute, A. (Ed.), Methods of Soil Analysis. ASA and SSSA, Madison, WI: 425-442.

5- Kladivko EJ, 1994. Residue effects on soil physical properties. In: Unger, P. w. (Ed) Managing Klute, A. 1986. Water Retention: Laboratory Methods. 635–666, In: A. Klute, ed., Methods of Soil.

6- Marquez CO, Garcia VJ, Cambardella C, Schultz RC, and Isenhart TM, 2004. Aggregate-size stability distribution and soil stability. Soil Science Society of American Journal. 68: 725-735

7- Singh G, Jalota SK, and Singh Y, 2007. Manuring and residue management effects on physical properties of a soil under the rice-wheat system in Punjab, India. Soil Tillage Research. 94: 229-238.

8- Six J, Elliott ET, Paustian K, 2000. Soil macroaggregate turnover and microaggregate formation: a mechanism for C sequestration under no-tillage agriculture. Soil Biology & Biochemistry 32: 2099–2103.

تغییرات منحنی رطوبتی خاک متأثر از مدیریت‌های مختلف بقایای گیاهی

مراد میرزایی[1]، مجید محمودآبادی[2]، هرمزد نقوی[3]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی علوم خاک، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران
۳- استادیار بخش مهندسی آب و خاک، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی کرمان

مقدمه

منحنی رطوبتی خاک[1] (SMC) از مهمترین خصوصیات هیدرولیکی هر خاک بشمار می‌رود و رابطه بین رطوبت و پتانسیل ماتریک آب خاک را نشان می‌دهد. این منحنی برای تخمین آب قابل دسترس گیاه (Mohammadi و همکاران، ۲۰۱۰)، ظرفیت نفوذ آب (Carrick و همکاران، ۲۰۱۱) و زهکشی و حرکت املاح (Mohammadi و Vanclooster، ۲۰۱۱a) ضروری است. اعمال مدیریت مناسب بقایای محصول پس از برداشت به دلیل تأثیری که بر ماده آلی خاک دارد بر منحنی رطوبتی خاک نیز تأثیرگذار خواهد بود. بقایای گیاهی حاوی مقدار زیاد ماده آلی است و ماده آلی خاصیت جذب آب بالایی دارد، بنابراین افزودن بقایای گیاهی به خاک باعث افزایش چشمگیر ظرفیت نگهداری آب خاک می‌شود (آکف و باقری، ۱۳۸۸). حیدری و همکاران (۱۳۸۹) گزارش کردند که برگرداندن و اختلاط بقایای گیاهی با خاک، در افزایش ماده آلی و بهبود ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک موثر است در حالی که با خارج کردن بقایا از مزرعه، افزایش ماده آلی و بهبود ویژگی‌های فیزیکی و هیدرولیکی خاک مشاهده نمی‌شود. همچنین مشاهده شده که بقایای باقیمانده روی سطح خاک میزان ماده آلی و ظرفیت نگهداری رطوبت خاک را در مقایسه با مخلوط کردن بقایا برای طولانی مدت حفظ می‌کند (Wiedenfeld، ۲۰۰۹ به نقل از Samuels و همکاران، ۱۹۵۲). از این رو پژوهش حاضر به بررسی تأثیر مدیریت‌های مختلف بقایای گیاهی بر تغییر منحنی رطوبتی خاک در شرایط مزرعه‌ای می‌پردازد.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه آزمایشی مزرعه‌ای به صورت فاکتوریل در قالب طرح پایه بلوک‌های کاملاً تصادفی با پنج تیمار و سه تکرار در مزرعه تحقیقاتی دانشگاه شهید باهنر کرمان اجرا گردید.تیمارهای آزمایشی شامل ۱) مخلوط یک درصد بقایای گیاهی با خاک، ۲) مخلوط نیم درصد بقایای گیاهی با خاک، ۳) گذاشتن بقایای گیاهی در سطح خاک، ۴) سوزاندن بقایای گیاهی با خاک و ۵) شاهد (بدون افزودن هیچ نوع بقایا) بود. بقایای مورد استفاده در این تحقیق شامل کاه و کلش جو و بقایای یونجه بود. پس از گذشت نه ماه از اعمال تیمارها، نمونه‌برداری از عمق صفر تا ۲۰ سانتیمتری خاک صورت گرفت. سپس نمونه‌ها از الک دو میلی‌متر عبور داده شد و در نهایت رطوبت نمونه‌های خاک

1. Soil Moisture Curve

با استفاده از دستگاه صفحات فشاری در مکش‌های مختلف شامل صفر، ۰/۳، ۰/۵، ۱، ۵، ۱۰ و ۱۵ بار اندازه‌گیری شد. بعد از تعیین رطوبت وزنی و با استفاده از جرم مخصوص ظاهری، رطوبت حجمی نیز محاسبه گردید.

$$\theta_m = \frac{m_1 - m_2}{m_2} \quad [۱]$$

$$\theta_v = \theta_m \times \rho b \quad [۲]$$

که در آن Θm و Θv به ترتیب رطوبت وزنی و حجمی خاک، m_1 و m_2 به ترتیب وزن خاک مرطوب و خشک شده در آون و ρb نیز جرم مخصوص ظاهری خاک می باشد (Klute، ۱۹۸۶). بر این اساس میزان رطوبت برای هر تیمار در مکش‌های مورد نظر اندازه‌گیری شد. از داده‌های این قسمت از تحقیق برای تهیه منحنی رطوبتی خاک استفاده شد.

جدول۱- نتایج تجزیه واریانس مکش‌های مختلف رطوبتی (اعداد جدول میانگین مربعات (MS) را نشان می‌دهد).

منبع تغییر	درجه آزادی	مکش (بار) ۰	۰/۳	۰/۵	۱	۵	۱۰	۱۵
نوع ماده آلی	۱	۰/۷۴۵^{ns}	۰/۴۹^{ns}	۱/۲۶*	۰/۱۱۷^{ns}	۰/۴^{ns}	۰/۰۲^{ns}	۰/۰۰۰۸^{ns}
مدیریت	۴	۶۸۷/۶۸**	۲۵۶/۹^{ns}	۹۲/۳۲**	۹۴/۴۵**	۹۵/۸۸**	۱۰۰/۶**	۱۴۸/۵۲**
ماده آلی* مدیریت	۴	۰/۳^{ns}	۱۱۵/۶**	۴۲/۳**	۴۲/۵۱**	۴۲/۹۵**	۰/۲۷^{ns}	۰/۰۲۷^{ns}
بلوک	۲	۰/۱۲۸^{ns}	۰/۲۵۳^{ns}	۰/۰۱۸^{ns}	۰/۰۹۴^{ns}	۰/۰۳۸^{ns}	۰/۰۶۴^{ns}	۰/۰۱۵^{ns}
ضریب تغییرات	-	۱/۸	۲/۱۸	۲/۱۱	۳/۲۹	۳/۲۹	۳/۴۶	۱/۸۹

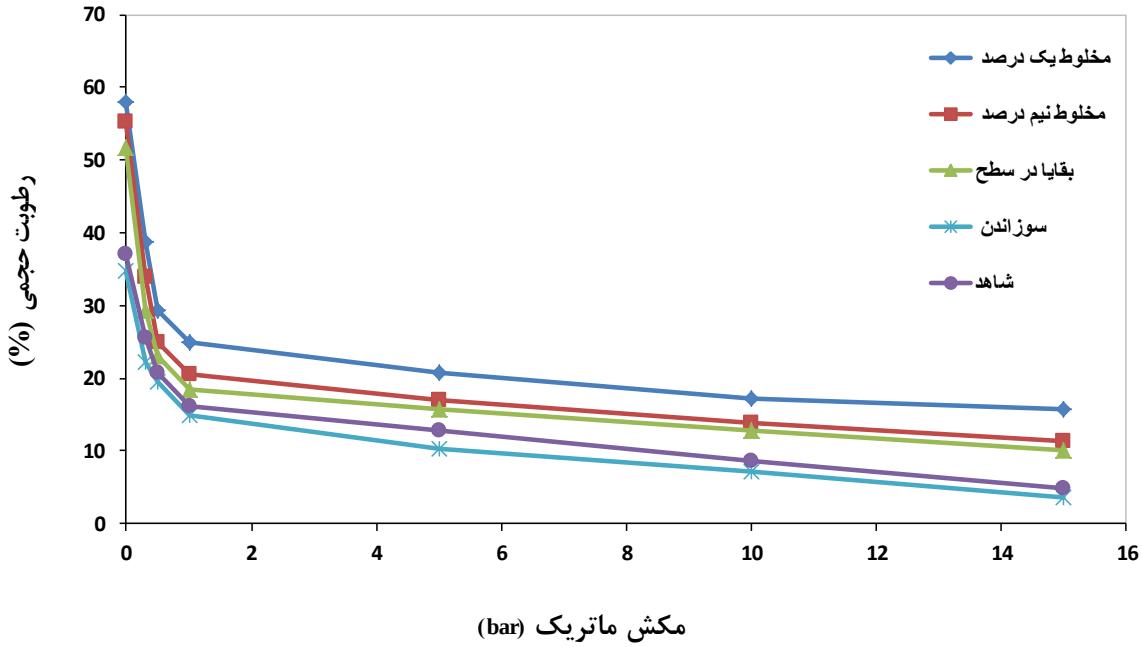
ns عدم معنی‌داری، ** معنی‌دار در سطح احتمال یک درصد، * معنی‌دار در سطح احتمال پنج درصد.

نتایج و بحث

اثر نوع و مدیریت های مختلف بقایای گیاهی بر مکش های مختلف رطوبتی

اثر تیمارهای مختلف مدیریتی در تمام مکش‌های اندازه گیری شده (بجز مکش ۰/۳ بار) در سطح یک درصد معنی دار بود در حالی که اثر نوع بقایا تنها در مکش ۰/۵ بار معنی دار بود (جدول ۱). از طرفی اثرات متقابل مدیریت بقایا و نوع آن نیز تنها بر نقاط ۰/۳، ۰/۵، ۱ و ۵ بار معنی دار (سطح یک درصد) بوده و بر سایر نقاط تاثیری معنی داری نداشت (جدول ۱). همان طوری که در شکل ۱ دیده می‌شود در یک مکش ماتریک یکسان، در بین تیمارهای

مختلف مدیریتی، تیمارهای مخلوط یک و نیم درصد بقایا با خاک و همین طور تیمار گذاشتن سطحی بقایا، درصد رطوبت حجمی بیشتری را نسبت به تیمارهای سوزاندن و شاهد را به دنبال داشت. از طرفی، با افزایش مکش ماتریک، درصد رطوبت حجمی در خاک در بین تیمارهای مختلف مدیریتی کاهش یافته است که این کاهش به ویژه در تیمار سوزاندن شدیدتر بود. همچنین در تیمارهای مخلوط یک و نیم و گذاشتن سطحی بقایا، روند کاهش درصد رطوبت حجمی با شیب ملایم‌تری انجام گرفته است در حالی که در تیمارهای سوزاندن و شاهد، درصد کاهش رطوبت حجمی با افزایش مکش ماتریک، شدیدتر و با شیب تندتر دیده می شود. علاوه بر این در اثر اعمال تیمار مخلوط یک درصد نسبت به سایر مدیریت ها، روند تغییرات منحنی رطوبتی خاک به سمت بالا بوده و توان نگهداشت رطوبت خاک افزایش یافته است.



شکل ۱- تأثیر تیمارهای مختلف مدیریت بقایای گیاهی بر تغییرات منحنی رطوبتی خاک

دلیل این تفاوت‌ها را می‌توان به تغییر ماده آلی و همچنین تغییر ویژگی‌های خاک پس از اعمال مدیریت‌های مذکور نسبت داد. به این صورت که در تیمارهای مخلوط بقایا با خاک و همچنین گذاشتن سطحی آن‌ها ماده آلی خاک افزایش یافته و ماده آلی از یک سو به دلیل خاصیت اسفنجی و توانایی زیاد نگهداری آب و از طرفی به دلیل ایجاد خاصیت چسبندگی بین ذرات سبب افزایش نگهداری آب شده است. اضافه بر این، ممکن است در اثر افزایش ماده آلی، ذرات درشت‌تر تشکیل، پایداری خاکدانه افزایش، تخلخل کل افزایش و همین طور دامنه وسیع‌تری از منافذ ایجاد شود که باعث افزایش سطوح جذب کننده آب خاک می‌شود. Hillel (۱۹۷۱) نیز گزارش کرد که توزیع منافذ،

تأثیر مویینگی و سطح ویژه ذرات از عوامل موثر در حفظ آب تحت مکش است. در تضاد با این، در تیمار سوزاندن، در اثر هدر رفت ماده آلی خاک و به تبع اثرات نامطلوب آن بر خصوصیات ذکر شده رطوبت حجمی خاک در تمام مکش‌ها کاهش یافته و باعث افزایش شیب منحنی آن گردیده است. Are و همکاران (۲۰۰۹) گزارش کردند که نگهداشت آب در دو مکان در عمق ۱۰-۰ سانتی‌متر بعد از عمل سوزاندن کاهش پیدا کرد که کاهش قابل توجه در آب نگهداشته شده بعد از عمل سوزاندن در مکش‌های پایین نسبت به مکش‌های بالا بیشتر بود. نتایج این پژوهش نشان داد که مخلوط کردن بقایای گیاهی با خاک و نگهداری سطحی آن‌ها نسبت به تیمار سوزاندن و شاهد باعث افزایش نگهداری رطوبت در مکش‌های مختلف گردید که دلیل اصلی آن افزایش میزان ماده آلی در تیمارهای مذکور می‌باشد. بنابراین بر طبق یافته‌های این پژوهش می‌توان اذعان نمود که مدیریت صحیح بقایای آلی باعث حفظ رطوبت خاک در مکش‌های مختلف و در نتیجه افزایش آب قابل دسترس گیاه خواهد شد.

منابع

۱- آکف، م. و باقری، ا.، ۱۳۸۸. مدیریت خاک و نقش ماشین‌های کشاورزی بر ویژگی‌های فیزیکی خاک. انتشارات دانشگاه گیلان. صفحه‌های ۳ تا ۲۲.

۲- حیدری ا. ۱۳۸۳. تأثیر مدیریت بقایای گیاهی و عمق شخم بر عملکرد گندم و ماده آلی خاک در تناوب ذرت دانه ای- گندم آبی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد ۵، شماره ۱۹. صفحه‌های ۸۱ تا ۹۴.

3- Are KS, Oluwatosin GA, Adeyolanu OD, and Oke AO, 2009. Slash and bur n effect on soil quality of an Alfisol: Soil physical properties. Soil Tillage Research.103: 4-10.

4- Carrick S, Buchan G D, Almond P, and Smith N, 2011. A typical early-time infiltration into a structured soil near field capacity: The dynamic interplay between sorptivity, hydrophobicity, and air encapsulation. Geoderma. 160: 579– 589.

5- Hillel D, 1971. Soil and water: physical principles and processes. Academic-Press, New York, 288 pages.

6- Klute A, 1986. Method of Soil Analysis. Part 1- physical and mineralogical methods. Second edition. Agronomy No. 9. American Society of Agronomy Inc., Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin, USA.

7- Mohammadi M H, Asadzadeh F, and Vanclooster M, 2010. Refining and unifying the upper limits of the least limiting water range using soil and plant properties. Plant Soil. 334:221–234.

8- Mohammadi M H, and Vanclooste M, 2011a. Analysis of flow rate dependency of solute transport in an undisturbed inceptisol. Vadose Zone Journal. 10: 394–402.

9- Wiedenfeld B, 2009. Effects of green harvesting vs burning on soil properties, growth and yield of sugarcane in south Texas. J. Am. Soc. Sugar Cane Technology.29: 102-109.

اثر کاربرد ورمی‌کمپوست بر پایداری خاکدانه ها در یک خاک آهکی

فاطمه سادات علوی[1]، عبد المجید ثامنی[2] و سید علی اکبر موسوی[3]
۱ *- دانشجوی کارشناسی ارشد، بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۲- دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۳- استادیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

مقدمه

اکثر خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران دارای کمتر از یک درصد ماده آلی هستند. که این مسئله سبب کاهش کیفیت فیزیکی خاک به ویژه از نظر پایداری ساختمان خاک (شیرانی و همکاران، ۲۰۰۲) و موجب مستعد شدن این خاک ها در برابر انواع فرسایش آبی و بادی می شود ضمن اینکه کاربرد ترکیبات آلی در این مناطق سبب بهبود ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و حاصلخیزی خاک می گردد (هارگریوس و همکاران، ۲۰۰۸; کریمی و همکاران، ۲۰۱۲). یکی از ترکیباتی که برای ارتقای کیفیت فیزیکی خاک مختلف خواهد بود، استفاده از ورمی‌کمپوست به عنوان یک کود زیستی آلی است. این کود سبک، حاوی عناصر غذایی متختلف و نسبت کربن به ازت قابل قبول بوده و فاقد هر گونه بو نامطبوع و بذر علف‌های هرز (اتی‌یه و همکاران، ۲۰۰۲) و فعالیت حشرات مزاحم می باشد. فرایند تولید این کود از انواعی از کرم‌های خاکی، به عنوان یک فناوری آسان و دوست‌دار طبیعت صورت می‌گیرد (جبال و همکاران ۲۰۰۱). اگر چه در ارتباط با تأثیر ورمی کمپوست بر رشد و نمو گیاهان مطالعات زیادی انجام شده است (ادوارد و باروس، ۱۹۸۸). اما متاسفانه درخصوص تاثیر ورمی کمپوست بر ویژگی‌های فیزیکی خاک گزارشات اندکی در دست می باشد. از این رو با توجه به اهمیت موضوع هدف از این تحقیق بررسی تاثیر کاربرد ورمی‌کمپوست در زمان های مختلف بر مقدار میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها به روش الک خشک می باشد.

مواد و روشها

برای انجام این پژوهش خاک مورد نیاز از عمق ۳۰-۰ سانتی متری واقع در ایستگاه تحقیقات کشاورزی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در منطقه باجگاه (خاک آهکی با بافت لوم رسی سیلتی) برداشته شد. ورمی کمپوست از آزمایشگاه بیولوژی بخش علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز تهیه و از الک ۲ میلی متری عبور داده شد. آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملاً تصادفی در ۳ تکرار و ۲ تیمار ورمی‌کمپوست(در سه سطح صفر ، ۳۰ و ۶۰ تن در هتکار) و زمان (شامل سه زمان ۳۰ ، ۶۰ و ۱۲۰ روز پس از خوابانیدن) انجام شد. نمونه های خاک تیمار شده در محیط آزمایشگاه در محدوده دمای ۳±۲۵ درجه سانتی‌گراد و با توزین هفتگی در محدوده رطوبت ظرفیت مزرعه نگهداری شد. پس از سپری شدن هر یک از زمان‌های ذکر شده خاک گلدان ها هوا خشک شد سپس پایداری خاکدانه به روش الک خشک به روش چپیل (۱۹۶۲) اندازه گیری شد و میانگین وزنی[1](MWD) و هندسی قطر[2](GMD) خاکدانه ها با استفاده از روابط

[1] Mean Weight Diameter
[2] Geometric Mean Diameter

زیر محاسبه گردید. برای این منظور ۵۰۰گرم از خاک هر تیمار وزن شد و بر روی سری الک‌های استاندارد شامل الک های با قطر سوراخ 4 ،3/35، 2/8، 2/36، 1/7، 1/18، 0/85، 0/71، 0/3، 0/212و 0/106 میلی متر قرار داده و به مدت ۱۰ دقیقه تکان داده شد.

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} XiWi \quad (۱)$$

$$GMD = e^{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Wi \times \log Xi)}{\sum_{i=1}^{n} Wi}} \quad (۲)$$

که در آن Wi از تقسیم وزن خاکدانه های باقیمانده روی هر الک به وزن کل نمونه به دست می آید و Xi میانگین قطر هر گروه اندازه ای خاکدانه ها است.

تجزیه و تحلیل آماری داده های اندازه گیری شده با استفاده از نرم افزار SAS و با به کارگیری آزمون LSD در سطح آماری 5 درصد انجام شد.

نتایج و بحث

جدول ۱ اثر کاربرد ورمی کمپوست بر میانگین وزنی قطر خاکدانه ها در زمان های مختلف پس از کاربرد را نشان می دهد. میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها با کاربرد ۳۰ و ۶۰ تن ورمی‌کمپوست در هکتار به طور معنی داری به ترتیب به میزان ۸/۰۹ و ۲۸/۹۰ درصد در مقایسه با شاهد کاهش یافت. هرچند کاهش میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها با کاربرد ۳۰ تن ورمی‌کمپوست در هکتار اندک است. به طور کل ورمی‌کمپوست سبب کاهش میانگین وزنی قطر خاکدانه ها می شود. شاید دلیل این پدیده پ‌هاش قلیایی ورمی‌کمپوست باشد. زیرا افزایش پ‌هاش با افزایش تراکم بار منفی رس ها و مواد آلی سبب افزایش نیروی دافعه بین رس‌ها و افزایش ضخامت لایه دو گانه پخشیده شده و سبب پراکنش رس ها و کاهش پایداری می شود. در تحقیقات متعددی گزارش شده است که بین میانگین وزنی قطر خاکدانه ها و پ‌هاش رابطه منفی وجود دارد .(کرن و سینجر، ۱۹۹۰؛ رنگاسمی و السن، ۱۹۹۱). اصغری و همکاران (۲۰۰۹) در مطالعات خود درباره‌ی تاثیر کاربرد ۴ ماده آلی ازجمله لجن فاضلاب و ورمی‌کمپوست بر پایداری خاکدانه‌ها به این نتیجه رسیدند که کاربرد لجن فاضلاب و ورمی‌کمپوست تاثیر معنی داری بر پایداری خاکدانه‌ها نداشتند و تغییر محسوسی را ایجاد نمی‌کنند. پاگلی و همکاران (۱۹۸۱) نیز نشان دادند که کاربرد ۵۰ تن در هکتار لجن فاضلاب ، کودگاوی و کمپوست در خاک لوم شنی در ۲ سال متوالی تاثیر مشخصی بر خاکدانه های ۱-۲ میلیمتری در زمان‌های مختلف پس از خوابانیدن نداشته است. این در حالیست که موسوی و رئیسی (۱۳۸۹) گزارش کردند که تلقیح خاک با کرم‌خاکی میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها را به طور معنی‌داری افزایش می دهد.

در این پژوهش میانگین وزنی قطر خاکدانه ها با گذشت ۶۰ و ۱۲۰ روز پس از خوابانیدن به ترتیب به میزان ۵/۸۸ و ۲۷/۶۴ درصد در مقایسه با ۳۰ روز کاهش یافت. هرچند این کاهش از نظر آماری اندک بود. شاید وجود ترکیبات قابل تجزیه در ورمی‌کمپوست سبب این تغییرات باشد که از همان ابتدا به وسیله ریز جانداران تجزیه شده و با گذشت زمان و کاهش مقدار ترکیبات قابل تجزیه و افزایش مقدار ترکیبات مقاوم به تجزیه تأثیرات سودمند آن نیز بر پایداری خاکدانه کمترشده است. روستا و همکاران (۱۳۸۹) در بررسی آزمایشگاهی بر تأثیر افزودن ترکیبات معدنی و مواد آلی بر

میانگین وزنی قطر خاکدانه ها در یک خاک شور سدیمی به نتایج مشابهی رسیدند به طوری که اثرات تیمار کاه و کلش به میزان یک درصد وزنی بر میزان میانگین وزنی قطر خاکدانه ها پس از یک ماه و چهار ماه روند افزایشی و پس از آن روند کاهشی داشت .

جدول ۲ اثر کاربرد ورمی‌کمپوست بر میانگین هندسی قطر خاکدانه ها را در زمان های مختلف خوابانیدن نشان می‌دهد. کاربرد ورمی‌کمپوست اثر معناداری بر میانگین هندسی قطر خاکدانه ها نداشت . این در حالی است که میانگین هندسی قطر خاکدانه ها با گذشت۶۰ روز پس از خوابانیدن در مقایسه با ۳۰ روز پس از خوابانیدن به طور معنی داری به میزان 15/5 درصد کاهش یافت در حالی که با گذشت ۱۲۰ روز از زمان خوابانیدن میانگین هندسی قطر خاکدانه ها در مقایسه با ۳۰ روز به مقدار بسیار اندکی افزایش یافت و به مقدار میانگین هندسی قطر خاکدانه ها پس از ۳۰ روز نزدیک شد. هرچند این افزایش (اختلاف) از نظر آماری معنی دار نبود. این در حالیست که علوی و همکاران (۱۳۹۱) افزایش میانگین هندسی قطر خاکدانه ها را پس از گذشت زمان از کاربرد سطوح مختلف لجن فاضلاب را بر یک خاک آهکی گزارش کردند. شاید در توجیه این اختلافات بتوان بیان کرد که فعالیت میکروب‌های بومی خاک تحت تاثیر شرایط رطوبتی و حرارتی مختلف قرار گرفته و در نتیجه ترشحات آن ها و اثر آن بر پایداری خاکدانه ها در زمان های مختلف متفاوت است هیلل (۱۹۹۸).

جدول۱- مقایسه اثر کاربرد سطوح مختلف ورمی کمپوست بر میانگین وزنی قطر خاکدانه ها (میلی متر) در زمان های مختلف خوابانیدن

	خوابانیدن (روز)			
سطح (تن در هکتار)	30	60	120	میانگین
0	1/79 ab*	1/27 bc	2/12 a	1/73 A
30	1/77 ab	1/40 bc	1/59 abc	1/59 AB
60	1/55 abc	1/02 c	1/10 bc	1/23 B
میانگین	1/70 A	1/60 AB	1/23 B	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشابه نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد با آزمون LSD اختلاف معنی دار ندارند

جدول ۲- مقایسه اثر کاربرد سطوح مختلف ورمی‌کمپوست بر میانگین‌هندسی‌قطرخاکدانه‌ها (میلی‌متر) در زمان‌های مختلف خوابانیدن

	خوابانیدن (روز)			
سطح(تن در هکتار)	30	60	120	میانگین
0	0/95 abc*	0/82 bcd	1/07 a	0/95 A
30	0/98 ab	0/88 bcd	0/95 abc	0/94 A
60	0/97 abc	0/76 d	0/79 cd	0/84 A
میانگین	0/97 A	0/82 B	0/94 A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشابه نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد با آزمون LSD اختلاف معنی دار ندارند

منابع

روستا.م.ج.، ک.عنایتی.،آ.وکیلی.، ۱۳۸۹. بررسی آزمایشگاهی تأثیر افزودن ترکیبات معدنی و مواد آلی بر میانگین وزن - قطر خاکدانه ها در یک خاک شور - سدیمی.، مجله پژوهشهای خاک (علوم خاک و آب).، جلد بیست و چهارم. شماره ۳.

علوی، ف.س. ، ع، ثامنی.،س،ع،ا، موسوی.، ۱۳۹۱. اثر کاربرد لجن فاضلاب بر پایداری خاکدانه ها در یک خاک آهکی . اولین کنفرانس ملی راهکارهای دستیابی به توسعه پایدار. تهران

Asghari Sh., Neyshabouri M.R., Abbasi F., Aliasgharzad N., and oustan S. 2009. The effects of four organic soil conditioners on aggregate stability, pore size distribution, and respiration activity in a sandy loam soil. Turkish Journal of Agriculture and Forestry. 33:47-55.

Atiyeh RM, Lee Edward CA, Arancon NQ, Metzger JD (2002b). The_ influence of humic acids derived from earthworm- processed organic wastes on plant growth. Bioresour. Technol., 84: 7-14.

Edwards CA, Burrows I (1988). The potential of earthworm composts asplant growth media. In: Edwards CA, Neuhauser E, (Eds), Earthwormsin Waste and Environmental Management. SPB AcademicPress. The Hague , The Netherlands, pp. 21-32.

Hargreaves, J. C., M. S. Adl, P. R. Warman. 2008. A review of the use of composted municipal solid waste in agriculture. Agric. Ecosyst. Environ., 123: 1–14.

Hillel, D. 1998. Environmental soil physics. Academic Press, New York.

Jeybal, H. and G. kupposwany. 2001. Recycling of organic wastes for the production of vermicompost and its vosponsec in rice-legume cropping system and soil fertility. Eurupean J. Agron. 15:153-170.

Karimi, A., M,Homaee.S, Afzalinia.H,Ruhipour.S, Basirat. 2012. Organic resource management: Impact on soil aggregate stability and other soil physico-chemical properties. Agriculture, Ecosystems and Environment 148 (22-28).

Keren, R., and Singer, M.J. 1990. Effect of pH on permeability of clay-sand mixture containing hydroxy polymers. Soil Sci. Soc. Am. J. 54: 1310-1315.

Pagliai, M., G. Guidi, M. La Marca, M. Giachetti and G. Lucamante.1981. Effects of sewage sludges and composts on soil porosity and aggregation. J. Environ. Quality. 10: 556-561.

Rengasamy, P., and Olsson, K.A. 1991. Sodicity and soil structure. Aust .J.Soil Res. 29: 935-952.

Shirani H., Hajabbasi M.A., Afyuni M., and Hemmat A. 2002. Effect of farmyard and tillage systems on soil physical properties and corn yield in central Iran. Soil & Tillage Research. 68: 101-108.

نقش تغییرات زمانی شدت بارندگی در اثر مقیاس کرت‌های رواناب

فرخ اسدزاده[۱]، منوچهر گرجی[۲]، علیرضا واعظی[۳]

۱- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه ارومیه
۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۳- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه زنجان

مقدمه

تحقیقات مربوط به حفاظت خاک در دامنه‌ی وسیعی از مقیاس‌های مکانی صورت می‌پذیرد که در این زمینه اهداف مطالعه و امکانات موجود یکی از عوامل اصلی تعیین کننده‌ی مقیاس مطالعه در این گونه تحقیقات می‌باشد. کرت‌های رواناب به دلیل این که عموما ابعاد کمی داشته و قابلیت کنترل شرایط در آن‌ها بیشتر است، یکی از پرکاربردترین ابزارهای مورد استفاده در تحقیقات حفاظت خاک می‌باشند (بایوکس‌فایوس و همکاران، ۲۰۰۶). تحقیقاتی که در قالب کرت‌های رواناب صورت می‌گیرد از نظر مقیاس مکانی و یا به عبارت دیگر ابعاد کرت دارای تنوع زیادی می‌باشند. اما مطالعات متعدد نشان می‌دهد که نتایج به دست آمده از این کرت‌ها به شدت وابسته به ابعاد و یا به عبارت دیگر مقیاس مکانی آن‌ها است (ریکسون، ۲۰۰۶). نتایج اندازه‌گیری‌های متعدد نشان می‌دهد که غالبا با افزایش مقیاس مکانی کرت‌های رواناب، حجم رواناب اندازه‌گیری شده در واحد سطح کاهش می‌یابد که در منابع مختلف از این پدیده به عنوان اثر مقیاس یاد می‌شود (پارسونز و همکاران، ۲۰۰۶؛ باگارلو و فرو، ۲۰۱۰). بررسی منابع نشان می‌دهد که به رغم اهمیت اثر مقیاس نقش آن در کرت‌های رواناب کم‌تر مورد بررسی قرار گرفته است. با توجه به اینکه اثر مقیاس و به ویژه شدت و ضعف این اثر در شرایط مختلف می‌تواند تحلیل‌های ناشی از اندازه‌گیری‌های تجربی را تحت تاثیر قرار دهد، بررسی نحوه‌ی تغییرات این اثر حائز اهمیت است. از این رو در این مطالعه تلاش شده تا تاثیر تغییرات زمانی شدت بارندگی بر اثر مقیاس کرت‌های رواناب در شرایط طبیعی مورد مطالعه قرار گیرد.

مواد و روش‌ها

این مطالعه در ایستگاه تحقیقاتی حفاظت آب و خاک دانشگاه تهران واقع در منطقه کوهین استان قزوین و در موقعیت جغرافیایی ″۲۲ ،′۲۲ ، °۳۶ عرض شمالی و ″۰۰ ،′۳۵ ، °۴۹ عرض شرقی انجام شد.

با توجه به این که هدف از این مطالعه، بررسی اثر مقیاس مکانی بود، بنابراین تعداد هفت کرت با ابعاد مختلف شامل طول‌های ۲، ۵، ۱۰، ۱۵، ۲۲/۱، ۲۵ و۳۰ متر و به ترتیب عرض‌های ۱، ۱، ۱/۲، ۱/۶، ۱/۸۳، ۲ و ۲/۴ متر در یک شیب یکنواخت ۹ درصد احداث گردید. طی دوره تحقیق، به مدت یک سال (از شهریور ماه ۱۳۸۹ تا تیر ماه ۱۳۹۰) کرت‌ها به صورت آیش بوده و مدیریت آن‌ها مشابه با مدیریت کرت استاندارد USLE قرار گرفت (ویشمایر و اسمیت، ۱۹۷۸). در این دوره پس از هر رخداد بارش منجر به رواناب، حجم رواناب داخل مخازن واقع در انتهای کرت‌ها به صورت دستی و با استفاده از اشل‌های واسنجی شده اندازه‌گیری شده و همزمان ویزگی‌های رخداد منجر

به رواناب نیز با استفاده از سامانه باران‌سنجی واقع در داخل ایستگاه به دست آمد. حجم رواناب به دست آمده برای هر کرت بر مساحت آن تقسیم شده و مقدار رواناب در واحد سطح بر حسب میلی‌متر محاسبه شد.

نتایج و بحث

در طول مدت تحقیق از تعداد ۳۹ رخداد بارندگی، ۹ رخداد منجر به تولید رواناب در کرت‌ها شد. که ویژگی‌های مربوط به این رخدادها در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱- ویژگی‌های رخدادهای باران منجر به رواناب طی دوره مطالعه

علامت اختصاری	تاریخ	ارتفاع بارندگی (mm)	شدت متوسط (mmh^{-1})	حداکثر شدت ۳۰ دقیقه‌ای (mmh^{-1}) I_{30}	انرژی جنبشی ($MJha^{-1}$)	E ($MJha^{-1}$)
EK1	۱۳۸۹/۱۲/۱۸	۱۱/۸	۱/۶۹	۸/۴	۲/۰۲	۱۶/۹۶
EK2	۱۳۹۰/۰۱/۰۴	۶/۹	۰/۸۶	۲/۴	۰/۹۲	۲/۲۰
EK3	۱۳۹۰/۰۱/۱۸	۱۵/۵	۱/۶۳	۳/۶	۲/۲۶	۸/۱۳
EK4	۱۳۹۰/۰۲/۰۱	۱۱/۲	۴/۴۸	۹/۶	۲/۰۸	۱۹/۹۶
EK5	۱۳۹۰/۰۲/۰۲	۶/۶	۱/۴۷	۲/۴	۰/۹۲	۲/۲۰
EK6	۱۳۹۰/۰۲/۰۶	۶/۴	۱/۸۳	۹/۶	۱/۱۸	۱۱/۳۲
EK7	۱۳۹۰/۰۲/۱۳	۴/۲	۴/۲۰	۸/۰۰	۰/۸۱	۶/۴۸
EK8	۱۳۹۰/۰۲/۱۴	۱۲/۲	۶/۱۰	۱۶/۴	۲/۵۰	۴۰/۸۸
EK9	۱۳۹۰/۰۲/۱۸	۱۲/۴	۳/۵۴	۲۱/۴	۲/۷۳	۵۸/۵۷

بررسی رابطه‌ی ابعاد کرت با مقدار رواناب تولید شده در واحد سطح نشان داد که از بین روابط رگرسیونی مختلف، رابطه‌ی توانی به خوبی تغییرات مقدار رواناب را در مقابل تغییرات ابعاد کرت پیش‌بینی می‌نماید. بنابراین از معادله‌ی زیر که در واقع تبدیل خطی معادلات توانی می‌باشد، به منظور پیش‌بینی تغییرات رواناب در مقابل تغییرات مساحت کرت، برای هر رخداد استفاده شد:

$$\log R_{ue_i} = a_{Re_i} + b_{Re_i} \log A \qquad [۱]$$

در این معادله A، مساحت کرت بر حسب مترمربع، R_{uei}، میانگین رواناب در واحد سطح (میلی‌متر)، a_R و b_R ضرایب ثابت معادله برای رخداد e_i می‌باشند. مقادیر مربوط به ضرایب حاصل از برازش رابطه فوق بر داده‌های به دست آمده از هر رخداد در کرت‌های با ابعاد مختلف در جدول ۲ ارائه شده است.

مرور اجمالی نتایج جدول ۲ نشان می‌دهد که معادله‌ی توانی مذکور با دارا بودن ضریب تبیین بالا، به خوبی قابلیت پیش‌بینی روند تغییرات رواناب در واحد سطح کرت‌های با محدوده‌ی مساحت‌های ۲ تا ۷۵ مترمربع را دارد. با توجه به نتایج جدول ۲ می‌توان گفت که به دلیل منفی بودن ضریب b_R به عنوان شیب معادله، با افزایش ابعاد کرت مقدار رواناب در واحد سطح اندازه‌گیری شده کاهش می‌یابد. که این امر باگزارش‌های قبلی برخی از محققین نظیر باگارلو و فرو (۲۰۱۰) و پارسونز و همکاران (۲۰۰۶) مطابقت دارد. اما نکته حائز اهمیت در این زمینه این است که مقدار ضریب b_R برای رخدادهای مختلف متفاوت بوده و در دامنه‌ی ۰/۲۲۵- و ۰/۳۹۳- قرار دارد. این امر نشان می‌دهد که به رغم روند کاهشی مقدار رواناب با افزایش ابعاد کرت در تمامی رخدادها، شدت و ضعف این کاهش در

رخدادهای مختلف متفاوت است. به عبارت دیگر اگر ضریب مذکور را به عنوان شاخصی از اثر مقیاس در نظر بگیریم، با افزایش قدر مطلق این ضریب، شدت کاهش مقدار رواناب با افزایش ابعاد کرت بیشتر شده و در نتیجه اثر مقیاس تشدید می‌شود. از این رو همان گونه که در جدول ۲ قابل مشاهده است، اثر مقیاس در رخداد EK2 حداقل و در رخداد EK9 حداکثر می‌باشد.

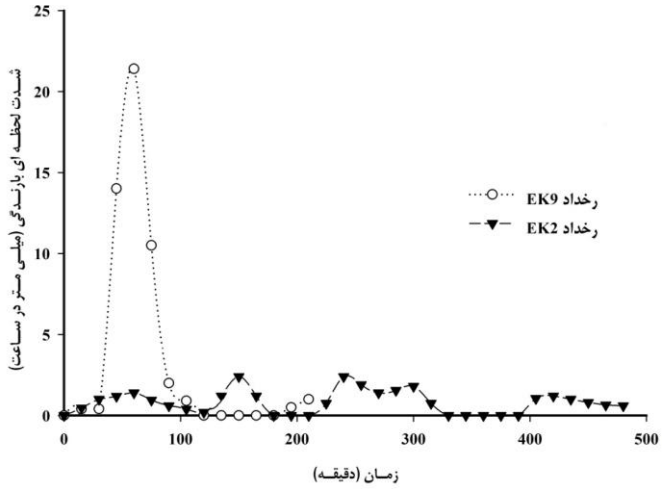
جدول ۲- ضرایب معادله توانی رابطه بین رواناب در واحد سطح و مساحت کرت

شماره رخداد	$\log R_{ue_i} = a_{Re_i} + b_{Re_i} \log A$		R^2	p value
	a_{Re_i}	b_{Re_i}		
EK1	۰/۹۳۸	-۰/۳۶۷	۰/۹۸	<۰/۰۰۱
EK2	-۰/۰۳۶	-۰/۲۲۵	۰/۹۱	<۰/۰۰۱
EK3	۰/۷۵۷	-۰/۲۹۸	۰/۹۷	<۰/۰۰۱
EK4	۱/۰۱۸	-۰/۳۷۰	۰/۸۹	<۰/۰۰۱
EK5	-۰/۱۳۰	-۰/۲۴۶	۰/۹۷	<۰/۰۰۱
EK6	۰/۵۴۵	-۰/۳۲۰	۰/۹۳	<۰/۰۰۱
EK7	۰/۰۳۴	-۰/۲۲۶	۰/۹۶	<۰/۰۰۱
EK8	۱/۰۸۶	-۰/۳۸۱	۰/۹۳	<۰/۰۰۱
EK9	۱/۱۴۶	-۰/۳۹۳	۰/۹۳	<۰/۰۰۱

با توجه به اینکه رخدادهای EK2 و EK9 را می‌توان به عنوان رخدادهای با حداقل و حداکثر میزان اثر مقیاس در نظر گرفت، در ادامه به منظور بررسی اثر نوسانات شدت بارندگی بر شدت و ضعف اثر مقیاس، داده‌های این دو رخداد مورد مقایسه قرار گرفت. برای این منظور تغییرات زمانی شدت بارندگی در طول زمان بارش برای این دو رخداد محاسبه شده و در شکل ۱ نشان داده شده است. نتایج نشان داد که شدت بارندگی در طول زمان بارش برای رخداد EK9 به عنوان رخدادی که در آن بیشترین مقدار اثر مقیاس مشاهده شده است، در مقایسه با سایر رخدادها بسیار زیاد است و به همین ترتیب تغییرات شدت بارندگی در طول زمان برای رخداد EK2 به عنوان رخداد با کمترین میزان اثر مقیاس در مقایسه با سایر رخدادها ناچیز است.

بنابراین می‌توان گفت که در رخدادهایی که شدت اثر مقیاس در آن‌ها زیاد است، نوسانات شدت بارندگی در طول زمان بارش زیاد بوده و شدت‌های بالا به صورت پالس‌های کوتاه مدت به وقوع پیوسته‌اند. وقوع شدت‌های بالا به صورت پالس‌های کوتاه در طول مدت بارندگی سبب می‌شود که در کرت‌های کوچک به دلیل کوتاه بودن مسیر پیمایش جریان آب، حجم رواناب به سرعت افزایش یابد در حالی که در کرت‌های بزرگ به دلیل طولانی بودن مسیر حرکت آب تا خروجی، همه‌ی رواناب ایجاد شده توسط پالس مذکور به انتهای کرت نرسیده و در نتیجه در کرت‌های بزرگ حجم رواناب، افزایش کمتری نسبت به کرت‌های کوچک داشته باشد و این امر سبب می‌شود که اختلاف بین کرت‌های بزرگ و کوچک بیشتر شود. به عنوان نمونه همان‌گونه که در شکل ۱ قابل مشاهده است، تغییرات شدت بارندگی در طول زمان بارش برای رخداد EK9 به عنوان رخدادی که حداکثر مقدار شاخص اثر مقیاس را در ایستگاه کوهین به خود اختصاص داده است، زیاد بوده و بین ۰/۴ تا ۲۱/۴ میلی‌متر در ساعت است. در این رخداد شدت ۲۱/۴

میلی‌متر در ساعت در یک بازه‌ی زمانی بسیار کوتاه (در حدود ۱۰ دقیقه) اتفاق افتاده و در نتیجه سبب ایجاد یک پالس با حجم قابل توجهی از رواناب شده است که این پالس رواناب در کرت‌های کوچک به خروجی کرت رسیده ولی در کرت‌های بزرگ به خروجی کرت نرسیده است و در نتیجه تفاوت بین نتایج کرت‌های کوچک و بزرگ در این رخداد نسبت به سایر رخدادها بیش‌تر شده است. در حالی که تغییرات شدت در طول مدت بارندگی برای رخداد EK2 بسیار اندک بوده و بین ۰/۲ تا ۲/۴ میلی‌متر بر ساعت است. این نتایج، تئوری ارائه شده توسط وین‌رایت و پارسونز (۲۰۰۲) مبنی بر تاثیر الگوی غیر یکنواخت بارش بر روی اثر مقیاس را تایید می‌کند. وین‌رایت و پارسونز (۲۰۰۲) بر اساس شبیه‌سازی عددی رواناب در شیب‌های با طول مختلف، بیان داشته‌اند که طی رخدادهای طبیعی به علت نوسانات زیاد بارش در طول زمان، بروز شدت‌های بالا به مدت کوتاه بسیار محتمل بوده و در نتیجه امکان تشکیل پالس‌هایی از رواناب در شیب‌های کوتاه وجود دارد. از این رو آن‌ها اظهار می‌دارند که تغییرات زمانی شدت بارش می‌تواند اثر مقیاس در طول دامنه را به شدت دستخوش تغییر نماید.



شکل ۱- تغییرات شدت بارندگی در طول زمان بارش برای دو رخداد EK2 و EK9

منابع

Bagarello V, Ferro V, 2010. Analysis of soil loss data from plots of differing length for the Sparacia experimental area, Sicily, Italy. Biosystems Eng. 105:411-422.

Boix-Fayos C, Martínez-Mena M, Arnau-Rosalén E, Calvo-Cases A and Castillo V, 2006. Measuring soil erosion by field plots: Understanding the sources of variation. Earth Sci. Rev. 78:267–285.

Parsons AJ, Brazier RE, Wainwright J and Powell DM, 2006. Scale relationships in hillslope runoff and erosion. Earth Surf. Process. Landforms. 31:1384–1393.

Rickson R J, 2006. Management of Sediment Production and Prevention in River Catchments: a Matter of Scale?. In: Owens PN and Collins AJ, (eds), Soil Erosion and Sediment Redistribution in River Catchments. CAB International, pp. 228-238.

Wainwright J, Parsons AJ, 2002. The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients. Water Resour. Res. 38(12).127 (1-10). DOI: 10.1029/2000WR000188

Wischmeier WH, Smith DD, 1978. Predicting Rainfall-Erosion Losses: A Guide To Conservation Planning. U.S. Department of Agriculture. Agriculture Handbook. NO, 537.

مقدار فرسایش ایجاد شده و رابطه آن با نوع استفاده از اراضی

ابوالحسن مقیمی[1]، یعقوبعلی کرمی[1]، یعقوب حسینی[1]، مریم قریشی [2]

۱- **اعضای هیات علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی هرمزگان**

۲- **کارشناس ارشد مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی هرمزگان**

مقدمه :

بی شک فرسایش یک فرایند طبیعی است که بدلیل استفاده نادرست انسان از اراضی میزان آن افزایش می یابد نوع بهره برداری از اراضی و فرسایش با یکدیگر رابطه مستقیم دارند. در صورتیکه از اراضی استفاده نامعقول بعمل آید، میزان فرسایش بشدت افزایش پیدا می کند(مورگان، ۱۳۶۸) طبق نظریه کاساس ، فرسایش ، بیابان زایی و آلودگی اراضی بواسطه استفاده غیر منطقی از زمین اتفاق می افتد . تبدیل اراضی از یک نوع استفاده به استفاده دیگر بدون توجه به قابلیت کاربری آنها میزان فرسایش را تا هزار برابر درروی کره زمین بالا برده است (کاساس، ۱۹۸۳). در مطالعات مختلف این موضوع نشان داده شده است که بر اثر تغییر کاربری اراضی و چرای بیش از حدو شخم و شیار غلط اراضی شیبدار و لخت بودن سطح آنها در شروع فصل بارندگی و افزایش سطوح اراضی دیم ناشی از کاهش سطوح مرتعی و سطوح جنگل بار مطلق سالیانه افزایش پیداکرده است (ملاحسینی، ۱۳۷۸) آنچه مسلم است این است که میزان فرسایش خاک رابطه تنگاتنگی با کاربری زمین دارد و فعالیتهای انسان با تاثیر بر روی فاکتور کاربری اراضی اثر معنی داری روی تمام فرآیندهای فرسایش از جمله نوع و شدت فرسایش و در نهایت روی رسوب تولیدی حوزه های. آبخیزدارد (محمودزاده، ۱۳۷۶) در مطالعه ای در حوزه آبخیز چهل گزی سنندج نشان داده شد که اراضی زراعی منطقه مورد مطالعه بدلیل قرا گرفتن در شیب های بالا ، بازده بسیار کم محصول ، کمبود هوموس خاک ، کوچک بودن قطعات زراعی و پراکندگی آنها ، شیوه های نادرست و سنتی کشت وکار، استعداد و قابلیت کشاورزی را ندارند و کشاورزان منطقه با انجام این نوع کشاورزی ، موجبات فرسایش خاک و نابودی امکانات کشاورزی را فراهم می سازند(چپی، ۱۳۸۰)

هدف از این تحقیق مقایسه رسوب ایجاد شده براثر استفاده های مختلف (استفاده در حال حاضر و نوع توصیه شده) با استفاده از مدل EPM می باشد که این مدل برای این مناطق مناسب تشخیص داده شده است (زنجانی جم، ۱۳۸۲).

مواد و روشها

موقعیت منطقه مورد مطالعه : حوزه آبخیز گاوه رود شامل قسمتی از زیر حوزه رودخانه های سیروان ، زیمکان در حوزه رودخانه های مرزی غرب کشور می باشد که در حد فاصل ۴۷ تا ۴۸ درجه طول شرقی و ۴۵ ۳۴ تا ۳۵ درجه عرض شمالی واقع شده است . مساحت این حوزه معادل ۲۰۸۱ کیلومتر مربع، حداکثر ارتفاع از سطح دریای آزاد ۳۲۶۲ متر و حداقل آن ۱۵۰۰ متر میباشد. متوسط بارندگی حوزه با توجه به ایستگاههای موجود ۳۵۰ میلیمتر در سال و متوسط درجه حرارت سالانه حدود ۱۱ درجه سانتیگراد میباشد . در این تحقیق ابتدا نقشه های شیب ، همباران ، همدما ، سنگ شناسی ، کاربری اراضی فعلی و خاک به منظور پیاده کردن مدل EPM در حوزه مذکور تهیه گردیدند . مدل EPM در طی ۲۰ سال تحقیق توسط متخصصین یوگسلاوی سابق به منظور

برآورد فرسایش و رسوب و در سال ۱۹۸۸ در کنفرانس بین المللی رژیم رودخانه ارائه گردید (گاوریوریک، ۱۹۸۸) پس از تهیه و تکمیل نقشه های فوق الذکر با استفاده از تفسیر عکس های هوایی و تصاویر ماهواره ای و بررسیها و بازدیدهای صحرایی نقشه اشکال فرسایشی در اجزاء و واحدهای اراضی حوزه تهیه شد. در مدل EPM از تلفیق نقشه های سنگ شناسی ، خاک ، ویژگیهای توپوگرافی همراه با اقلیم عوامل طبیعی بوده و تحوه بهره برداری از اراضی عامل انسان (غیر طبیعی) میباشد با توجه به اطلاعات جمع آوری شده از هر حوزه و امتیاز دهی به عوامل مورد مطالعه بر اساس جداول پیش بینی شده ابتدا ضریب شدت فرسایش استفاده از فرمول (Z $Z=Y.Xa(\varphi+I)^{0.5}$: ضریب شدت فرسایش y= ضریب مقاومت سنگ مادر خاک ، xa= ضریب بهره برداری از اراضی φ = ضریب فرسایش فعلی و I = شیب متوسط) بدست می آید سپس توسط فرمول $WSP=T.H.II.Z^{1.5}$ (WSP= فرسایش ویژه ، T= ضریب درجه حرارت ، H = ارتفاع بارندگی به mm,I= عدد پی و Z= ضریب شدت فرسایش) مقدار فرسایش ویژه براساس (ton/km ^{2}.year) محاسبه شده و در نهایت دبی ویژه رسوب(ton/km ^{2}.year) از طریق فرمول $Gsp=Wsp.Ru$ (Gsp= دبی ویژه رسوب ، Wsp= فرسایش ویژه و Ru ضریب نگهداشت رسوب می باشد) برآورد می گردد برای بررسی این مدل و مقایسه مقدار رسوب ایجادشده در هر کدام از اجراء مختلف واحدهای اراضی در حوزه گاوه رود دبی ویژه رسوب برای استفاده کنونی و نوع استفاده توصیه شده برای استفاده های کلی محاسبه گردید و درصد اختلاف آنها بدست آمد.

نتایج و بحث :

پس از تلفیق نقشه ها و تخصیص ضرایب چهارگانه T,U و Xa, φ برای هر کدام از اجزاء واحدهای اراضی رسوب ویژه برای استفاده کنونی و نوع توصیه شده محاسبه گردید که نتایج بطور خلاصه در جدول زیر آمده است .

در این حوزه بیشتر استفاده های غیرمجاز در واحدهای فیزیوگرافی کوهها ، تپه ها و واریزه های سنگریزه دار بوده که مشکل فرسایشی ایجادکرده است از نظر عوامل محیطی مشکل و محدودیت آنچنانی نداریم و ازمارنهای کرتاسه که نسبت به فرسایش خیلی حساس وضعیف هستند خبری نیست همانطوریکه در جدول بالا آمده است بیشتر خطر و محدودیت عوامل انسانی هستند که با استفاده نابجا و غلط و مدیریت های بهره وری اصولی و شخم در شیب های تند دامنه تپه ها و کوهستانها و چرای مفرط مراتع در کوهستانها و تپه ها باعث تسریع فرسایش شده اند. ستون آخر جدول بطور مشهود مقدار درصد فرسایش اضافی را که فقط براثر کاربری ناصحیح بدست آمده است نشان می دهد. در واحدهای مختلف اراضی که در جدول نشان داده شده است واحد M1-2 بخاطر شیب زیاد و درصد زیاد استفاده غیرمجاز درصد اختلاف فرسایش زیادی را نشان می دهد(۴۴/۷ درصد) در این واحد بعلت چرای مفرط (پاخورده و سست شدن خاک بوسیله دام) و کشت دیم در بیشتر دامنه ها و شیب زیاد بیشترین حساسیت را نسبت به اختلاف فرسایش در اثر استفاده غلط نشان داده است. در درجه دوم تپه ها هستند که بعلت ایجاد شخم در جهت شیب و بلااستفاده گذاشتن آن فرسایش زیادی را ایجاد کرده اند که در واحد H1-3 حدود ۴۰/۲ درصد اختلاف اضافی فرسایش نسبت به استفاده توصیه شده است . نتیجه بدست آمده نشان می دهد که استفاده غلط و نابجا باعث تسریع در فرسایش و زیادی مقدار رسوب شده است

که بایستی کاربری اراضی را تغییر داد یا اینکه شیوه های کشت و کار صحیح و کشاورزی علمی را بین کشاورزان ترویج کرد.

جدول ۱- انواع استفاده ها و تاثیر آن در مقدار رسوب ایجاد شده . واحد رسوب

میباشد $m^3/km^2 .year$

اجزاء واحد اراضی	نوع استفاده کنونی	رسوب شده	نوع استفاده توصیه شده	رسوب ویژه	درصد اختلاف
M1-1	بایر ، مرتع و دیم	۱۳۹/۱	بایر و حفاظتی	٤١ ١/١	۳۳/۳
M1-2	بایر ، دیم و چراگاه	٥ ١٨/١	مرتع	۳۱۹/ ١	٤۳/۷
M1-3	چرای فصلی ، دیم	۹۱۳/۱	مرتع	۱۸۱/۷	١ ١/١
M2-1	بایر - چراگاه فصلی	۷٥١/۸	بایر و حفاظتی	١١٤/٩	١١/٩
M2-2	بایر - چراگاه - دیم کاری	۳٥٥/۰۹	مرتع	١٥٥/ ١	١٨
M2-3	مرتع– چراگاه - دیم	٤٥٤/٥	مرتع	۳٤۰/۸	١٥
H1-1	فرسایش یافته - دیم - شخم خورده	١٥۳/۳	بایر و حفاظتی	۳۹۷/۷	۳۹/١
H1-2	دیم کاری - بایر و چراگاه	١۰۰۸/٤	مرتع	١١٧/٥	۳۳/۸
H1-3	چراگاه - شخم خورده - دیم	١۳۷۷/۷	مرتع	۸١۳/۸	٤۰/١
H2-1	چراگاه - دیم – بایر	۹۰۹	بایر و حفاظتی	١١٧/٥	١ ١/١
H2-2	بایر - چراگاه - مرتع – دیم	۷۹٥/٤	مرتع	٥ ١٨/١	١٨/٥
H2-3	چراگاه - دیم - شخم خورده	١١١١/٥	مرتع	۸۸۰/ ١	١٧/۹
CF1-1	زراعت دیم	١٥٥/ ١	مرتع	١٥ ١/١	۳۸/۸
CF1-2	زراعت دیم	١١۳	مرتع	١١٧/۸	٤۰

منابع مورد استفاده :

۱- چپی ، ک . ۱۳۸۰ . بررسی رابطه کاربری اراضی با نوع و میزان فرسایش خاک . هفتمین کنگره علوم خاک ایران . شهرکرد. ایران .

۲- زنجانی جم، م .۱۳۸۲. بررسی مدل EPM در برآورد فرسایش و رسوب حوزه آبخیز زنجانرود . هشتمین کنگره علوم خاک ایران . رشت . ایران

۳- محمودزاده ، ا. ۱۳۷۶ . بررسی رابطه رسوب تولیدی و کاربری زمین . فصلنامه جنگل و مرتع . (۲۶):۳۰-۲۵.

٤- ملاحسینی، ح. رفاهی ح و جلالیان ا. ۱۳۷۸ . تاثیر مدیریت بهره برداری از اراضی بر روی فرسایش خاک . ششمین کنگره علوم خاک ایران . مشهد . ایران .

۵- مورگان، آر. پی . سی . ۱۳۶۸. فرسیاش و حفاظت خاک (مترجم امین علیزاده) . انتشارات آستان قدس رضوی.

6- Gavriloric, Z.1988.The use of an empirical method(Erosion potential method)for calculating sediment production and transportation in unstudied of torrertial streams.

7- Kassas, M.1983.The Global Biosphere:Conservation for survival.Mazingira,7(2):2-13.

بررسی کارایی مدل های رطوبتی دوگانه دورنر و ونگنختین در خاک هایی با شرایط فیزیکی متفاوت

سید محمد مهدوی[1]، محمد رضا نیشابوری[2]

۱- دانشجوی دکتری گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۲- استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

مقدمه:

به علت تنوع در توزیع اندازه ای منافذ خاک ها، دقت مدل های رطوبتی برای خاک های مختلف، متفاوت می باشد. در خاک هایی که فعالیت های خاکدانه سازی آن ها بالاست، به علت وجود منافذ ثانویه و فعالیت موجودات، این تنوع و پیچیدگی بالاتر می باشد (آلاویی و همکاران، ۲۰۱۱). مدل های منحنی رطوبتی تک گانه با فرض نرمال بودن توزیع اندازه ای منافذ خاک ارائه شده اند. لذا در خاک هایی با تغییر پذیری فضایی و توزیع غیر نرمال اندازه ای منافذ، مدل های رطوبتی چندگانه از کارایی بالاتری برخوردار است (دورنر،۱۹۹۴). هدف از این پژوهش، مقایسه بین کارایی مدل رطوبتی دوگانه دورنر و مدل تک گانه ونگنختین و همچنین شرایط صدق این مدل ها در خاک هایی با شرایط فیزیکی متفاوت می باشد.

مواد وروش ها:

شش نوع خاک با خصوصیات فیزیک متفاوت به صورت تصادفی از پایگاه اطلاعاتی (unsoda) انتخاب گردید. در جدول ۱ برخی خصوصیات فیزیکی این خاک ها آورده شده است. برخی از خانه های جدول به علت نبودن داده، خالی گذاشته شده است.

جدول ۱- کد خاک و برخی از خصوصیات فیزیکی آن ها

بافت خاک	٪ مواد آلی	تخلخل	چگالی حقیقی (g/cm^3)	چگالی ظاهری (g/cm^3)	٪رس	٪سیلت	٪شن	کد خاک
لوم سیلتی	۱	۰/۴۵	۲/۶	۱/۳۷	۹/۲	۶۷/۵	۲۳/۳	۱۳۳۰
رس	–	۰/۳۲۸	۲/۶۵	۱/۷۸	۴۳	۳۵/۶	۲۱/۴	۱۳۶۰
لوم	۳/۶۸	۰/۶۲۲	۲/۵۱	۰/۹۵	۲۵/۹	۲۳/۸	۴۵/۸	۱۳۷۰
لوم سیلتی	–	۰/۳۱۲	۲/۶۳	۱/۸۱	۱۵/۶	۶۰/۱	۲۴/۳	۱۴۶۷
–	۷۱/۶	۰/۷۹۴	۱/۷۶	۰/۳۶۴	–	–	–	۱۴۸۰
شن	–	۰/۳۲۸	۲/۶۵	۱/۷۸	۰	۱۶/۷	۸۳/۳	۲۲۲۰

سپس منحنی رطوبتی این خاک ها به صورت تجربی، توسط مدل رطوبتی ونگنختین و مدل دو گانه رطوبتی دورنر با فرض (m=1-1/n) رسم گردید. مدل رطوبتی ونگنختین (۱۹۸۰) به صورت زیر می باشد.

$$Se = [1 / 1+ (\alpha|\Psi|)^n]^m \quad (۱)$$

$$Se= (\Theta-\Theta_r /\Theta_s-\Theta_r) \quad (۲)$$

Θ ، Θ_s و Θ_r به ترتیب رطوبت حجمی، رطوبت حجمی اشباع و رطوبت حجمی باقی مانده خاک می باشد. Ψ نشان دهنده پتانسیل ماتریک خاک و با واحد (cm) می باشد. ضریب α با واحد (cm) می باشد که وابسته به بزرگترین اندازه منفذ خاک است و همواره بزرگتر از صفر می باشد. ضرائب m و n به عنوان فاکتور شکل منحنی و بدون بعد می باشند. مدل رطوبتی چندگانه دورنر (۱۹۹۴) به صورت زیر بیان می شود.

$$Se=\sum_{i=1}^{k} w_i [1/1+ (\alpha_i|\Psi|)^{ni}]^{mi} \quad (۳)$$

k = تعداد زیر منحنی هایی که منحنی رطوبتی کل خاک را تشکیل می دهند.

w_i= فاکتور وزن برای زیر منحنی ها، و همواره شرط روبرو برای آن صدق می کند: $\sum w_i=1$.

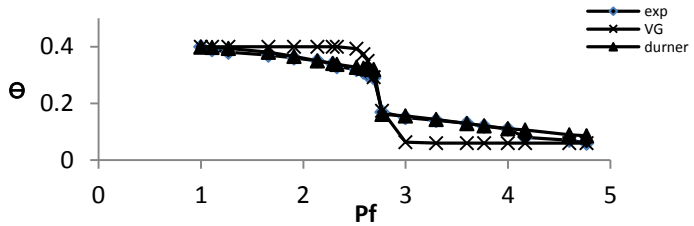
ضرائب m_i، n_i و α_i برای زیر منحنی مورد نظر می باشد. خطای تخمین مدل بصورت زیر محاسبه می گردد.

$$RMSD=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N} [\Theta(pre.)i- \Theta(exp.)i]^2}{N}} \times 100 \quad (۴)$$

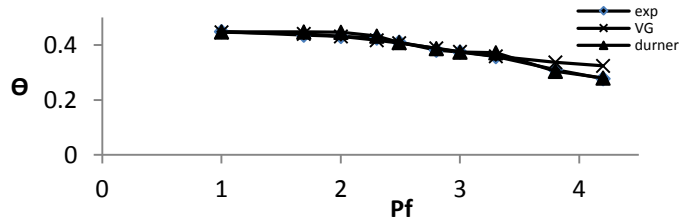
$\Theta(pre.)_i$ و $\Theta(exp.)_i$ به ترتیب رطوبت حجمی تخمین زده شده و تجربی و N تعداد نقاط تخمین می باشد.

نتایج و بحث

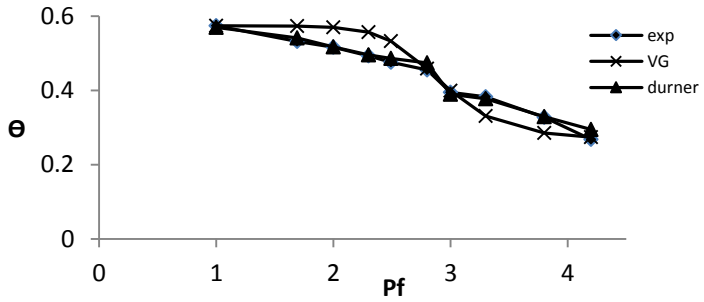
نمودار های رطوبتی برای نمونه های مورد نظر در زیر آورده شده است. محور عمودی نمودار بر اساس Θ (رطوبت حجمی) و محور افقی بر اساس pF ($pF= \log|\Psi|$) می باشد.



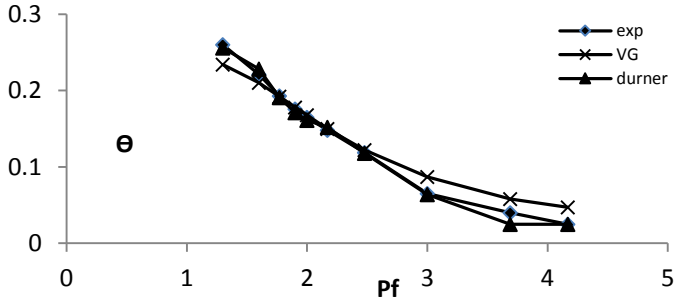
شکل ۱- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۱۳۳۰



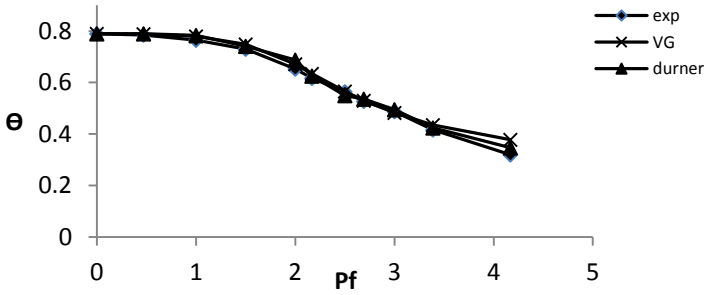
شکل۲- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۱۳٦۰



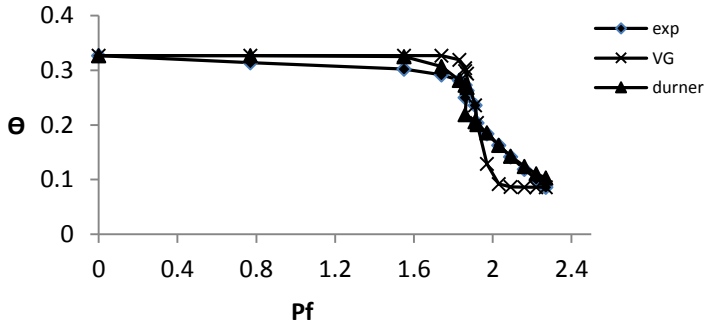
شکل۳- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۱۳۷۰



شکل٤- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۱٤٦۷



شکل٥- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۱٤۸۰



شکل٦- منحنی رطوبتی تجربی(exp)، ونگنختین (VG) و دوگانه دورنر(durner)، کد خاک ۲۲۲۰

جدول ضرائب تخمین زده شده و خطای برازش دو مدل به صوت زیر است.

جدول۲- ضرائب تخمین زده شده توسط مدل ونگنختین و دوگانه دورنر

کد خاک	مدل ونگنختین				مدل دورنر								
					W_1				W_2				
	α	m	n	RMSD	W_1	α	m	n	W_2	α	m	n	RMSD
۱۳۳۰	۰/۰۱۹	۰/۸۷	۷/۹	۲۰/۰۴۸	۰/۵۷	۰/۱۶	۰/۳۸	۱/۶۲	۰/۴۳	۰/۰۰۷	۰/۲۸	۱/۳۸	۷/۴۱
۱۳۶۰	۰/۰۶	۰/۲۲	۱/۲۸	۴/۴۱	۰/۶	۰/۰۴	۰/۷۳	۳/۸۱	۰/۴	۰/۰۰۲	۰/۷۷	۴/۴۱	۲/۱۱۸
۱۳۷۰	۰/۰۱۸	۰/۵۴	۲/۱۹۴	۹/۱۹۴	۰/۶	۰/۲۲	۰/۴	۱/۶۸	۰/۴	۰/۰۰۳	۰/۵۰	۲/۰۱	۲/۷۸۳
۱۴۶۷	۰/۳۱	۰/۲۸	۱/۳۸	۱۰/۲۵	۰/۶	۰/۲۱	۰/۷۳	۳/۷۲	۰/۴	۰/۰۱۲	۰/۷۴	۳/۹۶	۶/۱۱
۱۴۸۰	۰/۱۵	۰/۲۷	۱/۳۸	۳/۴۹	۰/۵۴	۰/۳	۰/۵۱	۲/۰۵	۰/۴۶	۰/۰۱۱	۰/۴۴	۱/۷۹	۲/۷۸
۲۲۲۰	۰/۱۱	۰/۹۳	۱۵/۱۸	۱۷/۰۵۹	۰/۴۳	۰/۱۵	۰/۸۳	۶/۱۷	۰/۵۷	۰/۱۰۴	۰/۷۶	۴/۳۰	۸/۰۵

با توجه به شکل های ۱ تا ۶ و جدول ۲، مدل دوگانه دورنر برای تمام خاک ها برازش بهتری را نسبت به مدل ونگنختین نشان داده است و میزان خطای تخمین مدل، برای مدل دوگانه دورنر کمتر از مدل ونگنختین در همه شرایط بود. بنابراین با توجه تغیر پذیری فضایی منافذ خاک و توزیع اندازه ای متنوع منافذ خاک، مدل های چندگانه رطوبتی ترجیح داده می شود (دورنر،۱۹۹۴). این مدل ها به علت انعطاف پذیری بیشتر آن ها، تخمین بهتری را از رطوبت خاک، نسبت به مدل های تک گانه رطوبتی نشان می دهند (دورنر،۱۹۹۴). همچنین با توجه جدول ۲ و خصوصیات فیزیکی خاک های انتخاب شده در جدول ۱، مشاهده می شود با افزایش چگالی ظاهری نمونه ها، میزان خطای تخمین، توسط هر دو مدل افزایش می یابد ولی این افزایش در مدل ونگنختین بیشتر از مدل دوگانه دورنر می باشد. این روند در خاک های با درصد رس کمتر نمود بیشتری دارد. این امر شاید به خاطر بهبود تهویه و شرایط مساعد برای فعالیت موجودات زنده خاکزی، و افزایش فعالیت های خاکدانه سازی و وجود تنوع در اندازه منافذ باشد (آلا اویی و همکاران، ۲۰۱۱). کارایی مدل های رطوبتی در خاک هایی با حضور منافذ ثانویه با تنوع اندازه ای متفاوت، علاوه بر منافذ اولیه، به طور کلی کاهش می یابد، ولی مدل های چندگانه رطوبتی به علت انعطاف پذیری بالاتر کارایی بهتری دارند.

منابع

Alaoui A, Lipiec J and Gerke HH, 2011. A review of the change in the soil pore system due to soil deformation: a hydrodynamic perspective. Soil and tillage research 115-116: 1-15.

Durner W, 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. Water resources research 30(2): 211-223.

Van Genuchten MT, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil science society of American journal 44:892-898.

اثر هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر زاویه تماس تعادلی آب و خاک در دو خاک آهکی

مریم امجدیان[1]، سید علی اکبر موسوی[2]، لیلا زارع[3] و حامد رجبی[4]
۱، ۳ و ٤- دانشجویان کارشناسی ارشد بخش علوم خاک دانشگاه شیراز،
۲- استادیار بخش علوم خاک ، دانشگاه شیراز

مقدمه

پتاسیم هیومات با ایجاد شرایط مطلوب برای فعالیت‌های بیولوژیکی و واکنش‌های شیمیایی، ویژگی‌های فیزیکی خاک را بهبود می‌بخشد. مصرف گوگرد نیز همراه با باکتری تیوباسیلوس در خاک‌های آهکی علاوه بر ارتقای کیفی و کمی محصولات کشاورزی، کاهش اسیدیته ناحیه فعالیت ریشه، افزایش حلالیت عناصرغذایی و اصلاح ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی خاک را به دنبال دارد. یکی از ویژگی‌هایی که می‌تواند تحت تاثیر کاربرد این مواد اصلاح‌کننده قرار گیرد آبگریزی خاک می‌باشد. طبق تعریف، مقاومت خاک به مرطوب شدن برای دوره های زمانی چند دقیقه‌ای، چند ساعته و یا بیشتر را آبگریزی خاک می‌گویند (ذوالفقاری ،۱۳۸۷).در خاک‌های آب‌گریز در آغاز، سرعت نفوذ آب به درون خاک کم بوده و با گذشت زمان و مرطوب شدن خاک از طریق مسیرهای ترجیحی، آب‌گریزی خاک کاهش یافته و نفوذ آب به درون خاک افزایش می‌یابد. رطوبت‌پذیری خاک (آبگریزی خاک) با زاویه تماس بین مایع با سطح جامد خاک مشخص می‌شود(اعلامنش، ۱۳۸۸) . بنابراین عواملی که نفوذپذیری و آب‌گریزی خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد در حقیقت بر زاویه تماس آب و خاک موثر می‌باشد. واسلیوس و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که استفاده از پساب حاصل از زباله های درخت زیتون موجب کاهش آبگریزی خاک درشت بافت می‌گردد. ماتاایکس و دورا (۲۰۰۴) نیز بیان داشتند که آبگریزی خاک با میزان ماده آلی در خاک رابطه‌ای مستقیم دارد، همچنین با افزایش آبگریزی خاک پایداری خاکدانه‌های خاک نیز افزایش می‌یابد.آلبرت و همکاران (۲۰۰۵) نیز دریافتند که هیومات پتاسیم موجب افزایش معنی‌دارمیانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) می‌گردد.

با توجه به مزایای کاربرد هیومات پتاسیم و همچنین گوگرد عنصری یا سایر ترکیبات گوگردی در فعالیت‌های کشاورزی و از طرفی مطالعات اندکی که در زمینه مطالعه اثر این ترکیبات بر ویژگی‌های آب‌گریزی و زاویه تماس آب با خاک انجام شده لذا هدف از انجام این تحقیق بررسی اثر کاربرد مقادیر مختلف هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر زاویه تماس تعادلی آب با خاک و در نتیجه آب‌گریزی خاک بود.

مواد و روش‌ها

خاک مورد آزمایش از عمق صفر تا۲۰ سانتیمتری سری کوی اساتید و سری دانشکده واقع در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز در منطقه باجگاه جمع آوری و پس از هواخشک شدن، از الک ۴/۷ میلی‌متری عبور داده شد. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی معمول خاک به روش‌های معمول آزمایشگاهی اندازه گیری شد (جدول ۱). تیمارهای آزمایش عبارت بودنداز: هیومات پتاسیم (ترکیبی حاوی ۷۰ تا ۸۰ درصد هیومیک، ۱۲ درصد پتاسیم با حلالیت ۹۹ درصد در آب) در چهار سطح صفر،۲,۵ ، ۵ و ۱۰ گرم در کیلوگرم خاک و گوگرد عنصری در چهار سطح صفر، ۲ ، ۴ و ۶ گرم در کیلوگرم خاک. نمونه‌های سه کیلوگرمی از خاک درون کیسه-

های پلاستیکی ریخته و تیمارها (هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری) به خاک اضافه شد همچنین مقداری تیوباسیلوس جهت اکسید کردن گوگرد به تیمارهای دارای گوگرد اضافه شد. خاک‌ها درون کیسه مخلوط و به گلدان منتقل شد. گلدان‌ها در دمای آزمایشگاه در ۲۰ دوره به مدت ۶۰ روز با آب مقطر در حد ظرفیت مزرعه به صورت وزنی آبیاری شدند. در پایان، زاویه تماس تعادلی آب با خاک از روش اندازه‌گیری خیزموییننگی آب و الکل در لوله‌های شیشه‌ای اندازه‌گیری شد. تجزیه و تحلیل آماری داده‌های به دست آمده نیز با استفاده از بسته نرم افزاری SAS انجام شد و میانگین‌ها با آزمون LSD و در سطح آماری ۵ درصد مورد مقایسه قرار گرفتند.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	بافت	کربنات کلسیم معادل (درصد)	ماده آلی (درصد)	گچ (درصد)	EC ($dS\ m^{-1}$)	CEC ($cmol_+\ kg^{-1}$)	pH
سری دانشکده	۳۵	۳۵	۳۰	لوم-رسی	۱۷	۲	۰/۰۱۳	۰/۷	۴۸	۸
سری کوی اساتید	۴۰	۴۷	۱۳	لوم	۲۸/۱	۲	۰/۰۱۵	۰/۴	۵۶	۷/۹

نتایج و بحث

اثر کاربرد هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر زاویه تماس تعادلی آب با خاک در خاک‌های سری دانشکده و کوی اساتید به ترتیب در جداول ۲ و ۳ نشان داده شده است. نتایج نشان داد مصرف هیومات پتاسیم میزان زاویه تماس آب با خاک را در هر دو سری خاک مورد مطالعه به‌طور معنی‌داری در مقایسه با شاهد افزایش داد. به‌طوری که زاویه تماس آب با خاک در خاک‌های سری دانشکده و کوی اساتید با کاربرد ۱۰ گرم هیومات پتاسیم در کیلوگرم خاک در مقایسه با شاهد به‌ترتیب به‌طور معنی‌داری از حدود ۵۰ به حدود ۷۰ درجه (۱/۴ برابر) و از حدود ۴۴ به حدود ۶۵ درجه (۱/۵ برابر) افزایش یافت. کاربرد ۲,۵ و ۵ گرم هیومات پتاسیم در کیلوگرم خاک نیز سبب افزایش معنی‌دار زاویه تماس آب با خاک به‌ترتیب به میزان ۱۴ و ۳۱ درصد در خاک سری دانشکده و ۳۲ و ۳۹ درصد در خاک سری کوی اساتید در مقایسه با شاهد گردید. گابریل و همکاران (۱۹۹۵) نیز نشان دادند که بیشترین میزان ماده آلی مصرفی بیشترین آبگریزی را در خاک ایجاد کرده است هم چنین مدیریت زراعی اعمال شده بر زمین مورد مطالعه بر میزان ماده آلی حاوی ملکول‌های چربی و درنتیجه بر آبگریزی خاک موثر است به‌طوری که کاهش کربن آلی خاک موجب کاهش آبگریزی، پایداری خاکدانه‌ها و فعالیت‌های میکروبی خاک شد.

کاربرد گوگرد عنصری نیز در هر دو خاک مورد مطالعه سبب افزایش معنی‌دار میانگین زاویه تماس آب با خاک در مقایسه با شاهد شد به‌طوری که زاویه تماس آب با خاک در خاک‌های سری دانشکده و کوی اساتید با کاربرد ۶ گرم گوگرد در کیلوگرم خاک به‌طور معنی‌داری به‌ترتیب از حدود ۵۳ به حدود ۶۵ درجه (۱/۳ برابر) و در کوی اساتید از حدود ۴۵ به حدود ۵۹ درجه (۱/۳ برابر) افزایش یافت. زاویه تماس آب با خاک با کاربرد سایر سطوح گوگرد نیز به‌طور معنی‌داری به‌میزان ۳۸ و ۲۴ درصد در خاک سری دانشکده و ۲۰ و ۳۴ درصد در خاک سری کوی اساتید به ترتیب با کاربرد ۲ و ۴ گرم گوگرد در کیلوگرم خاک در مقایسه با شاهد افزایش یافت (جداول ۲ و ۳).

نتایج نشان داد در هر دو خاک مورد مطالعه و در تمام سطوح گوگرد اضافه شده به خاک نیز کاربرد هیومات پتاسیم سبب افزایش معنی‌دار زاویه تماس آب با خاک شد به‌طوری که بیشترین زاویه تماس آب با خاک در

خاک‌های سری دانشکده و کوی اساتید به‌ترتیب به‌میزان حدود ۷۷ و ۷۴ درجه با کاربرد توام ۶ گرم گوگرد عنصری و ۱۰ گرم هیومات پتاسیم در کیلوگرم خاک حاصل شد (جداول ۲ و ۳).

جدول ۲. اثر کاربرد هیومات پتاسیم و گوگرد بر زاویه تماس تعادلی آب در خاک سری دانشکده

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۴۳/۴۴ i	۴۷/۳۴ h	۵۳/۹۲ g	۵۵/۹۷ f	۵۰/۱۷۰ D
۲/۵	۴۹/۴۹ h	۶۰/۱۶ e	۶۱/۹۹ d	۶۲/۲۲ d	۵۸/۴۹ C
۵	۵۶/۹۶ f	۶۲/۳۸ d	۶۴/۰۵ d	۶۵/۳۸ c	۶۲/۱۹۷ B
۱۰	۶۲/۲۹ d	۶۸/۱۰ c	۷۲/۰۷ b	۷۷/۶۵ a	۷۰/۰۳۳ A
میانگین	۵۳/۰۴ C	۵۹/۵۲ B	۶۳/۰۱ A	۶۵/۳۱ A	

جدول ۳. اثر کاربرد پتاسیم هیومات و گوگرد بر زاویه تماس تعادلی آب در خاک سری کوی اساتید

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۳۴/۴۶ f	۴۱/۳۳ e	۴۶/۱۶ d	۹۷/۵۲ c	۴۳/۷۲۹ C
۲/۵	۴۵/۷۷ d	۵۲/۷۱ d	۵۲/۷۱ c	۵۲/۶۹ c	۵۰/۳۱۷ B
۵	۴۷/۹۹ d	۵۵/۲۳ c	۵۶/۴۵ c	۵۷/۴۲ c	۵۴/۲۷۵ B
۱۰	۵۳/۳۵ c	۶۴/۸۴ b	۶۷/۷۴ b	۷۴/۲۴ a	۶۵/۰۴۳ A
میانگین	۴۵/۹۵ C	۵۲/۸۷B	۵۵/۷۶ A B	۵۹/۳۳ A	

یافته های حاصل از این تحقیق نشان داد کاربرد گوگرد عنصری و هیومات پتاسیم علی‌رغم اثرات مثبتی که می‌تواند بر رشد گیاه و بهبود ویژگی‌های شیمیایی و حاصلخیزی خاک داشته باشند می‌تواند سبب افزایش زاویه تماس آب با خاک شده و میزان آب‌گریزی خاک را افزایش دهد. افزایش آب‌گریزی خاک در فرایند آبیاری یا بارندگی می‌تواند سبب کند شدن نفوذ آب به خاک شده در نتیجه بخش بیشتری از آب آبیاری یا بارش به رواناب سطحی تبدیل شده که می‌تواند موجب هدررفت آب و یا حتی فرسایش خاک و تبعات نامطلوب حاصل از آن شود.

منابع

۱- اعلا منش، پ، مصدقی، م، ر، محبوبی، ع، الف. ۱۳۸۸. بررسی اثرات زیست محیطی ماده آلی در خاک های آب گریز در برخی از مناطق استان همدان. همایش ملی انسان، محیط زیست و توسعه پایدار.

۲- ذوالفقاری، ع، الف.، حاج عباسی، م، ع. ۱۳۸۷. تاثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات فیزیکی و آبگریزی خاک در مراتع فریدون شهر و جنگل های لردگان. مجله آب و خاک، جلد ۲۲، شماره ۲، صفحات ۲۵۱ تا ۲۶۲.

3- Imbufe AU, Patti AF, Burrow D, Surapaneni A, Jackson WR and Milner AD, 2005. Effect of potassium humate on aggregate stability of tow soils from Victoria, Australia. Geoderma 125:321-330.

4- Diamantis V, Pagorogon L, Gazane E, Doerr SH, Pliakas F and Ritsema CJ, 2013. Use of olive mill wastewater (OMW) to decreas hydrophobicity in sandy soil. Ecological Engineering 58:393-398.

5- Solera JM and Doerr SH, 2004. Hydrophobicity and aggregate stability in calcareous top soil from fire-affected pine forest in southeastern Spain. Geoderma 118:77-88.

6- Capriel P, Beck T, Borchert H, Gronholz J and Zachmann G, 1995. Hydrophobicity of the organic matter in arable soil. Soil biology and biochemistry 27:1453-1458.

توسعه‌ی توابع انتقالی برای تخمین سطح ویژه‌ی خاک با استفاده ازبرخی شاخص‌های بافتی در دشت خان‌میرزا

حسین بلبل[1]، عبدالرحیم هوشمند[2]، حسن بلبل[3]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه شهرکرد
۲-استادیار گروه آبیاری و زهکشی دانشگاه شهید چمران اهواز
۳-دانشجوی دکتری خاکشناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان

مقدمه

سطح ویژه خاک(SSA)، مجموع سطح ذرات تشکیل دهنده‌ی خاک در واحد جرمی مشخصی است و با کمیت (m^2/g) بیان می‌شود. بسیاری از خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک به آن بستگی دارد. مقدار عددی سطح ویژه‌ی هر خاک ثابت بوده و به عواملی مانند: مقدار و نوع رس خاک، اندازه‌ی ذرات خاک، ظرفیت تبادل کاتیونی، مقدار ماده‌ی آلی، جرم مخصوص ظاهری و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک بستگی دارد. بسیاری از فرآیندهایی که در خاک اتفاق می‌افتد از جمله تجمع آلودگی، پویایی عناصر غذایی و انتقال مواد شیمیایی ارتباط زیادی با سطح بین فاز جامد و مایع خاک دارد. پدیده‌هایی مثل جذب سطحی ملکول‌ها، از دست دادن گرما و انبساط و انقباض تحت تاثیر سطح ویژه‌ی خاک هستند (فولادمند و سپاسخواه، ۲۰۰۶). از آنجایی که خاک‌ها از لحاظ کانی‌شناسی و توزیع اندازه‌ی ذرات تفاوت‌هایی با هم دارند، بنابراین سطح ویژه‌ی هر خاک نیز بسیار متفاوت است. از روش‌های مختلفی برای تعیین سطح ویژه‌ی خاک استفاده شده است. یکی از مهم‌ترین آنها استفاده از اتیلن‌گلیکول‌مونو اتیل‌اتر (EGME) است. انجام این روش بسیار وقت‌گیر و پرهزینه است. بنابراین تخمین SSA بر اندازه‌گیری آن ترجیح داده می‌شود (ارساهین و همکاران،۲۰۰۶) .

مواد و روش‌ها

این مطالعه در دشت خان‌میرزا انجام شد. از این دشت ۷۰ نمونه‌ی خاک برداشت شد. نمونه‌ها هواخشک و کوبیده شدند و از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند.

توزیع اندازه‌ی ذرات کوچکتر از ۲mm به وسیله‌ی ترکیبی از الک و هیدرومتر مدلH ۱۵۲ تعیین شد. برای تعیین شن و اجزای آن از الک‌های ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱ و ۰/۰۵ میلی‌متر استفاده شد. تعیین توزیع اندازه‌ی ذرات خاک(اجزای کوچکتر از ۲ میلی‌متر) به روش هیدرومتری به صورت زیر انجام گرفت:

ابتدا مواد آلی توسط آب اکسیژنه ۳۷ درصد حذف شد. سپس نمونه‌ها با کالگون ۵ درصد و همزن الکتریکی تیمار شدند و در استوانه‌های استاندارد ریخته شده و در زمان‌های ۰/۶۷، ۱، ۲، ۴، ۸، ۱۵، ۳۰، ۶۰، ۱۲۰، ۲۴۰، ۴۸۰، ۷۲۰ و ۱۴۴۰ دقیقه قرائت شدند. سپس قرائت‌ها نسبت به دما و کالگون تصحیح شدند. جهت کاهش خطا قرائت هیدرومتر در زمان‌های ۰/۶۷، ۱ و ۲ دقیقه سه بار تکرار شد و میانگین قرائت‌ها مورد استفاده قرار گرفت. بنابراین بافت خاک بدون حذف کربنات‌های کلسیم خاک تعیین شد. برای تعیین بعد فرکتالی خاک داده‌های هیدرومتری با استفاده از جرم ویژه‌ی حقیقی نمونه‌ها و دما به داده‌های کسر جرم تجمعی- قطر تبدیل شدند (سرشوق، ۱۳۸۸).

کربن آلی خاک در تمام نمونه‌ها به روش اکسیداسیون تر با دی‌کرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ و تیتراسیون برگشتی با فرو سولفات آمونیوم اندازه‌گیری شد (واکلی و بلاک، ۱۹۳۴).

ظرفیت تبادل کاتیونی خاک به روش استات سدیم تعیین شد (آهرودف، ۱۹۸۲).

نتایج و بحث

برای تخمین سطح ویژه‌ی ذرات خاک از برخی شاخص‌های بافتی نظیر رس، سیلت، شن، مواد آلی، ظرفیت تبادلی کاتیونی و بعد فرکتال استفاده می‌شود. در معادله‌های ۱، ۲ و ۳ رابطه‌ی هریک از شاخص‌ها با سطح ویژه‌ی خاک به طور جداگانه بررسی شده است.

جدول ۱ میانگین برخی از ویژگی‌های اندازه‌گیری شده در دشت خان‌میرزا

ویژگی	کمینه	میانگین	بیشینه
ماده آلی (٪)	۰/۰۱۵	۰/۱۵	۰/۲
ظرفیت تبادل کاتیونی	۱/۹۹	۱۴/۵۶	۲۶/۸۷
شن (٪)	۱۷	۳۲	۶۴
سیلت (٪)	۲۲	۴۴	۵۵
رس (٪)	۷	۲۲	۳۸

$$\mathrm{SSA} = 8.52 * \mathrm{Clay\%} + 18.21 \ (\mathrm{P} < 0.001 \ and \ \mathrm{R^2}_{\mathrm{SSA}} = 0.67) \quad [۱]$$

$$\mathrm{SSA} = -5.15 * \mathrm{Silt} + 299.32 \ (\mathrm{P} < 0.003 \ and \ \mathrm{R^2}_{\mathrm{SSA}} = 0.04) \quad [۲]$$

$$\mathrm{SSA} = -1.47 * \mathrm{Sand} + 344.31 \ (\mathrm{P} < 0.001 \ and \ \mathrm{R^2}_{\mathrm{SSA}} = 0.20) \quad [۳]$$

رابطه‌های ۱ تا ۳ بیانگر این هستند که رس در تخمین سطح ویژه نسبت به دو شاخص دیگر مناسب‌تر است. با این وجود رس به تنهایی نمی‌تواند سطح ویژه‌ی خاک را به خوبی تخمین بزند. در رابطه‌ی ۴ هر سه شاخص رس، سیلت و شن به صورت رگرسیون چندگانه برای تخمین SSA به کار گرفته شدند.

$$SSA = 597.12 + 8.2 * Clay - 3.61 * Silt - 4.71 * Sand \ (P < 0.001, R^2_{SSA} = 0.75) \quad [۴]$$

در صورتی که هر سه شاخص به صورت رگرسیون چندگانه به کار گرفته شوند، ضریب تبیین بالاتری به دست خواهد آمد که نشان می‌دهد رابطه‌ی ۴ نسبت به رابطه‌های ۱، ۲، و ۳ مناسب‌تر است.

در زیر بین OM و SSA و همچنین بین CEC و SSA رابطه برقرار کردیم:

$$SSA = 399.14 * OM + 185.65 \ (R^2{}_{SSA} = 0.04 \ \ P < 0.1) \qquad [۵]$$

$$SSA = 16.60 * CEC + 76.66 \ (R^2{}_{SSA} = 0.59 \ \ P < 0.001) \qquad [۶]$$

طبق معادله‌های ۵ و ۶ مواد آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی هریک به طور جداگانه با سطح ویژه‌ی خاک رابطه‌ی معنی‌داری دارند، که رابطه‌ی OM با SSA بسیار ضعیف است ولی رابطه‌ی CEC با SSA قوی است.

منابع

سرشوق،م.،۱۳۸۸.اثرجهت‌وموقعیت‌شیب‌برتعدادی‌ازویژگی‌های‌مورفولوژیکی،فیزیکی،شیمیایی‌وکانی‌شناسی‌خاک‌ها ی‌منطقه‌چلگرداستان‌چهارمحال‌وبختیاری. پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد.

Ahrhoadef JD, 1982. Methods of soil analysis, part two: chemical and microbiological properties. Second edition.

Walkley A, Black A, An examination of degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of chromic acid in soil analysis. Experimented Soil Science 1934:459-465.

Fooladmand HR, and Sepaskhah AR, 2006. Improved estimation of the particle-size distribution from textural data. Biosystems Engineering 94: 133–138.

Ersahin S, Gunal H, Kutlu T, Yetgin B and Coban S. 2006. Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. Geoderma 136: 588-597.

اثر مکش رطوبتی خاک بر ویژگی‌های کمی و کیفی کیوی‌فروت رقم هایوارد

بیژن مرادی[1] و سمیه شاهنظری[2]

۱- عضو هیات علمی بخش تحقیقات خاک و آب موسسه تحقیقات مرکبات کشور

۲- محقق بخش تحقیقات خاک و آب موسسه تحقیقات مرکبات کشور

مقدمه:

کیوی فروت دومین محصول باغی مهم استان مازندران می‌باشد. این استان با داشتن بیش از ۶۶۷۹ هکتار سطح زیر کشت و تولید سالانه بیش از ۱۸۰۶۶۳ تن مقام اول کاشت و تولید را در ایران داراست (آمارنامه وزارت جهادکشاورزی). کیوی فروت برای تولید میوه درشت به آب آبیاری زیاد نیاز دارد. حساسیت رشد میوه کیوی فروت به قابلیت دسترسی آب خاک به خوبی توسط دانشمندان مختلف نشان داده شده است (جود و همکاران ۱۹۸۹ووانا‌استروم ۱۹۸۵و وانیرو و همکاران ۱۹۹۱) اندازه‌گیری پتانسیل خاک و تعیین زمان آبیاری از روی مکش خاک مطمئن‌ترین روش در بین روش‌های مختلفی است که کشاورز برای برنامه‌ریزی آبیاری می‌تواند از آن استفاده نماید. و برای این منظور تانسیومتر ساده ترین وسیله‌ای است که در بازار موجود است (علیزاده ۲۰۰۵). هدف آبیاری تامین شرایط رطوبتی مناسب در منطقه ریشه است. شرایط رطوبتی مطلوب گیاه با پتانسیل ماتریک تعیین می‌گردد. اگر تانسیومتری که پتانسیل ماتریک را اندازه می‌گیرد رقمی بزرگتر از ۲۰۰ – سانتیمتر را ثبت کند، باید مطمئن بود که جریان رطوبت به منطقه ریشه گیاه یک عامل محدود کننده نیست. بنابر این تانسیومتر کاربردی‌ترین وسیله جهت برنامه‌ریزی آبیاری است (محبوبی ۱۹۹۱). ۸۲ درصد میوه‌های هر تاک کیوی فروت در کشور پرتقال را میوه‌های بزرگتر از ۶۵ گرم تشکیل می‌دهد(پاچکو و همکاران ۲۰۰۸) بر اساس گزارش برخی دانشمندان وزن تازه میوه در ۵۶ روز اول پس از تلقیح به طور یکنواخت و سریعا افزایش می‌یابد به‌طوری که در این مرحله به ۶۰ درصد وزن نهایی میوه می‌رسد و بعد از این مرحله (رشد سریع) یعنی از ۵۶ روز تا ۱۵۴ روز بعد از تلقیح وزن میوه با سرعت کمتری افزایش می‌یابد (داویسون وهمکاران ۱۹۹۰، ریچاردسون و همکاران ۲۰۰۲ وسالینرو و همکاران ۲۰۰۸). به منظور بررسی آبیاری در مکش‌های مختلف رطوبتی خاک بر عملکرد و اندازه میوه کیوی فروت و نیز تعیین حد بهینه مکش رطوبتی خاک با استفاده از تانسیومتر این آزمایش به مدت دو سال در یک باغ کیوی شش ساله در تنکابن به اجرا در آمد.

مواد و روش‌ها:

شهر تنکابن در عرض جغرافیایی ۳۶ درجه شرقی و طول جغرافیایی ۵۰ درجه شمالی واقع شده که حدود ۲۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. شهرستان تنکابن دارای آب و هوای نیمه گرمسیری بوده، رطوبت نسبی آن بین ۵۵ تا ۱۰۰در صد در نوسان می‌باشد. درجه حرارت بین یک تا ۳۶ در جه سانتی‌گراد در نوسان است. میزان بارندگی آن ۱۲۰۰ میلی‌متر در سال است که عمدتا از شهریور تا اردیبهشت می‌بارد و در ماه‌های خرداد، تیر و مرداد میزان تبخیر بیشتر از بارندگی است. به منظور بهبود رشد و نمو و افزایش کمیت و کیفیت میوه کیوی فروت این

پروژه در قالب بلوک کامل تصادفی با پنج تیمار و چهار تکرار به اجرا در آمد. تیمارها شامل ۱– آبیاری در زمانی‌که تانسیومتر مکش رطوبتی ۲۰ را نشان می‌دهد، ۲– آبیاری در زمانی‌که تانسیومتر مکش رطوبتی ۳۰ را نشان می‌دهد، ۳– آبیاری در زمانی‌که تانسیومتر مکش رطوبتی ۴۰ را نشان می‌دهد، ۴– آبیاری در زمانی‌که تانسیومتر مکش رطوبتی ۵۰ را نشان می‌دهد، و ۵– آبیاری در زمانی‌که تانسیومتر مکش رطوبتی ۶۰ را نشان می‌دهد. در کلیه تیمارها قبل از گلدهی، کود اصلی برای همه به مقدار معین در خاک اطراف درختان کیوی‌فروت داده شدند و تانسیومتر در فاصله یک متری از تنه درخت در ناحیه سایه انداز درخت و در عمق سی سانتیمتری نصب شده اند. در آبان ماه میوه‌های درختان مورد نظر برداشت شدند وخصوصیات کمی وکیفی شامل عملکرد، تعداد میوه، میانگین وزن میوه، قطر میوه، طول میوه، حجم میوه، مواد جامد محلول و اسیدیته اندازه‌گیری شده است نتایج آزمایش با استفاده از برنامه کامپیوتری (MSTAT C) مورد تجزیه وتحلیل آماری قرار گرفت.

نتایج و بحث:

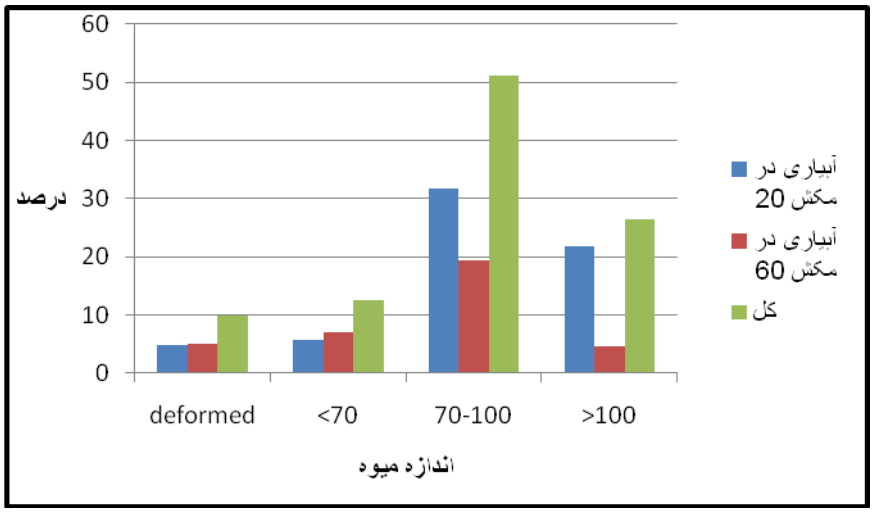
در طبقه‌بندی و مقایسه میانگین‌های صفات با استفاده از آزمون دانکن در سطح یک درصد (جدول۱) از میان تیمارهای مختلف، تیمار آبیاری در مکش رطوبتی ۲۰ کیلوپاسکال، بالاترین میزان وزن میوه (۱۱۵/۳۵ گرم در هر میوه)، بالاترین عملکرد کل (۱۲۵/۵ کیلوگرم در هر درخت) را داشت و در کلاس a قرار گرفت. همچنین بالاترین مقدار عملکرد میوه‌های ۷۰ تا ۱۰۰ گرم (۶۲/۲۵ کیلوگرم در هر درخت) و بیشترین مقدار میوه‌های بالاتر از ۱۰۰ گرم (۴۲/۷۵ کیلوگرم در هر درخت) را همین تیمار (تیمار آبیاری در مکش رطوبتی ۲۰ کیلوپاسکال) نسبت به سایر تیمارها داشته است. طبق نظر بسیاری از دانشمندان (جود وهمکاران۱۹۸۹ و سالینیروو همکاران ۲۰۰۸). کیوی فروت برای تولید میوه درشت به آب آبیاری زیاد نیاز دارد و رشد میوه کیوی فروت به قابلیت دسترسی آب خاک حساسیت بالایی دارد که نتایج این تحقیق نیز به خوبی این موضوع را نشان داده است.

جدول ۲: مقایسه میانگین اثر تیمارهای مختلف بر صفات اندازه‌گیری شده

تیمار آبیاری در مکش (کیلوپاسکال)	عملکرد کل (کیلوگرم‌در درخت)	عملکرد میوه‌های بزرگتر از صد گرم	عملکرد میوه‌های ۷۰ تا ۱۰۰ گرم	عملکرد میوه‌های کوچکتر از ۷۰ گرم	عملکرد میوه‌های بد شکل	وزن میوه (گرم)
۲۰ کیلوپاسکال	۱۲۵/۵*a	۴۲/۷۵a	۶۲/۲۵a	۱۱b	۹/۵a	۱۱۵/۳۵a
۳۰ کیلوپاسکال	۱۰۲/۲۵b	۳۲b	۴۸b	۱۲/۷۵ab	۹/۲۵a	۱۰۲/۶۲b
۴۰ کیلوپاسکال	۹۰c	۲۳/۵c	۴۶/۵b	۱۰/۵b	۹/۲۵a	۹۳/۷۲bc
۵۰ کیلوپاسکال	۷۵/۵d	۱۵/۵d	۳۹c	۱۴a	۱۰a	۸۷/۲۴cd
۶۰ کیلوپاسکال	۶۷/۷۵d	۹e	۳۷c	۱۳/۵a	۹/۷۵a	۷۷/۳۴d

*میانگین‌های دارای حداقل یک حرف مشترک به لحاظ آماری طبق آزمون دانکن در سطح ۵ درصد معنی‌داری تفاوتی با هم ندارند.

شکل یک درصدهای مختلف عملکرد هر درخت بر اساس اندازه و شکل میوه‌ها را نشان می‌دهد. همان‌طور که از شکل دیده می‌شود حدود ده درصد عملکرد کل هر درخت را میوه‌های بد شکل (پهن و به هم چسبیده) تشکیل می‌دهد. و این مقدار تحت تاثیر تیمارهای آبیاری قرار نگرفته است. میزان بیش از ده درصد کل عملکرد هر درخت را میوه‌های کمتر از ۷۰ گرم تشکیل می‌دهد که شامل میوه‌های تلقیح نشده نیز می‌شود و تفاوت معنی‌داری بین تیمارهای اعمال شده ملاحظه نمی‌شود. هرچند درصد میوه‌های زیر ۷۰ گرم در تیمار آبیاری که در مکش ۶۰ انجام شده است نسبت به تیمار آبیاری که در مکش ۲۰ انجام گرفته بیشتر است. با توجه به شکل مذکور مشخص است که درصد میوه‌های ۷۰ تا ۱۰۰ گرمی (۵۱ درصد) در هر درخت بیشترین بوده و درصد آن در تیمار آبیاری که در مکش ۲۰ انجام شده است (۳۱/۸ درصد) نسبت به تیمار آبیاری که در مکش ۶۰ انجام گرفته است (۱۹/۲۸ درصد) بیشتر است. همچنین با توجه به شکل مذکور مشخص است که درصد میوه‌های بزرگتر از ۱۰۰ گرم (۲۶/۴۴درصد) در هر درخت در رتبه دوم بوده و درصد آن در تیمار آبیاری که در مکش ۲۰ انجام شده است (۲۱/۸ درصد) نسبت به تیمار آبیاری که در مکش ۶۰ انجام گرفته است (۲/۰۷ درصد) بیشتر است.



شکل ۱- پراکنش عملکرد هر تیمار بر طبق اندازه میوه

مصرف کیوی‌فروت به طور فزاینده در بیشتر کشورها در حال افزایش است و تولیدکنندگان کیوی فروت بر تولید بیشتر با کیفیت مطلوب این محصول متمرکز شده‌اند. تا بتوانند در بازار جهانی و رقابتی دنیای امروز موفق باشند. کیفیت میوه اساسا شامل خصوصیات مورفولوژیکی میوه از قبیل اندازه و شکل مناسب، یکنواختی میوه‌های برداشت شده، تعداد میوه در هر تاک می‌شوند و همچنین خصوصیات دیگری مثل مواد جامد محلول، اسیدیته، وزن خشک میوه در طعم و کیفیت میوه از اهمیت زیادی برخوردار است. آبیاری و حفظ رطوبت خاک یکی از مهم‌ترین عوامل تعیین‌کننده عملکرد و کیفیت میوه کیوی‌فروت است. نتایج به دست آمده از این آزمایش نشان داد که آبیاری مناسب و به موقع در میزان عملکرد و اندازه میوه کیوی‌فروت نقش موثری داشته است و هنگامی که در تابستان آبیاری محدود شده است (آبیاری در مکش ۶۰ کیلوپاسکال) کاهش معنی‌داری در وزن

میوه برداشت شده رخ داده است. اگر تاک‌های کیوی فروت در مراحل اولیه رشد میوه کیوی هنگامی‌که در سریع‌ترین مرحله رشدش قرار دارد تحت تنش خشکی قرار گیرد این اثر بسیار مشخص‌تر و جدی‌تر است. یعنی از زمان تلقیح گل‌های کیوی فروت در نیمه خرداد تا نیمه تیر ماه (یک‌ماه) یک دوره بحرانی برای آبیاری این محصول محسوب می‌شود. بنابراین برنامه‌ریزی آبیاری باغ‌های کیوی فروت با استفاده از تانسیومتر که مکش رطوبتی خاک را نشان می‌دهد روشی ساده و کاربردی است و وقتی که تانسیومتر مکش رطوبتی ۲۰ – کیلوپاسکال را نشان می‌دهد اگر تاک‌های کیوی فروت آبیاری شوند تاک‌های کیوی فروت محصول بیشتر با اندازه درشتر خواهند داشت. در نتیجه این تحقیقات عملیات مدیریت آبیاری بر اساس مکش رطوبتی خاک به منظور تولید میوه‌های با اندازه درشت توصیه شده است.

منابع مورد استفاده:

بی‌نام. ۱۳۸۷. آمارنامه وزارت جهاد کشاورزی.

علیزاده، ا. ۱۳۸۴. رابطه آب و خاک و گیاه. چاپ پنجم انتشارات آستان قدس رضوی ۴۷۰ صفحه (ص ۳۳۴).

محبوبی، ع. و نادری، ع. ۱۳۷۰. فیزیک خاک کاربردی چاپ اول. دانشگاه بوعلی سینا همدان. ۲۱۴ صفحه.

Davison, R.M. 1990. The physiology of the kiwifruit vine. p.127-154. In: I.J. Warrington and G.C. Weston (eds.) kiwifruit science and management.Newzealand Society for Horticultural Science, Auckland.

Judd, M.J, McAneney, K.J. and K.S. Wilson. 1989. Influence of water stress on kiwifruit growth. *Irrigation Science*. 10: 303–311.

Pacheco, C., F., Calouro, S. Vieira, F. Santos and N. Neves. 2008. Influence of n and k on yield, fruit quality and mineral composition of kiwifruit. *International Journal of Energy and Environment*. 1:2.9-15.

Richardson, A.C., K.B. Marsh, H.L. Boldingh, A.H. Pickering, S.M. Bulley, N.J. Frearson, A.R. Ferguson, S.E. Thornber, K.M. Bolitho, and E.A. Macrae. 2004. High growing temperatures reduce fruit carbohydrate and vitamin C in kiwifrui*t. plant, Cell and Environment*. 27(4):423-435.

Salinero, C., P. Piñón, M.J. Lema, and L. Martinez. 2008. Effect of fertilization and training on the sensory properties of kiwifruit in northern Portugal. In: International conference on Energy, Environment Ecosystems and Sustainable development. Algarve, Portugal, June. 11-13.

Van Oostrum, A.J. 1985. Kiwifruit water use characteristics and physiological responses to the presence and absence of irrigation in an Ohinepanea Loamy sand. MSc. Thesis. University of Waikato, Hamilton, New Zealand.

Vanniere, M.P. and J.G. Huguet. 1991. Scheduling irrigation by using micromorphometric observations. *Acta Horticulturae*. 297: 409–418.

فرآیندهای انتقال ذرات در فرسایش شیاری در شرایط آزمایشگاهی

سیده کوثر دانش‌یار[۱]، حسین اسدی[۲]، سید علی موسوی[۳]
۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد
۲- دانشیار دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان
۳- مربی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان

مقدمه

آگاهی از توزیع اندازه ذرات رسوب، درک و فهم فرآیندهای فرسایشی و انتقال رسوب و در نتیجه مدل‌سازی فرآیندی را بهبود می‌بخشد (Shi et al., 2012). فرسایش خاک معمولا به دو دسته‌ی کلی فرسایش شیاری و بین‌شیاری تقسیم می‌شود (Laflen et al., 1991). ذرات خاک انتقال یافته (رسوب) ترکیبی از ذرات اولیه خاک (شن، سیلت و رس) و ثانویه (خاکدانه‌ها) است (Mitchell et al., 1983). در جریان رودخانه‌ای، ذرات انتقالی بسته به اندازه، شکل و چگالی ذره و ویسکوزیته و سرعت سیال با چهار مکانیسم لغزش، غلطش (چرخش)، جهش، و تعلیق جابجا می‌شوند. در مراحل آرام انتقال، لغزش و چرخش متداول‌ترین مکانیسم‌ها هستند، در حالی که در مراحل شدید، جهش و تعلیق وجه غالب انتقال ذرات هستند (Allen, 1994). در فرسایش‌های سطحی، نتایج حاصل از مطالعه اسدی و همکاران (۲۰۰۷) نشان داد که یک الگوی انتخابی دو نمایی در انتقال ذرات خاک توسط جریان سطحی وجود دارد. آن‌ها دلیل انتقال انتخابی ذرات با اندازه‌های مختلف را مقاومت متفاوت ذرات با اندازه‌های مختلف در مقابل انتقال (یا انتقال‌پذیری متفاوت ذرات)، و یا وجود فرآیندهای مختلف انتقال برای ذرات با اندازه‌های مختلف بیان کردند. آن‌ها نتیجه گرفتند که فرآیندهای مختلف موجب انتقال ترجیحی ذرات با اندازه‌های مختلف می‌شوند. هم‌چنین نتایج اسدی و همکاران (۲۰۱۱) نشان داد که حداقل دو فرآیند متفاوت جهش- تعلیق و چرخش در انتقال ذرات توسط جریان موثر است که اهمیت نسبی آن‌ها به خصوصیات جریان، به ویژه قدرت جریان و بافت خاک وابسته است. به‌طور کلی رابطه قوی و محکمی بین ارتباط رسوب با چرخش و قدرت جریان وجود دارد (Shi et al., 2012) و بافت خاک عامل اصلی در توزیع اندازه ذرات رسوب است (Young, 1980). مطالعه Shi et al. (۲۰۱۲) نشان داد که مکانیسم اصلی در فرسایش بین‌شیاری، جهش- تعلیق ذرات ریز است، در حالی که بعد از ایجاد شیار از میزان فعالیت این دو مکانیسم کاسته شده و انتقال توسط فرآیند چرخش که مکانیسم غالب در انتقال ذرات بزرگ‌تر است، غالب می‌شود. اهمیت نسبی مکانیسم‌های انتقال رسوب وابسته به قدرت جریان است، به‌طوری‌که اهمیت نسبی جهش – تعلیق با افزایش قدرت جریان کاهش یافته و چرخش در قدرت جریان بالا اهمیت بیش‌تری می‌یابد (Asadi et al., 2011). نتایج حاکی از آن است که جداسازی و انتقال در شدت‌های مختلف با مکانیسم‌های متفاوتی انجام می‌پذیرد (Shi et al., 2012). با توجه به مطالعات انجام شده و آگاهی از نقش مکانیسم‌های فرسایش در انتقال ذرات رسوب، هدف از تحقیق حاضر بررسی مکانیسم انتقال ذرات در فرسایش شیاری در خاک‌های با ویژگی‌های متفاوت و در دامنه وسیع‌تری از قدرت جریان در مقایسه با مطالعات قبلی بوده است.

مواد و روشها

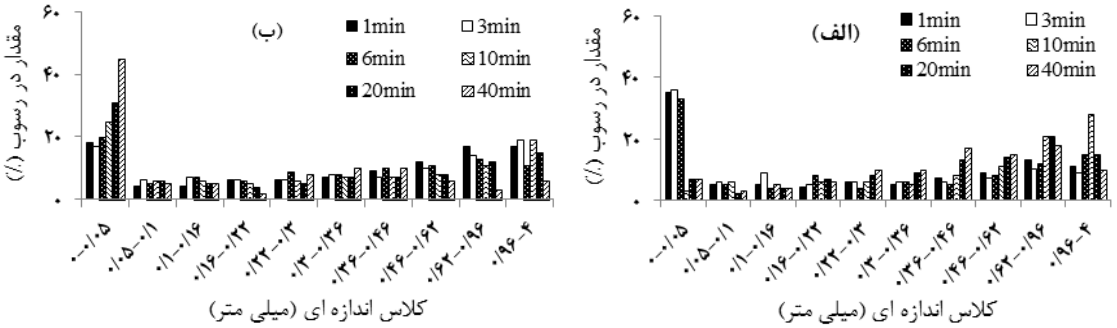
نمونه خاک‌های با ویژگی‌های متفاوت از چهار منطقه مختلف شامل یک نمونه خاک زراعی آهکی (کربنات کلسیم ۲۱ ٪) از منطقه کوهین، یک نمونه خاک شور- سدیمی ($EC= ۱۰dS\ m^{-1}$) از منطقه گیلوان، یک نمونه خاک جنگلی با خاکدانه‌های پایدار ($MWD= ۳/۶\ mm$) از منطقه سد تاریک رشت و یک نمونه رسوبات شنی رودخانه‌ای از منطقه لیلاکوه لنگرود انتخاب گردید. نمونه‌برداری به‌صورت هم‌زمان و در یک فصل و از عمق صفر تا ۲۰ سانتی‌متر خاک سطحی انجام شد. برای انجام این تحقیق و برای شبیه‌سازی شیار از دستگاه فلوم فرسایشی آزمایشگاه فیزیک و فرسایش خاک دانشگاه گیلان (Asadi et al., 2011) استفاده شد. برای انجام هر آزمایش، نمونه‌ها (بجز نمونه رسوبات شنی) از الک ۴ میلی‌متر گذرانده شد. نمونه رسوبات شن به دلیل چگالی بالای ذرات شن که مانع انتقال ذرات است، از الک ۲/۳۶ میلی‌متر عبور داده شد (Asadi et al., 2011).

آزمایش‌های فرسایش برای چهار نمونه خاک مورد بررسی تحت شش دبی جریان مختلف (در دامنه ۰/۰۳ تا ۰/۲ لیتر در ثانیه) و در شیب ۲ درصد انجام شد. پس از اعمال تیمار مورد نظر، در خروجی فلوم اقدام به نمونه-برداری از رواناب خروجی گردید و در زمان‌های ۱، ۳، ۶، ۱۰، ۲۰ و ۴۰ دقیقه نمونه‌های رواناب به میزان ۲-۵ لیتر جمع‌آوری گردید. پس از نمونه‌برداری، نمونه‌ها روی سری الک با اندازه‌های ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱۲۵، ۰/۰۷۴ و۰/۰۴۴ میلی‌متر منتقل گردید و پس از الک‌کردن در زیر آب (الک تر) و انتقال ذرات به کروزه، در آون در دمای ۱۰۵ درجه به‌مدت ۲۴ ساعت خشک گردید. سپس مقدار هر نمونه روی الک بر حسب گرم به‌دست آمد. مقدار خاک عبور یافته از ریزترین الک نیز با تعیین غلظت و حجم آب عبوری به‌دست آمد. هر نمونه خاک با روش اسدی و همکاران (۲۰۰۷) به ۱۰ کلاس قطری به گونه‌ای تقسیم شد که هر کلاس دارای جرم برابر در خاک اصلی باشد. به دیگر سخن، برای هر خاک تعداد ۱۰ مرز قطری کلاس اندازه‌ای به گونه‌ای تعریف شد که هر کلاس یک‌دهم از جرم کل خاک را شامل شود. با استفاده از منحنی توزیع اندازه ذرات و مرزهای تعیین شده، مقدار هر یک از کلاس‌های قطری در رسوب خروجی از فلوم در زمان‌های مختلف تعیین شد.

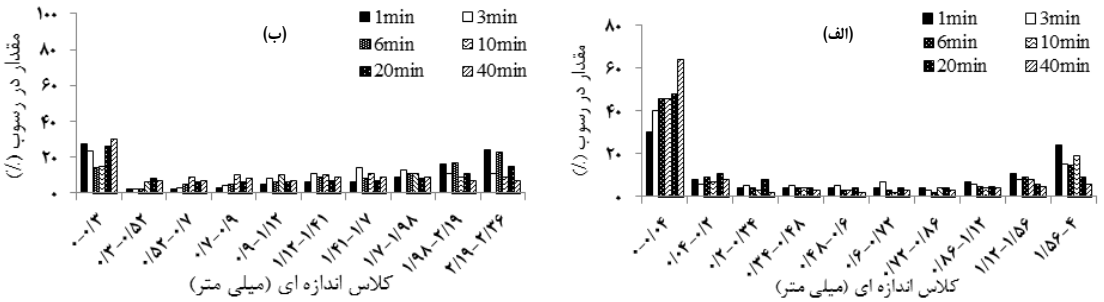
نتایج و بحث

در شکل ۱ و ۲ به عنوان نمونه تغییرات زمانی توزیع اندازه ذرات رسوب برای چهار آزمایش آمده است. همانطور که دیده می‌شود توزیع اندازه ذرات رسوب هرچند دارای تغییراتی دینامیک است، اما به‌طور کلی دو نمایی است. در سایر آزمایش‌ها نیز کم‌وبیش نتایج مشابهی دیده شد. نتایج به طور کلی بیانگر آن است که یک الگوی انتخابی در انتقال ذرات خاک توسط جریان وجود دارد که وابسته به شرایط هیدرولیکی جریان و نوع خاک است. فرآیندهای مختلف انتقال ذرات، موجب انتقال ترجیحی ذرات با اندازه‌های مشخصی می‌شوند. در مطالعات پیشین (Asadi et al., 2007; Asadi et al., 2011; Shi et al., 2012) دو فرآیند غالب در انتقال ذرات، فرآیند جهش- تعلیق و چرخش تشخیص داده شده است که اولی مسئول انتقال ذرات ریزتز و دومی عمدتا عامل انتقال ذرات درشت‌تر است و در تحقیق حاضر نیز مورد تایید قرار گرفته است. به طور کلی نتایج نشان داد که با افزایش قدرت جریان از میزان ذرات ریز کاسته شده و میزان مشارکت (سهم نسبی) کلاس‌های اندازه‌ای درشت در رسوب افزایش می‌یابد. به بیان دیگر، اهمیت نسبی جهش- تعلیق با افزایش قدرت جریان کاهش یافته و چرخش در قدرت جریان بالا اهمیت بیش‌تری می‌یابد. بنابراین اهمیت نسبی این مکانیسم‌ها وابسته به قدرت جریان و البته نوع و ویژگی‌های خاک است.

در شکل (۳) توزیع اندازه ذرات رسوب در قدرت جریان‌های مختلف در زمان یک دقیقه در نمونه خاک‌های مختلف آمده است. دلیل انتخاب این زمان، نزدیکی هرچه بیش‌تر به شرایط اولیه خاک است که با استفاده از توزیع اندازه ذرات آن، کلاس‌بندی اندازه‌ای انجام شده است. با گذشت زمان شرایط بستر تغییر خواهد کرد، هرچند که در کل مدت آزمایش توزیع دونمایی مشاهده شده است. کلاس اندازه‌ای با حداقل شدت انتقال را می‌توان به عنوان مرز بین دو مکانیسم جهش- تعلیق و چرخش در نظر گرفت (Asadi et al., 2011)، این مرز در شکل (۳) برای نمونه خاک‌های مختلف با فلش مشخص شده است. شواهد ارائه شده در شکل (۳) ضمن بیان دونمایی بودن توزیع اندازه ذرات رسوب، بیانگر آن است که کلاس اندازه‌ای که دارای حداقل شدت انتقال است تحت شرایط هیدرولیکی جریان و شدت انتقال ذرات بزرگ‌تر یا کوچک‌تر قرار نمی‌گیرد و برای هر نوع خاک مختص به همان خاک است. به طور کلی کلاس اندازه‌ای با حداقل شدت انتقال (یا با حداکثر مقاومت در مقابل انتقال) در دامنه ۰/۰۵ تا ۰/۵ میلی‌متر قرار دارد. همان‌طور که در شکل (۳) مشاهده می‌شود، با افزایش قدرت جریان، میزان مشارکت (سهم نسبی) کلاس‌های اندازه‌ای درشت در رسوب افزایش می‌یابد. به بیان دیگر اهمیت نسبی فرآیند چرخش با افزایش قدرت جریان، زیادتر می‌شود.



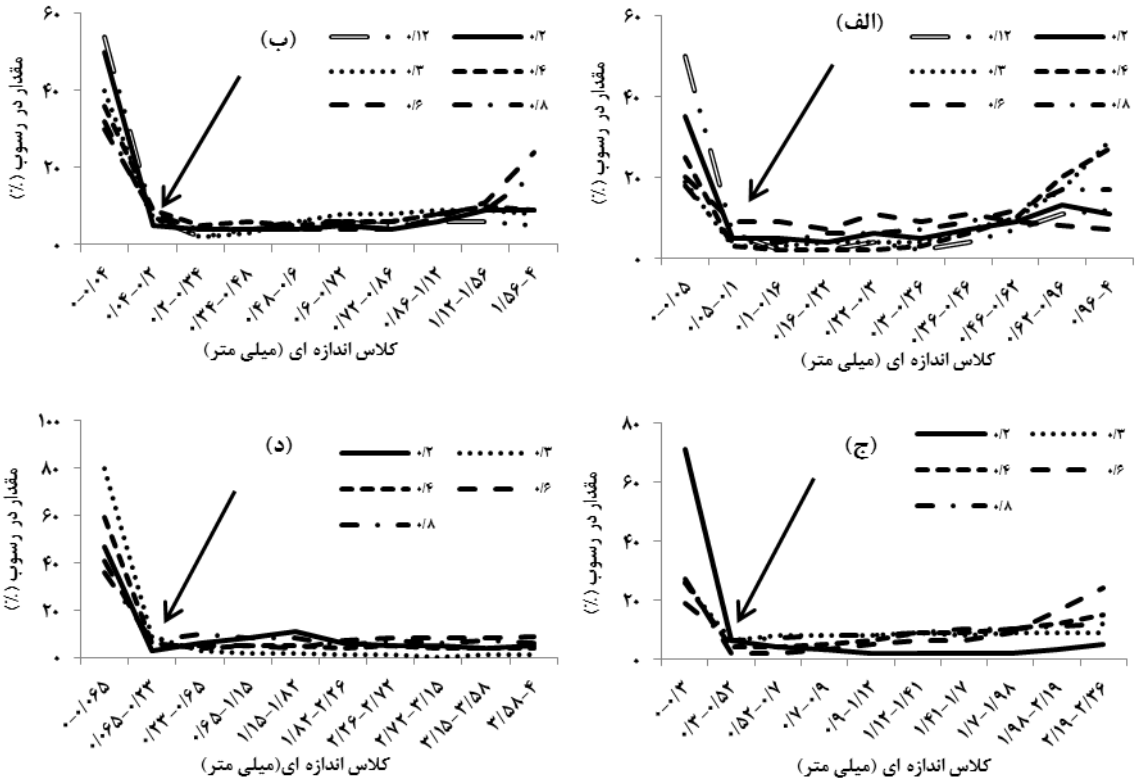
شکل ۱- تغییرات توزیع اندازه ذرات رسوب در نمونه خاک آهکی در قدرت جریان، الف) ۰/۲ و ب) ۰/۸ وات بر مترمربع



شکل ۲- تغییرات توزیع اندازه ذرات رسوب در قدرت جریان ۰/٦ وات بر مترمربع در الف) نمونه خاک شور- سدیمی و ب) نمونه رسوبات شنی رودخانه‌ای

نتایج برای چهار نمونه خاک در دامنه قدرت جریان ۰/۲- ۰/۸ وات بر مترمربع نشان داد که دو مکانیسم جهش- تعلیق و چرخش موجب انتقال ترجیحی ذرات با اندازه‌های مختلف می‌شوند. در توزیع‌های دونمایی، نقطه حداقل

شدت انتقال را می‌توان مرزی دانست که ذرات کوچک‌تر از آن عمدتاً با مکانیسم جهش- تعلیق و ذرات بزرگ‌تر از آن عمدتا با مکانیسم چرخش منتقل می‌شوند. کلاس اندازه‌ای با حداقل شدت انتقال (نقطه حداقل شدت انتقال) در هر خاک مخصوص و منحصر به همان خاک است و تحت تاثیر شرایط هیدرولیکی جریان و انتقال سایر ذرات با اندازه بزرگ‌تر و یا کوچک‌تر قرار نمی‌گیرد و تنها اهمیت نسبی دو مکانیسم تغییر می‌یابد.



شکل ۳- توزیع اندازه ذرات رسوب در زمان یک دقیقه در قدرت جریان‌های مختلف در نمونه خاک-های الف) آهکی ، ب) شور- سدیمی، ج) رسوبات رودخانه‌ای، د) جنگلی

منابع

1- Allen JRL, 1994. Fundamental properties of fluids and their relation to sediment transport processes. In: K. Pye (ed.), Sediment Transport and Depositional Processes, Chapter 2, Blackwell Scientific Publications. pp 25-60.
2- Asadi H, Moussavi SA, Ghadiri H, and Rose CW, 2011. Flow-driven soil erosion processes and the size selectivity of sediment. J. of Hydrology 406: 73–81.
3- Asadi H, Ghadiri H, Rose CW, Yu B and Hussein J, 2007. An investigation of flow-driven soil erosion processes at low stream powers. J. of Hydrology 342: 134-142.
4- Laflen JM, Lane LJ and Foster GR, 1991. WEPP: a new generation of erosion prediction technology. J. Soil Water Conserv 46: 34–38.
5- Mitchell JK, Mostaghimi S, and Pound M, 1983. Primary particle and aggregate size distribution of eroded soil from sequenced rainfall events. Trans. ASAE 26: 1773–1777.
6- Shi ZH, Fang NF, Wu FZ, Wang L, Yue BJ and Wu GL, 2012. Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes. J. of Hydrology 454–455: 123–130.
7- Young RA, 1980. Characteristics of eroded sediment. Trans. ASAE 23: 1139–1142, 1146.

تاثیر تراکم خاک بر فعالیت آنزیم فسفاتاز در دو نوع خاک رسی و لوم شنی زیر کشت گندم

آزاده قلوبی[۱]، محمود شعبانپور[۲]، احسان کهنه[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۲- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۳- کارشناس ارشد علوم خاک، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان گیلان

مقدمه

وقوع تراکم خاک در اثر استفاده از ماشین آلات سنگین، لگدمال شدن توسط دام ها و فعّالیت های بشری است. تراکم خاک با افزایش جرم مخصوص ظاهری و تغییر توزیع اندازه منافذ بر خصوصیات فیزیکی خاک اثر گذاشته و باعث کاهش نفوذپذیری آب و هوا و مخصوصاً تهویه می‌شود که منجر به افزایش پتانسیل ایجاد رواناب سطحی، فرسایش خاک و اثرات نامطلوب روی رشد گیاه می شود [Beylich et al., 2009]. یکی از معمول‌ترین روش‌های ارزیابی تراکم پذیری خاک، اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری خاک می‌باشد(برزگر، ۱۳۸۳). تراکم ممکن است جذب عناصر غذایی کم تحرک، از جمله فسفر را کاهش دهد. علاوه بر غلظت پایین فسفر در محلول خاک، فسفر اساساً درون خاک بوسیله پخشیدگی انتقال می‌یابدکه یک پروسه بسیار آهسته است، این بدان معنی است که ریشه گیاهان برای جذب مناسب می‌بایست به طورمعمول در مجاورت منبع فسفر قرار داشته باشند. مطالعات انجام شده تحت شرایط آب و هوایی مشابه نشان داده که واکنش محصولات به تراکم به‌طور قابل ملاحظه‌ای به‌وسیله نوع خاک و تفاوت‌های مربوط به بافت و ساختمان خاک تحت تاثیر قرار می‌گیرد. در آزمایشات مختلف کاهش بازده توسط تراکم وارد شده با مقدار رس به‌طور منفی همبستگی داشته و علت آن افزایش مقاومت خاک و تراکم بیان شده است[Kristoffersen et al., 2005]. فسفر آلی قبل از این‌که بتواند مورد استفاده گیاه قرار گیرد باید به فسفر معدنی تبدیل شود. فسفاتازها آنزیم‌هایی هستند که پیوندهای استری C-O-P را هیدرولیز می‌کنند. آنزیم فسفاتاز از باکتری‌های خاک و ریشه گیاهان آزاد می‌شود [Spier and Ross, 1978]. آنزیم فسفاتاز به دو آنزیم فسفاتاز اسیدی و قلیایی طبقه بندی می‌شود زیرا فعالیت مناسب آن‌ها در دو محدوده اسیدی و قلیایی می‌باشد [Tabatabai,1982].

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی اثر تراکم خاک بر فرایند معدنی شدن فسفر مطالعات گلخانه ای آزمایشی به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملا تصادفی با سه تکرار در پاییز سال۹۱ انجام شد. دو نمونه خاک از منطقه آبکنار شهرستان بندرانزلی با بافت سبک و اطراف دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان با بافت سنگین تهیه شد. فاکتورهای مورد بررسی عبارتند از: ۱- تراکم در سه سطح تراکم طبیعی، ده و بیست درصد، ۲- خاک در دو سطح سبک و سنگین و ۳- چهار مرحله نمونه‌برداری ۱، ۱۵، ۳۵و ۶۰ روز پس از کاشت که مجموعاً شامل ۱۸ گلدان شد. گلدان‌هایی از جنس PVC به شکل

استوانه با ارتفاع ۳۵ سانتی متر، قطر داخلی ۱۶ سانتی متر انتخاب شد. ابتدا یکسان بودن ماده‌ی آلی خاک‌های مورد نظر به روش والکلی بلاک اندازه‌گیری و اثبات شد. برای ایجاد سطوح تراکم ابتدا به روش سیلندر، جرم مخصوص ظاهری خاک دست نخورده محاسبه و این جرم مخصوص به عنوان شاهد برای خاک غیرمتراکم در نظر گرفته‌شد. با مشخص بودن حجم گلدان و جرم مخصوص ظاهری، وزن خاک مورد نیاز برای هر گلدان محاسبه‌گردید. برای تعیین مقدار خاک لازم برای سطوح تراکم ده درصد و بیست درصد، به ترتیب ده درصد و بیست درصد به وزن خاک گلدان شاهد اضافه شد. کودهای فسفر، نیتروژن و پتاسیم مطابق توصیه‌ی کودی به خاک هر گلدان اضافه گردید. سطوح مختلف تراکم با استفاده از وزنه پنج کیلوگرمی انجام شد. برای ایجاد تراکم یکنواخت، خاک در چند مرحله به گلدان افزوده و متراکم گردید و در نهایت ارتفاع خاک هر گلدان به ارتفاع گلدان شاهد رسید. در هر گلدان پنج عدد بذر گندم رقم شهریار در عمق دو سانتی‌متری خاک کاشته شد. پس از جوانه‌زنی بذرها، تعداد بوته‌ها به دو عدد در هر گلدان کاهش داده شد. رطوبت ظرفیت زراعی خاک برای هر تیمار به منظور تعیین زمان آبیاری محاسبه و به منظور رساندن خاک به این رطوبت، مقدار آب مورد نیاز به روش وزنی تعیین و به گلدان‌ها افزوده شد. نمونه‌های خاک از عمق ۲۰-۰ سانتی‌متر برای آنالیز به آزمایشگاه منتقل گردید و فعالیت آنزیم فسفاتاز به روش Tabatabai and Bremner(1982)اندازه‌گیری شده و به صورت میکروگرم پارانیتروفنل بر گرم خاک خشک در یک ساعت انکوباسیون($\mu g\ PNP.\ gr^{-1}\ Soil\ hr^{-1}$) گزارش شد

نتایج و بحث

پارامترهای فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد آزمایش قبل از کشت در جدول ۱ ارائه شده است. نتایج تجزیه واریانس اثر تراکم خاک، بافت خاک و مراحل زمانی بر معدنی شدن فسفرخاک در جدول ۲ ارایه شده است.

جدول ۱ - برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های خاک قبل از کشت

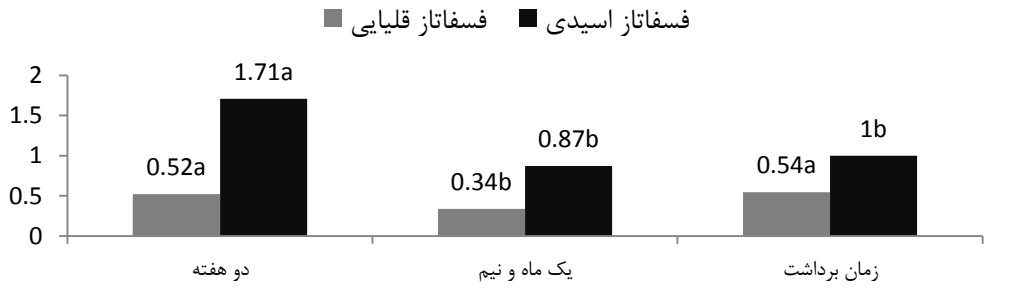
مشخصات خاک	EC	PH	CCE	O.C	بافت خاک	Clay	Silt	Sand	B.d	SP	FC
	dsm-1		%			%			gr/cm3	%	
رسی	۰/۳۳	۵/۵۸	۴/۲۴	۱/۴۴	Clay	۷۰	۲۲	۸	۱/۵	۶۹/۶۵	۳۰/۷۳
شنی	۰/۴۴	۵/۴	۴	۱/۲	Sandy loam	۱۷	۱۲	۷۱	۱/۷۱	۳۵/۶۸	۸/۸۷

تجزیه واریانس نشان داد که اثر مراحل زمانی، نوع خاک و نیز اثر متقابل مراحل زمانی، تراکم و نوع خاک در سطح احتمال یک درصد بر فعالیّت آنزیم فسفاتاز اسیدی معنی دار بود، اما اثر مراحل زمانی و اثر نوع خاک در سطح احتمال یک درصد برای فعالیت فسفاتاز قلیایی معنی دار بود (جدول۲). مقایسه میانگین مراحل زمانی (نمودار۱) نشان داد که فعالیت آنزیم فسفاتاز در زمان دوم کاهش معنی‌داری نسبت به زمان اول داشته است. باتوجه به نمودار۲ مقدار فعالیّت آنزیم فسفاتاز نیز در خاک رسی به طور معنی‌داری کمتر از خاک لوم شنی بوده است.

جدول ۲ - تجزیه واریانس اثر فاکتورهای آزمایشی بر فعالیت فسفاتاز اسیدی، فسفاتاز قلیایی

منبع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات	
		فسفاتاز اسیدی	فسفاتاز قلیایی
زمان	۲	۳/۶۴۰**	۰/۲۲۸**
تراکم	۲	۰/۰۴۵	۰/۰۲۷
نوع خاک	۱	۹/۱۳۰**	۰/۲۳۷**
زمان× تراکم	۴	۰/۰۱۵	۰/۰۱۵
زمان× نوع خاک	۲	۰/۰۷۳	۰/۰۶۱
تراکم × نوع خاک	۲	۰/۰۴۰	۰/۰۷۱
زمان × تراکم × نوع خاک	۴	۰/۳۵۵**	۰/۰۴۴
خطا	۳۶	۰/۰۹۰	۰/۰۳۵
کل	۵۳		

*معنی دار در سطح احتمال پنج درصد **معنی دار در سطح احتمال یک درصد



نمودار۱- مقایسه میانگین تاثیر مراحل زمانی بر فعالیّت آنزیم فسفاتاز

نتایج حاصل با گزارش ژنگ و همکاران(۲۰۰۲)مطابقت داشت، آنها گزارش کردند مراحل رشد گیاه تاثیر مهمی روی فعّالیت آنزیم‌های خاک از جمله آنزیم فسفاتاز داردو بیش‌ترین میزان فعالیّت آنزیم فسفاتاز در خاک لوم شنی تحت کشت ذرت مربوط به زمان شکوفه زدن و کمترین مقدار آن مربوط به زمان شش برگ گسترده گیاه بود.



نمودار۲ - مقایسه میانگین تاثیر نوع خاک بر فعالیّت آنزیم فسفاتاز

علّت بیش‌تر بودن فعّالیّت آنزیم فسفاتاز در خاک رسی در مقایسه با خاک لوم شنی احتمالاً بیش‌تر بودن میزان تخلخل خاک در خاک رسی است. تخلخل خاک روی جمعیّت میکروبی خاک که از جمله منابع آنزیم های درون خاک است اثر می گذارد.

منابع

برزگر، ع. ۱۳۸۳. فیزیک خاک پیشرفته. انشارات دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران.

Beylich, A., H.R. Oberholzer, S. Schrader, H. Hoper, B. M. Wilke. 2010. Evaluation of soil compaction effects on soil biota and soil biological processes in soils. Soil and Tillage Research 109: 133-143.

Kristoffersen, A. O. and H. Riley. 2005. Effects of soil compaction and moisture regime on the root and shoot growth and phosphorus uptake of barley plants growing on soils with varying phosphorus status. Nutrient Cycling in Agroecosystems 72: 135-146.

Marschner, H., 1995. Mineral Nutrition of Higher Plants. Academic Press, London, UK

Spier, T. W. and D. J. Ross. 1978. Soil phosphatase and sulphatase. PP. 197-250. In: R. G. Burns (ed). Soil enzymes. Academic Press New York.

Tabatabi, M. A. 1982. Soil enzymes. PP. 539-579. In: A. C. page et al. (ed). Methods of Soil Analysis. Part 2. Am. Soc. Agron. Madison. WI. USA.

Tabatabi, M. A., J.M. Bremner.1969. Use of p-nitrophenyl phosphate for assay of soil phosphatase activity. Soil Biol Biochem, 1:301-307.

C. H. Li, B. L. Ma and T. Q. Zhang. 2002. Soil bulk density effects on soil microbial populations and enzyme activities during the growth of maize planted in large pots under field exposure. Soil. Sci.89.144.189.171.

اثر اسید سالیسیلیک بر مقاومت به تنش‌های شوری و قلیائیت در گیاه فلفل شیرین (*Capsicum annuum* L.)

علی اشرف امیری نژاد
استادیار گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

مقدمه

تنش شوری شامل اثر اسمزی و ایجاد صدمه به وسیله یون‌ها بوده اما در تنش قلیائیت اثرات pH بالا نیز وجود دارد. این عامل در محیط ریشه سبب غیر محلول شدن و رسوب یون‌های فلزی، کاهش عملکرد فیزیولوژیکی ریشه و تخریب ساختار سلول ریشه می‌شود. اسید سالیسیلیک یک تنظیم کننده رشد از گروه ترکیبات فنلی است که در تنظیم فرآیندهای فیزیولوژیکی گیاه نقش دارد. اسید سالیسیلیک در گیاهانی که تحت تنش هستند نقش حفاظتی داشته و سبب افزایش مقاومت به تنش می شود. این مکانیسم عمل اسید سالیسیلیک به نقش آن در تنظیم آنزیم‌های آنتی اکیسدانی و ترکیبات دارای گونه‌های اکسیژن فعال در گیاه برمی‌گردد. اسید سالیسیلیک از طریق افزایش فعالیت آنزیم‌های آنتی اکسیدانت، گیاهان را از صدمات بدست آمده از واکنش‌های اکسیداتیو حفظ می‌کند. هدف از اجرای طرح حاضر ارزیابی اثرات استفاده از اسید سالیسیلیک در افزایش مقاومت به تنش‌های شوری و قلیائیت و نیز بر رشد و عملکرد گیاه فلفل شیرین بود.

مواد و روشها

برای انجام آزمایش، در داخل هر گلدان ۷ کیلوگرم مخلوط خاکی (شامل خاک زراعی، ماسه بادی و کود دامی پوسیده به نسبت ۱:۱:۲) ریخته شد. در مرحله ۴-۶ برگی از بین نشاءهای تولید شده، در داخل هر گلدان دو نشاء کاشته شد.. پس از استقرار کامل نشاءها، تیمارهای آزمایشی شروع شد. این تحقیق به صورت آزمایش فاکتوریل ۲×۳×۳ با فاکتورهای اصلی تنش شوری، تنش قلیائیت و اسید سالیسیلیک در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی و در سه تکرار انجام گرفت. تیمار سالیسیلسک اسید به صورت محلول پاشی برگی در غلظت‌های ۰، ۰/۷۵ و ۱/۵ میلی‌مولار تا خیس شدن کامل سطح برگ‌های هر گیاه انجام گرفت. برای اعمال تیمار شوری از نمک‌های خنثی $NaCl:Na_2SO_4$ و به نسبت مولی ۱:۱ در دو غلظت ۰ و ۱۵۰ میلی‌مولار و برای اعمال تنش قلیائیت از نمک‌های قلیایی $NaHCO_3:Na_2CO_3$ و به نسبت مولی ۱:۱ در سه غلظت ۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌مولار استفاده شد. صفات مورد نظر شامل عملکرد کل، محاسبه میانگین عملکرد هر بوته، میانگین وزن میوه، اندازه گیری قطر ساقه درسطح خاک، ارتفاع بوته، سطح برگ، وزن خشک و وزن تر بوته و برگ و اندازه‌گیری کلروفیل انجام گرفت. به منظور انجام محاسبات آماری از نرم‌افزارهای SAS و MSTAT-C استفاده گردید. همچنین مقایسه میانگین‌ها با استفاده از آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد انجام گرفت.

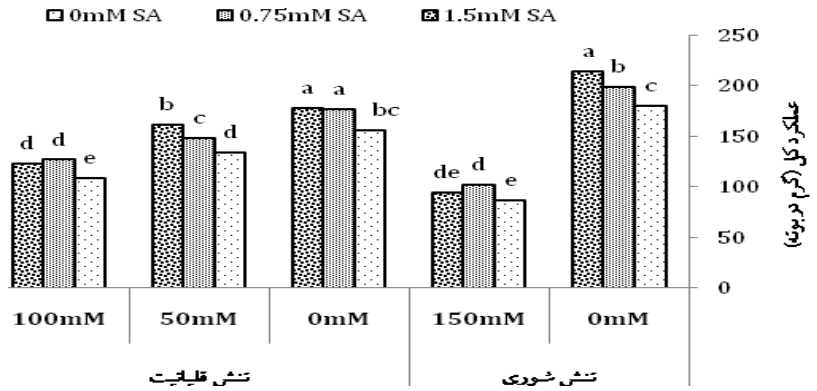
نتایج و بحث

بر اساس نتایج تجزیه واریانس داده‌ها، اثرات ساده شوری و قلیائیت بر تمام صفات مورد ارزیابی در سطح ۱ درصد آماری و اثرات ساده اسید سالیسیلیک بر عملکرد کل، تعداد میوه، ارتفاع بوته، سطح برگ، وزن تر و خشک بوته، وزن خشک برگ و شاخص کلروفیل در سطح ۱ درصد و بر قطر ساقه و وزن تر برگ در سطح ۵ درصد معنی‌دار شد. اثرات متقابل شوری و سالیسیلیک اسید بر صفات عملکرد کل و سطح برگ در سطح ۱ درصد و بر قطر ساقه در سطح ۵ درصد آماری معنی‌دار شد.

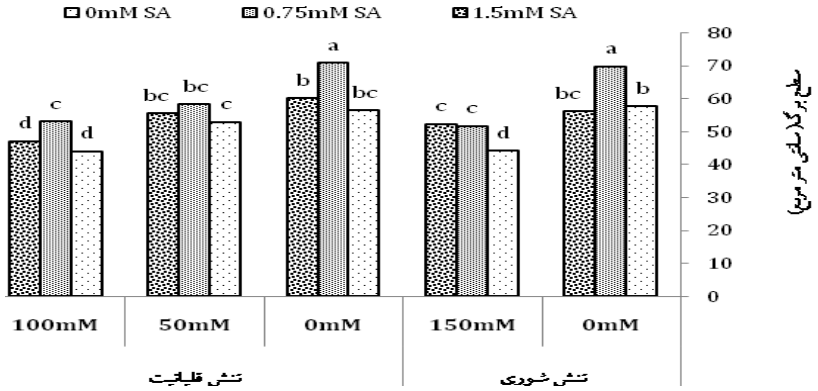
اثرات متقابل قلیائیت و سالیسیلیک اسید بر وزن تر گیاه و بر صفات وزن میوه، وزن خشک گیاه و شاخص کلروفیل در سطح ۵ درصد معنی‌دار شد. اثرات سه گانه شوری، قلیائیت و اسید سالیسیلیک تنها بر صفات وزن میوه و وزن تر گیاه در سطح ۵ درصد معنی‌دار گردید. نتایج اثرات متقابل اسید سالیسیلیک و تنش های شوری و قلیائیت حاکی از تاثیر مثبت و معنی‌دار این ماده بر بیشتر صفات مورد ارزیابی در آزمایش بود، به طوری که استفاده از اسید سالیسیلیک هم در شرایط تنش شوری و هم در شرایط تنش قلیائیت سبب افزایش معنی‌دار صفات عملکرد کل، سطح برگ، ارتفاع بوته، تعداد میوه در بوته، وزن تر بوته و شاخص کلروفیل شد. در این تحقیق تنش قلیائیت همانند تنش شوری سبب کاهش معنی دار پارامترهای رشدی و عملکرد در گیاه فلفل شد ولی اثرات منفی تنش شوری(۱۵۰ میلی‌مولار) شدیدتر از اثرات تنش قلیائیت (۱۰۰ میلی‌مولار) بود، به طوری که در شرایط ۱۰۰ میلی‌مولار تنش قلیائیت عملکرد کل، وزن میوه، تعداد میوه، ارتفاع، سطح برگ، قطر ساقه، وزن تر گیاه، وزن خشک گیاه، وزن تر برگ و وزن خشک برگ به ترتیب ۳۰، ۱۸، ۱۸، ۱۴، ۲۴، ۲۳، ۳۰، ۲۶، ۳۳، ۲۸ و ۲۵ درصد نسبت به شاهد کاهش یافت.

نتایج حاصل از تیمار اسید سالیسیلیک بر پارامترهای رشدی حاکی از تاثیر مثبت و معنی‌دار این ماده بر صفات عملکرد کل، تعداد میوه، ارتفاع بوته، سطح برگ، قطر ساقه، وزن تر و خشک بوته و همچنین وزن تر و خشک برگ بود. اسید سالیسیلیک یک تنظیم کننده رشد گیاهی می‌باشد که در مقادیر کم و زیاد اثرات متفاوتی بر رشد و فرآیندهای فیزیولوژیکی گیاه می‌گذارد. در بیشتر صفات مورد ارزیابی تیمار ۰/۷۵ میلی‌مولار موثرتر از تیمار ۱/۵ میلی‌مولار بود. نتایج حاصل از مقایسه میانگین اثرات متقابل اسید سالیسیلیک و شوری و همچنین اسید سالیسیلیک و قلیائیت نیز آشکار کرد که این ترکیب هم در شرایط تنش شوری، هم در شرایط تنش قلیائیت و همچنین در شرایط بدون تنش تاثیر مثبت و معنی‌داری بر عملکرد کل، سطح برگ، ارتفاع بوته، تعداد میوه در بوته و وزن تر بوته دارد.

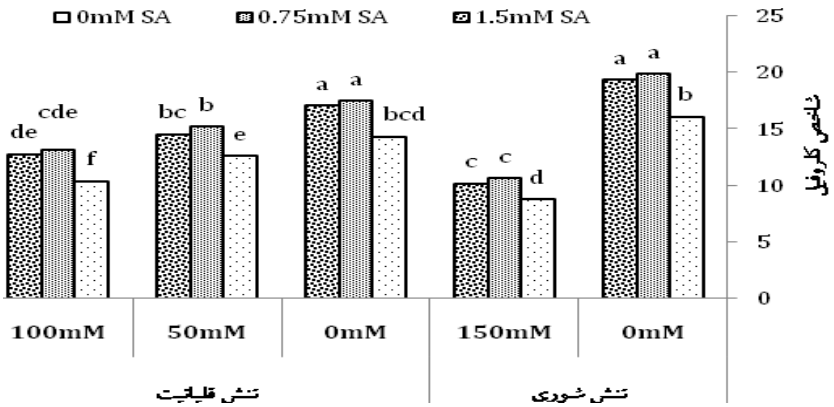
نتایج حاصل از این مطالعه نشان داد که در اثر تنش شوری و قلیائیت شاخص کلروفیل به ترتیب ۵۰ و ۲۵ درصد نسبت به شاهد کاهش یافته است. کاهش کلروفیل برگ می‌تواند به علت اختلال در جذب عناصر غذایی ضروری در سنتز کلروفیل باشد. شوری و قلیائیت همانند سایر تنش‌های محیطی در نهایت تنش اکسیداتیو ایجاد می‌کنند و موجب افزایش تولید انواع اکسیژن واکنش‌گر می‌شوند و کاهش میزان کلروفیل در این شرایط، نشان-دهنده وسعت آسیب‌های اکسیداتیو است. در این مطالعه استفاده ازغلظت‌های ۰/۷۵ و ۱/۵ میلی‌مولار اسید سالیسیلیک سبب افزایش ۲۵ و ۱۶ درصدی شاخص کلروفیل برگ‌ها نسبت به شاهد شد. همچنین مقایسه میانگین اثرات متقابل اسید سالیسیلیک و تنش شوری و اسید سالیسیلیک و تنش قلیائیت حاکی از تاثیر مثبت و معنی‌دار این ماده در افزایش این صفت هم در شرایط تنش شوری و هم در شرایط تنش قلیائیت بود. به طور مشابه تیمار اسید سالیسیلیک سبب افزایش رنگیزه‌های فتوسنتزی در چندین گونه گیاهی شده است.



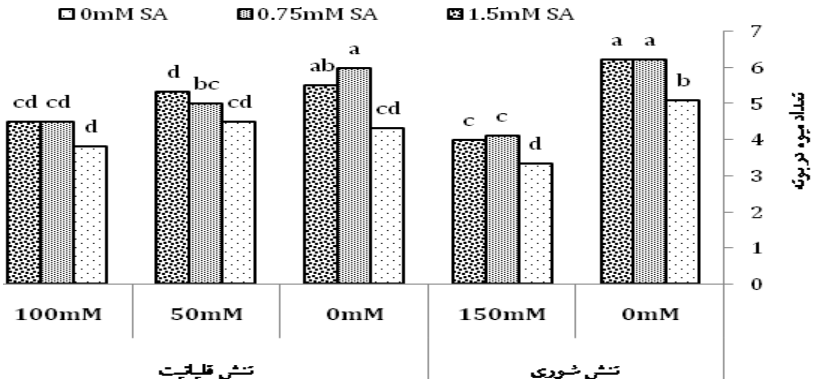
شکل ۱- تاثیر سالیسیلیک اسید بر عملکرد کل گیاه فلفل شیرین تحت تنش شوری و قلیائیت



شکل ۲- تاثیر سالیسیلیک اسید بر سطح برگ گیاه فلفل شیرین تحت تنش شوری و قلیائیت



شکل ۳- تاثیر سالیسیلیک اسید بر شاخص کلروفیل گیاه فلفل شیرین تحت تنش شوری و قلیائیت



شکل ٤- تاثیر سالیسیلیک اسید بر تعداد میوه در بوته گیاه فلفل شیرین تحت تنش شوری و قلیائیت

منابع

1- De Pascale S, Ruggiero C and Barbieri G, 2003. Physiological responses of pepper to salinity and drought. J. Amer. Soc. Sci. 128: 48-54.

2- Farooq M, Basra SMA, Wahid A, Ahmad N and Saleem BA, 2009. Improving the drought tolerance in rice (*Oryza sativa* L.) by exogenous application of salicylic acid. J. Agron Crop Sci. 195: 237-246.

3- Gao WZ, Zhang JT, Liu Z, Xu QT, Li XJ and Mu C, 2012. Comparative effects of two alkali stresses, Na_2CO_3 and $NaHCO_3$ on cellionic balance, osmotic adjustment, pH, photosynthetic pigments and growth in oat (*Avena sativa* L.). AJCS 6 (6): 995-1003.

4- Li C, Fang B, Yang C, Shi D and Wang D, 2009. Effects of various salt-alkaline mixed stresses on the state of mineral elements in nutrient solutions and the growth of alkali resistant halophyte Chloris virgata. Journal of Plant Nutrition. 32: 1137–1147.

5- Li C, Wang H, Wang H, Ni F and Shi D, 2012. Comparative investigation of single salts stresses and their mixtures on Eragrostioid (*Chloris virgata*) to demonstrate the relaxation effect of mixed anions. AJCS 6(5):839-845.

6- Rao PS, Mishra B, Gupta SR and Rathore A, 2008. Reproductive stage tolerance to salinity and alkalinity stresses in rice genotypes. Plant Breeding. 127: 256–261.

ارزیابی مقاومت به تنش های شوری و قلیائیت در گیاه فلفل شیرین

علی اشرف امیری نژاد
استادیار گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

مقدمه

شوری و قلیائیت خاک از مهمترین فاکتورهای محیطی محدود کننده تولید محصولات کشاورزی بوده و حدود حدود ۱۲,۵ درصد از زمین‌های کشور را در مناطق خشک و نیمه خشک را شامل می شوند. به طور کلی تنش شوری شامل تنش اسمزی و صدمه ایجاد شده به وسیله یون‌ها بوده اما در تنش قلیائیت اثرات pH بالا نیز وجود دارد. این مسئله در محیط ریشه سبب غیر محلول شدن و رسوب یون‌های فلزی و فسفر، کاهش عملکرد فیزیولوژیکی ریشه، و تخریب ساختار سلول ریشه می‌شود. تنش قلیایی می‌تواند ضمن جلوگیری از جذب آنیون-های غیرآلی از قبیل Cl^-، $NO3^-$ و H_2PO4^-، بر روی جذب انتخابی Na^+/K^+ تاثیر بگذارد و تعادل یونی را به هم بریزد. با توجه به این مطالب و نیز سطح وسیع خاک‌های شور و قلیا در کشور، لزوم شناخت واکنش‌های گیاهان در این خاک‌ها و همچنین روش‌های کنترل ضروری به نظر می‌رسد. هدف از این مطالعه ارزیابی اثرات تنش های شوری و قلیائیت بر رشد و عملکرد گیاه فلفل شیرین، و مقایسه تنش‌های شوری و قلیائیت در کاهش رشد و عملکرد در این گیاه بوده است.

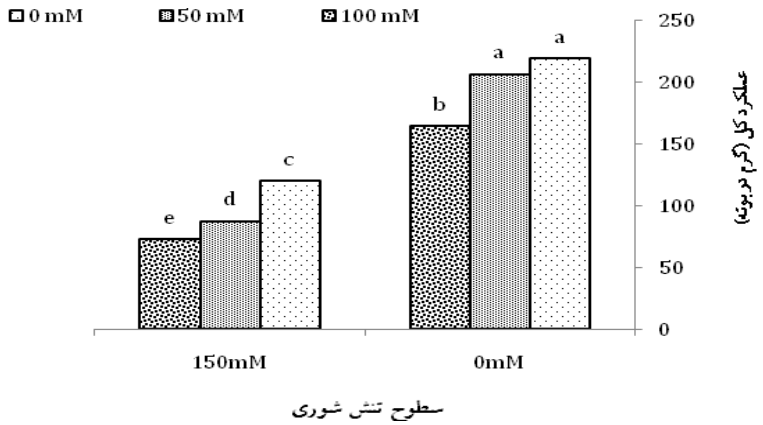
مواد و روشها

این تحقیق در سال ۱۳۹۰ در گلخانه دانشکده کشاورزی دانشگاه ایلام اجرا گردید. ابتدا جهت تهیه نشاء مطلوب، چند گرم بذر فلفل شیرین (*Capssicum annuum* L.) در خزانه کاشته شد. برای انجام آزمایش، در داخل هر گلدان ۷ کیلوگرم مخلوط خاکی (شامل خاک زراعی، ماسه بادی و کود دامی پوسیده به نسبت ۱:۱:۲) ریخته شد. در داخل هر گلدان دو نشاء کاشه شد. پس از استقرار کامل نشاءها، تیمارهای آزمایشی شروع شد. این تحقیق به صورت آزمایش فاکتوریل با فاکتورهای اصلی تنش شوری و تنش قلیائیت در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی و در سه تکرار انجام گرفت. برای اعمال تیمار شوری از نمک‌های خنثی ($NaCl:Na_2SO_4$) و به نسبت مولی ۱:۱ در دو غلظت ۰ و ۱۵۰ میلی‌مولار و برای اعمال تنش قلیائیت از نمک‌های قلیایی ($NaHCO_3:Na_2CO_3$) و به نسبت مولی ۱:۱ در سه غلظت ۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌مولار استفاده شد. اعمال تیمارهای تنش با آب حاوی نمک‌های ذکر شده و آبیاری تیمار شاهد با آب مقطر صورت گرفت. در طول مدت آزمایش از زمان کاشت تا برداشت مراقبت‌های زراعی انجام شد. برای اندازه‌گیری عملکرد کل هر یک از بوته‌ها پس از برداشت میوه‌ها، به کمک یک ترازوی دیجیتالی، وزن میوه‌ها در برداشت‌های متوالی ثبت و در پایان پس از جمع‌بندی میانگین عملکرد هر بوته محاسبه شد. برای محاسبه تعداد میوه در بوته تعداد کل میوه‌های برداشت شده از هر بوته ثبت و برای هر تکرار معدل‌گیری‌شد. از تقسیم عملکرد کل بر تعداد میوه در هر بوته میانگین وزن میوه به دست آمد. قطر ساقه و ارتفاع بوته به ترتیب با استفاده از کولیس و خط کش و اندازه گیری سطح برگ با استفاده از دستگاه سطح برگ سنج از برگ های کاملا توسعه یافته هر گلدان انجام گرفت. اندازه‌گیری

وزن خشک و وزن تر بوته و برگ در پایان برداشت صورت گرفت. اندازه‌گیری کلروفیل با استفاده از دستگاه کلروفیل سنج دستی انجام گرفت. به منظور انجام محاسبات آماری از نرم‌افزارهای SAS و MSTAT-C استفاده گردید. همچنین مقایسه میانگین‌ها با استفاده از آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد انجام گرفت.

نتایج و بحث

تنش به عنوان یک عامل ایجاد کننده اختلال در فیزیولوژی گیاه بر روی پارامترهای رشدی گیاه نیز تاثیر می گذارد. نتایج این تحقیق نشان داد که تنش شوری و قلیائیت بر پارامترهای رشدی و میزان عملکرد فلفل تاثیر منفی دارد (شکل ۱). به طوری که در اثر تنش شوری عملکرد کل، وزن میوه، تعداد میوه، ارتفاع، سطح برگ، قطر ساقه، وزن تر گیاه، وزن خشک گیاه، وزن تر برگ و وزن خشک برگ به ترتیب ۵۲، ۲۷، ۳۴، ۲۲، ۱۹، ۲۴، ۴۷، ۴۴، ۴۴ و ۲۸ درصد نسبت به شاهد کاهش یافته است. تاثیر تنش در کاهش رشد و عملکرد یک پدیده عمومی بوده و در مطالعات زیادی گزارش شده است (لی و همکاران، ۲۰۰۹، چانگلی و چانیو، ۲۰۱۰).



شکل ۱- اثر سطوح مختلف شوری و قلیائیت بر عملکرد گیاه فلفل شیرین

در تنش قلیائیت، با وجود اثرات تنش شوری، اثر pH بالا نیز وجود دارد. pH بالا در محیط ریشه سبب غیر محلول شدن و رسوب یون‌های فلزی و فسفر، کاهش عملکرد فیزیولوژیکی ریشه و تخریب ساختار سلول ریشه می‌شود (لی و همکاران، ۲۰۰۹). در این تحقیق تنش قلیائیت همانند تنش شوری سبب کاهش معنی دار پارامتر-های رشدی و عملکرد در گیاه فلفل شد ولی اثرات منفی تنش شوری (۱۵۰ میلی‌مولار) شدیدتر از اثرات تنش قلیائیت (۱۰۰ میلی‌مولار) بود. در شرایط ۱۰۰ میلی‌مولار تنش قلیائیت عملکرد کل، وزن میوه، تعداد میوه، ارتفاع، سطح برگ، قطر ساقه، وزن تر گیاه، وزن خشک گیاه، وزن تر برگ و وزن خشک برگ به ترتیب ۳۰، ۱۸، ۱۸، ۱۴، ۲۴، ۲۳، ۳۰، ۲۶، ۳۳، ۲۸ و ۲۵ درصد نسبت به شاهد کاهش یافت.

نتایج تحقیق تائید می‌کند که تنش همزمان شوری و قلیائیت به مراتب اثرات مخرب‌تری بر رشد و عملکرد گیاهان نسبت به هر کدام از تنش‌ها به تنهایی داشته باشد، به طوری که در تمامی صفات مورد ارزیابی شدیدترین کاهش رشد و عملکرد در تیمار ترکیبی تنش (۱۵۰ میلی‌مولار شوری و ۱۰۰ میلی‌مولار قلیائیت) مشاهده شد. لازم به ذکر است که علاوه بر کاهش رشد و عملکرد، علائم ناشی از تنش شوری و قلیائیت به

صورت رنگ پریدگی و زردی (کلروز) برگ‌های پایین، پیچش و ریزش برگ‌ها ، ریزش گل‌ها، چروکیده شدن میوه‌ها، و در نهایت پژمردگی و از بین رفتن بوته ها مشاهده شد. در حقیقت کاهش شدید در برخی صفات همچون عملکرد تر و خشک در شرایط تنش همزمان شوری و قلیائیت مربوط به ریزش و کاهش سطح برگ در این تیمار می‌باشد. بدیهی است که با کاهش سطح برگ و ریزش برگ‌ها گیاه آب کمتری را از طریق تعرق از دست می‌دهد، بنابراین محدود شدن سطح تعرق کننده را شاید بتوان یکی از پاسخ‌های گیاه به شرایط تنش قلمداد کرد.

از علائم تنش‌های محیطی در گیاهان کاهش میزان کلروفیل است که این کاهش به ژنوتیپ گیاه بستگی دارد (کالوم و همکاران، ۲۰۰۱). میزان کلروفیل در گیاهان یکی از فاکتورهای مهم حفظ ظرفیت فتوسنتزی به شمار می‌رود. در این حالت با توجه به شدت، مدت و مرحله رشدی، تاثیر تنش بر هر کدام از مقادیر کلروفیل a، b و کل در گیاهان متفاوت خواهد بود. کاهش کلروفیل برگ می‌تواند به علت اختلال در جذب عناصر غذایی ضروری در سنتز کلروفیل (آرزمجو و همکاران، ۲۰۱۰) و یا در اثر تنش مربوط به افزایش تولید رادیکال‌های اکسیژن در سلول (سچوتز و فنگ‌میر ،۲۰۰۱) باشد. این رادیکال‌های آزاد سبب پراکسیداسیون و در نتیجه تجزیه این رنگیزه می‌شوند. در این مطالعه استفاده ازغلظت‌های ۰/۷۵ و ۱/۵ میلی‌مولار سالیسیلیک اسید سبب افزایش ۲۵ و ۱۶ درصدی شاخص کلروفیل برگ‌های فلفل شیرین نسبت به شاهد شد (جدول۱).

جدول۱- مقایسه اثرات تنش شوری، تنش قلیائیت و سالیسیلیک اسید بر صفات مورد مطالعه در گیاه فلفل شیرین.

تیمارها	سطوح مختلف هر تیمار (میلی مولار)	عملکرد کل (گرم در بوته)	وزن میوه (گرم)	تعداد میوه	ارتفاع (سانتی متر)	سطح برگ (سانتی متر مربع)	قطر ساقه (میلی-متر)	وزن تر گیاه (گرم)	وزن خشک گیاه (گرم)	شاخص کلروفیل
شوری	۰	۱۹۷^{a}	۳۳^{a}	۵/۸۵^{a}	۴۹^{a}	۶۱^{a}	۹/۱۴^{a}	۴۴^{a}	۸/۵۴^{a}	۱۸^{a}
	۱۵۰	۹۳^{b}	۲۴^{b}	۳/۸۱^{b}	۳۸^{b}	۴۹^{b}	۶/۹۰^{b}	۲۳^{b}	۴/۷۷^{b}	۹^{b}
قلیائیت	۰	۱۷۰^{a}	۳۲^{a}	۵/۲۷^{a}	۴۷^{a}	۶۲^{a}	۹/۱۳^{a}	۳۹^{a}	۷/۵۳^{a}	۱۶^{a}
	۵۰	۱۴۷^{b}	۲۸^{b}	۴/۹۴^{a}	۴۳^{a}	۵۵^{b}	۸/۰۰^{b}	۳۵^{b}	۶/۸۷^{b}	۱۴^{b}
	۱۰۰	۱۱۹^{c}	۲۶^{b}	۴/۲۷^{c}	۴۰^{c}	۴۷^{c}	۶/۹۴^{c}	۲۷^{c}	۵/۵۶^{c}	۱۲^{c}
سالیسیلیک اسید	۰	۱۳۲^{b}	۳۰^{a}	۴/۲۲^{b}	۴۲^{c}	۵۱^{c}	۷/۸۳^{b}	۳۰^{b}	۶/۱۷^{b}	۱۲^{b}
	۰/۷۵	۱۵۰^{a}	۲۸^{b}	۵/۱۶^{a}	۴۵^{a}	۶۰^{a}	۸/۳۶^{a}	۳۶^{a}	۶/۹۶^{a}	۱۵^{a}
	۱/۵	۱۵۳^{a}	۲۸^{ab}	۵/۱۱^{a}	۴۴^{b}	۵۴^{b}	۷/۸۸^{b}	۳۵^{a}	۶/۸۳^{a}	۱۴^{a}

میانگین‌هایی که در هر ستون دارای حرف مشترک هستند، فاقد اختلاف معنی‌داری براساس آزمون دانکن در سطح ۵ درصد می‌باشند.

منابع

1- Changli Z, Chanyou, C, 2010. Physiological effect of exogenous salicylic acid on decreasing salt damage to pepper seedlings. Plant and Soil, 323: 263–276.
2- Colom M R, and Vazzana C, 2001. Drought stress effect on three cultivars of *Eragrostis curvula*: photosynthesis and water relation. Journal of Plant Growth Regulation, 34: 195-202.
3- Farooq M, Basra S M, Wahid A, Ahmad N and Saleem B A, 2009. Improving the drought tolerance in rice (Oryza sativa L.) by exogenous application of salicylic acid. J. Agron. Crop Sci. 195: 237-246.
4- Gao W Z, Zhang J T, Liu Z, Xu Q T, Li X J, and Mu C, 2012. Comparative effects of two alkali stresses,Na2CO3 and NaHCO3 on cellionic balance, osmotic adjustment, pH, photosynthetic pigments and growth in oat(*Avena sativa*L.). AJCS 6:995-1003.
5- Ghorbani M, Sorooshzadeh A, Moradi F, Modarre Sanavy S A M, Allahdadi I, 2011. The role of phytohormones in alleviating salt stress in crop plants. Australian Journal of Crop Science 5: 726-734.
6- Horvath E, Szalai G, Janda T, 2007. Induction of abiotic stress tolerance by salicylic acid. J. Plant. Growth Regul 26:290-300.
7- Läuchli A, Lüttge U, 2002. Salinity in the soil environment. In: Tanji, K.K. (ed.): Salinity: Environment-Plants-Molecules. Pp. 21-23. Kluwer Academic Publ., Boston.
8- Li C, Fang B, Yang C, Shi D, Wang D, 2009. Effects of various salt-alkaline mixed stresses on the state of mineral elements in nutrient solutions and the growth of alkali resistant halophyte Chloris virgata. Journal of Plant Nutrition, 32: 1137–1147.
9- Rao P S, Mishra B, Gupta S R Rathore A, 2008. Reproductive stage tolerance to salinity and alkalinity stresses in rice genotypes. Plant Breeding, 127: 256–261.
10- Schutz M and Fangmeir E, 2001. Growth and yield response of spring wheat (Triticum aestivum L. cv. Minaret) to elevated CO_2 and water limitation. Environmental Pollution, 11: 187-194.

بررسی آلودگی منابع آب زیرزمینی دشت سروستان در ارتباط با کاربری اراضی

ژیلا اسدی‌فرد،[1] سیدعلی‌اکبر موسوی[2]، مهرداد محمدنیا[3]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی، گروه مهندسی کشاورزی- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات فارس
۲- دانشیار دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم تحقیقات فارس
۳- دکترای کشاورزی و منابع طبیعی و عضو هیئت علمی مرکز تحقیقات

مقدمه:

آب‌های زیرزمینی در ایران نقش بسیار مهمی در توسعه و اقتصاد کشور دارد. در حال حاضر برداشت آب از منابع زیرزمینی کشور بالغ بر ۷۹ میلیارد متر مکعب می‌باشد که بیش از ۹۰ درصد آن دربخش کشاورزی مصرف می‌شود. (علیزاده،۱۳۸۹). در ارتباط با این موضوع زایمس و همکاران (۲۰۰۸) به بررسی کاربری‌های مختلف اراضی بر کیفیت خاک و آلایندهای عبوری به روان آب پرداختند. نتایج نشان داد که میان نوع استفاده از اراضی با کیفیت خاک و آلاینده‌های آب ارتباط معناداری وجود دارد. رسولی و چراغی (۱۳۸۸) در ارزیابی کیفیت آب‌های زیرزمینی مورد استفاده در آبیاری در استان فارس بیان کردند که اغلب آب‌های مورد استفاده در فرایند آبیاری دارای محدودیت متوسط و شدید برای مصرف می‌باشند و به موازات افزایش SAR، شوری نیز افزایش می‌یابد. به طور کلی هدف اصلی از این تحقیق ارزیابی و تجزیه، تحلیل تغییرات پارامترهای نسبت جذب سدیم، کل املاح محلول و هدایت الکتریکی در آب‌های زیرزمینی دشت سروستان در ارتباط با فاکتورهای مؤثر با استفاده از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS)، تعیین ارتباط بین مقادیر پارامترهای فوق با بارش‌های جوی، تغییرات آب و هوایی، تأثیر سازندهای موجود، بر داشت بیش از حد سفره‌های آب زیرزمینی و نوع کاربری اراضی و طراحی لایه‌های اطلاعاتی با استفاده از GIS جهت ارائه مناطق آلوده در سراسر دشت می‌باشد.

مواد و روش ها:

موقعیت محدوده مطالعاتی

منطقه سروستان در ۸۰ کیلومتری غرب شیراز، واقع در استان فارس قرار دارد. در طول جغرافیایی از شمال غرب به شیراز، قره‌باغ و کوار مهارلو، از سمت شمال به گشنگان مرودشت خرامه، از سمت جنوب به شهرستان جهرم و از سمت شرق به شهرستان فسا محدود شده است. (شکل شماره۱) متوسط مساحت، بارندگی، دما و تبخیر به ترتیب با مقادیر ۱۶۴۱ کیلومتر مربع، ۳۷۹/۸ میلیمتر، ۱۷/۱ سانتی‌گراد و ۲۲۲۲/۸ میلیمتر با اقلیم (طبقه‌بندی دمارتن) خشک می‌باشد. سازندهای حاشیه دشت عبارتند از: رازک، پابده-گورپی، ساچون و آسماری-جهرم و سازند بستر دشت آغاجاری می‌باشد.



شکل شماره۱: موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه کشوری

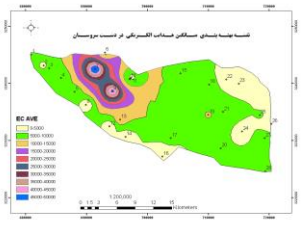
جهت اندازه‌گیری و بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی منطقه مورد مطالعه چاه‌هایی را که پراکنش جغرافیایی آن‌ها به گونه‌ای بود که اولاً کل دشت را پوشش می‌داد و ثانیاً دارای آمار کامل از نظر پارامترهای کیفیت آب (املاح محلول، هدایت الکتریکی، نسبت جذب سدیم) باشند انتخاب گردید. موقعیت چاه‌ها برروی نقشه کاربری اراضی با استفاده از GIS قرار داده شد. از طریق نرم‌افزارGIS (Surfer9) نقشه پهنه‌بندی میانگین پارامتر های فوق تهیه و با استفاده از نرم‌افزارExcel محاسبه میانگین، ضریب تغییرات، حد بالا – پائین، انحراف معیار و نمودار میانگین‌ها رسم شد. با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی، GIS و کاربری اراضی نمودارها و میانگین پارامترها براساس استانداردهای ملی آب چاه‌ها، WHOو EPA مورد تفسیر و تجزیه تحلیل قرار گرفتند. سنجش TDS, EC با دستگاه EC متر مدل CD20 با نشان Aqualytic با دقت ۱٪ ساخت کشور آلمان صورت گرفته است. در طبقه‌بندی ویلکاکس آمریکایی رابطه Na را نسبت به (ca+mg) نشان می‌دهد که بنام نسبت جذبی سدیم یا SAR مشهور است و عبارت است از:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{۲}}} \qquad [۱]$$

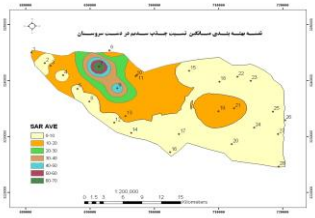
که درآن غلظت یون‌ها برحسب میلی اکی والان برلیتر ذکر می‌شوند.

نتایج و بحث:

تغییرات هدایت الکتریکی: با توجه به شکل شماره ۲ میانگین هدایت الکتریکی ۵ حلقه چاه با شوری زیاد در کلاس C_3، ۲۳ حلقه چاه با شوری خیلی زیاد در کلاس C_4قرار گرفتند. حداکثر میانگین هدایت الکتریکی در آب چاه‌های پیزومتر شماره ۵ و شمال شرق کوهنجان با کاربری مرتع و کشاورزی به ترتیب با مقادیر۴۹/۷۸۳ و ۴۵/۵۶۸دسی زیمنس بر متر بدست آمد.

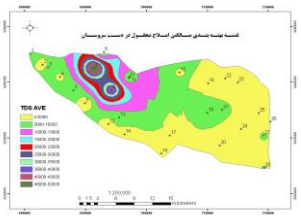


شکل شماره۲: نقشه پهنه‌بندی هدایت الکتریکی



شکل شماره ۳: نقشه پهنه‌بندی نسبت جذب سدیم

تغییرات نسبت جذب سدیم: میانگین نسبت جذب سدیم ۱۸ حلقه چاه با قلیائیت کم در کلاس S_1، ۸ حلقه چاه با قلیائیت متوسط در کلاس S_2 و ۲ حلقه چاه (پیزومتر شماره ۵، شمال شرق کوهنجان) با کاربری مرتع و کشاورزی به ترتیب با مقادیر ۷۰/۵، ۴۶/۵ میلی اکی‌والان برلیتر در کلاس S_4 و درجه قلیائیت خیلی زیاد قرار دارند.



شکل شماره٤: نقشه پهنه‌بندی کل املاح محلول

تغییرات کل املاح محلول: میانگین املاح در آب ۲۳ حلقه چاه بیشتر از استانداردهای ملی آب چاه‌ها، EPA و درگروه آب آشامیدنی نامناسب طبقه‌بندی شولر بود ۳ حلقه چاه (تنگ هشی، شمال کوهنجان و جنوب شوریجه) کمتر از استانداردهای فوق و ۲ حلقه چاه (پیزومتر ۵، شمال شرق کوهنجان) باکاربری مرتع و کشاورزی به ترتیب با مقادیر ۵۱۳۱۱، ۴۱۵۳۸ میلی‌گرم در لیتر دارای حداکثر میانگین املاح محلول با توجه به شکل شماره ۴ بودند.

نتیجه‌گیری:

در سال‌های ۱۳۸۴ لغایت ۱۳۹۰ میانگین پارامترهای شیمیایی کیفیت آب زیرزمینی دشت سروستان شامل، هدایت الکتریکی، املاح محلول و نسبت جذب سدیم در ۲۸ حلقه چاه انتخابی مورد مطالعه قرار گرفت. میانگین پارامترهای مذکور در چاه‌های پیزومتر شماره ۵ و شمال شرق کوهنجان با کاربری مرتع و کشاورزی در کلاس C_4 با شوری خیلی زیاد، درجه قلیائیت خیلی زیاد و کلاس S_4 و بیشتر از استانداردهایEPA و ملی آب چاه‌ها در طبقه آب آشامیدنی نامناسب بودند. حرکت جریان آب ناشی از بارندگی از ارتفاعات اطراف دشت به سمت بستر دشت و انحلال، انتقال املاح موجود در سازندها، برداشت بیش از حد آب از چاه‌ها،کاهش نزولات آسمانی و تبخیر با توجه به اقلیم خشک منطقه، پدیده مهاجرت و نفوذ آب شور دریاچه مهارلو به سمت دشت، استفاده از

کودهای شیمیایی، پساب کشاورزی و سموم دفع آفات نباتی و حرکت جریان آب‌های زیرزمینی از شرق دشت به سمت شمال غرب و جنوب دشت به نظر می‌رسد باعث بروز کیفیت نامناسب در آب چاه‌های فوق شده است.به دنبال بارندگی و تشکیل آب‌های سطحی، در ابتدا نمک محلول در این آب خیلی کم است، اما براثر تماس با رسوبات و سنگ‌های مختلف، املاح آن زیاد می‌شود (مقیمی، ۱۳۸۵). اختلاف غلظت املاح بین آب‌ها به فاصله از محل تغذیه و تشکیلات زمین شناسی که آب زیرزمینی با آن در تماس می‌باشد بستگی دارد (رسولی و چراغی، ۱۳۸۸). درطی سال‌هایی که خشکسالی روی می‌دهد و دمای هوا افزایش می‌یابد، می‌توان انتظار داشت که TDSو EC افزایش پیدا کند (رجایی و همکاران،۱۳۸۹). یکی از دلائل اصلی آلودگی دشت همدان پساب‌های کشاورزی حاوی کودها می‌باشد که در کشت‌های آبی این پساب‌ها بیشتر تولید می‌شود (احسانی و همکاران،۱۳۸۶).

منابع فارسی:

– علیزاده، ا، ۱۳۸۹. اصول هیدرولوژی کاربردی. انتشارات دانشگاه امام رضا(ع).

– احسانی، ح.ر.، جاوید، ا.خ.، حسنی، ا.ح.، شریعت، م.، رحمانی، ع.، ۱۳۸۶. بررسی روند تغییرات نتیرات و کل جامدات محلول در آب‌های شرب دشت همدان– بهار با استفاده ازسیستم اطلاعات جغرافیایی(GIS). مقاله‌های دهمین همایش ملی بهداشت محیط همدان. دانشگاه علوم پزشکی همدان، همدان.

– رسولی، ف.، چراغی، ع.م.، (۱۳۸۸). ارزیابی کیفیت آب‌های زیرزمینی مورد استفاده در آبیاری در استان فارس. مقاله‌های نخستین کنفرانس سراسری آب‌های زیرزمینی، دانشگاه بهبهان، بهبهان.

– رجایی، ق. مهدی‌نژاد، م. ه. و حصاری مطلق، س.، ۱۳۸۹. بررسی کیفیت شیمیایی آب شرب روستایی دشت بیرجند و قائن. مجله تحقیقات نظام سلامت، سال هفتم، شماره۶.

منابع انگلیسی:

-Zaimes G.N, Schultz R. C and Isenhart TM, 2008. Total phosphorus concentrations and compaction in riparian areas under different riparian Land – use of lowa, A griculture,Ecosystems and environmet 127; 22-30.

بررسی مقادیر نسبی فرسایش و تلفات خاک در سطح کشور

الیاس خواجوی[۱]، محمود عرب‌خدری[۲]، محمدحسین مهدیان[۳]، صمد شادفر[۲]

۱- **دانشجوی دکتری دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، گروه خاکشناسی، تهران، ایران**

۲- **استادیار پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، تهران، ایران.**

۳- **استاد پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، تهران، ایران.**

مقدمه

از جمله روش‌های مستقیم تعیین میزان فرسایش، پلات‌های آزمایشی و روش سزیم ۱۳۷ می‌باشد. آن‌چه که اهمیت دارد، چگونگی تعمیم نتایج اندازه‌گیری تلفات از چند پلات آزمایشی به سطح یک حوضه آبخیز است، ضمن آن‌که اندازه‌گیری‌های صورت گرفته، دور از شرایط مدیریت واقعی مزرعه و مرتع می‌باشد. مقادیر تلفات خاک به‌دست آمده از پلات‌های آزمایشی، وابسته به زمان و مکان بوده و در شرایطی غیر از شرایط کنترل شده آزمایش، نتایج تفاوت می‌کند. همچنین روش سزیم ۱۳۷ فرسایش را با استفاده از اندازه‌گیری‌های نقطه‌ای و در نتیجه تأثیر باران‌های شدید، سیلاب و فرسایش‌های متعدد ارایه می‌دهد. بی‌شک، بررسی ارقام فرسایش و تلفات خاک در شرایط مختلف، می‌تواند نتایج بهتری را از میزان تأثیر تغییر شرایط محیطی در بروز فرسایش ارائه کند. برای بررسی مقادیر، معمولاً نرخ فرسایش متوسط، مورد استفاده است، اما از آن جایی‌که این پارامتر، به‌طور محسوس یک توزیع با چولگی چپ را نشان داده و مقادیر را بیشتر از مقادیر واقعی ارایه می‌کند، پیشنهاد بر مقایسه مقادیر از طریق پارامتر میانه است.

مواد و روشها

منطقه‌های مورد مطالعه در این پژوهش، مربوط به اندازه‌گیری‌هایی است که با استفاده از دو روش پلات آزمایشی و سزیم ۱۳۷ در بخش‌هایی از سطح کشور صورت گرفته است. جزییات مناطق مورد بررسی در جدول (۱) خلاصه شده است. در این پژوهش، مناطق مربوطه به‌طور مجزا مورد بررسی قرار گرفته و نتایج هر منطقه با منطقه دیگر، مقایسه شده است. در این پژوهش، با توجه به دسترسی اطلاعات در گزارش‌های موجود، بررسی میزان تأثیر تغییرات محیطی بر فرسایش و تلفات خاک، با استفاده از تغییرات کاربری، خصوصیات شیب اراضی و ابعاد پلات‌های مورد استفاده مد نظر قرار گرفت. به همین دلیل، نسبت تغییر ارقام فرسایش و تلفات خاک، ضمن تغییر شرایط اندازه‌گیری، بررسی شد.

نتایج و بحث

نتایج این پژوهش، در دو بخش سزیم ۱۳۷ و پلات آزمایشی بیان شده است. در هر کدام از این بخش‌ها، شرایط مورد بررسی به‌طور جداگانه ارزیابی شد.

۱-روش سزیم ۱۳۷: در این بخش، میزان فرسایش به‌دست آمده از روش سزیم ۱۳۷، در دو بخش کاربری و شیب اراضی بررسی شد.

کاربری اراضی: بررسی مقادیر موجود در جدول (۲) نشان می‌دهد که میزان فرسایش تحت تأثیر کاربری اراضی و میزان تراکم پوشش سطحی است. دامنه تغییرات مقادیر فرسایش در تبدیل مراتع قرق به غیرقرق، از دو تا ۳/۵ برابر است. بررسی صورت گرفته بین مرتع غیرقرق و دیمزار بیان می‌کند که مقدار فرسایش از مرتع غیرقرق تا دیمزار، تقریباً بین سه تا چهار برابر متغیر است.

جدول (۱). مشخصات محدوده‌های مورد بررسی در پژوهش مورد نظر

روش انجام کار	موقعیت	کاربری منطقه	تعداد اندازه‌گیری	دامنه فرسایش/تلفات (t/ha/y)	منبع
روش سزیم ۱۳۷	پیش‌کوه موبویی اصفهان	مرتع قرق و غیرقرق	۲۴ نقطه	۰ تا ۳۲/۸۵	اسکندری، ۱۳۸۲
	بکندی قزوین	مرتع قرق و غیرقرق	۱۶ نقطه	۲۰- تا ۴۱/۸۱	نادری‌پیکام، ۱۳۸۴
	فریدون‌شهر اصفهان	مرتع و دیمزار	۵۸ نقطه	۱۸۵/۹۶- تا ۹۵/۸	رحیمی آشجردی، ۱۳۹۱
	بردکل فارس	مرتع و دیمزار	۳۲ نقطه	۸/۰۴ تا ۷۵/۹	مصباح، ۱۳۷۴
پلات آزمایشی	کسیلیان مازندران	مرتع غیرقرق و دیمزار	۱۴ پلات	۰ تا ۰/۱۴	احمدیان، ۱۳۸۳
	کنگیر ایلام	مرتع قرق و غیرقرق و دیمزار	۲۱ پلات	۰/۰۰۵ تا ۰/۱۱	اعظمی، ۱۳۸۴
	ده‌شیرخان مرکزی	مرتع غیرقرق و دیمزار	۱۲ پلات	۰/۰۰۲ تا ۵/۹۹	آقارضی، ۱۳۸۲
	سد زاینده‌رود	مرتع غیرقرق، دیمزار کاشت و رها شده	۲۳ پلات	۰/۰۰۲۷ تا ۴/۸۷	متین، ۱۳۸۲
	سد حنا اصفهان	مرتع غیرقرق و دیمزار رهاشده	سه پلات	۰/۴ تا ۱/۷۳	متین، ۱۳۸۲
	فریدون‌شهر	مرتع غیرقرق و دیمزار	سه پلات	۰/۵۴ تا ۴/۷۳	متین، ۱۳۸۲
	حسن‌آباد تهران	اراضی مارنی	نه پلات	۱۲/۶۳ تا ۲۷/۴۸	جعفری‌اردکانی، ۱۳۸۱
	سنگانه خراسان رضوی	مرتع قرق	۸۰ پلات	۰ تا ۰/۴۱	رنگ‌آور، ۱۳۸۱
	کبوده‌علیا کرمانشاه	مرتع غیرقرق و دیمزار	۲۱ پلات	۰/۰۰۳ تا ۶/۳	پرویزی، ۱۳۸۳

جدول (۲). مقدار میانه فرسایش (t/ha/y) در هر یک از کاربری‌ها به تفکیک مناطق مورد بررسی

اسکندری، ۱۳۸۲			نادری‌پیکام، ۱۳۸۴			رحیمی آشجردی، ۱۳۹۱؛ مصباح، ۱۳۷۴		
کاربری	مقدار فرسایش	تعداد نقاط	کاربری	مقدار فرسایش	تعداد نقاط	کاربری	مقدار فرسایش	تعداد نقاط
مرتع قرق	۱۰/۴۶	۱۲	مرتع قرق	۱۰/۵	۶	مرتع غیرقرق	۲۰/۷	۳۱
مرتع غیرقرق	۲۳/۷۷	۱۲	مرتع غیرقرق	۳۳/۱۸	۷	دیمزار	۷۱/۷	۲۳

کلاس شیب: مقادیر فرسایش موجود در جدول (۳)، نشان می‌دهد که مقدار فرسایش در دامنه شیب‌های میانی، کمتر از دامنه‌های بالا و پایین می‌باشد. البته مقادیر مربوط به پژوهش نادری پیکام، این موضوع را تأیید نمی‌کند. به نظر می‌رسد که پراکنش نقاط اندازه‌گیری در این پژوهش، منجر به ارایه نتایج مطلوب نشده است. بررسی مقادیر فرسایش مربوط به پژوهش اسکندری، ۱۳۸۲، کاهش میزان فرسایش با افزایش شیب را بیان می‌کند. به نظر می‌رسد که با افزایش شیب، به تدریج میزان عمق خاک کاهش می‌یابد. از طرفی، در شیب‌های بالا، میزان سطح تماس خاک در دریافت بارندگی نیز، بر فرسایش تأثیر دارد (Baver، ۱۹۷۲).

جدول (۳). مقدار میانه فرسایش (t/ha/y) در هر یک از کلاس‌های شیب به تفکیک مناطق مورد بررسی

اسکندری، ۱۳۸۲			نادری‌پیکام، ۱۳۸۴		
کلاس شیب	مقدار فرسایش	تعداد نقاط	کلاس شیب	مقدار فرسایش	تعداد نقاط
B (۵-۲ درصد)	۱۵/۹۴	۲	B (۵-۲ درصد)	۱۴/۴۰	۵
C (۸-۵ درصد)	۱۳/۸۲	۶	C (۸-۵ درصد)	۱۷/۷۴	۴
D (۱۲-۸ درصد)	۱۳/۲	۱۴	D (۱۲-۸ درصد)	۱۲۰	۱
E (۲۵-۱۲ درصد)	۱۷/۰۱	۲	---	---	---

۲- روش پلات‌های آزمایشی

بررسی‌های صورت گرفته مقادیر فرسایش به‌دست آمده از پلات‌های آزمایشی، در سه بخش تأثیر کاربری، شیب پلات و ابعاد پلات بررسی شد.

کاربری اراضی: جدول (۴)، مقادیر تلفات را به تفکیک کاربری‌های که پلات در آن احداث شده، نشان می‌دهد. مقادیر موجود در جدول (۴)، نتایجی مشابه تأثیر کاربری اراضی بر فرسایش خاک را بیان می‌کند. این مقادیر، میزان افزایش تلفات را در مقابل کاهش تراکم پوشش سطحی خاک نشان می‌دهد. آن‌چه که مشخص است، تأثیر قرق بر مراتع و تأثیر کاشت بر دیمزارها می‌باشد. شرایط قرق در مراتع، منجر به کاهش دو تا ۱۵ برابری در میزان تلفات خاک شده و همین‌طور، اراضی کاشت شده، به میزان دو تا ۲۰ برابر، میزان تلفات را در مقایسه با اراضی رها شده کاهش می‌دهد.

جدول (٤). مقدار میانه تلفات (t/ha/y) در هر یک از کاربری‌ها به تفکیک مناطق مورد بررسی

احمدیان، ۱۳۸۳			اعظمی، ۱۳۸۴			آقارضی، ۱۳۸۴		
کاربری	مقدار تلفات	تعداد نقاط	کاربری	مقدار تلفات	تعداد نقاط	کاربری	مقدار تلفات	تعداد نقاط
مرتع غیرقرق	۰/۰۰۵	۴	مرتع غیرقرق	۰/۰۳۱	۱۵	مرتع غیرقرق	۰/۰۰۶	۴
دیمزار	۰/۰۱۰	۷	دیمزار	۰/۰۵۹	۶	دیمزار	۰/۰۴۳	۸

متین، ۱۳۸۲				پرویزی، ۱۳۸۳			
کاربری	مقدار تلفات	کاربری	تعداد نقاط	کاربری	مقدار تلفات	کاربری	مقدار تلفات	تعداد نقاط
مرتع	۰/۱۶	مرتع قرق	۴	مرتع	۰/۰۰۵	مرتع قرق	۰/۰۳۳	۳
		مرتع غیرقرق	۱۲			مرتع غیرقرق	۰/۰۰۴	۶
دیمزار	۱/۴۶	دیمزار کاشت شده	۴	دیمزار	۱/۶۲۵	دیمزار کاشت شده	۰/۲۳۷	۹
		دیمزار رها شده	۹			دیمزار رها شده	۴/۱۵	۳

کلاس شیب: مقادیر تلفات خاک جدول (۵) نشان می‌دهد که با افزایش شیب، میزان تلفات خاک افزایش می‌یابد. این موضوع تقریباً با آن‌چه که در روش سزیم ۱۳۷ گفته شده، تفاوت دارد. به نظر می‌رسد که عدم رسیدن به نتیجه مشابه، به‌دلیل تأثیر سطحی است که یک پلات در برمی‌گیرد. پلات‌ها اصولاً نمونه‌های اولیه‌ای هستند که نمی‌توان براساس آن‌ها نتایج به نسبت دقیقی را از آن‌چه که در طبیعت به‌وقوع می‌پیوندد، به‌دست آورد (Campbell، ۱۹۹۲).

جدول (۵). مقدار میانه تلفات (t/ha/y) در هر یک از کلاس‌های شیب به تفکیک مناطق مورد بررسی

کلاس شیب	B (۲–۵ درصد)	C (۵–۸ درصد)	D (۸–۱۲ درصد)	E (۱۲–۲۵ درصد)	
مقدار تلفات	۰/۰۰۵	۰/۰۱۱	۰/۰۱۵	۰/۰۴۷	رنگ‌آور، ۱۳۸۱
تعداد پلات	۶	۲۰	۳۲	۲۲	
کلاس شیب	B (۲–۵ درصد)	C (۵–۸ درصد)	D (۸–۱۲ درصد)		
مقدار تلفات	۱۳/۵۸	۱۷/۷۸	۲۵/۱۳		جعفری اردکانی، ۱۳۸۴
تعداد پلات	۳	۳	۳		
کلاس شیب	B (۲–۵ درصد)	C (۵–۸ درصد)			
مقدار تلفات	۰/۰۲۴	۰/۰۳۲			آقارضی، ۱۳۸۲
تعداد پلات	۳	۹			

منابع

۱- آقارضی، ح.، ج. قدوسی و ا. پورمتین. ۱۳۸۲. اندازه‌گیری فرسایش و روان‌آب در کرت‌های استاندارد به‌منظور ارزیابی فرمول جهانی تلفات خاک. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۱۰۲ صفحه.

۲- احمدیان، س.ح.، م. صفایی، خ. حیدری و غ.ع. فرزادمنش. ۱۳۸۳. اندازه‌گیری فرسایش خاک به‌صورت پلات در عرصه‌های زراعی، مرتعی، دیم رهاشده و جنگلی حوضه معرف کسیلیان. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۷۱ صفحه.

۳- اسکندری، ذ.، س. یوسف‌کلافی، ت. اخباری و م. متین. ۱۳۸۵. کاربرد روش سزیم ۱۳۷ در برآورد تلفات خاک مراتع ییلاقی اصفهان. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی. پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۶۷ صفحه.

۴- اعظمی، ا.، ج. حسین‌زاده و ا. پیرانی. ۱۳۸۴. بررسی اثر نوع پوشش گیاهی بر روان‌آب و رسوب. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۷۶ صفحه.

۵- پرویزی، ی.، ه. حصادی، م. قیطوری و ش. حکیم‌خامی. ۱۳۸۳. بررسی کارآیی نسخه دامنه مدل فرآیندی WEPP در برآورد تلفات خاک در حوزه آبخیز قره‌سو کرمانشاه. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۱۱۹ صفحه.

۶- جعفری اردکانی، ع. ۱۳۸۲. تأثیر گچ در شیب‌های مختلف بر روی آب‌دوی و فرسایش خاک‌های ناپایدار. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۵۴ صفحه.

۷- رحیمی آشجردی، ع. ۱۳۹۱. تأثیر کاربری اراضی و موقعیت شیب بر رفتارپذیری مغناطیسی و میزان فرسایش و رسوب به کمک روش سزیم ۱۳۷ در شهرستان فریدون‌شهر. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۲۴۵ صفحه.

۸- رنگ‌آور، ع.، ر. غفوریان، ح. انگشتری و غ.ع. گزانچیان. ۱۳۸۱. تحقیق و بررسی در زمینه عوامل فرسایش خاک مراتع در استان خراسان. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۹۱ صفحه.

۹- شاهویی، ص. ۱۳۷۵. بررسی چهره‌های مختلف تخریب اراضی و برآورد نقش آن‌ها در تغییر خصوصیات خاک، کاهش قدرت تولید و طرز استفاده از اراضی شیب‌دار در حوضه آبخیز گرگان‌رود. پایان‌نامه دکتری، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران، ۳۱۲ صفحه.

۱۰-عرب‌خدری، م. ۱۳۸۴. بررسی رسوب‌دهی معلق حوضه‌های آبخیز ایران. مجله تحقیقات منابع آب ایران. شماره ۲، ۵۱-۶۱.

۱۱-متین، م. و ت. اخباری. ۱۳۸۲. اندازه‌گیری فرسایش و روان‌آب در اراضی دیم دایر، آیش و بایر رها شده. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۵۶ صفحه.

۱۲-محمودی، م.، م. قنادی.، و ج. قدوسی. ۱۳۷۶. بررسی امکان‌سنجی تعمیم نتایج حاصل از روش سزیم-۱۳۷ برای محاسبه فرسایش سطحی خاک در عرصه‌های همگن. مجله پژوهش و سازندگی، شماره ۳۵، تابستان ۱۳۷۶. ۵۶-۶۰.

۱۳-مصباح، س.ح. ۱۳۷۵. بررسی فرسایش و رسوب‌زایی حوضه آبخیز بردکل با کاربرد EPM و سزیم ۱۳۷. پایان-نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران، ۱۷۶ صفحه.

۱۴-نادری پیکام، ا. ۱۳۸۴. اثر اقدامات حفاظتی بر مقدار فرسایش و برخی از شاخص‌های کیفی خاک. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، رشته خاکشناسی، دانشگاه تهران، ۲۵۱ صفحه.

۱۵-نبئی، م.ق. ۱۳۸۱. بررسی روش‌های تثبیت اراضی بدخیم (بدلند) در حوضه آبخیز سفیدرود. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۴۱ صفحه.

۱۶-نیک‌کامی، د.، ع. جعفری اردکانی، ف. بیات موحد و پ. رزم‌جو. ۱۳۸۴. تعیین اثرات شخم بر میزان فرسایش خاک و تعیین حد شیب برای زراعت دیم. گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۴۹ صفحه.

تاثیر مدیریت‌های مختلف بقایای گیاهی بر برخی از خصوصیات شیمیایی خاک در اراضی زیر کشت گندم دیم اردبیل

سمیه قاسمی مقدم[۱]، محمود شعبان‌پور[۲]، ایرج باقری[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه گیلان، رشت

۲- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان، رشت

۳- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان، رشت

مقدمه

مدیریت بقایای زراعی یکی از ارکان تولید در کشاورزی است زیرا در بلند مدت نقش زیادی در کاهش یا افزایش محصول دارند. عامل اصلی کیفیت و کمیت در شکل‌گیری ساختمان خاک، مواد آلی حاصل از تجزیه میکروبی ترکیبات گیاهی است. بقایای گیاهی منبع تامین کربن برای تولید بیوماس میکروبی هسستند که این امر موجب بهبود دانه‌بندی خاک می‌شود.

بردبرگ و همکاران[Brederbeac et al., 1980] گزارش نمودند در شرایطی که بقایای سوزانده می‌شود افزایش سریعی در مقدار نیتروژن، پتاسیم و فسفر خاک مشاهده می شود، آثار فیتوتوکسیک بقایای گیاهی وجود ندارد و تماس کافی بذرها با خاک سبب بهبود وضعیت سبز و استقرار گیاهچه می‌شود. این در حالی است که نبود فرصت کافی برای پوسیدن بقایای محصول قبلی، ممکن است مشکلاتی مانند سفت شدن خاک، تداخل بقایای گیاهی در استقرار محصول، غیر یکنواختی در عمق کاشت بذر، کاهش عمق توسعه ریشه، کاهش انتشار اکسیژن در خاک و اختلال در تنفس ریشه را به همراه داشته باشد [Gamshidian and Khajepour, 1998]. تحقیقات اخیر نشان داده است که ماده آلی، عامل اصلی برای میکروارگانیسم‌ها، آنزیم‌های خاک و منبعی برای واکنش‌های آنزیمی است[Zang and et al., 2004].

استان اردبیل با توجه به اینکه اقلیم سرد و خشک دارد، امکان تجزیه سریع بقایای گیاهی در آن وجود ندارد بنابراین برای حفظ ماده آلی و بهبود ساختمان خاک بایدروش مناسبی از مدیریت بقایا دراستان اتخاذ کرد.

مواد و روش‌ها

این آزمایش در سال زراعی ۹۱-۹۰در مزارع گندم واقع در ۲۰ کیلومتری اردبیل و در منطقه‌ای با ارتفاع ۱۵۳۲ متر از دریا انجام شد. اقلیم منطقه نیمه خشک سرد و میانگین بارش سالانه ۳۱۸/۴mm و میانگین درجه حرارت سالانه ۱۴ سانتی‌گراد انجام شد.

آزمایش در قالب طرح آماری کاملا تصادفی و با سه تکرار انجام شد. تیمارهای مدیریت بقایا در دو سطح۱) حفظ بقایا و برگرداندن به خاک و ۲) سوزاندن بقایا و مخلوط کردن به خاک بود. این مدیریت‌ها طی حداقل ۵ سال اخیر در مزارع مورد نظر توسط کشاورزان اعمال شده بود. سوزاندن به صورت دستی انجام شده و خاکستر آن به وسیله شخم تا عمق ۳۰ سانتی‌متری خاک مخلوط شد. حفظ بقایا نیز به این ترتیب بود که پس از برداشت، بقایای گندم ابتدا توسط ذیسک خرد شده و سپس توسط شخم تا عمق ۳۰ سانتی‌متری خاک مخلوط شد. نمونه برداری در شهریور ماه و از عمق ۳۰-۰ سانتی‌متری از مزارع انجام شد. در طول آزمایش ، جرم مخصوص ظاهری خاک با استفاده از روش کلوخه، مقاومت به نفوذ خاک توسط دستگاه نفوذسنج و بافت خاک به روش هیدرومتری [Klute, A., 1998] کربن آلی، عناصر غذایی شامل نیتروژن، به روش کجدال، فسفر به روش اولسن، پتاسیم به روش فلایم فتومتر [Page, A.L., 1982] اندازه‌گیری شد. نتایج به دست آمده در قالب طرح آماری کاملاً تصادفی CRDبا سه تکرار و با استفاده از نرم افزار SAS آنالیزآماری شد.

نتایج و بحث

مدیریت بقایا و تاثیر آن برفسفر و پتاسیم

سوزاندن بقایا موجب افزایش معنی‌داری در فسفر قابل جذب خاک گردید علت این است که سوزاندن بقایای گیاهی موجب آزاد شدن فسفر در پیکره گیاهی می‌شود، در حالی که در حالت طبیعی مدت زمان بیشتری طول می‌کشد تا فسفر از پیکره گیاهی استخراج شود.به جدول [۱] مراجعه کنید. بورنر و همکاران (۱۹۸۳) با بررسی تاثیر سوزاندن بقایا در اکوسیستم‌های طبیعی بیان نمودند که این عمل موجب افزایش معنی‌دار فسفر گردید. همچنین سوزاندن بقایا، باعث افزایش معنی‌دار پتاسیم قابل جذب

خاک شد که دلیل آن برگشت پتاسیم موجود در خاکستر بقایا به خاک بود. دوپرز (۱۹۸۴) بیان کرد مقدار پتاسیم قابل جذب در مزارعی که از آتش برای کنترل بقایا استفاده می‌شود نسبت به مزارعی که بقایا به خاک برمی‌گردد ۴۸ درصد بیشتر است.

جدول۱- تجزیه واریانس

منابع خطا	درجه آزادی	pH	ماده آلی ٪	فسفر (میلی‌گرم در کیلوگرم)	پتاسیم(میلی-گرم در کیلوگرم)
مدیریت بقایا	۱	۰/۷۷*	۰/۰۸۷**	۰/۸*	۷۶۱۶*
خطا	۴	۰/۰۷۳	۰/۰۰۱۹	۰/۲۲	۹۰۰/۶۶
ضریب تغییرات		۳/۶۹	۶/۷۴	۹/۶۵	۵/۲۹

****معنی داری در سطح ۰/۰۱ و *معنی داری در سطح ۰/۰۵**

جدول۲- مقایسه میانگین

ماده آلی ٪	۰/۵۲۸ a	۰/۷۷b
pH	۷/۷۰a	۶/۹۸ b
فسفر (میلی‌گرم در کیلوگرم)	۵/۳۱ a	۴/۵۸ b
پتاسیم (میلی‌گرم در کیلوگرم)	۵۸۵ a	۵۰۵/۳۳ b

میانگین‌هایی که در یک ردیف دارای حروف مشابه نیستند در سطح ۰/۰۵ اختلاف معنی‌دار دارند.

مدیریت بقایا و تاثیر آن روی pH و ماده آلی خاک

سوزاندن بقایا باعث افزایش معنی‌دار pH در خاک شده که علت آن آزاد شدن عناصری مثل پتاسیم و فسفر از بقایای گندم و اضافه شدن آن‌ها به خاک می‌باشد. به جدول [۱] مراجعه کنید. بیلیونز و همکاران (۱۹۸۳) در یک بررسی بیان کردند، سوزاندن طی یک دوره ۱۰ ساله باعث افزایش معنی‌دار pH شد.

همچنین ماده آلی خاک تحت تاثیر تیمار بقایا قرار گرفت و در تیمار حفظ بقایا افزایش معنی داری نسبت به تیمار سوزاندن از خود نشان داد.

منابع

1- Brederbeck , V. G. , C A. Campbell, .K. E. Bowren, .M. Schiritzer.and R. N .Mctver. 1980. Effect of burning straw on soil properties and grain yield in Saskatchewan. Soil Sciense
2- 44: 103-111.
3- Blevines, R. I., G. W. Tomas, M. S., & W. W. Smit., 1983. Changes in soil properties after 10 years continuose no tilled and conventionally tilld corn. Soil Tillage Res. 3: 135-146
4- Borne, R. E. J. 1985. Fire and nutreant cyeling in temperate ecosystem. Bioscience. 32: 182-192.
5- Due Preez, C. C., E. Kotze & J. T. Steyn. 2001. Long term effect. Of wheat residue management on some fertility indicators of a semi-arid plinthosol. Soil and tillage research. 63: 25-33
6- Gamshidian, R. and M.R. Khajehpour. 1998. Effect of seedbed preparation methods on soil nutrition and compaction and mungbean establishment aftter wheat. Harwesting Journal of Sciences and Tecnology of Agriculture and Nutral Resources 2: 130-143.
7- Klute, A., 1986. Methods of soil Analysis. Part 1. Physical and Mhneralogical Method. Soil Sci. Soc. of America, Wisconsin, USA.
8- Page, A.L. 1982. Methodes of soil Analysis. Part 2. Chemical and microbiological properties. Soil. Soc. of America, Wmericsin, USA.
9- Zhang Yang mei, Zhou Guoyi, Wu Ning. A review of stuties on soil enzymology. Jornal of Tropical and Subtropical Botany. 2004, 12(1): 83-90 (in Chinese)

ارزیابی تاثیر کاربرد مواد آلی خاک بر جذب عناصر میکرو توسط گیاه شبدر در خاکهای متراکم

پگاه روزی طلب[۱]، عبدالرحمن برزگر[۲]، علی کرائی[۳]
۱و۳- کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه شهید چمران اهواز
۲- استاد دانشگاه آزاد اسلامی واحد دزفول

مقدمه

عدم رعایت اصول صحیح زراعی در کشورهای درحال توسعه، باعث تخریب اراضی کشاورزی می شود. یکی از عواملی که بهره وری این اراضی را به تدریج کاهش می دهد، تراکم خاک می باشدReintam(EN, 2009). از جمله راههای مقابله با تراکم شامل، کنترل تردد وسایل نقلیه بر روی خاک،کاهش وزن و فشار تماسی وسایل نقلیه با سطح خاک،کنترل و تعیین رطوبت مناسب خاک در هنگام خاک ورزی و تردد در مزرعه و در نهایت، اصلاح خصوصیات فیزیکی خاک با افزودن مواد آلی به خاک می باشد.

در بین راهکارهای فوق، اضافه نمودن مواد آلی به خاک،ساده ترین راه برای جلوگیری از تراکم خاک می باشد (Ohu JO, 2000) که علاوه بر کاهش تراکم پذیری خاک، اثرات متعدد مفید دیگری بر خواص فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک دارد. در این تحقیق سعی شده است اثر ماده آلی بر میزان جذب عناصر میکرو توسط گیاه شبدر در خاکهای متراکم مورد ارزیابی قرار گیرد.

مواد و روشها

این طرح در ۹ تیمار و سه تکرار انجام شده است. تیمارها شامل سه سطح تراکم (۱/۴، ۱/۶۵و ۱/۸ گرم بر سانتیمتر مکعب) و سه سطح مادۀ آلی ($ton.ha^{-1}$ ۴۰،۲۰،۰) بودند. تیمار شاهد، در یک قطعه زمین در دانشگاه شهید چمران اهواز قرار داشت از این قطعه زمین ابتدا نمونه خاک برای انجام آزمایشات شیمیایی و فیزیکی خصوصیات خاک برداشته شد و برای اجرای سایر تیمارها از همین قطعه زمین، نمونه خاک تا عمق ۳۰ سانتی متری برداشته شد. بجای گلدان از لوله پولیکا (PVC)با قطر ۳ اینچ استفاده شد تا عمل تراکم بصورت یکنواخت تر صورت گیرد. لوله پولیکا به ارتفاع مورد نظر برش داده شد؛ سپس انتهای هر لوله با پارچه توری بسته شد. مقدار خاک در هر لوله ۱/۵ کیلوگرم بوده و در تیمارهائی که دارای مواد آلی بودند، مجموع وزن خاک و مادۀ آلی، ۱/۵ کیلوگرم بود. بعد از تعیین درصد رطوبت هر نمونه، مقدار آبی که لازم بود تا رطوبت هر تیمار را به رطوبت بهینه برای عمل تراکم (رطوبت ۱۳٪) برساند محاسبه شد. در این مقدار آب، کود اوره ($۱۵kg.ha^{-1}$برای همه تیمارها) و کودهای فسفره از نوع سوپر فسفات تریپل، کود پتاسه از نوع سولفات پتاسیم مطابق توصیه کودی محاسبه گردید و سپس به طور یکنواخت روی خاک پاشیده شد تا خاک به رطوبت بهینه برسد. سپس خاک توسط دستگاه تک محوری متراکم گردید. میزان عناصر میکرو در نمونه خاک با کمک روش جذب اتمی اندازه گیری شده است.

گیاه مورد بررسی ، شبدر برسیم (*Trifolium alexandrium*) بوده است. در هر ستون لوله ای ۶ عدد بذر جوانه زده کشت شد بوته ها به مدت هفت هفته نگهداری شدند که در این مدت رطوبت گلدانها (ستونهای پولیکا) با اضافه

نمودن آب، در حد ظرفیت مزرعه نگه داشته شد تا رشد و نمو گیاه از نظر رطوبت مشکلی نداشته باشد. در پایان هفته هفتم بوته ها از محل طوقه قطع شده و درون پاکتهای مجزا قرار داده شدند و وزن تر بوته های هر گلدان (ستون) بطور مجزا اندازه گیری شد. مقدار عناصر میکرو در برگ بوته های هر تیمار اندازه گیری شد و آنالیز داده های بدست آمده، توسط نرم افزار Mstatc انجام گرفت.

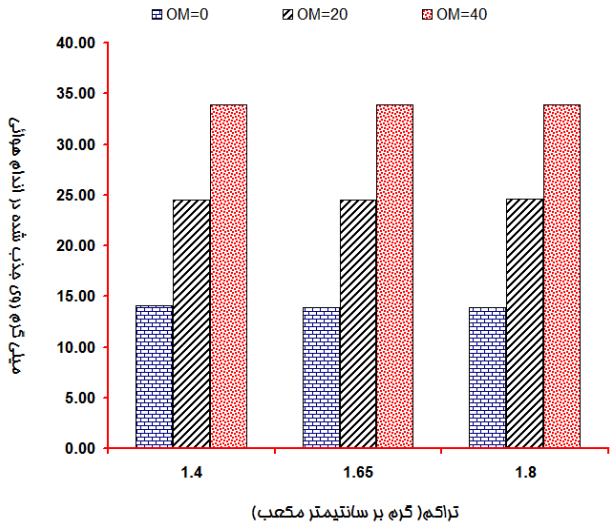
نتایج

آنالیز خاک نشان داد که خاک مورد مطالعه آهکی بوده و میزان عناصر غذایی برای رشد مطلوب گیاه کافی نمی باشد و برای تولید بهینه ناچاراً باید از کودهای شیمیایی استفاده گردد.

اثر متقابل ماده آلی و تراکم بر غلظت روی در بخش هوایی گیاه شبدر

مقایسه میانگین اثرماده آلی بر غلظت روی بخش هوایی با استفاده از آزمون دانکن نشان داد که افزایش میزان ماده آلی از صفر به ۲۰ و نهایتاً به ۴۰ تن در هکتار، غلظت روی در بخش هوایی گیاه شبدر را افزایش داده است به گونه ای که غلظت روی نسبت به تیمار شاهد به ترتیب ۷۸/۳ و ۱۵۲ درصد افزایش یافته است.

افزایش حلالیت روی در حضور مواد آلی را می توان به دلیل کاهش pH خاک در اثر فرآیند نیترات سازی، افزایش قدرت یونی و مواد آلی محلول ذکر نمود(Del Castilho et al.,1993). همچنین افزایش تراکم خاک در این مطالعه اثر معنی داری بر میزان غلظت روی در بخش هوائی نداشته است.



شکل ۱- تاثیر تراکم و ماده آلی در جذب روی توسط اندام هوائی

اثر متقابل ماده آلی و تراکم بر میزان غلظت آهن در بخش هوایی شبدر

مقایسه میانگین اثر ماده آلی بر غلظت آهن در بخش هوایی نشان داد که با افزایش میزان ماده آلی در خاک، غلظت آهن در بخش هوایی افزایش می یابد به طوری که نسبت به تیمار شاهد به ترتیب افزایشی معادل ۹/۴۰ و ۱۵ درصد داشته است.

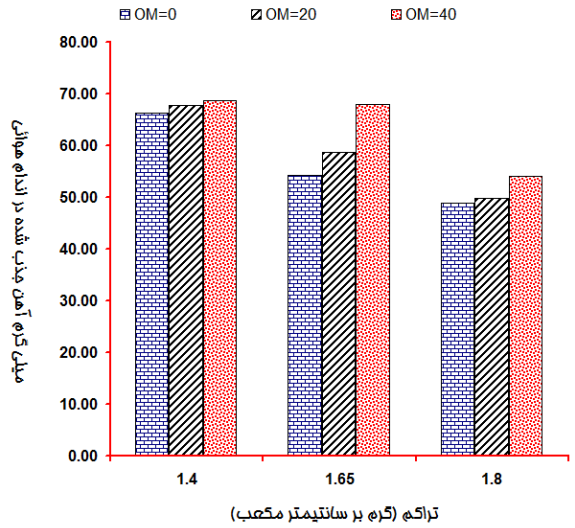
بطور کلی ماده آلی به دو صورت باعث افزایش میزان آهن قابل جذب گیاه می شود (Elgala AM, 1999):

۱- ماده آلی با آهن ترکیب شده و مانع از تثبیت آهن و یا رسوب آن بصورت هیدرواکسید آهن می شود. بنابراین باعث افزایش آهن قابل دسترسی شده و جذب آنرا توسط ریشه بهبود می بخشد.

۲- زمانیکه ماده آلی به خاک اضافه می شود توسط میکروارگانیسم ها تجزیه شده و آهنی که با مواد آلی ترکیب شده بود به فرم قابل استفاده برای گیاه آزاد می شود.

مقایسه میانگین اثر تراکم خاک بر غلظت آهن در بخش هوائی نشان می دهد که با افزایش تراکم خاک، غلظت آهن در بخش هوائی کاهش می یابد، به گونه ای که نسبت به خاک شاهد به ترتیب معادل ۱۷/۳ و ۳۶/۶ درصد کاهش غلظت دارد. بین غلظت آهن در بخش هوایی در تراکم های مختلف تفاوت معنی داری وجوددارد. تراکم خاک علاوه بر کاهش رشد ریشه،می تواند باعث ایجاد شرایط ماندابی شود. شرایط ماندابی باعث احیای عناصر محلول از قبیل Fe^{+3} شده و در نتیجه از دسترس ریشه گیاه خارج می شود(برزگر، ۱۳۸۰).

مقایسه میانگین اثرماده آلی و تراکم بر غلظت آهن در اندام هوایی نشان می دهد که حداکثر مقدار غلظت آهن در اندام هوایی درخاک بدون تراکم به همراه ۴۰ $ton\ ha^{-1}$ ماده آلی می باشد. تفاوت معنی داری بین سطوح ۲۰ و ۴۰ تن در هکتار ماده آلی درخاک بدون تراکم وجود ندارد، هم چنین حداقل غلظت آهن دراندام هوایی درخاک بدون ماده آلی تحت تراکم ۱/۸ gcm^{-3} می باشد.

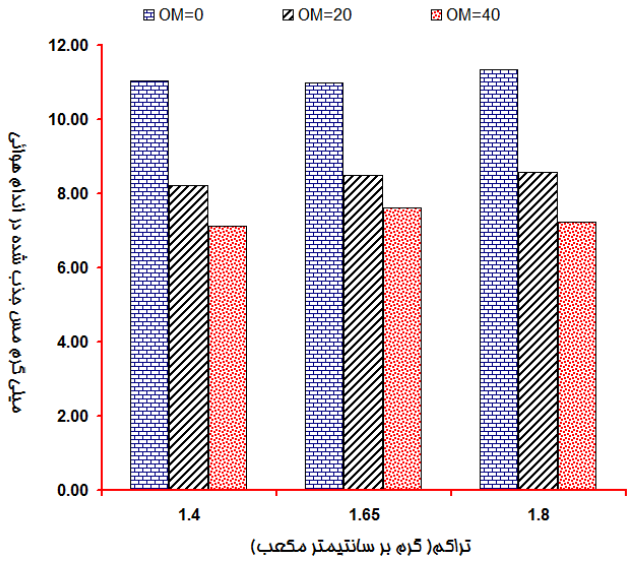


شکل ۲ - تاثیر تراکم و ماده آلی در جذب آهن توسط اندام هوائی

اثر متقابل ماده آلی و تراکم بر غلظت مس در اندام هوایی گیاه شبدر

مقایسه میانگین اثرماده آلی بر غلظت مس در اندام هوایی با استفاده از آزمون دانکن نشان داد که با افزایش ماده آلی، غلظت مس در اندام هوایی به صورت معنی داری کاهش یافته است به طوری که به ترتیب کاهشی معادل ۳۳/۵ و ۵۲/۸ درصد در غلظت مس اندام هوایی ایجاد می نماید. به طور کلی افزایش مقدار مادۀ آلی در خاک باعث

افزایش نگهداری مس در خاک می شود. ترکیب مس با مواد آلی کمپلکس مس– مادۀ آلی را تشکیل می دهد که کمپلکس با ثباتی بوده و می تواند باعث کاهش قابلیت استفادۀ مس در خاک هائی شود که به آنها مواد آلی اضافه شده است. وجود کمپلکس مس با پروفیرین در خاک های اسیدی هوموس دار ثابت شده است. ساختمان ترکیبات پروفیرین از لحاظ بیولوژیکی بسیار با ثبات است و می تواند کمپلکس های با ثباتی با فلزاتی مانند مس ایجاد کند(محمودی، ۱۳۷۹).



شکل ۳ - تاثیر تراکم و ماده آلی در جذب مس توسط اندام هوائی

نتیجه گیری

بطور کلی می توان نتیجه گرفت که در هر سطح ماده آلی با افزایش تراکم خاک جذب آهن کم شده ولی جذب روی و مس بدون تغییر می ماند. و همچنین افزایش ماده آلی در هر سطح تراکم باعث افزایش جذب آهن و روی و کاهش جذب مس شده است.

منابع

۱- برزگر ع، ۱۳۸۰. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه شهید چمران اهواز.

۲- محمودی ش و حکیمیان م، ۱۳۷۹. مبانی خاک شناسی. انتشارات دانشگاه تهران.

3-Reintam EN, 2009. Soil compaction effects on soil bulk density and penetration resistance and growth of spring barley. Plant Soil Science 59: 265-272.

4-Ohu JO, 2000. The effect of addition of organic matter on the compaction of a Vertisol from Northern Nigeria. Soil and Tillage Research 53: 215-230.

5-Elgala AM, 1999. Interaction of Iron and Organic Matter in Relation to its Uptake by Plants. Pp. 69-77. Effect of mineral-organic – microorganism interaction on soil and freshwater environment.

6-Del Castilho P, Chardon WJ and Salomons W, 1993. Influence of cattle –manure slurry application on solubility of Cd, Cu and Zn in a manured acidic soil, loamy –sand soil. J. Environ. Qual 22:689-697.

نسبت تبخیر و تعرق گیاه مرجع یونجه (ET_r) به گیاه مرجع چمن (ET_o) در دشت شهرکرد

علی مرشدی[1]، سید حسن طباطبائی[2]، مهدی نادری[3] و جهانگرد محمدی[4]

۱- استادیار پژوهش، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی شهرکرد

۲و٤- دانشیار دانشگاه شهرکرد

۳- استادیار دانشگاه شهرکرد

مقدمه

استفاده از تبخیر و تعرق مرجع چمن (ET_o) و تبخیر و تعرق مرجع یونجه (ET_r) و ضریب گیاهی (K_C) یکی از پرکاربردترین روش‌ها در تخمین آب مورد نیاز گیاهان (ET_c) می‌باشند. مبنای انتخاب گیاه تابعی از خصوصیات اقلیمی منطقه و یا محل مورد نظر می‌باشد. بطور مثال، یونجه در اقلیم‌های خشک و نیمه خشک مرجح است. از سوی دیگر، در اقلیم مرطوب و نیمه‌معتدل که یونجه، گیاه غالب آن مناطق نیست، گیاه چمن به عنوان گیاه مرجع ترجیح داده می‌شود (ایرماک و همکاران،۲۰۰۸). اگرچه ضریب ایده‌آل و دقیق K_r از طریق اندازه‌گیری‌های محلی و همزمان بر اساس روش لایسیمتری (محاسبه نسبت ET_r به ET_o) بدست می‌آید، اما اطلاعات لایسیمتری در همه مکان‌ها وجود ندارد.

مقدار ET_o (چمن) بخصوص در شرایط آب و هوایی خشک،گرم و بادخیز، همیشه کمتر از مقدار ET_r (یونجه) می‌باشد. گیاه یونجه بلندتر از گیاه چمن (۵۰ سانتیمتر در مقابل ۱۲ سانتیمتر) بوده و دارای سطح برگ وسیع‌تری می‌باشد (آلن و همکاران،۱۹۹۴). یونجه همچنین دارای ضرایب انتقال آیرودینامیکی و ظاهری بزرگتری می‌باشد (رایت،۱۹۸۲)، به همین دلیل مقادیر K_C زمانی که گیاه مرجع، یونجه در نظر گرفته شده باشد، کمتر از مقداری خواهد بود که گیاه چمن به عنوان گیاه مرجع در نظر گرفته شده باشد. بنابراین مقادیر K_C بر اساس گیاه مرجع چمن (K_{co}) و یا گیاه مرجع یونجه (K_{cr}) بایستی به نحوی قابل تبدیل به یکدیگر بوده (بر مبنای انتخاب ET_o یا ET_r برای محاسبه ET_C) و لذا ضرایب اصلاحی برای انجام تبدیل ضروری می‌باشد. بررسی منابع نشان می‌دهد که رویه استاندارد یا توصیه شده‌ای برای تبدیل بین این دو سطح مرجع (در صورت فقدان اطلاعات لایسیمتری) وجود ندارد (ایرماک و همکاران،۲۰۰۸).

تعداد بسیار محدودی از نسبت‌های ET_r به ET_o (مقادیر K_r) گزارش شده اما مورد توافق نبوده و تغییرات زیادی از خود نشان داده‌اند و لذا محدود به یک یا دو محل شده است. جنسن و همکاران (۱۹۹۰) از مقدار K_r برابر با ۱/۱۵ استفاده نمودند، اما اذعان می‌کنند که این مقدار ضریب بخوبی تفاوت‌های اقلیمی را در نواحی مختلف بیان نمی‌کند. برخلاف ضرایب K_r گزارش‌شده توسط جنسن و همکاران (۱۹۹۰) متوسط مقادیر K_r از ۱/۳۰ تا ۱/۳۸ و از ۱/۱۲ تا ۱/۳۹ به ترتیب برای مناطق خشک و مناطق مرطوب می‌باشد. بنابر این مقادیر محاسبه شده K_r احتمالاً می‌تواند ۵ تا ۱۰ درصد بیشتر از آنچه در شرایط مزرعه برقرار است باشد. آنها نتیجه گرفتند که میانگین ضریب (K_r) بین ۱/۲۰ تا ۱/۲۵ نسبت به ۱/۱۵ حاصل از داده‌های لایسیمتری می‌تواند مناسب‌تر باشد (آلن و همکاران،۱۹۹۴).

اهداف این تحقیق عبارتند از ارائه نسبت ET_r به ET_o (ضریب K_r) برای دشت شهرکرد، بررسی تغییرات (رفتار نسبی) مدل‌های مورد استفاده برای تخمین ET_r نسبت به مدل پن‌من- مانتیث استانداردشده توسط انجمن مهندسین عمران آمریکا و ارزیابی آماری مدل‌ها.

مواد و روش‌ها

لایسیمتر مورد استفاده در وسط قطعه زمینی به ابعاد ۴۰ ×۴۰ متر (۱۶۰۰ متر مربع) در ایستگاه تحقیقات کشاورزی چهارتخته واقع در دشت شهرکرد (استان چهارمحال و بختیاری) با عرض جغرافیایی ۳۲ درجه و ۱۷ دقیقه شمالی و طول ۵۰ درجه و ۵۶ دقیقه شرقی و ارتفاع ۲۰۶۶ متر از سطح دریا، قرار گرفته بطوری‌که پوشش گیاهی در جهت شمال به جنوب و غرب به شرق حدود ۲۰ متر می‌باشد. عمق خاک لایسیمتر ۲/۵ متر و قطر لایسیمتر ۳ متر (مساحتی برابر با ۷/۰۶ متر مربع) بود. زمان آبیاری بر اساس خروج حدود ۵۰ درصد آب سهل‌الوصول بوده و مقدار آن بر پایه اندازه‌گیری منظم میزان رطوبت خاک تا عمق ۱۸۰ سانتیمتری بوسیله نوترون‌متر (مدل CPN503-DR) و جبران کاهش رطوبت نسبت به ظرفیت زراعی بوده است.

داده‌های هواشناسی مورد نیاز در یک دوره ۱۸۵ روزه (اول اردیبهشت تا پایان مهر ۱۳۹۰) از ایستگاه خودکار تحقیقات هواشناسی کشاورزی واقع در ایستگاه تحقیقات کشاورزی شهرکرد شامل رطوبت نسبی حداقل و حداکثر (RH_{min} و RH_{max})، دمای حداکثر و حداقل هوا (T_{min} و T_{max})، سرعت باد (U_2)، مقدار بارش و تابش خورشیدی (R_s) تهیه شد.

برای تعیین K_r استفاده از نسبت ET_r به ET_o به صورت معادله کلی زیر استفاده شد:

$$K_r = ET_{r\,(method)} / ET_{0\,(ASCE\text{-}stPM)} \quad [۱]$$

بنابر این مقادیر ET_r روزانه به پنج روش زیر به همراه مقدار ET_r مربوط به نتایج لایسیمتری محاسبه شدند (بورمن و پوچاپ،۱۹۹۴؛ جنسن و هیز،۱۹۶۳؛ جنسن و همکاران،۱۹۹۰؛ رایت،۱۹۸۲).

[۲] بر پایه مدل روزانه ASCE-stPM: $K_r = ET_{r\,(ASCE\text{-}stPM)} / ET_{0\,(ASCE\text{-}stPM)}$

[۳] بر پایه مدل روزانه ASCE-PM: $K_r = ET_{r\,(ASCE\text{-}PM)} / ET_{0\,(ASCE\text{-}stPM)}$

[۴] بر پایه مدل کیمبرلی – پن من ۱۹۸۲: $K_r = ET_{r\,(1982\ K\text{-}PM)} / ET_{0\,(ASCE\text{-}stPM)}$

[۵] بر پایه مدل جنسن– هیز اصلاح‌شده: $K_r = ET_{r\,(JH)} / ET_{0\,(ASCE\text{-}stPM)}$

[۶] بر پایه مدل فائو ۵۶: $K_r = C + [0.04\,(U_2 - 2) - 0.004\,(RH_{min} - 45)] * (h / 3)^{0.3}$

مقدار ET_o روزانه با استفاده از معادله استاندارد شده پن‌من–مانتیث ASCE-stPM محاسبه شد. این معادله (ASCE-stPM) به منظور تسهیل و یکسان‌سازی محاسبات مربوط به مقاومت‌های ایرودینامیک (r_a) و ظاهری (یا مقاومت روزانه‌ای، r_s) استاندارد و ارائه شده است (ایرماک و همکاران،۲۰۰۸).

نتایج و بحث

جدول ۱ شاخص‌های آماری و برابری خط مشترک بین نتایج روش لایسیمتر با روش‌های تعیین K_r با استفاده از نسبت ET_r به ET_o را نتایج نشان می‌دهد. بر اساس نتایج، مقادیر ET_r به روش ASCE-PM رابطه نسبتاً خوبی با ET_r حاصل از روش لایسیمتر($Lys\text{-}ET_r$) با ضریب همبستگی به میزان ۰/۶۷۳ دارند. در این مدل مقدار RMSE به میزان ۱/۹۶۱ میلی‌متر در روز، MAE به میزان ۱/۵۸۹ میلی‌متر در روز و مقدار p برابر با ۰/۸۵۸ که به مفهوم عدم تفاوت کوواریانس و لذا عدم تفاوت معنی‌دار بین شیب دو خط می‌باشد، بدست آمده است (جدول ۱).

مقادیر ET_r به روش ASCE-stPM نیز معادله نسبتاً خوبی با ET_r حاصل از روش لایسیمتر (ضریب همبستگی به میزان ۰/۷۲۳) دارند. مقدار p برای آزمون برابری ANCOVA نسبت به روش لایسیمتر در این مدل در سطح آماری ۰/۰۵ معنی‌دار شده است که به مفهوم تفاوت معنی‌دار بین شیب دو خط می‌باشد. برای مدل کیمبرلی- پنمن ۱۹۸۲ مقدار p برای آزمون برابری ANCOVA نسبت به روش لایسیمتر کوچک‌تر از ۰/۰۵ بدست آمده که به مفهوم تفاوت معنی‌دار بین شیب دو خط می‌باشد. محاسبه ET_r به روش جنسن-هیز اصلاح شده رابطه قوی با ET_r حاصل از روش لایسیمتر دارد. این مدل دارای ضریب همبستگی به میزان ۰/۸۸۹ (بیشترین مقدار)، RMSE به میزان ۱/۱۷۵ میلی‌متر در روز (کمترین مقدار)، MAE به میزان ۰/۸۲۴ میلی‌متر در روز (کمترین مقدار) بوده و مقدار p برای ارزیابی آزمون برابری شیب خط نسبت به روش لایسیمتر در سطح آماری ۵ درصد برابر با ۰/۱۰۰ بدست آمده که به مفهوم عدم تفاوت معنی‌دار بین شیب دو خط می‌باشد. این روش دارای حداکثر قرابت نسبت به روش لایسیمتر می‌باشد (جدول ۱).

جدول ۱ – شاخص‌های آماری و خط مشترک بین روش لایسیمتر با روش‌های چهارگانه

$ET_{r\ (method)}$	RMSE[1]	MAE	شیب خط[2]	عرض از مبدا	r	p value[3]
	mm/day	mm/day	slope	intercept		
ASCE-PM-ET_r	۱/۹۶۱	۱/۵۸۹	۰/۶۸۵	۱/۹۸۲	۰/۶۷۳	۰/۸۵۸ ns
ASCE-stPM-ET_r	۲/۴۷۳	۲/۰۳۰	۰/۸۳۱	۱/۶۹۳	۰/۷۲۳	<۰/۰۵
1982 KP-ET_r	۱/۸۷۱	۱/۴۷۰	۰/۹۰۲	۱/۰۸۴	۰/۸۱۷	<۰/۰۵
JH-ET_r	۱/۱۷۵	۰/۸۲۴	۰/۹۳۴	۰/۴۸۵	۰/۸۸۹	۰/۱۰۰ ns

۱-مقادیر ET_r بر اساس داده‌های روزانه برای هر روش محاسبه شده‌اند.

۲-معادله رگرسیون به صورت زیر است: $ET_{r(method)} = slope \times (Lys\text{-}ET_r) + intercept$

۳-شیب خط حاصل از مقادیر $ET_{r(method)}$ نسبت به خط حاصل از مقادیر $(Lys\text{-}ET_r)$ در سطح آماری ($p<0.05$) متفاوت می‌باشند.

بر اساس نتایج موجود در جدول ۲ مقدار میانگین K_r در طول فصل رشد به روش نشریه ۵۶ فائو برابر با ۱/۴۰ بدست آمد. محاسبه K_r با استفاده از مدل پن‌من-مانتیث استاندارد شده به روش ASCE-stPM نتایجی نزدیک به روش لایسیمتری ارائه نداد (میانگین در طول فصل رشد برابر با ۱/۳۲). محاسبه K_r با استفاده از مدل پن‌من-مانتیث به روش ASCE-stPM نتایجی نزدیک به روش لایسیمتری ارائه داده است (میانگین در طول فصل رشد برابر با ۱/۱۲).

محاسبه میانگین K_r با استفاده از مدل کیمبرلی–پن‌من ۱۹۸۲ در طول فصل رشد برابر با ۱/۲۷ بوده و به نظر می‌رسد با توجه به اصلاح تابع باد در مدل KP-82 هنوز نتایجی نزدیک به حقیقت در قیاس با نتایج اطلاعات لایسیمتری به میزان ۱/۱۴ بدست نداده است. محاسبه K_r با استفاده از مدل جنسن–هیز اصلاح شده نزدیک به واقعیت است (میانگین فصل رشد ۱/۱۶).

جدول ۲- مقادیر و مقایسه میانگین‌های ماهیانه K_r

روش محاسبه K_r / ماه مورد نظر	FAO56	ASCE-stPM	ASCE-PM	KP-82	JH	Lys
اردیبهشت	۱/۴۵	۱/۳۱	۱/۰۹	۱/۲۰	۰/۸۵	۱/۱۳
خرداد	۱/۴۰	۱/۲۹	۱/۰۲	۱/۳۲	۱/۲۲	۱/۲۲
تیر	۱/۳۶	۱/۳۲	۱/۰۶	۱/۳۵	۱/۲۱	۱/۱۵
مرداد	۱/۳۸	۱/۳۱	۱/۰۶	۱/۲۸	۱/۲۳	۱/۱۸
شهریور	۱/۳۸	۱/۳۱	۱/۲۴	۱/۲۳	۱/۲۶	۱/۲۰
مهر	۱/۴۴	۱/۳۵	۱/۲۷	۱/۲۲	۱/۱۶	۰/۹۵
میانگین دوره رشد*	۱/۴۰ c	۱/۳۲ b	۱/۱۲ a	۱/۲۷ b	۱/۱۶ a	۱/۱۴ a
انحراف معیار دوره رشد	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۹

*میانگین‌هائی که دارای حروف یکسان می‌باشند، در سطح احتمال ۵٪ آزمون چند دامنه‌ای دانکن تفاوت معنی‌داری با هم ندارند.

منابع:

1- Allen RG, Smith M, Perrier A and Pereira LS. 1994. An update for the definition of reference evapotranspiration. ICID Bulletin, 43 (2):1–34.
2- Burman, RD and Pochop LO. 1994. Evaporation, evapotranspiration and climate data. Developments in atmospheric science, Vol. 22, Elsevier Science, Amsterdam, The Netherlands.
3- Irmak S, Irmak A, Howell TA, Martin DL, Payero JO and Copeland KS. 2008. Variability Analyses of Alfalfa-Reference to Grass Reference evapotranspiration Ratios in Growing and Dormant Seasons. J. Irrig. Drain. Eng., 134(2):147-159.
4- Jensen ME and Haise HR. 1963. Estimating evapotranspiration from solar radiation. J. Irrig. and Drain. Div., 89, 15–41.
5- Jensen ME, Burman RD and Allen RG. 1990. Evapotranspiration and irrigation water requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practices No. 70, ASCE, New York.
6- Wright JL. 1982. New evapotranspiration crop coefficients. J. Irrig. and Drain. Div., 108 (IR2), 57–74.

بررسی تاثیر گونه‌های مختلف درختی بر ذخیره کربن خاک در استان گیلان: مطالعه موردی شلمان

آقاجمالی زینب[1]، شعبانپور محمود[2]، کهنه احسان[3]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۲- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۳- کارشناس ارشد علوم خاک، مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان گیلان

مقدمه

اثر پوشش گیاهی بر خصوصیات خاک، پس از توسعه مفهوم اثر فاکتور های موثر بر تشکیل و تکامل خاک توسط ینی تائید شد. (بیول وهمکاران،۲۰۰۳). به طور کلی پوشش گیاهی به دلیل اضافه کردن مواد آلی به فاز معدنی خاک در تشکیل و تکامل خاک موثر می باشد. (بنیفاسیو و همکاران،۲۰۰۸). به دلیل نقش کلیدی کربن آلی خاک بر خصوصیات فیزیکی خاک،تهیه سوبسترا برای میکرو ارگانیسم ها، ظرفیت بافری و فراهمی عناصر غذایی و جلوگیری از انتشار گازهای گلخانه ای، مطالعه تغییرات آن بسیار حائز اهمیت است.

(chapman et al ,2003). گرم شدن کره زمین یکی از مشکلات جدی در قرن بیست و یکم محسوب می شود. افزایش ذخیره کربن خاک راه حل اساسی تغییرات اقلیمی است. (lal et al 2008). جنگل کاری و احیای جنگل سبب ذخیزه دوباره کربن آلی به خاک شده و این موضوع نشان دهنده قابلیت سیستم خاک و گیاه برای حبس کردن کربن خاک است. ذخیره کربن در جنگل ناشی از تعادلی است که که بین مراحل مختلف چرخه کربن از جمله فتوسنتز، رشد گیاه، تراکم و انباشت کربن در خاک ها از یک طرف، و دفع کربن ناشی از تنفس اندام های زنده ، نابودی درختان، تجزیه میکروبی لاشبرگ، اکسیداسیون کربن خاک، و تخریب سرزمین از سوی دیگر صورت می گیرد.کربن در بخش های مختلف اکوسیستم های جنگلی می تواند ذخیره شود. این ذخایر کربن در جنگل شامل موجودی سر پا، وزن زیست توده، و کربن مو جود درخاک است. ترکیب گونه های درختی یکی از مهم ترین مولفه های تعیین کیفیت و کمیت لاشبرگ است. درک بهتر تاثیر گونه ها بر خاک و مکانیزم های ایجاد تغییرات در خاک ، توان مدیران و برنامه ریزان را در پیش بینی اثر گونه ها بر اکوسیستم و مدیریت بهینه آنها بهبود می بخشد. هدف از این مطالعه بررسی تاثیر نوع پوشش درختی بر ذخیره کربن آلی در منطقه شلمان گیلان است.

مواد وروشها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در ایستگاه تحقیقات نهال و بذر گونه‌های جنگلی شلمان قرار دارد. تحقیق به صورت طرح بلوک کامل تصادفی در هفت تیمار و سه تکرار انجام شد . تیمارها شامل سه گونه سوزنی برگ(ارس، کاج تدا و دار تالاب) و سه گونه پهن برگ(توسکا، بلوط و سفید پلت) و یک قطعه درخت کاری نشده یا شاهد در مجاورت آن در منطقه شلمان استان گیلان انتخاب شدند که هر سه منطقه از لحاظ شرایط فیزیوگرافی و اقلیمی مشابه هم بودند. در هر یک از قطعه های مورد مطالعه نمونه های خاک هر تکرار از عمق ۰ تا ۲۵ و ۲۵ تا ۵۰ سانتی متر به صورت نمونه مرکب و با فاصله ۱۵ تا ۵۰ سانتی متر از تنه درخت برداشت شد. وخصوصیات فیزیکی،شیمیایی و بیولوژیک خاک در آنها مطابق روشهای استاندارد مطالعه و اندازه گیری گردید. جرم مخصوص حقیقی خاک به روش پیکنومتر، جرم مخصوص ظاهری خاک به روش کلوخه تعیین گردید(Klute, 1986). پ هاش و هدایت الکتریکی به روش عصاره اشباع و میزان ماده آلی خاک به روش والکی بلاک تعیین گردید(Page, 1982). در پایان تجزیه تحلیل داده های حاصل با استفاده از نرم افزار آماری SAS و مقایسه میانگین بین تیمار ها با استفاده از آزمون توکی انجام شد.

نتایج

خاک بررسی شده دارای میانگین پ هاش ۶/۲۹ می باشد که کمترین پ هاش مربوط به توسکا و بیشترین پ هاش مربوط به تدا می باشد.و میانگین پ ها ش در عمق اول ۶/۲۱ و در عمق دوم ۶/۲ می باشد. میانگین هدایت الکتریکی منطقه ۷۳۲ دسی زیمنس بر متر بود که بیشترین آن در گونه تدا و کمترین آن مربوط به بلوط می باشد. میانگین هدایت الکتریکی در عمق اول بیشر از در عمق دوم می باشد. بیشترین و کمترین وزن مخصوص ظاهری به ترتیب مربوط به بلوط و سفید پلت و بیشترین و کمترین وزن مخصوص حقیقی به ترتیب در گونه بلوط و توسکا می باشد. میانگین وزن مخصوص حقیقی در عمق دوم بیشتر از در عمق اول و همچنین میانگین وزن مخصوص ظاهری در عمق اول بیشتر از عمق دوم بوده است. و میانگین وزن مخصوص ظاهری در منطقه ۱/۵۹ بوده است.بیشترین میران کربن آلی مربوط به گونه بلوط با میانگین ۲/۰۴و کمترین مقدار مربوط به منطقه درخت کاری نشده با میانگین 0/815 می باشد. میانگین کربن آلی در عمق اول 1/88 و در عمق دوم 1/17 می باشد. بررسی ها نشان داد که میزان ترسیب کربن در گونه های مختلف درختی در سطح یک درصد معنی دار بود. مقایسه کربن آلی خاک در عمق 0 تا 25 و 25 تا 50توده های مذکور نشان داد که اختلاف معنی داری بین کربن آلی موجود در لایه اول و لایه دوم توده های مورد بررسی وجود دارد. و در عمق 0 تا 25 بیشتر از عمق 25 تا 50 می باشد. این نتیجه را می توان به روند تدریجی تجزیه لاشبرگ وتبدیل آن به هوموس که از لایه های سطحی خاک آغاز میگردد، تفسیر نمود که با یافته های سینگ (1993) و (ورامش وهمکاران1390) مطابقت دارد.

تجمع بیشتر کربن آلی در خاک کاربری جنگل پهن برگ به دلیل زیست توده بیشتر درختان پهن برگ و تولید بیشتر بقایای سطحی و همچنین پوشش زیر اشکوب نسبتا مناسب در این کاربری، باعث بالاتر بودن کربن آلی خاک شده است.در درختان سوزنی برگ به علت غنی بودن از مواد آلکالوئدی و اسیدهای آلی می توانند تاثیرات مهمی بر خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک ها داشته باشند و باعث تشکیل هوموس مور، پ هاش اسیدی و آبشویی عناصر معدنی خاک شوند. ثابت شده که آبشویی عناصر معدنی در خاک های زیر پوشش سوزنی برگان سریعتر از خاک های

زیر پوشش پهن برگان است.(زرین کفش، ۱۳۸۸). لاشبرگ پهن برگان مختلف تحت شرایط محیطی مشابه سریع تر از لاشبرگ های سوزنی برگان تجزیه می شوند، اگر چه سرعت تجزیه بعد از ۱ تا ۳ سال یکسان می شود. (Sorenson et al. 2011). (محمود آبادی و همکاران 1390) با مقایسه سه کاربری مرتع، جنگل سوزنی برگ و جنگل پهن برگ نشان دادند که میزان کربن آلی در کاربری جنگل پهن برگ بیشتر از جنگل سوزنی برگ و در جنگل سوزنی برگ بیشتر از کاربری مرتع است. (دنگ و همکاران 2009) با مقایسه ترسیب کربن توده های جنگل کاری شده Cunninghamia lanceolata و Michelia macclurei به این نتیجه رسیدند کربن خاک در M. macclurei به صورت معنی داری بیشتر از C. lanceolata بوده و پتانسیل ترسیب کربن گونه های پهن برگ بیشتر از گونه های سوزنی برگ می باشد. که با نتایج این تحقیق مطابقت دارد.

و از آنجایی که نوع پوشش گیاهی بر ذخیره کربن خاک تاثیر بسزایی دارد درکاربری شاهد که فاقد درخت بود کمترین ماده آلی را مشاهده کردیم.

جدول 1 : تجزیه واریانس

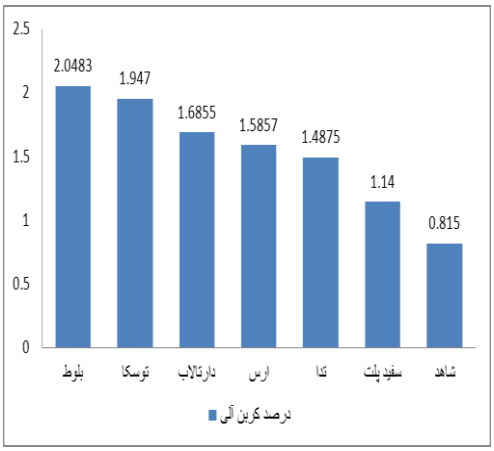
منابع خطا	درجه آزادی	پ هاش	هدایت الکتریکی (دسی زیمنس بر متر)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	جرم مخصوص حقیقی (گرم بر سانتیمتر مکعب)	کربن آلی (درصد)
فاکتورکاربری	6	۱/۱۳۶**	۳۲۸۰۹۲*	۰/۱۰۷	۰/۰۳۰	۱/۱۳۵**
خطا	26	۰/۱۷۰	111394	۰/۱۲۳	۰/۰۲۶	۰/۱۱۶۶
ضریب تغییرات	-	۶/۶۴	۴۵/۵۶	۲۲/۱۰	۶/۴۴	۲۲/۳۴

***معنی داری در سطح ۰/۰۵ و **معنی داری در سطح ۰/۰۱**

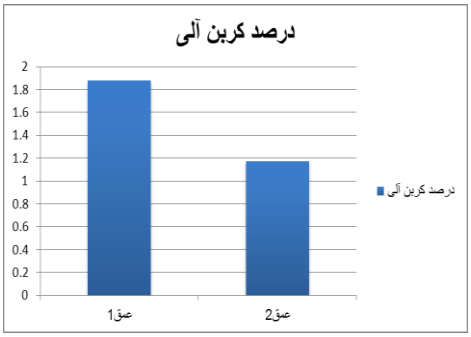
جدول ۲ : مقایسه میانگین کربن آلی در گونه های مختلف

نوع گونه	دارتالاب	توسکا	ارس	بلوط	تدا	سفید پلت	شاهد
عمق ۰-۲۵	۲/۱۳abc	۲/۴۵ ab	۱/۷۴abcd	۲/۷۷ a	۱/۷۵ abcd	۱/۳۶cde	۰/۹۴ de
عمق ۲۵-۵۰	۱/۲۳ cde	۱/۴۳ bcde	۱/۴۲ cde	۱/۳۲ cde	۱/۲ cde	۰/۹۱ de	۰/۸۶ e

اعدادی که حروف مشابه دارند فاقد اثر معنی دار در سطح ۵ ٪ هستند



شکل ۱: درصد کربن آلی(گونه)



شکل۲: درصد کربن آلی

منابع

۱- باده یان، ض. و زاهدی امیری ق. و مروی مهاجر م ر. و ابراهیمی میمند م ع.، ۱۳۸۸. بررسی تاثیر آمیختگی بر میزان ذخیره کربن در خاک جنگل. نشریه جنگل و فرآورده های چوب، دوره ۶۲، شماره ۱. صفحه های ۳۵ تا ۴۴.

۲- پولادی، ن. و دلاور م ا. و گلچین ا. و موسوی کوپر ع.، ۱۳۹۱. بررسی تاثیر نوع جنگل کاری بر ویژگی های کیفی و ذخیره کربن خاک در ایستگاه صفرا بسته، استان گیلان. فصلنامه علمی- پژوهشی تحقیقات جنگل و صنوبر ایران، جلد ۲۰، شماره ۱. صفحه های ۸۴ تا ۹۵.

۳- ورامش، س. و حسینی م. و عبدی ن.، 1390. تاثیر جنگل کاری با گونه های پهن برگ بر ترسیب کربن در خاک پارک جنگلی چیتگر. مجله پژوهش های خاک (علوم خاک و آب)، جلد 25، شماره3. صفحه های 187 تا ۱۹۶.

۴- زرین کفش م، خاکشناسی جنگل. انتشارات موسسه تحقیقات جنگل ها و مراتع.

5- Sorenson PT, Qyideaua SA, Maskenziea MD and Landhaussera SM, 2011. Forest floor development and biochemical properties in reconstructed boreal forest soils. Applied Soil Ecology, 49: 139–147.

تغییرات زمانی برخی ویژگی‌های فیزیکی خاک سطحی در دو خاک‌رسی و لومی تحت باران شبیه‌سازی شده

زهرا رمضانی[1]، علی‌رضا واعظی[2] و محمدحسین محمدی[3]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک و فرسایش خاک دانشگاه زنجان
۲-استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان
۳-دانشیار دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان

مقدمه

تخریب و شکسته شدن خاکدانه‌ها، تراکم لایه‌ی سطحی خاک و جدا شدن و پاشمان ذرات خاک مهم‌ترین اثرات حاصل از برخورد قطره‌ی باران بر سطح خاک است(De Poly and Poesen, 1985). قطرات باران پس از برخورد با خاک خشک قسمتی از خاکدانه‌ها و کلوخه‌های خاک را خرد کرده (تخریب) و به ذرات ریز تبدیل می‌کنند و خود جذب خاک می‌گردند. با ادامه بارندگی، خاک به تدریج مرطوب می‌شود. در این حالت قطرات باران پس از برخورد با خاک مرطوب از یک طرف باعث فشرده شدن خاک (تراکم) می‌گردند و از طرف دیگر به صورت ذراتی به طور مایل به هوا پرتاب (پاشمان) می‌شوند(Kinnel, 2005). ذرات پراکنده شده پس از ته‌نشینی در داخل فضاهای خالی خاک و مسدود کردن آن‌ها ایجاد یک لایه سطحی با نفوذپذیری کم می‌کنند. این لایه‌ها در هنگامی که خشک‌اند به عنوان سله و زمانی که مرطوب‌اند به عنوان اندوده‌ی سطحی شناخته شده هستند و معمولا بیشتر از چند میلی‌متر ضخامت ندارند (Neave and Rayburg, 2007).

تشکیل سله از یک‌سو منجربه کاهش نفوذ، سبب تشدید رواناب و فرسایش خاک و از سوی دیگر مانع جوانه زنی بذور می‌گردد و بدین ترتیب شرایط را برای بیابان زایی مساعد می‌کند(Touma et al., 2011)، جلوگیری از این مشکلات نیاز به درک و پیش بینی چگونگی توسعه تخریب خاک در این زمینه دارد. متأسفانه در داخل کشور تحقیقات جامعی درباره‌ی تغییرات زمانی ویژگی‌های خاک سطحی طی بارندگی وجود ندارد. در این تحقیق به بررسی تغییرات زمانی برخی ویژگی‌های خاک سطحی به خصوص تشکیل سله پرداخته شده است.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش نمونه‌های خاک ازدو زمین که دارایبافت متفاوتیبودند، از عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متر از محدوده‌ی دانشگاه زنجان در سال ۱۳۹۱ برداشت شد. مقدار شن ، سیلت و رس از روش هیدرومتر و جرم مخصوص ظاهری خاک به روش سیلندر (استوانه فلزی) تعیین شد. متوسط قطر وزنی خاکدانه‌ها به روش الک خشک و پایداری خاکدانه‌ها به روش الک تر اندازه‌گیری شد. ماده آلی به روش سوزاندن تر و کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون اندازه‌گیری شد. آزمایش برای دو نوع بافت (رسی و لومی) و در چهار تداوم بارندگی (۱۵، ۳۰، ۴۵ و ۶۰ دقیقه) در دو تکرار مجموعا در ۱۶ واحد آزمایشی انجام گرفت. نمونه‌های خاک برداشت شده پس از غربال شدن از الک ۱۲ میلی‌متر به داخل جعبه‌های فلزی به ابعاد ۱۰۰ × ۵۰ سانتی‌متر و عمق ۱۵

سانتی‌متر منتقل شدند. ابتدا یک لایه فیلتر ماسه‌ای در کف جعبه‌ها ریخته و سپس خاک مورد نظر تا ۱۰ سانتی‌متری به جعبه‌ها اضافه شد. سطح خاک‌های درون جعبه تسطیح گردید.

برای انجام این آزمایش از باران شبیه‌سازی شده با شدت ۶۷ میلی‌متر بر ساعت استفاده شد. تعداد دو تکرار برای هر تداوم بارندگی (دو جعبه محتوی خاک) به طور همزمان در محل تعبیه شده در چهارچوب شبیه‌ساز باران (تحت شیب ۱۰٪) قرار گرفت. پس از اتمام هر رخداد بارندگی و خشک شدن خاک درون جعبه‌ها، ضخامت سله به وسیله کولیس و مقاومت فروروی خاک به وسیله‌ی نفوذسنج جیبی(Pocket penentrometer) مدل S068 تعیین گردید. چگالی سله‌ها از روش کلوخه بدست آمد.

برای نشان دادن رابطه‌ی بین مدت زمان بارندگی با ویژگی‌های خاک از توابع مختلف رگرسیونی استفاده شد. به منظور ترسیم نمودارها و برازش خطوط رگرسیونی از نرم‌افزار Excel نسخه ۲۰۱۰ و نرم افزار Sigmaplot نسخه ۱۱ استفاده شد.

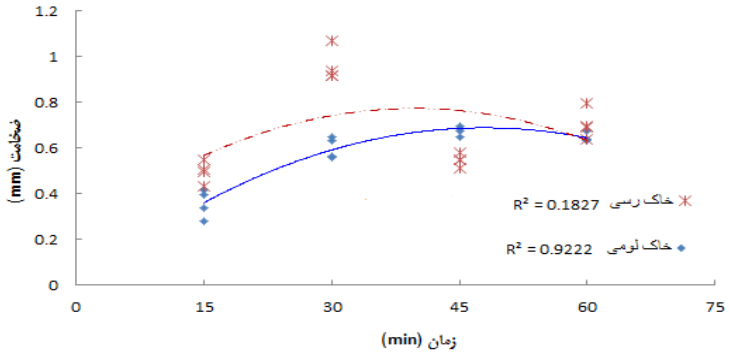
نتایج و بحث

هر دو خاک به لحاظ داشتن ماده‌ی آلی کم از نظر وضعیت خاکدانه (شاخص میانگین قطر و پایداری خاکدانه) از وضعیت مناسبی برخوردار نبودند، اما خاک رسی به لحاظ وجود مقدار رس بیش‌تر برای تشکیل سله حساس‌تر بود(Lado et al., 2004).

جدول ۱- ویژگی‌هایی فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

	شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	متوسط وزنی قطر خاکدانه‌ها (mm)	پایداری خاکدانه‌ها (mm)	چگالی ظاهری (gr/cm^3)	کربنات کلیسم معادل (٪)	ماده‌ی آلی(٪)
خاک رسی	۲۶/۶۶	۲۰	۵۳/۳۳	۱/۳۵	۰/۳۸	۱/۰۷	۲۷/۲۷	۰/۵۵
خاک لومی	۴۴/۳۰	۳۲/۳۸	۲۳/۳۰	۱/۲۰	۰/۲۴	۱/۰۴	۳۸/۵۶	۰/۶۰

شکل ۱ تغییرات ضخامت سله را طی بارندگی نشان می‌دهد. در خاک رسی سله تشکیل شده ضخامت بیش‌تری داشت، علت این امر را می‌توان به مقدار بالاتر رس این خاک نسبت داد.

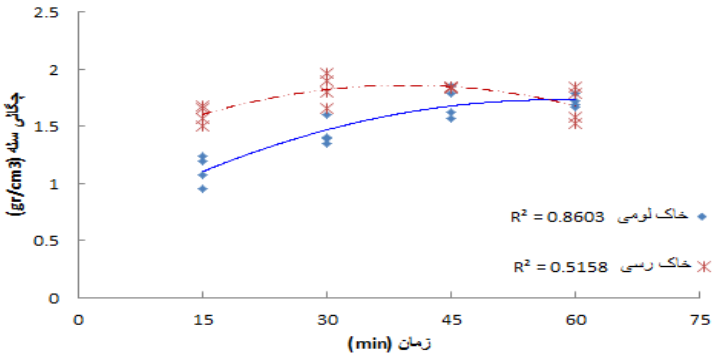


شکل ۱- تغییرات زمانی ضخامت سله

با توجه به مقدار رس بالا در خاک رسی باید انتظار داشت که پایداری افزایش و تشکیل سله کاهش یابد (Ben-

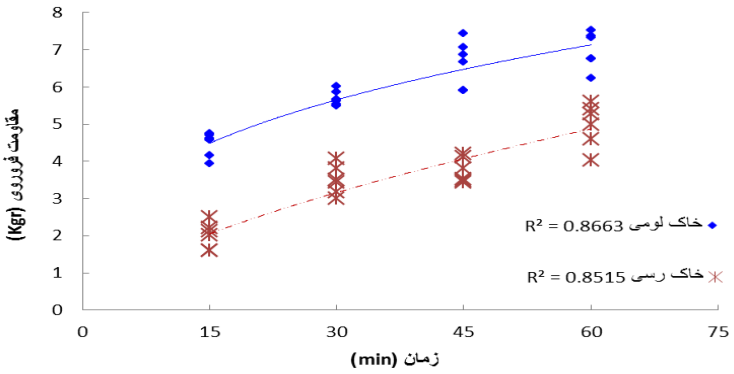
Hur et al., 1985) اما نتایج بدست آمده این موضوع را تایید نکردند. Lado و همکاران (۲۰۰۴) درباره‌ی اثر رس بر تشکیل اندوده دو اثر متضاد را شناسایی کردند: ۱) افزایش در پایداری کل و کاهش تشکیل اندوده و ۲) افزایش در فرونشینی کل(slaking) کل، در حین مرطوب شدن و افزایش حساسیت خاک به تشکیل اندوده. این امر می‌تواند به دلیل حضور رس‌های تورم‌پذیر باشد(Bhardwaj, et al, 2010). با گذشت زمان ابتدا ضخامت سله افزایش پس از رسیدن به میزان حداکثر(در فاصله‌ی بین ۳۰ و ۴۵ دقیقه)روند کاهشی پیدا کرد. روند کاهشی را می‌توان به تخریب اندوده در اثر برخورد قطرات و کاهش ضخامت اندوده از طریق فرسایش لایه‌ی سطحی (Assouline, 2004) نسبت داد.

قطرات باران، ساختمان خاک سطحی را از بین می‌برند. مواد ریز آزاد شده تا حدودی به خاک زیرین شسته شده و تخلخل را کاهش و تراکم و چگالی این لایه را افزایش می‌دهند. این لایه مانع انتقال ذرات ریز به سطوح پایین‌تر می‌شود مگر اینکه سطح خاک با تلاطم آب حذف گردد (McIntyre, 1958) طبق نتایج در هر دو خاک، چگالی سله با زمان دارای همبستگی قابل توجهی بود(خاک رسی R^2= ۰/۵۱ و خاک لومی R^2= ۰/۸۴)، با افزایش تداوم بارندگی چگالی افزایش یافت(شکل ۲).



شکل ۲- تغییرات زمانی چگالی سله

بررسی تغییرات مقاومت فروری در خاک‌های مورد بررسی طی بارندگی (شکل ۳) نشان داد مقاومت فروروی در خاک لومی بیشتر از خاک رسی بود چرا که سله‌ی تشکیل شده در این خاک از استحکام بالاتری برخوردار بود. مقاومت فروروی با زمان افزایش یافت است. ذرات پراکنده شده به همراه نفوذ آب به داخل لایه‌ی سطحی خاک، منافذ خاک دست نخورده‌ی زیر سطحی را پر می‌کنند. همچنین، در حین بارش باران مداوم ، فشردگی بیشتر توسط قطرات باران ایجاد می‌شود و در خاکدانه‌های عمقی‌تر، که یکباره مرطوب می‌شوند، باعث ایجاد تغییر می‌شود (تورم و فروپاشی). این فرآیندها دارای دو نتیجه اند: (۱) افزایش بیشتر در چگالی ظاهری خاک و (۲) ضخیم شدن منطقه تحت تاثیر(تخریب شده)، در نتیجه باعث ایجاد یک لایه تخریب شده در مجاورت سطح خاک می‌شود (Assouline, 2004)، که در مجموع باعث افزایش مقاومت فروروی شد. در هر دو خاک ضخامت سله‌ی تشکیل شده با افزایش تداوم بارندگی افزایش یافت، که به علت پایداری کم خاکدانه‌ها بود همچنین در خاک رسی به دلیل حضور بیش‌تر ذرات ریزه مثل رس و جای گرفتن این ذرات در منافذ چگالی سله با افزایش زمان تداوم بارندگی افزایش یافت اما سله‌های تشکیل شده دارای استحکام پایین‌تری نسبت به سله-های تشکیل شده در سطح خاک لومی بودند که می‌تواند به علت پایین بودن آهک در این خاک باشد.



شکل ۳- تغییرات زمانی مقاومت فروروی

منابع

1- Assouline S, 2004. Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observations, conceptual models and solutions. Vadose Zone Journal, 3: 570–591.
2- Ben-Hur M, Shainberg, I, Bakker D, and Keren R, 1985. Effect of soil texture and CaCO3 content on water infiltration in crusted soils as related to water salinity. Irrigation Science, 6: 281–284.
3- Bhardwaj, A. K., McLaughlin, R. A. and Levy, G. J. 2010. Depositional seals in polyacrylamide-amended soils of varying clay mineralogy and texture. Journal of Soils Sediments. 10:494–504.
4- De Poly J and Poesen J, 1985. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. Geomorphology and Soils, pp. 99-120.
5- Kinnel PIA, 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: A review. Hydrology Process, 19: 2815-2844.
6- Lado M, Ben-Hur M and Shainberg I, 2004. Soil Wetting and Texture Effects on Aggregate Stability, Seal Formation, and Erosion. Soil Science Society of America Journal, 68:1992–1999.
7- Luk SH and Cai QG, 1990. Laboratory Experiments on Crust Development and Rainsplash Erosion of Loess Soils, China. Catena, 17: 261-276.
8- McIntyre DS, 1958. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. Soil science, 85:261–266.
9- Neave MA and Rayburg S, 2007. A field investigation into the effects of progressive rainfall-induced soil seal and crust development on runoff and erosion rates: The impact of surface cover. Geomorphology, 87: 378–390.
10- Touma J, Raclot D, Al-Ali Y, Zante P, Hamrouni H and Dridi B, 2011. In situ determination of the soil surface crust hydraulic resistance. Journal of Hydrology. 403 :253–260.

کاربرد روش مدل‌سازی معکوس (معادلات تعادلی و غیرتعادلی حرکت املاح) در پیش-بینی حرکت باکتری اشریشیاکولی در خاک با استفاده از مدل HYDRUS-1D

مریم منیشداوی[۱]، علیرضا جعفرنژادی[۲]، غلامعباس صیاد[۳]، حسین شیرانی[٤]

۱-دانش‌آموخته کارشناسی ارشد خاک‌شناسی.

۲- عضو هیئت علمی بخش تحقیقات خاک و آب مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان خوزستان.

۳-عضو هیئت علمی دانشگاه شهید چمران اهواز.

٤- عضو هیئت علمی دانشگاه ولی عصر رفسنجان.

مقدمه

امروزه یکی از بحران‌ها و نابسامانی‌های موجود در سطح جهان، آلودگی منابع آبی و خاکی است. بنابراین ضرورت توجه و کنترل این آلودگی‌ها، در مدیریت منابع آب و خاک اهمیت ویژه‌ای دارد. خاک دریافت کننده نهایی بسیاری از ترکیبات زائد و ناخواسته حاصل از فعالیت‌های بشر می‌باشد. اطلاع از وضعیت تحرک و تجمع آلاینده‌ها در خاک و پیامد آن انتقال به منابع آب‌های زیرزمینی و چرخه غذایی انسان، از جمله مسائل مهمی است که تحقیقات زیادی را در دهه اخیر متوجه خود ساخته است(زارع و همکاران، ۱۳۸۹). افزایش قیمت کودهای شیمیایی، آلودگی منابع آب و خاک ناشی از مصرف کودهای شیمیایی، عدم تعادل عناصر غذایی خاک و به خطر افتادن سلامت انسان باعث استفاده از کودهای دامی جهت حاصلخیزی خاک شده است. کود دامی دارای مزایای مثبت و منفی اکولوژیکی و محیطی بوده و کاربرد عمده آن به صورت زراعی است (فلاح و همکاران، ۱۳۸۷). در فضولات دامی انواع مختلف گازهای سمی، ترکیبات محلول و جهش‌زا، ریزجانداران بیماری‌زا، باکتری‌های مقاوم به دارو، پروتوزوآ و ویروس‌ها وجود دارند. ازمهمترین باکتری‌های بیماری‌زای موجود در فضولات دامی می‌توان به کلی‌فرم‌های مدفوعی مانند: سالمونلا، شیگلا و اشریشیاکولی و پروتوزوئرهای خطرناکی همچون کریپتواسپوریدیوم و ژیاردیا اشاره کرد (یونک و همکاران، ۲۰۰۳). امروزه با پیشرفت دانش بشر و توسعه برنامه‌های نرم‌افزاری، پیش‌بینی، مدیریت رفتار و سرنوشت آلاینده‌ها در خاک از جایگاه و اهمیت خاصی برخوردار گردیده و مدل‌های کامپیوتری بسیاری در این زمینه ارائه گردیده است (زارع و همکاران، ۱۳۸۹). مدل HYDRUS-1D یکی از مدل‌های پیشرفته در ارتباط با حرکت یک بعدی آب، املاح و گرما در خاک می‌باشد. این مدل توسط سیمونک و همکاران در آزمایشگاه شوری خاک آمریکا بسط داده شده است (عباسی، ۱۳۸۴). با استفاده از مدل HYDRUS-1D می‌توان میزان حرکت باکتری‌ها و آلودگی باکتریایی ناشی از کاربرد کودهای حیوانی را که آلوده به انواع متفاوتی از پاتوژن‌ها می‌باشند را شبیه‌سازی و راهکارهایی را جهت استفاده صحیح از کودهای حیوانی ارائه داد و از آلوده شدن خاک‌ها و آب‌های سطحی و زیرزمینی توسط کودها جلوگیری به عمل آورد. در این پژوهش به منظور برآورد میزان آلایندگی باکتریایی در خاک تیمار شده با کود مرغی، شبیه‌سازی حرکت باکتری اشریشیاکولی در خاک با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس، با کاربرد معادله تعادلی (CDE) و غیرتعادلی حرکت املاح (NECDE) بوسیله مدل HYDRUS-1D اجرا گردید.

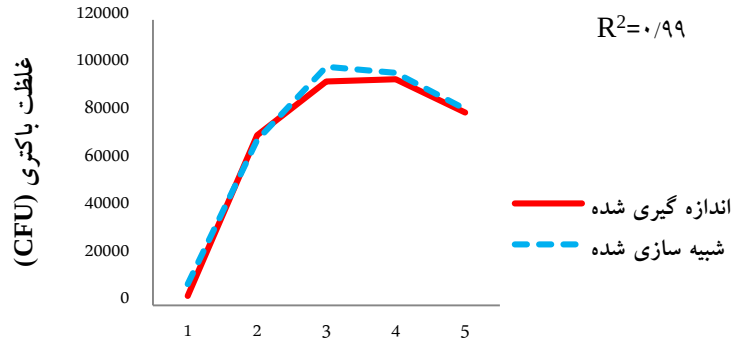
شبیه‌سازی حرکت باکتری با استفاده از مدل HYDRUS-1D منجر به درک بهتر مکانیزم‌های حاکم بر انتقال می‌شود و همچنین در تخمین خطر آلودگی منابع آب و خاک و کاهش آلودگی‌های زیست محیطی (آلودگی ناشی از مصرف کودهای دامی) موثر و مفید می‌باشد. در این پژوهش، باکتری اشریشیاکولی به عنوان باکتری بیماری‌زا موجود در تیمارهای کودی انتخاب، و تراکم و میزان آزادسازی این باکتری از تیمارهای کودی بوسیله مدل HYDRUS-1D با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس (با کاربرد معادله تعادلی و غیرتعادلی حرکت املاح) شبیه‌سازی گردید. در طی روند مدل‌سازی معکوس، مدل، حرکت باکتری در خاک تحت کاربرد معادله غیرتعادلی را با ضریب تبیین بالاتری (۰/۹۹) نسبت به معادله تعادلی با ضریب تبیین ۰/۹۱ پیش‌بینی نمود. این نتایج گویای دقت بالای مدل‌سازی روش معکوس با کاربرد معادله غیرتعادلی نسبت به معادله تعادلی می‌باشد.

مواد و روشها

نتایج حاصل از مدل‌های انتقال باکتری و همچنین اطلاعات بدست آمده از شبیه‌سازی به مدیریت بهتر کاربری اراضی و ارزیابی خطر آلودگی منابع آب و خاک کمک می‌نماید. نمونه خاک‌های مورد مطالعه در ستون‌هایی از جنس پی وی سی به ارتفاع ۳۵ و قطر ۱۰/۵ سانتی‌متر قرار داده شدند. سپس مقادیر محاسبه شده کود مرغی برای هر ستون (۱۰ تن در هکتار) به ستون‌ها اضافه و با ۵ سانتی‌متری خاک سطحی مخلوط گردید. سپس به مدت ۵ روز ستون‌های مورد مطالعه آبیاری گردید. پس از هر بار آبشویی، زه‌آب‌های خارج شده از ستون‌های خاک در ظرف‌های استریل جمع‌آوری گردید. سپس حجم مشخصی از زه‌آب‌ها بر روی محیط ائوزین متیلن بلو (EMB) کشت و به مدت ۱۸ تا ۲۴ ساعت به منظور رشد باکتری در انکوباتور (۳۷ درجه سانتی‌گراد) قرار گرفت. سپس محیط کشت از انکوباتور خارج و تعداد کلونی‌های باکتری شمارش گردید (شیروانی،۱۳۸۷). در روش مدل‌سازی معکوس با استفاده از داده‌های اندازه‌گیری شده غلظت باکتری در زه‌آب، پارامترهای معادله حرکت باکتری به صورتی بهینه گردید که مقدار خطا بین پیش‌بینی غلظت برآوردی مدل و مقادیر واقعی، حداقل گردد. برای هر ستون خاک مدل اجرا و غلظت باکتری اشریشیاکولی در زه‌آب در طی زمان شبیه‌سازی گردید. شبیه‌سازی حرکت باکتری‌ها توسط مدل HYDRUS-1D بر اساس دو معادله تعادلی و غیرتعادلی استوار است. ورودی‌های اصلی موردنیاز مدل جهت شبیه‌سازی شامل اطلاعات مربوط به زمان، خصوصیات هیدرولیکی خاک، معرفی شرایط اولیه و مرزی برای جریان آب، تعیین مناسبترین نوع معادله (تعادلی/غیرتعادلی) جهت مدل‌سازی حرکت باکتری و شرایط مرزی برای انتقال املاح (آلاینده) است.

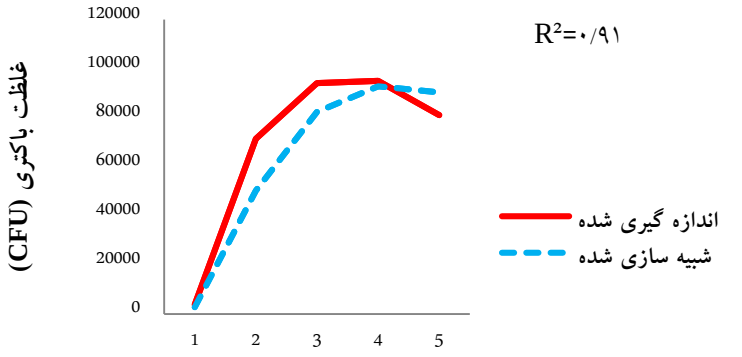
نتایج و بحث

نتایج مقادیر شبیه‌سازی شده حرکت باکتری با استفاده از معادله غیر تعادلی به روش معکوس در مقایسه با مقادیر باکتری موجود در زه‌آب در شکل (۱) نشان داده شده است.



شکل ۱- شبیه‌سازی حرکت باکتری با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس و کاربرد معادله غیرتعادلی حرکت املاح تحت تیمار کود مرغی

نتایج (شکل ۱) نشان داد، روش معکوس با کاربرد معادله غیرتعادلی کارایی و دقت بالایی را در شبیه‌سازی حرکت باکتری در خاک تحت تیمار کود مرغی دارا می‌باشد. مقدار ضریب تبیین پیش‌بینی شده، ۰/۹۹ بود که بیانگر دقت بالای روش مذکور با کاربرد معادله غیرتعادلی در شبیه‌سازی حرکت باکتری اشریشیاکولی در خاک تحت تیمار کود مرغی است. در روش مذکور، مقادیر شبیه‌سازی شده با مقادیر اندازه‌گیری شده هم‌پوشانی بسیار بالایی دارند. نتایج حاصل از مقادیر شبیه‌سازی شده با استفاده از روش معکوس با کاربرد معادله تعادلی در مقایسه با مقادیر باکتری موجود در زه‌آب در شکل ۲ نشان داده شده است .



شکل ۲- شبیه‌سازی حرکت باکتری با استفاده از روش مدل‌سازی معکوس و کاربرد معادله تعادلی حرکت املاح تحت تیمار کود مرغی

ضریب تبیین ۰/۹۱ بیانگر هم‌پوشانی بالا بین داده‌های اندازه‌گیری شده و شبیه‌سازی شده تحت کاربرد معادله تعادلی به روش معکوس می‌باشد. مقایسه میان منحنی‌های حاصل از مقادیر اندازه‌گیری شده در زه‌آب با مقادیر شبیه‌سازی شده و مقایسه ضرایب تبیین نشان داد، انجام شبیه‌سازی در روش معکوس با کاربرد معادله غیرتعادلی، از دقت بالاتری نسبت به روش معکوس با کاربرد معادله تعادلی، برخوردار است. بر این اساس می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود، بهترین برآورد مدل HYDRUS-1D برای حرکت باکتری در خاک، با انتخاب معادله غیرتعادلی با استفاده از روش معکوس حاصل شده است (شکل ۱). این نتایج گویای کارآمدی و دقت بالای روش معکوس تحت کاربرد معادله غیرتعادلی در شبیه‌سازی حرکت املاح و آلاینده‌ها (باکتری) در مقایسه با معادله تعادلی است. در واقع معادله غیرتعادلی به دلیل در نظر گرفتن شرایط طبیعی‌تر و خصوصیات دقیق‌تر و توصیف پارامترهای جذب و واجذب باکتری در سطح کلوئیدهای خاک در طول این روند، شبیه‌سازی باکتری در خاک را دقیق‌تر از معادله تعادلی توصیف می‌نماید.

منابع

۱- زارع، م.، افیونی، م.، عباسپور، ک و صیاد، غ.، ۱۳۸۹. تاثیر تغییرپذیری خصوصیات فیزیکی خاک در طی زمان بر مدل سازی حرکت کلراید در خاک. صفحه‌های ۱۶۰۱ تا ۱۶۰۳. مقاله های کلیدی یازدهمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.گرگان.

۲- شیروانی، س.، ۱۳۸۷. تاثیر شوری و کود آلی بر حرکت باکتری در ستون‌های خاک دست خورده. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه ولی‌عصر(عج) رفسنجان.

۳- عباسی، ف.، ۱۳۸۴. شبیه سازی حرکت آب در خاک با استفاده از مدل HYDRUS -1D. صفحه‌های ۶۵ تا ۸۲. مقاله‌های کلیدی کارگاه آموزشی مدل‌سازی در آبیاری و زهکشی. کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران. تهران.

۴- فلاح، س.، قلاوند، ا.، قنبریان، د. و یدوی، ع.، ۱۳۸۷. اثر مقدار و نحوه اختلاط کود مرغی با خاک بر برخی خصوصیات خاک و عملکرد گیاه ذرت. مجله (آب و خاک) علوم و صنایع کشاورزی، شماره ۳: صفحه‌های۷۸ تا ۸۷.

5- Unc A and Goss Mj.2003. Movment of faecal bacteria through the vadose zone. Water Air Soil Pollut 149:327-337.

بررسی تاثیر خصوصیات هیدرولیکی خاک بر نفوذ آب در خاک با استفاده از شبیه سازی عددی

مهدی شرفا[1]، علی اصغر ذوالفقاری[2]، محمدحسین محمدی[3] و منوچهر گرجی[4]
۱و۴- دانشیاران گروه مهندسی علوم خاک- پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۲- استادیار گروه بیابان‌زدایی دانشکده کویر شناسی دانشگاه سمنان
۳- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه زنجان

مقدمه

نفوذ آب در خاک یکی از مهمترین پدیده‌هایی است که چرخه آب در طبیعت را تحت تاثیر قرار می‌دهد. دستیابی به مدیریت صحیح آبیاری، ذخیره رطوبت درخاک، عملکرد زراعی قابل قبول، مقدار رواناب و مدیریت پایدار خاک‌ها در گرو مد نظر قرار دادن نفوذ پذیری خاک است (میرزایی و همکاران ۲۰۱۳). بررسی تاثیر خصوصیات هیدرولیکی خاک بر نفوذ آب در خاک، به مدیریت بهتر چرخه آب در طبیعت کمک می‌کند. شبیه‌سازی عددی بر پایه روش‌های تصادفی، قادر است که دانش کافی را در ارتباط با نفوذ آب در خاک و تاثیر عوامل مختلف بر آن را در اختیار محققین علوم خاک قرار دهد (زهو و ماهانتی ۲۰۰۶). لذا هدف از مطالعه حاضر شبیه‌سازی نفوذ آب در خاک بر اساس پراکندگی تصادفی خصوصیات هیدرولیکی خاک در یک میدان تصادفی[1] می‌باشد. همچنین تحلیل حساسیت نفوذ آب در خاک به خصوصیات هیدرولیکی خاک از دیگر اهداف این مطالعه است.

مواد و روشها

در این مطالعه از مدل ونگنوختن– معلم (۱۹۸۰) در توصیف خصوصیات هیدرولیکی خاک استفاده شد (معادله ۱):

$$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r} = [1+(\alpha h)^n]^{-m} \qquad [۱]$$

که Θ رطوبت خاک (L^3L^{-3})، Θ_r رطوبت باقیمانده (L^3L^{-3}) ، Θ_s رطوبت اشباع خاک (L^3L^{-3})، α و n پارامترهای برازش و $m = 1 - 1/n$ می‌باشد.

جذب پذیری خاک[2] (S) ($LT^{-0.5}$) با استفاده از رابطه زیر محاسبه شد (باری و همکاران ۲۰۰۹).

$$S^2 = 2K_s\theta_s.(h_s - h_f) \qquad [۲]$$

h_f پتانسیل آب در جبهه رطوبتی خاک (L) ، h_s پتانسیل فشاری آب در سطح خاک (L) و K_s هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (LT^{-1}) می‌باشد. نیومن (۱۹۷۶) معادله زیر را برای توصیف مکش خاک در جبهه رطوبتی ارائه نمود.

$$h_f = -\frac{1}{K_s}\int_{\theta_s}^{\theta_i} D(\theta).d\theta \qquad [۳]$$

که $D(\theta)$ ضریب پخشیدگی آب در خاک (L^2T^{-1}) و Θ_i رطوبت اولیه (L^3L^{-3}) است. در صورت معتبر بودن مدل ون‌گنوختن – معلم، $D(\theta)$ به صورت زیر توصیف می‌شود.

$$D(Se) = \frac{(1-m)K_sSe^{1/2-1/m}}{\alpha m(\theta_s-\theta_r)}\left[(1-Se^{1/m})^{-m} + (1-Se^{1/m})^m - 2\right] \qquad [۴]$$

---

[1] - Random field

[2] - Sorptivity

با قرار دادن معادله (۴) در معادله (۳) و انتگرال‌گیری از معادله حاصل، پتانسیل آب در جبهه رطوبتی تعیین می‌شود.

معادلات (۲)، (۳) و (۴) نشان می‌دهد که جذب پذیری خاک تابعی از خصوصیات هیدرولیکی خاک از قبیل K_s، n ،α ،m، و رطوبت‌های اشباع، باقیمانده و اولیه خاک می‌باشد. بنابراین با تغییر این خصوصیات جذب پذیری خاک و در نتیجه مقدار نفوذ آب در خاک تغییر خواهد یافت.

به منظور بررسی اثر خصوصیات هیدرولیکی خاک بر جذب پذیری و نفوذ تجمعی آب در خاک در ابتدا لازم است که این خصوصیات با یک میانگین مشخص و با واریانس‌های متفاوت تولید شوند. در این مطالعه تغییرات مکانی نفوذ با استفاده از تغییرات مکانی پارامترهای هیدرولیکی خاک تعیین شد.

مطالعات متعددی نشان دادند که توزیع آماری پارامترهای هیدرولیکی خاک از قبیل θ_s و K_s, α, n, θ_r لاگ‌نرمال می‌باشد. (زهو و ماهانتی ۲۰۰۶). لذا برای تولید داده‌های تصادفی، فرض لاگ‌نرمال بودن خصوصیات هیدرولیکی خاک در نظر گرفته شد. همچنین فرض شد که خصوصیات هیدرولیکی خاک دارای وابستگی مکانی می باشند. لگاریتم خصوصیات هیدرولیکی خاک با استفاده از الگوریتم شبیه‌سازی نرمال پی در پی[3] و یک مدل واریوگرام نمایی در یک میدان تصادفی که دارای ۲۵۰۰ گره است، تولید شدند. میدان تصادفی تولید شده به صورت مربعی در نظر گرفته شد که دارای طول و عرض برابر با ۱۰۰۰ متر می‌باشد لذا فرض شد که خصوصیات هیدرولیکی خاک در فواصل ۲۰ متری تغییر می‌یابد. در الگوریتم شبیه‌سازی نرمال پی در پی، داده‌ها به گونه‌ای تولید شدند که دارای توزیع نرمال باشند. از واریوگرام نیز برای ایجاد همبستگی مکانی در تولید داده های تصادفی استفاده شد. به عبارت دیگر داده تولید شده مربوط به یک خصوصیت هیدرولیکی در یک نقطه از نظر عددی به داده‌هایی که در همسایگی این نقطه قرار دارند (نسبت به داده‌های واقع در فاصله دورتر)، نزدیکتر هستند. برای تولید داده‌های تصادفی مکانی از جعبه ابزار BMElib در محیط برنامه نویسی Matlab استفاده شد (BMELib 2008). در شبیه‌سازی نفوذ آب در خاک فرض شد که خصوصیات هیدرولیکی تولید شده در عمق‌های مختلف خاک ثابت بوده و خصوصیات خاک فقط دارای تغییرپذیری افقی می‌باشند.

در این مطالعه بر اساس داده‌های تصادفی تولید شده و با استفاده از روابط (۴)، (۳) و (۲) جذب پذیری خاک در ۲۵۰۰ نقطه محاسبه شد. شرایط مرزی و اولیه مورد استفاده در شبیه‌سازی عددی نفوذ به صورت زیر می‌باشد.

$$\theta_i = 0.03 + \theta_r \quad , \quad h_s = 0 \qquad [۵]$$

پس از محاسبه جذب پذیری خاک، نفوذ آب در خاک با استفاده از معادله دو پارامتری فیلیپ (۶) محاسبه شد.

$$I = St^{0.5} + A.t \qquad [۶]$$

I نفوذ تجمعی آب در خاک (L) و A یک پارامتر ($LT^{-0.5}$) می‌باشد که نشان دهنده هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در شرایط مزرعه است. شارما و همکاران(۱۹۸۰) نشان دادند که مقدار A را می توان برابر با $\frac{2}{3}K_s$ در نظر گرفته شود. لذا در شبیه‌سازی انجام شده مقدار پارامتر A برابر با $\frac{2}{3}K_s$ در نظر گرفته شد. جدول (۱) میانگین و ضریب تغییرات پارامترهای هیدرولیکی مورد استفاده در شبیه‌سازی و تحلیل حساسیب نفوذ آب در خاک به ویژگی‌های هیدرولیکی خاک را نشان می‌دهد. از روش عددی سیمپسون (استیون ۲۰۰۶) برای حل انتگرال معادله‌ی (۳) استفاده شد. برای انجام محاسبات و شبیه‌سازی نفوذ آب در خاک، یک برنامه کامپیوتری در محیط MATLAB 8.1 نوشته شد.

[3] - Sequential Gaussian simulation

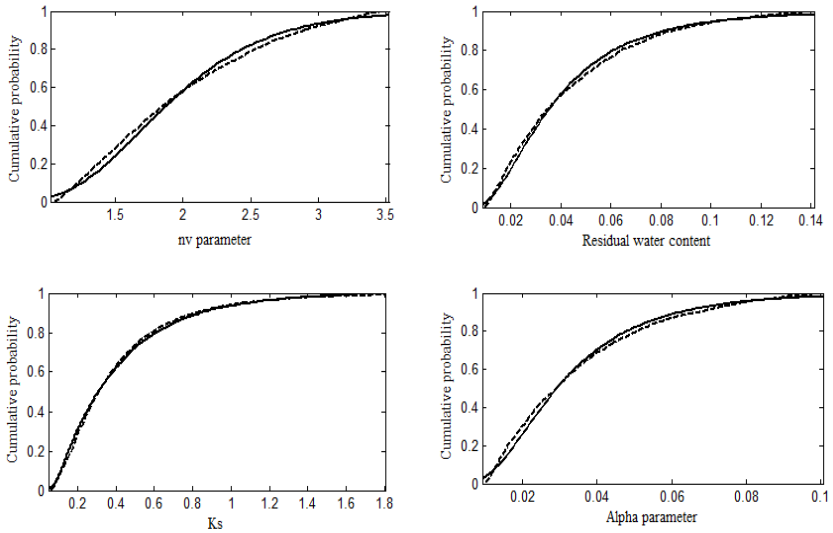
جدول ۱- میانگین و ضریب تغییرات پارامترهای هیدرولیکی مورد استفاده در شبیه‌سازی و تحلیل حساسیب نفوذ آب در خاک به ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

پارامتر	n	α	K_s	θ_s	θ_r
واحد	---	cm^{-1}	$cm\ h^{-1}$	(cm^3cm^{-3})	(cm^3cm^{-3})
میانگین	۱/۵۹	۰/۰۲۵	۰/۳	۰/۴۵	۰/۰۶
ضریب تغییرات اولیه ٪	۱۰	۲۵	۲۵	۱۰	۲۰
ماکزیمم ضریب تغییرات ٪	۶۰	۷۵	۱۰۰	۷۵	۷۵

به منظور انجام تحلیل حساسیت، در ابتدا خصوصیات هیدرولیکی خاک با ضرایب تغییرات کوچک تولید شد (جدول ۳-۱). این ضرایب به عنوان ضرایب اولیه در نظر گرفته شدند. سپس در هر شبیه‌سازی، یک پارامتر با تغییرپذیری بالا (با ضریب تغییرات زیاد) انتخاب شد در حالی که دیگر پارامترها در مقدار اولیه خود باقی ماند.

نتایج و بحث

شکل (۱) توزیع تجمعی مقادیر تصادفی پارامتر های هیدرولیکی تولید شده (n, α, K_s و Θ_r) را نشان می‌دهد. شکل مذکور نشان می‌دهد که در تمام موارد توزیع آماری خصوصیات تولید شده به خوبی با تابع توزیع لاگ نرمال همخوانی دارد. آزمون کای اسکور نیز اختلاف معنی داری را بین توزیع پارامترهای هیدرولیکی خاک و تابع توزیع لاگ نرمال در سطح احتمال ۵ درصد نشان نداد.



شکل ۱- نمودار توزیع تجمعی پارامتر های تصادفی n, α, K_s و Θ_r (خطوط نقطه چین) و نمودار توزیع تجمعی لاگ نرمال برازش داده شده بر آنها (خط ممتد)

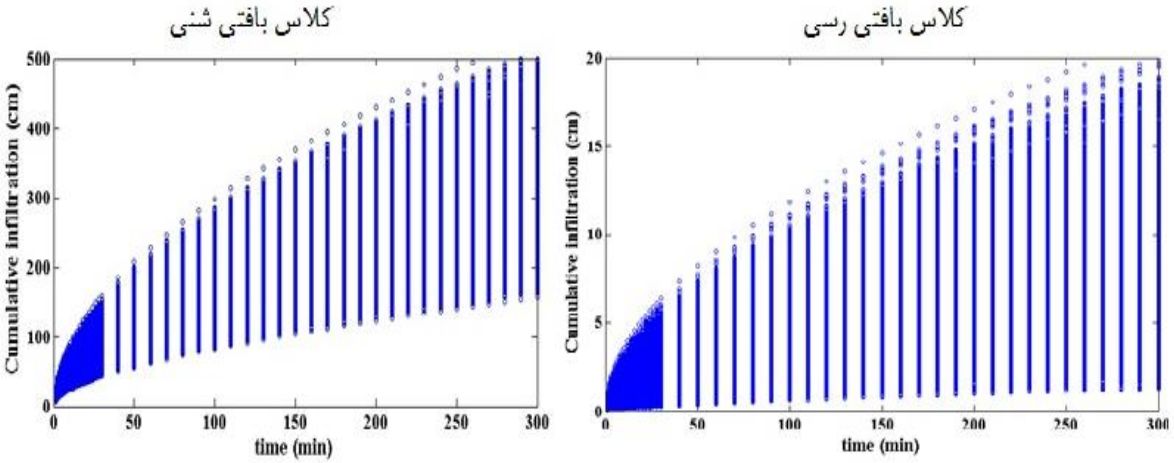
به منظور بررسی صحت معادلات و روش شبیه‌سازی (روابط ۲ الی ۴)، ابتدا خصوصیات هیدرولیکی مورد استفاده در شبیه‌سازی با توجه به میانگین این خصوصیات، در دو کلاس بافتی شنی و رسی (جدول ۲) تولید شدند. سپس با استفاده از این خصوصیات هیدرولیکی تولید شده مقدار نفوذ تجمعی آب در این دو کلاس بافتی شبیه‌سازی شد. نتایج نشان می‌دهد که مقدار نفوذ تجمعی آب در خاک در زمان‌های طولانی (مانند ۳۰۰ دقیقه)

در بافت شنی بین ۱۳۰ تا ۵۰۰ سانتیمتر و در بافت رسی بین ۴ الی ۲۰ سانتیمتر متغیر می‌باشد (شکل ۲). این نتایج صحت روش و روابط مورد استفاده در شبیه‌سازی نفوذ آب در خاک را نشان می‌دهد.

جدول ۲- میانگین و انحراف معیار خصوصیات هیدرولیکی مورد استفاده در شبیه‌سازی نفوذ آب برای دو کلاس بافتی شنی و رسی

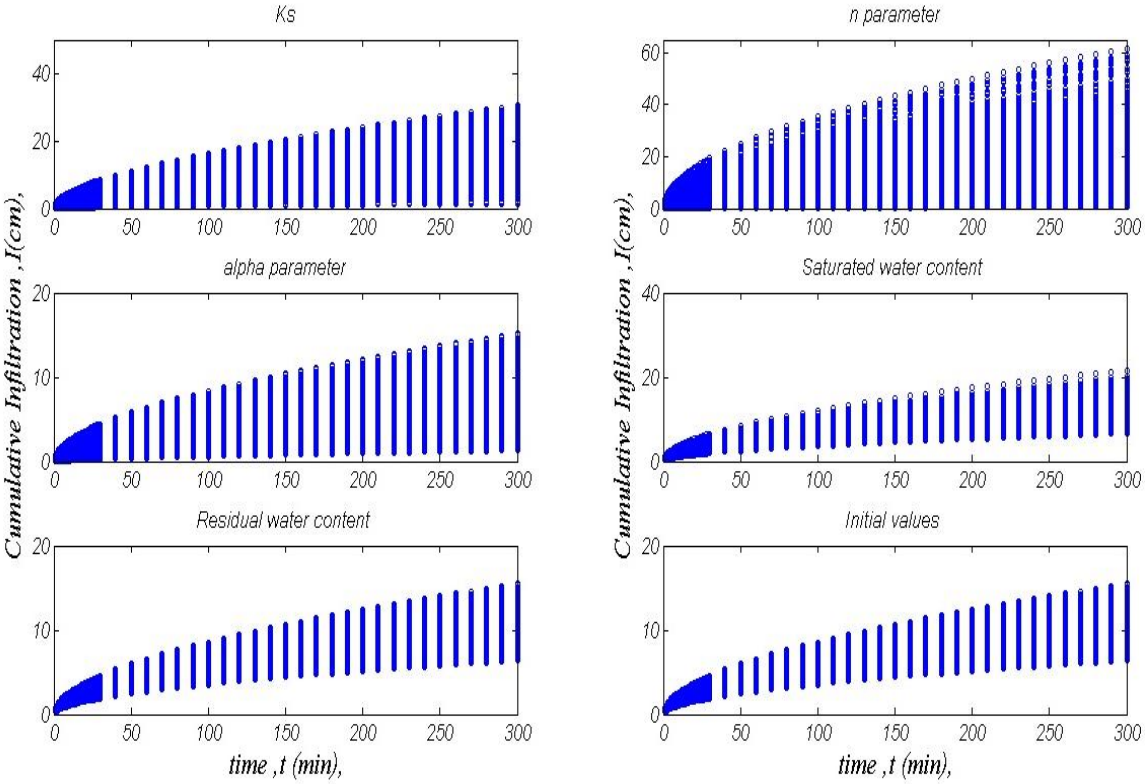
بافت خاک	$\log(K_s)$ $\log(cm\ d^{-1})$	$\log(\alpha)$ $Log(cm^{-1})$	$\log(n)$	Θ_r cm^3cm^{-3}	Θ_s cm^3cm^{-3}
شنی	۲/۸۱ (۰/۵۹)	−۱/۴۵ (۰/۲۵)	۰/۵ (۰/۱۸)	۰/۰۵	۰/۳۷
رسی	۱/۱۷ (۰/۹۲)	−۱/۸۲ (۰/۶۸)	۰/۱ (۰/۰۷)	۰/۱۰	۰/۴۶

اعداد داخل پرانتز نشان دهنده انحراف معیار داده‌ها می‌باشد.



شکل ۲- نفوذ تجمعی شبیه‌سازی شده (روابط ۲ الی ٤) در دو کلاس بافتی شنی و رسی

شکل (۳) تاثیر تغییرات بالای خصوصیات هیدرولیکی خاک را بر نفوذ آب نشان می‌دهد. نتایج نشان می‌دهد که نفوذ تجمعی آب در خاک به تغییرات بالای پارامتر n حساسیت زیادی دارد. به عنوان مثال ضریب تغییرات ۶۰ درصد در پارامتر n سبب شده است که نفوذ تجمعی آب در خاک پس از ۳۰۰ دقیقه نفوذ از ۱ تا ۶۲ سانتیمتر تغییر نماید. در حالی نفوذ تجمعی آب در خاک پس از ۳۰۰ دقیقه هنگامی که خصوصیات هیدرولیکی خاک با ضرایب تغییرات اولیه، در شبیه‌سازی مورد استفاده قرار گرفتند بین ۶/۵ تا ۱۵/۵ سانتیمتر متفاوت بود. نتایج نشان داد که ضریب تغییرات برابر با ۱۰۰ درصد در K_s سبب شده است که نفوذ تجمعی آب در خاک در زمان ۳۰۰ بین ۱/۵۴ تا ۳۰/۵۸ سانتیمتر متغیر باشد. این نتایج حساسیت بالای نفوذ را به تغییرات K_s نشان می‌دهد. در حالی که ضریب تغییرات ۷۵ درصد در پارامتر α مقدار نفوذ تجمعی آب در خاک در زمان ۳۰۰ بین ۱/۴ تا ۱۵/۱ سانتیمتر تغییر داده است که نشان دهنده حساسیت کمتر نفوذ به تغییرات بالای پارامتر مذکور است. تاثیر تغییرات رطوبت‌های اشباع و باقی مانده خاک بر تغییرپذیری نفوذ بسیار کوچک می‌باشد. بطوری که ضریب تغییرات ۷۵ درصدی در رطوبت باقیمانده سبب ایجاد تغییرات زیادی در نفوذ آب در خاک نشده است. مقایسه نتایج نشان می‌دهد که حساسیت نفوذ به تغییرات رطوبت اشباع خاک در مقایسه با رطوبت باقیمانده بیشتر می‌باشد.



شکل ۳- تاثیر تغییرپذیری پارامترهای هیدرولیکی خاک بر نفوذ تجمعی آب در خاک (مقادیر اولیه نشان دهنده زمانی است که در شبیه‌سازی ضرایب تغییرات تمامی خصوصیات هیدرولیکی برابر با ضریب تغییرات اولیه در نظر گرفته شد. در باقی موارد فقط یکی از خصوصیات با ضریب تغییرات بالا در نظر گرفته شد)

منابع مورد استفاده

1- Barry DA Parlange, MB Parlange, JY Liu MC, Steenhuis TS, Sander GC, Lockington DA, Li L, Stangnitti F, Assouline S, Selker J, Jeng DS, Haverkamp R and Hograth WB, 2009. Infiltration and ponding. In: Concepcion Donoso, M. (Ed.), Water Interactions with Energy, Environment and Food and Agriculture: volume II. EOLSS Publishers Co Ltd, pp. 245-269.

2- BMElib: Bayesian Maximum Entropy Library for Space/Time Geostatistics. Version 2.0b for MATLAB. http://www.unc.edu/depts/case/BMELIB/

3- Mirzaee S, Zolfaghari AA, Gorji M, Dyck M and Ghorbani Dashtaki, S, 2013. Evaluation of infiltration models with different numbers of fitting parameters in different soil texture classes. Archive of agronomy and soil science. doi: 10.1080/03650340.2013.823477.

4- Neuman, S.P., 1976. Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. Water Resources Research 12: 564-566.

5- Steven C and Canale RP, 2006. Numerical methods for engineers. McGraw-Hill Companies, Inc, USA.

6- Zhu J and Mohanty B, 2006. Effective scaling factor for transient infiltration in heterogeneous soils. Journal of Hydrology 319: 96-108.

مقیاس‌بندی نفوذ آب در خاک با استفاده از فرضیات محیط های متشابه

مهدی شرفا[1]، علی اصغر ذوالفقاری[2]، محمدحسین محمدی[3] و منوچهر گرجی[4]
۱و۴- دانشیاران گروه مهندسی علوم خاک- پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۲- استادیار گروه بیابان‌زدایی دانشکده کویر شناسی دانشگاه سمنان
۳- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه زنجان

مقدمه

خصوصیات هیدرولیکی خاک بسته به مقیاس اندازه‌گیری متفاوت می‌باشد (داس و همکاران ۲۰۰۵). میلر و میلر (۱۹۵۶) مفهوم محیط‌های متشابه را برای توصیف تغییرات مکانی خاک ارائه کردند. آنها فرض کردند که ساختار میکروسکوپی دو خاک متشابه از نظر هندسی فقط از نظر طول مشخصه متفاوت است. برای مثال اگر اندازه شعاع منافذ خاک به عنوان طول مشخصه برای دو خاک متشابه در نظر گرفته شود، آنگاه اندازه شعاع منافذ یک خاک می‌تواند متفاوت از دیگری باشد بطوری که تنها با استفاده یک فاکتور مقیاس‌بندی[1] خطی بتوان اندازه این منافذ را به هم مرتبط نمود (تولی و همکاران ۲۰۰۱). بنابراین بنا به تعریف فاکتور مقیاس‌بندی به صورت زیر محاسبه می‌شود.

$$\alpha_j = \frac{\lambda_{cj}}{\lambda_c^*} \qquad [۱]$$

α فاکتور مقیاس‌بندی λ_c طول مشخصه، j شماره طول مشخصه و یا شماره فاکتور مقیاس خاک j ام و * نشان دهنده خاک مرجع می‌باشد.

استفاده از فاکتور مقیاس در مقیاس‌بندی نفوذ سبب می‌شود که منحنی‌های نفوذ خاک‌های متفاوت در اطراف منحنی یک خاک که خاک مرجع نامیده می‌شود، تجمع حاصل کنند. به عنوان مثال اگر منحنی‌های نفوذ تجمعی خاک‌های مختلف یک منطقه در یک نمودار واحد رسم شوند، به علت تغییرات مکانی این خصوصیات، منحنی‌های مذکور از هم فاصله خواهند داشت، در حالی که با استفاده از مقیاس‌بندی نفوذ می‌توان این منحنی‌ها را حول یک منحنی مرجع جمع آوری نمود.

شارما و همکاران (۱۹۸۰) با در نظر گرفتن فرضیات محیط های متشابه میلر و میلر معادله دو پارامتری فیلیپ (معادله ۲) را مقیاس‌بندی کردند.

$$I = St^{0.5} + A_p t \qquad [۲]$$

S جذب پذیری خاک[2] ($LT^{-0.5}$)، t زمان (T)، A_p یک پارامتر است که برابر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در شرایط مزرعه در نظر گرفته می‌شود (LT^{-1}) و I نفوذ تجمعی آب در خاک (L) می‌باشد.

آنها برای مقیاس‌بندی نفوذ و زمان از روابط زیر استفاده کردند.

$$I^* = \alpha . I \qquad [۳]$$

$$t^* = \alpha^3 . t \qquad [۴]$$

---

[1] - Scaling factor

[2] -Sorptivity

در این روابط فاکتور مقیاس‌بندی (α) قابل برآورد از داده‌ها جذب پذیری و پارامتر A_p می‌باشد. این محققین روابط زیر را برای برآورد فاکتور مقیاس‌بندی با استفاده از جذب پذیری و پارامتر A_p ارائه کردند.

$$\alpha_{A_p} = \left(A_p / \bar{A_p}\right)^{1/2} \quad [۵]$$

$$\alpha_S = \left(S / \bar{S}\right)^2 \quad [۶]$$

که در این معادلات α_S و α_{Ap} به ترتیب فاکتور مقیاس‌بندی جذب پذیری خاک و پارامتر A_p می‌باشند. $\bar{S}$ و $\overline{A_p}$ به ترتیب میانگین جذب پذیری و پارامتر A_p خاک‌های مورد مطالعه هستند. از نظر تئوری هر یک از فاکتورهای مقیاس‌بندی α_S و α_{Ap} می‌تواند برای مقیاس کردن نفوذ (رابطه ۳) و زمان (رابطه ۴) مورد استفاده قرار گیرد.
هدف از مطالعه حاضر بررسی کارائی روش شارما و همکاران (۱۹۸۰) در مقاس بندی نفوذ آب در خاک می‌باشد. همچنین انتخاب بهترین عامل در محاسبه فاکتور مقیاس‌بندی از دیگر اهداف این مطالعه است.

مواد و روشها

در این مطالعه از داده‌های نفوذ تجمعی ۴۵ خاک برای مقیاس کردن نفوذ استفاده شد. ۲۲ خاک از خاک‌های مورد مطالعه از دشت زرین آباد و خورخور در استان زنجان و ۲۳خاک از خاک‌های دشت ملاصدرا در استان فارس بودند. در خاک‌های مورد مطالعه در ابتدا مدل دو پارامتری فیلیپ (معادله ۲) بر داده‌های اندازه‌گیری شده نفوذ برازش داده شد و پارامترهای S و A_p خاک‌های مذکور تعیین شد. سپس فاکتورهای مقیاس‌بندی α_S و α_{Ap} با استفاده از معادلات (۵) و (۶) محاسبه شد. در نهایت نفوذ تجمعی آب در خاک و زمان با استفاده از معادلات (۳) و (۴) و با توجه به فاکتورهای α_S و α_{Ap} مقیاس شدند.
برای بررسی دقت مقیاس‌بندی فاکتورهای مقیاس (یعنی α_S و α_{Ap}) رابطه بین این فاکتورها و فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (α_{opt}) بدست آمد. α_{opt} فاکتور مقیاسی می‌باشد که با استفاده از بهینه کردن یک تابع هدف بدست می‌آید. در صورتی که تابع هدف به خوبی انتخاب گردد فاکتور مقیاس‌بندی بهینه قادر خواهد بود که تمامی منحنی‌های نفوذ را حول منحنی مرجع جمع نماید. در این مطالعه فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (α_{opt}) با استفاده از حداقل کردن مجموع مربعات خطای بین متوسط نفوذ تجمعی و نفوذ مقیاس شده (تابع هدف) (رابطه ۷) بدست آمد.

$$SE = \sum_{t_j^*}^{N} \left(I_{t_j^*}^* - I_{av}^*\right)^2 \quad [۷]$$

t_j^* زمان مقیاس شده و N تعداد نقاط اندازه‌گیری شده نفوذ می‌باشد.
متوسط نفوذ تجمعی آب در خاک نیز با استفاده از رابطه زیر بدست آمد:

$$I_{av}^* = \bar{S}.t^{*0.5} + \overline{A_p}.t^* \quad [۸]$$

که $\overline{A_p}$ و $\bar{S}$ به ترتیب میانگین حسابی پارامترهای A_p و S می‌باشند. برای محاسبه α_{opt} یک برنامه کامپیوتری در محیط برنامه نویسی MATLAB 8.1 نوشته شد.

نتایج و بحث

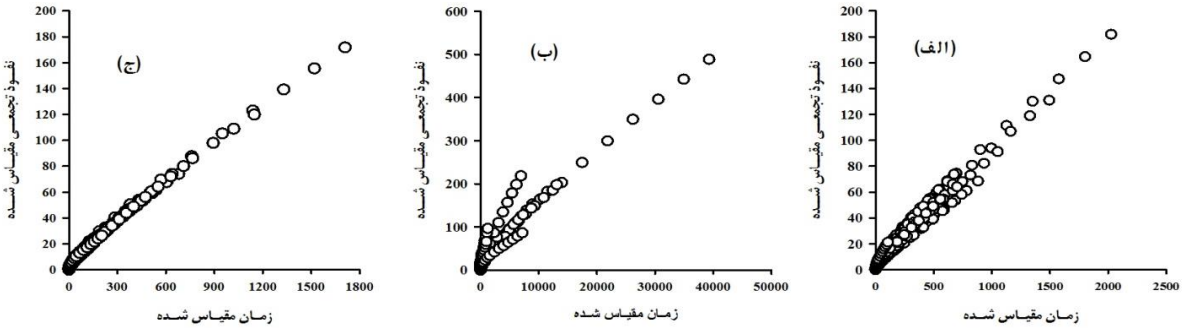
جدول (۱) متوسط ، حداکثر و حداقل ضریب جذب پذیری و پارامتر A_p خاک‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. متوسط ضریب تبیین برازش معادله دو پارامتری فیلیپ (رابطه ۲) بر خاک‌های مورد مطالعه برابر با

۰/۹۹ می‌باشد که دقت بالای این معادله را در توصیف نفوذ آب در خاک نشان می‌دهد. همچنین دامنه زیاد پارامترهای S و A_p نیز تغییرات بالای نفوذ را در خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند.

جدول ۱:حداکثر، حداقل و میانگین پارامترهای معادله دو پارامتر فیلیپ و شاخص‌های توصیف کننده دقت برازش این معادله در خاک‌های مورد مطالعه

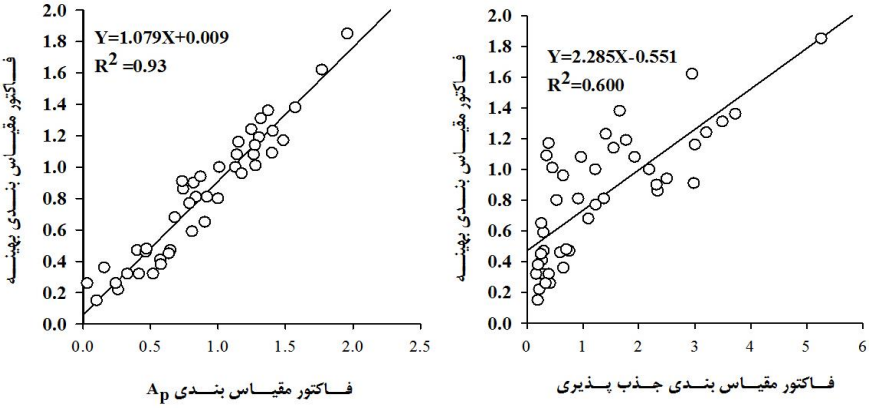
پارامتر	حداکثر	حداقل	متوسط
S ($cm\ min^{-0.5}$)	۱/۵۴۷	۰/۲۷۴	۰/۶۹۷
A_p ($cm\ min^{-1}$)	۰/۲۵۰۹	۰/۰۰	۰/۰۶۵
R^2	۱/۰	۰/۹۰	۰/۹۹
RMSE (cm)	۱/۴۵	۰/۰۴۲	۰/۳۵

شکل (۱) نفوذ مقیاس شده را در برابر زمان مقیاس شده نشان می‌دهد. در صورتی که روش مقیاس‌بندی بخوبی عمل نماید بایستی تمامی منحنی‌های جدا از یکدیگر در اطراف یک منحنی مرجع تجمع حاصل کنند. نمودارهای الف و ب در شکل (۱) نفوذ مقیاس شده، با استفاده از فاکتورهای مقیاس‌بندی α_{Ap} و α_S را نشان می‌دهند. از نظر گرافیکی مشخص است که α_{Ap} بهتر از فاکتور α_S قادر به مقیاس کردن نفوذ می‌باشد. همچنین نمودار ج شکل (۱) نشان می دهد که استفاده از α_{opt} در مقیاس کردن نفوذ باعث شده که تمامی منحنی‌های نفوذ در اطراف منحنی مرجع تجمع نمایند. لذا تابع هدف انتخاب شده برای برآورد α_{opt} به خوبی قادر به برآورد α_{opt} می‌باشد



شکل ۱: تغییرات نفوذ مقیاس شده در برابر زمان مقیاس شده با استفاده از فاکتورهای مقیاس‌بندی متفاوت (الف با استفاده از فاکتور مقیاس‌بندی پارامتر A_p (α_{Ap}) ، ب با استفاده از فاکتور مقیاس‌بندی ضریب جذب پذیری خاک (α_S) و ج با استفاده از فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (α_{op}))

شکل (۲) رابطه بین فاکتورهای مقیاس‌بندی α_{Ap} و α_S را با فاکتور مقیاس‌بندی بهینه نشان می‌دهد. مطابق انتظار، نتایج این شکل نشان می‌دهد که رابطه بهتری بین α_{Ap} با فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (R^2=۰/۹۳) نسبت به α_S و فاکتور مقیاس‌بندی بهینه (R^2= ۰/۶۰) وجود دارد. به عبارت دیگر این نتایج نیز نشان می‌دهند که استفاده از α_{Ap} برای مقیاس کردن نفوذ مناسب تر از α_s است.



شکل ۲: رابطه بین فاکتور مقیاس‌بندی بهینه و فاکتورهای مقیاس‌بندی محاسبه شده با استفاده از S و A_p

بررسی توزیع آماری فاکتوهای مقیاس‌بندی و برخی از خصوصیات هیدرولیکی

اطلاع از نحوه توزیع فراوانی خصوصیات هیدرولیکی خاک در مدلسازی تصادفی[3] اهمیت زیادی دارد. زیرا دانستن نحوه توزیع این متغیرها می‌تواند در پیش‌بینی آنها در مورد استفاده قرار گیرد. بنابراین در این مطالعه نحوه توزیع فراوانی برخی از خصوصیات هیدرولیکی خاک نیز مورد بررسی قرار گرفت.

جدول (۲) توزیع آماری فاکتورهای مقیاس‌بندی و برخی از خصوصیات هیدرولیکی خاک‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در این مطالعه دو توزیع آماری نرمال و لاگ‌نرمال برای بررسی توزیع آماری خصوصیات مورد مطالعه استفاده شد. نتایج نشان می‌دهد که هر دو توزیع نرمال و لاگ‌نرمال قادر به توصیف توزیع فراوانی جذب پذیری خاک‌های مورد مطالعه می‌باشند. در حالی که پارامترهای A_p و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (K_s) فقط از توزیع لاگ‌نرمال تبعیت می‌کنند. این نتایج مشابه نتایج زهو و ماهانتی (۲۰۰۶) می‌باشد. نتایج این مطالعه نشان داد که توزیع فاکتورهای مقیاس‌بندی α_{Ap} و α_S از توزیع لاگ‌نرمال پیروی می‌کند.

جدول ۲- بررسی توزیع آماری فاکتورهای مقیاس‌بندی و برخی از خصوصیات هیدرولیکی در خاک‌های مورد مطالعه

فاکتور مقیاس‌بندی	مقدار کای توزیع لاگ‌نرمال	مقدار کای توزیع نرمال	مقدار کای جدول†
α_{Ap}	۱۸/۰۷*	۶/۴۱*	۱۸/۳۱
α_S	۱۴/۸۶*	۵۳/۳۶ns	۱۸/۳۱
α_{op}	۲۹/۵۳ns	۱۲/۷۸۰*	۱۸/۳۱
هدایت هیدرولیکی اشباع خاک	۱۸/۰۲*	۳۴/۷۴ns	۱۸/۳۱
ضریب جذب پذیری خاک	۱۴/۵۳*	۱۸/۰۹*	۱۸/۳۱
پارامتر A_p	۱۸/۰۸*	۳۹/۱۳ns	۱۸/۳۱

†اگر مقدار کای اسکور محاسبه شده کوچکتر از کای اسکور جدول باشد نشان می دهد که داده‌های مورد آزمون از توزیع مورد نظر تبعیت می‌کنند. * مشان دخنده معنی داری در سطح ۵ درصد و ns نشان دهنده این است که داده‌ها از توزیع مورد بررسی تبعیت نمی‌کنند.

[3] - Stochastic modeling

منابع

1- Das BS, Haws NW and Rao PSC, 2005. Defining Geometric Similarity in Soils. Vadose Zone Journal. 4: 264-270.
2- Miller E.E and Miller R.D, 1956. Physical theory for capillary flow phenomena. Journal of Applied Physics 27: 324-332.
3- Sharma ML, Gander GA and Hunt, CG, 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. Journal of Hydrology 45: 101-122.
4- Tuli A, Kosugi K and Hopmans JW, 2001. Simultaneous scaling of soil water retention and unsaturated hydraulic conductivity functions assuming lognormal pore-size distribution. Advances in Water Resources 24: 677-688.
5- Zhu J and Mohanty BP, 2006. Effective scaling factor for transient infiltration in heterogeneous soils. Journal of Hydrology 319: 96-108.

استخراج توابع انتقالی رگرسیونی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک با استفاده از داده‌های نفوذسنج مکشی در منطقه چلگرد

حمید کلیشادی[1]، محمدرضا مصدقی[2]، محمدعلی حاج‌عباسی[3]
۱- به ترتیب دانشجوی دکتری گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- استاد گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

ویژگی‌های هیدرولیکی خاک شامل منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی می‌باشند. این ویژگی‌ها تحت تأثیر بافت، چگالی ظاهری، ساختمان و مقدار کربن آلی خاک و به ویژه تحت تأثیر کاربری و مدیریت زمین قرار دارند. اگرچه روش‌های آزمایشگاهی و مزرعه‌ای زیادی برای اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک پیشنهاد شده ولی اکثر این روش‌ها هزینه‌بر و وقت‌گیر هستند. بنابراین مدل‌سازی و پیش‌بینی دقیق آنها برای بسیاری از کاربردها می‌تواند کافی باشد. توابع انتقالی خاک روابط ریاضی، فیزیکی یا تجربی بین پارامترهای هیدرولیکی خاک کم‌تر قابل دسترس (دیریافت) و ویژگی‌های نسبتاً آسان برای اندازه‌گیری (زودیافت) خاک شامل بافت، چگالی ظاهری و ماده آلی است (بوما، ۱۹۸۹).

نیمز و همکاران (۲۰۰۵) هم‌بستگی منفی بین هدایت هیدرولیکی اشباع و مقدار ماده آلی خاک گزارش کرده و دلیل احتمالی آن را افزایش نگه‌داشت (و نه هدایت) آب توسط ماده آلی دانستند. اثر ماده آلی بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک پیچیده است؛ مواد آلی از طرفی با افزایش منافذ درشت، هدایت هیدرولیکی خاک را افزایش می‌دهند، و از طرف دیگر با نگه‌داشت آب می‌توانند مانع از جریان آزادنه آب در خاک شوند. در مکش-های کم نزدیک اشباع (صفر تا ده سانتی‌متر) هدایت هیدرولیکی به خاطر اثر منافذ درشت ساختمانی ۱ تا ۳ مرتبه کاهش می‌یابد (کلوتیر و اسمیتن، ۱۹۹۵). دخالت‌ندادن اثر منافذ درشت و استفاده از هدایت هیدرولیکی نزدیک اشباع به عنوان نقطه معیار باعث پیش‌بینی بهتر هدایت هیدرولیکی غیراشباع در دامنه مرطوب تا خشک می‌شود. تخمین پارامترهای هیدرولیکی و جریان آب در خاک به صورت *درجا* گامی مهم در شناخت جریان آب و مواد در مقیاس مزرعه‌ای است. بهترین روش *درجا* روشی سریع و ارزان است که با حداقل تخریب خاک همراه باشد. در دهه‌های اخیر نفوذسنج مکشی (دیسکی) به طور فزاینده‌ای برای اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک استفاده شده است (حسین و وریک، ۱۹۹۵).

تا به امروز توجه پژوهش‌گران بیش‌تر معطوف به تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بوده و به تابع هدایت هیدرولیکی غیراشباع کم‌تر توجه شده است. اکثر پژوهش‌های گذشته در مورد نفوذ آب و ویژگی‌های هیدرولیکی خاک‌های ایران در مزرعه بر شرایط اشباع تمرکز داشتند. در حالی‌که در اقلیم ایران عمدتاً خاک‌ها غیراشباع بوده و هنگام بارندگی و تولید روان‌آب به رطوبت نزدیک اشباع می‌رسند. بنابراین هدف این پژوهش استخراج توابع انتقالی رگرسیونی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک با استفاده از داده‌های نفوذسنج مکشی در منطقه چلگرد (بخش از زاگرس مرکزی) بود.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ´۲۸ °۵۰ و ´۵ °۵۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۱۳ °۳۲ و ´۳۵ °۳۲ شمالی واقع در استان چهارمحال بختیاری در بخشی‌هایی از شهرستان‌های کوهرنگ و فارسان در زاگرس مرکزی ایران قرار دارد. خاک‌های این منطقه دارای رس غالب اسمکتیت بوده و بر روی سازندهای آهکی دوران سوم زمین شناسی قرار دارند.

اندازه‌گیری‌های صحرایی توسط دستگاه نفوذسنج مکشی در ۱۰۰ نقطه در مکش‌های ۲، ۵، ۱۰ و ۱۵ سانتی‌متر آب انجام گرفت. در پایان اندازه‌گیری، از زیر صفحه نفوذسنج یک نمونه خاک برای تعیین مقدار رطوبت و چگالی ظاهری در آخرین مکش (۲ سانتی‌متر) و سپس از اطراف صفحه نفوذسنج نمونه دست‌نخورده برای اندازه‌گیری رطوبت و چگالی ظاهری در رطوبت اولیه خاک تهیه شد. هم‌چنین یک نمونه دست‌خورده مرکب از لایه ۰–۵ سانتی‌متر برای اندازه‌گیری ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک برداشت شده و به آزمایشگاه منتقل شد.

داده‌های جمع‌آوری‌شده با دستگاه نفوذسنج مکشی توسط روش تحلیلی وودینگ تجزیه و تحلیل شد. وودینگ (۱۹۶۸) فرض کرد خاک یکنواخت، همگن و تورم‌ناپذیر است و هدایت هیدرولیکی آن از معادله گاردنر به شکل زیر پیروی می‌کند (حسین و وریک، ۱۹۹۵):

$$K(h) = K_S\left(\frac{-h}{\lambda_c}\right) \qquad [۱]$$

که در این معادله K هدایت هیدرولیکی غیراشباع به عنوان تابعی از مکش ماتریک h (L)، K_S هدایت هیدرولیکی اشباع (LT^{-1}) و λ_c طول مویینگی درشت (L) می‌باشند.

وودینگ (۱۹۶۸) ثابت کرد که شدت جریان (نفوذ) ماندگار (q) از دیسک را می‌توان با معادله زیر بیان کرد (حسین و وریک، ۱۹۹۵):

$$q = K_S \exp(\frac{-h}{\lambda_c})\left[1+\frac{4\lambda_c}{\pi r_0}\right] \qquad [۲]$$

اگر اندازه‌گیری در سه مکش یا بیش‌تر انجام گیرد (مانند این پژوهش)، مقدار K_S و λ_c از یک روش برازش غیرخطی (بهینه‌سازی) برای معادله ۲ به دست می‌آید (حسین و وریک، ۱۹۹۵). چون داده‌های شدت نفوذ ماندگار برای چهار مکش موجود بود، مقادیر بهینه K_S و λ_c با بهینه‌سازی تخمین معادله ۲ توسط Excel Solver و کمینه‌کردن میانگین مربعات خطا بین مقادیر q اندازه‌گیری‌شده و پیش‌بینی‌شده به دست آمد.

نمونه‌های خاک انتقال‌یافته به آزمایشگاه، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شده و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک با روش‌های معمول اندازه‌گیری شد. از آنجایی که خاک‌های مورد بررسی دارای سنگ‌ریزه بودند و ذرات درشت بر فرایند نفوذ و ویژگی‌های هیدرولیکی خاک اثر قابل توجه دارند، جزء سنگ‌ریزه نیز جدا شده و درصد وزنی آنها بر اساس وزن کل خاک محاسبه شد. اجزاء شن خاک نیز بر اساس طبقه‌بندی USDA جداسازی شدند. هم‌چنین سه جزء سیلت خاک (۰/۰۵–۰/۰۲، ۰/۰۲–۰/۰۱ و ۰/۰۱–۰/۰۰۲ میلی‌متر) نیز با استفاده از قانون استوکز و روش پیپت اندازه‌گیری شد.

برای بیان درجه تراکم خاک‌ها مستقل از نوع یا بافت خاک (درصد رس)، چگالی ظاهری نسبی (RBD) محاسبه شد. از رابطه جونز (۱۹۸۳) برای محاسبه چگالی ظاهری مرجع استفاده شد:

$$BD_C = 1.985 - 0.00857Clay \quad [۷]$$

$$RBD = \frac{BD}{BD_{\text{ref}}} \quad [۸]$$

که در این معادله BD_c چگالی ظاهری بحرانی برای رشد ریشه، BD چگالی ظاهری طبیعی خاک، BD_{ref} چگالی ظاهری مرجع است که در اینجا برابر BD_c در نظر گرفته شده و RBD چگالی ظاهری نسبی خاک است.

توابع انتقالی نقطه‌ای و پارامتری برای هدایت هیدرولیکی غیراشباع و K_s و λ_c خاک با استفاده از تجزیه رگرسیون چندمتغیره مرحله به مرحله پس از نرمال‌کردن متغیر وابسته با تبدیل لگاریتمی، توسط نرم‌افزار SAS9.0 استخراج شدند. مدل‌سازی رگرسیونی با متغیرهای مستقل (x) صورت پذیرفت که در برخی موارد هیچ متغیری وارد مدل نشد. بنابراین متغیرهای مستقل نیز با روابط Ln(x)، $(x)^2$، $(x)^{-1}$ و $(x)^{0.5}$ تبدیل شدند. سپس متغیرهای مستقل اصلی و تبدیل‌شده (در مجموع ۱۳۵ متغیر مستقل) به عنوان ورودی (تخمین‌گر) به مدل معرفی شدند.

نتایج و بحث

در جدول ۱ توابع انتقالی پارامتری و نقطه‌ای برای هدایت هیدرولیکی غیراشباع در خاک‌های منطقه مورد بررسی آورده شده است. پارامترها و عبارت‌های معادله‌های رگرسیونی ارائه‌شده به ترتیب اهمیت اثر بر پارامترهای هیدرولیکی خاک ارائه شده‌اند (بر اساس ضریب هم‌بستگی جزئی).

جدول ۱- توابع انتقالی پارامتری و نقطه‌ای استخراج‌شده برای هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک

تابع انتقالی	R^2	MSE
$\ln \lambda_c = -۱۲/۶۵ + ۶/۷۰۵ \ln(BD_{2cm}) - ۳/۴۵۳(OM/Clay) + ۰/۱۶۳ CSi^{۰/۵} + ۰/۰۰۱ MSi^{۲} + ۱۷/۳۸۵\, porosity_{2cm}^{۰/۵}$	٪۲۷*	۱۰/۹۲
$\ln K_s = ۲۸/۳۱۹ - ۵/۳۱ RBD^{۰/۵} + ۰/۲۶۲ MS - ۱۶/۱۴۵ \ln(BD_{2cm}) - ۳۲/۱۸۵\, porosity_{2cm} - ۰/۳۳۵(OM/CaCO_۳)^{۲}$	٪۲۷**	۰/۳۱۵
$\ln K_2 = ۲۸/۲۸۶ - ۴/۹۲۰ RBD^{۰/۵} - ۱/۱۵۱(OM/CaCO_۳) + ۰/۰۲۸ MS^{۲} + ۰/۰۳۳(CaCO_۳/Clay)^{-۱} - ۳۱/۸۱۷\, porosity_{2cm} - ۱۶/۰۴۴ \ln BD_{2cm}$	٪۳۰**	۰/۲۲۵
$\ln K_5 = ۲۰/۳۳۰ + ۱/۷۴۸ RBD^{-۱} - ۱/۳۳۵(OM/CaCO_۳) + ۰/۰۴۳(CaCO_۳/Clay)^{-۱} + ۰/۱۱۶ MS - ۳۰/۷۶۱\, porosity_{2cm} - ۱۴/۸۳۶ \ln BD_{2cm}$	٪۳۸**	۰/۱۳۵
$\ln K_{10} = -۰/۷۲۷ + ۱/۷۶۷ RBD^{-۱} + ۴۳/۹۵۲ Silt^{-۱} - ۰/۲۴۷(OM/CaCO_۳)^{۲} - ۰/۰۰۳(OM/CaCO_۳)^{-۱} - ۰/۳۲۹ OM + ۰/۲۲۶ \ln MSi$	٪۴۲**	۰/۱۳۳
$\ln K_{15} = ۰/۳۹۴ - ۰/۱۰۹ OM^{۲} + ۱/۸۸۶ RBD^{-۱} + ۳۷/۶۱۷ Silt^{-۱} - ۳/۴۴۲\, porosity_{2cm} + ۰/۰۰۱ \ln MSi^{۲}$	٪۳۲**	۰/۳۱۳

در این معادلات K_2، K_5، K_{10} و K_{15} به ترتیب هدایت هیدرولیکی در مکش‌های ۲، ۵، ۱۰ و ۱۵ سانتیمتر بر حسب میلی‌متر بر ساعت و λ_c طول موئینگی درشت بر حسب سانتی‌متر می‌باشند. BD_{2cm} چگالی ظاهری خشک اندازه‌گیری‌شده در مکش ۲ سانتی‌متر (Mg/m^3)، RBD تراکم نسبی، $Porosity_{2cm}$ تخلخل محاسبه‌شده با استفاده از چگالی ظاهری خشک اندازه‌گیری‌شده در مکش ۲ سانتی‌متر (تخلخل در مکش ۲ سانتی‌متر)، MS درصد

ذرات شن متوسط (۰/۵–۰/۲۵ mm)، Silt درصد سیلت (۰/۰۵–۰/۰۰۲ mm)، CSi درصد ذرات سیلت درشت (۰/۰۵–۰/۰۲ mm)، MSi درصد ذرات سیلت متوسط (۰/۰۲–۰/۰۱ mm)، Clay درصد رس (<۰/۰۰۲ mm)، OM درصد ماده آلی، $OM/CaCO_3$ نسبت ماده آلی به کربنات کلسیم معادل، $CaCO_3/Clay$ نسبت کربنات کلسیم معادل به رس، OM/Clay نسبت ماده آلی به رس، و MSE میانگین مربعات خطا می‌باشند.

با افزایش تراکم و یا رسی‌شدن خاک به دلیل افزایش جریان‌های همه‌جانبه (ماتریک) λ_c افزایش می‌یابد (رادکلیف و سیمونک، ۲۰۱۰). اثر ماده آلی به رس بر λ_c کاهشی است (جدول ۱). در صورت افزایش نسبت ماده آلی به رس، ذرات رس بیش‌تر از ماده آلی اشباع شده که باعث بهبود ساختمان خاک و افزایش جریان‌های عمودی (ثقلی) شده و در نتیجه λ_c کاهش می‌یابد.

اثر تراکم نسبی، چگالی ظاهری در مکش ۲ سانتی‌متر، تخلخل در مکش ۲ سانتی‌متر، و نسبت ماده آلی به کربنات کلسیم بر K_s کاهشی و اثر ذرات شن متوسط بر K_s افزایشی است. با افزایش تراکم نسبی و چگالی ظاهری، حجم منافذ خاک کاهش می‌یابد و کاهش حجم منافذ که بیش‌تر ناشی از تخریب منافذ درشت خاک است باعث کاهش K_s می‌شود. چون رس غالب (اسمکتیت) در خاک‌های مورد بررسی دارای خاصیت انبساط و انقباض است، با افزایش فراوانی ذرات ریز سهم این رس‌ها در خاک افزایش می‌یابد. با افزایش این رس‌ها خاصیت انبساط و انقباض‌پذیری خاک افزایش یافته و در نتیجه درز و شکاف‌های بیش‌تری در خاک پدید می‌آید که در نتیجه باعث افزایش جریان‌های ترجیحی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌شود (جدول ۱).

توابع انتقالی استخراج‌شده برای K_5 و K_{10} دقت بیش‌تری دارند (جدول ۱). شاید دلیل آن به خاطر اثر کم‌تر ساختمان خاک بر هدایت هیدرولیکی در این مکش‌ها نسبت به مکش ۲ سانتی‌متر باشد. هم‌چنین کم-تربودن ضریب تبیین تابع انتقالی برای K_{15} به این خاطر است که بیش‌ترین تغییرات ساختمان (منافذ) خاک در هنگام اعمال مکش ۱۵ سانتی‌متر به خاک خشک اولیه رخ می‌دهد. زیرا هنگامی که مکش ۱۵ سانتی‌متر اعمال می‌شود خاک از مکش زیاد اولیه خود به مکش ۱۵ سانتی‌متر می‌رسد در حالی‌که در ادامه تغییر زیادی در مکش ماتریک خاک رخ نمی‌دهد.

فهرست منابع

1- Bouma J, 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci*. 9: 177–213.

2- Clothier BE and Smettem KRJ, 1990. Combining laboratory and field measurements to define the hydraulic properties of soil. Soil Sci. Soc. Am. J 54: 299–304.

3- Hussen AA and Warrick A.W. 1995. Tension infiltrometers for the measurement of vadose zone hydraulic properties. PP. 189–201. In: Wilson LG, Evertt LG and Cullen SJ. (Eds.), Handbook of Vadose Zone characterization & Monitoring, Lewis Publ., Boca Raton.

4- Jones CA, 1983. Effect of soil texture on critical bulk densities for root growth. *Soil Sci. Soc. Am. J* 47: 1208–1211.

5- Nemes A, Rawls WJ and Pachepsky YA, 2005. Influence of organic matter on the estimation of saturated hydraulic conductivity. Soil Sci. Soc. Am. J 69: 1330–1337.

6- Radcliffe DE and Šimůnek J, 2010. *Soil Physics with HYDRUS: Modeling and Applications*, CRC Press Taylor & Francis Group.

تجزیه و تحلیل تغییرپذیری مکانی برخی ویژگی‌های هیدرولیکی، فیزیکی و شیمیایی خاک در یک زمین‌نما

مینا نیک‌قلب‌پور[1]، حسین اسدی[2]، منوچهر گرجی[3]
۱ و ۲- دانش آموخته کارشناسی ارشد و دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان.
۳- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، دانشکده مهندسی و فناوری کشاورزی، دانشگاه تهران.

مقدمه

خاک به دلیل برهم‌کنش عوامل مختلف و فرآیندهای موثر بر تشکیل آن، یک سیستم پویا و ناهمگون بوده و تغییرپذیری مکانی در خاک ناشی از فرآیندهایی است که به صورت پیوسته و با وابسته بودن به مقیاس مورد مطالعه در مقیاس‌های زمانی و مکانی رخ می‌دهد. تغییرات مکانی به دو دسته تغییرات ساختاری (سیستماتیک) و غیرساختاری (تصادفی) گروه‌بندی شده و تغییرات ساختاری به دلیل تغییرات تدریجی و قابل توجه در ویژگی‌های خاک بوده که می‌تواند تابعی از لندفرم‌ها، عوامل ژئومرفیک، خاکسازی و مدیریت خاک باشد. تغییرپذیری ویژگی‌های خاک را می‌توان با استفاده از روش‌های زمین‌آماری مانند نیم‌تغییرنما کمی نمود (محمدی، ۱۳۸۵). در مطالعه نجفیان و همکاران (۲۰۱۲)، شن، سیلت، رس و ماده آلی وابستگی مکانی قوی با پیروی از مدل کروی داشتند و کربنات کلسیم معادل دارای وابستگی مکانی متوسط و پیروی از مدل کروی بود. درک پدیده نفوذپذیری، آگاهی از تغییرات مکانی آن در امتداد زمین‌نما و ویژگی‌های خاک به منظور مدیریت منابع آب و خاک و تولید محصول در مناطق خشک و نیمه خشک امری ضروری می‌باشد. لذا هدف از پژوهش حاضر با فرض ساختار مکانی ویژگی‌های مورد مطالعه، مدل‌سازی روند تغییرات مکانی نفوذپذیری و برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در طول یک زمین‌نما در اراضی زراعی دیم در منطقه کوهین استان قزوین بوده است.

مواد و روشها

پژوهش حاضر در ایستگاه تحقیقات حفاظت خاک و آب دانشگاه تهران واقع در منطقه کوهین استان قزوین که دارای کاربری کشت دیم در امتداد خطوط تراز می‌باشد، انجام شد. میانگین بلند مدت نزولات آسمانی سالانه ۳۳۰ میلی‌متر بوده که بیش‌ترین بارش‌ها در اواخر اردیبهشت ماه رخ می‌دهد. بیشینه دما در تیرماه با ۴۰ درجه سلسیوس و کمینه دما در دی ماه حدود ۱۰- درجه سلسیوس می‌باشد. به منظور بررسی تغییرپذیری مکانی سرعت نفوذپذیری و برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در منطقه مورد نظر، ۳۳ نقطه با فواصل ۵۰ متری در طول یک زمین‌نما انتخاب و اندازه‌گیری سرعت نفوذپذیری با استفاده از استوانه‌های مضاعف انجام شد. نمونه‌برداری خاک به صورت مرکب از دو عمق ۱۵-۰ سانتی‌متری و ۳۰-۱۵ سانتی‌متری انجام شد. نمونه‌های خاک بعد از هوا خشک شدن جهت انجام آزمایش پایداری خاکدانه از الک ۴/۷۵ میلی‌متری و برای بقیه آزمایش‌ها از الک دو میلی‌متری عبور داده شد. اندازه‌گیری ماده آلی، کربنات کلسیم معادل و اسیدیته با استفاده از روش‌های مرسوم انجام شدند (کارتر و گرگوریچ، ۲۰۰۶).

نتایج و بحث

در تجزیه و تحلیل داده‌ها به منظور بررسی برخی از آماره‌های توصیفی از نرم‌افزار SPSS19 استفاده شد. بررسی نرمال بودن توزیع داده‌ها با آزمون معنی‌داری چولگی انجام شد (بالاساندرام، ۲۰۰۸). بررسی روند ویژگی‌ها با استفاده از نرم‌افزار Excel2007 و برازش مدل خطی انجام و در صورت وجود روند، فرآیند حذف روند انجام شد (نیلسن و وندراس، ۲۰۰۳). بررسی همبستگی مکانی با محاسبه و برازش مدل به نیم‌تغییرنما و با نرم‌افزار GS+5.1.1 انجام شد. معیارهای برازش بهترین مدل بر نیم‌تغییرنما، بالاترین ضریب تبیین (R^2) و کم‌ترین مجموع مربعات باقی‌مانده (RSS) بودند (محمدی، ۱۳۸۵). آماره‌های توصیفی ویژگی‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. بررسی آمار کلاسیک ویژگی‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که از بین تمامی ویژگی‌های مورد مطالعه تنها سرعت نفوذپذیری از توزیع غیر نرمال برخوردار بود که با تبدیل لگاریتم طبیعی نرمال شد. نتایج جدول ۱ نشان می‌دهد که ضریب تغییرات از کم‌ترین مقدار ۱/۳۳ برای اسیدیته در عمق دوم تا بیش‌ترین مقدار ۵۰/۹۵ برای سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری شده می‌باشد. کم‌بودن ضریب تغییرات اسیدیته را می‌توان ناشی از یکنواخت بودن موقعیت مورد مطالعه مانند تغییرات کوچک در شیب و جهت شیب دانست. محمدزمانی و همکاران (۱۳۸۶) نیز کم‌ترین ضریب تغییرات را برای اسیدیته گزارش کردند. هم‌چنین اقبال و همکاران (۲۰۰۵) نیز افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع را ناشی از حضور سیستم ریشه‌ای و منافذ بزرگ دانستند.

جدول ۱- آماره‌های توصیفی ویژگی‌های مورد مطالعه

ویژگی خاک	واحد	حداقل	حداکثر	انحراف معیار	میانگین	چولگی	ضریب تغییرات (٪)
سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری(قبل از تبدیل)	$cm.h^{-1}$	۷/۵	۴۲/۶	۱۰/۱	۱۹/۶۵	۰/۹۷	۵۰/۹۵
سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری(تبدیل لگاریتم طبیعی)	$cm.h^{-1}$	۲/۰۱	۳/۷۵	۰/۴۸	۲/۸۶	۰/۳	۱۶/۷۱
میانگین وزنی قطر خاکدانه (۱۵ cm –۰)	mm	۰/۳۶	۰/۹۸	۰/۱۶	۰/۶۵	۰/۵۹	۲۵/۳۵
میانگین وزنی قطر خاکدانه (۳۰ cm –۱۵)	mm	۰/۳۹	۱/۲۵	۰/۲۱	۰/۷۴	۰/۶	۲۷/۷۹
جرم مخصوص توده خاک (۱۵ cm–۰)	$g.cm^{-3}$	۱/۱۶	۱/۴۵	۰/۰۶	۱/۲۷	۰/۴۹	۴/۹۸
جرم مخصوص توده خاک (۳۰ cm–۱۵)	$g.cm^{-3}$	۱/۲۰	۱/۴۱	۰/۰۶	۱/۳۱	-۰/۵۶	۴/۶
ماده آلی (۱۵ cm–۰)	%	۰/۵۷	۱/۷۱	۰/۲۸	۱/۰۷	۰/۶۹	۲۶/۴۶
ماده آلی (۳۰ cm–۱۵)	%	۰/۶۱	۱/۴۱	۰/۲۲	۱/۰۵	-۰/۱۸	۲۰/۸۵
کربنات کلسیم معادل (۱۵ cm –۰)	%	۱۱/۲۵	۲۹	۵/۲۰	۱۷/۸۳	۰/۷۹	۲۹/۱۴
کربنات کلسیم معادل (۳۰ cm–۱۵)	%	۱۱/۲۵	۲۹	۵/۰۶	۱۷/۷	۰/۸	۲۸/۶۰
اسیدیته (۱۵ cm–۰)	_	۷/۴۵	۸	۰/۱۳	۷/۷۴	-۰/۱	۱/۶۵
اسیدیته (۳۰ cm–۱۵)	_	۷/۵۹	۷/۹۵	۰/۱	۷/۷۸	-۰/۳۶	۱/۳۳

از آنجایی که اندازه‌گیری‌ها در طول یک زمین‌نما و در موقعیت‌های مختلف توپوگرافی انجام شد، از اینرو ضریب تغییرات بالا کم و بیش مورد انتظار است. تغییرات کربنات کلسیم در طول یک دامنه به فرآیندهای نفوذ آب و

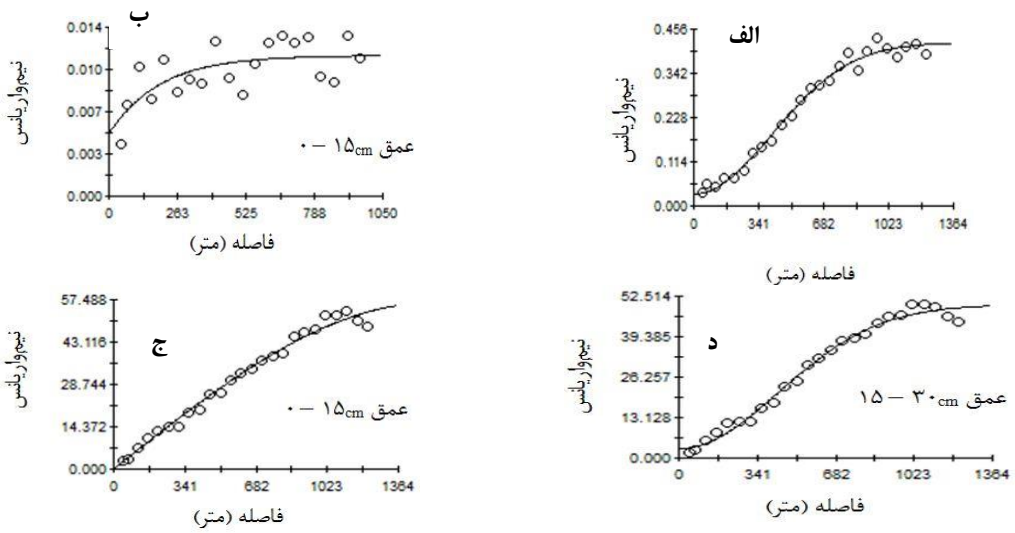
آبشویی آن به لایه‌های پایین و نیز شدت فرسایش خاک که موجب از بین رفتن لایه سطحی و بالا آمدن لایه زیرین غنی از آهک می‌شود، وابسته است. بررسی روند ویژگی‌های مورد مطالعه نیز نشان داد که ویژگی‌های میانگین وزنی قطر خاکدانه در هر دو عمق، جرم مخصوص توده خاک در عمق اول و اسیدیته در هر دو عمق دارای روند بودند. آماره‌های مربوط به وابستگی مکانی و مدل‌های برازش داده شده به نیم‌تغییرنمای ویژگی‌های مورد مطالعه در جدول ۲ آمده است. بررسی آمار مکانی نشان‌دهنده این موضوع می‌باشد که با توجه به طبقه‌بندی کامبردلا و همکاران (۱۹۹۴) که بر اساس نسبت اثر قطعه‌ای به سقف است، سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری، ماده آلی در عمق اول و کربنات کلسیم معادل در هر دو عمق دارای قوی‌ترین وابستگی مکانی می‌باشند. وابستگی مکانی قوی می‌تواند ناشی از تغییرات ذاتی خاک مانند بافت و مینرالوژی خاک باشد. وابستگی مکانی متوسط برای میانگین وزنی قطر خاکدانه در عمق اول و ماده آلی در عمق دوم حاکی از موثر بودن عوامل مدیریتی نسبت به عوامل ذاتی خاک می‌باشد. کربنات کلسیم معادل در عمق اول دارای بیش‌ترین دامنه تاثیر و کم‌ترین درصد اثر قطعه‌ای می‌باشد. در مطالعه نجفیان و همکاران (۲۰۱۲) کربنات کلسیم با دامنه تاثیر ۱۵۱ متر و ماده آلی با دامنه تاثیر ۱۵۳ متر گزارش شده که هر دو ویژگی از مدل کروی پیروی نمودند. میانگین وزنی قطر خاکدانه در عمق دوم، و جرم مخصوص توده خاک و اسیدیته در هر دو عمق با اثر قطعه‌ای تام بدون وابستگی مکانی بودند.

جدول ۲- پارامترهای نیم‌تغییرنمای برازش شده به ویژگی‌های مورد مطالعه

ویژگی خاک	مدل	اثر قطعه‌ای	سقف	دامنه تاثیر(m)	R^2	RSS	اثر قطعه‌ای (٪)	کلاس وابستگی مکانی
IR_m	گوسی	۰/۰۳۱	۰/۴۲۱	۵۸۰	۰/۹۸۷	۶/۲۴۳×۱۰$^{-۳}$	۷/۳۶	قوی
MWD (۰– ۱۵ cm)	نمایی	۰/۰۰۵	۰/۰۱۱	۱۹۶	۰/۴۹۵	۵/۰۴۶×۱۰$^{-۵}$	۴۵/۴۵	متوسط
ماده آلی (۰– ۱۵ cm)	نمایی	۰/۰۲۱	۰/۱۰۸	۳۴۵	۰/۸۳۲	۱/۰۱۷×۱۰$^{-۳}$	۱۹/۴۴	قوی
ماده آلی (۱۵– ۳۰ cm)	گوسی	۰/۰۲۳	۰/۰۸۱	۴۵۸	۰/۹۰۸	۵/۰۴۹×۱۰$^{-۴}$	۲۸/۳۹	متوسط
کربنات کلسیم (۰– ۱۵ cm)	کروی	۰/۱	۵۶/۳۳	۱۵۱۱	۰/۹۸۷	۸۹	۰/۱۷	قوی
کربنات کلسیم (۱۵– ۳۰ cm)	گوسی	۳/۱	۴۹/۶۹	۶۱۶	۰/۹۸۸	۷۹/۴	۶/۲۳	قوی

IR_m، سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری شده و MWD، میانگین وزنی قطر خاکدانه.

عدم وابستگی مکانی در مقیاس مورد مطالعه نشان می‌دهد که نمونه‌برداری می‌بایست در فواصل کم‌تر از فواصل مورد مطالعه صورت گیرد تا ویژگی ساختار مکانی را از خود نشان دهد. تفاوت در دامنه تاثیر ویژگی‌های مورد نظر در پژوهش حاضر و سایر پژوهشگران می‌توان دریافت که اختلاف در دامنه‌های تاثیر می‌تواند ناشی از تفاوت در فواصل نقاط اندازه‌گیری و وسعت منطقه مورد مطالعه باشد. دامنه تاثیر حاکی از وسعت منطقه‌ای دارد که نشان‌دهنده پیوستگی مکانی ویژگی‌ها بوده و می‌توان از روش‌های آمار مکانی برای تخمین استفاده نمود. در شکل ۱ نیم‌تغییرنمای برخی از ویژگی‌های مورد مطالعه آمده است. مطالعه فروغی‌فر و همکاران (۱۳۹۰) نشان داد که جرم مخصوص توده خاک و پایداری خاکدانه از مدل کروی و دارای وابستگی متوسط می‌باشند.



شکل ۱- نیم‌تغییرنمای برخی ویژگی‌های مورد مطالعه؛ الف، سرعت نفوذ نهایی اندازه‌گیری؛ ب، میانگین وزنی قطر خاکدانه؛ ج و د، کربنات کلسیم.

منابع

۱- فروغی‌فر، ح.، جعفرزاده ع ا.، ترابی گلسفیدی ح.، اصغرزاده ن.ع.، تومانیان ن. و دواتگر ن.، ۱۳۹۰. تغییرات مکانی برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک سطحی در شکل‌های اراضی مختلف دشت تبریز. نشریه دانش آب و خاک، جلد ۲۱، شماره ۳، صفحه‌های ۱تا۲۰.

۲- محمدی ج، ۱۳۸۵. آمار مکانی (پدومتری). جلد دوم. انتشارات پلک.

۳- محمدزمانی، س.، ایوبی ش.ا. و خرمالی ف.، ۱۳۸۶. بررسی تغییرات مکانی خصوصیات خاک و عملکرد گندم در بخشی از اراضی زراعی سرخنکلاته، استان گلستان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، سال ۱۱، شماره ۴۰ (الف)، صفحه‌های ۷۹تا۹۱.

4- Balasundram SK, Husni MHA and Ahmad OH, 2008. Application of geostatistical tools to quantify spatial variability of selected soil chemical properties from a cultivated tropical peat. Journal of Agronomy 7(1): 82-87.

5- Cambardella CA, Moorman TB, Novak JM, Parkin TB, Karlan DL, Turco RF and Konopka AE, 1994. Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. Soil Science Society of America Journal 58: 1501-1511.

6- Carter MR and Gregorich EG, 2006. Soil Sampling and Methods of Analysis. Canadian Society of Soil Science, Second Edition.

7- Iqbal J, Thomasson JA, Jenkins JN, Owens PR and Whisler FD, 2005. Spatial variability analysis of soil physical properties of alluvial soils. Soil Science Society of America Journal 69: 1338-1350.

8- Najafian A, Dayani M, Motaghian HR and Nadian H, 2012. Geostatistical assessment of the spatial distribution of some chemical properties in calcareous soils. Journal of Integrative Agriculture 11(10): 1729-1737.

9- Nielsen DR and Wendroth O, 2003. Spatial and temporal statistics (Sampling field soils and their vegetation). Geoscience publisher, Germany.

برآورد شوری نهایی خاک با استفاده از مدل‌های تجربی آبشویی

صفورا اسدی کپورچال[1]، مهدی همایی[2] و ابراهیم پذیرا[3]
۱- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان
۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس
۳- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران

مقدمه

بهسازی خاک‌های شور هم از لحاظ حفاظت بهینه منابع آب کشور و هم بهره برداری پایدار از خاک‌های کشور حائز اهمیت است. منظور از بهسازی خاک‌های شور، آبشویی نمک‌های محلول از ناحیهٔ رشد ریشه می‌باشد. در مورد اصلاح خاک‌های شور، مدل‌های ریاضی در مقیاس آزمایشگاهی موفقیت آمیز بوده‌اند، لیکن تعمیم نتایج به مقیاس‌های بزرگ دشوار بوده و بنابراین همچنان انجام آزمایش‌های صحرایی ضروری می‌باشد (Jurinak, 1981). از نظر ریاضی، مدل‌های تجربی موجود برای آبشویی یا به‌صورت توابع هذلولی Reeve (1957)، Leffelaar and Sharma (1977)، Hoffman (1980) و Pazira and Kawachi (1981) یا توانی Verma and Gupta (1989)، Pazira and Keshavarz (1998) و یا نمایی Dieleman (1963) می‌باشند. مدل‌های نظری و تجربی چندی در گذشته برای برآورد میزان آب مورد نیاز اصلاحی خاک (RR) و پیش بینی حد نهایت شوری (ECf) در استان خوزستان به مرحله اجرا در آمده که دامنه کاربرد آنها به‌دلیل محلی بودن محدوده‌های مطالعاتی، پاسخگوی ارایه رهنمودهای لازم برای اراضی جنوب استان خوزستان نمی باشد. هدف از این پژوهش، بررسی و مقایسهٔ برخی مدل‌های تجربی موجود و ارائهٔ مدلی نوین برای برآورد آب مورد نیاز بهسازی خاک‌های شور و پیش بینی حد نهایی شوری خاک‌های محدوده مورد مطالعه بود.

مواد و روشها

زمینی به مساحت ۳۲۱۶ هکتار که بالغ بر ۱۴/۳۵ درصد از کل محدوده مورد مطالعه بوده واقع در جنوب استان خوزستان که از نظر شوری و سدیمی بودن پیش از آبشویی در کلاس S_4A_3 قرار داشت انتخاب گردید. در این پژوهش از هیچ‌گونه ماده اصلاحی استفاده نگردید و آزمایش فقط با کاربرد یک متر عمق آب آبشویی در چهار تناوب ۰/۲۵ متری اجرا شد. بدین ترتیب برای آبشویی نمک‌های محلول از نیمرخ خاک از آب رودخانه کارون به روش "غرقاب متناوب" استفاده شد. سپس با استفاده از نرم افزار CurveExpert چهار مدل ریاضی توانی، نمایی، معکوس و لگاریتمی به ارقام شوری زدایی به‌دست آمده برازش داده شد. آنگاه کارآیی هر یک از این مدل‌ها با استفاده از آماره‌های ضریب تبیین و انحراف استاندارد در سطح معنی داری ۱٪ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سپس مدلی که دارای بیشترین ضریب تبیین و کمترین خطای استاندارد بود به عنوان مدل "برتر" معرفی گردید.

نتایج و بحث

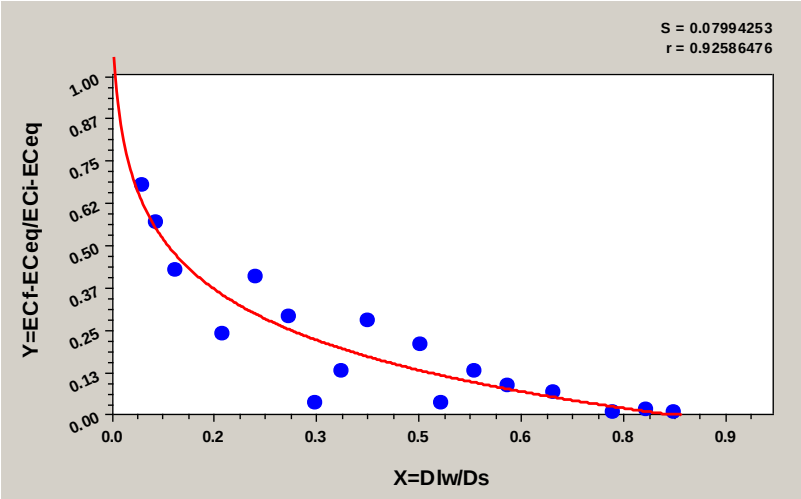
نتایج مربوط به آزمون های شوری زدایی در جدول ۱ ارائه شده است. بدین ترتیب می‌توان رابطه زیر را ارائه نمود:

$$Y= -0.035-0.22 \ln X \quad [۱]$$

جدول ۱- نتایج برازش مدل‌های مختلف به ارقام شوری زدایی

مدل ریاضی	ضرایب ثابت رلبطه		آماره های مدل		
	a	b	r	SE	Sig F
$Y=a.e^{b.x}$	۰/۷۴۲	−۴/۰۷۳	۰/۹۱۷	۰/۰۸۴	۰/۰۰۱
$Y=a.X^{b}$	۰/۰۷۴	−۰/۷۵۵	۰/۹۱۳	۰/۰۸۶	۰/۰۰۱
Y=a+blnX	−۰/۰۳۵	−۰/۲۲۰	۰/۹۲۵	۰/۰۷۹	۰/۰۰۱
Y=a+b/x	۰/۰۵۰	−۰/۰۳۴	۰/۸۹۸	۰/۰۹۲	۰/۰۰۱

در نهایت مدل لگاریتمی به‌عنوان مدل برتر نسبت به سایر مدل‌ها شناخته شده و رابطه ۱ به عنوان مدل برتر معرفی گردید. با استفاده از رابطه ۱ که بهترین مدل تجربی شوری زدایی خاک‌های محدوده مورد مطالعه می‌باشد، منحنی شوری زدایی مربوطه رسم گردید که نتیجه آن در شکل ۱ نشان داده شده است. مقادیر استخراجی از این منحنی، نیاز خالص آبشویی نمک‌های محلول را نشان می‌دهد. بدیهی است برای برآورد کل میزان آب لازم برای آبشویی (D_w) باید به این مقادیر، کسر رطوبت لایه خاک مورد نظر (تا حد ظرفیت زراعی)، تبخیر از سطح آب و خاک و مقدار بارندگی نیز افزوده شود. حدود تغییرات منحنی شوری زدایی به‌دست آمده در این آزمون بین ۶۶/۵۰ تا ۲۷/۲ دسی‌زیمنس بر متر متغیر بوده است. لازم به ذکر است که منحنی مربوط به شوری زدایی در محدوده نوع خاک و مقادیر شوری نیمرخ خاک محل اجرای آزمایش می‌تواند کاربرد داشته باشد. برای تجزیه و تحلیل مدل شوری زدایی ارائه شده، مقایسه‌ای بین مدل حاصله و برخی مدل‌های تجربی آبشویی از دیدگاه برآورد مقدار آب مورد نیاز برای آبشویی نمک‌های محلول مطابق جدول ۲ انجام شد. در این مقایسه، شوری اولیه تا عمق ۱/۵۰ متری نیمرخ خاک برابر ۴۵/۰، شوری نهایی ۸/۰ و میزان شوری تعادلی ۳/۵۴ دسی زیمنس بر متر در نظر گرفته شد.



شکل ۱- منحنی شوری زدایی خاک‌های مورد آزمون

جدول ۲- مقایسه نتایج حاصل از کاربرد مدل‌های تجربی آبشویی خاک ها

رتبه تناسب مدل کاربردی	میانگین وزنی آب مورد نیاز برای اصلاح خاک (m)	مقادیر آب مورد نیاز اصلاح خاک (m)				سال ارائه	نام مدل
		اعماق اصلاحی خاک مورد نظر(D_s)(m)					
		۱/۰۰	۰/۷۵	۰/۵۰	۰/۲۵		
۸	۱/۵۰	۲/۰۱	۱/۵۰	۱/۰۰	۰/۵۰	۱۹۵۷	ریو
۹	۱/۶۷	۲/۲۳	۱/۲۵	۰/۵۶	۰/۱۴	۱۹۶۳	دیلمان
۴	۰/۵۴	۰/۸۴	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۰۵	۱۹۷۷	لفلار و شارما
۷	۰/۶۹	۰/۹۳	۰/۵۱	۰/۲۳	۰/۰۶	۱۹۸۰	هافمن
۶	۰/۶۷	۰/۸۹	۰/۵۰	۰/۲۲	۰/۰۶	۱۹۸۱	پذیرا و کاواچی
۵	۰/۶۶	۰/۸۹	۰/۴۹	۰/۲۲	۰/۰۶	۱۹۸۹	ورما و گوپتا
۳	۰/۵۰	۰/۶۷	۰/۳۸	۰/۱۷	۰/۰۴	۱۹۹۸	پذیرا و کشاورز
۲	۰/۴۱	۰/۵۵	۰/۳۰	۰/۱۳	۰/۰۳	۲۰۰۶	محسنی فر
۱	۰/۳۸	۰/۵۲	۰/۳۹	۰/۲۶	۰/۱۳	۲۰۱۰	رابطه نوین

نتایج حاصله نشان داد که مدل‌های محسنی فر (۲۰۰۶)، پذیرا وکشاورز (۱۹۹۸)، لفلار و شارما (۱۹۷۷) و ورما و گوپتا (۱۹۸۹) به ترتیب پس از مدل نوین (رابطه تجربی در این تحقیق) کمترین مقدار آب را برای آبشویی خاک ها برآورد می‌نمایند. دلیل عدم تناسب سایر مدل‌ها، تفاوت ویژگی‌های فیزیکی (بافت و ساختمان)، ویژگی‌های شیمیایی (شوری و درصد سدیم تبادلی اولیه) خاک‌های مورد آزمون و روش اجرای آبشویی در تعیین این روابط می‌باشد. در نهایت، مدل نوین با میانگین وزنی آب مورد نیاز آبشویی ۰/۳۸ که کمترین مقدار نسبت به سایر مدل‌ها است به عنوان مدل برتر مشخص گردید و از نظر صرفه جویی در مصرف آب مورد نیاز آبشویی در رتبه یک قرار می گیرد.

منابع

1- Asadi Kapourchal S, Homaee M, and Pazira E, 2011. Desalinization model for large scale application. International Journal of Agricultural Science and Research, (IJASR) 1(2): 25-32.
2- Dieleman PJ, 1963. Reclamation of salt -affected soils in Iraq. Veenman, Wageningen, 175 P.
3- Jurinak J J, 1981. Salt-affected soils, Utah state university. Logan, Utah. Chapter V: 1-13.
4- Hoffman GJ, 1980. Guidelines for reclamation of salt-affected soils. PP: 49-64 in Proceedings of International American Salinity and Water Management, Technical Conference. Juar, Mecxico.
5- Leffelaar PA, and Sharma P, 1977. Leaching of a highly saline- sodic soil. Journal of Hydrology 32:203-218.
6- Mohsenifar K, Pazira E, and Najafi P, 2006. Evaluation different type of leaching models in two pilots of South East Khuzestan province. Journal Research in Agricultural Science, IAU. Esfahan, Iran 2(1): 73-92.
7- Pazira E, and Kawachi T, 1981. Studies on appropriate depth of leaching water, Iran .A case study. Journal of Integrated Agricultural Water Use and Freshening Reservoirs, Kyoto University Japan 6:39-49.
8- Pazira E, Keshavarz A, and Torii K, 1998. Studies on appropriate depth of leaching water, International Workshop on the Use of Saline and Brackish-Water for Irrigation, Indonesia.
9- Reeve RC, 1957. The relation of salinity to irrigation and drainage requirements. Third Congress of International Commission on Irrigation and Drainage, Transactions, 5:10.175-10.187.
10- Verma SK, and Gupta RK, 1989. Leaching of saline clay soil under two modes of water application. Journal of the Indian Society of Soil Science 37: 803-808.

تخمین شوری تعادلی خاک با استفاده از مدل‌های ریاضی آبشویی

صفورا اسدی کپورچال[1]، مهدی همایی[2] و ابراهیم پذیرا[3]
۱- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده علوم کشاورزی، دانشگاه گیلان
۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس
۳- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه علوم و تحقیقات تهران

مقدمه

اراضی شور بخش گسترده‌ای از اراضی کشور را در بر گرفته و با توجه به رشد روز افزون جمعیت، ضرورت اصلاح و بهسازی این اراضی که دارای قابلیت و پتانسیل کشت و کار می‌باشند امری مهم و اجتناب نا پذیر است. بهره برداری از اراضی فاریاب در مناطق خشک و نیمه خشک ممکن است با یک یا مجموعه ای از مشکلات مانند تجمع نمک در نیمرخ خاک، نفوذپذیری کم خاک، آهسته بودن نسبی سرعت حرکت آب در خاک و تخریب ساختمان خاک مواجه باشد. مهم‌ترین و معمولی‌ترین حالت بروز مشکل شوری زیاد در خاک، گرایش به شوری به دلیل تجمع نمک‌ها در افق‌های سطحی نیمرخ خاک از نوعی منشاء خارجی است. گرایش به شوری خاک ممکن است به صورت طبیعی و یا به دلیل عملیات انسانی به انجام برسد. عامل گفته شده اخیر در نتیجه اعمال عملیات آبیاری در مناطق با بارندگی کم که در آن میزان تبخیر زیاد، عملیات و اقدامات لازم نظیر آبشویی یا تجهیز به سامانه زهکشی در آن انجام نمی شود، اتفاق می افتد (Abrol *et al.*, 1988). مدل‌های ریاضی که تاکنون برای برآورد میزان آب مورد نیاز اصلاحی خاک و تخمین شوری تعادلی در استان خوزستان به مرحله اجرا در آمده دارای دامنه کاربرد محدود است. هدف از این پژوهش، به‌کار گیری مدل‌های ریاضی آبشویی برای تخمین شوری تعادلی خاک بود.

مواد و روشها

زمینی به مساحت ۳۸۷۵ هکتار که بالغ بر ۱۷/۳۲ درصد از کل محدوده مورد مطالعه بوده واقع در جنوب استان خوزستان که از نظر شوری و سدیمی بودن پیش از آبشویی در کلاس S_4A_4 قرار داشت انتخاب گردید. در این پژوهش برای آبشویی نمک‌های محلول از نیمرخ خاک از روش "غرقاب متناوب" با چهار تناوب ۰/۲۵ متری استفاده شد. در دو تناوب اول آبشویی ابتدا آب شور به کار برده شد و مابقی تا میزان ۱۰۰ سانتیمتری از آب رودخانه کارون تأمین گردید.

سپس با استفاده از نرم افزار SPSS مدل‌های ریاضی مختلف به ارقام شوری‌زدایی به‌دست آمده برازش داده شد. آنگاه کارآیی هر یک از این مدل‌ها با استفاده از آماره‌های ضریب تبیین و انحراف استاندارد در سطح معنی داری ۱٪ مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. به منظور ارزیابی دقت، اعتبار و کارایی مدل پیشنهادی پنج شاخص آماری اراته شده توسط Loague and Green (1991) استفاده شد. این شاخص ها عبارتند از ریشه میانگین

مربعات خطا[1] (RMSE)، ضریب تعیین[2] (CD)، بازده (کارایی) مدل[3] (EF)، خطای بیشینه[4] (ME) و ضریب مقدار باقیمانده[5] (CRM). در نهایت، مناسب ترین مدل شوری زدایی و سدیم زدایی خاک های مورد آزمون تعیین گردید (Zarei *et al*., 2010).

نتایج و بحث

بر اساس جدول ۱ که نتایج مربوط به آزمون های شوری زدایی است، از میان مدل های برازش شده مدل نمایی با بیشترین ضریب همبستگی (۰/۹۷) و کمترین انحراف معیار (۰/۰۶) مناسب ترین مدل شوری زدایی خاکهای مورد مطالعه می باشد.

جدول ۱- نتایج برازش مدل های مختلف به رقم های شوری زدایی خاک

تابع برازش شده	a	B	r	انحراف معیار	سطح معنی داری	RMSE	CD	ME
$Y = a.e^{bx}$	۰/۲۱	−۰/۹۰	۰/۹۷	۰/۰۶	۰/۰۰۱	۰/۱۳	۳/۶۷	۰/۲۲
$Y = a.x^{b}$	۰/۰۶	−۱/۱۴	۰/۷۴	۰/۰۷	۰/۰۰۱	۰/۰۸	۰/۹۲	۰/۲۱
$Y = a + b\ lnx$	۰/۰۹	−۰/۱۴	۰/۹۴	۰/۰۸	۰/۰۰۱	۰/۰۷	۲/۳۶	۰/۱۵
$Y = a + b/x$	۰/۰۰۵	۰/۰۷	۰/۷۶	۰/۰۷	۰/۰۰۱	۰/۰۸	۱/۲۱	۰/۱۹

بدین ترتیب رابطه زیر را به عنوان مناسب ترین تابع برای خاکهای مورد آزمون می توان ارائه کرد:

$$Y= 0.21 \exp (-0.90\ X) \qquad [۱]$$

با جایگزینی متغیرهای مربوطه به جای X و Y، معادلهٔ اخیر به صورت زیر نوشته می شود:

$$[(EC_F-EC_{eq})/(EC_i-EC_{eq})]= 0.21 \exp (-0.90\ (D_{lw}/D_s)) \qquad [۲]$$

سپس با لحاظ کردن راندمان آبشویی(f) و مقدار رطوبت حجمی خاک طی فرایند آبشویی (θ_v) معادلهٔ نهایی مربوط به مدل تجربی شوری زدایی خاک های محدوده مورد مطالعه به صورت زیر به دست آمد:

$$[(EC_F-EC_{eq})/(EC_i-EC_{eq})]= 0.21\ _v).(D_{lw}/D_s))\exp (-0.90(f/\theta \qquad [۳]$$

نظر به اینکه شوری نهایی لایه ۱۵۰-۰ سانتیمتری نیمرخ خاک به ازاء کاربرد ۱۰۰ سانتیمتر آب آبشویی ۱۴/۴۸ دسی زیمنس بر متر بوده و میزان کسر رطوبت تجمعی لایه ۱۵۰-۰ سانتیمتری (پیش از آبشویی) ۱۳/۵۴ و

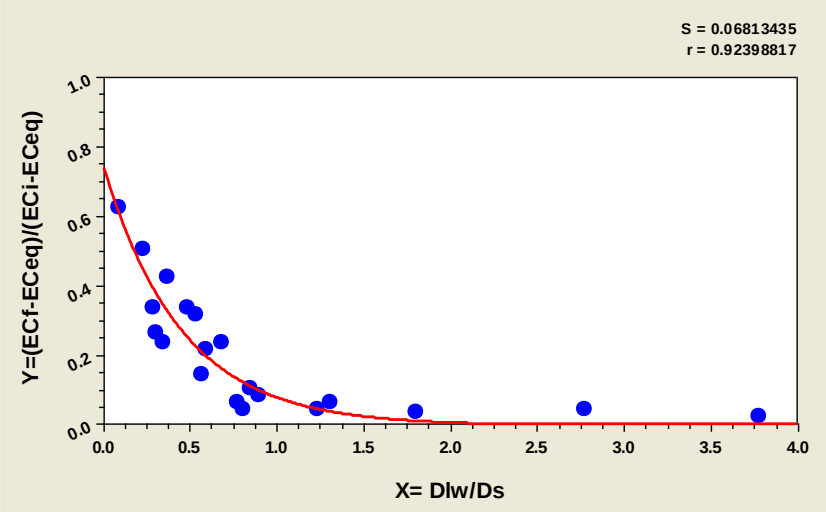
[1] Root Mean Square Error
[2] Coefficient of Determination
[3] Modeling Efficiency
[4] Maximum Error
[5] Coefficient of Residual Mass

شوری آب مورد استفاده برای آبشویی ۲/۳۶ دسی زیمنس بر متر می باشد f با استفاده از روابط زیر قابل محاسبه است:

$$r = D_w/D_p = 100/(100-13.54) = 1.16 \quad [۴]$$

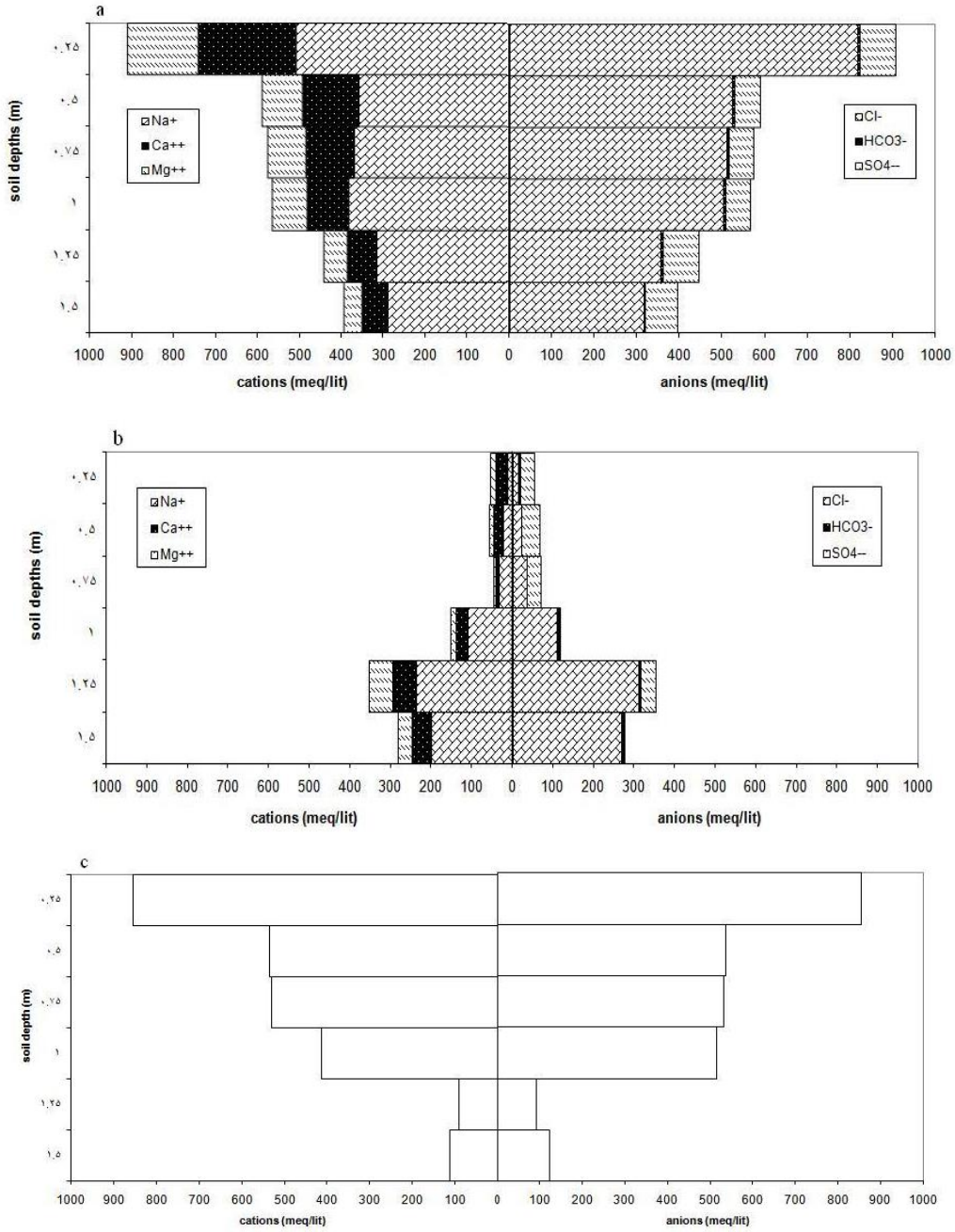
$$f = r.EC_w/EC_{eq} = (1.16*2.36)/14.48 = 0.20 \quad [۵]$$

با توجه به اینکه ضریب بازده آبشویی خاکهای سنگین بافت حدود ۰/۲-۰/۳ می باشد، ضریب بازده آبشویی نمکهای محلول محاسبه شده در این آزمون (f=۰/۲۰) با خاک‌های منطقه مورد مطالعه که دارای بافت سنگین می‌باشند مطابقت دارد. با استفاده از رابطه ۱ که بهترین مدل تجربی شوری زدایی خاک‌های محدوده مورد مطالعه می‌باشد، منحنی شوری زدایی مربوطه رسم گردید که نتیجه آن در شکل ۱ نشان داده شده است. مقادیر استخراجی از این منحنی، نیاز خالص آبشویی نمک‌های محلول را نشان می‌دهد. بدیهی است برای برآورد کل میزان آب لازم برای آبشویی (D_w) باید به این مقادیر، کسر رطوبت لایه خاک مورد نظر (تا حد ظرفیت زراعی)، تبخیر از سطح آب و خاک و مقدار بارندگی نیز افزوده شود. حدود تغییرات منحنی شوری زدایی به‌دست آمده در این آزمون بین ۹۱/۹۰ تا ۳۲/۱۰ دسی‌زیمنس بر متر متغیر بوده است. لازم به ذکر است که منحنی مربوط به شوری زدایی در محدوده نوع خاک و مقادیر شوری نیمرخ خاک محل اجرای آزمایش می‌تواند کاربرد داشته باشد.



شکل ۱- منحنی شوری زدایی خاک‌های مورد آزمون

آنیون‌های غالب عصاره اشباع خاک پس از آبشویی به ترتیب کلر، سولفات و بی کربنات و کاتیون‌های غالب موجود در آن به ترتیب سدیم، منیزیم و کلسیم بوده است. شکل ۲ چگونگی پراکنش کاتیون‌ها و آنیون‌های عصاره اشباع لایه های مختلف نیمرخ خاک را پیش و پس از آبشویی و میزان تغییرات (کاهش یا افزایش) مجموع کاتیون‌ها و آنیون‌های عصاره اشباع لایه‌های مختلف نیمرخ خاک را طی فرآیند آبشویی نشان می دهند.



شکل ۲- چگونگی پراکنش کاتیون‌ها و آنیون‌ها پیش از آبشویی (a)، پس از آبشویی(b) و میزان تغییرات (کاهش یا افزایش) آنها (c) در عصاره اشباع لایه های مختلف نیمرخ خاک

منابع

1- Abrol IP, Yadav JSP and Massaud FI, 1988. Salt-affected soils and their management. FAO, Soils Buletin. No.39.
2- Loague K, and Green RE, 1991. Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and application. Journal of Contaminant Hydrology 7:51-73.

3- Zarei Gh, Homaee M, Liaghat AM and Hoorfar AH, 2010. A model for soil surface evaporation based on Campbell's retention curve. Journal of Hydrology 380: 356–361.

توابع انتقالی برای پیش‌بینی حدود آتربرگ خاک در مقیاس زمین‌نما در شهرستان کوهرنگ، استان چهارمحال و بختیاری

زهرا ذوالفقاری[1]، محمدرضا مصدقی[2]، شمس‌الله ایوبی[2]، حمید کلیشادی[3]
۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- دانشجوی دکتری گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

حدود رطوبتی آتربرگ یا پایداری (حد روانی، حد خمیری و حد انقباض) ویژگی‌های مهم خاک هستند که اطلاعات ذی‌قیمتی از رفتار مکانیکی خاک در مباحث مدیریتی در اختیار پژوهش‌گران علوم خاک قرار می‌دهند (کلر و دکستر، ۲۰۱۲). اندازه‌گیری مستقیم آزمایشگاهی آنها وقت‌گیر و پرهزینه است، لذا استفاده از توابع انتقالی (PTFs) برای پیش‌بینی و بررسی عوامل مؤثر بر آنها مفید است.

پژوهش‌های متعددی در خصوص استفاده از ویژگی‌های زودیافت برای پیش‌بینی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک انجام شده است. دیتچی و کروم (۱۹۸۹) توابع انتقالی با ضریب تبیین ۰/۷۶ تا ۰/۷۰ جهت برآورد حدود رطوبتی گنجایش زراعی و نقطه پژمردگی دائم به کمک اطلاعات نقشه خاک در ایالات متحده ارائه کردند. کلر و دکستر (۲۰۱۲) با بررسی حدود آتربرگ خاک‌های کشاورزی در کشورهای مختلف نشان دادند که حد خمیری هم‌بستگی زیادی با مقدار رس برای خاک‌های با رس بیش‌تر از ۳۵ درصد نشان داد. ولی برای خاک‌های با رس کم‌تر از ۳۵ درصد، حد خمیری تحت تاثیر مقدار رس قرار نگرفت. هم‌چنین حد روانی هم‌بستگی قوی و معنی‌داری با مقدار رس داشته و ماده آلی تاثیر معنی‌داری بر حد خمیری داشت. آنها توابع انتقالی را برای پیش‌بینی حدود آتربرگ با استفاده از بافت و ماده آلی خاک ارائه نمودند. پژوهش حاضر به منظور ایجاد یک پایگاه داده‌ای برای حدود آتربرگ و هم‌چنین استخراج روابط (توابع انتقالی) بین آنها و ویژگی‌های ذاتی خاک انجام شده است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در شهرستان کوهرنگ استان چهارمحال و بختیاری واقع شده است. این منطقه دارای میانگین بارندگی ۱۴۰۰ میلی‌متر و دمای سالانه ۹/۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. میانگین ارتفاع منطقه از سطح دریا ۲۵۱۰ متر می‌باشد. خاک‌های منطقه عمدتاً روی تشکیلات رسوبی غنی از آهک تکامل پیدا کرده‌اند. کاربری‌های غالب منطقه شامل کشاورزی آبی، کشت دیم و مرتع می‌باشد.

در این منطقه، در کاربری‌های مختلف و موقعیت‌های مختلف شیب جمعاً در ۱۱۰ نقطه نمونه‌های خاک از لایه ۰-۱۰ سانتی‌متری جمع‌آوری شده و به آزمایشگاه منتقل گردید. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک شامل بافت، مقدار ماده آلی و آهک به روش‌های استاندارد اندازه‌گیری شدند. هم‌چنین حدود آتربرگ (پارامترهای هدف)، شامل حد روانی (LL) به روش کاسه‌گراند، حد خمیری (PL) به روش فتیله، و حد انقباض خطی (SL) به روش قالب انقباض اندازه‌گیری شدند (British Standard,1377, 1975). شاخص خمیری (PI) و شاخص تردی (FI) به‌شکل زیر محاسبه شدند(McBride, 2008):

$$PI=LL-PL \quad [1]$$

$$FI=PL-SL \quad [2]$$

آماره‌های توصیفی ویژگی‌های مورد بررسی شامل حداقل، حداکثر، میانگین، انحراف معیار، چولگی و ضریب تغییرات توسط نرم‌افزار SPSS محاسبه شد. توابع انتقالی برای پیش‌بینی حدود رطوبتی مذکور به روش رگرسیون چند متغیره گام به گام در محیط نرم‌افزار SPSS استخراج شدند. ویژگی‌های زودیافت و متغیرهای تبدیل‌شده آنها به عنوان ورودی در مدل‌ها استفاده شد. بدین منظور ۸۰ درصد داده‌ها جهت مدل‌سازی و ۲۰ درصد باقی‌مانده جهت ارزیابی مدل مورد استفاده قرار گرفتند. برای ارزیابی مدل از شاخص‌های ضریب تبیین (R^2) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده شد.

نتایج و بحث

نتایج توصیف آماری حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری خاک شامل حداقل، حداکثر، میانگین، انحراف معیار، چولگی و ضریب تغییرات در جدول ۱ ارائه شده است. نتایج آزمون کولموگروف–اسمیرنف نشان داد که همه متغیرها دارای توزیع نرمال هستند. مقادیر چولگی که همگی بین ۱− و ۱+ قرار گرفته‌اند، نیز این نتایج را تایید می‌کند. ضریب تغییرات متغیرهای مورد مطالعه از ۱۲/۰ درصد برای LL تا حداکثر ۴۵/۲ درصد برای PI متغیر می‌باشد. هم‌چنین نتایج آماره‌های ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در جدول ۲ ارائه شده است که نشان می‌دهد همه آنها دارای توزیع نرمال هستند. در ضمن ضریب تغییرات اکثر ویژگی‌های خاک بیش از ۵۰ درصد می‌باشد و کم‌ترین و بیش‌ترین ضریب تغییرات به ترتیب به درصد سیلت و شن خیلی درشت تعلق دارد.

برای توسعه توابع انتقالی به روش رگرسیون چند متغیره، ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک ارائه‌شده در جدول ۲ به عنوان پارامترهای زودیافت ورودی و حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری (جدول ۱) به عنوان پارامترهای هدف در نظر گرفته شدند. نتایج مدل‌سازی رگرسیون چند متغیره در جدول ۳ ارائه شده است. همان‌طور که نتایج جدول مزبور نشان می‌دهد مدل توسعه‌یافته برای پیش بینی LL توانست ۶۶ درصد از تغییرات آن را توجیه کند. مهم‌ترین پارامترهایی که در این مدل وارد شدند پارامتر ماده آلی با ضریب مثبت بود، در حالی که مقدار آهک، شن خیلی ریز و شن درشت دارای اثر کاهشی بر حد روانی بودند (جدول ۳).

نتایج مدل‌سازی هم‌چنین نشان داد که مدل‌های پیش‌بینی‌کننده توانستند به ترتیب ۳۸ و ۴۸ درصد از تغییرات PL و PI را توجیه کنند. مقدار آهک به عنوان متغیر ورودی دارای تاثیر کاهنده بر PL بود (جدول ۳). می‌توان این یافته را به تغییرپذیری زیاد آهک در خاک‌های منطقه (جدول ۲) و فعالیت کم کلوییدی و شیمیایی آهک نسبت داد که به صورت یک ماده تقریباً خنثی تاثیر کاهنده بر نگهداشت آب و شکل‌پذیری خاک داشته است. در حالی که متغیرهای رس و ماده آلی دارای تاثیر مثبت و افزایشی بر شاخص خمیری بودند (جدول ۳).

کلر و دکستر (۲۰۱۲) نشان دادند که درصد رس به تنهائی توانست ۷۹ درصد از تغییرات LL، ۵۸ درصد از تغییرات PL و ۶۸٪ از تغییرات PI را توجیه نماید. هم‌چنین ماده آلی تاثیر بسیار مهمی بر این ویژگی‌ها داشت و به ترتیب ۹۶٪، ۹۵٪ و ۷۷٪ از تغییرات آنها را توجیه کرد. سیبولد و همکاران (۲۰۰۸) به کمک پایگاه داده موجود در نبراسکا توابع انتقالی را برای LL و PI گسترش دادند. نتایج آنها نشان داد که مهم‌ترین پارامترها برای پیش‌بینی LL درصد رس و CEC بود که منجر به ضریب تبیین ۸۱ درصد بود. برای شاخص PI هم مهم‌ترین متغیرهای ورودی شامل رس و CEC بودند که منجر به توجیه ۷۱ درصد از تغییرات آن شدند.

تابع انتقالی برای پیش‌بینی SL توانست ۵۸ درصد از تغییرات این ویژگی را توجیه نماید. متغیرهای شن ریز (FS) و آهک با اثر کاهنده به عنوان متغیرهای زودیافت پیش‌بینی‌کننده SL شناخته شدند (جدول ۳). هم-

چنین نتایج مشابه با شاخص PL برای شاخص تردی (FI) به دست آمد که همان متغیرها توانستند ۲۸ درصد از تغییرات این شاخص را توجیه کنند.

جدول ۱- توصیف آماری حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری در خاک‌های مورد مطالعه (n=۱۱۰)

متغیر (درصد وزنی)	حداقل	حداکثر	میانگین	CV(٪)	چولگی	SD
LL	۳۶/۷	۷۷/۶	۵۰/۸	۱۲/۵	۰/۸۷	۶/۳۷
PL	۱۰/۵	۴۹/۱	۳۱/۲	۲۶/۸	-۰/۵۶	۸/۳۶
PI	۰/۸	۴۸/۰	۱۹/۶	۴۵/۱۸	۱/۰۰	۸/۸۶
SL	۸/۴	۱۶/۲	۱۲/۴	۱۵/۱۱	-/۰۵	۱/۸۸
FI	۲/۴	۳۵/۹	۱۹/۶	۳۴/۴۴	۰/۰۳	۶/۷۵

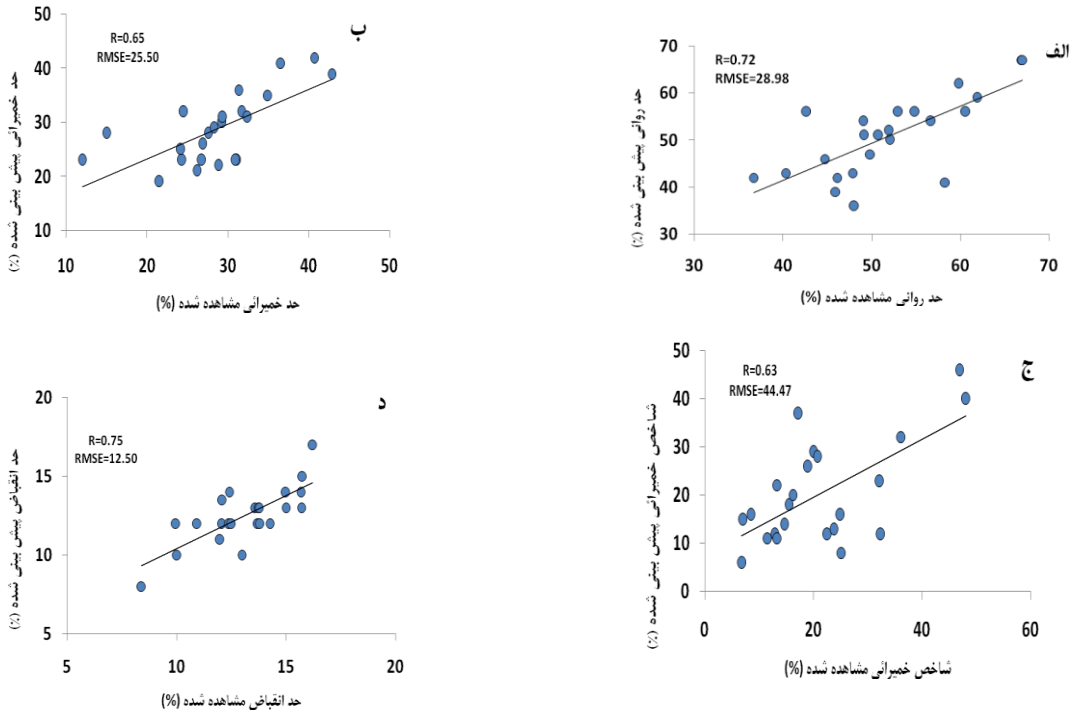
جدول ۲- توصیف آماری برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه (n=۱۱۰)

متغیر (٪)	واحد	حداقل	حداکثر	میانگین	CV(٪)	چولگی	SD
رس	٪	۳/۲۰	۵۸/۳۶	۳۴/۱۳	۳۲/۲۴	-۰/۸۳	۱۱/۰۴
شن	٪	۱/۰۲	۱۹/۲۰	۷/۲۷	۶۱/۸۹	۰/۸۵	۴/۵۰
سیلت	٪	۳۹/۳۷	۸۶/۳۴	۵۸/۶۰	۱۸/۴۸	۰/۸۵	۱۰/۸۳
VCS	٪	۰/۰۲	۷/۲۹	۱/۰۶	۹۵/۲۸	۰/۱۸	۱/۰۱
CS	٪	۰/۰۳	۳/۷۴	۰/۸۹	۸۲/۰۲	۰/۱۵	۰/۷۳
MS	٪	۰/۰۵	۴/۳۱	۱/۰۸	۷۹/۶۲	۰/۱۴	۰/۸۶
FS	٪	۰/۱۰	۷/۸۶	۲/۱۴	۷۸/۰۴	-۰/۸۶	۱/۶۷
VFS	٪	۰/۱۶	۸/۷۲	۱/۹۷	۷۲/۰۸	۰/۲۴	۱/۴۲
$CaCO_3$	٪	۰/۰۰	۵۵/۰۰	۱۷/۷۵	۷۳/۳۵	-۰/۹۹	۱۳/۰۲
ماده آلی	٪	۰/۰۶	۴/۳۸	۱/۴۷	۵۳/۷۴	۰/۸۹	۰/۷۹

پس از توسعه مدل‌ها با استفاده از ۸۰ درصد داده‌ها (واسنجی)، توسط بقیه داده‌ها مدل‌ها مورد ارزیابی (اعتبارسنجی) قرار گرفتند که نتایج آن در شکل ۱ ارائه شده است. نتایج برازش داده‌های اندازه‌گیری‌شده چهار ویژگی و شاخص مورد بررسی با مقادیر پیش‌بینی‌شده توسط توابع انتقالی نشان می‌دهد، مدل‌های رگرسیونی در منطقه مورد مطالعه دارای توانائی پیش‌بینی ۴۰ تا ۶۰ درصد از تغییرات حدود آتربرگ مورد بررسی می‌باشند. عدم توانائی بیش‌تر این مدل‌ها احتمالاً به سایر ویژگی‌های ذاتی خاک به ویژه نوع و ماهیت رس‌ها بر می‌گردد که باعث گردیده نوع رس نتواند در مدل‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای داشته باشد. البته بخشی از توانائی کم مدل‌ها را می‌توان به تغییرپذیری نسبتاً کم ویژگی‌های مکانیکی (حدود آتربرگ) نسبت داد که از ۱۲/۵ تا ۴۵ درصد در نوسان بوده است (جدول ۱)، هر چند ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک تغییرپذیری خوبی داشته‌اند (جدول ۲).

جدول ۳- مدل‌های رگرسیونی پیش‌بینی حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری خاک

متغیر	مدل	RMSE	R^2
LL	$LL=۵۵/۹۷ + ۰/۳ \exp(OM) - ۰/۱۵۳ CaCO_3 - ۱/۳۶VFS - CaCO_3^{-1} - ۱/۶۰CS$	۲۳/۴۴	۰/۶۶
PL	$PL=۳۰/۰۷ - ۰/۰۰۵ CaCO_3 \times Clay + ۰/۱۰۲ CaCO3$	۲۶/۵۷	۰/۴۸
PI	$PI=۱۱/۷۰ + ۰/۲۳ \exp(OM) + ۰/۱۴ Clay$	۳۵/۴۵	۰/۳۸
SL	$SL=۰/۰۰۲ - ۱۴/۳۹۱ CaCO_3 \times Clay - ۰/۳۲۸ FS$	۲۸/۵۴	۰/۵۸
FI	$FI=۲۱/۳۸ - ۰/۲۳ CaCO_3 - ۰/۰۰۴ CaCO_3 \times Clay$	۱۴/۵۰	۰/۲۸



شکل ۱- نتایج اعتبارسنجی (Validation) مدل‌های توسعه‌یافته برای پیش‌بینی حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری خاک در منطقه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

توابع انتقالی برای تخمین حدود آتربرگ و شاخص‌های پایداری خاک در بخشی از اراضی استان چهارمحال و بختیاری واقع در منطقه کوهرنگ با تنوع نسبتاً زیاد ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک استخراج شد. مدل‌های رگرسیون چند متغیره توانستند به ترتیب ۶۶، ۴۸، ۳۸ و ۵۸ و ۲۸ درصد از تغییرات حد روانی، حد خمیری، شاخص خمیری، حد انقباض و شاخص تردی را توجیه کنند. بخشی از تغییرات توجیه‌نشده ممکن است مربوط به برخی ویژگی‌های ذاتی خاک مانند نوع و ماهیت رس‌ها باشد و بخشی از آن مربوط به مدل استفاده‌شده (رگرسیونی) باشد که تمامی روابط بین ویژگی‌های زودیافت را استخراج نمی‌کند.

منابع

1- British Standard .1975. Methods of testing soils for civil engineering purposes. British Standard Institute, London.
2- Keller, T. Dexter, AR. 2012. Plastic limits of agricultural soils as functions of soil texture and organic matter content. Soil Research. 50: 7–17.
3- McBride, RA. 2008. Soil consistency and lower plastic limits. In: Soil sampling and methods of analysis, 2nd edition, Chapter no. 58, MR. Carter, EG Gregorich (Eds.), pp: 761–769. CRC Press.
4- Ritchi, JT. and Crum J. 1989. Converting soil survey characterization data into IBSNAT crop model input. In: J. Bouma and A. K. Bregt (Eds.), Land Qualities in Space and Time. Pudoc, Wageningen, pp: 155–167.
5- Seybold, CA. Elrashidi, MA. Engel RJ. 2008. Linear regression models to estimate soil liquid limit and plasticity index from basic soil properties. Soil Science. 173: 25–34.

ارزیابی دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت بر آوردی (LLWR) توسط اندازه‌گیری پارامترهای رویشی و فیزیولوژیکی ذرت

محمد رضا نیشابوری[1]، داود زارع حقی[2]، نصرت اله نجفی[3] و محمد ابراهیم صادق زاده[4]

۱- **استاد گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز**

۲- **استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز**

۳- **دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز**

٤- **کارشناس مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان شرقی**

مقدمه

چهار عامل فیزیکی موثر بر رشد گیاه در خاک عبارتند از : مقاومت مکانیکی، رطوبت، تهویه و دما (کیرکهام، ۱۹۷۳). در شرایط دمای ثابت خاک، ریشه دوانی بهینه گیاه نتیجه اثر متقابل سه عامل دیگر (مقاومت مکانیکی خاک، میزان فراهمی اکسیژن، و آب) برای ریشه های گیاه است. ساختمان و رطوبت خاک ، تعیین کننده میزان فراهمی اکسیژن و آب، و همچنین درجه مقاومت مکانیکی آن هستند. این عوامل تحت تأثیر عملیات مدیریت زراعی و خاک می‌باشند(داسیلوا و همکاران ۱۹۹۴). گر چه استفاده از رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای و نقطه پژمردگی دایم و آب قابل دسترس برای برنامه ریزی آبیاری لازم است ولی کافی نیست. لتی (۱۹۸۵) با توجه به محدودیت تهویه خاک در رطوبت‌های بالا (بین رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای و اشباع) از یک طرف، و محدودیت مقاومت مکانیکی خاک در مقابل نفوذ ریشه در رطوبت‌های پایین از طرف دیگر، دامنه رطوبتی را که در آن جذب آب مشکلی برای رشد گیاه به وجود نمی‌آورد را پیشنهاد نمود. وی این دامنه رطوبتی را دامنه رطوبتی بدون محدودیت[1] نامید. این دامنه توسط تهویه یا مقاومت مکانیکی خاک به ویژه در خاک‌های با ساختمان ضعیف و جرم مخصوص ظاهری زیاد در مقایسه با آب قابل استفاده می‌تواند محدودتر شود. کاهش تهویه در رطوبت‌های بالا و نداشتن دسترسی به آب کافی و یا افزایش مقاومت خاک درمقابل نفوذ ریشه در رطوبت‌های پایین، محدوده NLWR را باریکتر می‌کند. برای درک بیشتر مفهوم NLWR، برای اولین بار داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) آزمایش‌های مزرعه‌ای انجام دادند. آنها به دلیل اینکه تغییرات محیطی درمحدوده NLWR، بر روی رشد گیاه اثر می‌گذارد، از واژه دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت استفاده نمودند. مطابق پیشنهاد داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) برای یک خاک مشخص با یک ساختمان معین، منحنی رطوبتی و منحنی مقاومت تعیین و از روی آن دو، مقادیر رطوبت در پتانسیل های ماتریک ۰/۰۱ و ۱/۵ مگا پاسکال، مقدار آب خاک در تخلخل تهویه‌ای ۱۰ درصد و مقدار آب خاک در مقاومت فروروی ۲ مگا پاسکال به دست می‌آیند. تفاضل بین دو حد رطوبتی بالا و پایین، LLWR است. رشد اندام هوایی می‌تواند همزمان با مقدار آب خاک و بدون هیچگونه آسیبی به گیاه، اندازه گیری شود و پارامتر مناسبی جهت ارزیابی اولیه رابطه بین واکنش گیاه و LLWR می‌باشد. بدیهی است که زنده ماندن گیاه و رشد آن بطور زیادی وابسته به میزان فراهمی آب است (استیلر، ۲۰۰۹). در صورت عدم فراهم آوری مناسب آب برای گیاه، رشد و عملکرد آن به شدت کاهش می‌یابد. روش‌های تعیین زمان آبیاری که اخیراً ایجاد شده‌اند وابسته به تشخیص پاسخ گیاهی به کمبود آب هستند (ارتنو و همکاران ۲۰۰۶ و رمورینی و ماسای۲۰۰۳). هدف از این تحقیق ارزیابی دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت بر

[1] - Non limiting water range

آوردی (LLWR) توسط اندازه‌گیری پارامترهای رویشی و فیزیولوژیکی گیاه ذرت در سه سطح رطوبتی(شامل رطوبت در داخل محدوده LLWR، رطوبت پایین تر از حد پایینی و رطوبت بالاتر از حد بالای LLWR)در دو سطح تراکمی خاک است.

مواد و روشها

به منظور بررسی رفتار گیاه ذرت در محدوده رطوبتیLLWR، رطوبت پایین تر از حد پایینی، و رطوبت بالاتر از حد بالای آن در دو سطح تراکمی خاک، آزمایش گلخانه‌ای زیر صورت پذیرفت. خاکی با جرم مخصوص ظاهری ۱/۲۵ و ۱/۶ گرم بر سانتی‌متر در سه سطح رطوبتی، دو سطح تراکمی و سه تکرار، (۱۸ استوانه خاک) آماده گردید. در هر استوانه ۳ عدد بذر ذرت در عمق ۴ سانتی‌متری خاک کاشته شد. بعد از سبز شدن و استقرار بوته‌ها، یکی از گیاهچه‌ها حفظ و بقیه تنک گردیدند. اعمال تیمارهای رطوبتی از مرحله ۵ برگی در سه سطح رطوبتی حد پایین LLWR (تیمار تنش کمبود آب)، ۱/۲θu (θu رطوبت حد بالایی LLWR است) و محدوده LLWR شروع گردید. تیمارهای رطوبتی به مدت ۸ هفته اعمال گردید. کنترل رطوبت خاک داخل استوانه‌ها توسط دستگاه TDR[1] و هر دو روز یکبار انجام گردید. هر موقع که درصد رطوبت حجمی استوانه‌ها در دو تیمار LLWRو بالاتر از حد بالایی LLWR، به حد پائین دامنه‌های رطوبتی مد نظر رسید آب به استوانه‌ها اضافه شد تا رطوبت خاک درلایه ۴۰ سانتی‌متری به حد بالایی رطوبت تعیین شده برسد. در تیمار تحت تنش نیز با مشاهده علائم ظاهری تنش در گیاه، میزان رطوبت موجود قرائت و رطوبت آن به حد پایینی LLWR رسانده شد. حجم آب مورد نیاز از رابطه زیر محاسبه گردید.

$$V = a\,D\,(\theta_{V2} - \theta_{V1}) \qquad [1]$$

که در این رابطه V: حجم آب مورد نیاز بر حسب سانتی‌متر مکعب. a: سطح مقطع استوانه‌های خاک بر حسب سانتی‌متر مربع. D: عمق خاک استوانه‌ها بر حسب سانتی‌متر . θ_{V2}: حد بالای دامنه رطوبتی برای هر تیمار($cm^3\ cm^{-3}$) و θ_{V1}: رطوبت حجمی قرائت شده با TDR ($cm^3\ cm^{-3}$)

اندازه‌گیری هدایت روزنه‌ای برگ بالغ سوم، هر سه روز یکبار بین ساعت ۱۱ الی۱۲ توسط دستگاه پرومتر انتشاری[2] اندازه‌گیری گردید. با پایان یافتن مرحله اعمال تیمارهای رطوبتی ارتفاع آنها اندازه‌گیری و نمونه‌های برگ جهت تعیین محتوای نسبیآب[3] تهیه شد. مساحت برگها بعد از جدا کردن از گیاهچه‌ها تعیین گردید. محتوای نسبی آب برگ بر اساس رابطه ویترلی (۱۹۷۰) محاسبه گردید :

$$RWC = \frac{Wf - Wd}{Wt - Wd} \times 100 \qquad [2]$$

Wf: وزن تر Wd: وزن خشک و Wt: وزن متورم

1- *Time domain reflectometry*
2 - *AP4 Porometer Delta-T Devices, Cambridge UK*
3 - *Relative water content (RWC)*

نتایج و بحث

جدول ۱ و ۲ تجزیه واریانس تأثیر سه تیمار رطوبتی برای سطوح تراکمی ۱/۲۵ و ۱/۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب، را نشان می‌دهند بطوری‌که تأثیر تیمارهای رطوبتی بر تمامی پارامترهای گیاهی اندازه‌گیری شده در سطح احتمال ۱ درصد معنی‌دار گردیده است.

جدول ۱ - تجزیه واریانس تأثیر سطوح رطوبتی بر روی پارامترهای گیاهی در خاک با جرم مخصوص ظاهری ۱/۲۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب

منابع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات			
		هدایت روزنه‌ای	محتوای نسبی آب	مساحت برگ‌ها	ارتفاع گیاه
تیمار رطوبتی	۲	۲۲/۰۱**	۷۷/۵۲**	۶۷۶۵۳/۰۸**	۱۴۰/۰۸۳**
خطای آزمایش	۱۵	۱/۱۶	۱/۰۶	۴۸۹/۱۹	۳/۱۰

**: اختلاف معنی‌دار در سطح احتمال ۱ درصد

جدول ۲ : تجزیه واریانس تأثیر سطوح رطوبتی بر روی پارامترهای گیاهی در خاک با جرم مخصوص ظاهری ۱/٦ گرم بر سانتی‌متر مکعب

منابع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات			
		هدایت روزنه ای	محتوای نسبی آب	مساحت برگها	ارتفاع گیاه
تیمار رطوبتی	۲	۳۲۵/۲۰**	۱۸۳۳/۰۶**	۴۲۷۰۹۸/۳۵**	۹۸۵/۹**
خطای آزمایش	۱۵	۲۹/۶۷	۹۷/۵۴	۲۱۱۲/۶۳	۹/۷۱

**: اختلاف معنی دار در سطح احتمال ۱ درصد

در تیمار تحت تنش رطوبتی یعنی میزان رطوبت‌های پایین‌تر از نقطه پژمردگی دایم در سطوح تراکمی ۱/۲۵ و ۱/۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب، باعث کاهش معنی‌دار در مساحت برگ‌ها، هدایت روزنه‌ای، محتوای نسبی آب برگ و ارتفاع گیاهچه‌ها شد. اولین پاسخ گیاهان به کمبود آب بستن روزنه‌ها جهت کاهش اتلاف آبی از طریق تعرق است (ماهاجان و توتجا ۲۰۰۵). محتوای نسبی آب برگ در آشکار سازی تنش‌های رطوبتی در گیاهان مفید می‌باشد(جونز ۱۹۹۲). کاهش محتوای نسبی آب برگ تحت شرایط کمبود رطوبتی موجب کاهش هدایت روزنه‌ای و جذب co2 و در نتیجه کاهش رشد گیاه می‌گردد (لاولر ۲۰۰۲). در این تیمار رطوبتی هدایت هیدرولیکی خاک کاهش یافته، و میزان جذب آب توسط گیاه به پایین‌تر از میزان مورد نیاز جهت تعرق پتانسیل رسید و در نتیجه هدایت روزنه‌ای کاهش یافت.

در تیمار ۱/۲θu به ترتیب در دو سطح تراکمی ۱/۲۵ و ۱/۶ گرم برسانتی‌متر مکعب باعث کاهش معنی‌دار در پارامترهای اندازه گیری شده گردید. کاهش میزان مساحت برگ‌ها، هدایت روزنه‌ای، محتوای نسبی آب برگ و ارتفاع گیاهچه‌ها در سطح رطوبتی بالاتر از LLWR (تیمار ۱/۲θu) به دلیل کمبود تهویه (کمبود اکسیژن) در این سطح رطوبتی است. (درو ۱۹۹۰ ، گیچکو و گلیک ۲۰۰۱ و هی و همکاران ۱۹۹۶).

در تیمار رطوبتی LLWR پارامترهای گیاهی اندازه گیری شده بیشترین مقدار را به خود اختصاص دادند در این تیمار رطوبتی رشد گیاه در ارتباط با تهویه، مقاومت مکانیکی و استفاده از آب خاک، با کمترین محدودیت مواجه شد که این با یافته‌های داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) مطابقت نشان می‌دهد.

شکل ۵ و ۶ وضعیت ظاهری گیاه ذرت در سه تیمار رطوبتی را نشان می‌دهد. بطوری‌که مشاهده می‌گردد گیاه در وضعیت رطوبتی LLWR در هر دو سطح تراکمی شاداب تر از دو تیمار دیگر است و در تیمار تنش رطوبتی گیاه در وضعیت نامناسب رویشی قرار داشته و با به حداقل رساندن فعالیت رویشی به حیات خود ادامه داد.



خاک با جرم مخصوص ظاهری ۱٫۶گرم بر سانتی متر مکعب

خاک با جرم مخصوص ظاهری ۱٫۲۵گرم بر سانتی متر مکعب

شکل ۵- تأثیر سطوح رطوبتی مختلف بر بوته‌های ذرت در دو سطح تراکمی خاک

منابع

1- Da Silva AP, Kay BD and Perfect E, 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 58: 1775–1781.
2- Drew MC, 1990. Sensing soil oxygen. Plant Cell, and Environment.13:.681-693.
3- Grichko VP and Glick BR, 2001. Ethylene and flooding stress in plants. Plant Physiology.39: 1-9.
4- He CF, Drew MC, Jordan WR and Morgan PW, 1996. Ethylene biosynthesis during aerenchyma formation in roots of maize subjected to mechanical impedance and hypoxia. Plant Physiology.112: 1679-1685.
5- IsJones HG, 1992. A Quantitative Approach to Environmental Plant Physiology. In: Plants and Microclimate: 2nd ed. Cambridge University press, New York.
6- Lawlor DW, 2002. Limitation to photosynthesis in water stressed leaves: stomato vs metabolism and the role of ATP. Ann. Bot. 89: 871- 885.
7- Letey J, 1985. Relationship between soil physical properties and crop production. Advances in Soil Science 1: 277-294.
8- Remorini D and Massai R, 2003. Comparison of water status indicators for young peach trees. Irrig. Sci. 22:39–46.
9- Stiller, V. 2009. Soil salinity and drought alter weed density and vulner ability to xylem cavitation of baldcy prss (Taxodium distichum L) Environ. Exp. Bot., 67: 164- 171.

تعیین تنش رطوبتی درخت پسته با استفاده از اندازه‌گیری سرعت جریان شیره خام

داود زارع حقی[۱]، منوچهر گرجی[۲]، محمد رضا نیشابوری[۳] و محمد ابراهیم صادق زاده[٤]

۱- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز

۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

۳- استاد گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز

٤- کارشناس مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان شرقی

مقدمه

سامانه‌های اندزه‌گیری جریان شیره خام، تغییرات گرمایی را به عنوان یک ردیاب شیره خام در امتداد بافت آوند چوبی اندازه‌گیری می‌نمایند. ارتنو و همکاران (۲۰۰۵) با بررسی جریان شیره خام در درختان لیمو ترش به این نتیجه دست یافتند که در اثر اعمال تنش آبی، مقادیر جریان شیره خام کاهش می‌یابد.

پاتاکی و همکاران (۲۰۰۰) کاهش سرعت جریان شیره خام در نیاز تبخیری معین را نشانگر کاهش مصرف آب درخت به دلیل کاهش رطوبت خاک عنوان نمودند. نتایج لو و همکاران (۲۰۰۲) نشان داد که تحت شرایط آب و هوایی استوایی خشک، تبادل گازی برگ و تعرق پوشش گیاهی حاصل از اندازه‌گیری‌های جریان شیره‌ی‌خام می‌توانند بهتر از اندازه‌گیری‌های معمول مانند وضعیت تاشدگی نسبی برگ جهت تعیین واکنش گیاهان موز به کمبود آبی به کار برده شوند. کوهن و همکاران (۲۰۰۱) در بررسی واکنش‌های درخت هلو به تنش آبی دریافتند که این درختان نسبت به کمبود آب حساس هستند به طوریکه تنش آبی متوسط (۵۰ درصد ET_C) باعث کاهش ۱۰٪ در جریان شیره خام و کاهش ۴۰٪ در پتانسیل آب برگ گردید. پاتاکاس و همکاران (۲۰۰۵) جریان شیره خام درختان انگور تحت سطوح متفاوت تنش آبی را مورد مطالعه قرار دادند و گزارش کردند که طی دوره تنش، نسبت میانگین روزانه جریان شیره خام در درختان انگور خوب آبیاری شده به میانگین روزانه جریان شیره خام در درختان تحت تنش، در تیمارهای تحت تنش آب کاهش یافت. گونزالز- آلتوزانا و همکاران (۲۰۰۹) در بررسی‌های خودشان دو تیمار آبیاری، شامل تیمار شاهد و تیمار تنش بر روی درختان هلو به کار گرفتند و نشان دادند که مقادیر جریان شیره خام اندازه گیری شده در تیمار تحت تنش نسبت به تیمار شاهد بعد از شروع دوره خشکی کاهش یافت و با افزایش خشک شدن، کاهش در مقادیر جریان شیره خام در تیمار تحت تنش شدیدتر گردید.

روشهای برآورد نیاز آبی و برنامه ریزی آبیاری به طور سنتی در سرتاسر جهان بر اندازه‌گیری‌های خاکی و داده-های هواشناسی استوار است. لیکن آنها واکنش‌های گیاه به کمبود آب و آبیاری بیش از اندازه را در نظر نمی-گیرند. هر دو روش وضعیت‌های واقعی آب یا جذب توسط گیاه را به درستی منعکس نمی‌کنند (گونزالز آلتوزونا و همکاران ۲۰۰۹). هدف از این تحقیق، تعیین محدوده رطوبتی با استفاده از پایش سرعت شیره خام است طوریکه که در آن محدوده، درخت پسته با تنش رطوبتی مواجه نگردد.

مواد و روشها

به منظور تعیین زمان شروع تنش رطوبتی در درختان پسته با استفاده از پایش سرعت شیره خام، آزمایش مزرعه‌ای زیر طراحی، و در دو فصل بهار و تابستان طی سال ۱۳۹۰ اجراء گردید. بعد از هرس نمودن درختان

پسته ۱۱ ساله موجود در اراضی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان آذربایجان‌شرقی واقع در کیلومتر ۲ جاده تبریز– آذرشهر دو درخت انتخاب گردیدند. اولین دوره آزمایشات بر روی ۲ درخت انتخاب شده از یک ردیف به صورتی که در زیر توضیح داده می‌شود به اجرا در آمد.

رطوبت خاک تا عمق ۵۰ سانتی‌متری در یک کرت (شامل یک درخت) در طول آزمایش در حد رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای (FC) نگه داشته شد و این کرت تیمار T_0 نامگذاری گردید. خاک کرت دیگر (شامل یک درخت) تا عمق ۵۰ سانتی‌متری در طول هر سیکل آبیاری، از وضعیت رطوبتی نزدیک به اشباع تا پژمردگی دایم و حتی پایین‌تر از آن را در طول اجرای آزمایش تجربه نمود و این کرت تیمار T_1 نامگذاری گردید.

جهت اعمال تیمارهای رطوبتی T_0 و T_1 ، قبل از شروع آزمایشات، رطوبت اشباع و رطوبت معادل ظرفیت مزرعه‌ای در لایه سطحی خاک (۵۰-۰ سانتی‌متری) تعیین گردیدند. جهت کنترل و اندازه‌گیری رطوبت خاک، در هر کرت، چهار جفت میله موج بر[1] دستگاه TDR به طول ۵۰ سانتی‌متر داخل خاک قرار داده شدند. مقدار آب مورد نیاز جهت اعمال تیمارهای رطوبتی T_0 و T_1 به صورت زیر محاسبه گردید:

در مدت آزمایش، متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰ سانتی‌متری توسط دستگاه TDR در چهار نقطه هر کرت اندازه‌گیری و میانگین آنها ($\bar{\theta}_v$) محاسبه گردید و با در دست داشتن متوسط رطوبت حجمی ظرفیت مزرعه‌ای (θ_{vfc}) و رطوبت اشباع خاک (θ_{vs}) حجم آب لازم از فرمول (۱) و (۲) محاسبه و به کرتهای تیمار T_0 و T_1 داده شد.

$$V = A \times (\theta_{vfc} - \bar{\theta}_v) \times D \qquad [1]$$

$$V = A \times (\theta_{VS} - \bar{\theta}_v) \times D \qquad [2]$$

v:حجم آب مورد نیاز برحسب سانتی‌متر مکعب

A: مساحت کرت (۴۰۰۰۰ سانتی‌مترمربع)

θ_{vfc}: رطوبت حجمی خاک در نقطه ظرفیت مزرعه‌ای

θ_{VS}: رطوبت حجمی اشباع خاک

$\bar{\theta}_v$: میانگین متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰ سانتی‌متری کرت

D: عمق لایه سطحی خاک(۵۰ سانتی‌متر)

به منظور نگهداری رطوبت خاک در حد ظرفیت مزرعه‌ای تا عمق ۵۰ سانتی‌متری کرتهای تیمار T_0، قرائت‌های رطوبت حجمی خاک هر روز تا پایان دوره آزمایش صورت گرفت و موقعی که رطوبت در عمق ۵۰ سانتی‌متر به ۷۰ درصد رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای رسید آبیاری به مقدار لازم بر اساس رابطه (۱) صورت پذیرفت.

در کرت تیمار T_1 پس از قرائت رطوبت حجمی خاک در چهار نقطه از کرت توسط دستگاه *TDR* با استفاده از فرمول (۲) مقدار آب مورد نیاز جهت اشباع شدن خاک این کرت تا عمق ۵۰ سانتی‌متری محاسبه و به کرت تیمار T_1 افزوده شد. بعد از افزودن آب مورد نیاز جهت اشباع شدن لایه ۵۰ سانتی‌متری خاک، تا پایان اولین دوره آزمایش، این کرتها (تیمار T_1)، دیگر آبیاری نشدند. هر روز رطوبت خاک اندازه‌گیری و متوسط مقادیر آنها گزارش گردید. سرعت جریان شیره‌خام دو درخت در هر دوره آزمایش در مزرعه به طور مداوم توسط دستگاه *Thermal Dissipation Sap Velocity (ADC, Bioscientific Ltd .)* ساخت کشور انگلستان است به شرح

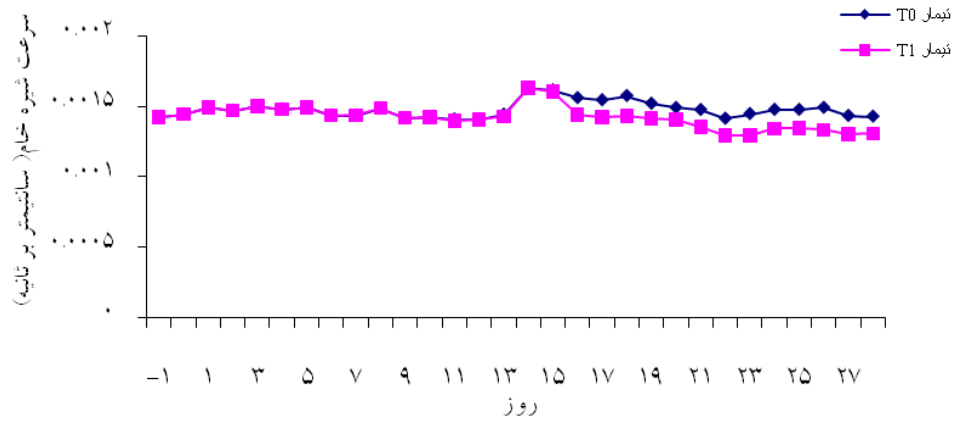
[1] - *Waveguide*

زیر اندازه‌گیری گردید. و با استفاده از روابط تجربی معرفی شده توسط گرانیر (۱۹۸۷) سرعت جریان شیره خام محاسبه گردید.

اولین دوره آزمایشات تا زمانی ادامه یافت که در اثر تنش آبی، تفاوت‌ها در مقادیر سرعت جریان شیره‌خام بین دو تیمار T_0 و T_1 آشکار گردید. پس از ظهور این تفاوتها آزمایش به مدت چند روز دیگر تداوم یافت. تکرار آزمایشات به همان صورت توصیف شده، در دوره اول بر روی دو درخت منتخب در ردیف دیگر درختان باغ شروع گردید. این آزمایشات طی سال ۱۳۹۰ از اواخر اردیبهشت تا اواسط شهریور ادامه داشت. طی این زمان ۲ دوره از آزمایشات مزرعه‌ای انجام گرفت.

نتایج و بحث

شکل۱ میانگین شش ساعته سرعت جریان شیره خام را طی یک روز قبل از اعمال تیمار رطوبتی (روز ۱-) و روزهای پس از آن در تکرار اول سال ۱۳۹۰ نشان می‌دهد. مقادیر آنها برای هر دو درخت تیمارهای T_0 و T_1 قبل از اعمال تیمارها مشابه هستند (روز ۱- در شکل ۱). این نتایج نشان می‌دهد که اختلاف‌های خیلی کمی از نظر شاخص‌های عکس‌العمل به کاهش رطوبت خاک مابین درختان انتخاب شده وجود داشته و تفاوت احتمالی بعدی صرفاً ناشی از اعمال تیمارها خواهد بود. در روزهای اول، میانگین ۶ ساعته سرعت شیره خام در هر دو درخت یکسان بوده و نسبت میانگین سرعت شیره خام در درخت تیمار T_1 به درخت تیمار T_0 ، برابر واحد بوده و نمودار آنها بر یکدیگر منطبق می‌گردند. این روند تا روز ۱۵ ادامه داشته و در روز ۱۶ این نسبت با رسیدن به ۰/۹۲ کاهش یافت که نقطه شروع تنش را نشان می‌دهد.

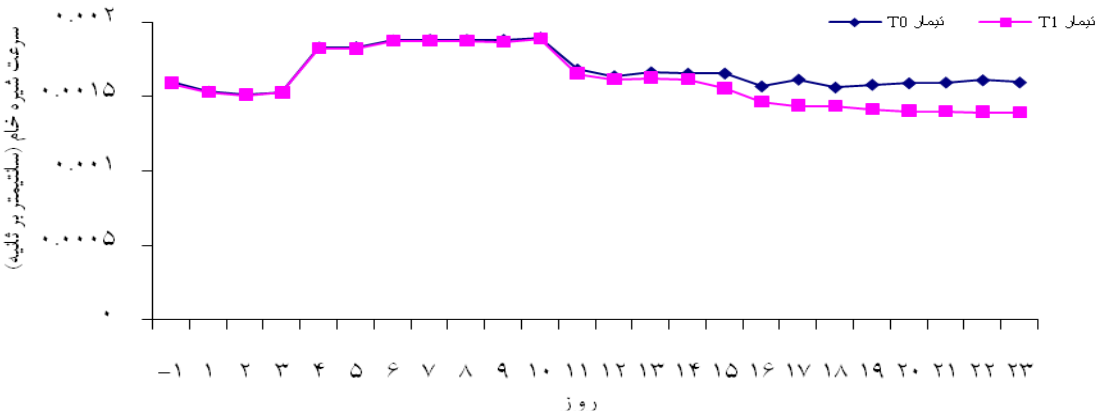


شکل۱- میانگین ٦ ساعته سرعت شیره خام در تکرار اول(ساعت ۱۱ تا ۱۷)

شکل ۲ میانگین شش ساعته سرعت شیره خام را طی یک روز قبل از اعمال تیمار رطوبتی(روز ۱-) و روزهای پس از اعمال تیمار رطوبتی در تکرار دوم نشان داد که در روزهای اول، میانگین ۶ ساعته سرعت شیره خام در هر دو درخت یکسان، و نسبت میانگین سرعت جریان شیره خام در درخت‌های دو تیمار برابر واحد بوده و نمودار آنها بر یکدیگر منطبق بود این روند تا روز ۱۴ ادامه داشته و در روز ۱۵ این نسبت (میانگین سرعت شیره خام در درخت تیمار T_1 به میانگین سرعت شیره خام در درخت تیمار T_0) کاهش یافت و به ۰/۹۳ رسید که نقطه شروع تنش را نشان می‌دهد.

متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰-۰ سانتی‌متری اندازه‌گیری شده طی روزهای پس از آبیاری در درخت تیمار T_1 ، در روزهای شانزدهم و پانزدهم که به ترتیب شروع تنش در تکرار اول و دوم هستند،

رطوبت حجمی ۸/۷ و ۸ درصد بودند. بنابراین دامنه رطوبتی که درخت در آن دچار محدودیت نگردیده است بین رطوبت نزدیک به اشباع (۴۷٪ حجمی) تا حدود ۸٪ است.



شکل۲- میانگین ٦ ساعته سرعت شیره خام در تکرار دوم(ساعت ۱۱ تا ۱۷)

این نتایج با یافته‌های پاتاکی و همکاران (۲۰۰۰) مبنی بر کاهش سرعت جریان شیره خام مطابقت دارد. آنها عنوان نمودند که کاهش سرعت شیره خام در نیاز تبخیری معین ناشی از کاهش جذب آب توسط درخت به دلیل کاهش رطوبت خاک است. همچنین با یافته‌های پاتاکاس و همکاران (۲۰۰۵) مبنی بر اینکه طی دوره تنش، نسبت جریان شیره خام در درختان تحت تنش به جریان شیره خام در درختان انگور خوب آبیاری شده کاهش یافت مطابقت دارد.

منابع

1- Cohen M, Goldhamer, DA, Fereres E, Girona, J. and Mata M. 2001. Assessment of peach tree responses to irrigation water deficits by continuous monitoring of trunk diameter changes. Journal of Horticultural Science and Biotechnology 76: 55-60.

2- Gonzalez-Altozano P, Pavel, EW, Oncins JA, Doltra J, Cohen M, Pac T, Massai R and Castel JR, 2009. Comparative assessment of five methods of determining sap flow in peach trees. Agricultural Water Management, 95: 503–515.

3- Granier A, 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. Tree Physiol. 3: 309-320.

4- Lu P, Woo KC and Liu ZT, 2002. Estimation of whole-plant transpiration of bananas using sap flow measurements. J. Exp .Bot. 53:1771-1779.

5- Ortuno MF, Alarcon JJ, Nicolas E and Torrecillas A, 2005. Sap flow and trunk diameter fluctuations of young lemon trees under water stress and rewatering. Environmental and Experimental Botany 54:155–162.

6- Patakas A, Noitsakis B and Chouzouri A, 2005. Optimization of irrigation water use grapevines using the relationship between transpiration and plant water status. Agriculture Ecosystems and Environment. 106: 253– 259.

7- Pataki DE, Oren R and Smith WK, 2000. Sap flux of co-occurring species in a western subalpine forest during seasonal soil drought. Ecology 81: 2557–2566.

تعیین تنش رطوبتی درخت پسته با استفاده از اندازه‌گیری هدایت روزنه‌ای برگ

داود زارع حقی[۱]، محمد رضا نیشابوری[۲] و منوچهر گرجی[۳]

۱- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز

۲- استاد گروه خاکشناسی دانشگاه تبریز

۳- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران

مقدمه

اولین پاسخ همه گیاهان به کمبود آب بستن روزنه‌ها جهت کاهش اتلاف آب از طریق تعرق می‌باشد (ماهاجان و توتجا، ۲۰۰۵). کمبود آب، باعث افزایش pH شیره سلولی شده و در نتیجه موجب تولید بیشتر اسید آبسزیک در ریشه و انتقال آن به اندام هوایی می‌شود. اسید آبسزیک نیز باعث تحریک خروج یون های K^+ از سلول‌های محافظ روزنه شده و به دنبال آن کاهش فشار تورمی آنها و کاهش هدایت روزنه‌ای می-گردد (ویلکینسون و داویس ، ۲۰۰۲). کوک و همکاران (۱۹۸۵) کاهش هدایت روزنه‌ای گیاه مانیوک[۱] آبیاری نشده را گزارش نمودند.

هدایت روزنه‌ای اغلب وابستگی نزدیکی با وضعیت آبی خاک دارد تا حالت آبی برگ، و تنها بخشی از گیاه که مستقیماً تحت تاثیر وضعیت آبی خاک قرار دارد سیستم ریشه است. در واقع آب زدایی (دهیدراسیون) تنها بخشی از سیستم ریشه‌ای باعث بسته شدن روزنه‌ها خواهد شد حتی اگر بخش اعظم سیستم ریشه‌ای آب کافی دریافت نمایند و آب را در اختیار ساقه‌های جوان قرار دهند. هورمون اسید آبسزیک نقش اصلی را دراین سیگنال بازی می‌کند اما بقیه هورمونها، یونها و بازدارنده‌ها نیز در این امر دخیل هستند. این سیگنال ریشه، ساقه را از وضعیت آب قابل دسترس خاک، مطلع ساخته و از این طریق گیاهان در خاک خشک می‌توانند میزان تعرق خود را حتی با تغییرات کوچکی که در پتانسیل آب خاک داده می‌شود کاهش دهند قبل از اینکه در وضعیت آبی برگ تغییراتی ایجاد شده باشد (داویس و همکاران ۲۰۰۲). در یک خاک خشک، هدایت هیدرولیکی خاک با کم شدن رطوبت کاهش یافته و میزان جذب آب توسط گیاهان به پایین‌تر از میزان مورد نیاز جهت تعرق پتانسیل می‌رسد. در نتیجه هدایت روزنه‌ای کاهش یافته و میزان تعرق را کاهش می‌دهد (سین کلر و لو دلاو ۱۹۸۶). آسنسیو و همکاران (۲۰۰۷) نشان دادند که کاهش ۳۰ درصدی در رطوبت خاک نسبت به تیمار شاهد منجر به کاهش ۵۳ درصدی در هدایت روزنه‌ای گیاه *Quercus ilex* شد.

مواد و روش‌ها

به منظور تعیین زمان شروع تنش رطوبتی در درختان پسته با استفاده از پایش هدایت روزنه‌ای، آزمایش مزرعه‌ای زیر طراحی، و در دو فصل بهار و تابستان طی سال ۱۳۹۰ اجراء گردید. اندازه‌گیری هدایت روزنه‌ای برگها، بر روی ۶ درخت صورت پذیرفت.

---

[1]- *Cassava*

رطوبت خاک تا عمق ۵۰ سانتی‌متری در سه کرت (هر کدام شامل یک درخت) در طول آزمایش در حد رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای (FC) نگه داشته شد و این کرت‌ها تیمار T_0 نامگذاری گردیدند. خاک سه کرت دیگر (هر کدام شامل یک درخت) تا عمق ۵۰ سانتی‌متری در طول هر سیکل آبیاری، از وضعیت رطوبتی نزدیک به اشباع تا پژمردگی دایم و حتی پایین‌تر از آن را در طول اجرای آزمایش تجربه نمودند و این کرت‌ها تیمار T_1 نامگذاری گردیدند.

جهت اعمال تیمارهای رطوبتی T_0 و T_1 ، قبل از شروع آزمایشات، رطوبت اشباع و رطوبت معادل ظرفیت مزرعه‌ای در لایه سطحی خاک (۵۰-۰ سانتی‌متری) تعیین گردیدند. جهت کنترل و اندازه‌گیری رطوبت خاک، در هر کرت، چهار جفت میله موج بر[2] دستگاه TDR به طول ۵۰ سانتی‌متر داخل خاک قرار داده شدند. مقدار آب مورد نیاز جهت اعمال تیمارهای رطوبتی T_0 و T_1 به صورت زیر محاسبه گردید:

در مدت آزمایش، متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰ سانتی‌متری توسط دستگاه TDR در چهار نقطه هر کرت اندازه‌گیری و میانگین آنها ($\bar{\theta}_v$) محاسبه گردید و با در دست داشتن متوسط رطوبت حجمی ظرفیت مزرعه‌ای (θ_{vfc}) و رطوبت اشباع خاک (θ_{vs}) حجم آب لازم از فرمول (۱) و (۲) محاسبه و به کرتهای تیمار T_0 و T_1 داده شد.

$$V = A \times (\theta_{vfc} - \bar{\theta}_v) \times D \qquad [1]$$

$$V = A \times (\theta_{VS} - \bar{\theta}_v) \times D \qquad [2]$$

v:حجم آب مورد نیاز برحسب سانتی‌متر مکعب

A: مساحت کرت (۴۰۰۰۰ سانتی‌مترمربع)

θ_{vfc}: رطوبت حجمی خاک در نقطه ظرفیت مزرعه‌ای

θ_{VS}: رطوبت حجمی اشباع خاک

$\bar{\theta}_v$: میانگین متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰ سانتی‌متری کرت

D: عمق لایه سطحی خاک(۵۰ سانتی‌متر)

به منظور نگهداری رطوبت خاک در حد ظرفیت مزرعه‌ای تا عمق ۵۰ سانتی‌متری کرتهای تیمار T_0، قرائت‌های رطوبت حجمی خاک هر روز تا پایان دوره آزمایش صورت گرفت و موقعی که رطوبت در عمق ۵۰ سانتی‌متر به ۷۰ درصد رطوبت ظرفیت مزرعه‌ای رسید آبیاری به مقدار لازم بر اساس رابطه (۱) صورت پذیرفت.

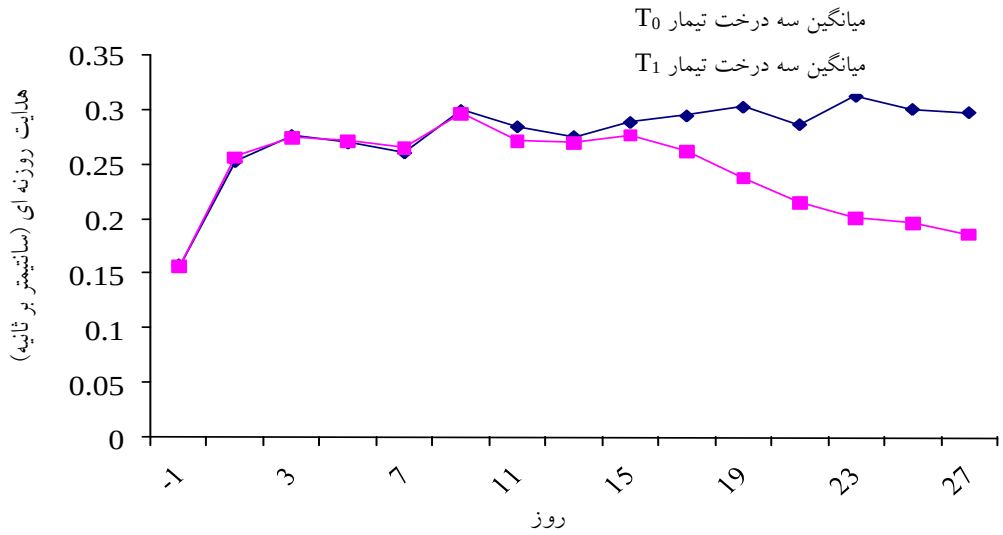
در کرت‌های تیمار T_1 پس از قرائت رطوبت حجمی خاک در چهار نقطه از کرت توسط دستگاه *TDR* با استفاده از فرمول (۲) مقدار آب مورد نیاز جهت اشباع شدن خاک این کرت‌ها تا عمق ۵۰ سانتی‌متری محاسبه و به کرت‌های تیمار T_1 افزوده شد. بعد از افزودن آب مورد نیاز جهت اشباع شدن لایه ۵۰ سانتی‌متری خاک، تا پایان اولین دوره آزمایش، این کرتها (تیمار T_1)، دیگر آبیاری نشدند. هر روز رطوبت خاک اندازه‌گیری و متوسط مقادیر آنها گزارش گردید. هدایت روزنه‌ای بر روی ۵ برگ شماره‌گذاری شده هر درخت یک روز در میان بین ساعت ۱۲ الی ۱۳ توسط دستگاه AP4 Porometer (Delta-T Devices, Cambridge, UK) اندازه‌گیری گردید.

[2] - *Waveguide*

اولین دوره آزمایشات تا زمانی ادامه یافت که در اثر تنش آبی، تفاوت‌ها در مقادیر هدایت روزنه‌ای بین دو تیمار T_0 و T_1 آشکار گردید. پس از ظهور این تفاوتها آزمایش به مدت چند روز دیگر تداوم یافت. تکرار آزمایشات به همان صورت توصیف شده، در دوره اول بر روی شش درخت منتخب در ردیف دیگر درختان باغ شروع گردید. این آزمایشات طی سال ۱۳۹۰ از اواخر اردیبهشت تا اواسط شهریور ادامه داشت. طی این زمان ۲ دوره از آزمایشات مزرعه‌ای انجام گرفت.

نتایج و بحث

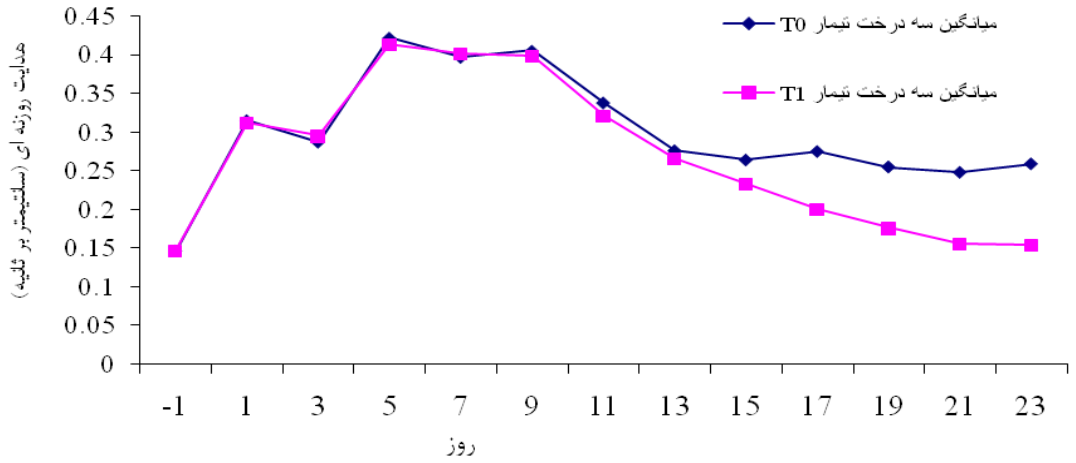
شکل ۱ روند هدایت روزنه‌ای در درختان تیمارهای T_0 و T_1 را در تکرار اول نشان می‌دهد. هدایت روزنه‌ای پس از آبیاری درختان، از مقدار اولیه قبل از آبیاری (روز ۱-) یعنی ۰/۱۵۷ سانتی‌متر بر ثانیه، به حدود ۰/۲۶ رسیده و طی روزهای بعد نیز تا روز ۱۷، مقادیر مشابهی را در دو تیمار نشان داد. در روز ۱۷، هدایت روزنه‌ای درختان تیمار T_1 ، کاهش ۱۱ درصدی نسبت به درختان T_0 را نشان دادند.



شکل ۱- هدایت روزنه‌ای درختان در تکرار اول

شکل ۲ روند هدایت روزنه‌ای در درختان تیمار T_0 و T_1 در تکرار دوم را نشان می‌دهد. هدایت روزنه‌ای پس از آبیاری درختان، از مقدار اولیه قبل از آبیاری یعنی ۰/۱۴۷ سانتی‌متر بر ثانیه، به حدود ۰/۳۱۲ رسیده و تا روز ۱۳ مقادیر مشابهی را در دو تیمار نشان داد. در روز ۱۵ هدایت روزنه‌ای در درختان تیمار T_1 کاهش ۱۲ درصدی نسبت به درختان تیمار T_0 نشان دادند و طی روزهای بعد، این تفاوت بیشتر گردید.

متوسط رطوبت حجمی خاک در عمق ۵۰-۰ سانتی‌متری اندازه‌گیری شده طی روزهای پس از آبیاری در درخت تیمار T_1، در روزهای هفدهم و پانزدهم که به ترتیب شروع تنش در تکرار اول و دوم هستند، رطوبت حجمی ۸/۲ و ۸ درصد بودند. بنابراین دامنه رطوبتی که درخت در آن دچار محدودیت نگردیده است بین رطوبت نزدیک به اشباع (۴۷٪ حجمی) تا حدود ۸٪ است.



شکل۲- هدایت روزنه ای درختان در تکرار دوم

با کاهش رطوبت خاک به زیر ۸ درصد حجمی، در کرت‌های درختان تیمار T_1 ، هدایت هیدرولیکی خاک کاهش یافته و جذب آب توسط درختان به پایین‌تر از میزان مورد نیاز جهت تعرق پتانسیل رسید و در نتیجه هدایت روزنه‌ای کاهش یافت. این نتایج با یافته‌های مارلر و میکل بارت (۱۹۹۸) مبنی بر اینکه محدودیت‌های آبی، هدایت روزنه‌ای، فتوسنتز، و عملکرد را در خربزه درختی کاهش می‌دهند مطابقت دارند.

منابع

1- Asensio D, Penuelas J, Ogaya R and Llusia J, 2007. Seasonal soil and leaf CO2 exchange rates in a Mediterranean Holm oak forest and their responses to drought conditions. Atmospheric Environment 41: 2447–2455.

2- Cock JH, Porto MCM and El-Sharkawy MA, 1985. Water use efficiency of cassava. III. Influence of air humidity and water stress on gas exchange of field grown cassava. Crop Science. 25: 265-272.

3- Davies WJ, Wilkinson S and Loveys B, 2002. Stomatal control by chemical signaling and exploitation of this mechanism to increase water use efficiency in agriculture. New Phytologist 153: 449-460.

4- Mahajan SH and Tuteja N, 2005. Cold, salinity and drought stresses: An overview. Arch of Biochem. Biophys. 444: 139- 158.

5- Marler TE and Mickelbart MV, 1998. Drought, leaf gas exchange, and chlorophyll fluorescence of field grown papaya. J. Am. Soc. Horticul. Sci. 123 : 714–718.

6- Sinclair TR and Ludlow MM, 1986. Who taught plants thermodynamics? The fulfilled potential of plant water potential. Aust. J. Plant Physiol 12: 213-217.

7- Wilkinson S and Davies WJ, 2002. ABA-based chemical signaling: the coordination of responses to stress in plants. Plant Cell Environ. 25: 195-210.

تاثیر تعداد نمونه بر دقت و زمان گرمادهی در اندازه گیری سریع رطوبت خاک با دستگاه آون مایکروویو

سحر دادگر[1]، فرهاد خورسندی[2]، سید علی اکبر موسوی[3]

۱- **کارشناسی ارشد- خاکشناسی- گرایش فیزیک و حفاظت خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

۲- **استادیار- خاکشناسی- مدیریت خاک- فیزیک خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد داراب، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

۳- **دانشیار- عمران آب- آبیاری- فیزیک خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

مقدمه

برآورد رطوبت خاک با روش استاندارد وزنی و با استفاده از آون الکتریکی انجام می گیرد. ولیکن، این روش زمان بر و کند بوده و در مواقعی که برآورد سریع رطوبت مورد نیاز باشد، جوابگوی نیازها نمی باشد. در این مواقع روش آون مایکروویو می تواند گزینه مناسبی برای اندازه گیری سریع رطوبت خاک باشد. از جمله عواملی که ممکن است بر دقت تعیین رطوبت وزنی خاک و زمان گرمادهی لازم برای خشک کردن نمونه خاک اثرگذار باشد، تعداد نمونه هایی است که برای خشک کردن در دستگاه آون مایکروویو قرار داده می شود. بنابراین، هدف از این آزمایش بررسی اثر تعداد نمونه های خاک با بافت ها و رطوبت های اولیه مختلف بر دقت اندازه گیری رطوبت وزنی خاک با روش آون مایکروویو می باشد.

مواد و روش ها

در این تحقیق از دستگاه آون الکتریکی مدل Memmert ۱۴۰۰ وات با حداکثر دمای ۲۲۰ درجه سلسیوس، دستگاه آون مایکروویو مدل MC-2820W تولید شرکت ال جی، با قدرت خروجی از ۱۸۰ تا ۹۰۰ وات بوده است. متغیرهای موجود در این آزمایش شامل تعداد نمونه های خاک (۳، ۵ و ۱۵ عدد)، بافت خاک (لوم و لوم رسی) و میزان رطوبت اولیه خاک (اشباع، ظرفیت زراعی (FC) و هواخشک) بوده است. وزن هر نمونه خاک ۱۰۰ گرم بود و نوع ظرف پیرکس (بشر استوانه ایی ml ۱۵۰) و قدرت دستگاه ۹۰۰ وات انتخاب شد.

از خاک هواخشک، به مقدار مورد نیاز برداشته و با توجه به محاسبات انجام شده، میزان رطوبت خاک مورد نظر، به رطوبت اشباع و FC رسانده شد. سپس ۱۰۰ گرم از خاک با بافت و رطوبت مورد نظر را با ترازو با دقت ۰/۰۱ گرم وزن کرده در ظرف پیرکس ریخته شد. بار اول ۳ نمونه را آماده کرده و در دستگاه با قدرت ۹۰۰ وات قرار گرفتند، و سپس رطوبت آن اندازه گیری شد. زمان دستگاه را روی ۲ دقیقه تنظیم و نمونه های توزین شده در آن قرار داده شد. بعد از اتمام زمان ۲ دقیقه، نمونه ها، از دستگاه بیرون آورده و وزن شدند. سپس همان نمونه ها را در زمان ۲ دقیقه بعدی بار دیگر در دستگاه قرار داده و بعد از اتمام زمان، نمونه خاک ها را از دستگاه خارج و مجدداً وزن شدند. این کار تا زمانی ادامه یافت که رطوبت بین دو زمان متوالی به مقدار یکسانی رسید و تفاوت

بین این دو قرائت کمتر از ۰/۱ درصد بود (ASTM 2000). همین کار برای ۵ و ۱۵ نمونه جدید نیز انجام شد. این آزمایش برای آون الکتریکی با ۴ تکرار از هر بافت و رطوبت خاک انجام گرفت. سپس اطلاعات بدست آمده از دستگاه آون مایکروویو با اطلاعات بدست آمده از آون الکتریکی مقایسه شد. از نرم افزار SPSS و روش آزمون دانکن در سطح احتمال ۵٪ برای مقایسه بین تیمارها استفاده شد.

نتایج و بحث

مقادیر درصد رطوبت وزنی بدست آمده از سه سطح تعداد نمونه در آون مایکروویو با نتایج آون الکتریکی در هر دو بافت و در هر سه حالت رطوبتی مورد آزمایش، از لحاظ آماری تفاوت معنی داری با یکدیگر و آون الکتریکی نداشتند (جدول های ۱ و ۲). با توجه به جدول ۱ اختلاف رطوبت حاصل از نتایج دو روش آون مایکروویو و الکتریکی، در بافت خاک لوم و سه سطح رطوبتی مورد آزمایش بین ۰/۰۰۲- تا ۰/۱۱۰ درصد متغیر بود. در بافت خاک لوم رسی نیز اختلاف رطوبت بین سه سطح رطوبتی مورد آزمایش و دو روش آون الکتریکی و آون مایکروویو، از ۰/۰۰۳- تا ۰/۲۶۴ درصد متغیر بوده است (جدول ۲). طبق نتایج فوق، در کلیه بافت‌ها و سطوح رطوبتی آون مایکروویو توانسته نتایج را با دقت مناسب برآورد کند.

جدول ۱- تاثیر تعداد نمونه بر اندازه گیری رطوبت وزنی با دستگاه آون مایکروویو در خاک لوم

روش تعیین رطوبت خاک	تعداد نمونه	رطوبت وزنی*	اختلاف رطوبت†	زمان گرمادهی (دقیقه)
			هواخشک	
آون الکتریکی	۴	۲/۷۲۰a	---	---**
	۳	۲/۷۵۷a	۰/۰۳۷	۴
آون مایکروویو	۵	۲/۷۵۴a	۰/۰۳۴	۸
	۱۵	۲/۷۸۶a	۰/۰۶۶	۳۶
			ظرفیت زارعی	
آون الکتریکی	۴	۲۹/۵۶۰a	---	---
	۳	۲۹/۶۷۰a	۰/۱۱۰	۸
آون مایکروویو	۵	۲۹/۵۵۸a	-۰/۰۰۲	۱۴
	۱۵	۲۹/۵۹۲a	۰/۰۳۲	۳۸
			اشباع	
آون الکتریکی	۴	۴۱/۴۰۵a	---	---
	۳	۴۱/۴۲۷a	۰/۰۲۲	۱۰
آون مایکروویو	۵	۴۱/۴۷۶a	۰/۰۷۱	۱۶
	۱۵	۴۱/۴۱۶a	۰/۰۱۱	۳۸

* اعداد میانگین چهار تکرار می باشند. برای هر بافت و رطوبت خاک، میانگین های دارای حروف مشترک در هر ستون طبق آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند. † اختلاف رطوبت بین نتایج آون مایکروویو با آون الکتریکی بر حسب درصد
** زمان گرمادهی در آون الکتریکی ۲۴ ساعت می باشد.

در بافت خاک لوم در سطح رطوبتی هواخشک با افزایش تعداد نمونه از ۳ به ۱۵ نمونه، در دستگاه آون مایکروویو زمان گرمادهی از ۴ به ۳۶ دقیقه، در ظرفیت زراعی از ۸ به ۳۸ دقیقه و در سطح رطوبتی اشباع از ۱۰ به ۳۸ دقیقه افزایش نشان داد (جدول ۱). در بافت خاک لوم رسی نیز در سطح رطوبتی هواخشک با افزایش تعداد نمونه از ۳ به ۱۵ عدد در آون مایکروویو زمان گرمادهی از ۶ به ۳۶ دقیقه، در ظرفیت زراعی از ۱۰ به ۴۰ دقیقه و در اشباع از ۱۲ به ۴۴ دقیقه افزایش داشت (جدول ۲). با توجه به این مشاهدات، نتیجه گیری می شود که در کلیه سطوح رطوبتی مورد آزمایش با افزایش تعداد نمونه، زمان گرمادهی افزایش می یابد. این مشاهدات با نتایج Tan (۱۹۹۲) مطابقت دارد. نتایج او نشان داد که با افزایش تعداد نمونه‌های خاک از ۴ به ۱۲ عدد، زمان خشک کردن نمونه‌ها از ۲۰ به ۴۵ دقیقه افزایش می یابد.

هر چند با افزایش تعداد نمونه در دستگاه آون مایکروویو زمان مورد نیاز گرمادهی افزایش می یابد. ولیکن، در دقت برآورد رطوبت وزنی خاک اثر معنی داری ندارد (جدول های ۱ و ۲). با دادن زمان کافی، هر سه تعداد نمونه خاک با دقت مناسب رطوبت وزنی خاک را برآورد نمودند.

جدول ۲- تاثیر تعداد نمونه بر اندازه گیری رطوبت وزنی با دستگاه آون مایکروویو در خاک لوم رسی

روش تعیین رطوبت خاک	تعداد نمونه	رطوبت وزنی*	اختلاف رطوبت†	زمان گرمادهی (دقیقه)
			هواخشک	
آون الکتریکی	۴	۳/۸۵۳a	---	---**
	۳	۳/۸۵۰a	-۰/۰۰۳	۶
	۵	۳/۸۸۰a	۰/۰۲۸	۱۴
آون مایکروویو	۱۵	۳/۸۸۳a	۰/۰۳۱	۳۶
			ظرفیت زارعی	
آون الکتریکی	۴	۳۱/۸۳۵a	---	---
	۳	۳۱/۸۳۳a	-۰/۰۰۲	۱۰
	۵	۳۱/۸۴۶a	۰/۰۱۱	۱۶
آون مایکروویو	۱۵	۳۱/۸۴۴a	۰/۰۰۹	۴۰
			اشباع	
آون الکتریکی	۴	۴۳/۶۴۳a	---	---
	۳	۴۳/۹۰۷a	۰/۲۶۴	۱۲
آون مایکروویو	۵	۴۳/۶۶۶a	۰/۰۲۴	۱۸
	۱۵	۴۳/۶۴۰a	-۰/۰۰۳	۴۴

* اعداد میانگین چهار تکرار می باشند. برای هر بافت و رطوبت خاک، میانگین های دارای حروف مشترک در هر ستون طبق آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند. † اختلاف رطوبت بین نتایج آون مایکروویو با آون الکتریکی بر حسب درصد

** زمان گرمادهی در آون الکتریکی ۲۴ ساعت می باشد.

منابع

1- ASTM (2000) Determination of Water (Moisture) Content of Soil by Direct Heating. ASTM D4959-00 Test Method, ASTM International, PA, USA.
2- Tan, C. S. (1992) Effect of Different Water Content, Sample Number, and Soil Type on Determination of Soil Water Using a Home Microwave Oven. Soil Sci. Plant Nutrient, 38(2), 381-384.

تاثیر قدرت خروجی دستگاه آون مایکروویو بر اندازه گیری سریع رطوبت خاک

سحر دادگر[1*] - فرهاد خورسندی[2] - سید علی اکبر موسوی[3]

۱- **کارشناسی ارشد- خاکشناسی- گرایش فیزیک و حفاظت خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

۲- **استادیار- خاکشناسی- مدیریت خاک- فیزیک خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد داراب، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

۳- **دانشیار- عمران آب- آبیاری- فیزیک خاک- دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، گروه خاکشناسی، فارس، ایران.**

مقدمه

روش استاندارد تعیین رطوبت خاک، روش وزنی با استفاده از آون الکتریکی است. هر چند این روش از دقت بالایی برخوردار است، ولیکن انجام آن زمان بر می باشد. یکی از روش های سریع اندازه گیری رطوبت وزنی خاک، استفاده از دستگاه آون مایکروویو می باشد. دستگاه آون مایکروویو دارای قابلیت تنظیم قدرت خروجی دستگاه برای تنظیم شدت انتشار امواج مایکروویو برای مقاصد مختلف می باشد. قدرت خروجی دستگاه ممکن است بر دقت و زمان گرمادهی در روش آون مایکروویو اثرگذار باشد. بنابراین، هدف از انجام این آزمایش بررسی اثرات قدرت خروجی دستگاه بر دقت اندازه گیری رطوبت وزنی خاک توسط آون مایکروویو می باشد. با مقایسه نتایج حاصله با آون الکتریکی، قدرت خروجی مناسب برای استفاده در روش آون مایکروویو تعیین می گردد.

مواد و روش ها

در این تحقیق از دستگاه آون الکتریکی مدل Memmert ۱۴۰۰ وات با حداکثر دمای ۲۲۰ درجه سلسیوس، و دستگاه آون مایکروویو مدل MC-2820W تولید شرکت ال جی، با قدرت خروجی از ۱۸۰ تا ۹۰۰ وات استفاده شد. متغیرهای موجود در این آزمایش شامل قدرت گرمادهی (۵۴۰، ۷۲۰ و ۹۰۰ وات)، بافت خاک (شن و لوم رسی) و رطوبت اولیه خاک (هواخشک و اشباع) بوده و در ۴ تکرار برای هر خاک با رطوبت های متفاوت انجام گردید. وزن نمونه خاک در هر ظرف ۱۰۰ گرم و نوع ظرف پیرکس (بشر استوانه ایی ml ۱۵۰) بود.

ابتدا ۱۰۰ گرم از خاک با رطوبت و بافت مورد نظر را با ترازو با دقت ۰/۰۱ گرم وزن گردید و در ظرف پیرکس ریخته شد. زمان دستگاه را روی ۲ دقیقه تنظیم و نمونه های توزین شده در آن قرار داده شد. تعداد نمونه ها در دستگاه آون مایکروویو ۴ عدد بود. بعد از اتمام زمان ۲ دقیقه، نمونه ها، از دستگاه بیرون آورده و وزن شدند. سپس همان نمونه ها را در زمان ۲ دقیقه بعدی بار دیگر در دستگاه قرار داده و بعد از اتمام زمان، نمونه خاک ها را از دستگاه خارج و مجدداً وزن شدند. این کار تا زمانی ادامه یافت که رطوبت بین دو زمان متوالی به مقدار یکسانی رسید و تفاوت بین این دو قرائت کمتر از ۰/۱ درصد بود (ASTM 2000). این آزمایش با استفاده از آون الکتریکی نیز انجام شد. سپس اطلاعات بدست آمده از دستگاه آون مایکروویو با اطلاعات بدست آمده از آون

الکتریکی مقایسه شد. از نرم افزار SPSS و روش آزمون دانکن در سطح احتمال ۵٪ برای مقایسه بین تیمارها استفاده شد.

نتایج و بحث

مقادیر درصد رطوبت های وزنی بدست آمده از سه قدرت خروجی مورد آزمایش در آون مایکروویو با نتایج آون الکتریکی در هر دو بافت خاک و هر دو حالت رطوبتی مورد آزمایش، از لحاظ آماری تفاوت معنی داری با یکدیگر نداشتند (جدول ۱). اختلاف رطوبت بین دو روش آون مایکروویو و الکتریکی، در دو بافت خاک شن و لوم رسی در دو سطح رطوبتی هواخشک و اشباع بین ۰/۰۰۷- تا ۰/۰۱۵ درصد متغیر بود و نشان دهنده این است که اختلاف رطوبت ها بین دو دستگاه مورد آزمایش بسیار ناچیز بوده است. بنابراین از لحاظ دقت، می توان نتیجه گرفت که آون مایکروویو در تمامی رطوبت ها توانست درصد رطوبت وزنی خاک را با دقت مناسب برآورد کند.

جدول ۱- اثر قدرت های خروجی دستگاه آون مایکروویو (وات) بر تعیین رطوبت وزنی خاک در روش های مختلف گرمادهی در بافت ها و رطوبت های اولیه مختلف خاک

روش تعیین رطوبت خاک	قدرت دستگاه (وات)	رطوبت وزنی (٪)*	اختلاف رطوبت (٪)†	زمان گرمادهی (دقیقه)
			شن- هواخشک	
آون الکتریکی	--	۰/۴۸۳a	--	---*
	۹۰۰	۰/۴۸۰a	۰/۰۰۳	۴
آون مایکروویو	۷۲۰	۰/۴۸۸a	۰/۰۰۵	۱۰
	۵۴۰	۰/۴۸۵a	۰/۰۰۳	۱۴
			شن- اشباع	
آون الکتریکی	--	۲۳/۸۷۳a	--	--
	۹۰۰	۲۳/۸۷۵a	۰/۰۰۳	۱۶
آون مایکروویو	۷۲۰	۲۳/۸۸۳a	۰/۰۱۰	۲۰
	۵۴۰	۲۳/۸۵۸a	-۰/۰۱۵	۲۶
			لوم رسی- هواخشک	
آون الکتریکی	--	۳/۶۹۰a	--	--
	۹۰۰	۳/۷۰۵a	۰/۰۱۵	۲۲
آون مایکروویو	۷۲۰	۳/۶۸۹a	-۰/۰۰۱	۲۶
	۵۴۰	۳/۶۸۳a	-۰/۰۰۷	۳۰
			لوم رسی- اشباع	
آون الکتریکی	--	۴۳/۵۶۰a	--	--
	۹۰۰	۴۳/۵۶۳a	۰/۰۰۳	۳۰
آون مایکروویو	۷۲۰	۴۳/۵۶۵a	۰/۰۰۵	۳۴
	۵۴۰	۴۳/۵۸۴a	۰/۰۱۳	۳۸

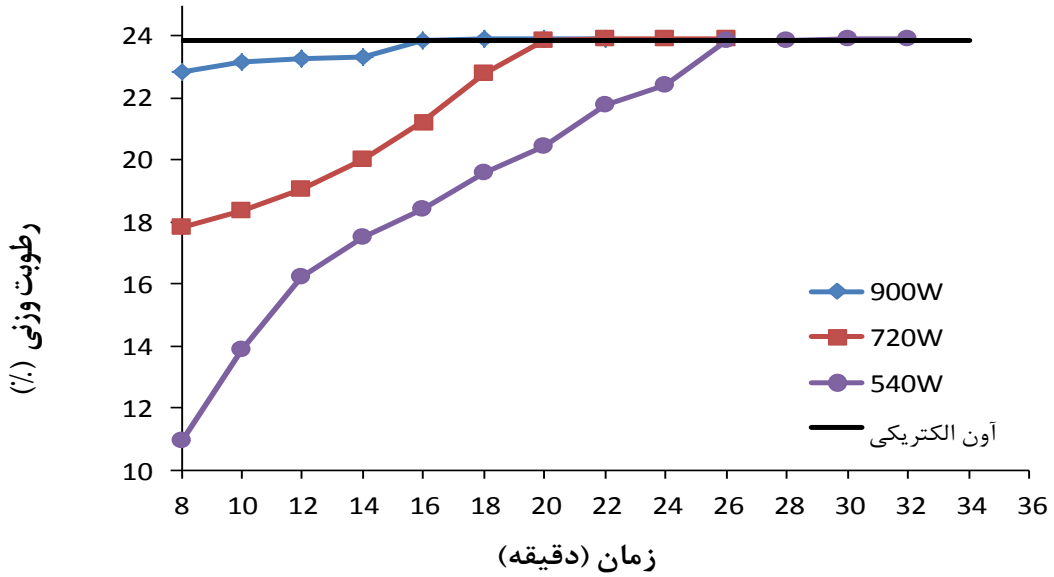
* اعداد میانگین چهار تکرار می باشند. برای هر بافت و رطوبت خاک، میانگین های دارای حروف مشترک در هر ستون طبق آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند.

† اختلاف رطوبت بین نتایج آون مایکروویو با آون الکتریکی بر حسب درصد

* زمان گرمادهی در آون الکتریکی ۲۴ ساعت می باشد.

در دو بافت خاک مورد آزمایش، با افزایش رطوبت از هواخشک به اشباع و کاهش قدرت خروجی دستگاه آون مایکروویو، زمان گرمادهی از ۴ دقیقه برای خاک شن هواخشک به ۱۴ دقیقه افزایش و همچنین در خاک شن اشباع با کاهش قدرت خروجی از ۹۰۰ به ۵۴۰ وات، زمان گرمادهی نیز از ۱۶ به ۲۶ دقیقه، افزایش نشان داد (جدول ۱). در بافت لوم رسی هواخشک و اشباع نیز با کاهش قدرت، زمان گرمادهی، به ترتیب، از ۲۲ به ۳۰ و از ۳۰ به ۳۸ دقیقه افزایش داشت (جدول ۱). با توجه به این نتایج می توان چنین نتیجه گرفت که با کاهش قدرت خروجی از ۹۰۰ به ۵۴۰ وات در دستگاه آون مایکروویو، زمان گرمادهی افزایش می یابد. به طور مثال در شکل ۱ اثر زمان گرمادهی بر تعیین مقدار رطوبت وزنی خاک شن اشباع در قدرت های خروجی مختلف دستگاه آون مایکروویو، نشان داده شده است. این شکل نشان دهنده این است که با کاهش قدرت خروجی در دستگاه آون مایکروویو زمان گرمادهی برای رسیدن به حد آون استاندارد افزایش می یابد. ولیکن با صرف مدت زمان کافی، در نهایت هر سه قدرت خروجی مورد آزمایش توانستند رطوبت وزنی خاک را در حد آون الکتریکی استاندارد برآورد نمایند. نتایج این آزمایش با نتایج Tan (۱۹۹۲)، که در مورد تاثیر سه قدرت خروجی (۳۶۰، ۴۹۰ و ۶۵۰ وات) بر تعیین رطوبت سه بافت خاک و در سه سطح رطوبت اولیه انجام شد، مطابقت دارد. او گزارش کرد که قدرت خروجی دستگاه، اثر معنی داری بر اندازه گیری رطوبت خاک نداشت بلکه با کاهش قدرت خروجی، زمان گرمادهی برای رسیدن به حد آون استاندارد طولانی تر گردید. همچنین Vaitekunas و همکاران (۱۹۸۹) گزارش کردند که کارایی روش مایکروویو در قدرت های خروجی مختلف مشابه می باشند.

با توجه به نتایج بدست آمده می توان نتیجه گیری کرد که روش آون مایکروویو از دقت بالا و مطلوبی در برآورد رطوبت خاک برخوردار است. همچنین با افزایش قدرت خروجی دستگاه، زمان گرمادهی کاهش می یابد. ولیکن با صرف مدت زمان کافی می توان در هر سه قدرت مورد آزمایش، درصد رطوبت وزنی خاک را با دقت مطلوب برآورد کرد. Chung و Ho (۲۰۰۸) و ASTM (۲۰۰۰) برای آزمایشات روزمره تعیین رطوبت خاک قدرت خروجی ۷۰۰ تا ۱۷۰۰ وات را مناسب دانستند و آن را توصیه کرده اند. بنابراین، با توجه به زمان مورد نیاز گرمادهی کمتر، قدرت خروجی ۹۰۰ وات برای برآورد رطوبت وزنی خاک با روش آون مایکروویو قابل توصیه است. لازم به ذکر است که پاشش و اشتعال نمونه خاک در هیچ کدام از سطوح رطوبتی مشاهده نگردید.



شکل ۱- اثر زمان گرمادهی بر تعیین مقدار رطوبت وزنی خاک شن اشباع در قدرت های خروجی مختلف دستگاه آون مایکروویو

منابع

1- ASTM (2000) Determination of Water (Moisture) Content of Soil by Direct Heating. ASTM D4959-00 Test Method, ASTM International, PA, USA.
2- Chung, P.W.K., and Ho, T.Y.K. (2008) Study on the Determination of Moisture Content of Soils by Microwave Oven Method. Geo Rep. No. 221.
3- Tan, C.S. (1992) Effect of Different Water Content, Sample Number, and Soil Type on Determination of Soil Water Using a Home Microwave Oven. Soil Sci. Plant Nutrient, 38(2), 381-384.
4- Vaitekunas, D., Raghavan, G.S.W. (1989) Drying Characteristics of Soil in a Microwave Environment. Can. Agric. Eng., 31, 117-123.

مقایسه کارایی مدل‌های نفوذ رواناب در منطقه راسوند شازند

محمد فرزاد کوه دانی[۱]، جواد وروانی[۲]، نوراله عبدی[۳]، رضا جعفری نیا[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی مدیریت مناطق بیابانی دانشگاه آزاد اسلامی واحد اراک

۲- استادیار دانشگاه آزاداسلامی واحد اراک

۳- استادیار دانشگاه آزاداسلامی واحد اراک

٤- استادیار دانشگاه آزاداسلامی واحد اراک

مقدمه :

محاسبه نفوذپذیری آب در خاک یکی از پارامترهای مهم در طراحی و اجرای پروژه های آبیاری و زهکشی، مطالعات هیدرولوژی و .... می باشد. لذا کمی نمودن فرآیند نفوذ آب در خاک از اهمیت ویژه ای برخوردار است (رهنما و همکاران ۱۳۸۶). اهمیت این فرآیند سبب گردیده است مدل های فیزیکی و تجربی گوناگونی به منظور کمی نمودن این فرآیند ارائه گردد(مانند مدل‌هایLewis1932 ; Kostiakov1932; Philip1975). دستیابی به معادلات نفوذ در یک منطقه مستلزم انجام آزمایشات صحرایی و میدانی با توجه به شرایط موجود می باشد(پرچمی عراقی و همکاران۱۳۸۹). به طورکلی مدل‌های نفوذ آب در خاک، شامل مدل‌های تخمینی با اساس فیزیکی (مانند مدل Green & Ampt , 1911) و مدل‌های تخمینی تجربی (مانند مدل Kostiakov1932) می باشد (Rawls et al.,1993)

مرادی باصری و همکاران (۱۳۹۰) در تحقیقی نشان دادند در شرایط رطوبت اولیه زیاد، مدل هورتون در اراضی با کاربری مرتع و گندم دارای بهترین عملکرد در بیان فرآیند نفوذ آب در خاک می‌باشد.

Duan et al.(2010) در مقایسه کارایی مدل‌های کوستیاکف، کوستیاکف–لوییس، فلیپ، SCS و هورتون در برآورد نفوذ تجمعی و سرعت نفوذ، مدل کوستیاکف–لوییس و هورتون را دقیق‌تر یافتند. این تحقیق در اراضی دشت راسوند شازند از توابع استان مرکزی به مساحت ۲۶۰۰ هکتار با متوسط بارندگی ۴۰۰ میلیمتر در سال انجام گردید. هدف آن تعیین مناسب‌ترین مدل نفوذ آب در خاک از بین مدل‌های کوستیاکف، فلیپ و SCS جهت تعیین نفوذ تجمعی آب در خاک است. و در آن معادلات تجربی نفوذ کوستیاکف، فلیپ و مدل سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) با استفاده از اندازه گیری مقادیر نفوذ تجمعی از روش استوانه های مضاعف (دبیل رینگ) مقایسه شده اند.

Kastiakov (1932) معادله تجربی

$$Z = KT^n \qquad [۱]$$

را برای تعیین عمق نفوذ تجمعی آب در خاک ارائه کرد. که در آن Z نفوذ تجمعی (سانتیمتر) از شروع نفوذ و T زمان نفوذ (دقیقه) وK,n : ضرایب معادله می باشند که به خواص فیزیکی خاک بستگی دارند.

Philip(1975) نیز از حل معادله ریچاردز برای جریان غیر اشباع، معادله‌ی

$$Z=ST^{0.5} + AT \qquad [۲]$$

را ارائه کرد که در آن Z نفوذ تجمعی (سانتیمتر) T، فرصت نفوذ (دقیقه) ، S ضریب ثابت مربوط به قابلیت جذب آب که تابع مکش خاک و A ضریب ثابت مربوط به هدایت هیدرولیکی خاک می باشد.

همچنین کارشناسان حفاظت خاک آمریکا (SCS) بر اساس مدل کوستیاکف به رابطه‌ی

$$Z = aT^b + C \quad [۳]$$

جهت محاسبه نفوذ رسیدند که در آن ضرایب a وb تابعی از شماره منحنی نفوذ و C مقدار ثابت می باشد.

مواد و روش ها:

روش های متعددی برای اندازه گیری میزان نفوذ آب در خاک وجود دارد که از ساده ترین آنان که در این تحقیق از آن استفاده شد، روش اندازه‌گیری نفوذ آب با استفاده از استوانه‌های مضاعف (دبیل رینگ) است. پس از به دست آوردن مقادیر نفوذ و نفوذ تجمعی با توجه به آزمایشات انجام شده در ۱۴ نقطه، به محاسبه ضرایب مختلف ولازم در هر مدل نفوذ (کوستیاکف، فلیپ و SCS) وتعیین معادلات نفوذ برای مدل های مورد تحقیق پرداختیم. نتایج ضرایب محاسبه شده برای هر مدل در ۷ تکرار از نقاط آزمایشات دبیل رینگ در جدول شماره (۱) آمده است.

جدول ۱- ضرایب محاسبه شده مدل‌های مورد تحقیق برای نقاط مختلف

محل نقاط	ضرایب مدل					
	کوستیاکف		فلیپ		SCS	
	k	n	s	A	b	a
مهاجران کمر (۲)	۰/۳۱۵	۰/۷۷۸	۰/۳۷۵	۰/۰۷۷	۰/۹۰۰	۰/۱۷۱
حمریان (۱)	۰/۳۰۸	۰/۹۳۶	۰/۱۶۳	۰/۲۱۳	۰/۹۹۲	۰/۲۳۰
جمال آباد	۰/۳۴۲	۰/۷۵۹	۰/۳۸۱	۰/۰۸۲	۰/۹۰۴	۰/۱۷۷
البرز	۰/۳۰۶	۰/۷۸۴	۰/۳۹۹	۰/۰۷۳	۰/۸۸۱	۰/۱۸۳
مهاجران خاک	۰/۳۴۰	۰/۷۸۳	۰/۴۳۸	۰/۰۸۱	۰/۸۷۶	۰/۲۱۰
مرتع (۱)	۰/۲۷۲	۰/۸۱۱	۰/۳۱۲	۰/۰۸۴	۰/۸۹۷	۰/۱۶۹
مرتع (۲)	۰/۳۴۳	۰/۷۵۰	۰/۴۶۱	۰/۰۶۱	۰/۴۸۱	۰/۲۰۹
متوسط	۰/۳۱۸	۰/۸۰۱	۰/۳۶۰	۰/۰۹۵	۰/۸۴۷	۰/۱۹۲

سپس با توجه به میانگین ضرایب به دست آمده در منطقه، معادله مربوط به هر مدل برای منطقه در جدول۲ تعیین گردید.

جدول ۲- معادلات نهایی نفوذ تجمعی منطقه

محل آزمایش	مدل	معادله نفوذ تجمعی
دشت راسوند شازند	کوستیاکف	$Z = ۰/۳۱۸T^{۰/۸۰۱}$
	فلیپ	$Z = ۰/۳۶۰T^{۰/۵} + ۰/۰۹۵T$
	SCS	$Z = ۰/۱۹۲T^{۰/۸۴۷} + ۰/۶۹۸۵$

برای ارزیابی معادلات مربوط به هر مدل با استفاده از نقاط شاهد به مقایسه داده های خروجی وداده های مشاهداتی پرداخته تا صحت هر مدل مشخص گردد.

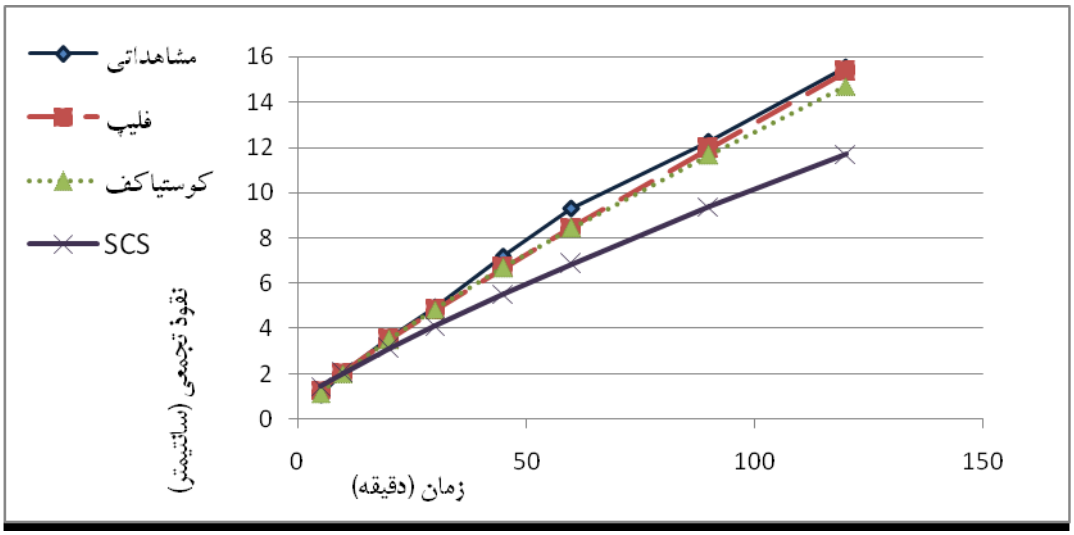
نتایج و پیشنهادات :

با توجه به قسمت های قبل تمامی ضرایب و معادلات لازم برای منطقه محاسبه و تعیین گردید. در این قسمت به بررسی مقایسه مدل‌های مذکور و مقایسه داده های مشاهداتی (متوسط داده های واقعی) با داده های محاسباتی (خروجی های هر مدل) می پردازیم. برای این منظور از دو روش عددی و نموداری استفاده شد. در جدول شماره ۳ داده های محاسباتی و مشاهداتی (متوسط نقاط مورد آزمایش)آمده است. در نمودار شماره ۱ نیز تمامی داده های نفوذ تجمعی در یک دستگاه مختصات نسبت به زمان ترسیم شده است.

جدول ۳- اعتبار سنجی متوسط داده‌های نفوذ در منطقه

زمان (دقیقه)	مقادیر مشاهداتی نفوذ تجمعی (سانتی متر)	مقادیر برآوردی با مدل		
		SCS	فیلیپ	کوستیاکوف
۵	۱/۰۷	۱/۴۴	۱/۲۷	۱/۱۵
۱۰	۲/۰۴	۲/۰۴	۲/۰۸	۲/۰۱
۲۰	۳/۶۱	۳/۱۲	۳/۵۰	۳/۵۰
۳۰	۵/۰۱	۴/۱۲	۴/۸۲	۴/۸۴
۴۵	۷/۲۵	۵/۵۲	۶/۶۸	۶/۷۰
۶۰	۸/۹۸	۶/۸۵	۸/۴۸	۸/۴۴
۹۰	۱۲/۴۵	۹/۳۷	۱۱/۹۶	۱۱/۶۸
۱۲۰	۱۵/۴۱	۱۱/۷	۱۵/۳۴	۱۴/۷۱

نمودار ۱- منحنی های نفوذ تجمعی در مدل‌های مورد تحقیق



با توجه به نمودار ۱ مشاهده می‌گردد منحنی مدل‌های فلیپ و کوستیاکف نسبت به مدل SCS تطابق بهتری با منحنی داده‌های واقعی دارند. با دقت بیشتر در نمودار ۱ مشاهده می گردد هر دو مدل کوستیاکف و فلیپ در زمان‌های اولیه نفوذ دارای تطابق خوبی با منحنی مشاهداتی هستند. ولی در زمان‌های طولانی تر نفوذ، منحنی فلیپ تطابق بهتری نسبت به مدل کوستیاکف با منحنی داده های واقعی دارد. همچنین با دقت در جدول ۳ و مقایسه متوسط داده های مشاهداتی با داده‌های محاسباتی توسط معادلات هر مدل می توان دریافت که مدل فلیپ مقادیر نزدیک و با دقت بالاتری نسبت به مدل‌های کوستیاکف و SCS را محاسبه می کند. بنابراین مدل فلیپ به عنوان مدل بهینه جهت برآورد نفوذ تجمعی در منطقه مورد مطالعه معرفی می‌گردد.

منابع :

۱- پرچمی، ف . میر لطیفی،م. پاییز ۱۳۸۹. ارزیابی برخی مدل‌های نفوذآب به خاک درکلاس‌های بافتی خاک و کاربری های اراضی. نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۲، جلد ۴ ،صفحه ۲۰۵-۱۹۳

۲- رهنما، م ب. رضایی مقدم، ح. بهمن ماه ۱۳۸۶. تعیین ضرایب مدلهای نفوذ و معادلات نفوذ آب در خاک در دشت‌های اطراف معدن سنگ آهن گل گهر سیرجان . نهمین سمینار سراسری آبیاری و کاهش تبخیر. دانشگاه کرمان.

۳- مرادی باصری، ح. قربانی دشتکی، ش . خداوردیلو،ح. خلیلی مقدم، ب. گیوی، ج.۱۳۹۰. مقایسه کارایی برخی مدل‌های نفوذ آب به خاک در خاک‌های ورتی‌سول و غیر ورتی‌سول. مجله پژوهش آب ایران. ۵(۸) : ۱۹۶-۱۸۷.

4-Duna R. Fedler C. B. and Borrelli J. 2010. Field evaluation of infiltration models in lawn soils. Irrig. Sci. 29: 379-389.

5 –Green, W.H. and Ampt, G. 1911. Studies of Soil physics, Part 1. The flow of air and water through soil. Journal of Agricultural Science, 4: 1-24.

6-Kastiakov A.N. “On the dynamics of the coefficients of water percolation soil.”Commission, International Soc, Soil:1932: part All 7-21.

7 -Lewis, M.R. 1937. The rate of infiltration of water in irrigation practice. Eos Trans AGU 18:361-368

8 – Philip, j.R. 1975. The theory of infiltration:1. The infiltration equation and its solution. Soil Science, 83:345-357.

9 –Rawls, W.J., Ahuja, L.R., Brakensiek, D.L.and shirmohammadi, A. 1993. Infiltration and soil water movement. In: Handbook of hydrology:Maidment, D.R.(Ed.). McGraw-Hill, New York.

بررسی تاثیر دو گونه گیاهی قیچ و درمنه دشتی بر هدایت الکتریکی و ماده آلی خاک

مجتبی جعفری حقیقی[۱] و عبدالمجید ثامنی[۲]
۱. **دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز**
۲. **دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز**

مقدمه

تجمع بقایای گیاهان، عامل پدید آمدن تغییرات معنی‌داری در ویژگی‌های شیمیایی خاک در زیر سایه‌انداز گیاهی، به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک می باشد. بانرجی و همکاران (۱۹۸۶) نشان دادند که ویژگی‌های خاک متأثر از فعالیت‌های ریشه و ویژگی‌های لاشبرگی است که از گیاهان چند ساله فرو می‌ریزد. ریشه‌های گیاهی، خاک را در سطح وسیعی تحت تاثیر انشعابات خود قرار داده و ترکیبات شیمیایی را از نقاط مختلف جذب کرده و سپس گیاه این مواد را در زی توده خود متمرکز می‌کند. هنگام برگ ریزان بیشتر این زی توده بر خاک سایه‌انداز ریخته شده و بر اثر تجزیه، ترکیبات شیمیایی برگی آزاد شده و به مواد خاک افزوده می‌شود و موجب بهبود ساختمان خاک و افزایش سرعت نفوذ آب و در نتیجه جلوگیری از فرسایش می گردد. لذا مطالعه این اثرات می‌تواند در پیدا کردن راهکارهای بهینه در حفاظت خاک ارزشمند باشد.

مواد و روشها

در اجرای این طرح تحقیقاتی، از دو گونه گیاهی قیچ (*Zygophyllum eurypterum*) و درمنه دشتی (*Artemisia sieberi*) در سه منطقه آباده، سروستان وخنج استان فارس استفاده گردید. در محل نمونه گیاهی، یک نیمرخ در سایه انداز و یک نیمرخ در خارج سایه‌انداز حفر گردید و از هر نیمرخ در دو عمق ۲۰-۰ و ۴۰-۲۰ سانتی متری، نمونه برداری خاک صورت گرفت. نمونه های خاک پس از خشک شدن وکوبیده شدن، از الک دو میلی متری عبور داده شد و برخی از خصوصیات شیمیایی خاک از جمله قابلیت هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک با کاربرد هدایت سنج الکتریکی (رودز، ۱۹۹۶) و میزان ماده آلی خاک با روش اکسایش مرطوب (نلسون و سامرز، ۱۹۹۶)، اندازه‌گیری شد. این تحقیق در یک طرح فاکتوریل ۲× ۲×۲ (۲ گونه گیاهی، ۲ فاصله، ۲ عمق) و در قالب طرح کاملا تصادفی در چند مکان در ۳ تکرار انجام شد و تجزیه آماری داده‌ها با استفاده از نرم افزار SAS صورت و با استفاده از آزمون دانکن مقایسه میانگین‌ها انجام گرفت.

نتایج و بحث

نتایج این تحقیق نشان داد که مقدار ماده آلی خاک رویشگاه گونه‌های گیاهی قیچ و درمنه دشتی به ترتیب ۱/۱۵۸ و ۰/۷۶۵ درصد می باشد که تفاوت آنها از لحاظ آماری معنی‌دار می‌باشد. دلیل بالا بودن درصد مواد آلی در گونه قیچ می‌تواند ریزش بخشی از برگهای گوشتی آن در زمان نمونه برداری باشد (جدول ۱). ماده آلی یکی از اجزاء مهم خاک محسوب می‌شود که مقدار و نوع آن تحت تاثیر عوامل اقلیمی و پوشش گیاهی است.

کریمیان و رزمی (۱۹۹۰) در خاک رویشگاه گونه گیاهی درمنه ۲/۹۶ درصد ماده آلی به دست آوردند (مقدار ماده آلی خاک منطقه مورد آزمایش در باجگاه به طور میانگین به یک درصد می‌رسد). میانگین مقدار ماده آلی زیر سایه‌انداز و خارج سایه‌انداز این گیاهان به ترتیب ۱/۱۷۷ و ۰/۷۴۶ درصد می‌باشد که نشان دهنده افزایش ۳۷ درصدی در زیر سایه‌انداز می‌باشد. در تمام عمق‌ها، افزایش ماده آلی در زیر سایه انداز نسبت به خارج آن معنی-دار می‌باشد (جدول ۲). وجود تفاوت میزان ماده آلی در زیر سایه‌انداز گیاهان نسبت به خارج سایه انداز به علت ریزش برگها و تجزیه آنها در زیر سایه‌انداز گیاهان می‌باشد. جهان بین و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه اثر درختچه مورد بر ویژگی‌های خاک رویشگاه آن در منطقه بشت کهگلویه و بویر احمد نشان دادند که میزان کربن آلی زیر سایه‌انداز این گیاه نسبت به خارج سایه‌انداز افزایش چهار برابری دارد. گالاردو (۲۰۰۳) در مطالعه گیاه بلوط در منطقه مدیترانه‌ای دهسا، میزان ماده آلی در زیر سایه‌انداز را به طور معنی‌داری بیشتر از خارج سایه‌انداز بدست آوردند. با توجه به جدول ۳ مشاهده می‌شود که با افزایش عمق مقدار ماده آلی روند نزولی دارد. به این صورت که مقدار ماده آلی برای اعماق ۲۰- ۰ و ۴۰- ۲۰ سانتیمتری به ترتیب برابر با ۱/۲۵۷ و ۰/۶۶۶ درصد می باشد که از نظر آماری تفاوت ها معنی‌دار است. بالا بودن ماده آلی در عمق ۲۰- ۰ سانتیمتری نشان دهنده تاثیر قابل توجه گیاهان مورد مطالعه بر مقدار ماده آلی خاک می باشد. ابول و همکاران (۲۰۰۵) با مطالعه تاثیر درخت اکاسیا بر خاک منطقه سایه‌انداز مشاهده کردند که با افزایش عمق درصد کربن آلی کاهش می‌یابد. جهان بین و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه اثر درخت مورد اظهار داشتند که میزان کربن آلی با افزایش عمق کاهش یافته است. مقدار ماده آلی خاک رویشگاه گونه‌های مورد مطالعه در سه منطقه آباده، سروستان و خنج به ترتیب ۰/۶۸۱، ۰/۸۶۰ و ۱/۳۴۳ درصد می باشد که تفاوت معنی‌داری با هم دارند (جدول ۴).

جدول۱- تاثیر گونه‌های گیاهی مختلف بر مقدار عناصر غذایی خاک رویشگاه آنها

گونه گیاهی	قابلیت هدایت الکتریکی (ds/m)	میزان ماده آلی (درصد)
قیچ	۱/۸۵۳A	۱/۱۵۸A
درمنه دشتی	۱/۸۱۷A	۰/۷۶۵B

میانگین‌های دارای حروف مشترک از نظر آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی‌داری ندارند

جدول ۲- تاثیر فاصله نمونه برداری بر مقدار عناصر غذایی خاک رویشگاه آنها

فاصله نمونه برداری	قابلیت هدایت الکتریکی (ds/m)	میزان ماده آلی (درصد)
زیر سایه‌انداز	۱/۹۵۶A	۱/۱۷۷A
خارج سایه‌انداز	۱/۷۱۵B	۰/۷۴۶B

میانگین‌های دارای حروف مشترک از نظر آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی‌داری ندارند

جدول۳- تاثیرعمق نمونه برداری بر مقدار عناصر غذایی خاک رویشگاه آنها

عمق نمونه برداری	قابلیت هدایت الکتریکی (ds/m)	میزان ماده آلی (درصد)
۰-۲۰	۲/۰۶۱A	۱/۲۵۷A
۲۰-۴۰	۱/۶۱۰B	۰/۶۶۶B

میانگین‌های دارای حروف مشترک از نظر آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی‌داری ندارند

جدول٤- تاثیرمنطقه نمونه برداری بر مقدار عناصر غذایی خاک رویشگاه آنها

منطقه نمونه برداری	قابلیت هدایت الکتریکی (ds/m)	میزان ماده آلی (درصد)
آباده	۱/۷۴۵B	۰/۶۸۱C
سروستان	۲/۶۵۲A	۰/۸۶۰B
خنج	۱/۱۰۸C	۱/۳۴۳A

میانگین‌های دارای حروف مشترک از نظر آزمون دانکن در سطح ۵٪ اختلاف معنی‌داری ندارند.

قابلیت هدایت الکتریکی در خاک رویشگاه گونه‌های قیچ ودرمنه دشتی به ترتیب برابر با ۱/۸۵۳ و ۱/۸۱۷ دسی زیمنس بر متر می‌باشد. همانطور که مشاهده می‌شود بین دو گونه از نظر آماری تفاوت معنی‌داری وجود ندارد (جدول ۱). استقرار گونه‌های مورد مطالعه باعث افزایش قابلیت هدایت الکتریکی در زیر سایه‌انداز نسبت به خارج سایه‌انداز شده است، به طوری که مقدار آن از ۱/۷۱۵ دسی زیمنس بر متر در خارج سایه انداز به ۱/۹۵۶ دسی زیمنس بر متر در زیر سایه‌انداز رسیده است که این مقدار افزایش معادل ۱۴ درصد و از لحاظ آماری معنی‌دار می‌باشد (جدول ۲). شوری بیشتر در زیر سایه انداز می تواند به دلیل تجمع نمک‌ها در اثر تجزیه لاشبرگ ها باشد. بالامورگان و همکاران (۲۰۰۰) در تحقیقات خود به این نتیجه رسیدند که خاکهای زیر سایه‌انداز درختان اوکالیپتوس گونه سیتیودورا قابلیت هدایت الکتریکی بیشتری نسبت به خارج سایه‌انداز دارند. فلاح شجاعی (۱۳۸۴) در خاک زیر سایه‌انداز رویشگاه گونه‌های آکاسیا سالیسینا، سیانوفیلا، ویکتوریا و سالیگنا، قابلیت هدایت الکتریکی را ۰/۵۰ دسی زیمنس بر متر و در خاک خارج سایه‌انداز آنها ۰/۲۸ دسی زیمنس بر متر گزارش کرد.

مطابق جدول ۳ میانگین قابلیت هدایت الکتریکی در عمق های ۲۰-۰ و ۴۰-۲۰ سانتیمتری به ترتیب برابر با ۲/۰۶۱ و ۱/۶۱۰ دسی زیمنس بر متر است که از نظر آماری دارای تفاوت معنی‌داری هستند و با افزایش عمق سیر نزولی دارند. ژنگ و همکاران (۲۰۰۸) با مطالعه گیاه مرتعی شوره دریافتند که میزان قابلیت هدایت الکتریکی با افزایش عمق به طور چشمگیری کاهش می‌یابد. قابلیت هدایت الکتریکی خاک رویشگاه گونه‌های مورد مطالعه در سه منطقه آباده، سروستان و خنج به ترتیب ۱/۷۴۵، ۲/۶۵۲ و ۱/۱۰۸ دسی زیمنس بر متر می باشد که تفاوت معنی‌داری با هم دارند (جدول ۴).

منابع

۱- فلاح شجاعی، ج.، ۱۳۸۴. تاثیر برخی گونه‌های گیاه آکاسیا بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک-های دشت گربایگان شهرستان فسا، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.

2- Abule, E., G. N. Smith, and H. A. Snyman. 2005. The influence of woody plants and livestock grazing on grass species composition, yield and soil nutrients in the Middle Awash Valley of Ethiopia., J. Arid Environ. 60: 343- 358.

3- Balamurgan, J., K. Kumaraswamy and A. Rajarjan. 2000. Effects of Eucalyptus citriosdora on the physical and chemical properties of soil, J. Indian Soc. Soil Sci. 48: 491 – 495.

4- Banerjee, S. K., S. Nath and P. Banerjee. 1986. Characteristics of the soils under vegetations in the Tarai region of kurseong forest division, west Bsangal. J. Indian Soc. Soil Sci. 34: 343- 349.

5- Gallardo, A. 2003. Effects of tree canopy on the special distribution of soil nutrient in a mediterranean Dehesa, J. Pedobiol. 2: 117 – 125.

6- Jahanbin, R., E. Jahantab, A. Alirezanezhad, Z. Javdani, and M.R. Mirzaee. 2013. The effects of shurbs common myrtle (*Myrtus communis*) on soil chemical and physical characteristics of Basht area, J. Annals of Biological Research. 4(5):158-164.

7- Karimian, N., and K. Razmi. 1990. Influence of prennial plants on chemical properties of arid calcareous soil in Iran, Soil Sci. 150: 717- 721.

8- Nelson, D. W., and L. E. Sommers. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: D. L. Sparks et al., (eds). Methods of Soil Analysis. Part 3. 3rd ed. Soil Sci. Soc. Am., Am. Soc. Agron. Madison, WI. 961- 1010.

9- Rhoades, J. D. 1996. Salinity: Electrical conductivity and total dissolved salts. In: D. L. Sparks et al., (eds). Methods of Soil Analysis. Part 3. 3rd ed. Am. Soc. Agron. Madison, WI. 417- 436.

10- Zheng, J., M. He, X. Li, Y. Chen, X. Li, and L. Liu. 2008. Effects of *Salsola passerina* shrub patches on the microscale heterogeneity of soil in a montane grassland, china, J. Arid Environ. 72(3). 150- 161.

تعیین زمان مناسب الک‌کردن تر برای اندازه‌گیری پایداری ساختمانی خاک‌های سطحی استان اصفهان

اعظم یزدانی[۱]، محمدرضا مصدقی[۲]، حسین خادمی[۳] و فاطمه خیامیم[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه صنعتی اصفهان
۲- دانشیار علوم خاک دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- استاد علوم خاک دانشگاه صنعتی اصفهان
٤- دانشجوی دکتری علوم خاک دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

ساختمان خاک نقش کلیدی در کیفیت خاک در ارتباط با و زندگی جانداران داشته و هم‌چنین متعادل‌کننده محیط زیست می‌باشد. پایداری ساختمان خاک وابسته به پایداری واحدهای ساختمانی (خاکدانه‌ها) در خاک بوده و بر دامنه وسیعی از ویژگی‌های فیزیکی و فرآیندهای بیوشیمیایی در محیط‌های طبیعی و کشاورزی مؤثر می‌باشد (آن و همکاران، ۲۰۱۳). پایداری خاکدانه‌ها به فاکتورهای متعدد خاکی و محیطی از جمله مواد آلی، ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مانند بافت، اسیدیته و آهک بستگی دارد. روش‌ها و شاخص‌های متعددی برای ارزیابی پایداری خاکدانه‌ها وجود دارد که هر یک متناسب با شرایط خاک و محیط و هدف محقق متفاوت می‌باشند. بنابراین انتخاب مناسب‌ترین روش و اعمال اصلاحاتی در آن‌ها متناسب با شرایط خاک‌های مورد مطالعه از اهمیت بالایی برخوردار است (خزائی و همکاران، ۱۳۸۷).

یکی از روش‌های ارزیابی پایداری خاک، الک‌تر بوده که یک روش آزمایشگاهی ساده و قابل اجرا می‌باشد (تایوت و همکاران، ۲۰۱۳). البته همین روش ساده قابل اجرا با تغییر زمان و شدت نوسانات نتایج متفاوتی را در پی خواهد داشت. پژوهش‌گران مختلف از زمان و شدت‌های الک‌کردن متفاوتی استفاده کرده‌اند. معمولاً هر چه پایداری خاکدانه‌ها بیش‌تر باشد، با زمان‌های الک‌کردن طولانی‌تر می‌توان نتایج مناسب و ایده‌آلی بدست آورد. بهشتی و همکاران (۲۰۱۲) برای خاکدانه‌های پایدار با قطر ۶- ۸ میلی‌متر در شمال ایران (شهرستان‌های پاراسر در استان گیلان و گرگان در استان گلستان) از زمان ۱۵ دقیقه استفاده کردند. خاک‌های اکسی‌سول از جمله پایدارترین خاک‌ها در جهان می‌باشند که خاکدانه‌های پایدار و بزرگی دارند. در مطالعه‌ای خاکدانه‌های ۸- ۱۹ میلی‌متری خاک‌های اکسی‌سول برزیل در زمان ۱۵ دقیقه توسط تایوت و همکاران (۲۰۱۳) مورد آزمایش قرار گرفتند. در مقابل خاکدانه‌های با پایداری کم‌تر با زمان‌های کوتاه الک‌کردن تفکیک شده و نتایج بهتری به دست می‌آید. خزائی و همکاران (۱۳۸۷) از سه زمان الک‌کردن ۵، ۱۰ و ۱۵ دقیقه استفاده کرده و با توجه به نتایج خود مبنی بر امکان تمایز پایداری ساختمانی خاک‌های مختلف، زمان الک‌کردن ۵ دقیقه را برای خاک‌های استان همدان پیشنهاد کردند. محمدی و متقیان (۲۰۱۱) در ۶۵ کیلومتری جنوب شهرکرد با زمان ۳ دقیقه الک‌کردن با سه سری الک با قطرهای ۲، ۱ و ۰/۰۵ میلی‌متری توانستند نتایج مناسبی بدست آوردند. آن و همکاران (۲۰۱۳) برای اراضی لسی چین از الک‌های ۵، ۲، ۱، ۰/۵ و ۰/۲۵ میلی‌متری، زمان الک‌کردن ۳ دقیقه با سرعت ۳۷ دور بر دقیقه و ۴ سانتی‌متر نوسان استفاده کردند.

مطالعاتی که در زمینه تعیین زمان مناسب برای الک‌کردن در خاک‌های مختلف کشورمان صورت گرفته باشد، اندک می‌باشند. بنابراین این پژوهش با هدف تعیین زمان مناسب الک‌کردن تر برای اندازه‌گیری پایداری ساختمانی خاک‌های سطحی استان اصفهان (ایران مرکزی) انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

استان اصفهان با وسعت ۱۰۷۰۴۵ کیلومتر مربع از لحاظ طبیعی و انسانی در شمار یکی از مهم‌ترین مناطق جغرافیایی کشور می‌باشد. میانگین ارتفاع از ۵۰۰ متر تا ۲۵۰۰ متر از شرق به غرب متغیر بوده و میانگین ارتفاع کل استان ۱۶۰۰ متر از سطح دریا گزارش شده است. مطابق با تغییرات ارتفاعی تغییرات دمایی و بارندگی نیز به ترتیب بین ۴ درجه سانتی‌گراد با ۶۰۰–۱۰۰۰ میلی‌متر در غرب تا ۲۲ درجه سانتی‌گراد با ۶۰ میلی‌متر در شرق و شمال شرق متغیر می‌باشد. پس از بررسی‌های مقدماتی ۱۵ نقطه در استان اصفهان انتخاب و مورد آزمایش قرار گرفت. نمونه‌برداری از لایه سطحی (۰–۲۰ سانتی‌متر) خاک با کم‌ترین بهم‌خوردگی خاکدانه‌ها، بصورت مرکب و تصادفی انجام گرفت. نمونه‌های خاک از الک ۴ میلی‌متری عبور داده شده، برای اندازه‌گیری پایداری ساختمان خاک از روش الک تر (شامل سری الک ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱ و ۰/۰۵ میلی‌متر) و سه زمان الک‌کردن ۲، ۵ و ۱۰ دقیقه استفاده شد. نمونه‌های خاک پیش از انجام آزمایش، به شیوه آهسته مرطوب شدند. پس از جمع‌آوری خاکدانه‌های پایدار در آب و خشک‌کردن آن‌ها، توزین و تصحیح شن انجام شد. در نهایت به کمک فرمول زیر میانگین وزنی قطر (MWD) خاکدانه‌ها محاسبه شد:

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} Wi.\overline{X}i \qquad [۱]$$

که در این معادله n تعداد دامنه‌های اندازه خاکدانه‌ها (در اینجا ۶)، $\overline{X}_i$ میانگین قطر خاکدانه‌های (میلی‌متر) روی هر الک، W_i نسبت وزنی خاکدانه‌های روی هر الک (i) به وزن خشک کل خاکدانه‌های خاک می‌باشند (بهشتی و همکاران، ۲۰۱۲).

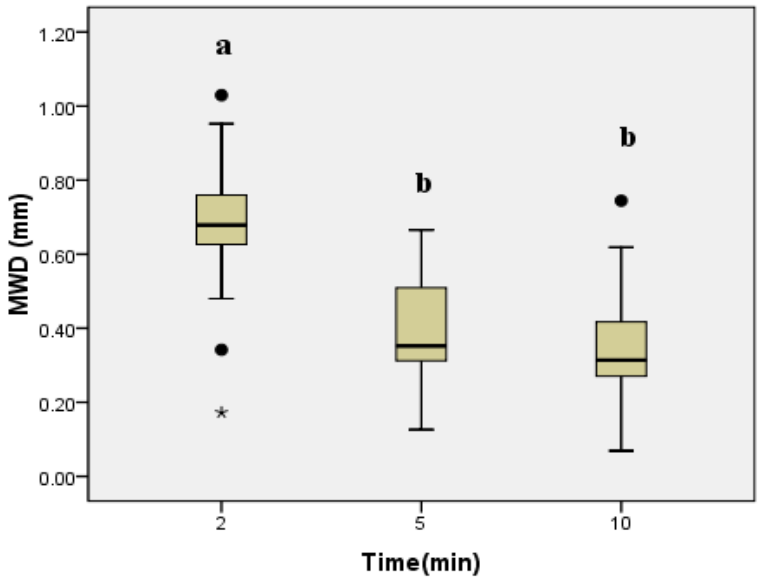
نتایج و بحث

جدول ۱ میانگین مقادیر MWDهای بدست‌آمده در سه زمان الک‌کردن را نشان می‌دهد. مقادیر کم میانگین MWD بیان‌گر ناپایداری ساختمانی خاک‌های استان اصفهان که در مناطق خشک و نیمه‌خشک واقع شده است می‌باشد.

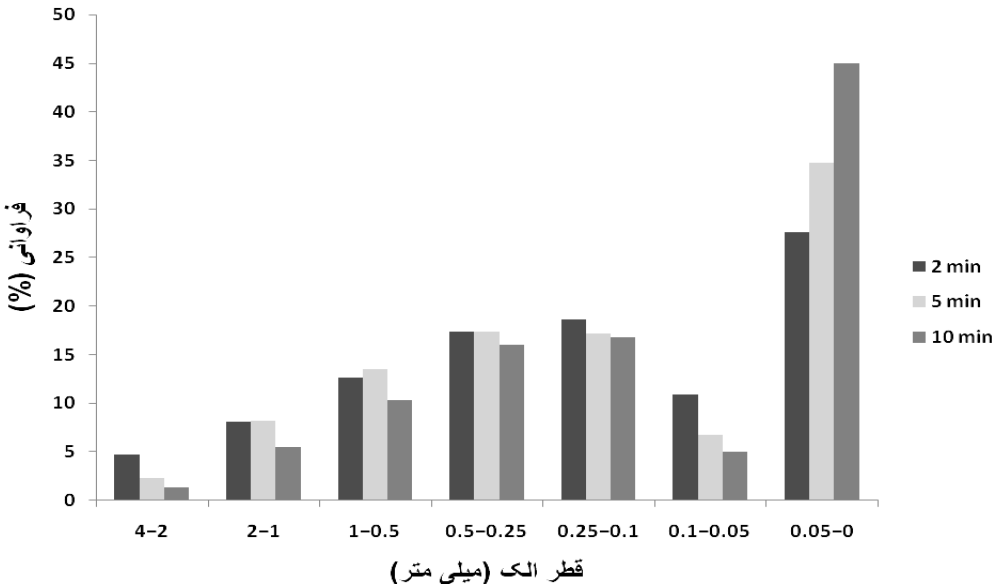
جدول ۱- آماره‌های توصیفی MWD (میلی‌متر) در سه زمان الک‌کردن

زمان (دقیقه)	میانگین	حداکثر	حداقل	چولگی	کشیدگی
۲	۰/۶۷	۱/۰۳	۰/۱۷	−۰/۵۹	۰/۸۷
۵	۰/۴۰	۰/۶۷	۰/۱۳	۰/۲۳	−۰/۶۳
۱۰	۰/۳۶	۰/۷۴	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۴۸

دامنه تغییرات مقادیر MWD در زمان‌های ۲، ۵ و ۱۰ دقیقه به ترتیب ۰/۸۷، ۰/۵۴ و ۰/۶۷ میلی‌متر می‌باشد. مشاهده می‌شود که با افزایش زمان تکان‌دادن الک‌ها در آب، مقادیر MWD بصورت معنی‌داری کاهش می‌یابد (جدول ۱ و شکل ۱). دلیل این امر را می‌توان به افزایش تخریب خاکدانه‌ها (افزایش ذرات عبوری از الک ۰/۰۵ میلی‌متر) با افزایش انرژی وارده نسبت داد. بر اساس میانگین درصد خاکدانه‌های پایدار در آب (شکل ۲) نیز دیده می‌شود که با افزایش زمان الک‌کردن نیروی واردشده به خاکدانه‌ها بیش‌تر شده و منجر به تخریب و کاهش فراوانی خاکدانه‌های درشت شده است. این درحالی است که خاکدانه‌های ریز (کوچک‌تر از ۰/۰۵ میلی‌متر) و هم‌چنین خاکدانه‌های ناپایدار با افزایش زمان الک‌کردن، افزایش می‌یابند. خزائی و همکاران (۱۳۸۷) نیز در خاک‌های همدان با افزایش زمان الک‌کردن کاهش مقادیر MWD را گزارش کردند. بیش‌ترین دامنه تغییرات MWD در زمان الک‌کردن ۲ دقیقه به دست آمده است (شکل ۱) که نشان از امکان تفکیک بهتر پایداری ساختمانی خاک‌های مورد بررسی در این زمان دارد.



شکل ۱- مقایسه میانگین مقادیر MWD خاک‌های مورد بررسی در زمان‌های مختلف الک‌کردن



شکل ۲- اثر زمان الک‌کردن بر میانگین درصد فراوانی خاکدانه‌ها در خاک‌های مورد بررسی

بطور کلی می‌توان نتیجه گرفت که خاک‌های سطحی استان اصفهان که در منطقه خشک و نیمه‌خشک واقع شده است، دارای ماده آلی کم و خاکدانه‌های ضعیف سطحی بوده که به راحتی تخریب می‌گردند. به عبارت دیگر نمونه‌های خاک مورد مطالعه ناپایدار بوده و عمدتاً این خاکدانه‌ها از نوع خاکدانه‌های ریز می‌باشند. حاج-عباسی و همت (۲۰۰۰) نیز مقادیر MWD کم‌تر از یک میلی‌متر را برای یک خاک در این منطقه گزارش کردند. بنابراین در مناطق خشک و نیمه‌خشک ایران مرکزی پیشنهاد می‌شود که برای بدست آوردن نتایج مناسب و قابل قبول در روش الک تر برای ارزیابی پایداری ساختمان خاک از زمان‌های کوتاه الک‌کردن (۲ دقیقه) استفاده شود. البته برای بدست آوردن همبستگی و بررسی اثر عوامل اتصال دهنده خاکدانه‌ها، باید از زمان‌های بیشتری (اعمال نیروی بیشتر) استفاده کرد که بتوان همبستگی‌های بالاتر و نتایج بهتری بدست آورد.

منابع

۱- استانداری اصفهان. ۱۳۹۱. http://www.ostan-es.ir.

۲- خزائی، ع.، مصدقی، م. ر. و محبوبی ع.ا. ۱۳۸۷. ارزیابی پایداری ساختمان در ۲۱ سری از خاک‌های استان همدان به روش الک‌تر و رابطه آن با برخی ویژگی‌های ذاتی خاک. پژوهش کشاورزی: آب، خاک و گیاه در کشاورزی. ۸ (۱): ۱۷۱ – ۱۸۱.

3- An S-S, Darboux F and Cheng M. 2013. Revegetation as an efficient means of increasing soil aggregate stability on the Loess Platesu (China). Geoderma 209/210: 75–85.

4- Beheshti A, Raiesi F and Golchin A. 2012. Soil properties, C fraction and their dynamics in land use conversion from native forests to croplands in northern Iran. Agric. Ecosys. Environ148: 121–133.

5- Hajabbasi MA and Hemmat A. 2000. Tillage impacts on aggregate stability and crop productivity in a clay–loam soil in central Iran. Soil Till. Res. 56: 205–212

6- Mohammadi J and Motaghian MH. 2011. Spatial prediction of soil aggregate stability and aggregate–associated organic carbon content at the catchment scale using geostatistical techniques. Pedosphere 21(3): 389–399.

7- Tivet F, Moraes Sa JCD, Lal R, Briedis C, Broszowskei PR, Santos JBD, Farias A, Eurich G, Hartman DDC. Jinior MN, Bouzinac S and Seguy Lucien. 2013. Aggregate C depletion by plowing and its restoration by diverse biomass–C inputs under no–till in sub–tropical and tropical regions of Brazil. Soil Till. Res. 126: 203–218.

تغییرپذیری برخی از خصوصیات شیمیایی و فیزیکی خاک در مقیاس زمین نما در اراضی مرتعی

الهام یخچالی[۱]، احمد جلالیان [۲]، عبدالمحمد محنت‌کش[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشدگروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان اصفهان.
۲- استادگروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان اصفهان.
۳- عضو هیات علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی استان چهارمحال و بختیاری.

مقدمه

با توجه به اهمیت خاک در تأمین غذای جمعیت رو به رشد جهان، شناخت کلیه خصوصیات خاک اعم از مورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی و مینرالوژیکی ضروری است. عملیات زراعی باعث تجزیه ماده آلی، گسیخته شدن خاکدانه‌ها، متراکم شدن خاک شده و همچنین سبک بودن بافت خاک در کاربری زراعی سبب شد که وزن مخصوص خاک به طور معنی‌داری نسبت به کاربری‌های دیگر افزایش یابد (شمسی محمودآبادی،۱۳۸۹).این پژوهش به منظور بررسی دقیق میزان تغییرپذیری برخی از خصوصیات شیمیایی و فیزیکی خاک در مقیاس زمین‌نما در اراضی مرتعی حیدرآباد انجام شد.

مواد و روش ها

منطقه مورد مطالعه در روستای حیدر آباد، ۵ کیلومتری امام قیس شهرستان بروجن واقع در استان چهارمحال و بختیاری قرار گرفته است.به منظوربررسی اثر موقعیت زمین نما و تغییر کاربری اراضی در منطقه موردمطالعه یک تپه دارای دو کاربری دیم و مرتع انتخاب گردید به طوری که از نظر مواد مادری، جهت شیب، میزان و درجه شیب و ارتفاع یکسان بوده. در هر کاربری و در هر موقعیت شیب خاکرخی حفر و تشریح گردید. به منظور تعیین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک نمونه‌هایی از خاک کلیه افق‌ها و بدون تکرار تهیه شد، خاک‌ها پس از هوا خشک‌کردن،کوبیده و از الک دو میلی متر عبورداده شده.با توجه به عدم وجود تکرار برای نمونه‌های خاک، برای مقایسه میانگین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در دو کاربری جنگل و دیم از مقایسه میانگین وزنی استفاده‌شد. و تجزیه‌های زیر روی نمونه‌ها انجام گرفت:

الف) اندازه‌گیری واکنش خاک در گل اشباع با استفاده از pH متر مدل۶۹۱ متروم[۱] (پیچ و همکاران[۲]، ۱۹۸۶). ب) اندازه‌گیری هدایت‌الکتریکی عصاره گل‌اشباع خاک با استفاده از EC متر مدل۴۰۲۰ جنوی[۳]

ج) اندازه‌گیری ظرفیت تبادل‌کاتیونی به روش استات سدیم نرمال با اسیدیته برابر ۸/۵ و استات آمونیوم نرمال با اسیدیته ۷ (علی احیایی و بهبهانی زاده، ۱۳۷۲) . د) اندازه‌گیری میزان آهک با روش خنثی‌سازی آهک با اسید و تیتراسیون اسید اضافی با باز (آلیسون[۴]، ۱۹۶۵). و) تعیین بافت خاک به روش هیدرومتری(جی و بادر[۵]، ۱۹۶۰).

1-Metrohm
2- Page et al
3-Jenwey
4-Allison

نتایج و بحث

پارامترهای فیزیکی خاک

بافت خاک: مقایسه میانگین وزنی (جدول ۱) درصد رس در دو کاربری نشان دهنده‌ی بالا بودن درصد رس و سیلت خاک در کاربری دیم نسبت به مرتع می‌باشد و در مورد شن این روند بالعکس می‌باشد. دلیل بالا بودن رس وجود مواد آلی بیشتر در کاربری مرتع و ذخیره آب می‌باشد. با توجه به اینکه بخش سیلت خاک بیشتر از دو بخش رس و شن در معرض فرسایش قرار می‌گیرد، نتایج این تحقیق نشان داد که تغییر کاربری از مرتع به دیم خاک را بیشتر در معرض فرسایش قرار می‌دهد.

پارامترهای شیمیایی خاک

الف) اسیدیته خاک: مقایسه میانگین وزنی(جدول ۱) میزان واکنش خاک در کاربری دیم نسبت به کاربری مرتع تفاوت معنی‌داری را نشان نداد. که دلیل آن را می توان به زیر و رو شدن خاک در اثر عملیات خاک‌ورزی و بالا آمدن مواد به سطح در کاربری زراعی نسبت داد. خرمالی و شمسی، ۱۳۸۸

ب) هدایت الکتریکی: مقایسه میانگین وزنی(جدول ۱) هدایت الکتریکی خاک در دو کاربری دیم و مرتع حاکی از بالا بودن میزان هدایت الکتریکی خاک در کاربری دیم نسبت به کاربری مرتع می‌باشد.

ج) ظرفیت تبادل کاتیونی: مقایسه میانگین وزنی(جدول ۱) ظرفیت تبادل کاتیونی خاک نشان داد که ظرفیت تبادل کاتیونی خاک در کاربری دیم بیشتر از کاربری مرتع می‌باشد.(شمسی محمود آبادی و همکاران، ۱۳۸۹) نشان دادند ظرفیت تبادل کاتیونی و پایداری خاکدانه‌ها در اراضی تحت کشت به دلیل کاهش مواد آلی دراثر اجرای عملیات زراعی شدید به میزان قابل توجهی کاهش یافته است .

د) آهک خاک: مقایسه میانگین وزنی(جدول ۱) آهک در دو کاربری دیم و مرتع و در موقعیت‌های مختلف شیب نشان دهنده‌ی بالا بودن میزان آهک در کاربری دیم نسبت به کاربری مرتع می‌باشد.(فانینگ وهمکاران، ۱۹۸۹) نیز در مطالعات خود دریافتند که در خاک‌های با زهکشی ضعیف، کربنات‌ها در انتهای ناحیه نفوذ آب باران تجمع یافته در حالی که در خاک‌های با زهکشی خوب در مناطق نیمه مرطوب تا خشک و مواد مادری آهکی، آهک در افق های زیرین تجمع یافته است.

کاربری	موقعیت شیب	pH	Clay%	Silt%	Sand%	CEC Cmol(+).kg^{-}	EC ds/m	T.N.V%
دیم	قله شیب	7.96	24.5	36.25	39.25	23.05	0.832	48.5
	شانه شیب	8.015	24.83	43	32.16	23.4	0.85	48.6
	شیب پشتی	8.008	16.4	36.8	46.8	16.02	0.88	48.8
	پای شیب	7.95	19.75	45.5	34.75	20.7	1.005	48.87
	انتهای شیب	7.85	37	36.2	26.8	31.4	0.863	40.9
	میانگین	7.95	24.49	39.55	42.21	22.91	0.88	47.13
مرتع	قله شیب	7.95	10.33	32.66	57	12.1	0.862	46
	شانه شیب	7.88	17.2	42	40.8	17.58	0.786	44.4
	شیب پشتی	7.89	19.25	40.75	40	19.9	0.763	42
	پای شیب	8.08	17.75	38	44.25	17.37	0.879	47.87
	انتهای شیب	7.9	28.5	42.5	29	26.025	0.836	37.5
	میانگین	7.94	18.60	39.18	35.95	18.52	0.82	43.55

جدول ۱: مقایسه میانگین وزنی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در کاربری دیم و مرتع

نتیجه‌گیری

مقایسه میانگین نتایج (جدول ۱) در هر دو کاربری دیم ومرتع نشان‌داد که مقدار درصد شن در کاربری مرتع بیشتر از کاربری دیم می‌باشد همچنین درصد آهک، درصد رس و ظرفیت تبادل کاتیونی در کاربری دیم بیشتر از کاربری مرتع می‌باشد. نتایج این پژوهش نشان داد که توپوگرافی و تغییر کاربری اراضی از مرتع به دیم تاثیر شدیدی بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی دارد. لیکن اعمال روش‌های مدیریتی به روش سنتی در موقعیت‌های مختلف شیب در منطقه عملی نیست. تغییر کاربری زمین‌های مرتعی به زمین‌های کشاورزی، چیزی جز کاهش مواد آلی خاک و افزایش تراکم خاک در اثر برخورد مستقیم قطرات باران با سطح خاک، و در نتیجه فرسایش و تخریب خاک نیست پس توصیه می‌شود از تبدیل مراتع به زمین‌های کشاورزی خودداری کنید. استفاده از منابع اراضی بایستی با کلیه پدیده‌ها و قوانین طبیعی ماندگاری آن‌ها هم‌خوانی داشته باشد.

منابع

ابطحی، ع و صلحی م.،۱۳۷۱. تاثیر پستی و بلندی و زمان در تشکیل خاک با مواد مادری خیلی آهکی در تحت شرایط نیمه خشک منطقه باجگاه. گزیده مقالات ارائه شده در سومین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه تهران، کرج.

بهشتی آل آقا، ع. و رئیسی، ا و گلچین ا .، ۱۳۹۰. تاثیر تغییر کاربری اراضی از مرتع به زمین زراعی برشاخصهای میکرو بیولوژیکی و شیمیایی خاک. مجله آب وخاک، شماره ۳.

خرمالی، ف. و شمسی س.، ۱۳۸۸. مطالعه کیفیت و میکرومورفولوژی تحول خاک در کاربریهای مختلف در اراضی شیب دارلسی شرق استان گلستان. مطالعه موردی حوزه قپان. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی، صفحه‌های ۱ تا ۱۳.

شمسی محمود آبادی، س و خرمالی، ف و قربانی نصرآبادی، ر و پهلوانی م ه.، ۱۳۸۹. تاثیر نوع کاربری بر شاخص های کیفیت خاک در اراضی لسی منطقه آق سو استان گلستان. مجله پژوهش های حفاظت آب و خاک جلد ۱۷، شماره ۴.

علی احیایی، م و بهبهانی‌زاده ع ا.، ۱۳۷۲. شرح روش‌های تجزیه و شیمیایی خاک. موسسه تحقیقات خاک و آب، نشریه فنی شماره ۸۹۳.

Allison LE and Moodie CD, 1965. Method of soil analysis Part II .carbonates C.A.Black D.D Evans L.E Ensminger J.L and Clark F.C. American Society of Agronamywiscansin USA, 1379-1396.

Boehm MM and Anderson DW, 1997.A landscape-scale study of soil quality in three prairie farming systems. Soil Sci. J. 61:1147-1159.

Doran JW and Sarrantonio M A , 1996. Soil Health and Sustainability. In: Spark, D. L. (Ed.), Advances in Agronomy, Vol., 56, Academic Press, San Diego, CA. Pp.1-54.

Engeman R and Leroy P, 1995. Populatio and sustainable food production.Committee for the Natinal Institute for Enviorment , Journal of Washington, DC.

Fanning DS, Keramidas VZ and Desoky MA, 1989. Micas. Pp. 51-634. In Dixon J.B, Weed S.B. Minerals in soil environment (2nd) SSSA.Book series. Madison WI, 1244p.

Gee GW and Bauder JW, 1986. Particle size analysis, *In*: A. Klute. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1, Am. Soc. Agron, Madison, WI, Pp. 383-411.
Gregorich EG, Carter M R, Angers DA, Monreal CM and Ellert BH, 1994. Towards a Minimum data set quality .Pp.81-114.In: E.G. Gregorich and M. R. Carter(Eds) , Soil Quality for crop production and Ecosystem Health . Elsevier science, Amsterdam, The Nether Lands
Khormali F, Ajami M, Ayoubi S, Srinivasarao Ch and Wani SP, 2009. Role of deforestation and hill slope position on soil quality attributes of loess-derived soil in Golestan province, Iran. Agriculture, Ecosystem and Environment, 134:178-189.
Page AL, 1992. Methods of Soil Analysis.ASA and SSSA Pub., Madison, WIpierson FB, Mull Dj, 1990. Aggregate stability in the Palo use region of Washington Effect of landscape position. Soil Science society of America Journal, 54:1407-1420

برسی و مقایسه برخی ویژگی های فیزیکی و شیمیایی خاک در زیر و خارج سایه انداز درخت بلوط (مطالعه موردی: منطقه کازرون در استان فارس)

زهرا اسدی[1]، دکترجعفریثربی[2]، دکتر عبدالمجیدثامنی[2]، امیرحسین اسدی[3]
۱- کارشناس ارشدعلوم خاک
۲- استادبخش علوم خاک دانشگاه شیراز
۳- دانشجوی کارشناس ارشد آبیاری زهکشی دانشگاه آزاد واحد مرودشت

مقدمه

در این تحقیق هدف اصلی بررسی تاثیر پوشش گیاهی درخت بلوط بر روی برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک ارزیابی شده است. از آنجا که بیشتر خصوصیلت فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک تحت تاثیر عواملی مانند گیاهان، انسان ها، حیوانات، میکرو اورگانیسم ها، اقلیم و شرایط توپوگرافی قرار میگیرند و دچار تغییر می شوند. وضعیت خاک را می توان با بررسی تغییر خصوصیات آن، که ممکن است ناشی از تاثیر متقابل خصوصیات خاک و عوامل محیطی باشد تشخیص داد.(شاهویی،۱۳۸۵). محمدی سمانی و همکاران (۱۳۸۵) نشان دادند که درختان مختلف موجود در جنگل های زاگرس در منطقه مریوان عامل تغییر بسیاری از خصوصیات خاک، به ویژه خصوصیات تغذیه ای آنها هستند.بر این اساس مقدار مواد آلی خاک، نیتروژن کل، فسفر قابل جذب، ظرفیت تبادل کاتیونی، کلسیم قابل تبادل و پتاسیم در تیپ های مختلف تفاوت های معنی داری از خود نشان داد. دلگرن و سینگر (1991) با مقایسه رویشگاه های دارای درختان بلوط و بدون درختان بلوط اظهار داشتند که در رویشگاهای دارای بلوط مقدار کلسیم، منیزیم، پتاسیم، افزایش و مقدار سدیم کاهش می یابد. و میزان PH محلول خاک در زیر تاج پوشش درختان بلوط نسبت به مراتع مجاور ۰,۵ تا ۱ واحد بیشتر است.

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه موسوم به کوه بره در ۴۵ کیلومتری شمال شهرستان کازرون فارس واقع شده است که به طور عمده تحت پوشش درختان بلوط قرار دارد. این تحقیق در یک طرح فاکتوریل ۲×۲ (دو عمق و دو فاصله) و در طرح بلوک کامل تصادفی در سه تکرار انجام گردید. گونه مورد بررسی عبارتند از بلوط ایرانی *(Fagaceae) Quercus brantii Lindl.* می‌باشد. در محل هر نمونه گیاهی، یک نیمرخ در سایه‌انداز و یک نیمرخ در خارج سایه‌انداز حفر شد (مجموعاً ۶ نمونه). از هر نیمرخ از دو عمق صفر تا۲۰ و۲۰ تا ۴۰ سانتی‌متری نمونه‌برداری خاک صورت گرفت. برای اینکه هر نمونه خاک به صورت یک نمونه ترکیبی باشد، برای هر عمق از هر چهار جهت نیمرخ، نمونه برداری شده و با هم مخلوط گردید. نمونه‌های خاک جمع‌آوری شده بعد از خشک شدن و عبور از الک ۲ میلیمتری، مورد آزمایش قرار گرفته و برخی ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی آنها تعیین شد. (میزان ماده آلی (OM) با کاربرد روش اکسایش مرطوب(نلسون و همکاران، ۱۹۹۶)، درصد رس و سیلت خاک به روش هیدرومتر (جی، و همکاران ۱۹۸۶)، قابلیت هدایت الکتریکی (EC) در عصاره اشباع و غلظت آهن، منگنز، مس و روی با DTPA (لیندزی و همکاران ۱۹۷۸). داده‌های بدست آمده از خصوصیات فیزیکی و

شیمیایی خاک با استفاده از نرم‌افزار EXCEL و SAS مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و با استفاده از آزمون LSD مقایسه میانگین‌ها انجام گرفت.

نتایج و بحث

نتایج حاصل از اندازه گیری خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک نشان داد که درخت بلوط اثرات مثبتی بر روی خاک زیر سایه انداز دارد. مطابق جدول ۱ که میانگین Ec و pH در منطقه مورد مطالعه به ترتیب ۰/۴۱ دسی زیمنس بر متر و۷/۴۹ می باشد. و اگرچه میزان شوری در زیر سایه انداز نسبت به خارج سایه اندازافزایش یافته ولی از نظر آماری معنی دار نمی باشد. همچنین میزان پ هاش در زیر سایه انداز کاهش یافته که این کاهش از لحاظ آماری معنی دار نمی باشد.

جدول ۱- تاثیر گیاه بلوط بر قابلیت هدایت الکتریکی و پ‌هاش خاک رویشگاه آن

	قابلیت هدایت الکتریکی (دسی زیمنس بر متر)			پ هاش		
عمق(cm)	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین
۰-۲۰	۰/۴۸۶ a*	۰/۴۲ ab	**۰/۴۵۳ A**	۷/۳۶ b	۷/۵۹ a	**۷/۴۸ A**
۲۰-۴۰	۰/۳۷۵ b	۰/۳۹۳ b	**۰/۳۸۴ B**	۷/۴۹ a	۷/۵۵۲ a	**۷/۵ A**
میانگین	**۰/۴۳ A**	**۰/۴۱ A**	۰/۴۱	**۷/۴۲ A**	**۷/۵۵ A**	۷/۴۹

مطابق جدول ۲ در این منطقه مشاهده شد به طور میانگین میزان ماده آلی در این منطقه ۴/۶۱ درصد مشاهده گردید که در زیر سایه انداز به طور معنی داری بیشتر از خارج سایه انداز بوده و همچنین ماده آلی با افزایش عمق کاهش یافته که از لحاظ آماری نیز معنی دار می باشد. از لحاظ آماری اختلاف کربنات کلسیم معادل بین دو ناحیه و دو عمق مورد مطالعه معنی دار نمی باشد.

جدول ۲- تاثیر گیاه بلوط بر ماده آلی و کربنات کلسیم معادل خاک رویشگاه آن

	ماده آلی (درصد)			کربنات کلسیم معادل(درصد)		
عمق(cm)	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین
۰-۲۰	۷/۱۰۴ a*	۳/۰۸ c	**۵/۰۹ A**	۳۵/۴۹ a	۳۶/۹۵ a	**۳۶/۸۲ A**
۲۰-۴۰	۵/۲۷ b	۲/۹۸ c	**۴/۱۲ B**	۳۵/۵۲ a	۴۸/۸ a	**۳۶/۴۴ A**
میانگین	**۶/۱۹ A**	**۳/۰۳ B**	۴/۶۱	**۳۵/۵ A**	**۳۷/۱۵ A**	۳۶/۶۳

باتوجه به جدول ۳ باوجودی که بافت خاک در زیر سایه انداز ریزتر شده اما این تفاوت معنی دار نمی باشد.اما همانگونه که مشاهده می شود میزان رس در عمق ۰-۲۰ به طور معنی داری بیشتر بود است.

جدول ۳- تاثیر گیاه بلوط بر درصد سیلت و رس خاک رویشگاه آن

عمق(cm)	سیلت (درصد)			رس(درصد)		
	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین
۰-۲۰	۲۷/۶۳ a*	۲۶/۸۱ a	**۲۷/۲۲ A**	۳۶/۸۸ b	۳۴/۴ c	**۳۵/۶۴ B**
۲۰-۴۰	۲۶/۴۸ a	۲۸/۱۵ a	**۲۷/۳۱ A**	۴۲/۷۴ a	۴۱/۸۸ a	**۴۲/۳۱ A**
میانگین	**۲۷/۰۵ A**	**۲۷/۴۸ A**	۲۷/۲۶	**۳۹/۸۰ A**	**۳۸/۱۴ A**	۳۸/۹۷

جدول ۴ نشان می دهد که مس و روی قابل استفاده گیاه در زیر سایه انداز به ترتیب حدود ۵۹ و ۶۰ درصد به طور معنی داری بیشتر از خارج آن بوده است. بین دو عمق مورد مطالعه تفاوت معنی داری مشاهده نشده است.

جدول ٤- تاثیر گیاه بلوط بر میانگین غلظت مس و روی خاک رویشگاه آن

عمق(cm)	مس میلی‌گرم بر کیلوگرم			روی میلی‌گرم بر کیلوگرم		
	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین
۰-۲۰	۱/۲۱ a*	۰/۸۹ bc	**۱/۰۵ A**	۳/۰۸ a	۱/۹۸ b	**۲/۵۳ A**
۲۰-۴۰	۱/۰۲ ab	۰/۶۹ c	**۰/۸۶ A**	۲/۱۴ ab	۱/۴۹ b	**۱/۸۲ A**
میانگین	**۱/۱۲ A**	**۰/۷۹ B**	۰/۹۶	**۲/۶۱ A**	**۱/۷۳ B**	۲/۱۸

مطابق جدول ۵ غلظت آهن در زیر و خارج سایه انداز تفاوت معنی دار نداشته است. ولی در عمق ۰ تا ۲۰ حدود ۵۷ درصد بیشتر از عمق ۲۰ تا ۴۰ می باشد و که از لحاظ آماری معنی دار می باشد.غلظت منگنز با فاصله گرفتن از درخت به صورت معنی داری کاهش یافته است. اما بین دو عمق مطالعه تفاوت آماری مشاهده نشده است.

جدول ۵- تاثیر گیاه بلوط بر میانگین غلظت آهن و منگنز خاک رویشگاه آن

عمق(cm)	آهن میلی‌گرم بر کیلوگرم			منگنزمیلی‌گرم بر کیلوگرم		
	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین	زیرسایه‌انداز	خارج‌سایه‌انداز	میانگین
۰-۲۰	۵/۹۴ a*	۵/۱۱ ab	**۵/۵ A**	۱۴/۳۸ a	۱۲/۱۶ bc	**۱۳/۳ A**
۲۰-۴۰	۴/۰۹ bc	۴/۰۴ c	**۴/۰۷ B**	۱۳/۱۶ ab	۱۱/۵۸ c	**۱۲/۳۷ A**
میانگین	**۵/۰۱ A**	**۴/۶ A**	۴/۷۹	**۱۳/۷۷ A**	**۱۱/۸۶ B**	۱۲/۸۴

* اعدادی که در هر ستون یا ردیف دارای حرف آماری کوچک یا بزرگ مشترک هستند از لحاظ آماری در سطح ۵ درصد با آزمون LSD اختلاف معنی‌داری ندارند

نتایج حاصل از این تحقیق نشان داد که درخت بلوط تفاوت معنی داری را در خصوصیات خاک منطقه مورد مطالعه ایجاد نموده است و افزایش ماده آلی، عناصر ریزمغزی مثل آهن و منگنز در زیر سایه انداز به دلیل وجود لاشبرگ بیشتر در خاک آن است. که تجزیه آنها توسط میکرو اورگانیسم ها منجر به افزایش ماده آلی و نیز عناصر مذکور و به دنبال آن حاصلخیزی بیشتر خاک، تکامل خاک منطقه و بهبود ساختار آن شده است. از آنجا که وجود پوشش گیاهی درخت بلوط باعث افزایش رس و سیلت و عناصر شده حساسیت پذیری خاک نسبت به فرسایش بادی کمتر خواهد شد.

منابع

۱- شاهویی، سید صابر(مترجم)، ۱۳۸۵. سرشت و خصوصیات خاک، چاپ اول، انتشارات دانشگاه کردستان، ۸۸۰ ص.

۲- محمدی سمانی، کیومرث، حمید جلیلوند، علی صالحی، مینا شهابی و ایوب گلیج، ۱۳۸۵. بررسی رابطه برخی از خصوصیات شیمیایی خاک با چند تیپ درختی جنگل های زاگرس (مطالعه موردی مریوان)، مجله تحقیقات جنگل و صنوبر ایران. ۱۴: ۱۴۸-۱۵۸.

3- Dahlgren. R. and M.J. Singer, 1991. Nutrient cycling in managed and unmanaged Oak woodland grass ecosystems, Symposium on Oak Woodlands and Hardwood Rangeland Management. Gen. Tech. Rpt. PSW-126. USDA Forest Service Pacific Southwest Research Station, Albany, CA.

4- Gee, G. W., and J. W. Bauder. 1986. Partical-size analysis. P. 383-411. In: A. Klute et al., (eds). Methods of Soil Analysis. 2 nd Ed. Part 1. Am. Soc. Agron. Madison, WI,.

5- Lindsay, W. L., and W. A. Norvell. . 1978. Development of a DTPA test for zinc, iron, manganese and copper, . vol. 42, Soil Science. Soc. Am. J, pp. 421-428.

6- Nelson, D. W., and L. E. Sommers. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. P. 961- 1010. In D. L. Sparks et al., (eds). Methods of Soil Analysis. Part III. 3rd Ed. Soil Science. Soc. Am, Am. Soc. Agron., Madison, WI.

بررسی مکانیسم تعلیق در حمل ذرات ناشی از فرسایش بادی

سمیرا زمانی[1]، مجید محمودآبادی[2]
۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان

مقدمه

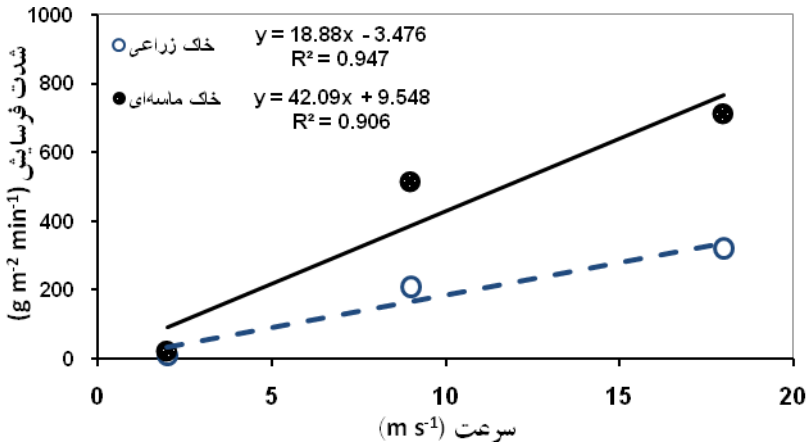
ایران به عنوان یکی از کشورهای جنوب غرب آسیا، از منابع مهم گرد و غبار محسوب می‌شود. طبق آخرین آمار ۱۱/۹ درصد از سطح کشور ایران متأثر از فرسایش بادی می‌باشد (ملکی و همکاران، ۱۳۸۹). در حقیقت حاکمیت اقلیم خشک و نیمه‌خشک، فقدان پوشش گیاهی، کاهش مواد آلی، تخریب ساختمان خاک در اثر مدیریت نادرست و بلاخره حضور فعال باد از عوامل اصلی پیدایش این شکل از فرسایش خاک می‌باشد (Hagen و همکاران، ۲۰۱۰؛ Liu و همکاران ۲۰۰۷؛ Zhang و همکاران، ۲۰۰۴). این فرسایش با خارج کردن ذرات ریز رس و سیلت به صورت انتخابی عمل می‌کند (Presley و Tatarko، ۲۰۰۹). حمل رسوبات بادی، به سه صورت خزش، جهش و تعلیق، یک فرآیند بنیادی و اساسی می‌باشد که مفاهیم زیادی را برای سلامت انسان و محیط زیست به همراه دارد. بنا بر گفته بسیاری از محققین هر کدام از این روش‌های حمل، دامنه‌ای از اندازه‌های ذرات را به خود اختصاص می‌دهد. Peresly و Tatarko (۲۰۰۹) اندازه ذرات انتقال‌یافته به‌وسیله خزش، جهش و تعلیق را به ترتیب ۱ تا ۰/۵ میلی‌متر، ۰/۵ تا ۰/۱ میلی‌متر و کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر عنوان کرد. تحلیل توزیع اندازه ذرات رسوب و عوامل موثر بر آن، از پارامترهای مهمی می‌باشد که اطلاعات مفیدی را درباره منشأ رسوبات و مکانیسم حمل ذرات در اختیار محققین می‌گذارد. این اطلاعات به خصوص در مدل‌های فرسایش و رسوب کاربرد ویژه‌ای دارند (Goossens، ۲۰۰۷). در واقع مکانیسم‌های حمل بر توزیع اندازه ذرات اثر خواهد گذاشت (Aboudha، ۲۰۰۳). از این رو با توجه به اهمیت فرسایش بادی در مناطق خشک و نیمه‌خشک کشور و لزوم بررسی در این زمینه، این پژوهش به مطالعه توزیع اندازه ذرات رسوب و بررسی مکانیسم تعلیق در حمل می‌پردازد.

مواد و روشها

به منظور نمونه برداری، نمونه‌های خاک سطحی از کاربری زراعی و تپه‌های ماسه‌ای تهیه شد. پس از هوا خشک نمودن، نمونه‌های خاک از الک ۲ میلی متر عبور داده شد. به منظور اندازه گیری میزان فرسایش بادی، از یک دستگاه تونل باد متعلق به آزمایشگاه فرسایش و رسوب دانشگاه شهید باهنر استفاده شد. این دستگاه از سه قسمت شامل؛ ۱) مولد باد با سرعت قابل کنترل، ۲) سطح مورد آزمایش خاک به ابعاد ۴۰ در ۱۰۰ سانتی‌متر و ۳) نمونه‌گیر رسوب از جنس پلاستیک دو جداره به طول ۱۰ متر تشکیل شده است (محمودآبادی و همکاران، ۱۳۹۰). برای انجام آزمایش‌ها ، هر نمونه به صورت جداگانه در سینی تونل باد ریخته و تسطیح گردید و سپس سرعت‌های مختلف باد، شامل ۲، ۹ و ۱۸ متر بر ثانیه به مدت ۵ دقیقه، بر روی خاک‌های مورد مطالعه اعمال شد. برای بررسی مکانیسم تعلیق ذرات، در پایان هر آزمایش توزیع اندازه رسوب جمع‌آوری شده تعیین گردید. به این منظور، از یک دستگاه شیکر الک و سری الک استاندارد استفاده شد. الک‌های مورد استفاده شامل؛ ۴/۷۵، ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵ و ۰/۱۲۵ میلی‌متر بود که به مدت ۲ دقیقه تکان داده شد. با توجه به منابع موجود، مکانیسم تعلیق به‌ترتیب بر مبنای درصد ذرات در کلاس اندازه کوچک‌تر از ۰/۱ میلی‌متر، تفکیک و مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج و بحث

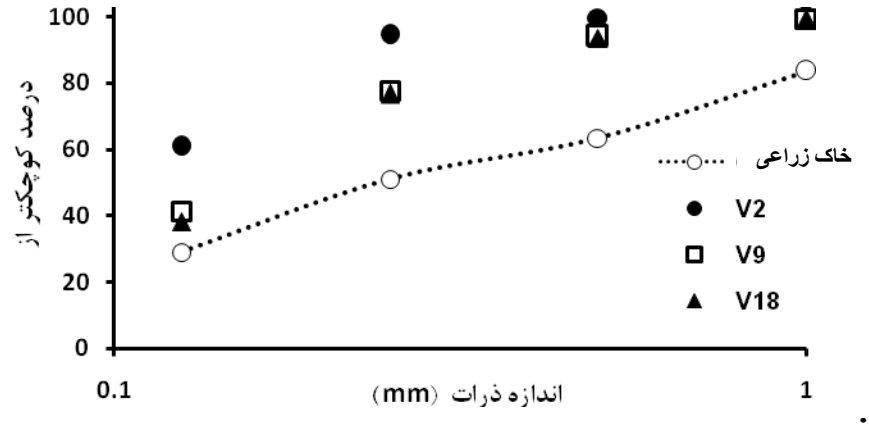
اثر سرعت باد در افزایش شدت فرسایش برای دو خاک مورد مطالعه زراعی و ماسه‌ای در شکل ۱ نشان داده شده است. نتایج نشان می‌دهد که با افزایش سرعت باد در هر سه سرعت ۲، ۹ و ۱۸ متر بر ثانیه، شدت فرسایش برای هر دو نمونه خاک افزایش یافته است. اگرچه مقایسه تغییرات دو نمونه خاک مورد نظر نشان می‌دهد که شدت فرسایش در خاک ماسه‌ای به دلیل وجود ذرات ریزتر و ساختمان ضعیف نسبت به خاک زراعی بیشتر است (شکل ۱). این یافته با نتایج محمودآبادی و همکاران (۱۳۹۰)، مطابقت دارد. این محقق بیان می‌دارد که با افزایش سرعت باد، به دلیل افزایش فرسایندگی باد، شدت فرسایش نیز افزایش می‌یابد.



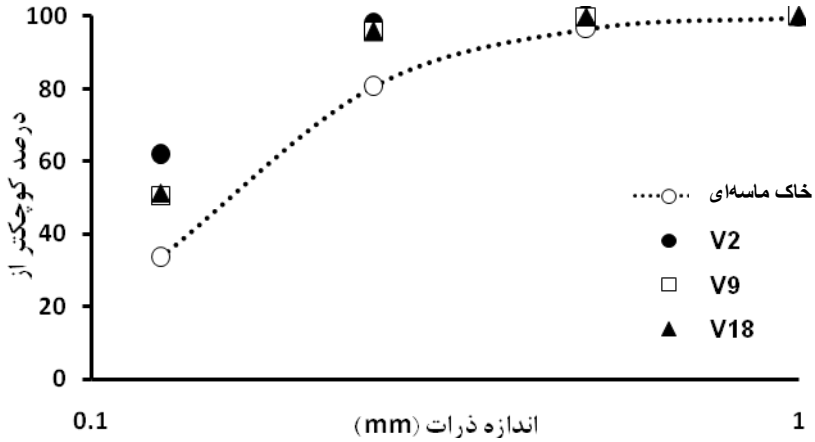
شکل ۱- تغییرات شدت فرسایش دو خاک مورد مطالعه در سرعت‌های مختلف باد در ارتفاع ۲۰ سانتی‌متری

توزیع اندازه ذرات برای دو نمونه خاک زراعی و ماسه‌ای و رسوب حاصل در سه سرعت اعمالی تعیین شد که نتایج آن‌ها در شکل‌های ۲ و ۳ نشان داده شده است. در خاک زراعی، کلاس اندازه کوچک‌تر از ۰/۱۲۵ میلی-متر به‌ترتیب با ۲۹/۰ درصد بیش‌ترین فراوانی را به خود اختصاص داده است در حالی که، در خاک ماسه‌ای ذرات با اندازه ۰/۱۲۵ تا ۰/۲۵ میلی‌متر با ۴۷/۲ درصد، فراوان‌ترین محسوب می‌شوند.

نتایج شکل ۲ نشان می‌دهد همواره در کم‌ترین سرعت، بیش‌ترین درصد ذرات ریزتر از ۰/۱۲۵ میلی‌متر حاصل شد و با افزایش سرعت این درصد این کلاس اندازه کاهش یافت. کم شدن درصد ذرات ریزتر از ۰/۱۲۵ میلی‌متر در سرعت ۱۸ متر بر ثانیه به معنی این نیست که این سرعت ذرات ریز کمی را از سطح جدا کرده است بلکه این مسئله به معنی این است که این سرعت ذرات درشت بیش‌تری را نسبت به سرعت ۲ متر بر ثانیه حرکت داده است. همانطور که در شکل ۲ ملاحظه می‌شود نسبت به خاک زراعی، رسوب حاصل از آن در همه سرعت‌های باد، اندازه ریزتری دارد. از طرفی، با افزایش سرعت باد از ۲ به ۱۸ متر در ثانیه، توزیع اندازه ذرات رسوب به سمت خاک اصلی میل کرده هر چند هرگز خود آن نمی‌شود (شکل ۲). این روند در مورد خاک ماسه‌ای نیز ملاحظه می‌شود. هر چند اختلاف‌های موجود در توزیع اندازه رسوب حاصل از سرعت‌های مختلف باد در این خاک، بسیار کم‌تر از خاک دیگر بود که به دلیل توزیع اندازه ریزتر این خاک نسبت به خاک زراعی می‌باشد (شکل ۳).

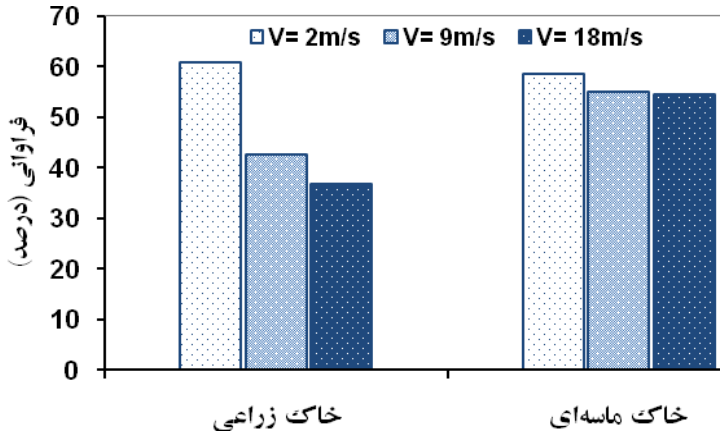


شکل ۲- توزیع اندازه ذرات خاک زراعی و رسوب حاصل در سرعت‌های باد ۲، ۹ و ۱۸ متر بر ثانیه



شکل ۳- توزیع اندازه ذرات خاک ماسه‌ای و رسوب حاصل در سرعت‌های باد ۲، ۹ و ۱۸ متر بر ثانیه

همان‌طور که در شکل ۴ ملاحظه می‌شود در کمترین سرعت باد اعمال شده اهمیت مکانیسم تعلیق در حمل ذرات کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر برای هر دو نمونه خاک زراعی و ماسه‌ای بیشتر می‌باشد. در سرعت ۲ متر بر ثانیه به دلیل فرسایندگی کمتر باد در انتقال ذرات به صورت مکانیسم تعلیق، ذرات ریزتر که دارای سرعت آستانه کمتری می‌باشند، بیشتر فرسایش یافته و در رسوب فراوانی بیشتری دارند. کم شدن ذرات منتقل شده به وسیله مکانیسم تعلیق با افزایش سرعت باد در خاک زراعی به این دلیل است که با افزایش سرعت باد ذرات توسط مکانیسم‌های دیگر مانند جهش و خزش انتقال یافته و به عبارتی سهم ذرات منتقل شده به وسیله تعلیق کاهش یافته است. همچنین نتایج شکل ۴ دلالت بر این دارد که ذرات انتقال یافته در خاک ماسه‌ای به صورت مکانیسم تعلیق در سرعت‌های مختلف باد دارای اختلاف کمتری می‌باشد. به دیگر سخن اندازه ذرات در این خاک در دامنه محدودتری نسبت به خاک زراعی قرار دارند و سهم بیشتری از اندازه ذرات کوچکتر از ۰/۱ میلی‌متر انتقال یافته در این خاک به وسیله مکانیسم تعلیق انجام گرفته است. یافته Liu و همکاران (۲۰۰۷) پتانسیل انتقال خاک ماسه‌ای را وابسته به خصوصیات سطح این خاک عنوان کردند.



شکل ٤- تغییر در مکانیسم تعلیق ذرات حاصل از فرسایش خاک ماسه‌ای و زراعی در سرعت‌های مختلف باد

از نتایج به دست آمده چنین می‌توان استنباط کرد که در خاک زراعی، فراهمی ذرات قابل جداشدن و عرضه به جریان باد به دلیل فراوانی کمتر ذرات ریز نسبت به خاک ماسه‌ای با محدودیت مواجه می‌شود. به‌عبارتی، در این خاک و در سرعت کم باد، ذرات درشت کمتری قادر به حمل بوده (Zhang و همکاران، ۲۰۰۴) و لذا فراوانی ذرات ریز در رسوب بیش‌تر خواهد بود. این ذرات به دلیل ریزتر بودن تمایل بیش‌تری برای حمل از طریق تعلیق دارند. با افزایش سرعت باد در خاک زراعی، هر چند عامل فرساینده تشدید می‌شود ولی با توجه به فراوانی کمتر ذرات ریزتر در این خاک نسبت به خاک ماسه‌ای (شکل۴)، عرضه ذرات آن با محدودیت مواجه می‌شود. در مقابل، در خاک ماسه‌ای به دلیل فراوانی بیش‌تر ذرات ریزتر، محدودیتی از این نظر وجود نداشته و لذا با افزایش سرعت باد، ذرات ریزتر بیش‌تری تخلیه شده که از طریق مکانیسم تعلیق حمل می‌شود.

منابع

۱- ملکی، ص.، کریمی، ع.ر.، و هاشمی، ح.، ۱۳۸۹. فرسایش بادی و کنترل آن در گناباد. دومین همایش ملی فرسایش بادی و طوفان‌های گرد و غبار. بهمن ۱۳۸۹. دانشگاه یزد.

۲- محمودآبادی، م. دهقانی، ف. و عظیم‌زاده ح.ر.، ۱۳۹۰. مطالعه اثر توزیع اندازه ذرات خاک بر شدت فرسایش. مجله مدیریت خاک و تولید پایدار. جلد ۱، شماره ۱. صص ۹۷-۸۱.

3- Abuodha JOZ, 2003. Grain size distribution and composition of modern dune and beach sediments, Malindi Bay coast, Kenya. Journal of African Earth Sci 36: 41-54.

4- Goossens D, 2007. Bias in grain size distribution of deposited atmospheric dust due to the collection particles in sediment catchers. Catena 70:16-24.

5- Liu LY, Li XL, Shi PJ, Gao SY, Wang JH, Ta WQ, Song Y, Liu MX, Wang Z, and Xiao BL, 2007. Wind erodibility of major soils in the farming-pastoral ecotone of China. Journal of Arid Environments, 68:611-623.

6- Presley D and Tatarko J, 2009. Principles of wind erosion and its control. Kansas State University. Available at: http:// www.weru.ksu.edu. (Visited August 18, 2011).

7- Zhang CL, Zou XY, Gong JR, Liu LY and Liu YZ, 2004. Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel. Soil and Tillage Research 75: 53-59.

پایداری خاکدانه ها در روش‌های مختلف خاکورزی با استفاده از روش فراکتایل

مصلح‌الدین رضایی

مربی پژوهش مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی اصفهان

مقدمه

در خاک‌های زراعی مواد آلی و برخی مواد معدنی و آلی ذرات خاک را بهم پیوند داده و خاکدانه‌ها را بوجود می‌آورد. ثبات و پایداری خاکدانه‌ها تأثیر بسزائی در جلوگیری از فرسایش خاک، قابلیت نفوذ آب در خاک، افزایش و تبادل هوا بین خاک و نیوار، استقرار گیاه و فراهم آوردن بستر مناسبی برای فعالیت میکروارگانسیم‌های خاک دارد بطوریکه، یکی از شاخص‌های قابل سلامت و کیفیت خاک می‌باشد. بررسی اثرات مدیرتهای زراعی و روش‌های مختلف خاک ورزی بر پراکنش اندازه خاکدانه ها پایدار مورد توجه قرار گرفته است، زیرا نحوه چیدمان خاکدانه‌ها در کنار هم بستگی به پراکنش و توزیع اندازه خاکدانه‌های در توده خاک دارد. پایداری خاکدانه‌ها به عوامل متعدد قابل مدیریت مانند نوع گیاه، مرحله رشد، نوع سیستم ریشه گیاه، مواد باقیمانده از گیاه، میزان و مدیریت مواد آلی خاک و روش خاک‌ورزی ارتباط دارد (بای‌بوردی،۱۳۷۰؛ Wright و همکاران ۱۹۸۸). Pirmoradian و همکاران (۲۰۰۵) گزارش می‌دهند که بعد فراکتایل برای کمی کردن اثرات خاکورزی بر پایداری خاکدانه‌ها مناسبتر از میانگین وزنی و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها است. Zolfagari و همکاران (۲۰۰۸) گزارش می‌دهند که تبدیل اراضی جنگلی و مرتع به اراضی کشاورزی موجب تجزیه میکانیکی و شکست بیشتر خاکدانه‌ها گردیده و بعد فراکتالی را افزایش داده است.

نتایج مقایسه خاک‌های بکر و مرغزارها با خاکهای تحت کشت نشان داده است که خاک‌ورزی بیشترین نیروی تخریب کننده منابع خاک می‌باشد. کشت سویا اثرات مخربتری بر ساختمان خاک نسبت به کشت ذرت دارد (Dean، ۱۹۹۷). در تیمار ورزکاشت و بی‌خاک‌ورزی میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) را نسبت به سایر تیمارها به ترتیب ۲۰٪ و بزرگتر از تیمارهای دیگر بوده است. در تیمارها بی‌خاک‌ورزی میزان ماده آلی خاک حدود ۴۰٪ نسبت به سایر تیمارها افزایش نشان داد (حاج عباسی، و همکاران ۱۳۷۸).

مواد و روشها

آزمایش در ایستگاه تحقیقات کشاورزی کبوترآباد وابسته به مرکز تحقیقات کشاورزی اصفهان واقع در شرق شهر اصفهان در ۵۲ درجه و ۵۱ دقیقه طول شرقی و ۳۲ دقیقه و ۳۲ درجه عرض شمالی که در ارتفاع ۱۵۲۷ متری از سطح دریا واقع شده است انجام گردید. خاک مزرعه از سری اصفهان (fine mixed, thermic; Fluventic Haplocambids) بود.

اثر شش تیمار خاک‌ورزی بشرح:

A شخم با گاوآهن برگردان‌دار+ دیسک و کشت فارویی

B خرد کردن بقایای گیاهی جو+ شخم با گاوآهن چیزل+ دیسک و کشت فارویی

C خرد کردن بقایای گیاهی جو+ آبیاری+ کشت مستقیم دستی بذر در کف کرت

D خردکردن بقایای گیاهی جو+ شخم با گاوآهن برگرداندار+ دیسک و کشت فارویی

E سوزاندن بقایای گیاهی جو+ شخم با گاوآهن برگرداندار+ دیسک و کشت فارویی

F خرد کردن بقایای گیاهی جو+ کشت مستقیم با خطی‌کار آمازون در کف کرت

در یک طرح بلوک‌های کامل تصادفی در سه تکرار در تناوب جو – ذرت (کشت دوم) بر پایداری خاکدانه‌ها مورد ارزیابی قرار گرفت. جو در پاییز سال قبل کشت گردید و پس از برداشت جو در تابستان، تیمارهای خاک‌ورزی همزمان/ همراه با کشت ذرت اعمال گردید. در پایان فصل در زمان برداشت ذرت نمونه خاک تهیه و مورد آزمایش قرار گرفت.

اندازه‌گیری توزیع خاکدانه‌ها با الک تر: نمونه خاک از عمق ۰-۷ سانتیمتری تهیه گردید و پس از انتقال به آزمایشگاه و خشک شدن ریشه و بقایای گیاهی از آن خارج گردید. سپس نمونه‌ها از یک الک ۸ میلیمتری عبور داده و باقی‌مانده آن بر روی الک ۴ میلیمتری مورد آزمایش قرار گرفت. در هنگام خیس کردن خاکدانه‌ها برای جلوگیری از انهدام خاکدانه‌ها نمونه‌های آماده شده بر روی الک ۴ میلیمتری قرار داده شد و به آرامی توسط یک آب‌فشان با استفاده از محلول یک سوم الکل اتلیک و دو سوم آب (بای‌بوردی،۱۳۷۰) در چندین نوبت خیس گردید. سپس الک ۴ میلیمتری بر روی یک سری الک بترتیب با قطرهای ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱۲۵ و ۰/۰۶۵۲ میلیمتر قرار داده شد و به آرامی در یک سطل آب فروبرده شد. سطح آب در داخل سطل طوری تنظیم شد که در اثر بالا و پایین شدن الک‌ها در آب خاکدانه‌ها از آب بیرون نیامده و همیشه در آب غوطه‌ور باقی بمانند. پس از الک کردن، خاک باقی مانده در هر یک از الک‌ها به یک قوطی انتقال یافت و پس از خشک کردن، میزان خاک در هر الک تعیین گردید. همچنین ریگ‌ها و سخت دانه‌ها (خاکدانه‌های سیمانی شده) در هر الک جداگانه توزین، و وزن آن از وزن خاک محتوی خاک آن الک و کل خاک مورد استفاده کم گردید.

با استفاده از توزیع خاکدانه‌ها، پارامترهای میانگین وزنی (MWD) و میانگین هندسی (GMD) قطر خاکدانه‌ها و توزیع اندازه (قطر) خاکدانه‌ها با استفاده از فرمولهای زیر که در آن n تعداد الک‌ها، Wi درصد وزنی خاک در هر الک و Xi متوسط اندازه خاکدانه‌ها در هر الک است، تعیین گردید.

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} W_i \bar{x}_i \qquad GMD = \exp\left[\frac{\sum_{i=1}^{n} W_i Ln(\bar{x}_i)}{\sum_{i=1}^{n} w_i}\right]$$

همچنین بعد فراکتایل (D) از رابطه نمایی بین تعداد و اندازه هدف N>x =K(x)-D که N>x تعداد تجمعی اهداف بزرگتر از x، (قطر چشمه‌های الکهای مورد استفاده) و K ضریب مساوی با N>x زمانیکه x=۱ می‌باشد استفاده گردید. تعیین بعد فراکتال با استفاده از روش شمارش خاکدانه‌ها و وزرن خاکدانه‌ها یک رابطه خطی معنی دار (R^2=۰/۹۳) را نشان داد (Perfect و همکاران، ۱۹۹۲).

نتایج و بحث

اثر روش‌های مدیریت خاک‌ورزی و بقایای گیاهی در جدول ۱ نشان می‌دهد که حفظ بقایای گیاهی جو در زراعت ذرت موجب افزایش GWD، MWD و مواد آلی نسبت به سوزاندن بقایای گیاهی خاک می‌گردد.

افزایش مداوم شوری آب آبیاری در طول فصل رشد شوری خاک را افزایش داد، بطوریکه میانگین شوری خاک در زمان نمونه برداری از خاک در روش کرتی مسطح ۸/۰ و در روش فارویی ۱۴/۲ dS/m حاصل گردید. با توجه به میزان شوری خاک که بخش عمده‌ای از آن ناشی از یون سدیم می‌باشد و اثر مخرب یون سدیم در تخریب خاکدانه‌ها، میزان شوری کمتر خاک در تیمار سوزندان بقایای گیاهی نسبت به سایر تیمارها می‌تواند اثر واقعی تیمار سوزاندن بقایای گیاهی بر تخریب خاکدانه‌ها را و اثر مثبت تیمارهای حفظ بقایای گیاهی بر پایداری خاکدانه‌ها را در جهت کاهش تعدیل نماید.

تیمار سوزاندن بقایای گیاهی (E) موجب افزایش بعد فراکتال و کاهش MWD و GWD نسبت به سایر تیمارها گردید که نشان دهده اثرات مخرب سوزاندن بقایای گیاهی بر خاک و افزایش تعداد خاکدانه‌های کوچک و کاهش تعداد خاکدانه های بزرگتر پایدار در آب می‌گردد. خرد کردن بقایای گیاهی و کشت مستقیم بدون بر هم زدن خاک (F) با عث افزایش خاکدانه‌های پایداری در آب گردیده است.

جدول ۱- اثر روش‌های خاک‌ورزی بر بعد فراکتال (K)؛ بعد فراکتایل (D)؛ میانگین عددی (MWD) و میانگین هندسی (GWD) قطرخاکدانه‌ها، شوری عصاره اشباع (EC_e)؛ درصد مواد آلی خاک (OC) و پ-هاش (pH) خاک.

تیمار خاک‌ورزی	K	D	MWD	GWD	EC_e	OC	Ph
					dS/m	٪	
A	۲/۵۰۲	۲/۷۴۴۵	۲/۱۸۷	۱/۰۲	۱۴/۲	۱/۰۷	۷/۵۳
B	۲/۵۵۶	۲/۷۱۹۵	۲/۳۱۴	۱/۰۵۷	۱۰/۴	۱/۱۱	۷/۶۰
C	۲/۵۴۱	۲/۷۱۱۱	۲/۴۶۴	۱/۰۹۴	۷/۷	۱/۱۰	۷/۷۰
D	۲/۲۴۶	۲/۸۷۲۸	۲/۸۲۳	۰/۸۱۵	۱۲/۸	۰/۹۹۳	۷/۵۰
E	۲/۲۰۱	۲/۸۷۹۴	۱/۸۰۰	۰/۸۴۳	۹/۶۳	۰/۹۴۳	۷/۶۷
F	۲/۶۱۵	۲/۵۸۱۳	۲/۶۱۳	۱/۳۸۸	۱۰/۳۰	۱/۰۱	۷/۶۷
میانگین	۲/۴۴۴	۲/۷۵۱۴	۲/۱۹۹	۱/۰۳۶	۱۰/۸	۱/۰۴	۷/۶۱

جدول ۲ نشان می‌دهد که همبستگی بعد فراکتال (D) با شوری خاک مثبت و با میانگین وزنی و هندسی و میزان کربن آلی خاک منفی می‌باشد. افزایش میزان MWD و GWD نشاندهنده افزایش ثبات خاکدانه ها می‌باشد و بر خلاف آن افزایش بعد فراکتال نشاندهده کاهش میزان خاکدانه‌های پایدار در آب است. افزایش بعد فراکتال نشانده تجزیه بیشتر خاکدانه های بزرگ به خاکدانه‌های کوچک است. همبستگی مثبت میزان شوری خاک با بعد فراکتال و همبستگی منفی آن با MWD و GWD و همبستگی منفی میزان مواد آلی خاک با بعد فراکتال و همبستی مثبت آن با MWD و GWD نشانده اثرات مثبت مواد آلی خاک بر میزان خاکدانه‌های پایدار در آب می‌باشد. بنابراین برای حفظ کیفیت خاک باید از خاکورزی شدید خوداری گردیده و بقایای گیاهی در سطح خاک حفظ گردد.

جدول ۲- ماتریس همبستگی بین بعد فراکتال (D)، میانگین وزنی(MWD)، میانگین هندسی (GWD)، شوری (EC) و مواد آلی خاک(OC).

متغییر	D	MWD	GWD	EC	OC
D	۱				
MWD	-۰/۷۹۴۳۳ <۰/۰۰۰۱	۱			
GWD	-۰/۹۵۱۸۷ <۰/۰۰۰۱	۰/۹۵۸۶۱ ۰/۰۰۰۱	۱		
EC	-۰/۲۵۲۴۹ ۰/۳۴۸۵	-۰/۲۳۷۷ ۰/۳۴۲۲	-۰/۲۰۹۴۸ ۰/۴۰۴۱	۱	
OC	-۰/۵۴۷۷۶ ۰/۰۳۲۱	۰/۵۸۵۲۷ ۰/۰۱۰۷	۰/۵۱۶۹۹ ۰/۰۲۸۰	-۰/۰۳۳۲۵ ۰/۸۹۵۸	۱

منابع مورد استفاده :

۱- بای‌بوردی، م. ۱۳۷۰. فیزیک خاک ۱۳۷۲. انتشارات دانشگاه تهران. شماره مسلسل ۲۹۲۳.

۲- حاج عباسی، م. ع.، ع، همت و ا. اسدی . ۱۳۷۸. چکیده مقالات ششمین کنگره علوم خاک .ایران مشهد. اثر شیوه‌های مختلف خاک‌ورزی بر بعضی خوصیات فیزیکی خاک و برخی خواص مورفولوژیکی ریشه گندم.

3- Dean M. 1997. Management and crop residue influence soil aggregate stability. Journal of Environmental Quality.

4- Perfect E., V. Rasiah and B.D. Kay. 1992. Fractal dimension of soil aggregate-size distribution calculated by number and mass. Soil Sci. Soc. Am. J. 56:1407-1409.

5- Pirmoradian N., A.R. Sepaskhah and M.A. Hajabasi. 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability by tillage treatments. Biosystems Engineering. (90):227-234.

6- Wright S. E., J.L. Starr and I.C. Ioan C. 1998, TEKTRAN. Changes In aggregate stability and concentration of glomalin during transition from plow to no tillage management.

7- Yoder R. E. 1936. A Direct Method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. J. of Am. Soci. of Agronomy. 28:337-350.

8- Zolfaghari A.A. and M.A. Hajabasi. 2008. Effect of different land use on soil structural quality and relation with Fractal Dimension. International Journal of Soil Science 3 (2): 101-108.

استخراج توابع انتقالی خاک برای تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک

مهدیه ابراهیمی[۱]، علی اصغر نادری[۲]، محمدرضامصدقی[۳]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشدخاکشناسی دانشگاه شاهرود
۲- مربی گروه علوم خاک دانشگاه شاهرود
۳- دانشیار گروه علوم خاک دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

منحنی مشخصه آب خاک نشان‌دهنده تغییرات رطوبت در برابر مکش آب خاک است. اندازه‌گیری این منحنی در آزمایشگاه وقت‌گیر و پرهزینه است. بنابراین، استفاده از روش‌های غیرمستقیم به جای اندازه گیری مستقیم اجتناب ناپذیر است (وستن و همکاران، ۲۰۰۱). توابع انتقالی روشی است که ویژگی‌های دیریافت خاک را از روی ویژگی‌های زودیافت آن برآورد می‌کند. این ویژگی‌ها برای مدل‌سازی و مدیریت منابع خاک ضروری‌اند. با توجه به پیچیدگی ویژگی‌های هیدرولیکی خاک و نیز تغییرات شدید مکانی و زمانی این ویژگی‌ها به ویژه هنگامی که تعداد اندازه‌گیری‌ها کم است، می‌توان به کمک توابع انتقالی به عنوان راهکاری عملی با صرف وقت و هزینه کمتر و دقت قابل قبول، این ویژگی‌ها را برآورد کرد. توابع انتقالی اولین بار توسط بوما (۱۹۸۹) پیشنهاد شده و در مسائل مربوط به فیزیک خاک به کار گرفته شدند. توابع انتقالی به تازگی به موضوعی عمومی برای پیش بینی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک تبدیل شده اند و انواع مختلفی از آن‌ها توسعه یافته‌اند. روش-های رگرسیون آماری از جمله روش‌هایی هستند که برای استخراج توابع انتقالی خاک استفاده می‌شوند. توابع انتقالی نقطه‌ای مقدار رطوبت را در پتانسیل معین برآورد می‌کنند. توابعی که (گوپتا و لارسون،۱۹۷۹)، (آهوجا و همکاران،۱۹۸۴) پیشنهاد کرده‌اند در این گروه قرار می‌گیرند.

لواگیو (۱۹۷۳) از بافت خاک برای تخمین توزیع مکانی در یک حوضه آبخیز مرتعی کوچک استفاده کرد. وست و همکاران(۱۹۷۸)گزارش کردند که هدایت هیدرولیکی اشباع خاک پارامتری با تغییر پذیری مکانی می‌باشد. بافت خاک، کانی های خاک رس، چگالی ظاهری، ساختمان خاک و عوامل سیمانی کننده برهدایت هیدرولیکی اشباع تأثیر داشته و برای تخمین مورد نیاز هستند.

این پژوهش برای استخراج توابع انتقالی خاک در استان چهارمحال بختیاری در بخشی از شهرستان‌های کوهرنگ و فارسان در زاگرس مرکزی ایران انجام شد.

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه در بین طول‌های جغرافیایی ´۲۸ °۵۰ و ´۵ °۵۰ شرقی و در بین عرض‌های جغرافیایی ´۱۳ °۳۲ و ´۳۵ °۳۲ شمالی واقع در استان چهارمحال بختیاری در بخشی از شهرستان‌های کوهرنگ و فارسان در زاگرس مرکزی ایران قرار دارد. نوع رس خاک این منطقه عمدتاً از نوع مونت‌موریلنیت است (شریفی، ۱۳۸۹).

اندازه‌گیری منحنی مشخصه رطوبتی خاک

نمونه دست‌نخورده به حجم ۱۰۰ سانتی‌متر مکعب از خاک تهیه شده بود میزان رطوبت آن در مکش‌های مختلف توسط دستگاه‌های مختلف در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. پس از اشباع‌شدن نمونه، وزن اشباع آن اندازه-گیری شد. ومیزان رطوبت آن در مکش‌های مختلف در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد. سپس رطوبت نمونه در مکش‌های ۵، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۶۰، ۷۰، ۸۰، ۹۰ و ۱۰۰ سانتی‌متر آب توسط دستگاه جعبه شن

اندازه‌گیری شد. هم‌چنین رطوبت نمونه خاک در مکش‌های ۳۳۰ و ۵۰۰ سانتی‌متر آب توسط دستگاه جعبه شن- کائولین اندازه‌گیری شد. پس از آون خشک‌نمودن نمونه‌ها و محاسبه مقدار رطوبت حجمی در مکش ماتریک، منحنی مشخصه رطوبتی خاک ترسیم شد.

اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع خاک و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک

پس از پایان اندازه‌گیری‌های منحنی مشخصه رطوبتی، نمونه خاک دوباره از آب اشباع گردید. سپس به روش بار ثابت هدایت هیدرولیکی اشباع خاک اندازه‌گیری شد. شدت جریان ماندگار عبوری از نمونه خاک اندازه‌گیری شد و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک توسط قانون دارسی از فرمول (کلوت و دیرکسن، ۱۹۸۶) محاسبه گردید. نمونه‌های خاک انتقال‌یافته به آزمایشگاه، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شده و بافت خاک به روش پیپت (گی و بودر، ۱۹۸۶)، درصد ماده آلی خاک به روش اکسایش تر یا واکلی- بلک (نلسون و سورنمر، ۱۹۸۶)، آهک خاک به روش تیتراسیون اسید باقی‌مانده با سود نیم نرمال (نلسون، ۱۹۸۲)، چگالی ظاهری خاک توسط سیلندرهای نمونه‌برداری به ابعاد ۵/۳×۴/۵ سانتیمتر (حجم ۱۰۰ سانتیمتر مکعب) اندازه‌گیری شد.

استخراج توابع انتقالی خاک

برای برآورد منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک از روش‌های رگرسیون چند متغیرهٔ خطی استفاده شد. به منظور واسنجی روابط رگرسیونی برای گزینش مناسب‌ترین ترکیب از متغیرهای مستقل خاک نظیر توزیع اندازه ذرات خاک، چگالی ظاهری و تخلخل مؤثر جهت برآورد مقدار رطوبت در مکش ماتریک معین از نرم افزار آماری SAS استفاده گردید.

نتایج و بحث

جدول ۱- آماره‌های ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

متغیرها	میانگین	انحراف معیار	حداقل	حداکثر
درصدکربنات کلسیم	۱۳/۱۷۵	۱۲/۳۶	۲	۴۲/۲۵
درصد مواد آلی	۱/۵۶	۰/۹۱	۰/۱۰	۳/۸۷
نسبت جذب سدیم(جذرمیلی مول برلیتر)	۱/۷۷	۰/۷۷	۰/۹۴	۴/۰۵
چگالی ظاهری مرطوب(گرم برسانتی مترمکعب)	۱/۱۸	۰/۱۱	۱/۰۲	۱/۴۹
چگالی ظاهری خشک(گرم برسانتی مترمکعب)	۱/۲۵	۰/۱۰	۱/۱۲	۱/۵۲
درصد سیلت	۵۱/۹۹	۹/۷۴	۳۴/۸۸	۷۳/۰۴
درصد رس	۳۹/۲۱	۱۰/۰۲	۱۷/۶۱	۵۸/۳۶
هدایت هیدرولیکی اشباع خاک	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۶۷
رطوبت اشباع خاک	۰/۵۶	۰/۰۷	۰/۴۲	۰/۷۲
رطوبت خاک در مکش ۱۰۰	۰/۴۰	۰/۰۴	۰/۳۰	۰/۴۹
رطوبت خاک در مکش ۳۳۰	۰/۳۴	۰/۰۴	۰/۲۵	۰/۴۱

چون هدایت هیدرولیکی اشباع نرمال نبود از آن لگاریتم طبیعی گرفته شده است. ولی بقیه خروجی ها نرمال هستند و نیازی به لگاریتم گرفتن نیست.

معادله رگرسیونی برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به شرح زیر است:

$$\ln(K_s) = 20.45 + 0.012CaCo_3 + 0.70M - 0.042SAR - 9.56BD_{dry} - 0.6BD_{moist} - 0.058Silt - 0.92Clay$$

$$R^2 = 0.61^*$$

در این معادله هدایت هیدرولیکی اشباع بر حسب میلی‌متر بر ساعت، SAR نسبت جذب سدیم بر حسب جذر میلی‌مول بر لیتر، BD_{dry} چگالی ظاهری خاک در مزرعه(گرم بر سانتی‌متر مکعب)، BD_{moist} چگالی ظاهری در مکش ۲ سانتی‌متر (گرم بر سانتی‌متر مکعب)، $CaCO_3$ کربنات کلسیم (درصد)، Silt ذرات ۰/۰۵-۰/۰۰۲ میلی‌متر (درصد) و Clay ذرات کوچک‌تر از ۰/۰۰۲ میلیمتر (درصد) می‌باشند. معادله استخراج‌شده ۶۱٪ تغییرات هدایت هیدرولیکی را توجیه می‌کند.

معادله رگرسیونی برای تخمین رطوبت اشباع خاک به صورت زیر است:

$$\theta_s = 0.35 - 0.0003CaCo_3 + 0.01OM + 0.2SAR - 0.2BD_{dry} - 0.2BD_{moist} + 0.004Silt + 0.0049Clay$$

$$R^2 = 0.65^*$$

معادله رگرسیونی برای برآورد رطوبت خاک در مکش ۱۰۰ سانتی‌متر به شرح زیر است:

$$\theta_{100} = -0.32 + 0.001CaCo_3 + 0.01OM - 0.002SAR + 0.13BD_{dry} + 0.03BD_{moist} + 0.005Silt + 0.005Clay$$

$$R^2 = 0.49^*$$

معادله رگرسیونی جهت برآورد مقدار رطوبت خاک در مکش ۳۳۰ سانتی‌متر به شرح زیر است:

$$\theta_{330} = -0.51 + 0.001CaCo_3 + 0.01OM - 0.004SAR - 0.17BD_{dry} - 0.06BD_{moist} + 0.005Silt + 0.006Clay$$

$$R^2 = 0.59^*$$

نتیجه‌گیری کلی

عواملی مانند مادهٔ آلی و آهک که به تشکیل ساختمان در خاک کمک می‌کنند، هدایت هیدرولیکی اشباع خاک را افزایش می‌دهند. همچنین ویژگی‌هایی از خاک مانند درصد رس و سیلت، SAR و چگالی ظاهری خاک که تخلخل و منافذ درشت خاک را کاهش می‌دهند، بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک نیز اثر کاهشی دارند.

در مکش صفر (رطوبت اشباع خاک) آهک و چگالی ظاهری قدرت نگه‌داشت آب در خاک را کاهش دادند. با افزایش مکش و کاهش رطوبت خاک، تاثیر موادآلی، آهک و سایر عوامل پایدارکنندهٔ خاکدانه‌ها و تشکیل ساختمان خاک، بیش‌تر شد و ویژگی‌هایی نظیر SAR و سدیم در خاک که باعث از هم پاشیدگی خاکدانه‌ها و تخریب منافذ ساختمانی خاک می‌شود، اثر کاهشی بر نگه‌داشت آب در خاک داشتند.

درصد رس و سیلت و چگالی ظاهری که موثر در ایجاد و تغییر منافذ ریز خاک می‌باشند، در مکش‌های زیاد قدرت نگه‌داشت آب در خاک را افزایش دادند.

توابع انتقالی استخراج‌شده دارای دقت خوبی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع و نگهداشت آب در خاک در منطقه مورد بررسی می باشند.

منابع

۱- عباسی م،۱۳۸۶. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه تهران.

۲- برزگر ع، ۱۳۸۰ . فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه شهید چمران.

۳- بای بوردی م، ۱۳۷۹. فیزیک خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

۴- فرخیان‌فیروزی،ا.،۱۳۸۴. ایجاد توابع انتقالی برای برآورد منحنی رطوبتی خاک‌های گچی. پایان نامهٔ کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکدهٔ کشاورزی، دانشگاه تربیت مدرس.

5- خلیل‌مقدم، ب.، ۱۳۸۸. برآورد مقاومت برشی، هدایت هیدرولیکی اشباع و نفوذپذیری خاک با استفاده از توابع انتقالی خاک و شبکه عصبی مصنوعی، رسالهٔ دکتری، دانشکدهٔ کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۶- امامی، ح.، شرفاء م.، نیشابوری م.ر .و لیاقت ع.ا .۱۳۸۷ . برآورد شاخص کیفیت فیزیکی خاک با استفاده از ویژگیهای زود یافت خاک در تعدادی از خاک‌های شور و آهکی. مجله تحقیقات آب و خاک ایران (علوم کشاورزی ایران) .دوره ۳۹ ، شماره۱.

۷- قنبریان علویجه ب.، لیاقت ع.، شرفاء م .و مقیمی عراقی.س .۱۳۸۷ . پیش بینی منحنی مشخصه رطوبتی با استفاده از منحنی دانه بندی خاک. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی.

۸- خوشنود یزدی، ۱۳۷۰۱ . برآورد منحنی رطوبتی خاک از روی خصوصیات فیزیکی در برخی از خاکهای ایران .پایان‌نامه کارشناسی ارشد .دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.

۹- رضایی ع، ا. سلطانی، ۱۳۷۷. مقدمه‌ای بر تحلیل رگرسیون کاربردی، انتشارات دانشگاه صنعتی اصفهان.

10- Hutson, J.L., and A. Cass, 1987. A retentivity function for use in soil water simulation models, J. Soil Sci.….

11- Hillel, D. 1971. Soil and water, Physical principles and processes. New

12- York, Academicpress. pp: 288.

13- Hwang S.I., and Choi S.E. 2003. Lognormal distribution models for estimating soil water retention curves for sandysoils. Soil Sci…..

14- Klute, A. 1986. Water retention: laboratory methods. In: A. Klute (editor), Methods of Soil Analysis, Part 1.Physical and mineralogical methods (2nd edition). Agron. Monog. No. 9. ASA and SSSA, Madison, Wis.

ارزیابی متغیرهای ورودی در توسعه توابع انتقالی نگهداشت آب در خاک

فرشته حقیقی فشی[1*]، رسول میرخانی[2]
۱- دانشجوی دکتری دانشگاه تهران
۲- عضو هیئت علمی مؤسسه تحقیقات خاک و آب

مقدمه

توابع انتقالی یکی از روش‌های غیر مستقیم در اندازه‌گیری ویژگی‌های دیریافت خاک می‌باشند و خصوصیات پایه‌ای خاک را به سایر خصوصیات خاک ارتباط می‌دهند. توزیع اندازه‌ای ذرات یکی از ورودی‌های مهم و معمول مورد استفاده در اکثر توابع می‌باشد. مطالعات نشان داده است که عملکرد مدل و دقت آن می‌تواند توسط تعداد و نوع متغیرهای ورودی تحت تأثیر قرار گیرد اما اثر متغیرها در مکان‌ها و سری داده‌های مختلف یکسان نیست. به عبارت دیگر، کارایی و تأثیر متغیرهای ورودی مختلف ممکن است تحت تأثیر ویژگی‌های سری داده‌ها باشد(Haghverdi و همکاران، ۲۰۱۲). جرم مخصوص ظاهری و مواد آلی دو پارامتر ورودی مهم در توسعه توابع انتقالی نگهداشت آب خاک محسوب می گردند(Wagner، ۲۰۰۱). از سویی در نظر گرفتن توزیع اندازه‌ای منافذ خاک و کاربرد آنها در توسعه توابع جدید به عنوان یک متغیر ورودی مهم، حائز اهمیت می‌باشد که در توسعه توابع معمولاً نادیده گرفته می‌شود. اخیراً، تجزیه و تحلیل شبکه عصبی مصنوعی برای پایه گذاری توابع انتقالی تجربی مورد استفاده قرار گرفته که در آن از تخلخل به عنوان یکی از ورودی‌های مهم استفاده نموده است(Merdun و همکاران، ۲۰۰۶). هدف از انجام این تحقیق بررسی تأثیر متغیرهای ورودی مختلف برای برآورد مقدار رطوبت در نقاط ظرفیت زراعی(FC)، نقطه پژمردگی دایم(PWP) و رطوبت اشباع بوده است. در این تحقیق تأثیر منافذ متوسط (۳۰-۰,۲ میکرومتر) به عنوان یک متغیر ورودی مؤثر بررسی گردید.

مواد و روشها

این تحقیق بر اساس برخی داده‌های شش ایستگاه منتخب پخش سیلاب واقع در مازندران، گناباد، فارس، هرمزگان، تسوج و بیرجند به انجام رسیده است. اطلاعات شاخص شبکه‌های پخش‌سیلاب مناطق مورد بررسی قرار گرفت و نیز جزئیات روش اندازه‌گیری خصوصیات زودیافت در گزارش مهدیان و کمالی (۱۳۹۰) ارائه شده است. در جدول ۱ محدوده داده‌های اندازه‌گیری شده آمده است. بطور کلی خاک عرصه‌های مورد مطالعه دارای بافت متوسط تا درشت بودند.

جدول ۱- محدوده پارامترهای اندازه‌گیری شده

	شن (٪)	رس (٪)	سیلت (٪)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	کربن آلی (٪)	تخلخل متوسط (میکرومتر)
محدوده داده‌ها	۱۷-۷۹	۲-۳۵	۳-۴۹	۱,۰۲-۱,۹۵	۰,۰۲-۲,۷	۰,۰۱-۰,۱۶

برای دستیابی به هدف مطالعه، پس از جمع‌آوری و بررسی کیفیت داده‌های بدست آمده از ایستگاه‌های پخش سیلاب تعداد ۱۷۴ داده انتخاب شد (۱۳۸ داده برای ایجاد توابع و ۳۶ داده برای واسنجی توابع). سپس مقدار رطوبت، جرم مخصوص ظاهری، توزیع اندازه‌ای ذرات، درصد کربن آلی و منافذ متوسط (۳۰-۰,۲ میکرومتر)

بعنوان متغیرهای ورودی (متغیرهای مستقل) انتخاب و از بین متغیرهای مستقل مناسب‌ترین ترکیب برای برآورد ظرفیت زراعی، نقطه پژمردگی دایم و پارامترهای معادله ونگنوختن انتخاب و توابع مورد نظر با استفاده از روش رگرسیون چندگانه به روش گام به گام با استفاده از نرم افزار SPSS 13.0 ایجاد گردید. برای برآورد پارامترهای معادله منحنی رطوبتی از نرم‌افزار کامپیوتری RETC استفاده شد. برای این منظور ابتدا معادله مربوطه (ونگنوختن) انتخاب و با فرض m=1-1/n پارامترهای m، α، θs و θr با استفاده از روش حداقل مربعات خطا برآورد شد (van Genuchten، ۱۹۸۰).

$$\theta_{(h)} = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1+|\alpha h|^n)^m} \qquad \theta_h = \theta_s \quad h \geq 0 \qquad (۱)$$

در اینجا $\theta(h)$ مقدار رطوبت حجمی خاک ($cm^3\ cm^{-3}$)، θr مقدار رطوبت باقیمانده ($cm^3\ cm^{-3}$)، θs مقدار رطوبت اشباع ($cm^3 cm^{-3}$)، h فشار آبی (m)، m=1-(1/n) و α (cm^{-1}) و n، پارامترهای تجربی مربوط به معادله می‌باشند که شکل منحنی رطوبتی را تعیین می‌کنند. در این تحقیق متغیرهای مستقل به سه گروه تقسیم شدند: گروه اول شامل: درصد شن، درصد سیلت و درصد رس – گروه دوم شامل: درصد شن، درصد سیلت، درصد رس و جرم مخصوص ظاهری– گروه سوم شامل: درصد شن، درصد سیلت، درصد رس، جرم مخصوص ظاهری و مقدار رطوبت در پتانسیل ماتریک ۳۰– و ۱۵۰۰– کیلوپاسکال. سپس مقدار رطوبت در نقطه FC، PWP و رطوبت اشباع با استفاده از پارامترهای سه گروه توسط نرم افزار Rosetta برآورد گردید. عملکرد این گروه‌ها با توجه به تأثیر تعداد و نوع متغیرهای ورودی و نیز عملکرد توابع حاصل از روش رگرسیون چند متغیره مورد مقایسه قرار گرفت. پس از اشتقاق توابع انتقالی، برای ارزیابی اعتبار توابع از ۳۶ نمونه که در ایجاد توابع بکار نرفته بود، استفاده شد. برای این منظور با استفاده از توابع ارائه شده رطوبت در مکش‌های مربوط و پارامترهای معادله ونگنوختن (n، α و θr) برآورد گردید و سپس جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطا (ME) برای توابع حاصله محاسبه شد.

نتایج و بحث

در جدول ۲ توابع ایجاد شده برای برآورد رطوبت در مکش‌های مربوط و پارامترهای معادله ونگنوختن (n، α، θs و θr) و جذر میانگین مربعات خطا (RMSE) و میانگین خطا (ME) برای توابع حاصله آمده است.

جدول ۲- توابع نقطه‌ای و پارامتریک بسط یافته توسط روش رگرسیون

ردیف	توابع	R^2	RMSE	ME
۱	FC = 0.066 + 1.219*P + 0.004*Clay - 0.034*BD	۰٫۸۷۶	۰٫۰۱۵۵	۰٫۰۱۴۶
۲	PWP = 0.080 + 0.003*Clay - 0.001*Sand	۰٫۴۰۷	۰٫۰۵۱۵	۰٫۰۵۱۰
۳	θs = 0.374 + 0.043*OC + 0.308*P - 0.003*Sand	۰٫۵۳۰	۰٫۰۶۱۶	۰٫۰۵۰۶
۴	θr = 0.049 +0.001*Clay + 0.006*OC - 0.160*P	۰٫۴۷۱	۰٫۰۱۳۰	-۰٫۰۱۲۴
۵	α = 0.116 - 0.412*P - 0.038*BD	۰٫۷۲۶	۰٫۰۱۲۳	۰٫۰۱۱۹
۶	n = 1.945 - 5.639*P	۰٫۵۶۱	۰٫۰۸۳۹	-۰٫۰۷۱۵

نتایج جدول ۲ نشان می‌دهد که تمامی پارامترها در مقایسه با θs، PWP و n با دقت نسبتاً بهتری برآورد گردیده‌اند. یکی از دلایل احتمالی برای این مسئله این است که مقدار رطوبت خاک در پتانسیل صفر کیلوپاسکال (θs) بیشتر بوده که سبب تغییر و نوسان بیشتر می‌گردد (Nemes و همکاران، ۲۰۰۶). علاوه بر این، مقدار محتوای آبی در نقطه ورود هوا و ناحیه کاپیلاری منحنی رطوبتی خاک بیشتر تحت تأثیر ساختمان خاک و توزیع اندازه خلل و فرج خاک می باشند (Merdun و همکاران، ۲۰۰۶) که در این تحقیق توزیع اندازه‌ای خلل و فرج نیز تنها در خلل و فرج ۰,۲ تا ۳۰ میکرومتر مدنظر قرار گرفت. به این ترتیب کاربرد متغیرهای ورودی بیشتر مانند مقدار رطوبت در پتانسیل های مختلف و نیز ساختمان خاک می‌توانند در بهبود دقت برآورد ویژگی‌های هیدرولیکی مؤثر باشند. در توابع نقطه‌ای، PWP رابطه نسبتاً خوبی با درصد شن و رس نشان داد و این امر می‌تواند به این دلیل باشد که رطوبت در مکش‌های بالا تحت تأثیر بافت خاک و سطح ویژه است. نتایج نشان می‌دهد که منافذ متوسط (۰,۲–۳۰ µm) در برآورد همه پارامترها بجز PWP مؤثر بوده است. عدم تأثیر آن در نقطه PWP ممکن است به سبب تحت تأثیر قرار داشتن مقدار PWP توسط منافذ ریز خاک (کوچکتر از ۰,۲ میکرومتر) باشد. پارامتر α با استفاده از متغیرهای جرم مخصوص ظاهری و منافذ متوسط و پارامتر n با استفاده از متغیر منافذ متوسط برآورد شد. دلایل پایین بودن ضریب تبیین در توابع پارامتریک (θr و n) این است که این پارامترها توسط نرم‌افزار RETC برآورد شده‌اند و خطای ذاتی حاصل از این برآورد می‌تواند روابط راستین این پارامترها و ویژگیهای زودیافت را دگرگون کند. همچنین رابطه ونگنوختن یک رابطه پیوسته بوده و از یک معادله واحد برای پیش بینی کل منحنی مشخصه رطوبتی استفاده می‌شود و امکان تطبیق در این گستره وسیع کاهش می‌یابد. در توابع نقطه‌ای، FC رابطه نسبتاً خوبی با درصد رس و جرم مخصوص ظاهری و خلل و فرج متوسط داشت و این امر بیانگر تأثیر توزیع تخلخل و ساختمان خاک در مکش‌های پایین می‌باشد.

جدول ۳- مقادیر آماری برای گروه‌های مختلف برای برآورد رطوبت اشباع، FC و PWP

مدل های مختلف	نقاط رطوبتی	RMSE	ME
Regression	FC	۰/۰۱۵۵	۰/۰۱۴۶
	PWP	۰/۰۵۱۵	۰/۰۵۱۰
	θs	۰/۰۶۱۶	۰/۰۵۰۶
گروه اول	FC	۰/۰۲۶۲	۰/۰۲۳۱
	PWP	۰/۰۲۷۰	۰/۰۲۵۹
	θs	۰/۱۳۸۸	−۰/۱۳۶۶
گروه دوم	FC	۰/۰۴۰۲	۰/۰۳۸۰
	PWP	۰/۰۳۲۴	۰/۰۳۱۷
	θs	۰/۱۳۱۰	−۰/۱۲۷۹
گروه سوم	FC	۰/۰۰۲۴	۰/۰۰۱۲
	PWP	۰/۰۱۸۰	۰/۰۱۷۴
	θs	۰/۱۲۹۳	−۰/۱۲۵۹

همانطور که در جدول ۳ مشاهده می‌گردد، آماره‌ها نشان داد که تمامی مدل های برنامه Rosetta مقدار رطوبت اشباع (θs) را بیش برآورد نموده‌اند. گروه سوم در برآورد هر سه نقطه رطوبتی FC، PWP و مکش صفر کیلوپاسکال برآورد خوبی از مقدار رطوبت نسبت به دو مدل دیگر Rosetta نشان داد. همچنین این مدل برای برآورد FC و PWP بهتر از مدل رگرسیونی عمل نموده اما در برآورد θs عملکرد ضعیفتری نسبت به مدل رگرسیونی داشته است. اما در مکش‌های ۳۰۰- و ۱۵۰۰- کیلوپاسکال نسبت به سایر مدل‌های برنامه Rosetta عملکرد بهتری داشته که علت آن را می‌توان به استفاده از ورودی‌های بیشتر و مؤثرتر در مدل مربوط دانست. با اضافه شدن متغیر FC و PWP به مدل، دقت برآورد FC افزایش معنی‌داری یافته است، اما در مورد PWP دقت مدل نسبت به مدل رگرسیونی کم بوده اما نسبت به دو گروه اول و دوم، افزایش دقت برآورد PWP مشهود می‌باشد. در تحقیق مشابهی، Rajkai و همکاران (۲۰۰۴) نیز گزارش نمودند که اضافه کردن نقاط رطوبتی به عنوان متغیر ورودی، دقت توابع را ۲۵ درصد افزایش داده است.

منابع

۱- مهدیان، م.ح، کمالی، ک.، ۱۳۹۰. بررسی اثرات پخش سیلاب بر روند تغییرات برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در ایستگاه‌های پخش سیلاب ، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری.

2- De Jong R, 1983. Soil water desorption curves estimated from limited data. Can. J. Soil Sci. 63, 697–703.

3- Haghverdi A., Cornelis WM., Ghahraman B, 2012. A pseudo-continuous neural network approach for developing water retention pedotransfer functions with limited data. J. Hydrology, 442-443, 46-54.

4- Merdun H., Cinar O., Meral R., Apan M, 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. Soil Till Res, 90, 108–116.

5- Nemes A., Rawls WJ., Pachepsky YA, 2006. Use of the nonparametric Nearest Neighbor approach to estimate soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J, 70, 327–336.

6- Porebska D., Slawinski C., Lamorski K., Walczak RT, 2006. Relationship between van Genuchten's parameters of the retention curve equation and physical properties of soil solid phase. Int. Agrophysics, 20, 153-159.

7- Rajkai K., Kabos S., van Genuchten MT, 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. Soil Till Res. 79, 145-152.

8- van Genuchten MTh, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J, 44, 892–898.

9- Wagner B., Tarnawski VR., Hennings V., Muller U., Wessolek G., Plagge R, 2001. Evaluation of pedotransfer function for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. Geoderma, 102, 275-297.

محاسبه میزان نفوذ آب در خاک به روش حل عددی معادله ریچاردز

نگین دربندی[1]، علی غلامی[2]
۱- کارشناس ارشد خاکشناسی
۲- عضوهیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان

مقدمه

مهمترین مشخصه فیزیکی خاک از نظر کشاورزی نفوذ آب در خاک است. هدف از محاسبه نفوذ با این روش معرفی حل عددی ریچارد جهت برآورد میزان نفوذ آب در خاک در شرایط مختلف بود. به این منظور از داده‌های نفوذ موجود در وزارت کشاورزی و شرکت خدمات مهندسی آب و خاک کشور به تعداد ۳۱۵ نقطه مربوط به مناطق مختلفی از استان‌های کشور استفاده شد. سپس برنامه رایانه‌ای برای محاسبه و تعیین میزان نفوذ به روش حل عددی معادله ریچارد نوشته شد و میزان نفوذ در زمان های ۳۰،۶۰،۹۰ از آغاز نفوذ تعیین گردید، که مزیت روش محاسبات عددی(حل عددی معادله ریچاردز) این است که نیاز به آزمایش‌های صحرایی نفوذ ندارند وامکان لحاظ نمودن خصوصیات فیزیکی هر لایه و میزان رطوبت اولیه است روش حل عددی معادله ریچاردز دقت بالایی دارد ولی باید توجه داشت که تخمین دادهای ورودی این معادله بسیار گران و وقت‌گیر است.

حل عددی معادله ریچارد

به منظور شبیه سازی حرکت آب و توزیع مجدد در محیط خاک معادله به روش تکنیک تفاضل‌های محدود حل گردید. برای این منظور پروفیل خاک به فاصله‌های عمودی مساوی تقسیم و هر قسمت به عنوان یک گره در نظر گرفته شد. خصوصیات فیزیکی خاک برای هر گره تعریف گردید. این گره‌ها با پارامتر i شماره گذاری گردید. اولین گره در سطح زمین قرار گرفت. باتوجه به اینکه هدف شبیه‌سازی حرکت آب آبیاری سطحی (پدیده نفوذ آب به خاک) بود گره اول همواره اشباع فرض گردید. پارامتر زمان نیز به فاصله‌های کوچک تقسیم گردید و هرکدام j نامیده شد. تفاضل‌های محدود قسمت چپ معادله به صورت معادله(۵) تبدیل می‌شود.

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{h_i^j - h_i^{j-1}}{\Delta t} \qquad [5]$$

که در آن فاصله گره زمانی می‌باشد.

قسمت سمت راست یک معادله درجه دوم می‌باشد و تفاضل‌های محدود آن به صورت معادله (۶) خواهد شد.

$$\frac{\partial}{\partial z}\left[k(\theta)\frac{\partial H}{\partial Z}\right] = \frac{\partial}{\partial z}\left[k(\theta)\frac{\partial h + \partial z}{\partial Z}\right] \qquad [6]$$

$$\approx \frac{k^{j-\frac{1}{2}}_{i-\frac{1}{2}}}{\Delta z^2}\left(h_{i-1}^{j-1} + h_{i-1}^{j} - h_i^{j-1} - h_i^{j} + 2\Delta Z\right) - \frac{k^{j-\frac{1}{2}}_{i+\frac{1}{2}}}{\Delta z^2}\left(h_i^{j-1} + h_i^{j} - h_{i+1}^{j-1} - h_{i+1}^{j} + 2\Delta Z\right)$$

که در آن ΔZ فاصله بین گره‌های مکانی می‌باشد. در نتیجه رابطه به شکل زیر خلاصه می‌شود.

$$C(\theta)_i^{j-\frac{1}{2}} \frac{\left(h_i^j - h_i^{j-1}\right)}{\Delta t} \qquad [7]$$

$$= \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{\Delta z^2}\left(h_{i-1}^{j-1} + h_{i-1}^{j} + 2\Delta Z - h_i^{j-1} - h_i^{j}\right) - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z^2}\left(h_i^{j-1} + h_i^{j} + 2\Delta Z - h_{i+1}^{j-1} - h_{i+1}^{j}\right)$$

معادله (۷) مقدار تغییرات رطوبت خاک را در گره i در بین زمان $j\text{-}1$ تا j نشان می‌دهد.

یک معادله شبیه معادله (۸) را می‌توان برای تمامی گره‌ها نوشت. برای n گره n معادله ایجاد می‌شود. باتوجه به معلوم بودن شرایط اولیه مقادیر h^{j-1} مشخص است. در نتیجه معادله (۸) را می‌توان برحسب مقادیر معلوم و مجهول دوباره نوشت..

$$-h_{i-1}^{j}\frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z} + h_i^{j}\left(C_i^{j-\frac{1}{2}}\frac{\Delta z}{\Delta t} + \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}} + k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z}\right) - h_{i+1}^{j}\frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z} = h_{i-1}^{j-1}\frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z} + \qquad [8]$$

$$h_{i+1}^{j-1}\frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z} + h_i^{j-1}\left(C_i^{j-\frac{1}{2}}\frac{\Delta z}{\Delta t} - \frac{k_{i-\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z} - \frac{k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}}{\Delta z}\right) + 2(\Delta z)\left(k_{i-\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}} - k_{i+\frac{1}{2}}^{j-\frac{1}{2}}\right)$$

معادله [8] می‌تواند به شکل ساده پارامتری زیر نوشته شود.

$$\boxed{\alpha_i h_{i-1}^{j} + \beta_i h_i^{j} + \gamma h_{i+1}^{j} = \delta_i} \qquad [9]$$

تمامی پارامترهای α_i ، β_i ، γ_i، δ_i معلوم می‌باشد و مقادیر h_{i-1}^{j}، h_i^{j} و h_{i+1}^{j} مقادیر مجهول هستند. با معلوم بودن شرایط مرزی بالا و پائین دست می‌توان n معادله و n مجهول تشکیل داد و آن را حل نمود.

این مقدار از متوسط‌گیری بین چهار نقطه در دو گره مکانی و دو گره زمانی بدست می‌آید. باتوجه به مجهول بودن مقادیر هدایت هیدرولیکی در زمان j حل معادله (✸) نیاز به سعی و خطا دارد. برای این منظور از روش تکرار استفاده گردید. برای برقرار نمودن رابطه بین هدایت هیدرولیکی، رطوبت حجمی و پتانسیل ماتریک از رابطه کمپل اصلاح شده توسط هاتسون و گیس(۱۹۸۷) استفاده شد. کمپل در سال ۱۹۷۴ معادله زیر را ارایه نمود.

$$h = a\left(\frac{\theta}{\theta_S}\right)^{-b} \qquad [10]$$

که در آن θ_S مقدار رطوبت اشباع حجمی می‌باشد. ضرائب a و b مقادیر ثابت که از برازش منحنی حاصل می‌شود. در زمانی میزان رطوبت θ به اندازه θ_S گردد مقدار h برابر a می‌شود. در نتیجه این معادله برای شرایط اشباع پاسخگو نمی‌باشد. زیرا در طبیعت در نقطه اشباع مقدار پتانسیل از صفر تا مقدار نقطه ورود هوا (Air Entry Value) تغییر می‌کند. در نتیجه مقدار a نیز به نقطه ورود هوا نیز اطلاق می‌شود. برای رفع این مشکل کلپ و هورنبرگ(۱۹۷۸) پیشنهاد تغییر رابطه در مقادیر با رطوبت بالا را دادند. معادله کمپل معادله نهایی است. هاتسون و گیس(۱۹۸۷)رابطه زیر را برای مقادیر θ بیشتر از θ_C ارایه نمودند.

$$h = \frac{a\left(1-\frac{\theta}{\theta_S}\right)^{\frac{1}{2}}}{\left(1-\frac{\theta_C}{\theta_S}\right)^{\frac{1}{2}}} \qquad [11]$$

مقادیر θ_C و h_C یا همان نقطه تغییر منحنی از نهایی به پارابولیک از روابط زیر حاصل می‌شوند.

[12]

$$h = \frac{2b\theta}{(1+2b)} \qquad h_C = a\left(\frac{2b}{1+2b}\right)^{-b}$$

از ترکیب این دو رابطه یک منحنی سیگموئیدی حاصل می‌شود.

[13]

$$k(\theta) = k_S\left(\frac{\theta}{\theta_S}\right)^{2b+2+P}$$

مقدار k_S هدایت هیدرولیکی اشباع و P فاکتوری که به اعواج خلل و فرج بستگی دارد.

برای محاسبه مقادیر a و b نیاز به آزمایش منحنی رطوبتی می‌باشد.. در این پژوهش از این نرم‌افزار (Ret fit) استفاده گردید.

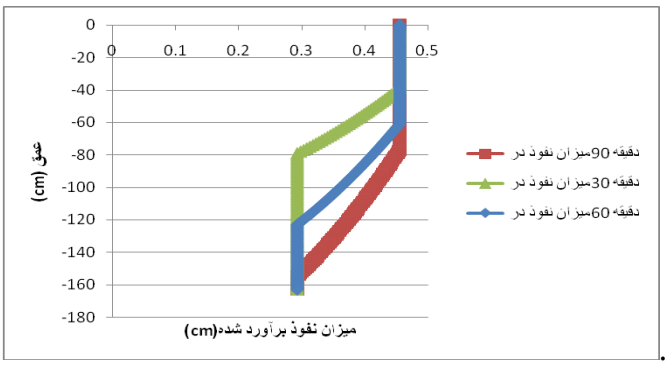
به منظور حل عددی معادله ریچاردز برنامه رایانه‌ای در نرم افزار مطلب نوشته شد، که ورودی‌های این برنامه عبارتند از: a، b، p، k_S، θ_S، θ_{fc}، θ_{wp} که راجب هر کدام قبلاً توضیح داده شده است. خروجی-های خواسته شده از این برنامه برآورد میزان نفوذ آب در خاک در زمان‌های ۳۰، ۶۰، ۹۰ دقیقه می‌باشد. لازم به ذکر است که به صورت تصادفی جهت اجرای برنامه ۱۳ نقطه از نقاطی که مورد ارزیابی گرفتند در این پژوهش استفاده گردید.

نتایج حاصل از حل عددی معادله ریچاردز

بعد از اجرای برنامه رایانه‌ای برای نقاط در نظر گرفته شده میزان نفوذ آب در خاک محاسبه گردید

جدول(۱) میزان RMSE حاصل از حل عددی معادله ریچاردز به کمک برنامه رایانه‌ای

	۳۰ دقیقه	٦۰ دقیقه	۹۰ دقیقه
RMSE	0/601	0/959	1/209
EF	0/98	0/98	0/98



شکل(۱) نیمرخ نفوذ آب در خاک به وسیله نتایج حاصل میزان نفوذ به کمک برنامه یارانه ای حل عددی معادله ریچاردز

بحث و نتیجه گیری

معادله ریچاردز یک مدل پیوسته است که امکان برآورد نفوذ در هر زمانی را دارد و امکان لحاظ نمودن لایه‌های مختلف در برآورد میزان نفوذ در آن وجود دارد و همچنین مقدار رطوبت اولیه در این معادله در تعیین میزان نفود نقش دارد. حل معادله ریچاردز در شرایط مختلف بسیار مشکل بوده و امکان واگرایی وجود دارد، همچنین تعیین پارامترهای فیزیک خاکی ورودی برنامه بسیار گران و وقت گیر می‌باشد. از دیگر معایب معادله ریچاردز این است که لحاظ نمودن رابطه برای منحنی رطوبتی و هدایت هیدرولیکی غیر اشباع بسیار مشکل است.

منابع

۱.بای بوردی م .۱۳۶۸. اصول مهندسی آبیاری . جلد اول. تهران: انتشارات دانشگاه تهران، ۲۰۰ صفحه

۲.علیزاده ا. ۱۳۸۳. رابطه آب و خاک و گیاه. چاپ سوم. مشهد: انتشارات دانشگاه امام رضا (ع)، ۴۷۰ صفحه

3.Argyrokastritis I, p Kerkides. 2003. A note to the variable sorptivity infiltration equation. Water Resour Manage, 17: 133-145.

4.Burnham K.P, D.R Anderso. 2002. Model selection and multimodel inference: A paracticd information theoretic approach. Springer, New York,N Y, pp.488.

5.Mukheibir p.2008. water resources management strategies for adaptation climate- induced impacts in sout Africa.water Resour manage, 22: 1259- 1276

اثر استفاده از غشاء پلی‌اتیلنی در عمق خاک بر نگه‌داشت آب و عملکرد گندم دیم در خاک سبک

مجتبی مهدوی کرمشاهلو[1]، مهدی شرفا[2] و منوچهر گرجی اناری[3]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران
۲و۳- دانشیار پردیس کشاورزی، دانشگاه تهران

مقدمه

کشور ایران به دلیل نقصان ریزش های جوی و نامناسب بودن پراکنش زمانی(خارج از فصل زراعی) و مکانی بارندگی، در زمره کشورهای خشک و نیمه خشک جهان همواره با مشکل کمبود آب روبروست (سید دراجی، ۱۳۸۸). از طرف دیگر ویژگیهای زراعت دیم طوری است که اگر بارش ، کمی از حداقل موردنیاز کمتر باشد ، امکان دارد که اصلا محصول به دست نیاید و اگرکمی بیشتر ببارد، سطح تولید خیلی بالا برود، و حتی دو برابر گردد. (کردوانی، ۱۳۸۷). به دلیل نسبت کم خلل و فرج ریز در خاکهای سبک قدرت نگهداری آب در آنها ناچیز است. بنابراین محققان سعی کردند تا با استفاده از فناوری‌های جدید آب را زیر ناحیه ریشه حفظ و باعث افزایش مقدار آب قابل دسترس گیاه و کارایی مصرف آب و کاهش تنش ناشی از کمبود آب گیاه در مناطق خشک و نیمه خشک شوند Demeriel وkavdir (۲۰۱۲). یکی از این روش‌ها استفاده از لایه نگهدارنده آب در زیرسطح خاک می باشد؛ که با نگهداری آب و عناصر غذایی در ناحیه ریشه و ایجاد حالت پایدار زیست محیطی ، سبب افزایش تولید و اقتصاد محلی با کاهش فرسایش خاک و آلودگی آب‌های زیرزمینی می‌شود. مطالعات صورت گرفته در این زمینه نشان دهنده افزایش کارایی مصرف آب و افزایش تولید می‌باشد. Hansen و Erickson (۱۹۶۸) در ایالت میشیگان آمریکا از آسفالت به عنوان مانعی در برابر حرکت آب و عناصر غذایی از ناحیه ریشه به اعماق پایین‌تر در خاکهای شنی استفاده نمودند و به این نتیجه رسیدند که استفاده از آسفالت باعث کاهش مقدار آب مورد نیاز، افزایش تولید محصول(سیب‌زمینی ، خیار و کلم) و افزایش مقدار آب نگهداری شده در منطقه ریشه نسبت به حالت شاهد (بدون آسفالت)شد . در مطالعه دیگری Demeriel وkavdir (۲۰۱۲) در بررسی اثر غشاء پلی‌اتیلنی بر مقدار آب خاک و رشد و کیفیت بصری گیاه چچم تحت ۲ تیمار کاربرد غشاء پلی‌اتیلنی در دو عمق (۳۰ و۴۰ سانتی‌متری از سطح خاک) و سه سطح آبیاری (۳۳ ، ۶۶ و ۱۰۰ درصد ظرفیت نگهداری آب قابل دسترس خاک مورد آزمایش) گزارش نمودند که استفاده از غشاء در عمق ۴۰ سانتیمتری همراه با ۳۳ درصد ظرفیت نگهداری آب قابل دسترس باعث ذخیره‌سازی آب به میزان ۵۲ درصد بیشتر نسبت به تیمار شاهد (بدون غشاء) شد.Yang و همکاران (۲۰۱۱) نیز عنوان نمودند که استفاده از غشاء نقش مهمی در کاهش هدایت هیدرولیکی آب و در نتیجه تخلیه آب از خاک دارد. بنابراین استفاده از غشاء می-تواند تاثیر فوق‌العاده‌ای در حبس و نگه‌داری آب در خاکهای شنی به ویژه در خاکهای مناطق خشک و نیمه-خشک داشته باشد.

مواد و روش‌ها

این بررسی در یکی از مزارع گندم در ۳۵ کیلومتری شهرستان مشکین‌شهر انجام پذیرفت. بعد از آزمون فیزیکی و شیمیایی خاک ، غشاء پلی‌اتیلنی را در عمق ۳۵ سانتی‌متری به طول و عرض به ترتیب ۱۰ و۶ متر قرار داده و

به سه کرت هم‌اندازه تقسیم کرده و سه کرت با اندازه مشابه به عنوان شاهد براساس طرح کاملا تصادفی طراحی و از مهرماه ۱۳۹۱ تا اول تیرماه ۱۳۹۲ آغاز و اجرا گردید. و در طول تحقیق بعد از دو هفته اول فروردین با گرم شدن هوا و شروع رشد گندم اقدام به اندازه‌گیری رطوبت خاک با TDR[1] در دو عمق ۱۰ و ۲۵ سانتی-متری و اضافه کردن کود اوره به صورت سرک بر اساس عرف محلی نمودیم و بعد از برداشت محصول اقدام به اندازه‌گیری شاخص‌های رشد و عملکرد گندم گردید. نتایج به دست آمده نیز از طریق آزمون t و با استفاده از نرم‌افزار SPSS و Exell مورد ارزیابی و مقایسه قرار گرفت.

نتایج و بحث

نتایج به‌دست آمده از آنالیز فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه به ترتیب در جداول۱ و ۲ و شرایط جوی در جدول ۳ ارائه گردیده‌اند.

جدول ۱ - ویژگی‌های فیزیکی خاک

عمق(cm)	کلاس بافت	$\rho_{b(\frac{gr}{cm^3})}$	$\rho_{s(\frac{gr}{cm^3})}$	$k_{s(\frac{cm}{h})}$	SP درصد حجمی	Fc درصد حجمی	PWP درصد حجمی
۰ -۲۰	لوم شنی	۱/۳	۲/۴۲	۹/۴	۴۳/۱	۲۵/۸۹	۱۳/۲
۲۰ -۴۰	لوم شنی	۱/۳۶	۲/۴۳	۷/۲	۴۲/۶	۲۵/۵	۱۳/۱

جدول۲- ویژگی‌های شیمیایی خاک

عمق(cm)	pH	$Ec(\frac{dS}{m})$	$CaCO_3$%	% OC	٪ N	P(ppm)	K (ppm)
۰ -۲۰	۸/۳	۰/۷۲۲	۰/۷۸	۱/۶۵	۰/۰۹۸	۱۰/۸	۱۹۵/۲۳
۲۰ -۴۰	۸/۴	۰/۶۵۶	۰/۹۷	۱/۳	۰/۰۹۱	۹/۷۸	۱۷۹/۲۴

جدول ۳- وضعیت جوی در مدت زمان کشت

معیارها	ماه‌ها								
	مهر	آبان	آذر	دی	بهمن	اسفند	فروردین	اردیبهشت	خرداد
مجموع بارندگی(mm)	۸/۳	۲۵/۶	۲۶/۷	۱۱	۲۸/۵	۲۴/۱	۱۱	۴۸/۱	۵۷/۳
میانگین دمای ماهیانه(°C)	۱۴/۶	۱۰/۸	۴/۶	۱/۸	۶	۶/۵	۹/۶	۱۱/۲	۱۶/۱

[1] . Time Domain Reflectometry

اثر کارگذاری غشاء بر رشد و عملکرد گیاه

نتایج نشان‌دهنده افزایش شاخص رشد (ارتفاع بوته) و عملکرد (عملکرد دانه، کاه و بیولوژیک) گیاه گندم در سطح یک درصد در تیمار (کرت‌های مربوط به غشاءدارها) نسبت به شاهد (بدون غشاء) مطابق جدول ۴ می-باشد، به غیر از وزن هزاردانه که نسبت به شاهد کاهش داشت. دلیل کاهش در وزن هزار دانه می‌تواند به دلیل کاهش در مقدار رطوبت در اواخر رشد گندم در تیمار به دلیل تراکم بالای بوته‌های گندم و در نتیجه جذب آب بیشتر و تخلیه تیمارها از رطوبت و همچنین افزایش تبخیر (افزایش دما) باشد.یافته‌های این تحقیق با نتایج دیگر محققین از جمله Hansen و Erickson (۱۹۶۸) مطابقت دارد، وی از آسفالت به عنوان مانع نفوذ آب به اعماق استفاده کرده و گزارش نمودند که استفاده از آن اثر معنی‌داری در افزایش تولید محصول(سیب‌زمینی ، خیار و کلم) نسبت به حالت شاهد (بدون آسفالت) داشت.

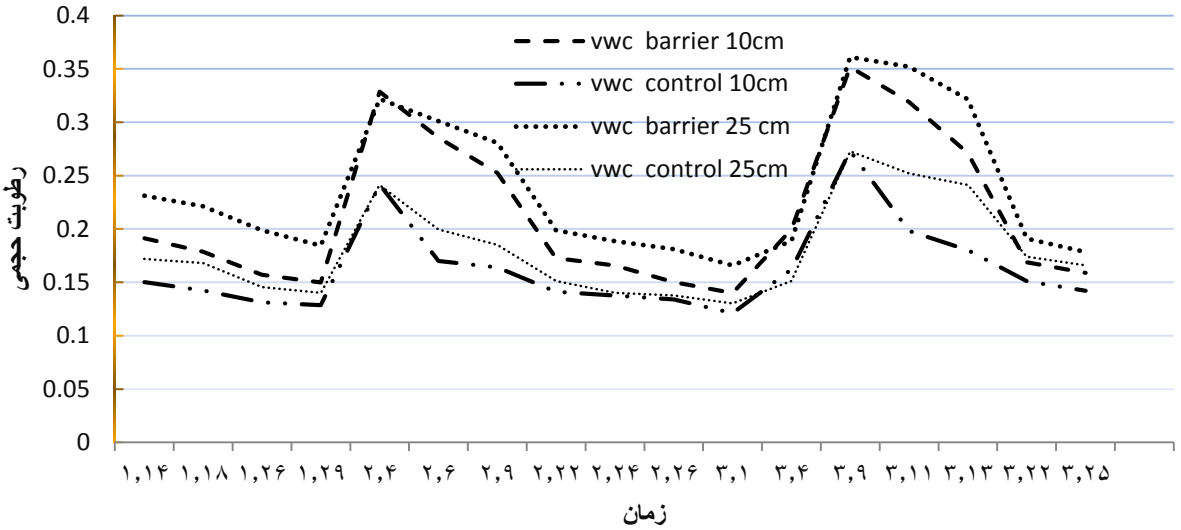
جدول ٤- تجزیه واریانس اثر تیمار بر ارتفاع بوته، عملکرد (دانه، کاه و بیولوژیک) و وزن هزاردانه گندم

پارامتر	گروه ها	میانگین	انحراف معیار	خطای استاندارد میانگین	آزمون t			
					شرط یکسانی واریانس	درجه ازادی	t مقدار	سطح معنی داری
ارتفاع بوته(cm)	غشاءدار	۸۰/۵۴	۱/۰۸	۰/۶۲۷	۰/۵۲۰	۴	۸/۸۷	۰/۰۰۱
	بدون غشا (شاهد)	۷۰/۵۶	۱/۶	۰/۹۴				
عملکرد دانه ($\frac{ton}{he}$)	غشاءدار	۱/۷۶	۰/۰۶۶	۰/۰۳۷	۰/۳۱۲	۴	۶/۴۷۵	۰/۰۰۳
	بدون غشا (شاهد)	۱/۱۳	۰/۱۵۵	۰/۰۸۹				
عملکرد کاه ($\frac{ton}{he}$)	غشاءدار	۳/۳۰۶	۰/۲۳۲	۰/۱۳۴	۰/۴۳۴	۴	۱۰/۴۷۱	۰/۰۰۰
	بدون غشا (شاهد)	۱/۵۸۳	۰/۱۶۵	۰/۰۹۵				
عملکرد بیولوژیک ($\frac{ton}{he}$)	غشاءدار	۵/۰۵	۰/۳۰	۰/۱۷۵	۰/۹۱۷	۴	۹/۱۹	۰/۰۰۱
	بدون غشا (شاهد)	۲/۷۱	۰/۳۲	۰/۱۸۴				
وزن هزاردانه(gr)	غشاءدار	۳۱/۷	۲/۱۷	۱/۲۵	۰/۸۴۱	۴	-۵/۲۳۷	۰/۰۰۶
	بدون غشا (شاهد)	۴۰/۵۲	۱/۹۴	۱/۱۲				

اثر کارگذاری غشاء بر رطوبت خاک

نتایج مطالعه تغییرات رطوبتی در طول دوره رشد از اواسط فروردین تا اواخر خرداد مطابق شکل ۱ نشان دهنده افزایش مقدار رطوبت نگه‌داری شده به مقدار ۳۱ درصد در اولین روزهای بعد از بارندگی در تیمار غشاءدار نسبت به تیمار بدون غشاء(شاهد) می‌باشدکه به دلیل نبود غشاء در شاهد و سرعت نفوذپذیری بالا رطوبت خاک خیلی سریع‌تر تخلیه شده و از دسترس گیاه خارج می‌شود. البته این تفاوت در مقدار رطوبت با گذشت روزهای بیشتر از روز بارندگی کمتر شده و به مقدار رطوبت شاهد نزدیک می‌شود. در اواخر دوره رشد به دلیل گرم شدن هوا (افزایش تبخیر و تعرق) و بالاتر بودن تراکم گیاه در تیمار غشاء دار نسبت به شاهد و در نتیجه افزایش نیاز آبی در تیمار نسبت به شاهد مقدار رطوبت در هر دوعمق، ۱۰ و ۲۵ سانتی‌متر نزدیک به رطوبت خاک شاهد شده و حتی

مقدار رطوبت در عمق ۱۰ سانتی‌متر تیمار نسبت به عمق ۲۵ سانتی‌متری شاهد کمتر شد. نتایج مطالعات رطوبتی این تحقیق با نتایج Demeriel وkavdir (۲۰۱۲) که گزارش نمودند استفاده از غشاء در عمق ۴۰ سانتیمتری همراه با ۳۳ درصد ظرفیت نگهداری آب قابل دسترس باعث ذخیره‌سازی آب به میزان ۵۲ درصد بیشتر نسبت به تیمار شاهد (بدون غشاء) شد و همچنین نتایج Yang و همکاران (۲۰۱۱) که عنوان نمودند استفاده از غشاء نقش مهمی در کاهش هدایت هیدرولیکی آب و در نتیجه تخلیه آب از خاک دارد، بنابراین استفاده از غشاء می‌تواند تاثیر فوق‌العاده‌ای در حبس و نگه‌داری آب در خاکهای شنی به ویژه در خاکهای مناطق خشک و نیمه‌خشک داشته باشد، مطابقت دارد.



شکل ۱- اثر تیماربر روی مقدار رطوبت در دو عمق ۱۰ و ۲۵ سانتی‌متری در طول دوره رشد گندم

منابع:

۱- سید دراجی، س. گلچین ، ا . و احمدی ، ش.، ۱۳۸۸. تأثیر سطوح مختلف یک پلیمر سوپرجاذب (superabA200)و شوری خاک بر ظرفیت نگهداشت آب در سه بافت شنی، لومی و رسی. نشریه آب و خاک(علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۴، شماره۲. صفحه‌های ۳۰۶ تا ۳۱۶.

۲- کردوانی، پ . ۱۳۸۷. ویژگیهای اقلیمی مناطق خشک ، علل خشکی و مسایل آب در ایران . انتشارات دانشگاه تهران.

3- Demirel K, Kavdir Y. 2012 . Effect of soil water retention barriers on turfgruss growth and soil water content. Irrig Sci. DOI 10.1007/s00271-012-0345-1.

4- Erickson A.E., Hansen C.M. , and A.J. Smucker. l968. The influence of subsurface asphalt barriers on the water, properties and productivity of sandy soils. Intern. Cong. Soil Sci., Trans. 9th. Vol. 1:pp.331-337.

5- Yang Z, Smucker A.J. Jiang G, Ma X. 2011. Influence of the membrance on water retention in saturated homogeneous sand columns. International Symposium on Water Resource and Environmental Protection(ISWREP).Vol.2,pp.1590-1593.

پهنه‌بندی استعداد زمین لغزش با روش فرآیند تحلیل سلسله‌مراتبی

مهناز اسکندری[1]، امین فلامکی[2] و مریم محمدزاده[3]
۱- دانش آموخته دکتری خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران
۲- استادیار گروه مهندسی، دانشگاه پیام نور، ایران
۳- دانشجوی دکترای خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

مقدمه

حفاظت از منابع آب و خاک از مهم‌ترین سیاست‌های توسعه پایدار در جهان کنونی است. عدم توجه به این مسأله می‌تواند منجر به مشکلات و چالش‌های دیگری همچون زمین‌لغزش شود که یکی از خطرناک‌ترین انواع فرسایش به شمار می‌رود. به هم خوردن تعادل بین آب و خاک در طبیعت، تخریب جاده‌ها، مناطق مسکونی و زمین‌های کشاورزی و افزایش نرخ رسوب‌زایی در حوزه‌های آبخیز از پیامدهای این پدیده هستند (محمدی و همکاران، ۱۳۸۸). زمین‌لغزش همه‌ساله خسارات جانی و مالی فراوان در مناطق کوهستانی، پرباران و لرزه‌خیز بر جای می‌گذارد. آمارها نشان می‌دهند که سالیانه در حدود ۵۰۰ میلیارد ریال خسارت مالی از طریق زمین‌لغزش‌ها در ایران بوجود می‌آید. این در حالی است که از بین رفتن منابع طبیعی غیر قابل بازگشت محسوب نشوند (رأفت‌نیا و همکاران، ۱۳۹۰). بنابراین بررسی دقیق عوامل موثر در این پدیده در هر منطقه و تهیه نقشه پهنه-بندی استعداد زمین‌لغزش که احتمال مکانی رخداد آن در آینده را نشان می‌دهد، از موارد ضروری برای مقابله با آن است.

تاکنون روش‌های متعددی برای تهیه استعداد زمین‌لغزش ارائه شده است مانند روش‌های آماری، منطق فازی، فرآیند تحلیل شبکه‌ای، شبکه‌های عصبی مصنوعی و مدل‌های فرآیند محور (Kayastha *et al*. 2013). از آنجا که عوامل متعددی در هر منطقه بر وقوع زمین‌لغزش موثر است، کاربرد روش‌های تحلیل تصمیم‌گیری چند معیاره می‌تواند (MCDA)[1] بسیار کارا باشد. یکی از روش‌های بسیار موفق در MCDA، روش فرآیند تحلیل سلسله مراتبی (AHP)[2] است که بر پایه مقایسات زوجی عمل می‌کند (Eskandari *et al*., 2012). استان کهگیلویه و بویراحمد استانی کوهستانی است که چهارمین استان از نظر تعداد وقوع زمین‌لغزش در کشور محسوب می‌شود. بنابراین در این پژوهش از روش AHP برای تهیه نقشه پهنه‌بندی استعداد زمین‌لغزش در بخش جنوبی شهرستان دنا به مرکزیت شهر یاسوج استفاده شد.

مواد و روشها

[1] Multi-Criteria Decision Analysis
[2] analytical hierarchy process

تاکنون برای انتخاب عوامل موثر در وقوع زمین‌لغزش، راهنمای پذیرفته شده جهانی ارائه نشده است. بنابراین روش مناسب انتخاب این عوامل توجه به شرایط منطقه مورد مطالعه، مرور پژوهش‌های انجام شده پیشین و انتخاب داده‌هایی است که در دسترس، تغییرپذیر در منطقه، مستقل از یکدیگر و قابل اندازه‌گیری باشند (Yalcin, 2008). بر همین اساس پنج عامل زمین‌شناسی، پوشش گیاهی، شیب، فاصله از رودخانه‌ها و فاصله از جاده‌ها در این مطالعه به عنوان عوامل موثر در زمین‌لغزش منطقه در نظر گرفته شدند. نقشه هر یک از عوامل تهیه و پس از رقومی شدن در محیط نرم‌افزار ILWIS 3.3 به کلاس‌های مناسب تفکیک گردید. برای تعیین اهمیت هر یک از کلاس‌های عوامل موثر در زمین‌لغزش، اطلاعات گذشته در منطقه استفاده شد. تاکنون ۱۵۹ زمین‌لغزش در استان کهگیلویه و بویراحمد رخ داده است. پس از ثبت این اطلاعات در نرم افزار ILWIS و هم-پوشانی با لایه‌های تهیه شده از نقشه‌های عوامل موثر در زمین‌لغزش، مشخص شد که ۴۴/۶، ۳۶/۰ و ۱۶/۰ درصد از زمین‌لغزش‌های گذشته به ترتیب در جنگل‌های نیمه متراکم، کشاورزی دیم و جنگل‌های کم تراکم رخ داده است. بیشترین سازند زمین‌شناسی حساس به زمین‌لغزش در منطقه، سازند پابده متشکل از شیل خاکستری و مارن با ۵۹٪ رخدادهای پیشین بود و پس از آن سازندهای آسماری و گروه بنگستان تفکیک نشده با درصد رخداد ۲۰ و ۱۹/۶ به ترتیب، قرار داشتند.

جاده‌ها نیز با تغییر توپوگرافی منطقه و افزایش بار و تنش شیب می‌توانند باعث ناپایداری و زمین لغزش شوند. بنابراین احتمال وقوع این پدیده در مناطق نزدیک به جاده‌ها بیشتر است. بسیاری از زمین‌لغزش‌های کم‌عمق به دلیل رواناب‌های سطحی ناشی از بارندگی‌های سنگین رخ می‌دهند. بنابراین احتمال رخداد زمین‌لغزش در فواصل نزدیک به رودخانه‌ها و مسیل‌ها به عنوان زهکش‌های منطقه، بیشتر است. همچنین مطالعه زمین-لغزشهای پیشین نشان داد که بیشترین تعداد آنها در کلاس شیب ۵۰–۳۰ درجه رخ داده‌اند.

برپایه آنچه گفته شد کلاس‌های مختلف عوامل موثر در زمین‌لغزش در دامنه ۱–۰ درجه‌بندی و بدین ترتیب استاندارد شدند. عدد استاندارد شده تخصیصی به کلاس‌های مختلف هر یک از عوامل در جدول ۱ ارائه شده است. سپس با مقایسه زوجی عوامل موثر با یکدیگر به روش AHP، وزن مناسب به هریک تخصیص یافت، به گونه‌ای که نسبت ناسازگاری ماتریس مقایسه زوجی عوامل کمتر از ۱۰٪ باشد. در روش AHP، درصورتی قضاوت‌ها سازگار خواهند بود که این نسبت کمتر از ۰/۱ باشد (Eskandari *et al.*, 2013). پس از محاسبه وزن‌ها، برای محاسبه مقدار ارزش نهایی هر پیکسل از منطقه مورد مطالعه از رابطه ۱ استفاده شد.

$$V_i = \sum_{j=1}^{n} W_j V_{ij} \qquad [۱]$$

که در آن V_i شاخص ترکیبی تناسب در منطقه i، W_j وزن معیار j، V_{ij} ارزش استاندارد شده در منطقه i برای معیار j و n نشان دهنده تعداد معیارهای ارزیابی است. پس از جمع‌بندی معیارهای استاندارد شده وزن‌دار به این روش، نقشه بدست آمده به پنج کلاس تناسب از نظر استعداد زمین‌لغزش تفکیک شد.

نتایج و بحث

وزن لایه‌های زمین‌شناسی، شیب، پوشش گیاهی، فاصله از جاده‌ها و فاصله از رودخانه‌ها، با کاربرد روش AHP به ترتیب ۰/۳۸۱، ۰/۳۳۴، ۰/۱۶۳، ۰/۰۸۵ و ۰/۰۳۷ بدست آمد. بیشترین عامل تأثیرگذار در منطقه، لایه زمین-

شناسی در نظر گرفته شد چراکه بسیاری از زمین‌لغزش‌ها بر پایه نوع خاک و درجه هوازدگی سنگ‌ها اتفاق می‌افتند. پس از آن شیب و پوشش گیاهی مهم‌ترین عوامل موثر در زمین‌لغزش در نظر گرفته شدند. نقشه استاندارد شده هر یک از عوامل در شکل ۱ (a تا e) نشان داده شده است. در این اشکال مناطق مستعد زمین‌لغزش با عدد یک یا نزدیک به آن و مناطق غیرمستعد با عدد صفر یا نزدیک به آن در یک تغییرپذیری پیوسته نشان داده شده‌اند. نقشه عددی نهایی پهنه‌بندی استعداد زمین‌لغزش در منطقه مورد مطالعه در شکل ۱f نشان داده شده است. در این شکل ۶/۷٪ و ۳۵/۶٪ از کل منطقه، به ترتیب در کلاس‌های بسیار مستعد و مستعد در زمین‌لغزش قرار می‌گیرند.

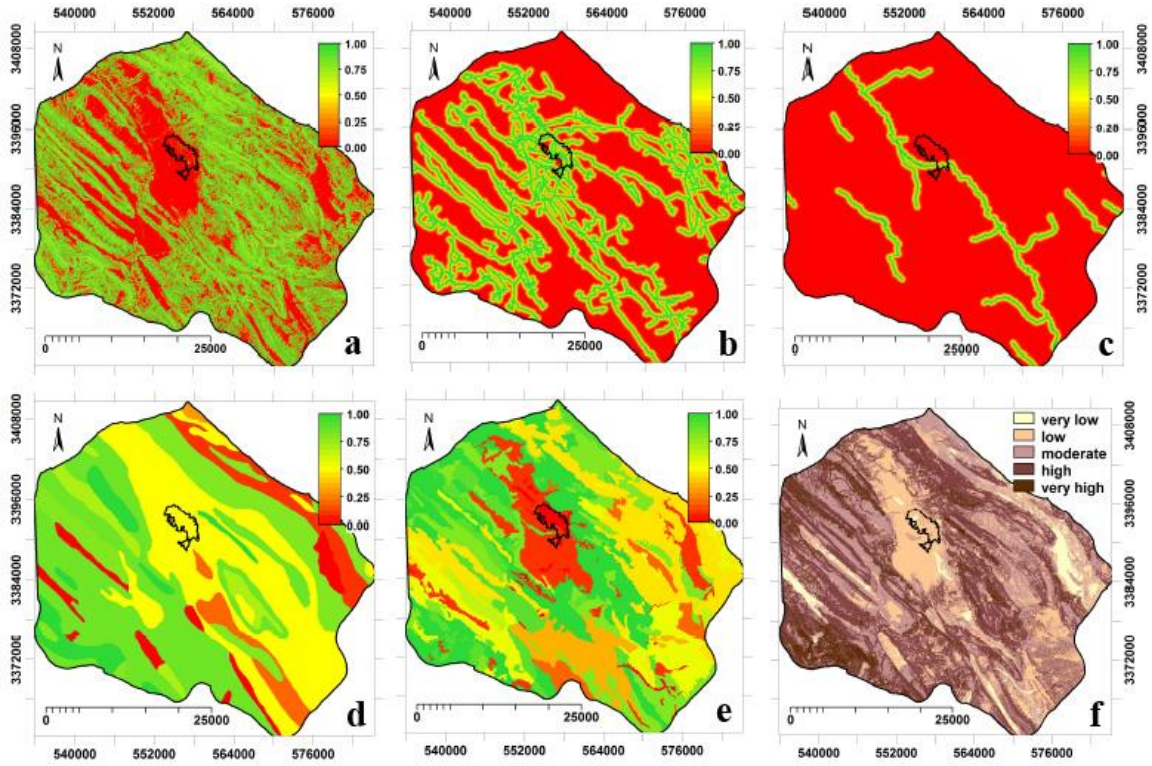
جدول ۱- عدد استاندارد شده تخصیصی به کلاس‌های معیارهای موثر در وقوع زمین‌لغزش

پوشش گیاهی		زمین شناسی		فاصله از رودخانه‌ها (متر)		فاصله از جاده‌ها (متر)		شیب (درجه)	
کلاس*	درجه	کلاس	درجه	کلاس	درجه	کلاس	درجه	کلاس	درجه
جنگل انبوه	۰/۱	سازند پابده	۰/۹۵	۰-۱۰۰	۰/۹۵	۰-۱۰۰	۰/۹۵	۰-۱۵	۰/۱
جنگل نیمه انبوه	۰/۹	سنگ آهک و شیل	۰/۸	۱۰۰-۲۰۰	۰/۸	۱۰۰-۲۰۰	۰/۸	۱۵-۳۰	۰/۴
جنگل تنک	۰/۸۵	سازند آسماری	۰/۸۵	۲۰۰-۳۰۰	۰/۶	۲۰۰-۳۰۰	۰/۶	۳۰-۵۰	۰/۹۵
جنگل خیلی تنک	۰/۹	سازند گورپی	۰/۸	۳۰۰-۵۰۰	۰/۴	۳۰۰-۵۰۰	۰/۴	>۵۰	۰/۸۵
مرتع متراکم	۰/۲	سازند ساچون	۰/۳	۵۰۰-۷۰۰	۰/۲	۵۰۰-۷۰۰	۰/۲		
مرتع نیمه متراکم	۰/۵	سازند گچساران	۰/۷	بیش از ۷۰۰	۰/۱	بیش از ۷۰۰	۰/۱		
مرتع کم تراکم	۰/۸	سازند بختیاری	۰/۵						
بیشه زار	۰/۴	سازند آغاجاری	۰/۱۵						
زراعت دیم	۰/۶	سازند جهرم	۰/۱						
بیرون‌زدگی سنگی	۰/۸۵	سازند آسماری-جهرم	۰/۵						
		سازند کژدمی	۰/۲						

* به سایر کلاس‌های پوشش گیاهی در منطقه مورد مطالعه مانند زراعت آبی عدد صفر به عنوان درجه تعلق گرفت

مقایسه نتایج بدست آمده با زمین‌لغزش‌های پیشین نشان داد که از نظر موقعیت مکانی تمام زمین‌لغزش‌های رخ داده در گذشته در دو کلاس بسیار مستعد و مستعد در نقشه پهنه‌بندی استعداد زمین‌لغزش قرار می‌گیرند که به روش AHP در این پژوهش تهیه شد (شکل ۱f). بنابراین روش AHP توانست به خوبی با توجه به رخدادهای گذشته، پهنه‌بندی استعداد زمین‌لغزش در منطقه را مدل نماید.

نتایج این پژوهش نشان داد که شهرستان یاسوج از نظر احتمال وقوع زمین‌لغزش بسیار مستعد بوده و لازم است تا مسئولان و اولیای امور این شهرستان قبل از هر گونه عملیات ساخت و توسعه زیرساخت‌ها، نقشه پهنه‌بندی استعداد زمین‌لغزش منطقه را حتما در نظر گیرند؛ تا اقدامات لازم برای جلوگیری از خسارات جانی و مالی، تخریب جنگل‌ها و از دست رفتن حجم زیادی از منابع آب و خاک منطقه، انجام گیرد.



شکل ۱- نقشه استاندار شده شیب (a)، فاصله از جاده‌ها (b)، فاصله از رودخانه‌ها (c)، زمین شناسی (d)، پوشش اراضی (e) و نقشه نهایی استعداد زمین لغزش در منطقه (f)

منابع

رأفت‌نیا، ن.ا.، کاویانپور، م.ک. و احمدی، ت. ۱۳۹۰. بررسی علل وقوع پدیده زمین‌لغزش در جنگل گلندرود (مطالعه موردی، سری ۳ حوزه آبخیز ۴۸). فصلنامه علوم و فنون منابع طبیعی، ۶ (۱): ۵۳-۶۳.

محمدی، م.، مرادی، ح.ر.، فیض‌نیا، س. و پورقاسمی، ح.ر. ۱۳۸۸. ارزیابی کارایی مدل‌های عامل اطمینان، ارزش اطلاعاتی و فرآیند تحلیل سلسله مراتبی در پهنه‌بندی خطر زمین‌لغزش (بررسی موردی: بخشی از حوزه آبخیز هراز). نشریه مرتع و آبخیزداری، مجله منابع طبیعی ایران، ۶۲ (۴): ۵۳۹-۵۵۱.

Eskandari M, Homaee M, Mahmodi S, 2012. An integrated multi criteria approach for landfill siting in a conflicting environmental, economical and socio-cultural area. Waste Management 32: 1528–1538.

Eskandari M, Homaee M, Mahmoodi S, Pazira E, 2013. Integrating GIS and AHP for Municipal Solid Waste Landfill Site Selection. Journal of Basic and Applied Scientific Research 3(4): 588-595.

Kayastha P, Dhital MR, De Smedt F, 2013. Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping: A case study from the Tinau watershed, west Nepal. Computers and Geosciences 52: 398–408.

Yalcin A, 2008. GIS-based landslide susceptibility mapping using analytical hierarchy process and bivariate statistics in Ardesen (Turkey): Comparisons of results and confirmations. Catena 72: 1–12.

بررسی رابطه گنجایش تبادل کاتیونی خاک با توزیع اندازه خاک‌دانه‌ها

حسین بیات[1*]، محمد جُرّه[2]، علی اکبر صفری سنجانی[3]، ناصر دواتگر[4]

۱- **استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا-همدان**

۲- **دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا-همدان**

۳- **استاد گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا-همدان**

۴- **استادیار گروه خاکشناسی مؤسسه تحقیقات برنج کشور**

مقدمه

گنجایش تبادل کاتیونی[1] (CEC) خاک از مهم‌ترین ویژگی‌های شیمیایی آن است که توانایی خاک را برای نگهداری مواد غذایی و آب نشان می‌دهد و شناسه خوبی برای کیفیت و بهره‌وری خاک می‌باشد (میرخانی و همکاران، ۱۳۸۴). دشواری‌هایی مانند تغییر pH و قدرت یونی محلول خاک هنگام اندازه‌گیری CEC با بودن کلوئیدهای با بار وابسته به pH، از یک سو (دموس و بیل، ۱۹۹۸) و آهک فراوان به ویژه در اریدیسول‌های ایران، (بریوسما و همکاران، ۱۹۸۶) یا بودن گچ در خاک‌های مناطق خشک از سوی دیگر، اندازه‌گیری مستقیم این فراسنجه[2] را دشوارتر می‌کند (فرناندو، ۱۹۷۷). بنابراین اندازه‌گیری این فراسنجه کاری وقت گیر و پر هزینه است (میرخانی و همکاران، ۱۳۸۴). به همین علت از روش‌های غیر مستقیم مانند توابع انتقالی[3](PTFs) برای برآورد CEC استفاده می‌شود (مانریکو و همکاران، ۱۹۹۱).

تاکنون از فراسنجه‌های بی‌شماری برای برآورد CEC در توابع انتقالی بهره‌گیری شده است که در این خصوص گزینش متغیرهای شایسته به‌عنوان ورودی توابع انتقالی، در توانایی پیش‌بینی مدل از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است (مسکینی، ۱۳۸۹). تا آنجا که جستجو شد پژوهشی درباره رابطه CEC خاک‌ها با توزیع اندازه خاک‌دانه‌های خاک، گزارش نشده است. اما با توجه به اینکه اغلب فاکتورهای دخیل در فرآیند خاک دانه سازی، به گونه مستقیم و غیر مستقیم در تعیین اندازه CEC خاک‌ها موثر هستند، می‌توان این فرضیه را مطرح کرد که CEC خاک را از فراسنجه‌های وابسته به خاک‌دانه‌های خاک (مثل فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاک‌دانه‌ها) پیش بینی و تعیین نمود. بنابراین اهداف این پژوهش عبارتند از: برآورد CEC با بهره‌گیری از فراسنجه‌های فراکتالی توزیع اندازه خاک‌دانه‌ها و مقایسه توان مدل‌های گوناگون فراکتالی با یکدیگر و معرفی برترین مدل فراکتالی در برآورد CEC خاک.

مواد و روشها

در این پژوهش ۱۲۹ نمونه از خاک‌های شاخص بر پایه سری خاک‌های غالب از استان همدان (۶۹ نمونه خاک) و گیلان (۶۰ نمونه خاک) برداشت شد. در آزمایشگاه کربن آلی خاک به روش والکی بلک (والکی و بلک، ۱۹۳۴) یا اکسیداسیون تر، CEC خاک به روش باور (باور، ۱۹۵۲)، pH هر یک از خاک‌ها از نسبت ۱:۲/۵خاک به آب (نگوین و سوکیاس، ۲۰۰۲) و بافت خاک به روش هیدرومتر (گی و بادر، ۱۹۸۶)، اندازه‌گیری شد.

. Cation exchange capacity

[2] . Parameters

[3]. Pedotransfer functions

برای بدست آوردن توزیع اندازه خاک‌دانه‌های درشت از الک تر با روش یودر (۱۹۳۶) که توسط بیات (۱۳۸۲) اصلاح شده است، بهره‌گیری گردید. در این روش خاک‌دانه‌ها در اندازه‌های ۰/۲۵ – ۰/۵، ۰/۵ – ۱/۰، ۱/۰ – ۲/۰، ۲/۰ – ۴/۷۵ و ۴/۷۵ – ۸/۰ میلی‌متر اندازه‌گیری شدند. توزیع اندازه خاک‌دانه‌های ریز (ASD[۴]) مشابه توزیع اندازه ذرات خاک اندازه‌گیری شد (گی و بادر، ۱۹۸۶). ولی از عامل دیسپرس کننده استفاده نشد و برای به‌دست آوردن اجزای خاک‌دانه‌های در اندازه شن از روش الک تر استفاده شد. برای بدست آوردن اجزای خاک دانه‌های در اندازه کوچک‌تر از ۰/۰۵ mm از روش هیدرومتری با ده قرائت بهره‌گیری شد. خاک دانه‌های هم اندازه شن در پنج کلاس جداسازی شدند.

با داشتن توزیع اندازه خاک‌دانه‌ها از مدل‌های تیلر و ویت کرفت (۱۹۹۲)، بیرد و همکاران (۲۰۰۰) و پریر و بیرد (۲۰۰۲) برای برآورد پارامترهای فراکتالی بهره‌گیری گردید.

از شبکه عصبی پرسپترون چند لایه[۵] (MLP) برای اشتقاق PTFهای گنجایش تبادل کاتیونی بهره‌گیری شد. نخست، نرمال بودن داده‌های هر متغیر بررسی شد و داده‌های متغیرهای با توزیع فراوانی غیر نرمال پس از تبدیل نرمال و سپس استاندارد شدند. برای ایجاد و ارزیابی درستی مدل‌ها تعداد ۹۰ نمونه خاک برای مرحله آموزش مدل‌ها و تعداد ۳۹ نمونه خاک نیز برای مرحله آزمون به روش تصادفی گزینش گردیدند. مدل با متغیرهای ورودی شن، رس، ماده آلی و pH به عنوان مدل پایه گزینش شد. سپس پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه خاکدانه‌های ریز و درشت هر کدام از مدل‌ها به گونه جداگانه و ترکیبی، به مدل اصلی افزوده شدند. کلیه علائم اختصاری در جدول ۱ تعریف شده و پارامترهای ورودی هر مدل در جدول ۲ نشان داده شده است. برتری و درستی هر یک از مدل‌ها بر پایه آماره‌های R^2 (ضریب تعیین)، معیار اطلاعات آکایک (AIC)، مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب بهبود نسبی (RI) ارزیابی شد.

جدول ۱ . تعریف نشانه‌های اختصاری

علامت	شرح	علامت	شرح
C	مقدار رس	α MI MI	فراسنجه فراکتالی خاک‌دانه‌های ریز مدل پریر و بیرد
Si	مقدار سیلت	D MI B	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های ریز مدل بیرد
S	مقدار شن	C MI B	فراسنجه فراکتالی خاک‌دانه‌های ریز مدل بیرد
OM	ماده آلی	D MWD M	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های درشت مدل تیلر و ویت کرافت
pH	واکنش خاک	D MWD MI	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های درشت مدل پریر و بیرد
CEC	گنجایش تبادل کاتیونی	α MWD MI	فراسنجه فراکتالی خاک‌دانه‌های درشت مدل پریر و بیرد
D MI M	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های ریز مدل تیلر و ویت کرافت	D MWD B	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های درشت مدل بیرد
D MI MI	بعد فراکتالی خاک‌دانه‌های ریز مدل پریر و بیرد	c MWD B	فراسنجه فراکتالی خاک‌دانه‌های درشت مدل بیرد

نتایج و بحث

همه مدل‌ها (۲–۹)، توانستند به خوبی و به گونه چشم گیری آماره‌های R^2، RMSE، RI و AIC را بهبود دهند (جدول ۲). برتری آکایک در آزمون و آموزش همه مدل‌ها (۲–۹) در سطح احتمال ۵٪ چشم گیر بود. اندازه R^2 در همه مدل‌ها (۲–۹) نسبت به مدل ۱ افزایش نشان داده و RMSE و RI نیز نسبت به مدل اصلی (مدل ۱) بهبود نشان داد. یکی از دلایل بهبود در همه مدل‌ها این است که با افزوده شدن فراسنجه‌های فراکتالی توزیع

. Aggregate size distribution
. Multilayer perceptron

اندازه خاک‌دانه‌ها، اطلاعات کامل‌تری به این مدل‌ها افزوده شده و سبب بهبود دقت و صحت آن‌ها گردید. بهترین آماره‌های مدل‌ها در هر دو بخش آموزش و آزمون مربوط به مدل ۲ بود که در آن از بعد فراکتالی توزیع اندازه خاک‌دانه‌های ریز مدل تیلر و ویت‌کرافت علاوه بر ورودی‌های مرحله اول به‌عنوان تخمین‌گر استفاده شده بود. دلایلی را که باعث می‌شود شاهد برتری مدل‌های فراکتالی گوناگون نسبت به مدل پایه باشیم، باید در ماهیت مدل و رابطه فراسنجه‌های فراکتالی با فراسنجه‌های مدل پایه جستجو کرد.

نظریه فراکتال امکان کمی کردن فرایندها یا فعالیت‌های بیولوژیکی، شیمیایی و فیزیکی خاک را که در مقیاس‌های متفاوت مکانی اندازه‌گیری شده‌اند، فراهم می‌کند (اندرسون و همکاران، ۱۹۹۸). ذو و دانگ (۲۰۰۴) نیز با بهره‌گیری از فراسنجه‌های فراکتالی، منحنی مشخصه رطوبتی، هدایت هیدرولیکی نسبی و ویژگی‌های هیدرولیکی را به صورت موفقیت آمیزی برآورد نمودند. لذا موفقیت تخمین CEC با استفاده از تئوری فراکتالی قابل انتظار بود.

در میان ۳ مدل هر دو توزیع اندازه خاک‌دانه‌های ریز و درشت، به ترتیب مدل‌های تیلر و ویت‌کرفت، بیرد و پریر و بیرد مدل‌های برتر بودند. ترتیب دقت برازش این مدل‌های فراکتالی متفاوت بوده و دقت برازش آن‌ها، ارتباطی با بهبود یا عدم بهبود دقت تخمین مدل‌ها نداشتند. شاید این نتیجه متفاوت بودن قابلیت کاربردی مدل‌های فراکتالی با دقت برازش آن‌ها را نشان می‌دهد. فراکتال‌ها توان پیش‌بینی اثر هندسه پیچیده ساختمان خاک بر برخی فرایندهای خاک را دارند (یوانگ و همکاران، ۲۰۰۱). به همین علت توانسته‌اند رابطه بین CEC و ساختمان خاک را شبیه‌سازی نمایند.

جدول ۲. آماره های داده‌های آموزش و آزمون مدل‌های شبکه عصبی

	آزمون				آموزش				
	AIC	RI(%)	RMSE	R^2	AIC	RI(%)	RMSE	R^2 [$]	شماره مدل
OM- PH-C - S	-۲۴/۲		۰/۶۶	۰/۶۰	-۹۴/۹		۰/۵۶	۰/۷۰	۱
D MI M -OM- PH-C - S	-۵۱/۳*	۲۹	۰/۴۷	۰/۸۱	-۱۶۰/۳*	۳۰	۰/۳۹	۰/۸۶	۲
α MI MI-D MI MI -OM- PH-C - S	-۳۸/۵*	۱۷	۰/۵۵	۰/۸۰	-۱۷۰/۱*	۳۴	۰/۳۷	۰/۸۷	۳
C MI B-D MI B -OM- PH-C - S	-۴۳/۷*	۲۲	۰/۵۲	۰/۷۷	-۱۶۶/۵*	۳۳	۰/۳۸	۰/۸۷	۴
D MWD M-OM- PH-C - S	-۴۰/۲*	۱۹	۰/۵۴	۰/۷۸	-۱۵۷/۷*	۲۹	۰/۴۰	۰/۸۵	۵
α MWD MI-D MWD MI -OM- PH-C- S	-۳۷/۳*	۱۶	۰/۵۶	۰/۷۳	-۱۵۱/۳*	۲۷	۰/۴۱	۰/۸۵	۶
C MWD B-D MWD B -OM- PH-C - S	-۴۳/۰*	۲۱	۰/۵۲	۰/۷۷	-۱۵۶/۷*	۲۹	۰/۴۰	۰/۸۵	۷
α MI MI-D MI MI- α MWD MI-D MWD MI-OM- PH-C - S	-۳۳/۵*	۱۱	۰/۵۹	۰/۷۳	-۱۱۷/۷*	۱۲	۰/۵۰	۰/۷۹	۸
C MWD B-D MWD B-C MI B-D MI B-OM- PH-C - S	-۳۶/۲*	۱۴	۰/۵۷	۰/۷۳	-۱۶۹/۱*	۳۴	۰/۳۷	۰/۸۷	۹

[$] .کلیه نشانه‌های اختصاری در جدول ۱ آورده شده است. * تفاوت معنی‌دار با مدل پایه (مدل ۱) در سطح احتمال ۵ درصد است.

دامنه R^2 به‌دست آمده برای مرحله آموزش در این تحقیق بین ۰/۷۰ تا ۰/۸۷ بود که از نتایج گزارش شده توسط معلمی و دواتگر (۱۳۹۰) بهتر بود. آن‌ها با ایجاد توابع انتقالی جهت تخمین CEC در گروه‌های بافتی متفاوت از متغیرهای ورودی مانند شن، سیلت، رس، کربن آلی و pH خاک استفاده کردند و R^2 معادل با ۰/۲۷ تا ۰/۶۸ را برای داده‌های آموزش گزارش کردند. همچنین نتایج این تحقیق قابل مقایسه با نتایج مانریکو و همکاران (۱۹۹۱) است که از ویژگی‌های متعدد فیزیکی و شیمیایی (مانند مجموع بازهای قابل تبادل، آلومینیوم قابل

عصاره‌گیری با KCl یک مولار و آلومینیوم قابل عصاره‌گیری با سیترات دیتیونات) برای تخمین CEC استفاده کردند و R^2 بین ۰/۴۲ تا ۰/۹۳ را برای رده‌های مختلف خاک‌ها گزارش کردند. ولی برتری مدل‌های ایجاد شده در این مطالعه این است که اندازه‌گیری توزیع اندازه خاک‌دانه‌های درشت و ریز بسیار کم‌هزینه تر و ساده‌تر از برخی ویژگی‌های شیمیایی است که مانریکو و همکاران (۱۹۹۱) به عنوان تخمین‌گر استفاده کردند.

منابع

بیات، ح. (۱۳۸۲). بررسی اثرات خاک ورزی وتردد چرخها بر ویژگی‌های فیزیکی خاک. پایان نامه کارشناسی ارشد خاک شناسی دانشگاه بوعلی سینا.

معلمی، س. و دواتگر، ن.، ۱۳۹۰. مقایسه توابع انتقالی رگرسیونی و شبکه عصبی مصنوعی در برآورد گنجایش تبادل کاتیونی خاکهای گیلان. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک. شماره ۵۵: ۱۶۹-۱۸۱.

مسکینی، ف.، شعبانپور شهرستانی، م. و دواتگر، ن. ۱۳۸۹. تجزیه علیت خصوصیات خاک موثر بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک‌های شالیزاری. نشریه آب و خاک، جلد ۲۴، شماره ۶: ۱۲۵۳-۱۲۴۶.

میرخانی ر، شعبانپور م و سعادت س. ۱۳۸۴. استفاده از فراوا نی نسبی ذرات و درصد کربن آلی برای برآورد ظرفیت تبادل کاتیونی خاک‌های استان لرستان. مجله علوم خاک و آب ۱۹:۲۳۵ -۲۴۲.

Anderson AN, McBratney AB and Crawford WJ, 1998. Application of fractals to soil studies. Adv. Agron. 63: 1-76.

Bird NRA, Perrier E. and Rieu M. 2000. The water retention function for a model of soil structure with pore and solid fractal distributions. Eur. J. Soil Sci. 51: 55-63.

Breeuwsma A, Wosten JHM, Vleeshouwer JJ, Van Slobbe AM and Bouma J. 1986. Derivation of land qualities to assess environmental problems from soil surveys. Soil Science Society of America Journal, 50: 186–190.

Demuth H and Beale M, 1998. Neural Network Toolbox for Use with MATLAB. MathWorks, Inc.

Fernando MJ, Burau RG and Arulanandam K. 1977. A new approach to determination of cation exchange capacity. Soil Science Society of America Journal, 41: 818-820.

Gee G and Bauder W, 1986. Particle size distribution analysis. In: Klute A (Ed.), Method of soil analysis. Part 1, second ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI, Pp: 383-411.

Manrique LA, Jones CA and Dyke PT. 1991. Predicting cation-exchange capacity from soil physical and chemical properties. Soil Sci. Soc. Amer. J. 50:787-794.

Perrier E and Bird N, 2002. Modelling soil fragmentation: the PSF approach. Soil Tillage Res. 64: 91–99.

Tyler SW and Wheatcraft SW, 1992. Fractal scaling of soil particle-size distribution: analysis and limitations. Soil Sci. Soc. Am. J. 56: 362-369.

Xu YF and Ping D, 2004. Fractal approach to hydraulic properties in unsaturated porous media. Chaos, Solitions and Fractals. 19: 327-337.

Young IM, Crawford JW and Rappoldt C, 2001. New method and models for characterizing structural heterogeneity of soil. Soil and Tillage Res. 61: 33-45.

تعیین زیرحوزه‌های بحرانی از نظر خطر فرسایش خاک در حوزه آبخیز بازفت با استفاده از روش خوشه‌بندی فازی - الگوریتم ژنتیک

علی اصغر بسالت پور[1]، شمس الله ایوبی[2]، محمد علی حاج عباسی[2] و احمد جلالیان[3]
۱- استادیار گروه علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه ولیعصر (عج) رفسنجان، کرمان
۲- به ترتیب دانشیار و استاد گروه علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان
۳- استاد گروه علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان اصفهان، اصفهان

مقدمه

حفاظت از منابع طبیعی یک حوزه آبخیز (خاک، پوشش گیاهی، آب و غیره) به منظور جلوگیری از فرسایش و هدررفت خاک، انتقال رسوب، سیلاب‌های مخرب و خشک‌سالی و در عین حال پایداری رژیم آبی رودخانه‌ها با بهره‌برداری بهینه از منابع طبیعی حوزه فراهم می‌آید که لازمه آن برنامه‌ریزی‌های صحیح و مدیریت بهینه حوزه آبخیز است (بسالت پور ۱۳۹۱). به منظور اعمال یک مدیریت بهینه در حوزه آبخیز توجه به کلیه عوامل و فاکتورهای مؤثر بر تصمیم‌گیری‌ها و برنامه‌ریزی‌ها نظیر قابلیت اراضی حوزه، عوامل اقتصادی و اجتماعی، فیزیوگرافی و توپوگرافی، هواشناسی و اقلیم، زمین‌شناسی و هیدرولوژی و بسیاری دیگر از عوامل الزامی است. این امر بر پیچیدگی‌ها و عدم قطعیت تصمیم‌گیری‌ها افزوده و بنابراین لزوم استفاده از فناوری‌های نوین بهینه-سازی در تصمیم‌گیری‌ها و برنامه‌ریزی‌های مدیریتی را بیش از پیش نمایان می‌سازد. دراین پژوهش قابلیت استفاده از روش خوشه‌بندی فازی- الگوریتم ژنتیک برای تعیین زیرحوزه‌های بحرانی از نظر خطر فرسایش خاک در حوزه آبخیز بازفت (یکی از ۶ زیرحوزه اصلی حوزه آبخیز کارون شمالی) بررسی شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه حوزه آبخیز بازفت (′۳۴ °۴۹ تا ′۳۲ °۵۰ طول شرقی و ′۳۷ °۳۱ تا ′۳۹ °۳۲ عرض شمالی) یکی از ۶ زیرحوزه اصلی حوزه آبخیز کارون شمالی بود. بخش اعظم این حوزه (حدود ۵۰ درصد) کوهستانی است و شیب متوسط آن متغیر و بیش‌ترین آن مربوط به کلاس شیب ۴۰ تا ۷۰ درصد است. به منظور برآورد خطر فرسایش در منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش الگوریتم ژنتیک - خوشه‌بندی فازی، میانگین وزنی ۱۲ پارامتر زودیافت که در منابع مختلف به عنوان پارامترهای مؤثر بر هدررفت خاک و تولید رسوب معرفی شده‌اند (شامل درصد شیب، جهت شیب (Aspect)، فاکتور توپوگرافی (LS)، اختلاف ارتفاع (Height difference)، Hypsometric Integral، شاخص پوشش گیاهی (NDVI)، شاخص قدرت جریان (Stream power)، شاخص انتقال رسوب (Sediment transport index)، شاخص رطوبتی (Wetness index)، انحنای مسطح (Plan curvature)، انحنای پروفیلی (Profile curvature) و مساحت زیرحوزه) برای هر یک از زیرحوزه‌ها تعیین شد. برای این منظور، ابتدا نقشه هر یک از پارامترها با استفاده از نقشه مدل رقومی ارتفاعی (DEM) حوزه آبخیز مورد مطالعه به عنوان نقشه پایه در محیط نرم‌افزار SAGA تهیه گردید. نقشه شاخص NDVI نیز با استفاده از تفسیر تصویر ماهواره‌ای IRS ۲۰۰۸ در محیط نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. پس از تهیه نقشه پارامترهای مورد نیاز، متوسط وزنی هر پارامتر برای هریک از زیرحوزه‌ها با اعمال دستور Zonal در محیط نرم-افزار ArcGIS تعیین گردید. جداسازی زیرحوزه‌ها بر اساس توپوگرافی سطحی منطقه و با استفاده از نقشه‌های

مدل رقومی ارتفاعی و شبکه جریان حوزه آبخیز در محیط نرم‌افزار ArcGIS و با استفاده از مدل SWAT انجام شد.

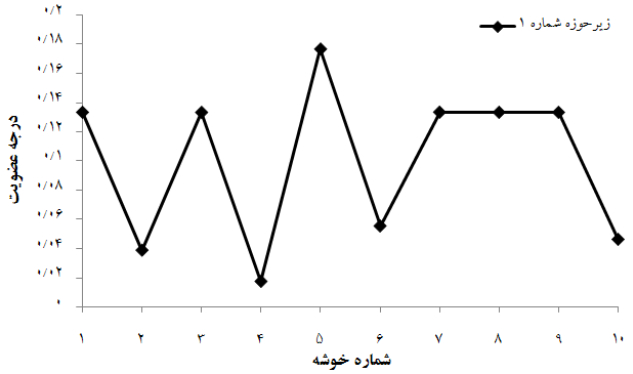
پس از استانداردسازی داده‌ها از نرم‌افزار GA-Fuzzy Clustering برای مدل‌سازی خطر فرسایش با استفاده از روش الگوریتم ژنتیک – خوشه‌بندی فازی در حوزه آبخیز بازفت استفاده شد. خوشه‌بندی فازی بر مبنای الگوریتم ژنتیک ضمن یافتن تعداد بهینه مرکز خوشه‌ها با در نظر گرفتن برخی اشیاء داده به عنوان مراکز خوشه-ها، سبب کارایی بهتر الگوریتم خوشه‌بندی می‌شود. در این الگوریتم ابتدا ماتریس فاصله‌ها (که معمولاً فاصله اقلیدسی هر شیء داده نسبت به دیگر اشیاء داده را نگه‌داری می‌کند) محاسبه می‌شود. سپس به ازای هر شیء داده j، یک شعاع همسایگی r تعریف شده تا در صورتی‌که آن شیء داده به عنوان مرکز خوشه قرار گیرد، میزان تعلق شیء داده i $(i \neq j)$ که در فاصله r از شیء مرکزی j قرار می‌گیرد، برابر ۰/۵ شود (μ_{ij} =۰/۵). مقدار i به میزان پراکندگی مجموعه داده‌ها بستگی دارد. پس از خوشه‌بندی زیرحوزه‌ها به منظور تعیین زیرحوزه‌های بحرانی با بیش‌ترین خطر فرسایش، ابتدا یک خوشه فرضی که در آن ۱۲ پارامتر مورد استفاده برای برآورد خطر فرسایش به صورتی در نظر گرفته شدند تا بیش‌ترین فرسایش و رسوب حاصل شود، تعریف شد. سپس فاصله شباهت[۱] بین هر خوشه و خوشه فرضی با استفاده از معیار فاصله اقلیدسی تعیین گردید.

نتایج و بحث

با اجرای مدل SWAT به منظور بستن حوزه آبخیز و تشکیل زیرحوزه‌ها، حوزه آبخیز بازفت به ۵۵ زیرحوزه تقسیم شد. با انجام مدل‌سازی خطر فرسایش با استفاده از روش الگوریتم ژنتیک – خوشه‌بندی فازی، مقدار عضویت هر یک از زیرحوزه‌ها به خوشه‌های مختلف تعیین شد (شکل ۱ به عنوان نمونه چگونگی عضویت زیرحوزه شماره ۱ به خوشه‌های مختلف را نشان می‌دهد). با تعیین مقدار بیشینه درجه عضویت هر زیرحوزه، شماره خوشه‌ای که هر زیرحوزه به آن تعلق خواهد داشت، مشخص می‌گردد. بر این اساس، زیرحوزه‌های شماره ۱ تا ۸ به ترتیب به خوشه‌های شماره ۵، ۹، ۶، ۶، ۲، ۹، ۹ و ۹ تعلق یافتند (جدول ۱). مقدار بیشینه درجه عضویت زیرحوزه‌های شماره ۹ تا ۱۶ به ترتیب برابر ۰/۵۴۰۷، ۰/۳۷۵۳، ۰/۱۴۴۷، ۰/۳۴۳۹، ۰/۶۰۰۰، ۰/۷۲۸۱، ۰/۳۸۳۴ و ۰/۸۰۹۳ بود و بنابراین این زیرحوزه‌ها به ترتیب به خوشه‌های شماره ۲، ۹، ۷، ۲، ۲، ۲، ۹ و ۲ تعلق پیدا کردند. زیرحوزه‌های شماره ۱۷ تا ۲۴ نیز با مقادیر بیشینه درجه عضویت برابر ۰/۱۳۴۲، ۰/۷۵۹۸، ۰/۱۶۸۷، ۰/۱۸۱۷، ۰/۶۲۴۲، ۰/۲۲۱۳، ۰/۵۶۳۴ و ۰/۱۴۷۸ به ترتیب به خوشه‌های شماره ۱۰، ۶، ۷، ۹، ۴، ۶، ۴ و ۱ تعلق یافتند. زیرحوزه‌های شماره ۲۵ تا ۳۲ به ترتیب به خوشه‌های شماره ۹، ۳، ۴، ۴، ۱، ۳، ۳ و ۶ تعلق یافتند. زیرحوزه شماره ۳۳ با مقدار بیشینه درجه عضویت ۰/۱۴۳۰ به خوشه شماره ۸ تعلق داشت و زیرحوزه‌های شماره ۳۴ تا ۴۰ نیز به ترتیب به خوشه‌های شماره ۳، ۹، ۷، ۷، ۱، ۱۰ و ۶ متعلق بودند. مقدار بیشینه درجه عضویت زیرحوزه‌های شماره ۴۱ تا ۴۸ به ترتیب برابر ۰/۴۵۷۹، ۰/۲۶۹۹، ۰/۱۴۷۳، ۰/۱۵۴۰، ۰/۲۴۷۱، ۰/۴۳۳۲، ۰/۲۴۶۴ و ۰/۱۴۲۱ بود و بنابراین این زیرحوزه‌ها به ترتیب به خوشه‌های شماره ۹، ۶، ۱۰، ۱، ۹، ۶، ۱۰ و ۳ تعلق یافتند. زیرحوزه‌های شماره ۴۹ تا ۵۵ به ترتیب به خوشه‌های شماره ۹، ۷، ۱۰، ۱۰، ۳، ۳ و ۳ تعلق یافتند.

۱- Similarity distance

بنابراین خوشه شماره ۹ با ۱۲ زیرحوزه و خوشه‌های شماره ۵ و ۸ هر کدام با یک زیرحوزه به ترتیب بیش‌ترین و کم‌ترین تعداد زیرحوزه را در برگرفتند (جدول ۱).



شکل ۱. مقادیر درجه عضویت زیرحوزه شماره ۱ در خوشه‌های مختلف بر اساس روش الگوریتم ژنتیک – خوشه‌بندی فازی

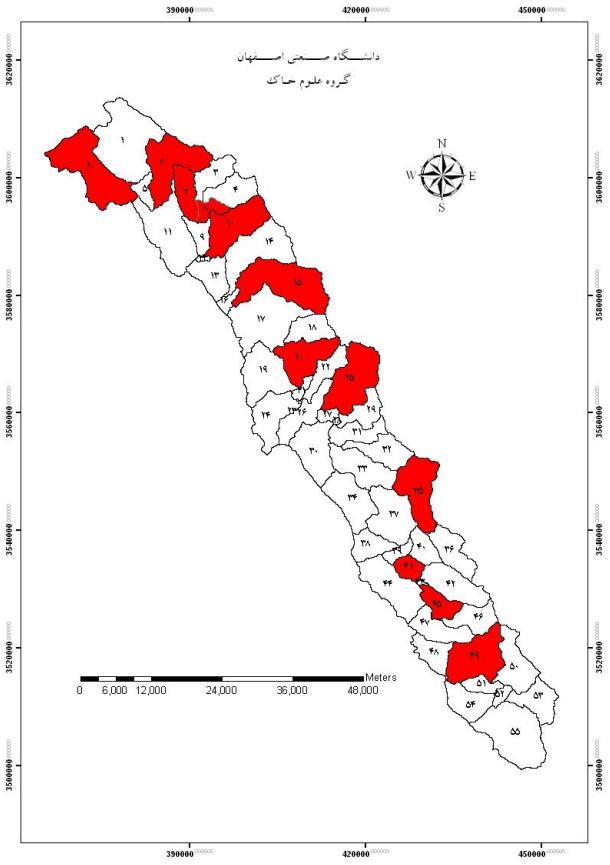
جدول ۱. زیرحوزه‌های متعلق به هر خوشه

شماره خوشه	شماره زیرحوزه	تعداد زیرحوزه
۱	۲۴، ۲۹، ۳۸ و ۴۴	۴
۲	۵، ۹، ۱۲، ۱۳، ۱۴ و ۱۶	۶
۳	۲۶، ۳۰، ۳۱، ۳۴، ۴۸، ۵۳، ۵۴ و ۵۵	۸
۴	۲۱، ۲۳، ۲۷ و ۲۸	۴
۵	۱	۱
۶	۳، ۴، ۱۸، ۲۲، ۳۲، ۴۰، ۴۲ و ۴۶	۸
۷	۱۱، ۱۹، ۳۶، ۳۷ و ۵۰	۵
۸	۳۳	۱
۹	۲، ۶، ۷، ۸، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۵، ۴۱، ۴۵ و ۴۹	۱۲
۱۰	۱۷، ۳۹، ۴۳، ۴۷، ۵۱ و ۵۲	۶

بر اساس نتایج معیار فاصله شباهت (شکل ۲)، خوشه شماره ۹ دارای بیش‌ترین شباهت با خوشه فرضی بود که بیان‌گر آن است که زیرحوزه‌های متعلق به این خوشه (زیرحوزه‌های شماره ۲، ۶، ۷، ۸، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۵، ۴۱، ۴۵ و ۴۹) دارای بیش‌ترین خطر فرسایش (خطر فرسایش خاک خیلی زیاد) در میان سایر زیرحوزه‌های حوزه آبخیز بازفت هستند. مساحت کل این زیرحوزه‌ها حدود ۶۳۸/۷۹ کیلومترمربع می‌باشد که در مجموع حدود ۳۰ درصد از وسعت کل حوزه آبخیز بازفت را شامل می‌شوند (شکل ۳).

۴۱۹۶۳۳۰۳/۰۵	۵۳۵۰۹۶۰۰/۰۲	۶۳۱۷۹۰۱/۴۷۲	۱۴۱۴۸۷۰۲/۲۶۹	۴۴۹۱۴۰۰/۷۵۴	۳۳۸۵۷۷۰۰/۰۶	۳۵۲۱۴۷۰۱/۳۶	۶۲۴۶۱۲۱۲/۹۳	۱۰۶۲۷۸۰۰/۷۳	۰	۵۱۱۳۸۱۰۲/۰۳		
۹۳۱۰۱۴۰۲/۹۶	۲۳۷۱۵۳۵/۳۷۴	۵۷۲۶۵۶۰۰/۹۱	۳۶۹۸۹۴۰۰/۴۶	۴۶۶۴۴۶۷۰۱/۴۹	۱۷۲۸۰۴۰۷/۶۷	۱۵۹۲۳۴۰۰/۶۸	۱۱۳۲۳۱۱۰/۹۹	۴۰۵۱۰۳۰۱/۳۵	۰	۵۱۱۳۸۱۰۲/۰۳		
۵۲۵۹۱۱۰۳/۷۸	۴۲۸۸۱۸۰۰/۰۷	۱۶۹۴۵۷۰۰/۰۳	۳۵۲۰۹۰۳/۳۲۱	۶۱۳۶۴۰۰/۱۵۳	۲۳۲۲۹۹۰۰/۷۳	۲۴۵۸۶۹۰۰/۷	۵۱۸۳۳۴۱۲/۲۳	۰	۴۰۵۱۰۳۰۱/۳۵	۱۰۶۲۷۸۰۰/۷۳		
۱۰۴۴۲۴۵۱۵/۹	۸۹۵۱۶۲۷/۴۶۳	۶۸۷۷۹۱۱۱/۶۲	۸۴۳۱۲۵۱۱/۱۴	۵۷۹۶۹۸۱۲/۳۶	۲۷۲۲۴۶۵۱۱/۶۲	۲۸۶۰۳۵۱۷/۷۱	۰	۵۱۸۳۳۴۱۲/۲۳	۱۱۳۲۳۱۱۰/۹۹	۶۲۴۶۱۲۱۲/۹۳		
۷۷۱۷۸۰۰۴/۳	۱۸۲۹۴۹۰۱/۹	۴۱۵۳۲۶۰۰/۳۸	۲۱۰۶۶۰۰۰/۰۶	۳۰۷۲۳۳۰۰/۸۴	۱۳۵۷۰۴۹/۹۳۵	۰	۲۷۲۲۴۶۵۱۱/۶۲	۲۸۵۸۶۹۰۰/۷	۱۵۹۲۳۴۰۰/۶۸	۳۵۲۱۴۷۰۱/۳۶		
۷۵۸۲۱۰۰۱/۳۲	۱۹۶۵۱۹۰۰/۳۱	۳۰۱۷۵۶۰۰/۴۶	۱۹۷۰۹۰۰۲/۸۳	۲۹۳۶۶۳۰۰/۳۴	۰	۱۳۵۷۰۴۹/۹۳۵	۲۸۶۰۳۵۱۷/۷۱	۲۳۲۲۹۹۰۰/۷۳	۱۷۲۸۰۴۰۷/۶۷	۳۳۸۵۷۷۰۰/۰۶		
۴۶۴۵۵۴۷۰۳/۷۳	۳۹۰۱۸۲۰۰/۰۲	۱۰۸۰۹۳۰۰/۱۵	۹۶۵۷۳۰۱/۹۵	۰	۲۹۳۶۶۳۰۰/۳۴	۳۰۷۲۳۳۰۰/۸۴	۵۷۹۶۹۸۱۲/۳۶	۶۱۳۶۴۰۰/۱۵۳	۲۳۲۲۹۹۰۰/۷۳	۴۴۹۱۴۰۰/۷۵۴		
۵۶۱۱۲۰۰۵/۴۴	۳۹۳۶۰۹۰۰/۶۸	۲۰۴۶۶۶۰۰/۴۸	۰	۹۶۵۷۳۰۱/۹۵	۱۹۷۰۹۰۰۲/۸۳	۲۱۰۶۶۰۰۰/۰۶	۴۸۳۱۲۵۱۱/۱۴	۳۵۲۰۹۰۳/۳۲۱	۳۶۹۸۹۴۰۰/۴۶	۱۴۱۴۸۷۰۲/۲۶۹		
۳۵۶۴۵۵۴۰۵/۷۷	۵۹۸۲۷۵۰۰/۰۸	۰	۲۰۴۶۶۶۰۰/۴۸	۱۰۸۰۹۳۰۰/۱۵	۴۰۱۷۵۶۰۰/۴۶	۴۱۵۳۲۶۰۰/۳۸	۶۸۷۷۹۱۱۱/۶۲	۱۶۹۴۵۷۰۰/۰۳	۵۷۲۶۵۶۰۰/۹۱	۶۳۱۷۹۰۱/۴۷۲		
۹۵۴۷۲۹۰۱/۶	۰	۵۹۸۲۷۵۰۰/۰۸	۳۹۳۶۰۹۰۰/۶۸	۴۹۰۱۸۲۰۰/۰۲	۱۹۶۵۱۹۰۰/۳۱	۱۸۲۹۴۹۰۱/۹	۸۹۵۱۶۲۷/۴۶۳	۴۲۸۸۱۸۰۰/۰۷	۲۳۷۱۵۳۵/۳۷۴	۵۲۵۹۱۱۰۳/۷۸	۹۳۱۰۱۴۰۲/۹۶	۴۱۹۶۳۳۰۳/۰۵

شکل ۲. ماتریس فاصله شباهت‌ها



شکل ۳. زیرحوزه‌های با خطر فرسایش خاک خیلی زیاد در حوزه آبخیز بازفت حاصل از نتایج مدل‌سازی با الگوریتم ژنتیک – خوشه‌بندی فازی

منابع

۱- بسالت پور، ع.ا.، ۱۳۹۱. مدل سازی خطر فرسایش خاک در حوزه آبخیز بازفت با استفاده از الگوریتم منطق فازی، مدل SWAT و الگوریتم ژنتیک – خوشه‌بندی فازی. رساله دکتری خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

بررسی اثر کاربری اراضی و شرایط جریان بر انتقال باکتری اشریشیاکولی در ستون‌های خاک دست‌نخورده

حسام گلبداغی*[1]، آزاده صفادوست[1]، علی اکبر محبوبی [1]، محمدرضا مصدقی [2] و نصراله سپهرنیا[2]

۱-گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲- گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

مقدمه

موضوع حرکت و انتقال ریز جانداران بیماری‌زا در خاک‌ها و آبخوان‌ها در سالیان اخیر مسئله‌ای زیست محیطی که در کانون توجه پژوهشگران قرار گرفته است؛ زیرا سرنوشت و جایجایی ریز جانداران در خاک در ارتباط با سلامتی جامعه و محیط‌زیست است (آنک و گاس، ۲۰۰۳).

در این زمینه، در پژوهش‌های متعدد، به بررسی مکانیسم حرکت و انتقال باکتری‌ها، عوامل مؤثر بر جذب و نگهداری آنها در محیط‌های متخلخل و پتانسیل آلودگی آب‌های زیرزمینی پرداخته شده است. باکتری‌های بیماری‌زا در اثر عوامل و فرآیندهای متعددی در خاک جذب، انتقال و یا می‌میرند. از جمله این عوامل می‌توان به توزیع اندازه ذرات خاک، نفوذپذیری، نوع کود، ویژگی‌های شیمیایی خاک، وضعیت جریان آب و شرایط اقلیمی اشاره کرد (آنک و گاس، ۲۰۰۴؛ و ۲۰۰۳؛ فونتس و همکاران، ۱۹۹۱). از دیگرعوامل مهم و تاثیرگذار در حرکت باکتری‌ها در خاک و انتقال آن به اعماق پایین‌تر وجود جریان‌های ترجیحی است که این عامل حرکت باکتری را به اعماق پایین هموار می‌سازد (آنک و گاس،۲۰۰۴). اسمیت و همکاران (۱۹۸۵) گزارش کردند که در خاک‌های دست‌نخورده و ساختمان‌دار عامل اصلی انتقال باکتری وجود جریان‌های ترجیحی ناشی از زیاد بودن درصد منافذ درشت با پیوستگی زیاد است.

با توجه به این‌که کاربری اراضی عامل تاثیرگذار بر ساختمان خاک است، به نظر می‌رسد انتقال باکتری‌ها در مدیریت‌های مختلف خاک دست‌خوش تغییرات زیادی خواهد شد. از این‌رو این پژوهش نیز به منظور بررسی اثر نوع کشت و شرایط جریان اشباع و غیراشباع بر حرکت باکتری *اشریشیاکولی* در ستون‌های خاک دست نخورده انجام شد.

مواد و روش‌ها

این پژوهش بر روی نمونه‌های ستون خاک دست‌نخورده با بافت لوم رسی زیر سه کشت متفاوت گندم، یونجه و ذرت و در شرایط جریان اشباع و غیر اشباع انجام گرفت. نمونه‌گیری خاک دست نخورده با استفاده از سیلندرهای فلزی از جنس آهن گالوانیزه به ضخامت ۳ میلی‌متر، قطر داخلی ۱۶ سانتی‌متر و ارتفاع ۳۲ سانتی‌متر از سطح خاک تا عمق ۳۵ سانتی‌متری انجام شد.

در این پژوهش از باکتری *ایشریشیاکولی* مقاوم به آنتی بیوتیک نالیدیکسیک اسید به عنوان منبع آلودگی استفاده گردید. شد. غلظت باکتری مورد استفاده در سوسپانسیون مصرفی برای آزمایش‌های آبشویی $۱۰^{۷}$CFU باکتری در سانتی متر مکعب بود که با دستگاه اسپکتروفتومتر تنظیم شد.

آبشویی ستون‌های خاک در شرایط غیر اشباع با شدت جریانی برابر $۱/۵cm\ h^{-1}$ (برابر نصف کمترین ضریب آبگذاری اشباع به دست آمده خاک‌ها) و در شرایط اشباع با انتخاب بیشترین ضریب آبگذری ستون‌ها ($۷/۶۵^{1}$ cm h^{-}) انجام شد.

نمونه‌گیری از زه‌آب به فواصل ۰/۲۵ PV انجام و بسته به غلظت نمونه‌ها رقیق شدند. جهت کشت باکتری ۰/۱ میلی‌لیتر از محلول رقیق‌شده با نمونه بردار در شرایط تمام استریل به پلیت‌های دارای محیط کشت EMB اضافه و پخش شد. بعد از ۱۸-۲۴ ساعت باکتری *اشریشیاکولی* رشد کرده به رنگ سبز با جلای فلزی با استفاده از روش شمارش مستقیم محاسبه شد.

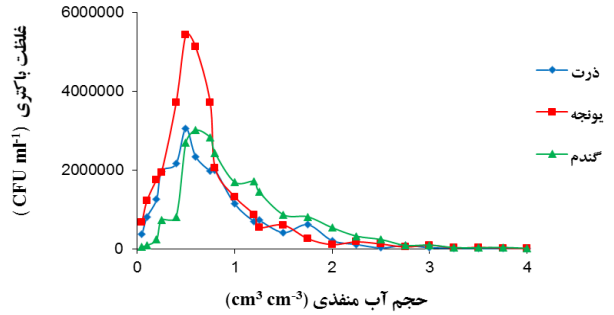
از منحنی‌های رخنه جهت بررسی تأثیر تیمارهای مختلف بر چگونگی حرکت باکتری *اشریشیاکولی* در خاک استفاده شد.

نتایج و بحث

منحنی‌های رخنه باکتری خاک لوم‌رسی با سه مدیریت کشت یونجه، ذرت و گندم در شرایط اشباع و غیراشباع به ترتیب در شکل‌های ۱و ۲ آورده شده است. در شرایط اشباع، منحنی رخنه خاک زیر کشت یونجه نسبت به بقیه تیمارها خیلی سریع شروع شده و در ۲PV از حجم آب خروجی کامل شد. در این تیمار بیشترین غلظت باکتری خروجی در حجم آب منفذی ۰/۵PV مشاهده شد. از دلایل اصلی ظهور زودهنگام حداکثر غلظت باکتری‌ها در زه‌آب وجود جریان‌های ترجیحی در خاک است. در این خاک میزان رس و ماده آلی زیاد سبب افزایش خاکدانه سازی، بهبود ساختمان خاک و در نتیجه آن پایداری منافذ خاک در هنگام انتقال آب و باکتری‌ها شده است. از طرفی گیاه یونجه به دلیل دارا بودن سیستم ریشه‌ای قوی باعث ایجاد کانال‌های عمودی در خاک شده و شرایط را برای وقوع جریان ماکروپوری فراهم می‌کند. منحنی رخنه درمدیریت کشت ذرت تقریبا شبیه تیمار یونجه بود. با این تفاوت که باکتری کمتری در زه‌آب خروجی مشاهده شد. بیشترین غلظت منحنی رخنه باکتری در ۰/۵PVمشاهده شد. هر دو منحنی رخنه مدیریت یونجه و ذرت شیب بیشتری در بخش اول و دوم نسبت به منحنی رخنه گندم داشتند. چنین روندی بیان‌گر وجود منافذ پیوسته با قطر زیاد در خاک است که نقش مدیریت کشت در ایجاد ساختمان خاک را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۱).

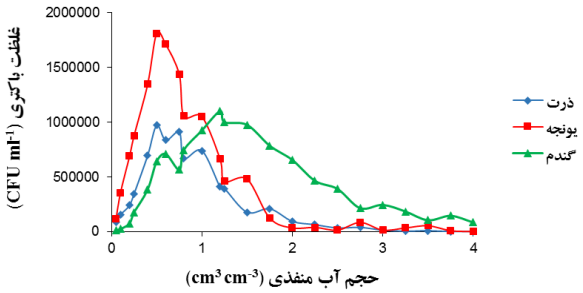
منحنی رخنه مربوط به مدیریت گندم، متفاوت از دو تیمار دیگربود. منحنی رخنه -گندم در ابتدای آبشویی با خروج بسیار کم باکتری و از ۰/۲PV شروع گردید. منحنی در حجم آب منفذی ۰/۶PV به بیشترین مقدار خود رسید و سپس با شیب ملایمی کاهش یافت. به نظر می‌رسد وجود درز و ترک‌های ناشی از انقباض و انبساط رس در این

خاک نیزسبب ایجاد مسیرهای ترجیحی در این تیمار شده است اما به دلیل نوع ریشه‌های گیاه گندم شدت جریان-های ترجیحی کمتر از دو تیمار قبلی مشاهده شد (شکل ۱).



شکل ۱- منحنی رخنه خاک لوم رسی با سه مدیریت متفاوت در شرایط جریان اشباع.

در جریان غیراشباع روند آزاد سازی باکتری *اشریشیاکولی* در تیمار یونجه از همان ابتدای آبشویی شروع شد و در حجم آب منفذی ۰/۵PV به بیشترین مقدار خود رسید. در مدیریت گندم منحنی پس از یک کاهش در حدود ۰/۷۵PVدوباره از ۱PV افزایش و در ۱/۲PV به بیشترین مقدار رسید و مجددا از غلظت خروج باکتری کاهش یافت. آزاد شدن باکتری‌های گیر افتاده در منافذ و یا رها شدن آنها از سطح خاک را می‌توان دلیلی بر این روند آزادسازی باکتری‌ها در خاک نسبت داد. در مدیریت ذرت در جریان غیر اشباع منحنی رخنه باکتری *شریشاکولی* کشیده‌تر از تیمار یونجه بود، اما غلظت باکتری خروجی در زه‌آب کمتر از بود. با توجه به یکسان بودن شرایط جریان و بافت خاک، احتمالا تفاوت در سیستم ریشه ای کشت‌های مذکور عامل اصلی تفاوت در غلظت خروجی باکتری در زه‌آب است. همانند مدیریت یونجه بیشترین مقدار باکتری در زه‌آب خاک با مدیریت ذرت در ۰/۵PV مشاهده شد. در این تیمار برخلاف تیمارهای یونجه و ذرت حداکثر غلظت باکتری خروجی در حجم آب منفذی ۱PV ظاهر شد. و نکته جالب دیگر این‌که غلظت باکتری در زه آب خروجی در تیمار گندم بیشتر از ذرت بود.



شکل ۲- منحنی رخنه خاک لوم رسی با سه مدیریت متفاوت در شرایط جریان غیراشباع.

به طور خلاصه می‌توان نتیجه گرفت که مدیریت کشت یونجه در شرایط اشباع و غیراشباع بیشترین باکتری را از خود عبور داد که این به دلیل چند ساله بودن کشت مذکور و سیستم ریشه‌ای عمیق این مدیریت کشت و در نتیجه افزایش جریان ترجیحی بود. انتقال باکتری به طور کلی در شرایط جریان اشباع بیشتر از شرایط جریان غیراشباع بود. در شرایط غیراشباع خاک، باکتری‌ها تمایل به تجمع در سطح مشترک آب- هوا (AWI[1]) دارند. اما در شرایط اشباع به جزء منافذ اندکی که هوا در آن حبس شده است، سطوح آب- هوا وجود ندارند و باکتری‌ها در شرایط اشباع بیشتر انتقال می‌یابند.

منابع

1- Fonts DE, Mills GM, Hornberberger GM, and Herman JS, 1991. Physical and chemical factors influencing transport of microorganisms through porous media. Applied Environmental Microbiology. 57: 2473-2481.

2- Smith MS., Thomas GW, White RE, and Ritonga D, 1985. Transport of Escherichia coli through intact and disturbed soil columns. Journal Environmental Quality. 14: 87-91.

3- Unc A and Goss MJ, 2003. Movement of faecal bacteria through the vadose zone. Water Air Soil Pollution. 149: 327-337.

4- Unc A and Goss MJ, 2004.Transport of bacteria from manure and protection of water resources. Applied Soil Ecology. 25: 1-18.

[1]Air Water Interface

تاثیر مقادیر مختلف پلیمر سوپر جاذب تراوات آ – ۲۰۰ بر منحنی رطوبت وزنی دو بافت خاک شنی لومی و لوم

سهراب مشکوایی[۱]، سید علی اکبر موسوی[۲]، سید علی ابطحی[۳] و ابراهیم پناهپور[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
۲- استادیار، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
۳- استاد تمام، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
٤- استادیار، گروه خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات خوزستان

مقدمه

آب ، یکی از مهمترین منابع اصلی در طبیعت به شمار می رود که بدون آن ادامه فعالیت های صنعتی ، کشاورزی و عملا ادامه حیات امکان پذیر نیست (بای بوردی ، ۱۳۸۸) . کشور ایران به دلیل نقصان ریزش های جوی و نامناسب بودن پراکنش زمانی و مکانی بارندگی ، در زمره کشور های خشک و نیمه خشک جهان محسوب شده که همواره با مشکل کمبود آب روبرو است . یکی از راهکارهای استفاده بهینه از منابع آب و حفظ آن ، استفاده از مواد جاذب رطوبت سنتزی یا پلیمر های سوپر جاذب است . این پلیمر ها وقتی آب را جذب می کنند ، به شدت افزایش حجم می یابند . همچنین میزان مصرف این مواد برای خاک ها و محصولات مختلف کشاورزی متفاوت است . (کریمی و همکاران ، ۱۳۸۷). به بررسی تاثیر سطوح مختلف پلیمر سوپر جاذب تراوات شامل : صفر ، ۰/۲ ، ۰/۴ ، و ۰/۶ درصد وزنی بر ظرفیت نگهداری آب و تخلخل خاک هایی با شوری و بافت متفاوت پرداختند . نتایج آنها نشان داد که کاربرد سطح ۰/۶ درصد پلیمر در دو خاک شنی و لومی میزان آب قابل استفاده گیاه را نسبت به تیمار شاهد به ترتیب ۲/۲۰ و ۱/۲۰ برابر افزایش داده است (غیور ، ۱۳۷۹). بر این اساس ، هدف از انجام تحقیق حاضر ، مطالعه تاثیر کاربرد پلیمر تراوات بر میزان رطوبت خاک در هر مکش از منحنی رطوبتی و همچنین میزان افزایش رطوبت خاک نسبت به شاهد و تعیین بهترین سطح استفاده از پلیمر در دو خاک شنی لومی و لوم می باشد.

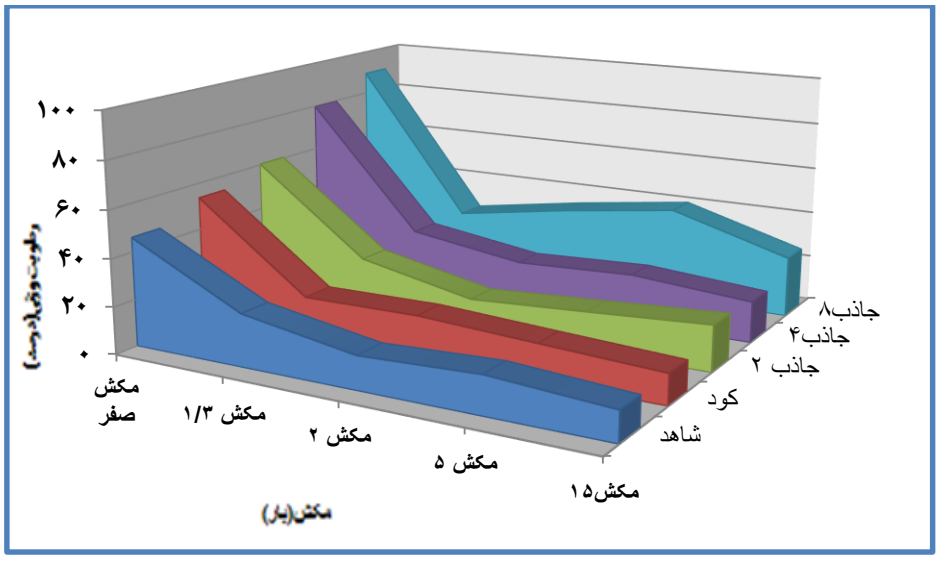
مواد و روش ها

در این تحقیق آزمایش ها به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملا تصادفی با استفاده از کود پوسیده گاوی (۱۵ گرم در کیلو گرم)، ماده ابر جاذب رطوبت مصنوعی (تراوات) در سه سطح (صفر ، ۲ ، ۴ و ۸ گرم در کیلو گرم خاک)، در دو خاک با بافت مختلف (شنی لومی و لوم) در سه تکرار انجام شد . بدین منظور نمونه برداری از عمق ۳۰ – ۰ سانتی متری صورت گرفت . نمونه های خاک پس از هوا خشک کردن از الک دو میلی متری عبور داده شد و خصوصیات رطوبتی آن ها تعیین گردید. در نهایت پس از مخلوط کردن سطوح مختلف پلیمر تراوات با دو خاک

شنی لومی و لوم ، درصد رطوبت برای هر تیمار در مکش های (صفر ، $\frac{1}{3}$ ، ۲ ، ۵ و ۱۵ بار) توسط دستگاه صفحات فشاری اندازه گیری شد.

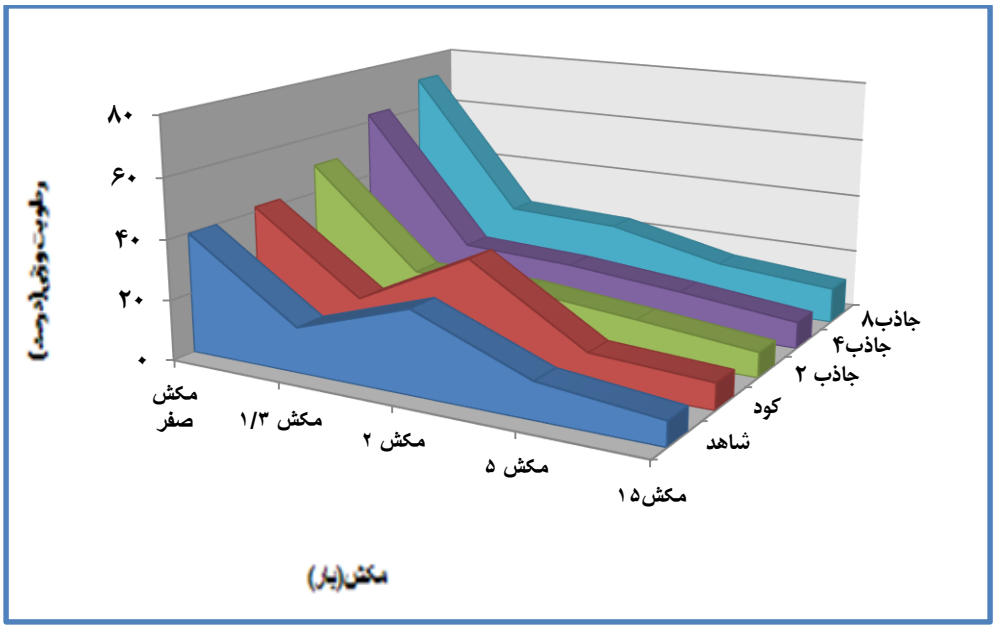
نتایج و بحث

نتایج نشان داد که استفاده از سوپرجاذب تراوات تأثیر قابل قبولی بر افزایش رطوبت خاک در مکش‌های مختلف داشته است. شکل ۱ نشان می دهد که افزودن پلیمر تراوات به خاک لوم ،در تیمار های مختلف مشاهده شده که با کاربرد مواد جاذب آب میزان درصد رطوبت وزنی نسبت به شاهد در تمام تیمار ها منحنی رطوبتی افزایش یافت . البته این میزان افزایش در ۸ گرم در کیلو گرم چشمگیرتر بوده است . به طوری که در مکش های کم (صفر تا ۲ بار) مقدار قابل توجهی از رطوبت جذب شده به کمک مواد جاذب آب آزاد گردید. به عنوان مثال با کاربرد ۲ گرم پلیمر سوپر جاذب تراوات A 200 مقدار رطوبت وزنی از ۶۰/۰۴ (در مکش صفر) به ۱۳/۸۰ (در مکش ۲ بار) رسیده است . به طور کلی در اثر کاربرد پلیمر تراوات، رطوبت خاک افزایش می‌یابد که این افزایش را می‌توان به تغییر در خصوصیات خاک نسبت داد. زیرا علاوه بر ظرفیت بالای جذب آب پلیمرها افزودن آن‌ها به خاک منجر به افزایش بیشتر خلل و فرج ریز و همچنین افزایش خاصیت موئینگی می‌شود . (عابدی کوپایی و سهراب ، ۱۳۸۳).



شکل (۱) : نمودار میزان رطوبت وزنی بر حسب تیمارها در خاک بافت متوسط

شکل ۲ نشان می‌دهد که افزودن پلیمر تراوات با سطوح مختلف به خاک سبک موجب افزایش درصد وزنی رطوبت خاک در مکش‌های مختلف نسبت به شاهد شده است به طوری که با کاربرد ۲ گرم پلیمر سوپر جاذب در کیلو گرم درصد رطوبت وزنی خاک از ۴۹/۸۱ (در مکش صفر) به ۱۶/۱۶ (در مکش ۲ بار) رسیده است . که در مقایسه با خاک متوسط در همین محدوده مکش میزان رطوبت کمتر می‌باشد. در تمامی سطوح با افزایش مکش میزان ظرفیت نگهداری آب کاهش می‌یابد. به طور کلی، افزودن ماده سوپرجاذب به هر دو خاک موجب افزایش رطوبت خاک، نسبت به شاهد شده است. این میزان افزایش با سطح استفاده از مواد سوپرجاذب ارتباط مستقیم دارد و میزان افزایش درصد وزنی رطوبت خاک در مکش‌های مختلف نسبت به شاهد در خاک متوسط بیشتر از خاک سبک می‌باشد به طوریکه، بیشترین تأثیر پلیمر تراوات در خاک سبک در سطح ۸ گرم بر کیلوگرم خاک در مکش صفر اتفاق افتاد که حدود ۱۷۸ درصد نسبت به شاهد افزایش نشان داد. El-Saied و همکاران (۲۰۰۰) نشان دادند که بیشترین تأثیر در افزایش رطوبت وزنی نیز در سطوح بالاتر از مواد سوپرجاذب مشاهده می‌شود که با نتایج تحقیق حاضر مطابقت دارد.



شکل (۲) . نمودار میزان رطوبت وزنی بر حسب تیمارها در خاک بافت سبک

نتیجه گیری

به طور کلی در اثر مصرف پلیمر تراوات افزایش قابل قبول رطوبت خاک در مکش‌های مختلف منحنی مشخصه رطوبتی خاک مشاهده شد. در هر دو بافت خاک با افزایش سطح پلیمر، میزان رطوبت وزنی خاک نسبت به شاهد افزایش نشان داد به‌طوری‌که بیشترین تأثیر در سطح ۸ گرم در کیلوگرم خاک و در بافت لوم مشاهده گردید.

مراجع

۱- بای بوردی م ، ۱۳۸۸ . فیزیک خاک . چاپ نهم . موسسه انتشارات دانشگاه تهران .

۲- عابدی کوپایی ، ج . و سهراب ، ف .، ۱۳۸۳. ارزیابی اثر کاربرد پلیمر های ابر جاذب بر ظرفیت نگهداشت و پتانسیل آب بر سه نوع بافت خاک . مجله علوم و تکنولوژی پلیمر ،سال هفدهم ، شماره ۳ . صفحه ۱۶۳ تا ۱۷۳.

3- El-Saied H., Waley A.I. and Basta A.H.. 2000. High water absorbents from lignocelluloses. I: Effect of reaction variables on the water absorbency lignocelluloses. Polymer- Plastics Technology and Engineering 39(5): 905-926.

تاثیر پلیمر سوپر جاذب بر خصوصیات فیزیکی خاک

سهراب مشکوایی[۱]، سید علی اکبر موسوی[۲]، سید علی ابطحی[۳] و ابراهیم پناهپور[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
۲- استادیار، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
۳- استاد تمام، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس.
٤- استادیار، گروه خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات خوزستان

مقدمه

آب عنصری حیاتی است که کمبود آن را در مناطق خشک و نیمه خشک ، گسترش کشت در این اراضی مستعد را با محدویت مواجه می سازد . طبق آمار موجود بیش از ۹۵ درصد آبی که در کشور مصرف می شود در بخش کشاورزی مورد استفاده قرار می گیرد ، و در نتیجه بیشترین تلفات آب نیز در این بخش رخ می دهد (۴) . با توجه به اینکه خاک های سبک توانایی ذخیره و نگهداری کمی را دارند و خاک های سنگین رطوبت بالایی را در خود نگهداری می کنند ، اما رطوبت قابل استفاده گیاه در حد بین ظرفیت زراعی (F . C) و نقطه پژمردگی دائم (P . W. P) نسبتا کم می باشد ، با افزودن این ماده به خاک علاوه بر اینکه ظرفیت نگهداری خاک را افزایش می یابد ، نفوذ پذری آب نیز در خاک های سنگین اصلاح شده و میزان تبخیر آب در خاک کاسته می شود و در نهایت کارایی مصرف آب آبیاری افزایش یافته و در مصرف آب صرفه جویی می گردد .

افزایش ظرفیت نگهداری آب در خاک های با ظرفیت نگهداری محدود آب (مانند خاک های شنی) با استفاده از پلیمرهای آب دوست منجر به کاهش تلفات آب از طریق آبشویی و بهبود کارآیی مصرف پلیمر می شود (تابان و موحدی ، ۲۰۰۶) . ابراهیمی و همکاران (۱۳۸۶) قابلیت نگهداشت رطوبت در خاک را در حضور دو پلیمر ابر جاذب با نام های طروات A 100 و طراوات A 200 در ۵ چرخه تر و خشک شدن بررسی نمودند . نتایج ایشان نشان داد در هر دوره تر و خشک شدن با افزایش میزان هر دو نوع پلیمر ، رطوبت حجمی خاک افزایش یافت . زمانی که پلیمرها آب را جذب و رها می کنند ، در اثر انبساط و انقباض ساختمان خاک بهبود می یابد و منافذ حاوی هوا در خاک جهت توسعه ریشه بویژه در خاک های ریز بافت افزایش می یابد (Plumb and Kraus , 1991) . مقدار جذب آب در این پلیمر ها بسته به فرمولاسیون ، ناخالصی ها و میزان نمک موجود در آب از مقادیر بسیار کم حدود ۲۰ برابر تا بیش از ۲۰۰۰ برابر وزنی متغیر است (عسگری و همکاران ، ۱۳۷۳) .

مواد و روش ها

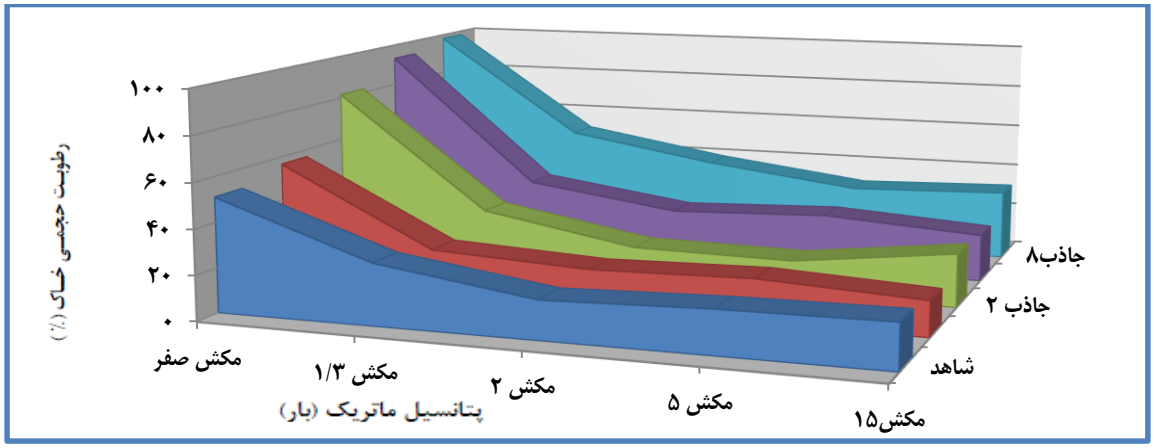
این تحقیق در آزمایشگاه زهکشی ، دانشکده آبیاری دانشگاه شیراز ا جرا گردیده است . از دو نوع بافت خاک نمونه هایی از عمق 30-0 سانتی متری و به صورت مرکب و دست خورده برداشت شد. نمونه های خاک پس از

هوا خشک شدن از الک دو میلی متری عبور داده شدند. آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملا تصادفی با دو فاکتور پلیمر سوپر جاذب و کود پوسیده گاوی در سه تکرار به صورت جداگانه در هر یک از خاک ها با با فت مختلف انجام شد . پلیمر در چهار سطح (صفر ، ۲ ، ۴ و ۸ گرم در کیلو گرم) و کود پوسیده گاوی (۱۵ گرم در کیلو گرم) ، به خاک افزوده شد . درصد حجمی رطوبت هر تیمار در پنج مکش (صفر ، 0/33 ، ۲ ، ۵ و ۱۵ بار) با استفاده از دستگاه صفحات فشاری برای هر بافت خاک اندازه گیری شد. و در نهایت از لحاظ آماری مقایسه میانگین تیمار ها و نمودار ها با استفاده از نرم افزار SPSS رسم گردیدند.

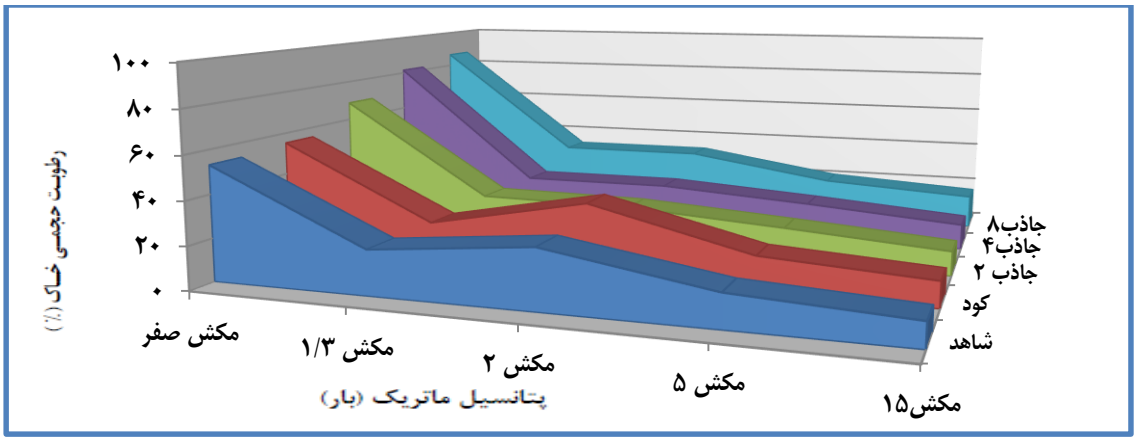
نتایج بحث

منحنی رطوبتی خاک

نتایج تجزیه آماری نشان داد که در هر بافت خاک ، در هر مکش، درصد حجمی رطوبت خاک با افزایش مقدار پلیمر افزایش یافت . بیشترین افزایش درصد حجمی رطوبت با کاربرد ۸ گرم در کیلو گرم پلیمر در هر دو بافت خاک مشاهده شد و در خاک لومی چشمگیر تر بود . منحنی رطوبتی خاک برای هر بافت ، براساس مقدار پلیمر مصرفی و کود پوسیده گاوی در شکل های ۱ و ۲ نشان داده شده است .



شکل (۱) . نمودار میزان رطوبت حجمی بر حسب تیمارها در خاک بافت متوسط

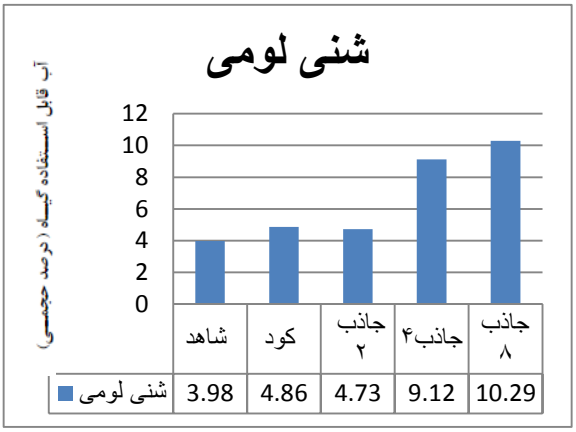


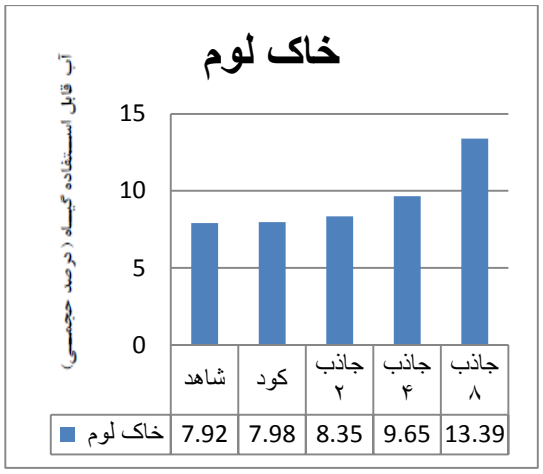
شکل (۲) . نمودار میزان رطوبت حجمی بر حسب تیمارها در خاک بافت سبک

از مطالعه کلی منحنی ها در محدوده بین مکش های پایین (صفر تا ۲ بار) و مکش های بالا (۵ و ۱۵ بار) می توان نتیجه گرفت که در مکش های پایین مقدار قابل توجه ای از رطوبت جذب شده توسط پلیمر آزاد می گردد . بنابراین آزادسازی رطوبت در مکش های پایین، مزیتی برای پلیمرها به خصوص در بافت های متوسط تا سنگین محسوب می گردد .

آب قابل استفاده گیاه

به مقدار آبی که توسط خاک در بین مکش ظرفیت مزرعه تا نقطه پژمردگی دائم نگهداری می شود، آب قابل استفاده گیاه می گویند. کاربرد پلیمر باعث افزایش میزان آب قابل استفاده گیاه در خاک های مورد آزمایش گردید. کاربرد ۸ گرم در کیلو گرم پلیمر در خاک شنی لومی و لومی میزان آب قابل استفاده گیاه را به ترتیب ۲/۵۹ و ۱/۶۹ برابر نسبت به شاهد افزایش داد (شکل ۱ و ۲) . افزایش آب قابل استفاده گیاه در تیمارهای حاوی پلیمر نسبت به شاهد را می توان به ساختمان پلیمر و خواص آب دوستی آن نسبت داد . هیدروژلهای پلیمری با نگهداری آب در خاک لومی ، تغییر توزیع اندازه حفرات خاک و کاهش تبخیر فیزیکی، به طور قابل ملاحظه ای میزان آب در دسترس گیاه را افزایش می دهند(نادری و همکاران ، ۱۳۸۵) ، تری و نلسون ، هم در نتیجه کاربرد پلیمرهای آب دوست، بهبود ظرفیت نگهداری آب خاک و افزایش آب قابل استفاده گیاه را گزارش نمودند. درصد بیشترین میزان آب قابل استفاده گیاه مربوط به سطح ۸ گرم در کیلو گرم پلیمر خاک لومی و شنی لومی بود.





شکل (۲) : اثر مقادیر پلیمر بر میزان آب قابل استفاده گیاه در خاک شنی لومی شکل (۱) : اثر مقادیر پلیمر بر میزان آب قابل استفاده گیاه در خاک لوم

منابع

۱- ابراهیمی،س. ،همایی ،م. ،و واشقانی فراهانی،ا. ، ۱۳۸۶. تورم تناوبی پلیمر های ابر جاذب در محیط متخلخل خاک.مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی،جلد ۸،شماره۴. صفحه های ۱ تا ۱۸ .

۲- عسگری، ف. ، نفیسی س. ، امیدیان ح . و هاشمی س. ع.، ۱۳۷۳ . سنتز، شناسایی و اصلاح خواص ابرجاذب ها .مجموعه سمینار بین المللی علوم و تکنولوژی پلیمرصحفه های ۸۰ تا ۸۳ .

۳- نادری ، ف . و واشقانی فراهانی ا . ، ۱۳۸۵ .حفظ رطوبت خاک با استفاده از پلیمرهای جاذب آب (هیدروژل). مجله علوم خاک و آب ، جلد ۲۰ ، شماره ۱ . صفحه های ۶۴ تا ۷۲ .

4- Taban M, and Movahedi Naeini S A R , 2006. Effect of aquasorb and organic compost amendments on soil water retention and evaporation whit different evaporation potentials and soil textures. Communications in Soil Sciencen and Plant Analysis 37: 2031-2055.

5- Terry R E and Nelson S D , 1986. Effects of polyacrylamide and irrigation method on soil physical properties. Soil Science 141: 317-320.

تاثیر تراکم کشت دیم گیاه نخود بر تولید رواناب

وحید جعفری[۱]، عباس احمدی[۲]، علی بنده حق[۳]، محمد ابراهیم صادق زاده[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک دانشگاه تبریز
۲- استادیار گروه علوم خاک دانشگاه تبریز
۳- استادیار گروه به نژادی و بیوتکنولوژی دانشگاه تبریز
٤- مربی پژوهشی ایستگاه تحقیقاتی حفاظت آب وخاک تیکمه داش

مقدمه

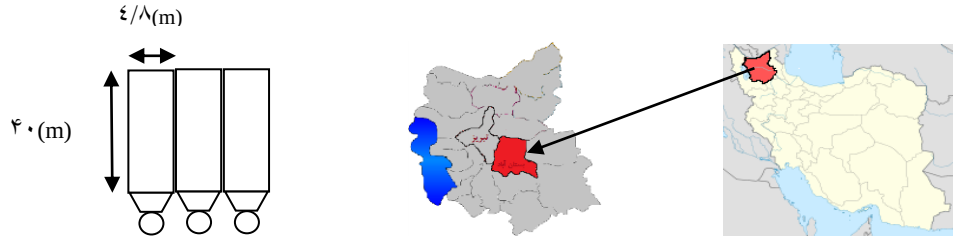
خاک به عنوان یکی از منابع طبیعی ارزشمندی است که در مقیاس زمانی کوتاه تجدید ناپذیر می‌باشد. فرسایش به عنوان عامل اصلی تخریب خاک محسوب شده و اثرات آن معمولا غیر قابل جبران می‌باشد (رفاهی ۱۳۸۵). همچنین فرسایش خاک یکی از مهمترین معضلات زیست محیطی، کشاورزی و تولید غذا در جهان است که تاثیر مخربی در تمام اکوسیستم‌های تحت مدیریت انسان دارد. هر چند فرسایش خاک در طول تاریخ وجود داشته، ولی در سال‌های اخیر به دلیل کاربری نامناسب شدت یافته است (شکل آبادی ۱۳۸۲). اندازه‌گیری و تعیین رواناب در مقیاس کرت و حوزه آبخیز همواره به سهولت میسر نمی‌شود لذا استفاده از کرت‌های دایمی یا موقتی برای اندازه‌گیری و مطالعه عوامل موثر در فرسایش خاک و تولید رواناب بسیار مفید می‌باشد (مورگان ۲۰۰۵). هرگاه شدت بارندگی از ظرفیت نفوذ آب به داخل خاک بیشتر باشد بخشی از آب حاصله از بارندگی در سطح حوضه باقی می‌ماند این آب پس از پر کردن گودال‌های سطح زمین که به آن چالاب گفته میشود در امتداد شیب زمین جریان پیدا کرده و از طریق شبکه آبراهه‌ها و سپس رود خانه اصلی از حوضه خارج می‌گردد و به این بخش از بارندگی که می توان مقدار آن را در رودخانه‌ها اندازه‌گیری کرد رواناب سطحی می‌گویند با توجه به این که خصوصیات فیزیکی حوزه نسبتا ثابت است قاعدتا بین بارندگی و رواناب می‌توان یک رابطه مستقیم را انتظار داشت (علیزاده ۱۳۸۲). تولید رواناب اثر مهمی در کاهش ذخیره رطوبتی خاک و افت محصول به ویژه در اراضی دیم نواحی نیمه خشک دارد (یونگر و همکاران ۱۹۹۸). مهار رواناب‌ها در مناطق نیمه خشک که تولید محصولات کشاورزی کاملا وابسته به بارندگی می باشد اهمیت زیادی دارد. سری و همکاران (۲۰۰۴) و یانگ و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که بررسی عوامل موثر بر رواناب به منظور ارائه راهکاریی برای کاهش آن بسیار مهم می باشد. یکی از بهترین عوامل کنترل کننده رواناب پوشش گیاهی و تراکم آن می‌باشد که هدف این تحقیق بررسی تاثیر تراکم کشت دیم گیاه نخود بر رواناب در ایستگاه تحقیقاتی حفاظت آب و خاک (آذربایجان شرقی) می‌باشد.

مواد و روش ها

موقعیت منطقه مورد مطالعه

تحقیق حاضر در ایستگاه تحقیقاتی تیکمه‌داش در ۱۶ کیلومتری شهرستان بستان آباد و در موقعیت طول شرقی بین ۴۶ درجه و ۳۰ دقیقه و ۴۷ درجه و ۱۴ دقیقه، و عرض شمالی۳۷ درجه و ۳۲ دقیقه و ۳۸ درجه و ۴ دقیقه

اجرا گردید. ارتفاع منطقه مورد مطالعه از سطح دریا ۱۹۰۰ متر و میانگین بارندگی سالانه ایستگاه ۳۸۰ میلیمتر و دارای تابستان‌های معتدل و زمستان‌های سرد بوده و در منطقه نیمه خشک قرار دارد، حداقل مطلق درجه حرارت آن در زمستان ۲۵ درجه سانتی گراد زیر صفر و حداکثر مطلق آن در تابستان تا ۳۲ درجه سانتی گراد بالای صفر می رسد.



شکل (۱) موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و استان آذربایجان شرقی

روش انجام تحقیق

به منظور سنجش مقدار رواناب از کرت، به تعداد ۱۲ عدد با ابعاد ۴۰×۴/۸ متر صورت گرفت. این کرت‌ها در اراضی دیم منطقه ایجاد شده که در جهت شیب شخم زده و بذر پاشی در این کرت‌ها به صورت دست پاش صورت گرفت. این کرت‌ها با ۲ تیمار(آیش، نخود) و در ۳ سطح (۳۰، ۳۵ ،۴۰) و هر تیمار در ۳ تکرار انجام گرفت. در پایین کرت‌ها از ورق‌های گالوانیزه که جهت جلوگیری از تراوش‌های جانبی به داخل کرت ها و بالعکس استفاده گردید، به نحوی که بتواند تمامی رواناب ایجاد شده در داخل کرت‌ها را به مخازن جمع آوری کننده رواناب منتقل کند ودر نقطه خروجی از لوله‌هایی برای انتقال رواناب درون کرت به مخازن جهت اندازه گیری رواناب استفاده گردید. آمار بارندگی منطقه مورد مطالعه به کمک نزدیکترین ایستگاه کلیماتولوژی منطقه و مجهز به باران نگار جمع آوری شد.

در پایان فصل زراعی رواناب جمع آوری شده در مخزن‌ها را با ترازوی دیجیتالی وزن و توسط استوانه مدرج بر حسب میلی لیتر در هر کرت اندازه‌گیری شد.

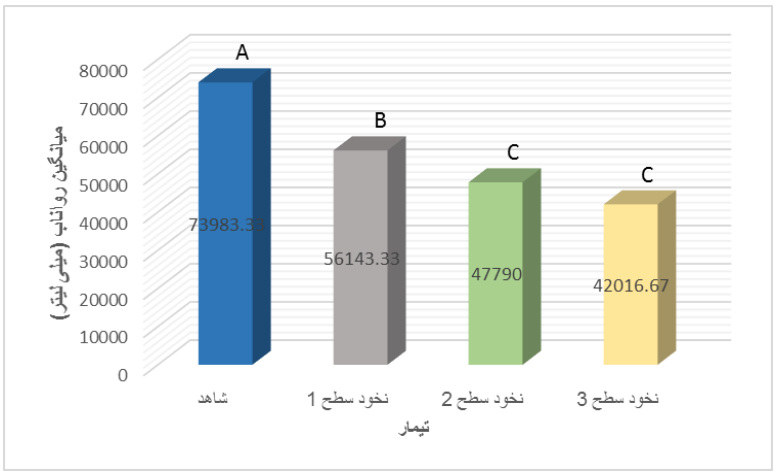
در مجموع از هر کرت اطلاعاتی نظیر حجم رواناب کل کرت و تراکم کشت (به وسیله نرم افزار فتوشاپ) به دست آمد.

خصوصیات دیگری از خاک که محاسبه گردیده عبارت است از بافت خاک به روش هیدرومتر (گی و اور ۲۰۰۲)، مواد آلی به روش والکلی – بلک (نلسون و سومر ۱۹۸۲)، کربنات کلسیم معادل (CCE) به روش تیتراسیون، EC عصاره گل اشباع و pH گل اشباع با روش‌های متداول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد.

نتایج و بحث

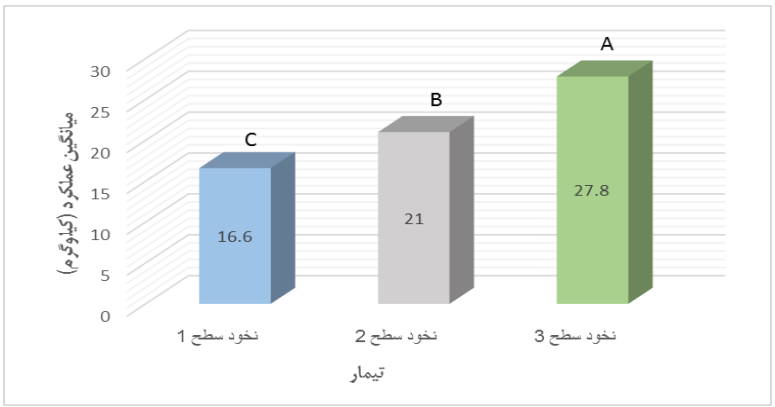
نتایج حاصل از بررسی عامل‌های فیزیکی شیمیایی خاک لایه سطحی (۲۰ – ۰) کرت‌ها: شن ۴۲ ٪ ، سیلت ۳۲ ٪ ، رس ۲۶ ٪ ، PH ۷/۶ ، EC ۰/۳۴دسی زیمنس بر متر، درصد ماده آلی ۰/۳۳،کربنات کلسیم ۱۱/۶ با روش-

های آزمایشگاهی اندازه‌گیری و در پایان فصل زراعی درصد تاج پوشش گیاهی در سطوح نخود به ترتیب ۲۷٪، ۳۶/۲٪، ۴۱/۹٪ اندازه‌گیری شد. داده‌ها ابتدا با استفاده از نرم افزار SPSS نرمال و پس از نرمال شدن داده‌ها تجزیه نتایج توسط نرم افزار Mstatc نشان داد (نمودار ۱) سطوح نخود به ترتیب ۲۵ ٪ ، ۳۶ ٪ ، ۴۴ ٪ نسبت به کرت شاهد رواناب را کاهش می‌دهد و سطح سه نخود با ۴۲۰۱۶ میلی‌لیتر کمترین مقدار رواناب را دارا می‌باشد



نمودار ۱- میانگین مقدار رواناب در سطوح مختلف تیمارها در مقیاس کرت

تجزیه نتایج عملکرد نیز نشان داد (نمودار ۲)که بین سطوح نخود تفاوت معنی‌داری وجود دارد و سطح سه (۴۰کیلوگرم در هکتار) بهترین عملکرد را با مقدار ۲۷/۸ کیلوگرم، دارد.



نمودار ۲ -میانگین عملکرد نخود در سطوح مختلف در مقیاس کرت

باتوجه به تجزیه نتایج، بین سطوح ۲ و۳ در مقدار رواناب تفاوت معنی داری وجود ندارد ولی افزایش تراکم تفاوت معنی‌داری را در افزایش عملکرد نشان داد،بنابراین سطح ۳، آب بیشتری را جذب خاک و رواناب سطحی را کاهش داده است.

منابع

۱- رفاهی، ح. ۱۳۸۵. فرسایش آبی و کنترل آن، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ پنجم، ۶۷۱صفحه.

۲- شکل آبادی، م.ح.، خادمی، ح .و چرخابی، ا.ح.، ۱۳۸۲ . تولید رواناب در خاک های با مواد مادری متفاوت در حوزه آبخیزگل آباد اردس تان .علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، ۷(۲): ۸۵-۱۰۱.

۳- علیزاده ،امین ۱۳۸۲. اصول هیدرولوژی کاربردی، انتشارات آستان قدس رضوی،چاپ شانزدهم،ص۴۲۹

4- Cerri, C.E.P., Bernoux, M., Chaplot, V., Volkoff, B., Victoria, R.L., Melillo, J.M., Paustian, K.,and Cerri, C.C. 2004. Assessment of soil property spatial variation in an Amazon pasture: basis for selecting an agronomic experimental area. Geoderma, 123: 51-68.

5- Gee GW and Or D, 2002. Particle-size analysis. In: Warren, A.D. (ed.) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. Soil Sci. Soc. Am. Inc, pp.255-295.

6- Morgan, R.P.C.2005.soil erosion and conservation, third Edition, Blackwell publishing company, 304pp.

7- Nelson DW and Sommer LE, 1982. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: Methods of Soil Analysis: Part 3. Chemical and Microbiological Properties. Sparks, D. L., Page, A. L., Helmke, P. A., Loeppert, R. H., Soltanpour, P. N., Tabatabai, M. A., Johnston, C. T., Sumner, M. E. (Ed.), Am. Soc. Agron., Madison, pp. 539–579.

8- Unger, T.P., Jones, W., McClenagan, O.R., and Stewart, B.A. 1998. Aggregation of soil cropped to dryland wheat and grain Sorghum. Soil Sci. Soc. Am. J. 62(6):1659-1666.

9- Yang, M.Y., Tian, J.L., and Liu, P.L. 2005. Investigating the spatial distribution of soil erosion and deposition in a small catchment on the Loess Plateau of China using 137 Cs. Soil and Tillage Research, 83(3): 121-128.

اثر آتش‌سوزی بر آب‌گریزی خاک به روش جذب‌پذیری ذاتی در مراتع شهرستان فریدن

حامد شهابی‌نژاد[1] و محمد رضا مصدقی[2]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

۲- دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

مقدمه

آتش‌سوزی جنگل‌ها و مراتع یک مشکل جهانی است و پیامدهای متفاوتی بسته به شرایط آن بر ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک به جای می‌گذارد. سالانه سطح زیادی از جنگل‌ها و مراتع دنیا دچار آتش‌سوزی می‌شوند که نه تنها باعث نابودی پوشش‌گیاهی در منطقه آتش‌سوزی می‌شود بلکه باعث اختلال در فرایندهای هیدرولوژیکی و افزایش فرسایش خاک و رواناب تولیدی از این مناطق می‌شود.

سطح وسیعی از مراتع ایران در مناطق خشک و نیمه‌خشک واقع شده که آتش‌سوزی در بسیاری از آنها رخ می‌دهد. این آتش‌سوزی‌ها با تجویز مدیریتی نبوده‌اند و با توجه به شکننده‌بودن این اکوسیستم‌ها، می‌توانند آثار مخربی در پی داشته باشند. طبق گزارش سازمان جنگل‌ها، مراتع و آبخیزداری کشور از سال ۱۳۷۹ الی سال ۱۳۸۹، ۱۴۹۶۰ فقره آتش‌سوزی با مجموع مساحت ۱۵۷۱۲۱ هکتار در جنگل‌ها و مراتع کشور روی داده است.

در بسیاری از آتش‌سوزی‌ها، مواد حاصل از سوختن به سادگی وارد فاز گازی می‌شوند اما برخی از آنها به لایه‌های خاک نسوخته و سالم نفوذ کرده و در کنار مواد خنک‌تری که نسوخته‌اند وارد فاز مایع می‌شوند. این فرایند لایه‌ای از مواد آب‌گریز تشکیل می‌دهد که باعث ایجاد پدیده‌ای به نام آب‌گریزی خاک می‌شوند. این لایه آب‌گریز میزان نفوذ آب به خاک را کاهش می‌دهد. ولی نتایج آرترو و همکاران (۲۰۱۱) در مورد اثرات باقی‌مانده آتش‌سوزی بر ویژگی‌های خاک، از جمله مقدار آب‌گریزی خاک در یک دوره زمانی سه ساله در منطقه‌ای از اسپانیا که خاک‌های آب‌گریز داشت، حاکی از کاهش مقدار آب‌گریزی خاک بلافاصله پس از آتش‌سوزی و گذشت یک سال از زمان آتش‌سوزی نسبت به قبل از آتش‌سوزی داشت. دو سال پس از آتش‌سوزی مقدار آب‌گریزی خاک نسبت به یک سال پس از آتش‌سوزی افزایش نشان داد و پس از گذشت سه سال از زمان آتش‌سوزی به دلیل احیاءشدن مجدد پوشش گیاهی و مواد آلی، آب‌گریزی خاک به مقدار اولیه خود رسید.

حیدری و همکاران (۱۳۹۰) اثرهای باقی‌مانده آتش‌سوزی بر پارامترهای نفوذ و آب‌گریزی خاک در اراضی مرتعی کرسنگ، استان چهارمحال و بختیاری که دارای سابقه آتش‌سوزی در سال‌های متوالی (سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۸۷ و ۱۳۸۸) بودند را بررسی کردند. روش زمان نفوذ قطره آب (WDPT) برای اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک در نقاط آتش‌سوزی و نقاط شاهد استفاده شد. نتایج نشان داد که زمان نفوذ قطره آب به خاک یک سال پس از آتش‌سوزی بیش‌تر از بقیه سال‌ها بود.

خاک‌های آب‌گریز خاک‌های هستند که اجازه نفوذ آسان آب به درون خود را نداده (تیلمن و همکاران ۱۹۸۹) و آب، معمولاً به صورت قطره‌های کروی بر روی سطح آن‌ها قرار می‌گیرد (آلمندروس و همکاران ۱۹۸۸). خاک‌های آب‌گریز به سبب گنجایش اندک نگهداری آب ممکن است برای ساعت‌ها و هفته‌ها خشک باقی بمانند. آب‌گریزی

خاک به دلایل مختلفی می‌تواند به وجود آید که از جمله آنها می‌توان به مواد آلی آب‌گریز ترشح شده به وسیله ریشه گیاهان، مواد مترشحه‌ی قارچ‌های حقیقی، موم‌های حاصل از برگ‌های گیاهان و تجزیه‌ی مواد آلی گیاهی (هالت ۲۰۰۷)، ریزجانداران یا بقایای آنها، ترکیب‌های ناشی از آتش‌سوزی جنگل و پوشش‌های گیاهی (دی‌بانو ۱۹۹۱) اشاره کرد.

روش‌های متعددی جهت اندازه‌گیری آب‌گریزی و آب‌پذیری خاک وجود دارد. این روش‌ها هر کدام دارای محاسن و معایبی می‌باشند و با توجه به شدت آب‌گریزی، شرایط و امکانات موجود می‌توان از آن‌ها برای ارزیابی آب‌گریزی خاک استفاده نمود. یکی از مناسب‌ترین و کارآمدترین روش‌های اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک، روش جذب‌پذیری ذاتی (Intrinsic sorptivity test) می‌باشد (تیلمن و همکاران ۱۹۸۹). بنابراین پژوهش حاضر به منظور بررسی اثر آتش‌سوزی بر آب‌گریزی خاک (روش جذب‌پذیری ذاتی) در اراضی مرتعی منطقه فریدن انجام شد.

مواد و روش‌ها

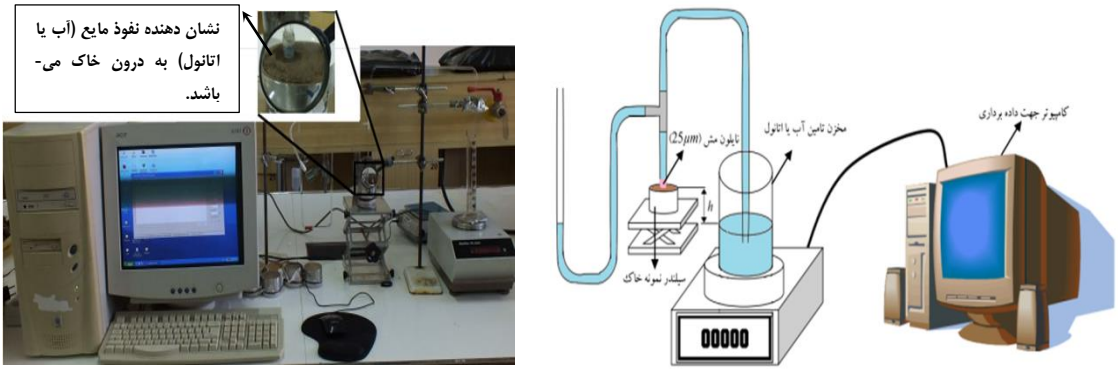
این پژوهش در اراضی مرتعی فریدن انجام شد که بر اساس گزارش اداره منابع طبیعی استان اصفهان، از نظر آتش‌سوزی جزو مناطق بحرانی می‌باشد. در این منطقه هر ساله به دلایل مختلف سطح زیادی از مراتع دچار حریق می‌شوند که در این پژوهش رخداده‌های آتش‌سوزی در سال‌های ۱۳۸۷، ۱۳۸۸، ۱۳۸۹، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۱ مورد بررسی قرار گرفت. نمونه‌هایی خاک دست‌نخورده با استفاده از سیلندرهای نمونه‌برداری از ۵ نقطه از مراتع شهرستان فریدن که سابقه آتش‌سوزی آن‌ها مربوط به سال ۱۳۸۹ بود برداشت شد. در این آزمایش به منظور بررسی تاثیر آتش‌سوزی بر درجه آب‌گریزی خاک هم‌زمان نمونه‌هایی از خاک‌های بدون آتش‌سوزی در کنار مکان‌های آتش‌سوزی برداشت شد. جدول ۱ برخی ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی و مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری را نشان می‌دهد.

جدول ۱- برخی از ویژگی‌های خاک‌های مورد بررسی و مختصات جغرافیایی نقاط نمونه‌برداری

مکان	مختصات جغرافیایی	آتش‌سوزی‌شده				آتش‌سوزی‌نشده			
		بافت	چگالی ظاهری	ماده آلی (٪)	آهک (٪)	بافت	چگالی ظاهری	ماده آلی (٪)	آهک (٪)
۱	(33°5′N 49°57′E)	SL	۱/۳۸	۵/۶۱	۲/۰۰	L	۱/۴۸	۴/۴۷	۱/۲۵
۲	(33°6′N 49°57′E)	L	۱/۲۸	۱/۵۸	۲/۵۰	CL	۱/۴۷	۱/۵۰	۱/۰۰
۳	(33°2′N 50°3′E)	L	۱/۵۴	۴/۶۱	۱/۷۵	SL	۱/۵۳	۰/۷۱	۱/۲۵
۴	(33°4′N 50°12′E)	L	۱/۴۰	۳/۷۷	۱/۵۰	SiL	۱/۴۹	۳/۰۶	۷/۲۵
۵	(33°4′N 50°15′E)	SL	۱/۵۹	۶/۸۲	۲/۰۰	SL	۱/۶۱	۲/۰۲	۱/۲۵

برای اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک، از روش جذب‌پذیری ذاتی (Intrinsic sorptivity test) استفاده شد (تیلمن و همکاران ۱۹۸۹). به منظور ساخت وسیله اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک از پژوهش هالت و یانگ (۱۹۹۹) الگوبرداری شد. بدین منظور دستگاهی برای اندازه‌گیری نفوذ آب و اتانول به خاک، تحت شرایط نزدیک اشباع (پتانسیل ماتریک

۲- سانتی‌متر؛ h نشان‌داده شده در شکل ۱) طراحی شد. شکل ۱ شمایی کلی و تصویر وسیله ساخته‌شده در این پژوهش را نشان می‌دهد.



(ب) (الف)

شکل ۱- (الف) شمای کلی و (ب) تصویر دستگاه برای اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک به روش جذب-پذیری ذاتی

اساس اندازه‌گیری آب‌گریزی خاک توسط این دستگاه تفاوت در جذب (نفوذ) آب و اتانول توسط خاک در ابتدای فرایند نفوذ می‌باشد. در این بازه زمانی از فرایند نفوذ (۰ تا ۱۸۰ ثانیه)، جریان بیش‌تر تحت اثر گرادیان ماتریک صورت می‌پذیرد و اثر ثقل اهمیت کمی دارد. پارامتر موثر در مقدار نفوذ ابتدایی، جذب‌پذیری خاک (Soil sorptivity) می‌باشد که از طریق دبی جریان ماندگار مایع (آب یا اتانول) در مدت زمان کوتاه نفوذ با استفاده از معادله‌ی ۱ قابل محاسبه می‌باشد (هالت، ۲۰۰۱):

$$S = \sqrt{\frac{Qf}{4br}} \qquad (۱)$$

Q، دبی جریان ماندگار مایع ($cm^3\ s^{-1}$)، b، پارامتر وابسته به تابع پخشیدگی آب خاک است که توسط وایت و سالی (۱۹۸۷) برابر ۰/۵۵ در نظر گرفته شد. r، شعاع انتهای لوله نفوذسنج در تماس با خاک (cm) و f تخلخل پر از هوای خاک می‌باشد. جذب‌پذیری در یک خاک خشک بیش‌تر از خاک مرطوب است. جذب‌پذیری و هدایت هیدرولیکی خاک، توسط شکل، فراوانی و اعوجاج منافذ خاک کنترل می‌شوند. به طور کلی خاکی با منافذ درشت دارای هدایت هیدرولیکی بیش‌تر اما جذب‌پذیری کم‌تری نسبت به یک خاک با منافذ ریز می‌باشد (هالت ۲۰۰۷).

تیلمن و همکاران (۱۹۸۹) شاخص R را برای ارزیابی آب‌گریزی خاک پیشنهاد کردند. این شاخص، از طریق اندازه‌گیری جذب‌پذیری آب (S_{water}) و اتانول ($S_{ethanol}$) و با استفاده از معادله ۲ قابل محاسبه می‌باشد:

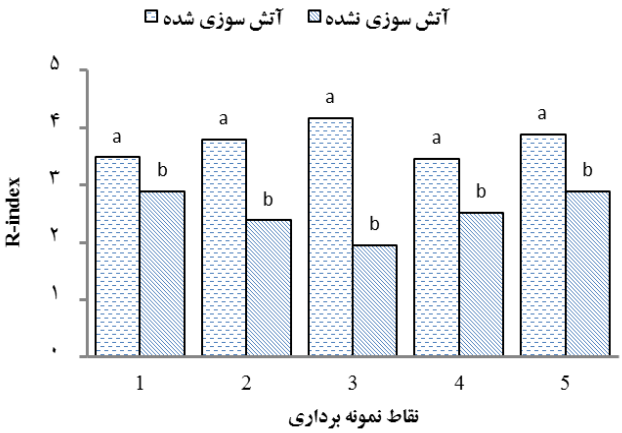
$$R = 1.95\left(\frac{S_{ethanol}}{S_{waer}}\right) \qquad (۲)$$

ثابت ۱/۹۵ در معادله فوق به دلیل تفاوت کشش سطحی و لزجت بین آب و اتانول در نظر گرفته شده است. اتانول به دلیل کشش سطحی کم و غیرقطبی‌بودن، مستقل از آب‌گریزی خاک، در تمامی خاک‌ها نفوذ می‌کند. از این رو جذب‌پذیری اتانول از تخلخل و توزیع اندازه و اعوجاج منافذ خاک تأثیر می‌پذیرد (هالت و همکاران ۲۰۰۱). در خاک-

های کاملاً آب‌دوست، R برابر واحد است. با افزایش آب‌گریزی خاک، به دلیل کاهش S_{water}، شاخص آب‌گریزی افزایش می‌یابد. در پایان جهت بررسی معنی‌دار بودن اثر آتش‌سوزی در هر مکان از آزمون t جفت در سطح احتمال ۵ درصد استفاده شد.

نتایج و بحث

نفوذ تجمعی آب و اتانول در نمونه‌های خاک آتش‌سوزی‌شده و آتش‌سوزی‌نشده نشان می‌دهدکه نفوذ تجمعی آب در نمونه‌های آتش‌سوزی‌شده کم‌تر از نمونه‌های آتش‌سوزی‌نشده می‌باشد. این موضوع می‌تواند به دو دلیل باشد. پس از آتش‌سوزی خاکستر و مواد باقی‌مانده در منافذ خاک باعث افزایش آب‌گریزی خاک شده (دی‌بانو ۱۹۹۱) و نرخ نهایی نفوذ کاهش می‌یابد. دلیل دیگر کاهش نفوذ آب به خاک می‌تواند افزایش ماده آلی در خاک‌های سوخته-شده نیز باشد (جدول ۱). در واقع پس از آتش‌سوزی در مراتع رشد گیاهان علفی افزایش می‌یابد و از آنجایی که تجزیه‌پذیری آنها در خاک زیاد می‌باشد می‌تواند باعث افزایش ماده آلی خاک شود. این فرایند می‌تواند افزایش آب-گریزی خاک را در پی داشته باشد و در نتیجه سبب کاهش نفوذ تجمعی آب به خاک شود. همان طور که انتظار می-رفت، مقدار نفوذ تجمعی اندازه‌گیری‌شده توسط دستگاه برای اتانول به دلیل ویژگی‌های کشش سطحی و زاویه تماس کم، بیش‌تر از مقدار آب نفوذیافته به خاک به دست آمد. شکل ۲ شاخص آب‌گریزی خاک (R) در دو تیمار آتش‌سوزی‌شده و آتش‌سوزی‌نشده را نشان می‌دهد. در تمامی نمونه‌ها، آتش‌سوزی سبب افزایش معنی‌دار شاخص آب‌گریزی خاک شده است که دلیل این موضوع می‌تواند افزایش مواد آب‌گریز در سطح ذرات خاک و کاهش جذب آب باشد. از طرفی آتش‌سوزی باعث حذف گیاهان خشبی شده و شرایط جهت رشد گیاهان علفی فراهم شده و رشد این گیاهان و اضافه شدن آن‌ها به خاک باعث افزایش در مقدار ماده آلی و افزایش شاخص آب‌گریزی خاک شده است.



شکل ۲- شاخص آب‌گریزی اندازه‌گیری‌شده در تیمارهای آتش‌سوزی و بدون آتش‌سوزی

نتایج به دست آمده کارایی روش جذب‌پذیری ذاتی در اندازه‌گیری شاخص آب‌گریزی خاک در تیمارهای آتش-سوزی را نشان می‌دهد و همچنین بیان می‌کند که آتش‌سوزی در مراتع باعث افزایش خاصیت آبگریزی خاک شده و در نتیجه آن باعث افزایش فرسایش و رسوب در اراضی مرتعی می‌شود.

منابع

۱- حیدری، ج. قربانی، ش. رئیسی، ف. طهماسبی، پ. ۱۳۹۰. اثر آتش‌سوزی بر پارامترهای نفوذ آب به خاک در اراضی مرتعی، نخستین همایش بین‌المللی آتش‌سوزی در عرصه‌های منابع‌طبیعی، گرگان، آبان‌ماه.

2- Almendros G, Martin F and Gonzales FJ, 1988. Effects of fire on humic and lipid fraction in a dystric Xerochrept in Spain. Geoderma. 42: 115–127.

3- Arturo JP Granged, Lorena M. Zavala, Antonio Jordan, Gema Barcenas-Moreno., 2011. Post-fire evolution of soil properties and vegetation cover in a Mediterranean heathland after experimental burning: A 3-year study. Geoderma, 164: 85–94.

4- DeBano LF, 1991. The effects of fire on soil properties. USDA, Forest Service General Technical Report, INT-280: 151–156.

5- Hallett PD, 2007. An introduction to soil water repellency. International Society for Agrochemical Adjuvants (ISAA).

6- Hallett PD, Baumgartl T, and Young IM, 2001. Subcritical water repellency of aggregates from a range of soil management practices. Soil Sci. Soc. Am. J. 65: 184–190.

7- Hallett PD and Young IM, 1999. Change to water repellence of soil aggregates caused by subestra-induced microbial activity. Eur. J. Soil Sci. 50: 35–40.

8- Tillman RW, Scotter DR, Wallis MG and Clothier BE, 1989. Water repellency and its measurement by using intrinsic sorptivity. Aust. J. Soil Res. 27: 637–644.

الگوی تغییرات تنفس خاک در رطوبت‌های مختلف برای دو گیاه گندم و کلزا

فاطمه مسکینی[۱] ، محمد حسین محمدی[۲]، محمد رضا نیشابوری[۳] و فرید شکاری[٤]
۱- دانشجوی دکتری خاکشناسی، دانشگاه زنجان، ایران
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه زنجان، ایران
۳- استاد تمام گروه خاکشناسی، دانشگاه تبریز، ایران
٤- دانشیار گروه زراعت، دانشگاه زنجان، ایران

مقدمه

خاک‌های کشاورزی در تبادل سه گاز گلخانه‌ای CO_2 ، N_2O و CH_4 نقش به‌سزایی دارند (Allaire et al., 2012). از آنجایی‌که CO_2 گاز مرجع برای محاسبه مقدار کل گازهای گلخانه‌ای می‌باشد، لذا درک بهتر و توانایی کمی کردن انتشار این گاز از خاک امری ضروری به نظر می‌رسد.

جریان کربن از خاک به اتمسفر به فرم CO_2 ناشی از تنفس خاک و واکنش‌های شیمیایی است. تنفس خاک بیانگر ترکیبی از تنفس ریشه‌ها و میکرو و ماکرو ارگانیسم‌های خاک می‌باشد. برآورد مقدار محدوده این جریان از ۶۸ $Pg\ C\ yr^{-1}$ (Raich and Schesinger, 1992) تا ۱۰۰ $Pg\ C\ yr^{-1}$ (Musselman and Fox, 1991) موجب شده تا تنفس خاک به عنوان یکی از مسیرهای اصلی جریان در چرخه جهانی کربن محسوب گردد. علاوه بر فعالیت‌های میکروبی (Kuzyakov and Siniakina, 2001)، عوامل مرتبط با ۱) خصوصیات فیزیکی خاک مانند دما و رطوبت (Reth et al., 2005)، بافت و تراکم خاک (Bauer et al., 2006) ۲) خصوصیات بیوشیمیایی خاک مانند مقدار ماده آلی (Fang and Moncrieff, 2005)، ۳) شرایط محیطی مانند بارندگی و دمای مرتبط به فصل-ها (Rochette and Angers, 1999)، ۴) مدیریت گیاه مانند کاربرد کود (Ding et al., 2007) و ۵) فعالیت رشد ریشه (Lambers et al., 1996) بر جریان انتشار CO_2 از سطح خاک مؤثر می‌باشند. در مقیاس زمانی روزانه، تغییرات زمانی در غلظت CO_2 نزدیک سطح خاک به شدت به رطوبت خاک مرتبط می‌باشد (Gulbranson et al., 2011).

مطالعات بسیاری تاثیر افزایش رطوبت خاک بر میزان تنفس خاک و در نتیجه جریان CO_2 از خاک را مورد بررسی قرار داده‌اند. اما، تعیین مقدار رطوبتی که موجب حداکثر انتشار CO_2 در اثر تنفس از سطح خاک می‌گردد، تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته است. همچنین با توجه به تفاوت گیاهان مختلف در تحمل به کمبود رطوبت و تخلخل تهویه‌ای و مورفولوژی ریشه، مقدار رطوبت بهینه برای جریان CO_2 برای گیاهان مختلف متفاوت خواهد بود. از این رو هدف این مطالعه، بررسی الگوی تغییرات تنفس خاک (جریان CO_2 از سطح خاک) با مقدار رطوبت خاک برای دو گیاه گندم و کلزا می‌باشد.

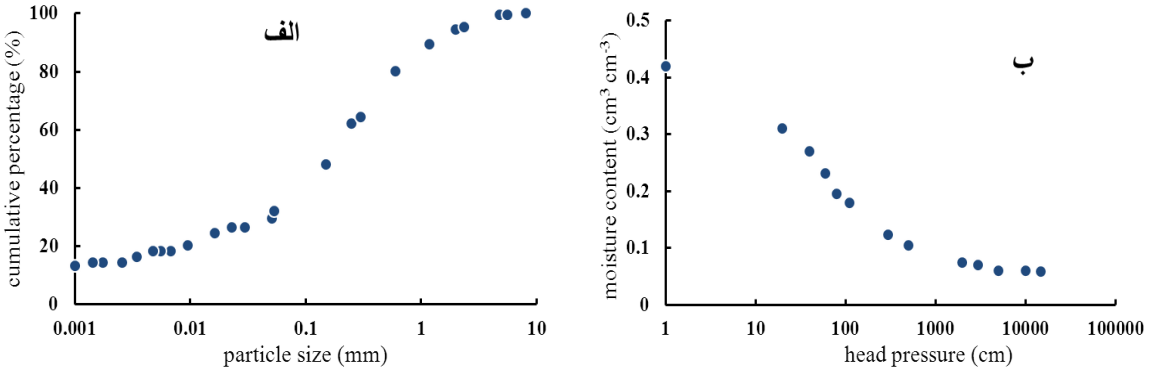
مواد و روش‌ها

این تحقیق به صورت کشت گلدانی و در قالب طرح کاملا تصادفی در سه تکرار در گلخانه تحقیقاتی گروه خاکشناسی دانشگاه زنجان در سال ۱۳۹۱ با ۱۴ ساعت روشنایی و ۸ ساعت تاریکی انجام شد. میزان تشعشع موجود بین ۱۱ تا ۱۴ کیلو لوکس بسته به ساعات روز و نور طبیعی یا توسط نور لامپ متغیر بود. دمای گلخانه

در دامنه ۱۸ تا ۲۲ درجه سانتی گراد در نوسان بود. دو نوع گیاه شامل گندم (*Triticum a.*) و کلزا (*Brassica napus L.*) در یک خاک لوم شنی در گلدان های ۱۸ کیلوگرمی با حجم ۱۴ لیتر و ارتفاع ۲۷ سانتیمتر کشت شدند. در طول دوره رشد مکش خاک با دو نوع تانسیومتر معمولی و حساس کنترل و اندازه گیری گردید. منحنی مشخصه آب خاک با استفاده از استوانه‌های آزمایشی کوچک (۱۰۰ cm^3) و ستون‌های آویزان در مکش-های کمتر از ۱۰ کیلوپاسکال و دستگاه صفحات فشاری در مکش‌های ۱۰-۵۰۰ کیلوپاسکال و همچنین با استفاده از غشای فشاری در مکش‌های بالا تعیین گردید (Dane and Hopmans, 2002). پس از استقرار گیاه‌ها، ۷ تیمار مکش شامل ۲۰، ۴۰، ۶۰، ۸۰، ۱۱۰، ۳۰۰ و ۵۰۰ سانتیمتر با استفاده از تانسیومتر به گلدانها اعمال شدند. سپس بعد از رسیدن گیاهان به مرحله گلدهی، اندازه‌گیری شدت تنفس خاک با استفاده از شدت انتقال دی اکسید کربن از خاک به هوا توسط دستگاه لامبادا[1] به مدت ۴۵ روز با فواصل ۱ روز در میان انجام گردید.

نتایج و بحث

در شکل ۱ منحنی توزیع اندازه ذرات و منحنی مشخصه آب خاک برای نمونه خاک لوم شنی مورد استفاده در این آزمایش ارائه شده است.

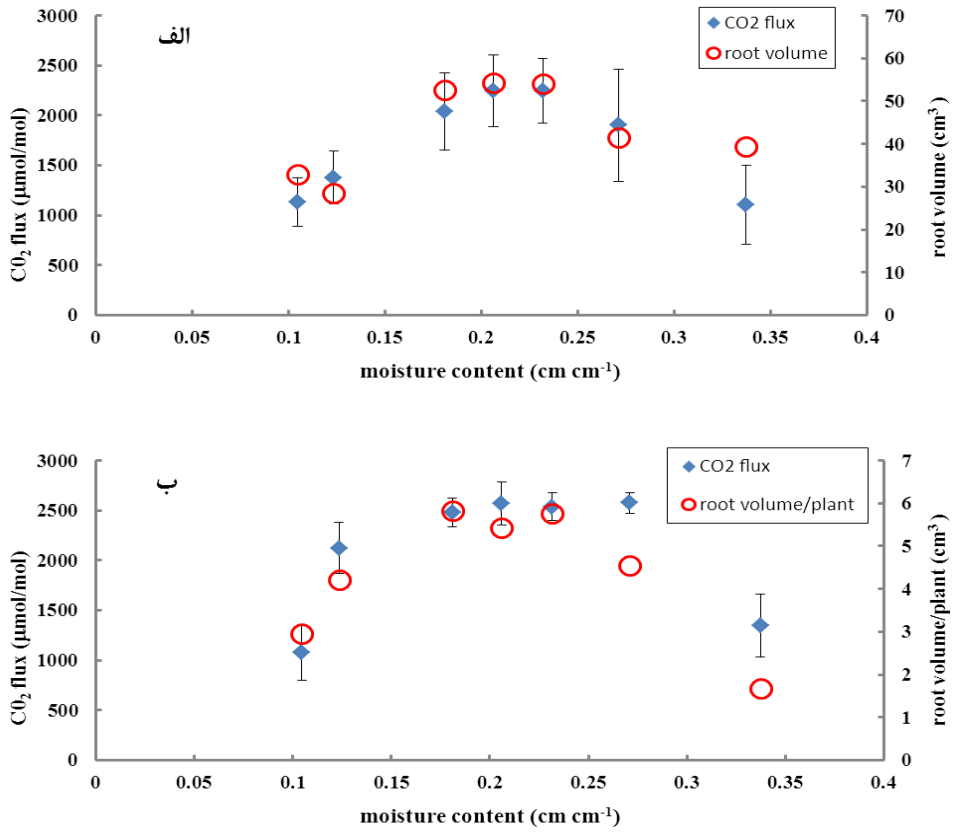


شکل ۱. منحنی توزیع اندازه ذرات (الف) و منحنی مشخصه آب خاک (ب)

شکل ۲ الگوی تغییرات میزان انتشار گاز CO_2 از سطح خاک و حجم ریشه گیاهان با تغییرات میزان رطوبت را برای دو گیاه گندم و کلزا نشان می‌دهد. نتایج نشان داد که ضریب همبستگی بین حجم ریشه و میزان تنفس خاک در گیاه کلزا و گندم به ترتیب برابر با ۰/۷۵ و ۰/۷۸ می‌باشد (p=5%). هاگنسن و همکاران (۲۰۰۶) نیز وجود ارتباط مستقیم بین وزن و مساحت ریشه با میزان تنفس در چند واریته چغندرقند را گزارش کردند. کاهش مقدار رطوبت خاک از حالت اشباع و افزایش تخلخل تهویه‌ای خاک، موجب افزایش حجم ریشه تولید شده و در نتیجه افزایش میزان تنفس خاک گردید. نتایج دیر و همکاران (۱۹۸۸) نیز نشان‌دهنده کاهش فراهمی اکسیژن برای ریشه‌ها در شرایط اشباع خاک بود. در هر دو گیاه با کاهش میزان رطوبت از حالت اشباع، در یک دامنه نسبتا مشابه با یکدیگر، رشد ریشه افزایش پیدا کرد و به حداکثر میزان رسید. در گیاه کلزا روند افزایش میزان تنفس با کاهش رطوبت خاک دارای شیب کمتری نسبت به گیاه گندم بود. و با کاهش رطوبت خاک تا cm^3cm^{-3} ۰/۲۵ مقدار تنفس نیز افزایش یافت. لیو و همکاران (۲۰۰۴) گزارش کردند که با کاهش رطوبت خاک، گیاه با

[1] Lambada, U. K. ADC Company

گسترش سیستم ریشه موجب افزایش قابلیت دسترسی عناصر غذایی و آب در نتیجه افزایش تنفس خاک می-گردد. در گیاه کلزا میزان تنفس خاک در محدوده رطوبتی $cm^3\ cm^{-3}$ ۰/۲–۰/۲۵ تقریبا ثابت بود و بیشترین مقدار تنفس برای گیاه کلزا در خاک شن لومی در این محدوده رطوبتی مشاهده شد. که نشان‌دهنده شرایط مطلوب خاک از نظر تامین رطوبت و تخلخل تهویه ای موردنیاز برای تبادل گازها و شرایط مطلوب رشد گیاه است. نتایج بال و همکاران (۲۰۰۹) بیانگر پاسخ متفاوت جریان CO_2 به محتوای رطوبت خاک در خاک‌هایی با بافت ریز و درشت بود. مقدار کل کربن خاک در خاکهای ریز بافت به علت داشتن سطح ویژه بیشتر برای جذب CO_2، چهار تا پنج برابر خاکهای درشت بافت است. با کاهش بیشتر محتوای رطوبت خاک، روند نزولی گسترش و رشد ریشه و همچنین مقدار تنفس خاک مشاهده شد (شکل ۱الف). اما در گیاه گندم محدوده رطوبتی دارای مقدار حداکثر و تقریبا ثابت تنفس خاک (محدوده رطوبتی $cm^3\ cm^{-3}$ ۰/۱۸–۰/۲۷) گسترده تر بود که نشان-دهنده حساسیت کمتر گیاه گندم به کمبود آب و تخلخل تهویه ای نسبت به گیاه کلزا در شرایط مشابه است. با توجه به نتایج به دست آمده در این آزمایش به نظر می‌رسد ریشه گیاهان نسبت به تنفس میکروارگانیسم‌ها نقش مهمتری در تنفس خاک برعهده دارند. محمدی و همکاران (۲۰۱۰) نیز بیان کردند که به‌ویژه در شرایط مرطوب که تنش اکسیژن رخ می‌دهد، سهم تنفس میکروبی در مصرف اکسیژن کل کم است و تنفس خاک تقریبا معادل سرعت تنفس ریشه است.



شکل۲. الگوی تغییرات میزان انتشار گاز CO_2 از سطح خاک و حجم ریشه گیاهان در رطوبت‌های مختلف برای گیاه کلزا (الف) و گندم (ب).

منابع

1- Allaire SE, Lange SF, Lafond JA, Pelletier B, Cambouris AN, Dutilleul P, 2012. Multiscale spatial variability of CO_2 emissions and correlations with physico-chemical soil properties. Geoderma 170: 251-260.
2- Ball BA, Virginia RA, Barrett JE, Parsons AN, Wall DH, 2009. Interactions between physical and biotic factors influence CO_2 flux in Antarctic dry valley soils. Soil Biology & Biochemistry 41: 510-1517.
3- Bauer PJ, Frederick JR, Novak JM, Hunt PG, 2006. Soil CO_2 flux from a Norfolk loamy sand after 25 years of conventional and conservation tillage. Soil and Tillage Research 90: 205-211.
4- Dane JH, Hopmans J W, 2002. Pressure cell. In: Dane JH, Topp GC, (Eds.) Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical Methods. SSSA Book Series, Soil Science Society of America, Inc, Madison, WI, 5: 684–688.
5- Ding W, Meng L, Yin Y, Cai Z, Zheng X, 2007. CO_2 emission in an intensively cultivated as affected by long-term application of organic manure and nitrogen fertilizer. Soil Biology & Biochemistry 39: 669-679.
6- Dwyer LM, Stewart DW, Balchin D. 1988. Rooting characteristics of corn, soybean and barley as a function of available water and soil physical characteristics. Canadian Journal of Soil Science 68: 121-132.
7- Fang C, Moncrieff JB, 2005. The variation of soil microbial respiration with depth in relation to soil carbon composition. Plant Soil 268: 243-253.
8- Gregorich EG, Rochette P, McGuire S, Liang BC, Lessard R, 1998. Soluble organic carbon and carbon dioxide fluxes in maize fields receiving spring-applied manure. Journal of Environmental Quality 27: 209-214.
9- Gulbranson EL, Tabor NJ, Montanez IP, 2011. A pedogenic goethite record of soil CO_2 variations as a response to soil moisture content. Geochimica et Cosmochimica Acta 75: 7099-7116.
10- Haagenson DM, Klotz KL, Campbell LG, Khan MFR, 2006. Relationships between Root Size and Postharvest Respiration Rate. Journal of Sugar Beet Research 43(4): 129-144.
11- Kuzyakov Y, Siniakina SV, 2001. Siphon method of separating root derived organic compounds from root respiration in non-sterile soil. Journal of Plant Nutrient Soil Science 164: 511–517.
12- Lambers H, Atkin OK, Scheureater I, 1996. Respiratory patterns in roots in relation to their function. In: Waisel Y, Eshel A, Kafkafi U (Eds.), Plant Roots: The Hidden Half. Marcel Dekker, New York, 323-362.
13- Liu H, Li F, XU H, 2004. Deficiency of water can enhance root respiration rate of drought-sensitive but not drought-tolerant spring wheat. Agricultural water management 64: 41-48.
14- Mohammadi MH, Asadzadeh F, Vanclooster M, 2010. Refining and unifying the upper limits of the least limiting water range using soil and plant properties. Plant Soil 334: 210-222.
15- Musselman RC, Fox DG, 1991. Areviw of the role of temperate forests in the global CO2 balance. Journal Air Waste Management Association 41: 798-807.
16- Raich JW, Schlesinger WH, 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. Tellus 44: 81-89.
17- Reth S, Göckede M, Falge E, 2005. CO_2 flux from agricultural soils in eastern Germany: comparison of a closed system with eddy covariance measurements. Theoretical and Applied Climatology 80: 105-120.
18- Rochette P, Angers DA, 1999. Soil surface carbon dioxide fluxes induced by spring, summer, and fall moldboard plowing in a sandy loam. Soil Science Society of America Journal 63: 621-628.

تخمین نقطه‌ای رطوبت خاک با استفاده از پارامترهای مدل‌های مقاومت فروروی

گلناز ابراهیم زاده[۱]، حسین بیات[۲]، علی اکبری صفری سنجانی[۳]، حمید زارع ابیانه[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا،
۳- استاد گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا
٤- استاد گروه آبیاری دانشگاه بوعلی سینا

مقدمه

منحنی نگهداری آب خاک (SWRC) خصوصیت هیدروفیزیکی خاک است، که بیان‌کننده رابطه بین مقدار آب خاک و پتانسیل خاک می‌باشد. این منحنی بیان کننده توزیع اندازه منافذ خاک و چگونگی نگهداری آب در مکش‌های ماتریک مختلف است (سیلزر و همکاران، ۲۰۰۹). مقاومت، شاخص مناسب از وضعیت فیزیکی خاک محسوب می‌شود و از راه‌های گوناگون (مانند انرژی لازم برای انجام عملیات خاک‌ورزی، نفوذ ریشه‌ها، جوانه‌زنی بذر) بر کاربری زراعی خاک موثر است. مقاومت خاک، متاثر از مقدار و نوع کاتیون‌های تبادلی، مقدار رس‌های قابل پراکنش، نوع و اندازه رس، خاک‌دانه‌های پایدار در آب، غلظت و ترکیب محلول خاک، موادآلی خاک و دوره‌های خشک و مرطوب شدن است (برزگر و همکاران، ۱۹۹۵). مقاومت فروروی (PR)، یکی از ویژگی‌های مهم خاک و از انواع مقاومت‌های مکانیکی خاک است و بیان‌گر مقاومت خاک در برابر فروبردن یک جسم میله‌ای شکل به درون آن می‌باشد (سوئن و ون اوورکرک، ۱۹۹۴). مقاومت فروروی وابسته به وزن مخصوص ظاهری، مقدار آب و ساختمان خاک است. با افزایش مقدار آب خاک، مقدار آن کاهش و با افزایش وزن مخصوص ظاهری، مقدار آن افزایش می‌یابد. اثر وزن مخصوص ظاهری بر PR در حالت خشک بیشتر از حالت مرطوب است. مقاومت فروروی وابسته به مقدار آب می‌باشد. رابطه بین PR خاک و پتانسیل ماتریک یا مقدار رطوبت خاک، به عنوان منحنی PR شناخته می‌شود (تو و کی، ۲۰۰۵). مقدار آب خاک، وزن مخصوص ظاهری، مقدار مواد آلی و بافت خاک پارامترهایی هستند که بر منحنی‌های PR و مشخصه رطوبتی مؤثر هستند. برای پیش‌بینی SWRC و منحنی PR، مدل‌هایی ایجاد شده‌اند. در این مدل‌ها از پارامترهای زودیافت برای پیش‌بینی این دو منحنی استفاده شده است (آیمهوف و همکاران، ۲۰۰۶). می‌توان چنین استنباط کرد که منحنی PR و SWRC دارای همبستگی بوده و می‌توان با بدست آوردن منحنی PR ، SWRC را بدست آورد. این نکته تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته است. بنابراین هدف این تحقیق استفاده از منحنی PR برای تخمین نگهداری رطوبت در خاک می‌باشد.

مواد و روش‌ها

تعداد ۳۰ نمونه از خاک‌های استان آذربایجان غربی براساس تنوع ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی، انتخاب شد. در هر نقطه هشت نمونه دست نخورده تهیه شد. برای بدست آوردن SWRC در مکش ۱۰ سانتی‌متر از جعبه شن[۱] و در

---

۱. Sand box

مکش‌های ۳۰۰، ۴۰۰۰ و ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر از دستگاه صفحات تحت فشار استفاده شد. در آزمایشگاه، پس از تعادل رطوبتی، PR آن‌ها نیز توسط فروسنج میکرو[۲] اندازه‌گیری شد.

از ضرایب دو مدل استوکز و داونز (۲۰۰۸) (فرمول ۱) بر پایه رطوبت حجمی و مدل تو و کی (۲۰۰۵) (فرمول ۲)، به عنوان مدل‌های PR جهت تخمین SWRC استفاده شد.

$$Q = Q_{sat} + (Q_{dry} - Q_{sat})[1 + (\alpha\theta)^n]^m \quad [۱]$$

$$PR = ah^b - ch \quad [۲]$$

a_T, b_T, c_T ،Q_{satSM}, Q_{drySM}, α_{SM}, n_{SM}, m_{SM} ضرایب مدل‌ها می‌باشند. برای ایجاد تابع انتقالی اول با روش رگرسیونی جهت تخمین رطوبت در مکش‌های مختلف از متغیرهای جرم مخصوص ظاهری، رس و نسبت سیلت به شن استفاده شد. برای ایجاد تابع انتقالی دوم و سوم با روش رگرسیونی به‌ترتیب ضرایب مدل‌های استوکز و داونز (۲۰۰۸) و تو و کی (۲۰۰۵) علاوه بر متغیرهای ورودی تابع اول به‌عنوان تخمین گر استفاده شدند. برای بررسی درستی توابع انتقالی از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) ، معیار اطلاعات اکایک (AIC) (اکایک، ۱۹۷۴)، ضریب تعیین (R^2)، میانگین خطا (ME) و ضریب بهبود نسبی (RI) بهره‌گیری شد.

نتایج و بحث

تخمین θ_{10cm}

از ویژگی‌های پایه خاک (رس، شن/ سیلت و جرم مخصوص ظاهری) به عنوان تخمین‌گر ، در تخمین رطوبت در مکش‌های مختلف در گام نخست استفاده شد. نتایج در جدول ۱ نشان داده شده است. می‌توان چنین بیان داشت که استفاده از این پارامترها به تنهایی در مقایسه با سایر توابع انتقالی ایجاد شده جهت تخمین ویژگی‌های هیدرولیکی مناسب نمی‌باشد. اسخاپ و لیج (۱۹۹۸) از شن، سیلت، رس و BD برای تخمین SWRC استفاده نمودند و RMSE برابر با ۹ درصد را گزارش کردند که نسبت به مقادیر به‌دست امده در این تحقیق بالاتر بود.

جدول ۱- استفاده از مدل‌های مقاومت فروروی در برآورد نقطه‌ای SWRC

مکش	مدل	گام	ME	RMSE	R^2	AIC	RI
θ_{10cm}	C, Si/S, BD	۱	۰/۰۰۸۶	۳/۵۲۹۱	۰/۷۷۵	۷۷	
	C, Si/S, BD, Q_{satSM}, Q_{drySM}, α_{SM}, n_{SM}, m_{SM}	۲	-۰/۰۱۸۵	۲/۹۹۱۱	۰/۸۳۸	۶۷*	۱۵/۲۴
	Cl, Si/S, BD, a_T, b_T, c_T	۳	۰/۰۰۴۸	۳/۵۱۵۱	۰/۷۷۶	۷۷	۰/۳۹
θ_{300cm}	C, Si/S, BD	۱	۰/۱۴۵۶	۵/۶۱۲۹	۰/۶۰۱	۱۰۵	
	C, Si/S, BD, Q_{satSM}, Q_{drySM}, α_{SM}, n_{SM}, m_{SM}	۲	۰/۰۵۷۵	۴/۹۰۳۵	۰/۶۹۵	۹۷*	۱۲/۶۳
	Cl, Si/S, BD, a_T, b_T, c_T	۳	۰/۱۰۷۳	۴/۹۵۴۸	۰/۶۸۹	۹۸*	۱۱/۷۲
θ_{4000cm}	C, Si/S, BD	۱	-۰/۰۵۹۷	۴/۸۰۴۴	۰/۴۸۴	۹۶	
	C, Si/S, BD, Q_{satSM}, Q_{drySM}, α_{SM}, n_{SM}, m_{SM}	۲	-۰/۰۲۷۴	۴/۴۰۴۲	۰/۵۶۶	۹۰*	۸/۳۳
	Cl, Si/S, BD, a_T, b_T, c_T	۳	-۰/۰۷۷۵	۴/۰۵۷۷	۰/۶۳۲	۸۶*	۱۵/۵۴

[۲] . Micro-penetrometer

مکش	مدل	گام	ME	RMSE	R^2	AIC	RI
$\theta_{15000cm}$	C, Si/S, BD	۱	-۰/۱۲۱۵	۴/۰۵۳۱	۰/۴۲۵	۸۵	
	C, Si/S, BD, Q_{satSM}, Q_{drySM}, α_{SM}, n_{SM}, m_{SM}	۲	-۰/۰۷۹۴	۳/۶۹۶۹	۰/۵۲۲	۸۰*	۸/۷۸
	Cl, Si/S, BD, a_T, b_T, c_T	۳	-۰/۱۲۷۳	۳/۴۳۱۷	۰/۵۸۸	۷۵*	۱۵/۳۳

*معنی‌داری آکایک در سطح احتمال ۵٪

در PTF_2، برای تخمین رطوبت در مکش ۱۰ سانتی‌متر از Q_{satSM}، Q_{drySM}، α_{SM}، n_{SM} و m_{SM} به همراه Si/SCBD به عنوان تخمین‌گر استفاده شد. دقت مدل به طور معنی‌داری افزایش یافت. پاچپسکی و همکاران (۱۹۹۸) تاثیر PR بر تخمین رطوبت در مکش‌های ۵، ۱۰ و ۲۰ کیلوپاسکال را با استفاده از روش مدیریت گروهی داده‌ها گزارش کردند. آنها اندازه‌گیری PR را در محدوده ظرفیت زراعی (FC)[۳] انجام داده بودند؛ در روش مدیریت گروهی داده‌ها در حین محاسبات از PR در محاسبه θ_{FC} استفاده کردند. آنها اظهار داشتند که این θ_{FC} است که بر تخمین رطوبت در مکش‌های ۵، ۱۰ و ۲۰ کیلوپاسکال تاثیر داشته است. به نظر می‌رسد عامل موثرتر، رابطه PR با مکش و رطوبت است که باعث بهبود تخمین رطوبت توسط PR گردیده است، و احتمالا عامل موثر بعدی همبستگی PR با دیگر ویژگی‌های خاک مانند BD، بافت، توزیع اندازه منافذ، عوامل سیمانی‌کننده (گرانولد و همکاران، ۲۰۰۱b) می‌باشد که بر توزیع اندازه منافذ خاک مؤثر هستند.

در گام سوم از پارامترهای مدل تو و کی (۲۰۰۵) به عنوان تخمین‌گر استفاده شد. در این گام RMSE و AIC در مقایسه با گام دوم افزایش یافت. این تخمین‌گرها نتوانستند SWRC را به طور معنی‌داری تخمین زنند. احتمالا دلیل نتایج ضعیف، عدم همبستگی پارامترهای مدل تو کی (۲۰۰۵) با رطوبت در مکش ۱۰ سانتی‌متر باشد (جدول ارائه نشده است).

تخمین θ_{300cm}

در هر دو تابع انتقالی ایجاد شده برای تخمین رطوبت در مکش ۳۰۰ سانتی‌متر، تخمین‌گرها منجر به بهبود معنی‌دار دقت تخمین شدند. مقایسه نتایج دو تابع انتقالی نشان دهنده برتری نسبی PTF_2 در مقایسه با PTF_3 می‌باشد. مدل تو و کی (۲۰۰۵)، مدلی سه پارامتری است. شاید تعداد بیشتر پارامترهای مدل استوکز و داونز (۲۰۰۸) نسبت به مدل تو و کی (۲۰۰۵) باعث توصیف بهتر منحنی PR و درنتیجه بهبود بیشتر تخمین شده است.

تخمین θ_{4000cm} و $\theta_{15000cm}$

بررسی نتایج تخمین رطوبت در مکش‌های ۴۰۰۰ و ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر، نشان‌دهنده برتری PTF_3 در مقایسه با PTF_2 می‌باشد. در هر دو تابع تخمین‌گرها منجر به بهبود معنی‌دار تخمین رطوبت شدند. پارامترهای مدل تو و کی (۲۰۰۵)، تحت‌تاثیر بافت، ماده‌آلی و وزن مخصوص ظاهری می‌باشند. با توجه به اینکه OC از عوامل بهبود ساختمان خاک و خاکدانه‌سازی بوده (بیر و همکاران، ۱۹۹۴)، لذا انتظار براین است که استفاده از این مدل به عنوان تخمین‌گر دقت تخمین رطوبت را افزایش دهد. از طرف دیگر مدل تو و کی (۲۰۰۵) بیشترین دقت و قابلیت را در مقایسه با سایر مدل‌ها در برازش منحنی PR داشت (جدول ارائه نشده است).

[۳]. Field capacity

استفاده از پارامترهای مدل‌های PR به همراه ویژگی‌های پایه در همه مکش‌ها موجب کاهش پراکنش مقادیر مشاهده‌ای و تخمینی شد (شکل ارائه نشده است). احتمالا علت نتیجه حاصله حساسیت مقاومت فروروی به تغییرات ساختمان خاک (مانند BD) (کانارچه، ۱۹۹۰) و تغییر در میزان عوامل چسبندگی (مانند رس و عوامل سیمانی کننده) در رطوبت‌های پایین باشد (کارون و کی، ۱۹۹۲)، که باعث شده ضرایب منحنی مقاومت فروروی در تخمین رطوبت مؤثر باشند.

دقت توابع حاصله قابل مقایسه و در بسیاری موارد بهتر از نتایج گزارش شده در منابع است. گوپتا و لارسون (۱۹۷۹) از رس، سیلت، BD و OC برای تخمین رطوبت در مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال استفاده کردند. RMSE بدست آمده در مطالعه آنها برابر با ۵ درصد بود. میناسنی و همکاران (۱۹۹۹) از رس، سیلت، شن، BD، تخلخل، میانگین هندسی قطر ذرات و انحراف استاندارد قطر ذرات برای تخمین رطوبت در دو مکش ۳۳ و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال استفاده کردند. RMSE بدست آمده برای هر دو مکش برابر با ۷ درصد بود.

منابع:

1- Barzegar, A., Oades, J. M., Rengasamy, P. and Murray, R. S. 1995. Tensile Strength of Dry, Remoulded Soils as Affected by Properties of the Clay Fraction. Geoderma 65: 93-108.
2- Grunwald, S., Lowery, B., Rooney, D. and McSweeney, K. 2001. Profile Cone Penetrometer Data Used to Distinguish between Soil Materials. Soil and Tillage Research 62: 27-40.
3- Gupta, S. and Larson, W. 1979. Estimating Soil Water Retention Characteristics from Particle Size Distribution, Organic Matter Percent, and Bulk Density. Water Resources Research 15: 1633-1635.
4- Imhoff, S., da Silva, A. P., Ghiberto, P. and Pilatti, M. 2006. Pedotransfer Functions for Estimating the Water Release Curve and Resistance to Penetration Curve of Soils of Sante Fe-Argentina. The 18th World Congress of Soil Science.
5- Minasny, B., McBratney, A. B. and Bristow, K. L. 1999. Comparison of Different Approaches to the Development of Pedotransfer Functions for Water-Retention Curves. Geoderma 93: 225-253.
6- Mulqueen, J., Stafford, J. and Tanner, D. 1977. Evaluation of Penetrometers for Measuring Soil Strength." Journal of terramechanics 14: 137-151.
7- Pachepsky, Y., Rawls, W., Gimenez, D. and Watt, J. 1998. Use of Soil Penetration Resistance and Group Method of Data Handling to Improve Soil Water Retention Estimates. Soil and Tillage Research 49: 117-126.
8- Schaap, M. G. and Leij, F. J. 1998. Using Neural Networks to Predict Soil Water Retention and Soil Hydraulic Conductivity. Soil and Tillage Research 47: 37-42.
9- Soane, B. D. and Ouwerkerk, C. v. 1994. Soil Compaction Problems in World Agriculture, Elsevier Science Publishers, BV.
10- Stock, O. and Downes, N. K. 2008. Effects of Additions of Organic Matter on the Penetration Resistance of Glacial Till for the Entire Water Tension Range. Soil and Tillage Research 99: 191-201.

11- To, J. and Kay, B. 2005. Variation in Penetrometer Resistance with Soil Properties: The Contribution of Effective Stress and Implications for Pedotransfer Functions. Geoderma 126: 261-276.

ارزیابی برخی از مدل‌های توزیع اندازه‌ی ذرات خاک در بافت‌های مختلف خاک‌های استان آذربایجان‌غربی

پریسا آجودانی میاندوآب[۱]، محمدرضا دلالیان[۲]، صمد دربندی[۲]

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه آزاد اسلامی واحد تبریز گرایش خاک و آب

۲- عضو هیئت علمی گروه علوم خاک و آب دانشگاه آزاد اسلامی واحد تبریز

مقدمه

منحنی توزیع اندازه‌ی ذرات[۱](PSD)، یکی از ویژگی‌های فیزیکی اساسی هر خاک می‌باشد(هووانگ و همکاران، ۲۰۰۲). این منحنی، تغییرات قطر ذرات را، نسبت به درصدی از وزن خاک که اندازه ی آنها مساوی یا کمتر از قطر مذکور باشد نشان می دهد. بدست آوردن منحنی توزیع اندازه ذرات، کار نسبتاً مشکل و وقت گیری است که برای این منظور از روشهای مرسوم به غربال یا الک و رسوب گذاری، استفاده می شود. از روی این منحنی، می توان برخی پارامترهای خاک را، که در مهندسی کاربرد زیادی دارند، بدست آورد. این منحنی، بسیاری از ویژگی های مهم خاک را، تحت تأثیر قرار می دهد. مدل های پارامتریک گوناگونی، از منحنی توزیع اندازه ذرات خاک، برای پیش بینی و توزیع اندازه ی ذرات خاک ازطریق داده ها و اطلاعات آزمایشی پراکنده پیشنهاد شده است. تعیین بهترین مدل که در شبیه سازی توزیع اندازه ی ذرات در خاک های گوناگون، کارایی بالایی داشته باشد بسیار مهم می باشد. تحقیق ها و پژوهشهای اخیر، استفاده از منحنی توزیع اندازه ی ذرات را به عنوان پایه و اساسی، برای تخمین غیر مستقیم خصوصیات و ویژگی های هیدرولیکی خاک مثل منحنی رطوبتی آب و خاک و هدایت هیدرولیکی، پیشنهاد می کند. به علت تغییر پذیری بالا و پیچیدگی های خاک، اندازه گیری های مربوط به مشخصات هیدرولیکی خاک ها به طور مستقیم، پرهزینه و وقت گیر می باشد، لذا مدل های توزیع اندازه ذرات خاک در جهان، جهت تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک پیشنهاد شده است، که کارایی هر کدام از این مدل ها، تابع بافت می باشد. تاکنون چندین مدل ریاضی هر کدام با مزایا و معایبی ارائه شده اند. دقت برارزش این مدل ها به داده های مشاهده شده، معمولاً به تعداد پارامترهای آن مدل، وابسته است. اسکیجز (۲۰۰۱) نشان داد که بهترین کارایی مدل زمانی است که میزان سیلت افزایش یابد. محققان استفاده از توزیع اندازه ی ذرات را به عنوان پایه و اساسی برای تخمین سایر خصوصیات و ویژگی های خاک مثل منحنی مشخصه‌ی آب و خاک از طریق آنالیزها و تجزیه های ریاضیاتی، پیشنهاد می کنند (گوپتا ولارسون، ۱۹۷۹ و آریا و پاریس، ۱۹۸۱ و هاور کمپ و پارلانگ، ۱۹۸۶). مطالعات مقایسه ای، برای بررسی اثرات بافت خاک، روی اجرای مدل های توزیع اندازه ذرات خاک، انجام شده است که نشان از اثر بافت، روی این مدل ها می باشد. هدف از این مطالعه، ارزیابی کارایی پنج مدل (جکی، اسکیجز۲، ون گنوختن، لگاریتمی و نمایی) توزیع اندازه ی ذرات خاک، برای خاک های استان آذربایجانغربی و توصیه ی مدل مناسب، برای تخمین منحنی توزیع اندازه ی ذرات با داده های محدود اندازه ذرات، می باشد.

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه استان آذربایجان غربی ، در محدوده جغرافیایی (N 37° 21',E 45° 8') و (N 37° ۴' 34',E 45°) واقع می باشد. در شکل ۱ موقعیت محدوده‌ی مورد نشان داده شده است.

1Particle size distribution



شکل ۱: نمای شماتیک موقعیت منطقه مورد مطالعه

تعداد ۳۰ نمونه خاک از عمق ۳۰-۰ سانتی متری اطراف شهرستان ارومیه برداشت شد. هنگام نمونه برداری سعی شد خاک ها از نظر بافت با هم متفاوت باشند. خاکها بعد از انتقال به آزمایشگاه، ابتدا هوا خشک گردیده و سپس از الک دو میلی متری عبور داده شد. میانگین، حداقل و حداکثراجزای سه گانه بافت در سه گروه بافتی شامل ده کلاس بافتی خاک بدست آمد مدل‌های انتخابی در این پژوهش در دو دسته یک پارامتری(جکی) و دو پارامتری (اسکیجز۲، ون گنوختن، لگاریتمی و نمایی) تقسیم بندی شدندکه در زیر فرمول مدل اسکیجز ۲ [1] نشان داده شده است.

$$F(d) = \frac{1}{1+\left(\frac{1}{f_0}-1\right)exp[-((ud)^c)]} \quad : [۱]$$

که در این معادله F(d) کسر جرمی ، F_0 فراوانی ذرات رس ، c و u ضرایب مدل و d قطر ذرات است.

نتایج و بحث

بر اساس نتایج بدست آمده از تجزیه خاک و با قرار دادن ذرات شن، سیلت و رس در مدل های جکی، اسکیجز۲، لگاریتمی، نمایی و ون گنوختن مقادیر ضرایب مدل ها طبق جدول ۱ بدست آمد. توزیع تجمعی اندازه ذرات اندازه گیری شده و شبیه سازی شده با پنج مدل مختلف برای خاک شماره ۱ در جدول ۲ آمده است.

با قرار دادن ضرایب بدست آمده در مدل های مربوطه، درصد ذرات بر اساس اندازه آنها با استفاده از روابط مدل ها محاسبه گردید، که نتایج کلاس بافتی رس سیلتی مورد مطالعه در این تحقیق، در شکل ۲ آورده شده است. این روند برای هر ۳۰ نمونه مورد مطالعه در این پژوهش تکرار گردید.

نتایج بدست آمده بیانگر آن است که در تمامی کلاس های بافتی مورد مطالعه در این تحقیق رابطه [1]،(مدل اسکیجز۲) در هر سه تکرار کارایی بهتری نسبت به چهار رابطه دیگر دارد زیرا با ضریب میانگین ۰/۹۳ (R^2) و کمترین مقدار معیار آکائیکی را در مقایسه با سایر مدل ها در ده کلاس بافتی خاک به خود اختصاص داد. مدل نمایی ضعیف ترین برازش را با میانگین R^2=0/83 داشته است. مدل اسکیجز کارایی بهتری را با افزایش مقدار رس نشان می دهد.

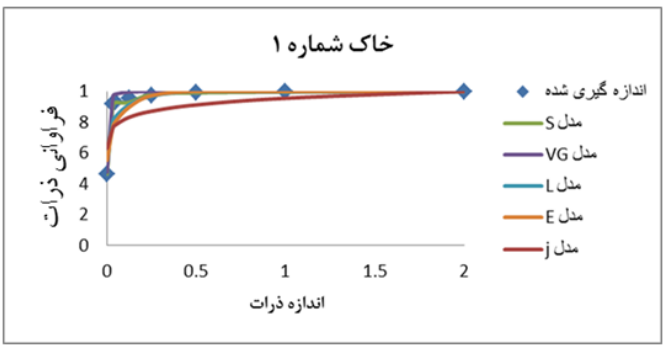
جدول ۱- ضرایب بدست آمده در مدل های جکی، اسکیجز۲، ون گنوختن، لگاریتمی و نمایی

شماره خاک	مدل جکیJ	مدل اسکیجزS۲		مدل ونگنوختن VG		مدل لگاریتمی L		مدل نمایی E	
	P	C	U	n	d_g	a	b	c	b
۱	۵.۴۷۱۷	۰.۲۴۴۷	۱.۲۴۱۴	۱.۵۳	۰.۰۰۷۵	۰.۵۱۶	۰.۰۸۲	۰.۵۰۸	-۰.۱۱۷
۲	۵.۶۹۸۰	۰.۲۳۳۶	۱.۲۵۵۶۴	۲.۴۹	۰.۰۰۶۷	۰.۵۴۳	۰.۰۷۷	۰.۵۳۶	-۰.۱۰۸
۳	۵.۵۳۰۰	۰.۲۵۸۳	۱.۱۱۵۴	۱.۴۴	۰.۰۰۷۵	۰.۵۲۱	۰.۰۸۱	۰.۵۱۶	-۰.۱۱۴
⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮	⋮
۲۷	۱.۸۱۸۱	۰.۵۰۹۸	۰.۱۵۹۶	۱.۸۴	۰.۶۷۰۰	۰.۱۴۸	۰.۰۷۵	۰.۱۸۵	-۰.۴۲۱
۲۸	۳.۱۴۸۱	۰.۱۴۹۳	۳.۲۰۸۳	۱.۴۰	۰.۰۲۳۸	۰.۱۴۳	۰.۱۴۶	۰.۱۲۱	-۰.۳۷۳
۲۹	۳.۱۳۵۷	۰.۱۴۵۴	۳.۳۸۱۲	۱.۶۲	۰.۰۲۳۲	۰.۱۴۱	۰.۱۴۷	۰.۱۱۸	-۰.۳۷۸
۳۰	۳.۰۰۶۹	۰.۱۳۰۱	۳.۶۷۴	۱.۴۱	۰.۰۲۴۸	۰.۱۲۵	۰.۱۵	۰.۰۹۸	-۰.۳۱۲

جدول۲- توزیع تجمعی اندازه ذرات اندازه گیری شده و شبیه سازی شده با پنج مدل مختلف برای خاک شماره ۱

اندازه ذرات(mm)	P^m	P^p-J	P^p-S	P^p-VG	P^p-L	P^p-E
1	۰.۹۹۶۰	۰.۹۵۴۷	۰.۹۹۶۰	۰.۹۹۹۸	۱	۱
۰/۵	۰.۹۸۸۸	۰.۹۱۱۵	۰.۹۹۰۴	۰.۹۹۹۴	۱	۱
۰/۲۵	۰.۹۷۴۵	۰.۸۷۰۳	۰.۹۷۹۹	۰.۹۹۸۳	۰.۹۶۸۷	۰.۹۷۱۷
۰/۱۲۵	۰.۹۵۱۵	۰.۸۳۰۹	۰.۹۲۷۶	۰.۹۹۵۳	۰.۹۱۱۹	۰.۸۹۶۰
۰/۰۵	۰.۹۲۷۶	۰.۷۸۱	۰.۹۲۷۶	۰.۹۸۱۵	۰.۸۳۶۸	۰.۸۰۴۹
۰/۰۳۵	۰.۹۱۹۷	۰.۷۶۳۱	۰.۹۱۰۰	۰.۹۶۹۰	۰.۸۰۷۵	۰.۷۷۲۰
۰/۰۰۲	۰.۴۶۲۳۶	۰.۶۳۰۳۸	۰.۴۶۲۳۶	۰.۴۷۴۷۹	۰.۵۷۲۸۴	۰.۵۵۲۳۶

Pm= مقادیر اندازه گیری شده، Pp-J= مقادیر پیش بینی شده بوسیله ی مدل جکی، Pp-S= مقادیر پیش بینی شده بوسیله ی مدل اسکیجز۲، Pp-VG = مقادیر پیش بینی شده بوسیله ی مدل ون گنوختن، Pp-L = مقادیر پیش بینی شده بوسیله ی مدل لگاریتمی، Pp-E مقادیر پیش بینی شده بوسیله ی مدل نمایی



شکل۲ : برازش مدل های جکی (J)، اسکیجز ۲ (S) ، ون گنوختن(VG)، لگاریتمی (L) و نمایی (E) بر مقادیر اندازه گیری شده دانه بندی ذرات در خاک شماره ۱

برازش مدل ون گنوختن با افزایش مقدار رس کاهش نشان داد. این مدل در خاک های با رس زیاد برازش ضعیفی داشت، بنابراین نباید از آن در توصیف PSD خاک های با رس بیش از ۴۰ درصد استفاده کرد. برازش مدل جکی با افزایش مقدار شن بهبود می یابد. بطوری که برازش مدل جکی بترتیب در بافت های لوم، لوم شنی، شن لومی و شن افزایش یافت. بنابراین به نظر می رسد با سبک تر شدن بافت برآورد مدل های اسکیجز ۲ و جکی افزایش چشم گیری را نشان می دهد. مدل لگاریتمی در بافت های لومی و رسی دومین جایگاه را در بین چهار مدل پس از مدل اسکیجز ۲ داشت. در بافت های لوم سیلتی، سیلتی،لوم رس سیلتی و لوم رسی برازش متوسطی از خود نشان داد. در بافت شنی و شن لومی ضعیف ترین برازش را داشت. بنابراین با ریز شدن بافت برازش مدل لگاریتمی افزایش می یابد. در بین مدل های بررسی شده در نمونه های آزمایشگاهی، مدل اسکیجز ۲و نمایی به ترتیب بهترین و بدترین برازش را داشت. مدل هایی که در توصیف PSD مجموعه خاک ها برازش خوبی داشتند، لزوماً در کلاس دیگر بافت مناسب نخواهند داشت.

منابع

۱- بیگی هرچگانی، ح. استواری، ی. ۱۳۹۱. ارزیابی و مقایسه دو مدل گریGM ۱،۱ و اسکگز در برآورد توزیع اندازه ذرات خاک های دشت شهرکرد. نشریه آب و خاک ، سال بیست و ششم، شماره ۶، صفحه های ۱۳۱۸تا ۱۸۲۸.

2- da Silva, E. M., J. E. F. W. Lima, L. N. Rodrigues, and J.A. de Azevedo. 2004.Comparison of mathematical models for fitting particle-size distribution curves. Pesq. Agropec. Bras. 39. 4: 363-370.

3- Hwang, S. 2004. Effect of texture on the performance of soil particle-size distribution models, *Geoderma* 123, 3-4, 363-371, DOI: 10.1016.j.

4- Skaggs, T.H., L.M. Arya, P.J. Shouse, and B.P. Mohanty (2001), Estimating particle- size distribution from limited soil texture data,*Soil Sci. Soc Am. J*. 65, 4, 1038-1044,

5- Zhao, A., M. Huang, and Z. Shi 2008, Evaluation of parameter models for estimation loess soil particle-size distribution, *Trans. CSAE* 2008-01,

6- Hwang S., Lee K.P., Lee D.S., and Power E.S. 2002 Models for Estimating Soil Particle-Size Distributions. Soil Sci. Soc. Am. J. 66:1143-1150.

بررسی تغییرات زمانی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع خاک (مطالعه موردی اراضی دانشگاه شهید چمران اهواز)

فاطمه شایان[۱]، عبدعلی ناصری[۲]، عبدالرحیم هوشمند[۳]، منا گلابی[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲- استاد گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳- دانشیار گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

۴- استادیار گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

هدایت هیدرولیکی اشباع و غیر اشباع خاک، برای درک جریان رطوبت در خاک غیراشباع و مدل نمودن جریان رطوبت، مواد مغذی و آلاینده ها در خاک، مورد استفاده قرار می گیرند. پارامترهای مذکور به چگونگی ساختار ساختمانی خاک وابسته می‌باشند. فعالیت بیولوژیکی، عملیات کشاورزی، اقلیم و عوامل دیگری که بر ساختمان خاک تأثیر می گذارند، موجب تغییر در خصوصیات هیدرولیکی خاک می شوند .محققین بسیاری تغییرپذیری مکانی خصوصیات هیدرولیکی خاک را بررسی کرده‌اند، در مقایسه با این بررسی ها، تغییرات زمانی پارامترهای هیدرولیکی خاک به خوبی مطالعه نشده است(هیو[۱] و همکاران، ۲۰۰۹). تغییرپذیری زمانی هدایت هیدرولیکی(K) به تغییرات دینامیکی هندسه خلل و ساختمان خاک بستگی دارد. تحقیقات بسیاری در گذشته، تغییرات زمانی معنی‌داری را گزارش کرده‌اند(داس گاپتا[۲] و همکاران،۲۰۰۶). ولی نتایج بسیاری از آنها با یکدیگر مغایرت دارند. در برخی از مطالعات، مقدار K کاهش می‌یابد(مپا[۳] و همکاران، ۱۹۸۶) درحالی‌که در برخی دیگر مقدار آن افزایش‌یافته و یا تغییرات سیستماتیکی با زمان نشان نمی‌دهد(لوگسدون و جینیز[۴]، ۱۹۹۶). در برخی از بررسی‌ها نیز، برای مقادیرK ، تغییرات معنی‌دار زمانی گزارش نشده است (بورمن[۵] و کلاسن، ۲۰۰۸ و ژانگ[۶] و همکاران، ۲۰۰۶).

نفوذسنج دیسک[۷]، یک روش معمول برای ارزیابی پارامترهای هیدرولیکی خاک در مزرعه می‌باشد. مزیت عمده این نفوذسنج، حداقل به هم خوردگی سطح خاک، در هنگام اندازه‌گیری می‌باشد. با استفاده از نفوذسنج مکشی دیسک می توان خصوصیات مختلف پارامترهای هیدرولیکی ساختمان خاک را اندازه‌گیری نمود(رینولدز[۸] و همکاران، ۱۹۹۵).

مواد و روش ها

آزمایشات صحرایی توسط یک دستگاه نفوذسنج دیسک به شعاع ۱۰ سانتیمتر، در یک مزرعه زراعی تحت کشت گندم واقع در دانشگاه شهید چمران در ۵ زمان به شرح زیر انجام گرفتند: زمان اول در آبان ماه و قبل از کشت گندم بود. زمان دوم در دی ماه و زمان سوم در اسفند ماه در اواسط دوره کشت گندم بوده است. زمان چهارم و پنجم در اردیبهشت ماه قبل و بعد از برداشت محصول بوده است. در هر زمان مورد بررسی، ۳ تکرار به فواصل ۱متر از یکدیگر در نظر گرفته شد. در هر تکرار آزمایش، سرعت‌های نفوذ پایدار به ترتیب در مکش های ۱۵، ۱۰، ۶، ۳ و صفر سانتی‌متر توسط

[1] Hu
[2] Das Gupta
[3] Mapa
[4] Logsdon and Jaynes.
[5] Bormann and Klaassen.
[6] Zhang
[7] Disc Permeameter
[8] Reynolds

نفوذسنج دیسک اندازه‌گیری شدند. در جدول (۱)، خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد مطالعه در پنج زمان آورده شده است.

جدول(۱): خلاصه خصوصیات فیزیکی نمونه های خاک در پنج زمان

زمان	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	بافت خاک	وزن مخصوص ظاهری gr/cm^3	درصد مواد آلی
۱	۳۸/۵	۳۹/۵	۲۲	لوم	۱/۳۲	۱/۳۸
۲	۴۲/۵	۳۷/۵	۲۰	لوم	۱/۲۵	۰/۹۷
۳	۴۲	۳۸	۲۰	لوم	۱/۵	۱
۴	۵۴	۳۴	۱۲	لوم	۱/۱۶	۱/۲۴
۵	۵۲	۳۴	۱۴	لوم	۱/۲۳	۱/۸۲

با استفاده از روش لوگسدون و جینیز (۱۹۹۳) مقادیر هدایت هیدرولیکی غیراشباع اراضی مورد نظر، از مقادیر سرعت های نفوذپذیری پایدار سه بعدی در پتانسیل‌های ماتریک مختلف محاسبه گردید. روش فوق براساس حل تقریبی معادله وودینگ[1] (۱۹۶۸) برای سرعت نفوذپذیری پایدار نامحدود Q(h) از یک منبع آب مدور کم عمق و تابع نمایی هدایت هیدرولیکی گاردنر[2] (۱۹۵۸)، به صورت زیر میباشد [۱]:

$$\frac{Q_{h_0}}{\pi r^2} = \left(1 + \frac{4}{\pi r_d \alpha_g}\right) k_s \exp\left(\alpha_g h_0\right) \qquad [۱]$$

که در این معادله، Q_{h0} حجم آب خروجی از نفوذسنج دیسک (m^3/sec)، r شعاع نفوذسنج دیسک (m^2)، k_s هدایت هیدرولیکی اشباع (m/sec)، h_0 مکش اعمال شده(cm) و α_g عکس مکش ورود هوا(1/cm) می‌باشد. طبق روش لوگسدون و جینیز (۱۹۹۳)، بارگرسیون غیرخطی از سرعت های نفوذپذیری در مقابل پتانسیل‌های ماتریک، پارامترهای برازش α و K_s به دست آمدند. سپس مقادیر K برای سایر پتانسیل‌های ماتریک با استفاده از تابع نمایی گاردنر (۱۹۵۸) تعیین گردیدند. این تابع را می توان به صورت زیر ارائه نمود [۲]:

$$K = K_s \exp(\alpha h) \qquad [۲]$$

که در آن K هدایت هیدرولیکی در پتانسیل ماتریک h می‌باشد. در این مقاله K در پتانسیل‌های ماتریک ۱۵-، ۱۰-، ۶-، ۳- و صفر سانتیمتر به ترتیب به صورت K۱۵، K۱۰، K۶، K۳ و K۰ تاریخ های زمانی پنج مجموعه زمانی اول الی پنجم بیان می گردند. در جدول (۲)، نتایج حاصل از برازش رگرسیون غیرخطی لوگسدن و جینیز (۱۹۹۳)، جهت تخمین میانگین پارامترهای تابع نمایی گاردنر (α و K_S) ارائه شده‌اند.

جدول (۲): مقادیر میانگین α و k_s درپنج زمان مورد مطالعه

زمان اول		زمان دوم		زمان سوم		زمان چهارم		زمان پنجم	
Ks (cm/day)	α (1/cm)	Ks (cm/day)	α (1/cm)	Ks (cm/day)	α (1/cm)	Ks (cm/day)	α (1/cm)	Ks (cm/day)	α (1/cm)
۱۵۲	۰/۲۴	۶۴/۶	۰/۲۰۱	۴۶/۲	۰/۱۷۶	۳۸۲/۳	۰/۲۸۲۹	۳۳۵/۸	۰/۳۰۲

[1] Wooding

[2] Gardner

نتایج و بحث

برای تمام زمان های اندازه‌گیری، مقادیر K با کاهش پتانسیل ماتریک، کاهش یافتند. تجزیه واریانس صفات K (بجز در پتانسیل ماتریک ۱۵-) در قالب یک طرح کاملاً تصادفی اختلاف آماری معنی داری را در سطح ۱٪ نشان دادند. مقادیر α گاردنر نیز تغییرات معنی داری در سطح ۵٪ نشان داد. مقادیر متوسط K۱۵ تغییرات معنی داری را نشان نداد (جدول ۳).

جدول(۳): تجزیه واریانس پارامترهای هیدرولیکی در زمان های مختلف

منابع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات					
		α	K0	K3	K6	K10	K15
تیمار (زمان)	۴	۰,۰۰۸۴*	۴۰۸۴۱,۹**	۱۷۶۲۱,۰**	۲۱۰۶,۷**	۱۵۵,۶**	۱,۹ns
خطا	۱۰	۰,۰۰۱۷	۱۶۲۱,۴	۶۳۹,۲	۱۰۰,۲	۲۰,۵	۱,۷
ضریب تغییرات (٪)		۱۷,۵	۲۲,۸	۲۶,۵	۲۵,۲	۳۳,۶	۳۳,۴

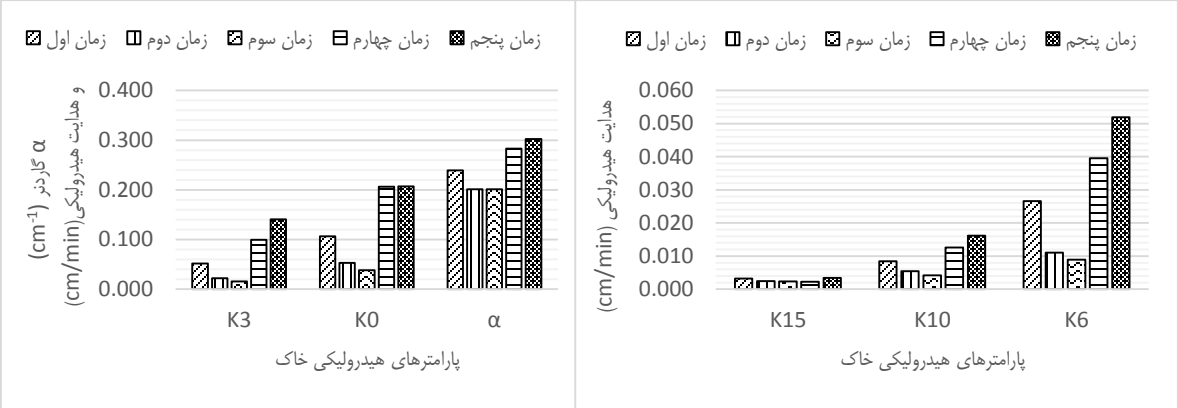
ns، * و ** به ترتیب غیرمعنی دار، معنی‌دار در سطح احتمال ۵٪ و ۱٪ می‌باشند.

ضریب تغییرات (C.V) بیانگر تغییرپذیری زمانی خصوصیات هیدرولیکی می‌باشد. ضریب تغییرات مقادیر K از ۲۲/۸٪ تا ۳۳/۶٪ تغییر یافت. همچنین ضریب تغییرات α گاردنر ۱۷/۵٪ به دست آمد. با توجه به اینکه مقادیر هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری شده مربوط به ناحیه اشباع و نزدیک اشباع (پتانسیل‌های ماتریک صفر الی ۱۵ – سانتیمتر) می‌باشند، ضریب تغییرات پارامترهای مذکور نزدیک به هم حاصل شده است. همچنین ضریب تغییرات پارامتر α کوچک‌تر از K می‌باشد که این نشان می‌دهد که α یک پارامتر همگن‌تری نسبت به K می‌باشد. فعالیت‌های بیولوژیکی، نشست خاک فرآیندهای فرسایش و تراکم می‌توانند از عوامل تأثیرگذار در تغییر خصوصیات هیدرولیکی و فیزیکی خاک باشند(جنروکس[1] و همکاران، ۲۰۰۸). در شکل ۱ تغییرات زمانی پارامترهای هیدرولیکی مورد بررسی نشان داده شده است. در مزرعه گندم مورد مطالعه مقادیر متوسط K روند کاهشی را از زمان کاشت تا اواسط دوره کشت نشان می‌دهد. دلیل این موضوع می‌تواند فشردگی زیاد در اثر آبیاری و بارندگی‌های فراوان در این فصل باشد که موجب فشردگی خاک و شسته شده ذرات ریز به داخل منافذ درشت‌تر شده که نهایتا منجر به کوچک شدن منافذ می‌گردد؛ که در نتیجه ساختمان خاک از حالت پوکی در آمده و دارای استحکام بیشتری می‌شود و K کاهش خواهد یافت. در اواخر فصل کشت مقادیر K با زمان افزایش یافته است در طول این دوره تحقیق، رطوبت اولیه خاک کاهش و دمای خاک افزایش یافت. لزوجت آب با افزایش درجه حرارت کاهش می‌یابد (سووارج و ابرباچ[2]، ۱۹۹۸). در طول تحقیق حاضر، درجه حرارت متوسط روزانه هوا برای دی و اسفند ۱۳۹۱ و اردیبهشت ۱۳۹۲، به ترتیب ۱۲/۵، ۱۸/۶ و ۳۱/۱ درجه سانتی‌گراد بودند. همچنین در اواخر دوره کشت، رشد و توسعه ریشه به حداکثر مقدار خود رسیده و تخلخل خاک بیشتر شده در نتیجه نفوذپذیری آب به داخل خاک راحت‌تر صورت می‌پذیرد. به طور کلی می‌توان نتیجه گرفت که

[1] Genereux

[2] Suwardji and Eberbach

افزایش معنی‌دار مقادیر K با زمان در اواخر فصل کشت به واسطه افزایش درجه حرارت و رشد و توسعه ریشه‌های گیاه می‌باشد.



شکل ۱- تغییرات زمانی K0 و K3 و α گاردنر (سمت چپ) و K6 و K10 و K15 (سمت راست)

منابع

1- Bormann, H. and K. Klaassen. 2008. Seasonal and land use dependent variability of soil hydraulic and soil hydrological properties of two northern German soils. Geoderma. 145:295–302.
2- Ciollaro, G. and N. Lamaddalena. 1998. Effect of tillage on the hydraulic properties of a vertic soil. Journal of Agricultural Engineering Research. 71: 147–155.
3- Das Gupta, S., B.P. Mohanty and J.M. Köhne. 2006. Soil hydraulic conductivities and their spatial and temporal variations in a vertisol. Soil Science Society of America Journal.70: 1872–1881.
4- Gardner, W.R. 1958. Some steady-state solutions of unsaturated moisture flow equations with application to evaporation from a water table. Soil Sci. 85:228–232.
5- Genereux, D.P., S. Leahy, H. Mitasova, C.D. Kennedy and D.R. Corbett. 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. Journal of Hydrology. 358 (3–4): 332–353.
6- Hu, W., M. Shao, Q. Wang, J. Fan and R. Horton. 2009. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. Geoderma. doi:10.1016/j.geoderma.2008.12.016.
7- Logsdon, S.D. and D.B. Jaynes. 1996. Spatial variability of hydraulic conductivity in a cultivated field at different times. Soil Science Society of America Journal. 60: 703–709.
8- Mapa, R.B., R.E. Green and L. Santo. 1986. Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. Soil Science Society of America Journal. 50: 1133–1138.
9- Reynolds, W.D., E.G. Gregorich and W.E. Curnoe. 1995. Characterisation of water transmission properties in tilled and untilled soils using tension infiltrometers. Soil tillage res. 33: 117–131.
10- Suwardji, P. and P.L. Eberbach. 1998. Seasonal changes of physical properties of an Oxic Paleustalf (Red Kandosol) after 16 years of direct drilling or conventional cultivation. Soil & Tillage Research. 49: 65–77.
11- Wooding, R.A. 1968. Steady infiltration from a circular shallow circular pond. Water Resources Research. 4: 1259–1273.
12- Zhang, S.L., X.Y. Yang, M. Wiss, H. Grip and L. Lövdahl. 2006. Changes in physical properties of a loess soil in China following two long-term fertilization regimes.Geoderma. 136: 579–587.

کاربرد نفوذسنج دیسک در تعیین خصوصیات هیدرولیکی خاک (مطالعه موردی اراضی دانشگاه شهید چمران اهواز)

فاطمه شایان[۱]، عبدعلی ناصری[۲]، عبدالرحیم هوشمند[۳]، منا گلابی[۴]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز
۲- استاد گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- دانشیار گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز
۴- استادیار گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده مهندسی علوم آب، دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

استفاده از یک روش کاربردی و مؤثر برای تخمین خواص هیدرولیکی خاک غیراشباع از نیازهای ضروری در مسائل کشاورزی، محیط زیست، مهندسی و طراحی سیستم آبیاری و زهکشی است. همچنین خصوصیات هیدرولیکی خاک که می‌توانند بیانگر خواص فیزیکی آن باشند در واقع روابط آب و خاک را توصیف می-نمایند. یکی از مهم‌ترین خصوصیات، رابطه‌ی بین مقدار هدایت هیدرولیکی و مکش (منحنی هدایت هیدرولیکی) می‌باشد. بسیاری از محققین تلاش کرده‌اند تا یک پتانسیل منفی (مکش) را بر جریان آب ایجاد نمایند و از این طریق اثر منافذ بزرگ (جریان ترجیحی) بر فرآیند نفوذ را از بین ببرند؛ بنابراین در این حالت نفوذ، فقط از ماتریکس خاک صورت خواهد گرفت (پروکس و وایت[۱]، ۱۹۸۸). در این راستا دستگاه نفوذسنج دیسک[۲] به دلیل ارائه نتایج قابل‌قبول از مقادیر هدایت هیدرولیکی نزدیک به اشباع همچنین کاربری آسان، به عنوان رایج‌ترین ابزار اندازه‌گیری صحرایی هدایت هیدرولیکی غیراشباع شناخته شده است. این دستگاه قادر است به طور مناسب شرایط صحرایی را اعمال نموده و نتایج قابل قبولی از خصوصیات هیدرولیکی خاک که با زمان و مکان تغییرپذیرند، ارائه دهد.

هدف از انجام این تحقیق بررسی تغییرات خصوصیات هیدرولیکی یک خاک لومی تحت کشت گندم در سه زمان، با استفاده از دستگاه نفوذسنج دیسک می‌باشد.

مواد و روش‌ها

آزمایشات صحرایی در یک مزرعه زراعی تحت کشت گندم واقع در دانشگاه شهید چمران در ۳ زمان به شرح زیر انجام گرفتند: زمان اول در آبان ماه و قبل از کشت گندم، زمان دوم در دی ماه و زمان سوم در اسفندماه در اواسط دوره کشت گندم بوده است. مزرعه مذکور در اردیبهشت‌ماه سال ۱۳۹۲ برداشت شد.

در جدول (۱)، خصوصیات فیزیکی خاک منطقه مورد مطالعه در سه زمان ارائه‌شده است. لازم به ذکر است که بافت خاک برای هر سه زمان، به روش هیدرومتری در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد.

[1] Perroux and White
[2] Disc Permeameter

جدول ۱ - خلاصه خصوصیات فیزیکی نمونه‌های خاک در سه زمان

زمان	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	بافت خاک	وزن مخصوص ظاهری gr/cm^3	درصد مواد آلی
۱	۳۸/۵	۳۹/۵	۲۲	لوم	۱/۳۲	۱/۳۸
۲	۴۲/۵	۳۷/۵	۲۰	لوم	۱/۲۵	۰/۹۷
۳	۴۲	۳۸	۲۰	لوم	۱/۵	۱

آزمایشات صحرایی در هر سه زمان در سطح خاک، توسط یک دستگاه نفوذسنج دیسک به شعاع ۱۰ سانتیمتر مدل (2805d20k1) انجام شدند. برای هر مقطع زمانی مورد مطالعه، ۳ تکرار به فواصل ۱ متر از یکدیگر در نظر گرفته شد. در هر تکرار آزمایش، سرعت‌های نفوذ پایدار به ترتیب در مکش‌های ۱۵، ۱۰، ۶، ۳ و صفر سانتی‌متر توسط نفوذسنج دیسک اندازه‌گیری شدند.

برای تحلیل اطلاعات برداشت‌شده، از روش رگرسیون غیرخطی[3] لوگسدن و جینیز[4] استفاده شد. لوگسدن و جینیز در سال (۱۹۹۳)، با فرض رابطه‌ی هدایت هیدرولیکی گاردنر[5](۱۹۵۸)، پارامترهایα و K_s را از همه‌ی زوج داده‌های (Q_n,h_n) به طور همزمان با برقراری رگرسیون غیرخطی تخمین زدند. برای برقراری رگرسیون دقیق به بیش از دو اندازه‌گیری نیاز می‌باشد [۱]:

$$\frac{Q_{h_0}}{\pi r^2}=\left(1+\frac{4}{\pi r_d \alpha_g}\right)k_s \exp\left(\alpha_g h_0\right) \qquad [۱]$$

که در این معادله، Q_{h0} حجم آب خروجی از نفوذسنج دیسک (m^3/sec)، r شعاع نفوذسنج دیسک (m)، k_s هدایت هیدرولیکی اشباع (m/sec)، h_0 مکش اعمال شده (cm) و α_g عکس مکش ورود هوا (1/cm) می‌باشد.

نتایج و بحث

در جدول (۲)، نتایج حاصل از برازش رگرسیون غیرخطی لوگسدن و جینیز (۱۹۹۳) در ۳ تکرار، جهت تخمین پارامترهای تابع نمایی گاردنر (α و K_S) ارائه شده‌اند. در معادلات ارائه‌شده در جدول فوق‌الذکر، ضریب h، معادل α می‌باشد.

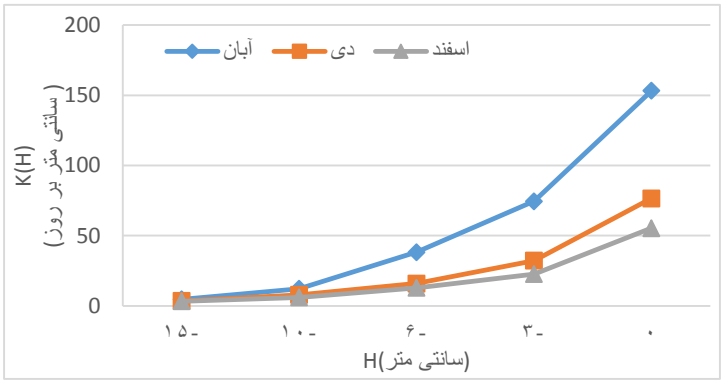
با توجه به نتایج ارائه‌شده در جدول (۲)، تابع نمایی گاردنر با رگرسیون بالا (۰/۹<) به زوج داده‌های (Q_n,h_n) برازش یافته است؛ بنابراین مقادیر α و هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمده از این برازش قابل‌اعتماد بوده و با قرار دادن سایر مکش‌های مورد نظر در این تابع، می‌توان مقادیر هدایت هیدرولیکی متناظر با هر مکش را محاسبه نمود.

[3] Non linear
[4] Logsdon & Jaynes
[5] Gardner

جدول ۲-نتایج حاصل از برازش رگرسیون غیرخطی در هر تکرار آزمایش در سه مقطع زمانی

دوره زراعی	مقطع زمانی	معادله برازش داده‌شده		
		تکرار اول	تکرار دوم	تکرار سوم
قبل از کشت	آبان ماه	$Q(h)=1.23e^{0.23h}$ $R^2=0.998$	$Q(h)=0.71e^{0.22h}$ $R^2=0.985$	$Q(h)=0.58e^{0.26h}$ $R^2=0.975$
اواسط کشت	دی ماه	$Q(h)=0.49e^{0.25h}$ $R^2=0.979$	$Q(h)=0.33e^{0.22h}$ $R^2=0.917$	$Q(h)=0.29e^{0.13h}$ $R^2=0.985$
بعد از برداشت	اسفندماه	$Q(h)=0.18e^{0.17h}$ $R^2=0.993$	$Q(h)=0.19e^{0.11h}$ $R^2=0.964$	$Q(h)=0.46e^{0.24h}$ $R^2=0.975$

منحنی ارائه‌شده در شکل (۲)، بیانگر این مطلب می‌باشد که با کاهش مکش از ۱۵ به صفر سانتی‌متر، نفوذپذیری افزایش پیدا می‌کند. زیرا با کاهش مکش، تعداد منافذ بیشتری در انتقال آب در خاک شرکت می‌کنند که به تبع آن حجم آب بیشتری از نفوذسنج دیسک به خاک جریان می‌یابد.



شکل ۲- منحنی هدایت هیدرولیکی در سه مقطع زمانی مورد مطالعه

مقایسه منحنی‌های هدایت هیدرولیکی به دست آمده در ۳ زمان، روند کاهشی هدایت هیدرولیکی اشباع در طول دوره مطالعه را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد، شدت تغییرات مقادیر هدایت هیدرولیکی مجموعه اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در زمان اول و دوم (آبان ماه و دی ماه) بیشتر از مجموعه اندازه‌گیری‌های دوم و سوم (دی ماه و اسفندماه) بودند. بین زمان‌های اندازه‌گیری دوم و سوم تغییرات درجه حرارت و بارندگی و درصد رطوبت اولیه خاک کمتر از تغییرات بین زمان‌های اول و دوم بودند. با توجه به این عوامل و عواملی مانند اثر تحکیم طبیعی ذرات خاک، اثر بارندگی و آبیاری، تغییرات خصوصیات هیدرولیکی خاک ناشی از عملیات خاک ورزی و شرایط محیطی در اوایل فصل رشد زیاد بوده و با گذشت زمان از شدت این تغییرات کاسته می‌شود.

در جدول (۳) مقادیر میانگین α و هدایت هیدرولیکی اشباع به دست آمده از اطلاعات نفوذسنج دیسک و شاخص‌های توصیفی برآوردها ارائه‌شده است.

جدول ۳- مقایسه ضرایب α و k_s به دست آمده در سه مقطع زمانی

زمان اندازه‌گیری صحرایی	زمان اول	زمان دوم	زمان سوم	میانگین	SD	CV
α (1/cm)	۰/۲۴۰	۰/۲۰۱	۰/۱۷۶	۰/۲۰۶	۰/۰۳۲	۰/۱۵۶
K_s (cm/day)	۱۵۲	۶۴/۶	۴۶/۲	۸۷/۵۷	۵۶/۵۲	۰/۶۴۵

با توجه به نتایج ارائه‌شده در جدول (۳)، ماکزیمم مقدار α برای زمان ۱ و کمترین مقدار برای زمان ۳ تخمین زده شده است. مقایسه دو به دو زمان‌های آزمایشی با در نظر گرفتن وضعیت صحرایی و بافت خاک نشان داد که α هم متأثر از بافت خاک و هم متأثر از ساختمان خاک می‌باشد. به طوری که در شرایط صحرایی متفاوت با بافت تقریباً یکسان (زمان‌های ۱ و ۲)، زمان دوم که دارای کلوچه‌های کوچک‌تر، مستحکم‌تر و پایدارتری بود، دارای مقدار α کمتری شد. دلیل این نوع روند تغییر α، ماهیت این پارامتر می‌باشد. در واقع این پارامتر شاخص توزیع اندازه منافذ در خاک تعریف‌شده و عکس مکش ورود هوا در خاک می‌باشد به طوری که هر چه در صد ذرات درشت خاک بیشتر باشد بزرگترین منفذ تشکیل‌شده در خاک نیز بزرگ‌تر خواهد شد و در نتیجه مکش ورود هوا کمتر و α بیشتر خواهد شد. این روند تغییرات در مقادیر α برآورد شده توسط نفوذسنج دیسک به خوبی مشاهده می‌شود. دلیل این موضوع می‌تواند فشردگی زیاد در اثر آبیاری و بارندگی‌های فراوان در این فصل باشد که موجب فشردگی خاک و شسته شده ذرات ریز به داخل منافذ درشت‌تر شده که نهایتا منجر به کوچک شدن منافذ می‌گردد که در نتیجه ساختمان خاک از حالت پوکی در آمده و دارای استحکام بیشتری می‌شود و α کاهش خواهد یافت.

فعالیت‌های بیولوژیکی، نشست خاک، فرآیندهای فرسایش و تراکم می‌توانند از عوامل تأثیرگذار در تغییر خصوصیات هیدرولیکی و فیزیکی خاک باشند (جنروکس[6] و همکاران، ۲۰۰۸). در مطالعه حاضر، بارندگی‌های شدید همچنین سیکل مرطوب و خشک شدن توأم با تغییر فصل، بین زمان‌های اول و دوم اندازه‌گیری، تغییر در ساختمان خاک را دو چندان نموده است. افزایش جرم مخصوص ظاهری خاک و همچنین تورم و انقباض ذرات معدنی رسی در سطح خاک نیز، ورود جریان به داخل خاک (نفوذ) و سهولت حرکت آب در خاک (هدایت هیدرولیکی) را تحت تأثیر قرار داده و منجر به تغییرات زمانی هدایت هیدرولیکی خاک شده‌اند.

بررسی مطالعات گذشته، نشان می‌دهد که نتایج تغییرات زمانی هدایت هیدرولیکی (K) در بسیاری از مکان‌ها، با یکدیگر مغایرت دارند (هیو[7] و همکاران، ۲۰۰۹). لمپا[8] و همکاران، ۱۹۸۶ و آلاکیولو، ۱۹۹۶ نیز طی تحقیقات خود به این نتیجه رسیدند که مقدار هدایت هیدرولیکی در طی زمان کاهش می‌یابد.

مطابق با جدول شماره (۳) مشاهده می‌شود ضریب تغییرات پارامتر α کوچک‌تر از ضریب تغییرات پارامتر K_s می‌باشد که این نشان می‌دهد که α یک پارامتر همگن‌تری نسبت به K_s می‌باشد.

[6] Genereux
[7] Hu
[8] Mapa

منابع

1- Gardner, W.R.1958. Some steady-stade solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evapopration from water table. Soil sci. 85 : 228- 232.
2- Genereux, D.P. S. Leahy, H. Mitasova, C.D. Kennedy and D.R. Corbett. 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. Journal of Hydrology. 358 (3–4): 332–353.
3- Hu, W., M. Shao, Q. Wang, J. Fan and R. Horton. 2009. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. Geodermadoi:10.1016/j.geoderma.2008.12.016.
4- Logsdon, S.D., and D.B, Jaynes. 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. Soil Science Society of America Journal 57: 1426-1431.
5- Mapa, R.B., R.E. Green and L. Santo. 1986. Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. Soil Science Society of merica Journal. 50: 1133–1138.
6- Perroux, K.M., and I, White. 1988. Design for disc permeameters. Soil Science Society of America Journal 52: 1205-1215.

اثر کاربرد هیومات پتاسیم بر حدود خمیرایی دو خاک آهکی

حامد رجبی[1]، سید علی اکبر موسوی[2]، مریم امجدیان[3]، لیلا زارع[4]، پریسا جاوید نجات[5]
۱،۳،٤،٥- دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه شیراز
۲- استادیار بخش علوم خاک دانشگاه شیراز

مقدمه

آتربرگ (۱۹۱۱) خاکشناس سوئدی در آغاز قرن بیستم حدودی را برای خاصیت خمیرایی خاک تعیین نمود که پس از گذشت نیم قرن هنوز مورد استفاده است. ضرائب عمده خمیرایی شامل حدسیلان (روانی)، حد خمیری و شاخص خمیرایی است. حدسیلان عبارت از رطوبتی است که در آن خاک به‌صورت نیمه مایع در می‌آید. حد خمیری نیز رطوبتی است که در رطوبت‌های کمتر از آن خاک حالت خمیری نداشته و شکننده است. تفاضل حد خمیری و روانی، شاخص خمیرایی خاک نامیده می شود(بایبوردی، ۱۳۸۸).

هیومات پتاسیم با ایجاد شرایط مطلوب برای فعالیت‌های بیولوژیکی و واکنش‌های شیمیایی، ویژگی‌های فیزیکی خاک را بهبود می‌بخشد و امروزه به‌عنوان یکی از کودها و اصلاح‌کننده‌ها به خاک اضافه می‌شود. زنتا و همکاران (۲۰۰۹) بین حدود آتربرگ و میزان ماده آلی خاک رابطه مناسبی به دست آوردند. ملکاوی و همکاران (۱۹۹۹) نیز افزایش ویژگی‌های انقباضی و انبساطی خاک در اثر افزودن مواد آلی به خاک را گزارش کردند. با توجه به افزایش روزافزون کاربرد مواد هیومیکی از جمله هیومات پتاسیم به‌عنوان اصلاح‌کننده و کود به خاک واینکه تحقیقات اندکی در ارتباط با اثر این مواد بر ویژگی‌های خمیرایی خاک انجام شده است لذا این پژوهش با هدف بررسی اثر هیومات پتاسیم بر حدود خمیرایی خاک در دو خاک آهکی انجام شد.

مواد و روشها

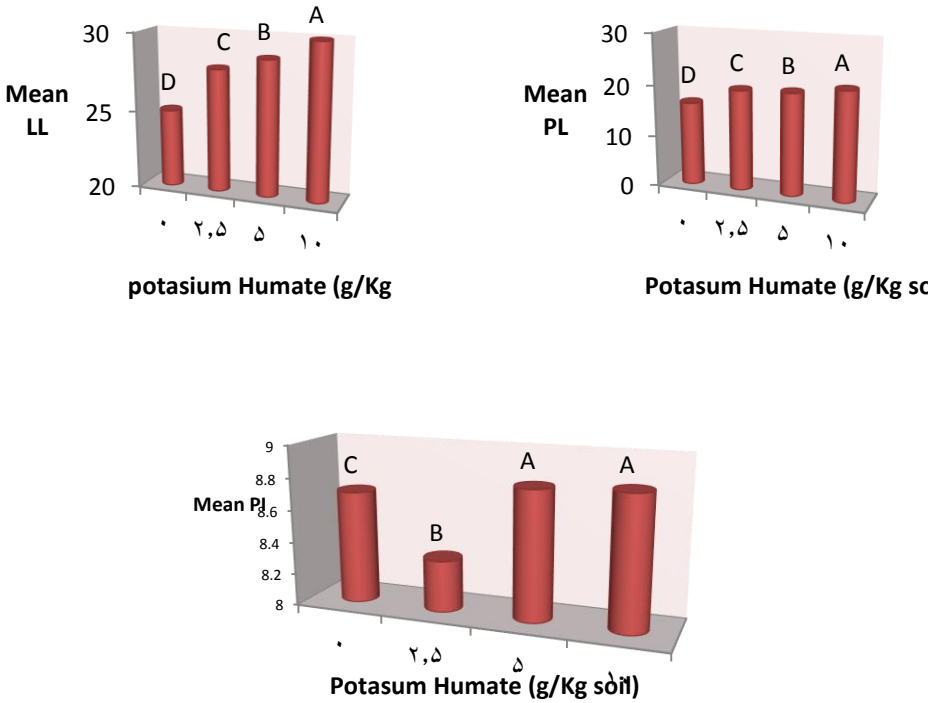
خاک مورد آزمایش از عمق صفر تا۲۰ سانتیمتری سری‌های کوی اساتید و دانشکده واقع در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز در منطقه باجگاه جمع آوری و پس از هواخشک شدن، از الک ۲میلی‌متری عبور داده شد. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی معمول خاک به روش‌ای معمول آزمایشگاهی اندازه‌گیری شد (جدول ۱). تیمارآزمایش عبارت بودنداز: هیومات پتاسیم (ترکیبی حاوی ۷۰ تا ۸۰ درصد هیومیک، ۱۲ درصد پتاسیم و حلالیت ۹۹ درصد در آب) در چهار سطح صفر،۲/۵ ، ۵ و ۱۰ گرم در کیلوگرم خاک. پس از افزودن مقادیر ذکر شده هیومات پتاسیم و اختلاط کامل آن با خاک موجود در ظروف محتوی ۳ کیلوگرم از خاک های مورد مطالعه، خاک به مدت ۶۰ روز در شرایط آزمایشگاه در دامنه دمایی ۱۵ تا ۳۰ درجه سانتی‌گراد و در محدوده رطوبت ظرفیت مزرعه با توزین هفتگی و افزودن آب مقطر نگهداری شد. پس از پایان آزمایش، خاک موجود در ظروف تخلیه و پس از اختلاط با الک ۰/۴۲۵ میلی‌متر الک شد و رطوبت حد بالای خمیرایی (حد سیلان،LL) با استفاده از دستگاه کاساگراندی و رطوبت حد پایین خمیرایی (PL) با روش فتیله اندازه‌گیری شد.شاخص خمیرایی (PI) نیز از تفاضل حدود بالا و پایین خمیرایی اندازه گیری شده، محاسبه شد. تجزیه و تحلیل آماری داده‌ها با استفاده از بسته نرم‌افزاری SAS انجام شد و میانگین‌ها با آزمون LSD و در سطح آماری ۵ درصد مورد مقایسه قرار گرفتند.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	بافت	کربنات کلسیم معادل (درصد)	ماده آلی (درصد)	گچ (درصد)	EC ($dS\ m^{-1}$)	CEC ($cmol_+\ kg^{-1}$)	pH
سری دانشکده	۳۵	۳۵	۳۰	لوم-رسی	۱۷	۲	۰/۰۱۳	۰/۷	۴۸	۸
سری کوی اساتید	۴۰	۴۷	۱۳	لوم	۲۸/۱	۲	۰/۰۱۵	۰/۴	۵۶	۷/۹

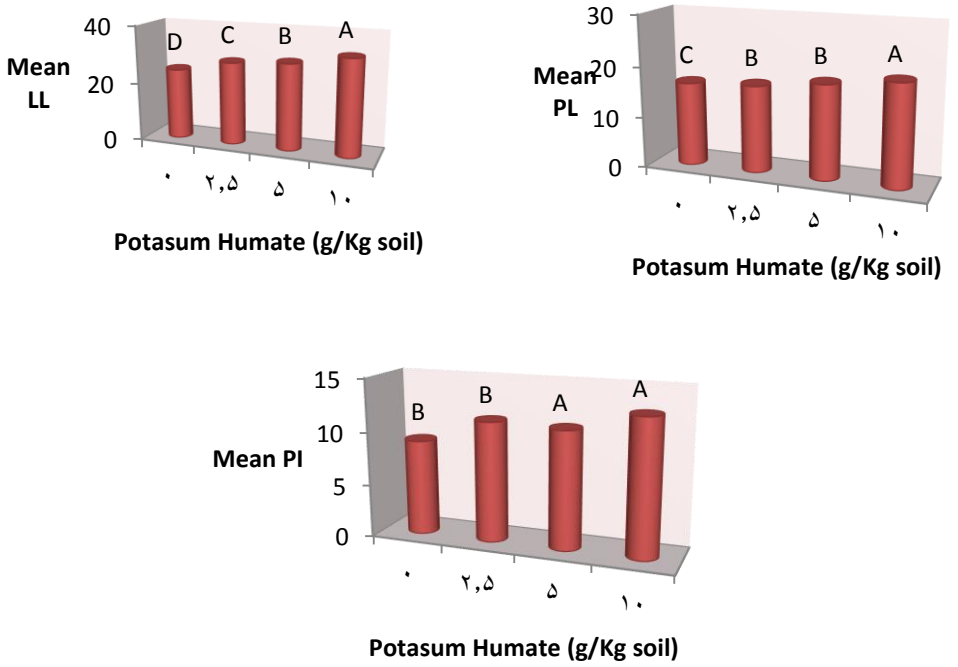
نتایج و بحث

شکل۱ اثر سطوح هیومات پتاسیم بر حد روانی، حد خمیری و شاخص خمیرایی را در خاک سری کوی اساتید نشان می‌دهد. نتایج نشان می دهد افزایش سطوح هیومات پتاسیم در این خاک سبب افزایش میانگین رطوبت حد روانی، حد خمیری و شاخص خمیرایی خاک به ترتیب به مقدار ۱۹/۸، ۲۹/۶ و ۱/۳ درصد در مقایسه با شاهد شد.که گولسر و همکاران (۲۰۰۸) نیز به نتایجی تقریبا مشابه دست یافتند با این تفاوت که در این پژوهش مقداری افزایش در میزان شاخص خمیرایی مشاهده شد اما در پژوهش این محققان افزایش معنی داری در شاخص خمیرایی خاک گزارش نشده است.



شکل ۱. اثر هیومات پتاسیم بر حد سیلان،حدخمیری و شاخص خمیری در خاک سری کوی اساتید

شکل ۲ اثر کاربرد سطوح مختلف هیومات پتاسیم را بر حدود روانی و خمیری و شاخص خمیرایی در خاک سری دانشکده نشان می‌دهند. نتایج نشان دادکاربرد بیشترین میزان هیومات پتاسیم در مقایسه با شاهد حد روانی، حد خمیری و شاخص خمیرایی را به طور معنی داری به ترتیب به میزان ۳۴/۱ ، ۲۹/۶ و ۴۳/۳ درصد افزایش داد.



شکل ۲. اثر هیومات پتاسیم بر حد سیلان،حد خمیری و شاخص خمیری در خاک سری دانشکده

مقایسه میانگین اثر کاربرد هیومات پتاسیم بر ویژگی هایی خمیرایی در دو خاک مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. همان‌گونه که نتایج نشان میدهد میانگین حد سیلان در خاک سری دانشکده نسبت به خاک سری کوی اساتید بیشتر است که می تواند به دلیل مقدار رس بیشتر و بافت ریزتر خاک سری دانشکده در مقایسه با خاک سری کوی اساتید باشد در تایید نتایج بدست امده لازم به ذکر است که همت و همکاران (۲۰۱۰) نیز افزایش ۱۹ به ۳۰ و ۳۰/۱ به ۴۰/۹ درصد را به‌ترتیب برای حد پایین و بالای خمیرایی در پاسخ به افزودن کود دامی گزارش کردند.

جدول ۲- مقایسه میانگین اثر سطوح هیومات پتاسیم بر ویژگی‌های خمیرایی در خاک‌های مورد مطالعه

		سطوح هیومات پتاسیم (گرم در کیلو گرم خاک)				
		۰	۲/۵	۵	۱۰	میانگین
سری کوی اساتید	LL	۲۴/۹۹ a	۲۷/۸۵ a	۲۸/۶۵ a	۲۹/۹۳ a	۲۷/۸۶A
	PL	۱۱/۲۹ a	۱۹/۵۲ a	۱۹/۸۵ a	۲۱/۱۱ a	۱۹/۱۹A
	PI	۸/۷ a	۸/۳۲ a	۸/۸ a	۸/۸۲ a	۸/۶۶A
سری دانشکده	LL	۲۴/۴۵ a	۲۸/۳۳ a	۲۹/۵۷ b	۳۲/۷۹ b	۲۹/۰۳A
	PL	۱۶/۴۷ b	۱۷/۰۴ a	۱۸/۵۱ a	۲۰/۰۲ a	۱۸/۰۱A
	PI	۸/۹۸ a	۱۱/۲۹ b	۱۱/۰۶ b	۱۳/۷۶ b	۱۱/۰۲A

LL: حد روانی، PL: حد خمیری و PI: شاخص خمیری

باتوجه به نتایج فوق می توان گفت که افزودن مواد آلی و هیومیکی به خاک سبب افزایش حد سیلانی به ویژه در خاک های ریزبافت شده و توانایی این خاک ها را در نگهداری آب بالا میبرد. گرچه افزودن این مواد آلی به خاک ها میتواند حاصلخیزی و خواص فیزیکی خاک را بهبود بخشد اما به دلیل بالابردن حد روانی شرایط دیرهنگامی را برای رسیدن به رطوبت مناسب خاکورزی فراهم می کند.

منابع

۱- بای بوردی م. ۱۳۸۸. فیزیک خاک. انتشارات دانشگاه تهران

2- Malkawi, A.I.H., Alawneh, A.S., and Abu-Safaqah, O.T. 1999. Effects of organic matter on the physical and the physicochemical properties of an illitic soil. Appl Clay Sci. 14:257-278.

3- Hemmat, A., Aghilinategh, N., Rezainejad, Y. and Sadeghi, M. 2010. Long-term impacts of municipal solid waste compost, sewage sludge and farmyard manure application on organic carbon, bulk density and consistency limits of a calcareous soil in central Iran. Soil Till Res. 108:43-50.

4- Zentar, R., Abriak, N.E. and Dubois, V. 2009. Effects of salts and organic matter on Atterberg limits of dredged marine sediments. Appl Clay Sci. 42:391-397.

5- Gulser, C., Ic, S., Candemir, F. and Demir, Z. 2008. Effect of rice husk application on mechanical properties and cultivation of a clay soil with and without planting. International meeting on soil fertility land management and agroclimatology. P:217-223.

ارزیابی روش شینی در برآورد منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک برای خاک لوم شنی

نگین جباری[۱]، احد مولوی[۲] و صمد دربندی[۳]

۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک و آب، تبریز، ایران.

۲ و ۳- استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک و آب، تبریز، ایران.

مقدمه

منحنی مشخصهٔ آب خاک (SWCC) از مهم‌ترین خصوصیات هیدرولیکی هر خاک به شمار می‌رود و رابطه بین رطوبت حجمی و پتانسیل ماتریک آب خاک را نشان می‌دهد (رضایی و همکاران، ۱۳۸۳). منحنی مشخصهٔ رطوبت خاک برای برآورد ضرایب رطوبتی، عمل نفوذ و ذخیره‌سازی و نگهداشت آب، توزیع اندازهٔ منافذ و هدایت هیدرولیکی خاک در حالت اشباع و غیر اشباع مورد استفاده قرار می‌گیرد (Fredlund and Xing, 1994; Fredlund et al, 2011). لذا در این تحقیق برای برآورد منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک از دو روش صفحات فشاری و روش شینی (قطره چکان) استفاده می‌شود و روش قطره چکان به عنوان یک روش ساده جهت تعیین منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک در مقایسه با وقت‌گیر بودن و حجم کار زیاد استفاده از دستگاه صفحات فشاری معرفی خواهد شد، سپس نتایج حاصل از این دو روش با روشهای آماری مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

مواد و روشها

این تحقیق در دشت تبریز انجام شد، از دو روش صفحات فشاری و شینی برای برآورد منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک استفاده شد. رطوبت وزنی در مکش‌های ۳۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۶۰۰، ۱۰۰۰، ۱۵۰۰ کیلوپاسکال به وسیله صفحات فشاری به‌دست آمد. در روش شینی برروی پارامترهای بروکز و کوری کار شده است، فقط به جای λ β و به جای h_e ،h_w در مدل قرار گرفته است (Shani et al, 1987).

$$\frac{(\theta-\theta_r)}{(\theta_s-\theta_r)} = (\frac{h_w}{h})^{\beta} \qquad (۱)$$

در این رابطه h_w، مکش آب خاک (cm)، β، ضریب توزیع اندازهٔ منافذ خاک، θ رطوبت حجمی خاک (cm^3/cm^3)، θ_r رطوبت حجمی باقیمانده در خاک (cm^3/cm^3) و θ_s رطوبت حجمی اشباع خاک (cm^3/cm^3) و h مکش ماتریک (cm) می‌باشد. برای محاسبه جریان q از معادله زیر استفاده شد:

$$q = \frac{Q}{\pi r_s^2} \qquad (۲)$$

Q: دبی قطره چکان برحسب $\frac{cm^3}{min}$ و q: شدت جریان آب به خاک از سطح خیس شده بر حسب $\frac{cm}{min}$ و r_s: شعاع دایره اشباع بر حسب cm. سپس نمودار شدت جریان نسبت به عکس شعاع ناحیهٔ اشباع به‌دست آمد، از این نمودار رابطهٔ خطی حاصل شد که عرض از مبدأ آن k_s و ضریب زاویه یا شیب منحنی، ضریب α را طبق روابط زیر بدست می‌دهد:

$$b = \frac{4\,k_s}{\alpha\,\pi} \quad \Rightarrow \quad \alpha = \frac{4k_s}{b\pi} q = k_s + \left(\frac{4\,k_s}{\alpha\,\pi} \times \frac{1}{r}\right) \qquad (۳)$$

که در روابط فوق، k_s هدایت هیدرولیکی اشباع ($\frac{cm}{min}$) و α پارامتر خاک (1/cm) است. در این مرحله نمودار میانگین پیشروی ناحیه غیراشباع نسبت به زمان برای هر دبی به‌دست آمد و برای هر نمودار رابطهٔ خطی حاصل شد که با استفاده از ضریب زاویهٔ مربوطه (s')، پارامتر s طبق روابط (۴) به‌دست آمد.

$$X = \frac{St^{0.5}}{(\theta_s - \theta_0)} \qquad s' = \frac{S}{\theta_s - \theta_0} \quad \Rightarrow s = s'(\theta_s - \theta_0)$$

در این رابطه، S ضریب جذب آب توسط خاک ($cm/min^{1/2}$) و X فاصلهٔ مرز بین ناحیهٔ اشباع و غیر اشباع است.

$$c = \frac{1.25}{s^2} \times (b)(\theta_s - \theta_0) \quad for\ n=0 \qquad (۵)$$

$$\mu = 0.5\,[(c + 1.25) + [(c + 1.25)^2 - 4c]^{0.5}] \qquad (۶)$$

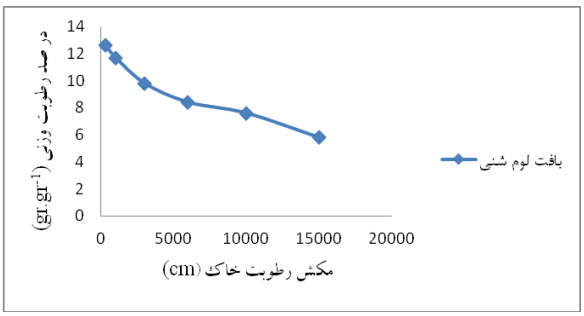
$$\beta = \frac{\mu - 2}{2} \qquad (۷)$$

نهایتاً h_w از فرمول زیر به‌دست آمد.

$$h_w = \frac{-b\,\pi(\mu - 1)}{4\,k_s\,\mu} \qquad (۸)$$

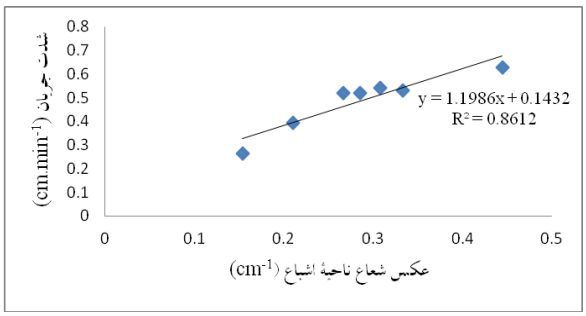
نتایج و بحث

برای تعیین منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک از دستگاه صفحات فشاری استفاده شد، نتایج در شکل ۱ ارائه شده



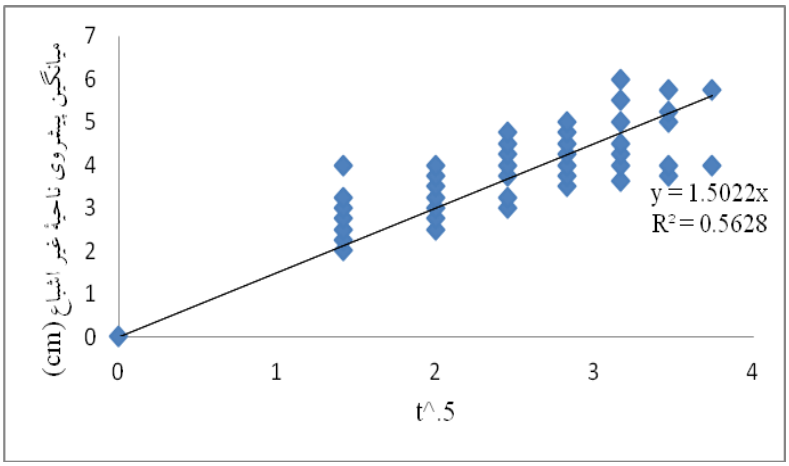
شکل ۱- منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک حاصل از روش صفحات فشاری

روش مورد ارزیابی روش شینی می‌باشد. آزمایشات مربوطه انجام و نتایج در شکل ۲ ارائه شده است.



شکل ۲- تغییرات شدت جریان با عکس شعاع ناحیهٔ اشباع برای خاک لوم شنی

مطابق شکل ۲ برای محاسبه‌ی پارامتر s، با استفاده از مقادیر فاصله‌ی مرز بین ناحیه‌ی اشباع و غیر اشباع با دبی‌ها و زمان‌های مختلف منحنی شماره‌ی ۳ ترسیم گردید.



شکل ۳- نمودار میانگین پیشروی ناحیهٔ غیر اشباع با جذر زمان برای خاک لوم شنی

در جدول ۱ خلاصهٔ داده‌ها و نتایج حاصل از روش شینی برای خاک لوم شنی آورده شده است.

جدول ۱- پارامترهای حاصل از آزمایش شینی برای خاک مورد آزمایش

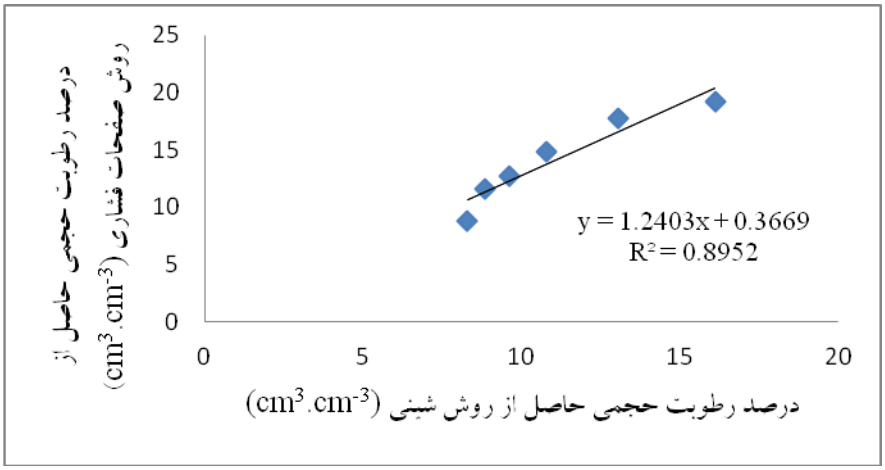
بافت خاک	$h_w(cm^3/cm^3)$	β	μ	c	$S(cm/min^{.5})$	$\alpha(1/cm)$	$K_s(cm/min)$	$b(cm^2/min)$	$\theta_0(cm^3/cm^3)$	$\theta_s(cm^3/cm^3)$
لوم شنی	-۳/۸۳	۰/۲	۲/۴	۱/۹۸	۰/۵۱	۰/۱۵۲	۰/۱۴۲۳	۱/۱۹۸۶	۰/۰۱۷	۰/۳۶۲

در شکل ۴ منحنی‌های مشخصه‌ی رطوبتی خاک حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری ارائه شده است.



شکل ٤- منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری

در شکل ۵ نتایج حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری مورد مقایسه قرار گرفتند.



شکل ۵- مقایسهٔ نتایج روش شینی و صفحات فشاری برای خاک لوم شنی

ضریب تبیین منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک برای خاک لوم شنی ۰/۸۹ می‌باشد. جذر میانگین مربعات خطا و مجموع مجذورات انحرافات به ترتیب ۰/۰۴۱ cm^3/cm^3 و ۰/۰۱ می‌باشد. روش شینی رطوبت خاک را کمتر از مقدار اندازه‌گیری شده تخمین زده است که می‌توان در استفاده از این روش ضرایب اصلاحی (a=۱/۲۴۰۳) و (b=۰/۳۶۶۹) را به‌کار برد که a و b ضرایب معادلهٔ $\theta_{shc}=a\theta_{sh}+b$ می‌باشند و θ_{shc} و θ_{sh} به ترتیب مقادیر رطوبت حجمی روش شینی اصلاح شده و قبل از اصلاح می‌باشد.

منابع

-رضایی، ح.، م.ر. نیشابوری، ع. سپاسخواه. ۱۳۸۳. ارزیابی مدل‌های شبیه سازی منحنی مشخصه‌ی آب و خاک بر اساس توزیع دانه بندی ذرات خاک. مجله‌ی دانش کشاورزی. جلد ۱۵. شماره ۲. صفحه ۱۱۹-۱۳۰.

-Fredlund, D.G., and A. Xing. 1994. Equations for the soil-Water characteristic curve. Candian Geotechnical Journal. 31(4): 521-532.

-Fredlund, D.G., D. Sheng, and J. Zhao. 2011. Estimation of soil suction from the soil-Water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal. 48(2): 186-198.

-Shani, U., R.J. Manks, E. Bresler, and C.A.S. Olivera. 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential. Soil Sci. Am. J. 51: 298-302.

مقایسه مدلهای CDE و CLT در فرآیند انتقال نیکل، تحت جریان اشباع خاک

محمدرضا شعیبی نوبریان[۱]، حسینعلی بهرامی[۲]، محمد حسین محمدی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران

۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران

۳- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه زنجان

مقدمه

آلودگی محیط زیست بوسیله فلزات سنگین و آلاینده‌ها یک مسئله جهانی است، که بر اثر برخی از فعالیت‌های انسانی همچون معدن کاوی، ذوب فلزات، آب‌کاری فلزات، تولید سوخت و انرژی، انتقال انرژی و عملیات کشاورزی به وجود آمده است (Chotpantarat et al, 2011). طی سالهای اخیر، انتقال املاح، بخصوص آلاینده‌ها مورد توجه زیادی قرارگرفته است(E.Radcliffe and Simunek, 2010). متداول‌ترین فلزات سنگین در مناطق آلوده کادمیم، سرب، کروم، مس، جیوه، روی و آلاینده نیکل هستند (USEPA). . ارساهین و همکاران (۲۰۰۲) در تحقیقات خود دریافتند که انتقال مواد شیمیایی در ماکروپورهای خاکها، اغلب منجر به آلودگی غیرمنتظره آب‌های زیرزمینی می‌گردد. روی و ژومباک (۱۹۹۷) آزمایشی را در جهت مطالعه انتقال Ni^{+2} و نقش کلوئیدها در ستونهای خاک اشباع در غلظتهای $۱۰^{-۶}$ مولار و $۱۰^{-۴}$ مولار طراحی و اجرا نمودند. نتایج آنها حاکی از آن بود که علاوه بر انتقال نیکل در جریان حرکت آب، این آلاینده توسط کلوئیدها نیز انتقال و در حجم منفذی کمتر از ۳ انجام شده است. لیو و همکاران (۲۰۰۶) به مطالعه انتقال کلسیم، روی و نیکل از سه منبع کلرید کلسیم، کلرید روی و کلرید نیکل پرداختند. نتایج آنها نشان داد که فاکتور تاخیراین عناصر دارای روند Cd > Zn> Ni بوده و ترتیب انتقال فلزات به عمق خاک بالطبع آن بصورت Ni > Zn > Cd می‌باشد. ژی‌مینگ و همکاران(۲۰۱۲) به مدلسازی انتقال کادمیم در ستونهای خاک پرداختند. آنها با استفاده از CXTFIT پارامترهای مدل CDE (Convection-Dispersion-Equation) را تخمین زدند. میزان پخشیدگی بدست آمده بین ۰/۱۸ تا ۱۰/۷ سانتی‌متر مربع در ساعت و فاکتور تأخیر بین ۲۵/۴ تا ۵۴/۷ گزارش شد. هو و همکاران (۲۰۱۳) به مطالعه جذب ، انتقال و تخمین فاکتور تأخیر استرانسیم در خاکهای لسی چین پرداخته، که نتایج آنها پس از استفاده از برنامه CXTFIT نشان میدهد، میزان فاکتور تأخیر بدست آمده از مطالعات ستونهای خاک با مطالعات آزمایشگاهی دارای تفاوت برجسته‌ای است. آنها رابطه D = 1.192*V1.26 را بین پخشیدگی و سرعت انتقال در خلل و فرج بدست آوردند. . هدف از انجام این مطالعه، تخمین و مقایسه کارایی پارامترهای مدل CDE و CLT(Convective-Lognormal-Transfer) در روند انتقال نیکل، تحت جریان اشباع خاک می‌باشد.

توصیف مدل:

۱- **مدل CDE**: برای یک جریان ماندگار یک بعدی و برای یک نمک خنثی CDE به صورت زیر ارایه شده است.(Fried and Combarnous, 1971).

$$1)\ R = \frac{\partial c}{\partial t} = D\frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - V\frac{\partial c}{\partial z}$$

که در آن:

C: غلظت املاح در آب خاک (ML-3)

T: زمان (T)

Z: فاصله (L)

D: ضریب انتشار هیدرودینامیکی ($L^{-2}T^{-1}$)

V: متوسط سرعت آب منفذی (LT^{-1})

تابع توزیع زمان انتقال تجمعی(CDF) نیز بدین شکل بیان میشود:

$$2) p(z,t) = \int_0^t f(z,t')dt' = \frac{1}{2}\left[\left(\frac{z-Vt}{2\sqrt{Dt}}\right) + \exp\left(\frac{Vz}{D}\right)\operatorname{erfc}\left(\frac{z+Vt}{2\sqrt{Dt}}\right)\right]$$

۲- مدل CLT : یکی از مهم ترین توابع تبدیل استفاده از روش های آماری یا استوکاستیک (SC) میباشد. جوری (۱۹۸۲) مدل تابع تبدیل لاگ نرمال همرفت (CLT) را به شکل زیر تعریف کرده است.

$$3) f_f(Z,t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma_1 t}}\exp\left[-\frac{\left(\ln\left(t/z\right)-\mu_1\right)2}{2\sigma_1^2}\right]$$

μ : مقدار میانگین هندسی زمان انتقال املاح در توزیع لاگ نرمال (L)

σ2 : مقدار واریانس هندسی زمان انتقال املاح در توزیع لاگ نرمال (L2)

t : زمان انتقال املاح (T)

l: عمق سطح مرجع یا عمقی از خاک که واریانس و میانگین زمان انتقال در آن اندازه گیری شده اند.

ff: فراوانی احتمال زمان رسیدن نمک به عمق مورد نظر (Z)

مواد و روشها

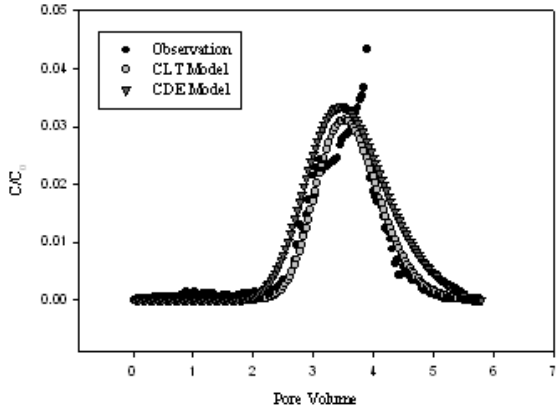
به منظور مطالعه انتقال نیکل، چهار ستون خاک با قطر ۱۰ و ارتفاع ۳۰ سانتی متر از جنس P.V.C به صورت دست نخورده تهیه گردید. ستون های آماده شده طی ۲۴ ساعت با آب مقطر از انتهای ستون اشباع گردید. سپس توسط جریان از بالا و برقراری شرایط اشباع و ماندگار محلولهای نیکل به غلظتهای ۱/۷، ۴/۲۵۸ و ۸/۵۲ میلی مول بر لیتر از منبع نیکل کلراید به ستونهای خاک اضافه گردید. غلظت نیکل خروجی توسط دستگاه جذب اتمی Shimadzo AA-670، اندازه‌گیری شد و به غلظت نسبی(C/C_0) تبدیل گردید. با رسم C/C_0 در مقابل حجم منفذی، منحنی رخنه برای تمام خاکها ترسیم گردید. در نهایت غلظت نرمال شده نسبت به زمان محاسبه گردید (Vanderborght et al, 1997).

بحث و نتایج

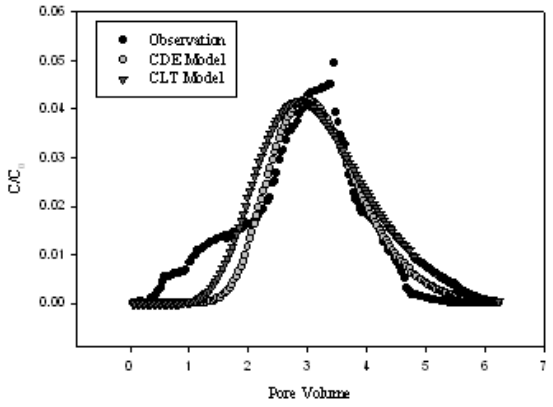
مدلهای CDE و CLT با استفاده از نرم افزار MATLAB.10 برروی داده‌های مشاهداتی برازش داده شد (اشکال ۱-۷). پارامترهای مدلهای برازش داده شده در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱: پارامترهای حاصل از برازش مدل CLT و CDE بر منحنی رخنه کلیه خاک‌ها در حالت اشباع

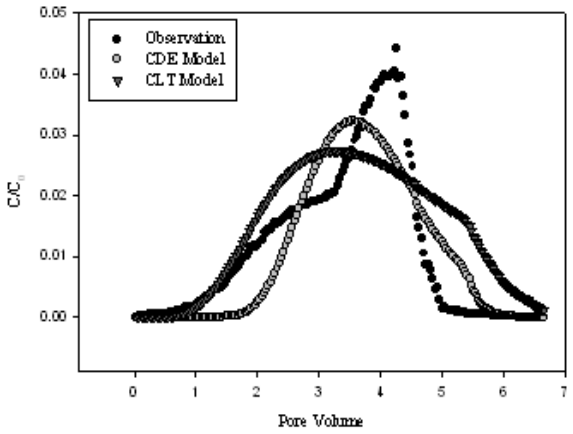
CDE			CLT			
R^2	V ($cm\ hr^{-1}$)	D ($cm^2\ hr^{-1}$)	R^2	σ (mm)	μ (mm)	
0.936	5.673	2.0526	0.82	0.199	5.728	خاک ۱
0.845	5.853	5.793	0.797	0.3199	5.653	خاک ۲
0.693	4.6218	4.4508	0.554	0.4864	5.853	خاک ۳
0.793	5.8518	10.68	0.783	0.3118	5.698	خاک ۴



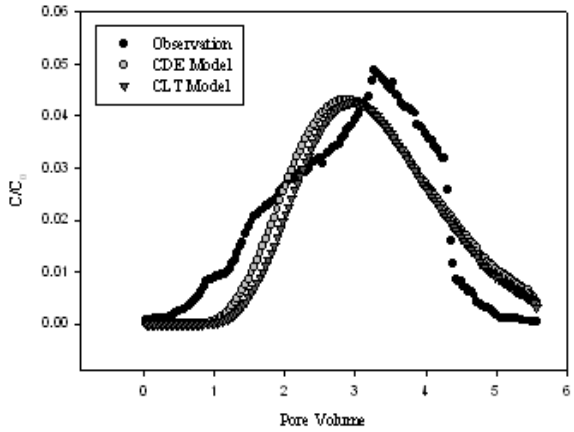
شکل ۱: برازش مدل CDE و CLT بر داده‌های تجربی خاک ۱



شکل ۲: برازش مدل CDE و CLT بر داده‌های تجربی خاک ۲



شکل ۳: برازش مدل CDE و CLT بر داده‌های تجربی خاک۳



شکل ٤: برازش مدل CDE و CLT بر داده‌های تجربی خاک٤

این نتایج نشان می‌دهد که مدل CDE بر داده‌های مشاهداتی خاکها برازش بهتری نسبت به مدل CLT دارد. این نتایج با یافته‌های شوکلا و همکاران(۲۰۰۳)، مطابقت دارد، آنها مشاهده کردند که CDE در خاکهای همگن مدلسازی بهتری دارد. بیجات و همکاران (۲۰۰۰) برازش خوب CDE را درخاکهای دست نخورده با متوسط R^2 (۰/۹۷ تا ۰/۹۹) بدست آوردند. گزارشهای بسیاری وجود دارد که بیان می‌کند در شرایط اشباع در خاکهای دست خورده و خاکهای هموژن رژیم جریان CDE می‌باشد و دقت مدلCLT در خاکهای همگن کمتر از خاکهای غیر همگن است (Zhang, 1994).با توجه به نتایج بدست آمده، مشاهده شد که در خاکهای همگن و دست نخورده، فرضیات مدل CDE در شرایط اشباع صحت بیشتری از فرضیات مدل CLT دارد.

منابع:

Bejat, L., Perfect, E., Quisenberry, V.L., Coyne, M.S., Haszler, G.R., (2000). Solute transport as related to soil structure in unsaturated intact soil blocks. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 818–826.

Chotpantarat, S. S. Kee Ong. Ch. Sutthriat and Kh. Osathaphan. (2011). Competitive sorption and transport of Pb2+, Ni2+, Mn2+, and Zn2+ in lateritic soil Columns. Journal of Hazardous Materials. 190 : 391–396.

Ersahin, S., R. Papendick, J.L. Smith, C.K. Kelle, and V.S. Manoranjan. (2002). Macropore transport of bromide as influencedby soil structure differences, Geoderma 108: 207– 223.

Hou, L., T. Qian., J. Hao, and D. Zhao. (2013). Sorption and retardation of strontium in saturated Chinese loess: Experimental results and model analysis. Journal of Environmental Radioactivity. 116: (2013) 19-27.

Jury, W. A. (1982). Simulation of solute transport using transfer function model. Water Resour. Res. 18: 363-368.

Liu, C. L., M. K. Wang., and C. H. Huang. (2006). Transport of cadmium, nickel, and zinc in Taoyuan red soil using one-dimensional convective–dispersive model. Geoderma 131 (2006) 181–189.

Fried, J.J., and M. A. Combarnous. (1971). Dispersion in porous media. Adv. Hydrosci. 7: 169-282.

Radcliffe, D., E and J. Simunek. (2010). Soil physics with Hydrus modeling and applications.

Roy, S.B., Dzombak, D.A., (1997a). Chemical factors influencing colloid-facilitated transport of contaminants in porous media. Environ. Sci. Technol. 31, 656–664.

Roy, S.B., Dzombak, D.A., (1997b). Chemical factors influencing colloid-facilitated transport of contaminants in porous media. Environ. Sci. Technol. 31, 656–664.

Shukla, M. K., T. R. Ellsworth, R. J. Hudson, and D. R. Nielsen. (2003). Effect of water flux on solute velocity and dispersion. Soil Sci. Soc. Am. J. 67: 449-457.

U. S. EPA. (1992). Behavior of metals in Soils. U. S. Environmental Protection Agency. EPA/ 540/ S-92/ 081.

Vanderborght, J., C. Gonzales, M. Vancclooster, D. Mallants, and J. Feyen. (1997). Effects of soil type and water flux on solute transport. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 372-389.

Zhang, R. (1994). The transfers function for solute transport. pp 442-453. In: Proceeding of fourteenth annual American geophysical union: Hydrology days. April 5-8. Colorado state university Fort Collins, Colorado.

Zhi-Ming, Q,. F. Shao-Yuan, and M, J. Helmers. (2012). Modeling Cadmium transport in neutral and alkaline Soil columns at various depths. Journal of Pedosphere 22(3): 273-282.

ارزیابی روش شینی در برآورد منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک برای خاک لوم رس سیلتی

نگین جباری[۱]، احد مولوی[۲] و صمد دربندی[۳]

۱- دانشجوی سابق کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک و آب، تبریز، ایران.

۲ و ۳- استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، دانشکده کشاورزی، گروه علوم خاک و آب، تبریز، ایران.

مقدمه

مطالعهٔ پدیده‌های مربوط به آب در خاک مستلزم آگاهی از مقدار آب موجود و وضعیت انرژی آن (به ترتیب رطوبت و مکش) در خاک است (Hillel, 1971). منحنی مشخصهٔ رطوبت خاک (SWCC) از مهم‌ترین خصوصیات هیدرولیکی هر خاک به شمار می‌رود و رابطه بین رطوبت حجمی و پتانسیل ماتریک آب خاک را نشان می‌دهد (رضایی و همکاران، ۱۳۸۳). از روی این منحنی می‌توان به چگونگی نگهداری آب در خاک پی برده و مقدار آب قابل ذخیره در خاک را در هر پتانسیل به‌دست آورد (Desbarats, 1995). لذا با توجه به سرعت عمل و سادگی روش شینی در این تحقیق برای برآورد منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک از این روش استفاده گردید. نهایتاً مقادیر حاصل از روش فوق با مقادیر داده‌های مشاهداتی منتج از روش صفحات فشاری مورد مقایسه و با روش‌های آماری تجزیه و تحلیل لازم به عمل آمد.

مواد و روشها

این تحقیق در دشت تبریز انجام شد، از دو روش صفحات فشاری و شینی برای برآورد منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک استفاده شد. رطوبت وزنی در مکش‌های ۳۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۶۰۰، ۱۰۰۰، ۱۵۰۰ کیلوپاسکال به وسیله صفحات فشاری به‌دست آمد. در روش شینی برروی پارامترهای بروکز و کوری کار شده است، فقط به جای λ، β و به جای h_e، h_w در مدل قرار گرفته است (Shani et al, 1987).

$$\frac{(\theta-\theta_r)}{(\theta_s-\theta_r)} = \left(\frac{h_w}{h}\right)^{\beta} \qquad (۱)$$

در این رابطه h_w، مکش آب خاک (cm)، β، ضریب توزیع اندازهٔ منافذ خاک، θ رطوبت حجمی خاک (cm^3/cm^3)، θ_r رطوبت حجمی باقیمانده در خاک (cm^3/cm^3) و θ_s رطوبت حجمی اشباع خاک (cm^3/cm^3) و h مکش ماتریک (cm) می‌باشد. برای محاسبه جریان q از معادله زیر استفاده شد:

$$q = \frac{Q}{\pi r_s^2} \qquad (۲)$$

Q: دبی قطره چکان برحسب $\frac{cm^3}{min}$ و q: شدت جریان آب به خاک از سطح خیس شده بر حسب $\frac{cm}{min}$ و r_s: شعاع دایره اشباع بر حسب cm. سپس نمودار شدت جریان نسبت به عکس شعاع ناحیهٔ اشباع به‌دست آمد، از این نمودار رابطهٔ خطی حاصل شد که عرض از مبدأ آن k_s و ضریب زاویه یا شیب منحنی، ضریب α را طبق روابط زیر بدست می‌دهد:

$$b = \frac{4\,k_s}{\alpha\,\pi} \quad \Rightarrow \quad \alpha = \frac{4k_s}{b\pi} q = k_s + \left(\frac{4\,k_s}{\alpha\,\pi} \times \frac{1}{r}\right) \qquad (۳)$$

که در روابط فوق، k_s هدایت هیدرولیکی اشباع ($\frac{cm}{min}$) و α پارامتر خاک (1/cm) است. در این مرحله نمودار میانگین پیشروی ناحیه غیراشباع نسبت به زمان برای هر دبی به‌دست آمد و برای هر نمودار رابطهٔ خطی حاصل شد که با استفاده از ضریب زاویهٔ مربوطه (s')، پارامتر s طبق روابط (۴) به‌دست آمد.

$$X = \frac{St^{0.5}}{(\theta_s - \theta_0)} \qquad s' = \frac{S}{\theta_s - \theta_0} \quad \Rightarrow s = s'(\theta_s - \theta_0)$$

در این رابطه، S ضریب جذب آب توسط خاک ($cm/min^{1/2}$) و X فاصلهٔ مرز بین ناحیهٔ اشباع و غیر اشباع است.

$$c = \frac{1.25}{s^2} \times (b)(\theta_s - \theta_0) \quad for\ n=0 \qquad (۵)$$

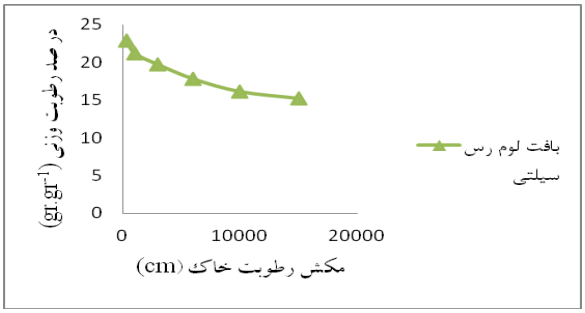
$$\mu = 0.5\,[(c + 1.25) + [(c + 1.25)^2 - 4c]^{0.5}] \qquad (۶)$$

$$\beta = \frac{\mu - 2}{2} \qquad (۷)$$

$$h_w = \frac{-b\,\pi(\mu - 1)}{4\,k_s\,\mu} \qquad (۸)$$

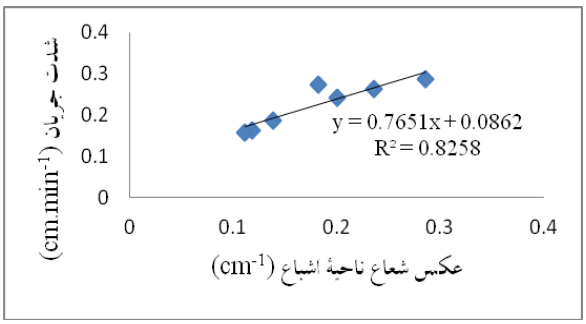
نتایج و بحث

برای تعیین منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک از دستگاه صفحات فشاری استفاده شد، نتایج در شکل ۱ ارائه شده



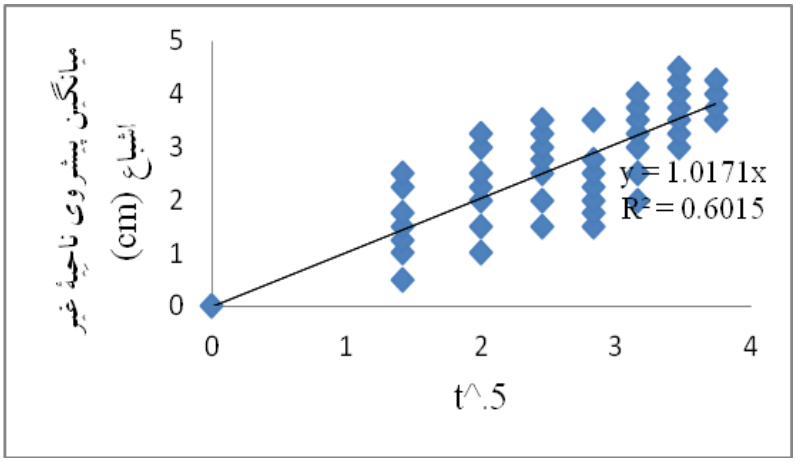
شکل ۱- منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک حاصل از روش صفحات فشاری

روش مورد ارزیابی روش شینی می‌باشد. آزمایشات مربوطه انجام و نتایج در شکل ۲ ارائه شده است.



شکل ۲- تغییرات شدت جریان با عکس شعاع ناحیهٔ اشباع برای خاک لوم رس سیلتی

مطابق شکل ۲ برای محاسبه‌ی پارامتر s، با استفاده از مقادیر فاصله‌ی مرز بین ناحیه‌ی اشباع و غیر اشباع با دبی‌ها و زمان‌های مختلف منحنی شماره‌ی ۳ ترسیم گردید.



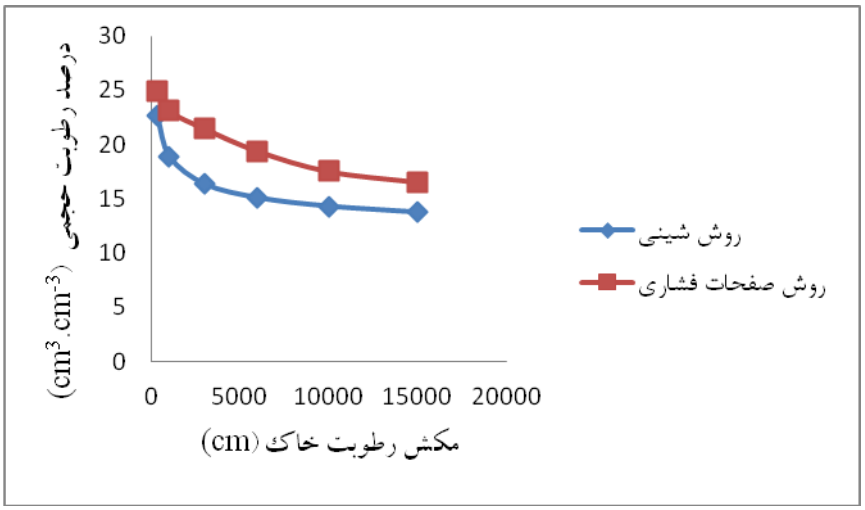
شکل ۳- نمودار میانگین پیشروی ناحیهٔ غیر اشباع با جذر زمان برای خاک لوم رس سیلتی

در جدول ۱ خلاصهٔ داده‌ها و نتایج حاصل از روش شینی برای خاک لوم رس سیلتی آورده شده است.

جدول ۱- پارامترهای حاصل از آزمایش شینی برای خاک مورد آزمایش

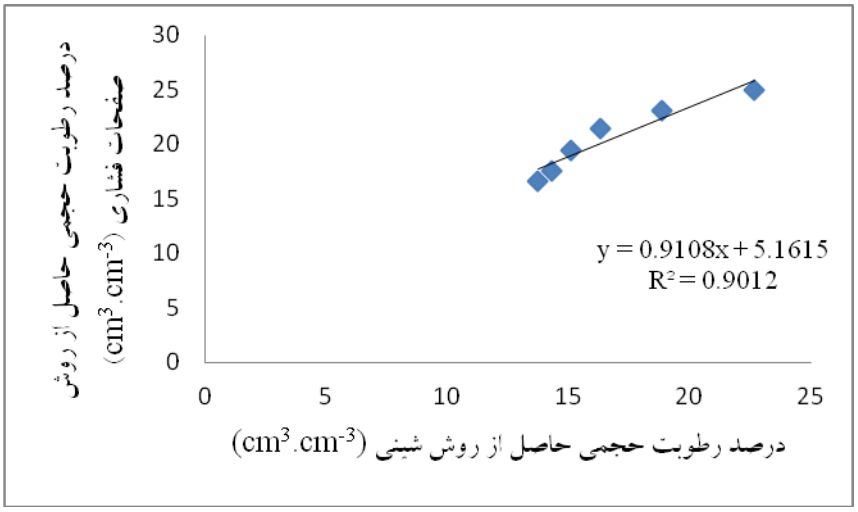
بافت خاک	$h_w(cm^3/cm^3)$	β	μ	c	$S(cm/min^{.5})$	$K_s(cm/min)$	$b(cm^2/min)$	$\theta_0(cm^3/cm^3)$	$\theta_s(cm^3/cm^3)$
لوم رس سیلتی	-۴/۲۲	۰/۲۷	۲/۵۴	۲/۱۳	۰/۴۴	۰/۰۸۶۲	۰/۷۶۵۱	۰/۰۹	۰/۵۲۳

در شکل ۴ منحنی‌های مشخصه‌ی رطوبتی خاک حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری ارائه شده است.



شکل ٤- منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری

در شکل ۵ نتایج حاصل از دو روش شینی و صفحات فشاری مورد مقایسه قرار گرفتند.



شکل ۵- مقایسهٔ نتایج روش شینی و صفحات فشاری برای خاک لوم رس سیلتی

ضریب تبیین منحنی مشخصهٔ رطوبتی خاک برای خاک لوم رس سیلتی ۰/۹ می‌باشد. جذر میانگین مربعات خطا و مجموع مجذورات انحرافات به ترتیب ۰/۰۳۴ cm^3/cm^3 و ۰/۰۰۷ می‌باشد. روش شینی رطوبت خاک را کمتر از مقدار اندازه‌گیری شده تخمین زده است که می‌توان در استفاده از این روش ضرایب اصلاحی (a=۰/۹۱۰۸) و (b=۵/۱۶۱۵) را به‌کار برد که a و b ضرایب معادلهٔ $\theta_{shc}=a\theta_{sh}+b$ می‌باشند و θ_{shc} و θ_{sh} به ترتیب مقادیر رطوبت حجمی روش شینی اصلاح شده و قبل از اصلاح می‌باشد.

منابع

۱- رضایی، ح.، م.ر. نیشابوری، ع. سپاسخواه. ۱۳۸۳. ارزیابی مدل‌های شبیه سازی منحنی مشخصه‌ی آب و خاک بر اساس توزیع دانه بندی ذرات خاک. مجله‌ی دانش کشاورزی. جلد ۱۵. شماره ۲. صفحه ۱۳۰-۱۱۹.

2- -Desbarats, A.J. 1995. Up scaling capillary pressure saturation curves in heterogeneous porous media. Water Resour. Res. 31: 281-288.

3- -Hillel, D. 1971. Soil and water, Physical principles and processes. New York, Academic Press. Pp: 288.

4- -Shani, U., R.J. Manks, E. Bresler, and C.A.S. Olivera. 1987. Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential. Soil Sci. Am. J. 51: 298-302.

تحلیل رفتار تغییرات مکانی توزیع اندازه ذرات خاک در اراضی شیب‌دار مجاور با مدیریت شخم متفاوت

سعیده مرزوان[1]،حسین اسدی[2] و ناصر دوات‌گر[3]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان
۳- استادیار و رئیس مؤسسه تحقیقات برنج کشور

مقدمه

از دیرباز تغییرات مکانی خاک‌ها مورد توجه خاکشناسان بوده و امروزه نیز چگونگی دستیابی به اطلاعات کمی و دقیق از این تغییرات به‌منظور ارزیابی‌های کیفیت زیست محیطی خاک، ریسک آلودگی خاک و سیر قهقرایی خواص خاک به عنوان جزئی از محیط زیست و ارائه‌ی تفسیرهای توسعه‌ای غیرکشاورزی از خاک‌ها، چالش‌های نوینی را فراروی متخصصین خاک قرار داده است (محمدی،۱۳۸۰). تغییرات مکانی نتیجه هر دو فرایند ذاتی (عوامل تشکیل دهنده خاک) و مدیریتی (مانند مصرف کود تناوب زراعی و نوع کشت) در هر دو مقیاس مکانی و زمانی است (Castrignano, 2000). هدف از تحقیق حاضر بررسی اثر نوع شخم به عنوان یک عامل مدیریتی بر تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های مهم خاک در اراضی زراعی دیم در منطقه کوهین قزوین بوده است.

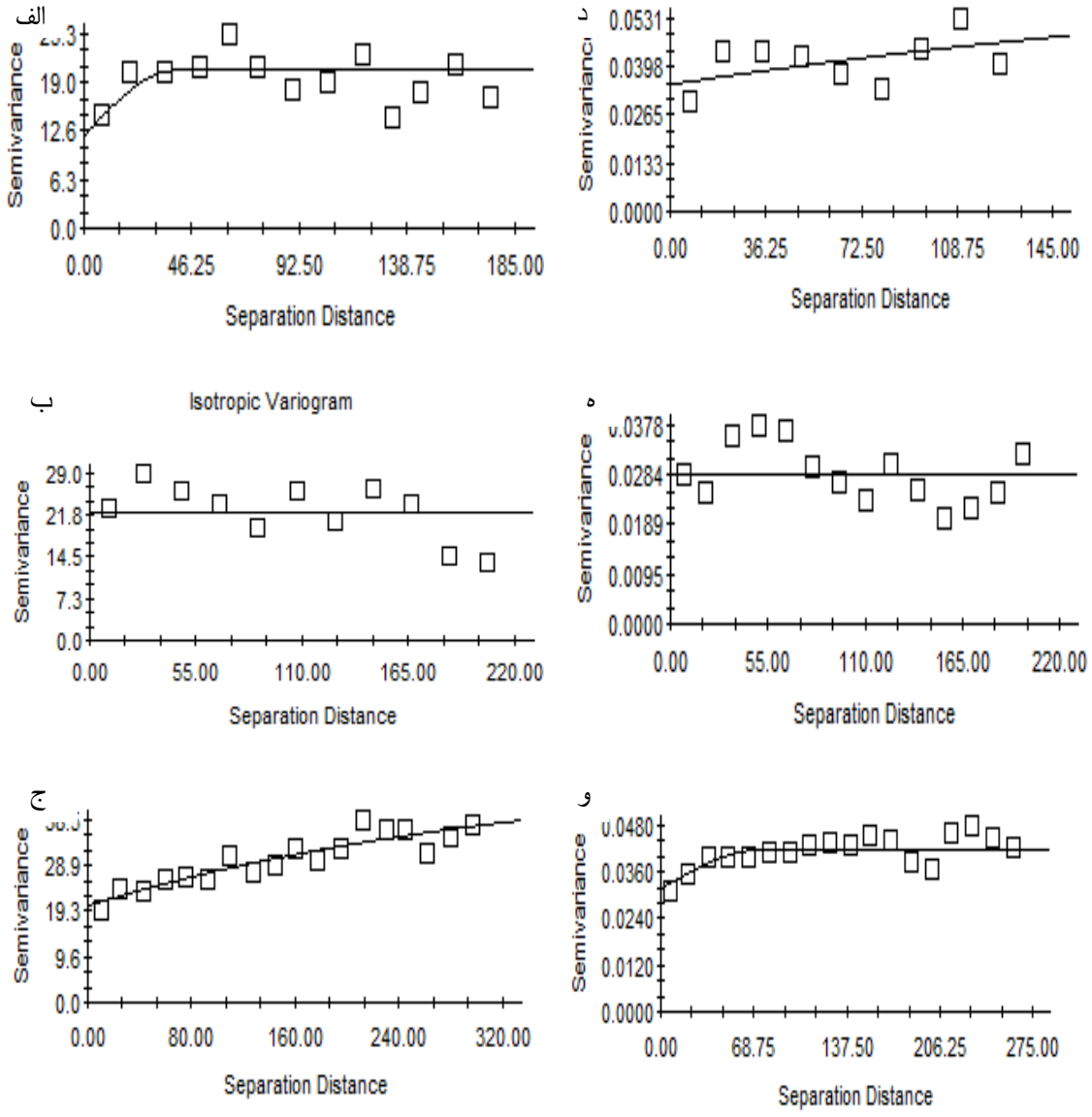
مواد و روشها

پژوهش حاضر در بخشی از اراضی زراعی دیم منطقه کوهین واقع در استان قزوین انجام گرفت. کشت‌وکار در این منطقه بر روی اراضی شیب‌دار صورت گیرد. به منظور بررسی تغییر مکانی ویژگی‌های خاک در اراضی مجاور با مدیریت شخم متفاوت، از قسمت میانی شیب به روش خطی و در امتداد خطوط تراز به فواصل مکانی ۵ متری از عمق سطحی ۱۵-۰ cm تعداد ۸۵ نمونه خاک برداشت شد. نمونه‌برداری از اراضی با دو نوع مدیریت شخم، به تعداد ۴۰ نمونه از زمین‌های داخل ایستگاه تحقیقات حفاظت خاک و آب دانشگاه تهران با شخم در امتداد خطوط تراز و ۴۵ نمونه از زمین‌های مجاور ایستگاه با شخم در جهت شیب انجام گرفت. توزیع اندازه‌ی ذرات اولیه خاک به روش هیدرومتر با قرائت کامل و توزیع اندازه‌ی ذرات ثانویه (خاکدانه‌ها) به روش الک تر تعیین شد. بعد از تعیین درصد شن، سیلت و رس و محاسبه نمایه‌های میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها (MWD و GMD)، معنی‌داری اثر نوع شخم بر این ویژگی‌ها با آزمون t و با استفاده از نرم‌افزار SPSS مورد آزمون قرار گرفت. به منظور مشاهده تفاوت تغییرات تصادفی در قسمت شخم عمود بر جهت شیب با شخم در جهت شیب و همچنین مقایسه آن با کل منطقه (شامل هر دو نوع شخم) ، بررسی تغییرات مکانی این منطقه با رسم نیم تغییرنما انجام گرفت. تغییرات مکانی این ویژگی‌ها به صورت کلی و در هر نوع مدیریت به‌صورت مجزا با رسم و مدل‌نمودن نیم تغییرنما با بهره‌گیری از نرم افزار GS+ بررسی شد.

نتایج و بحث

نتایج نشان داد که تعداد ۴۰ نمونه خاک مربوط به زمین‌های با شخم در جهت خطوط تراز (شخم عمود بر جهت شیب) در دو کلاس بافتی لوم سیلتی و لوم، و تعداد ۴۵ نمونه مربوط به زمین‌ها با شخم در جهت شیب در

کلاس‌های بافتی لوم سیلتی، لوم، لوم رسی و لوم رسی سیلتی قرار داشتند. با توجه به اینکه نمونه‌برداری به صورت خطی و در طولی حدود ۴۲۰ متر در بخش میانی شیب انجام شده است، تغییر در توزیع اندازه ذرات در این محدوده می‌تواند ناشی از اختلاف در مدیریت متفاوت شخم در این زمین‌ها و تغییرات مکانی باشد. در این دو نوع شخم مربوطه، شدت و الگوی انتقال و ترسیب متفاوت ذرات خاک در طول شیب باعث ایجاد تفاوت در توزیع اندازه ذرات در موقعیت‌های مختلف شیب شده است (خوشرنگ و اسدی، ۱۳۹۰). مقایسه میانگین‌ها با استفاده از آزمون T مستقل نشان داد که اختلاف معنی‌داری در سطح ۰/۰۱ در درصد رس، سیلت، شن و همچنین MWD و GMD در دو نوع مختلف خاکورزی وجود دارد. در این مطالعه، بررسی تغییرات مکانی در زمینی که تقریبا نیمی از آن در جهت شیب و نیمی دیگر در جهت عمود بر شیب، شخم صورت گرفته بود، انجام شد. در شکل ۱ نیم‌تغیرنمای درصد رس و میانگین وزنی قطر خاکدانه برای کل داده‌ها و به تفکیک نوع شخم به عنوان نمونه آمده است. همچنین نتایج این بررسی برای سایر ویژگی‌ها در جدول ۱ خلاصه شده است.



شکل۱- نیم‌تغییرنماهای تجربی درصد رس در الف) زمین با شخم عمود بر جهت شیب، ب) زمین با شخم موازی شیب و ج) در کل زمین، و نیم‌تغییرنماهای تجربی میانگین وزنی قطرخاکدانه در،د) زمین با شخم عمود بر جهت شیب،ه) زمین با شخم موازی شیب و، و) در کل زمین.

جدول۱- مشخصات مدل‌های برازش داده شده بر نیم تغییرنماهای تجربی

ویژگی‌های خاک	نوع شخم	مدل	سقف	دامنه تاثیر	R^2	RSS	درصد وابستگی مکانی	کلاس وابستگی مکانی
درصد شن	عمود برشیب	کروی	۲۵/۵۱	۳۳	۰/۴۱	۰/۵۲۱	۴۰/۱۸	متوسط
	در جهت شیب	نمایی	۲۰/۹۹	۱۰۸۵/۴	۰/۸۶	۶/۵۳	۲۳/۴۳	قوی
	مختلط	گوسی	۸۷/۴	۲۳۷/۸	۰/۹۷۵	۹۱/۸	۱۵/۶۷	قوی
درصد رس	عمود بر شیب	کروی	۲۰/۵	۳۹	۰/۱۶	۹۸/۲	۵۸/۸۴	متوسط
	در جهت شیب	تصادفی	۲۲/۳۸	۲۰۵/۷۱۴	۰/۴۲	۲۴۳	-	-
	مختلط	نمایی	۴۸/۹	۱۰۰۹/۵	۰/۸۵	۷۵/۹	۴۱/۷۸	متوسط
درصد سیلت	عمود بر شیب	کروی	۲۵/۴۳	۱۴/۸	۰/۳۱	۱۴۵	۳۷/۷۱	متوسط
	در جهت شیب	نمایی	۳۲/۱۳	۱۱۵۶/۵	۰/۱۶	۲۴۰	۴۹/۹۸	متوسط
	مختلط	کروی	۵۰/۸۹	۹۱۰/۹	۰/۷۶	۱۸۸	۳۵/۵۷	متوسط
میانگین وزنی قطر خاکدانه(mm)	عمود بر شیب	کروی	۰/۰۴۵	۲۰	۰/۲	۱/۳۰۶*10^{-3}	۳۸/۱۹	متوسط
	در جهت شیب	تصادفی	۰/۰۸	۱۹۹/۳۳۳	۰/۳۵	۴/۰۰۱*10^{-3}	-	-
	مختلط	کروی	۰/۰۴۱۸	۷۵	۰/۵۶	۱/۳۳۷*10^{-4}	۷۶/۰۷	ضعیف
میانگین هندسی قطر خاکدانه	عمود بر شیب	نمایی	۰/۰۱	۹۳۲/۷	۰/۲۴	۳/۷۱۱*10^{-6}	۴۹/۹۲	متوسط
	در جهت شیب	تصادفی	۰/۰۰۹	۱۹۹/۳۳۳	۰/۱۶	۳/۹۳۷*10^{-5}	-	-
	مختلط	تصادفی	۰/۰۰۶	۳۷۴	۰/۳۹	۱/۲۶۹ *10^{-5}	-	-

نتایج نشان می‌دهد که مدل‌های برازش شده در پارامترهای مورد مطالعه، در سه حالت ذکرشده با یکدیگر متفاوت است. به عنوان مثال با اینکه کلاس وابستگی مکانی برای درصد شن در هر دو حالت قوی به‌دست آمده است، اما برای کل زمین مدل گوسی و در بخش با شخم در جهت شیب، مدل نمایی برازش شده است. هم‌چنین مشاهده می‌شود که واریانس بخش ساختاردار نیم تغییرنمای درصد شن در قسمتی که عمود بر جهت شیب شخم خورده ۵۹/۸۲ ٪ و برای قسمتی که در جهت شیب شخم خورده ۷۶/۵۷ ٪ از واریانس کل را تشکیل می-دهد. در صورتی که این مقدار برای کل زمین ۸۴/۳۳٪ است. چنانچه در شکل یک مشاهده می‌شود در دو نیم-واریانس مربوط به درصد رس ومیانگین وزنی قطر خاکدانه در قسمت شخم در جهت شیب،که از لحاظ مدیریتی شخمی نادرست قلمداد می‌شود، پراکندگی نقاط زیاد شده و به نوعی بهم‌ریختگی در ساختار مشاهده می‌شود. برای این دوحالت، مدل تصادفی یا اثر قطعه‌ای تام (آستانه محض) برازش شده که نشان دهنده غلبه کامل بخش بدون ساختار مؤلفه تصادفی متغیر ناحیه‌ای به بخش ساختاردار آن است. در این مدل اصل شباهت بیشتر

فاصله کمتر محو می‌شود. این بررسی نشان داد که در محدوده کوچکتر جغرافیایی، اثر مؤلفه تصادفی با وضوح بیشتری نسبت به محدوده‌ی بزرگتر قابل تشخیص است. فروغی فر و همکاران (۱۳۹۰) برای درصد شن مدل کروی با دامنه تاثیر ۴۰۰۰ متر و کلاس وابستگی متوسط، برای درصد سیلت دامنه تاثیر ۷۰۹۰ متر و کلاس وابستگی متوسط، برای درصد رس دامنه تأثیر ۷۰۹۰ متر و کلاس وابستگی قوی و برای MWD دامنه تأثیر ۳۲۰۰ متر، مدل کروی و کلاس وابستگی مکانی متوسط را به‌دست آوردند. آنها هم چنین گزارش کردند که دامنه تأثیر کم برای برخی از ویژگی‌های خاک مانند MWD، BD و OC را میتوان به عوامل مدیریتی (تغییر کاربری، آبیاری، کوددهی و شخم) نسبت داد. کامبردلاو همکاران (۱۹۹۴) وابستگی مکانی قوی را به تغییرات ذاتی خصوصیات خاک مثل بافت خاک و نوع کانی‌های خاک و وابستگی های مکانی ضعیف تر را به تغییرات غیرذاتی مانند کاربرد کود وشخم نسبت دادند.

بنابراین نوع مدیریت به عنوان یک عامل مؤثر در مؤلفه تصادفی، می‌تواند در تغییرات مکانی خاک در اراضی کشاورزی، تأثیر بسزایی داشته باشد. و با استفاده از نتایج حاصل از وابستگی مکانی ویژگی‌های مورد مطالعه و یافتن علل مؤثر در مؤلفه تصادفی و یا به بیان دیگر با در نظر گرفتن سهم درصد تغییرات تصادفی در این مطالعات و اصلاح مدیریت نادرست، می‌توان به مهندسان و کشاورزان برای کاهش تخریب اراضی زراعی و مدیریت صحیح کمک کرد.

منابع

خوشرنگ، ح. و اسدی، ح. ۱۳۹۰. بررسی اثر خاکورزی و موقعیت شیب بر پایداری خاکدانه با استفاده از نمایه‌های مختلف پایداری. دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران ،۱۲ تا ۱۴ شهریور، دانشگاه تبریز، تبریز.

فروغی‌فر، ح.، جعفرزاده، ع.ا.، ترابی گلسفیدی، ح.، اصغرزاده، ن.ع.، تومانیان ن.، و دواتگر، ن.، ۱۳۹۰. تغییرات مکانی برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک سطحی در شکل‌های اراضی مختلف دشت تبریز. نشریه دانش آب و خاک، جلد ۲۱، شماره ۳، صفحه‌های: ۱ تا ۲۰.

محمدی، ج. ۱۳۸۰. مروری بر مبانی ژئواستاتیستیک و کاربرد آن در خاکشناسی. مجله علوم خاک و آب، جلد ۱۵،شماره ۱، صفحه‌های: ۹۹ تا ۱۲۱.

Cambardella, C. A., T. B. Moorman, J. M. Novak, T. B. Parkin, D. L. Karlen, R.F. Turco and A. E. Konopka. 1994.Field-scale variability of soil properties in central Iowa soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. 58:1501- 1511.

Castrignano, A., Giugliarini, L,. Risaliti, and Martinelli, N. 2000. Study of spatial relationships among some soil physico-chemical properties of a field in central Italy using multivariate geostatics. Geoderma, 97: 39-60.

ارزیابی سه مدل منحنی رطوبتی خاک از اشباع تا خشک آون در خاک‌های شور-سدیمی دشت تبریز

شیرین ذاکری[۱]، محمد رضا دلالیان[۲]، محمد رضا نیشابوری[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک خاک دانشگاه آزاد تبریز
۲- رئیس و استاد دانشکده کشاورزی دانشگاه آزاد تبریز
۳- استاد دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

مقدمه:

برای تعیین منحنی رطوبتی خاک روش‌های مختلف صحرایی و آزمایشگاهی وجود دارد. روش‌های صحرایی به دلیل دشواری وقت‌گیر و پرهزینه بودن و روش‌های آزمایشگاهی به دلیل کار بر روی نمونه‌های دست خورده و شرایط غیرواقعی چندان آرمانی محسوب نمی‌شوند (ساکستون و همکاران ۱۹۸۶). یکی از اشکالات عمده‌ی مدل‌های رطوبتی قدیمی این است که مقدار رطوبت کمتر از رطوبت باقی‌مانده را در نظر نگرفته‌اند، که این فرض از لحاظ فیزیکی غیرواقعی است، لذا توسعه مدل‌هایی که بتواند منحنی رطوبتی را از حالت اشباع تا خشک آون توصیف کند ضروری است (نیمو۱۹۹۱، گروئن و گرنت ۲۰۰۴). فییر و سیمون (۱۹۹۵) جهت تشریح منحنی رطوبتی تابع پیوسته‌ای را براساس مدل وانگنوختن ارائه دادند و منحنی رطوبتی را از حالت اشباع تا خشک آون توسعه دادند. وب (۲۰۰۰) جهت محاسبه‌ی رطوبت‌های بالا از مدل وانگنوختن و برای مقادیر رطوبت‌های کم از معادله‌ی نیمه لگاریتمی استفاده کرد و برای نقطه اتصال این دو قسمت یک تابع نیمه لگاریتمی تعریف کرد. خلوصی (۲۰۰۶) یک مدل برون‌یابی شده جهت اندازه گیری‌های رطوبت خاک کمتر از مکش ماتریک ۱۰۰ Kpa ارائه داده است. هدف از این مطالعه مقایسه سه مدل یاد شده در توصیف منحنی رطوبتی از حالت اشباع تا خشک آون و تعیین مدل منحنی رطوبتی مناسب برای منطقه دشت تبریز بود.

مواد و روش‌ها:

مدل فییر-سیمون:

$$\theta = X\theta a + (\theta s - X\theta a)\{1 + (\alpha h)^{ń}\}^{ḿ} \quad [۱]$$

$$\theta = \theta s \qquad h \le h_e \quad [۲]$$

که در این روابط θ_r و θ_s بترتیب مقدار رطوبت باقیمانده و رطوبت اشباع، h(cm) پتانسیل ماتریک، α، n و m پارامترهای مدل وانگنوختن، $ń, ḿ, \theta_a$ پارامترهای ثابت مدل و h_e نقطه مکش ورود هوا می‌باشد.

$$X = 1 - \frac{\ln(h)}{\ln(h0)} \quad [۳]$$

چهار پارامتر ثابت معادله وانگنوختن $(n, \alpha, \theta s, \theta r)$ با استفاده از نرم افزار (RETC) برآورد شد.

$$ń = 1.23n - 0.162 \quad [۴]$$

$$ḿ = 1 - \frac{1}{ń} \quad [۵]$$

مدل وب (۲۰۰۰):

رطوبت مکش‌های بیشتر از ۱۵۰۰ کیلوپاسکال از رابطه زیر برآورد شد:

$$\Theta = \frac{\log\Psi - \log\Psi_{mp}}{\mu} + \theta_{mp} \quad [۶]$$

که در این رابطه θ_{mp} و Ψ_{mp} به ترتیب رطوبت و پتانسیل نقطه اتصال و μ شیب معادله است.

$$\log_{10}(10^7) = \log_{10}\left\{\frac{1}{\alpha}\left\{\left(\frac{\theta mp - \theta r}{\theta s - \theta r}\right)^{\frac{-1}{m}} - 1\right\}^{\frac{1}{n}}\right\} + (\log_{10} e)\,\frac{1}{mn}\,\frac{\theta mp}{\theta mp - \theta r}\,\frac{1}{1 - \left\{\frac{\theta mp - \theta r}{\theta s - \theta r}\right\}^{\frac{1}{m}}} \quad [۷]$$

θ_s، θ_r، n و m $(m = 1 - \frac{1}{n})$ پارامترهای ثابت معادله وانگنوختن، θ_{mp} مقدار رطوبت نقطه‌ی اتصال و 10^7 نشان دهنده‌ی پتانسیل ماتریک برحسب سانتیمتر در حالت خشک آون است. با حل معادله‌ی بالا بوسیله نرم افزار مطلب (Matlab 6.5)، θ_{mp} و h_{mp} برآورد می‌شود.

مدل خلوصی (۲۰۰۶):

$$\theta = \theta_b\left[1 - \frac{\ln(h)}{\ln(h0)}\right] + \left\{\theta s - \theta b\left[1 - \frac{\ln(h)}{\ln(h0)}\right]\right\}\frac{1}{2}\,\mathrm{erf}\left[\frac{\ln(h/hm)}{\sqrt{2\sigma}}\right] \quad [۸]$$

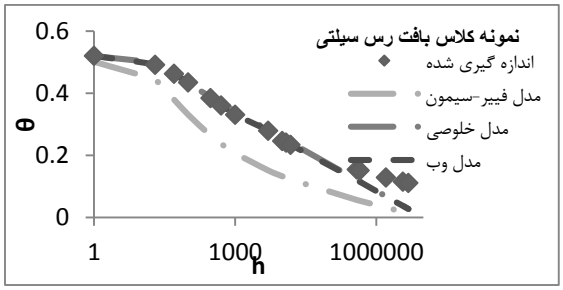
θ_b پارامتر ثابت منحنی است که نشان دهنده‌ی رطوبت خاک در h=1 (cm) می‌باشد. h_m پتانسیل ماتریک مربوط به متوسط قطر منافذ، σ پارامتر ثابت منحنی و erfc تابع خطا می‌باشد. پارامترهای ثابت این مدل بوسیله نرم افزار مطلب برآورد شد.

اندازه‌گیری‌های منحنی رطوبتی:

۱۰ نوع خاک با بافت‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفت، نمونه‌برداری از خاک‌های زیرکشت لایه‌های سطحی (۰-۳۰cm) و زیرسطحی دشت تبریز در طول مسیر مزارع خسروشهر تا نزدیک دریاچه ارومیه به صورت دست نخورده انجام شد. بافت خاک به روش پی‌پت (جی و اور ۲۰۰۲) و مقدار کربن آلی خاک به روش والکلی-بلک (نیلسون و سامر ۱۹۸۲)، آهک به روش تیتراسیون و سدیم به روش فلیم‌فتومتری (ریچاردز ۱۹۵۴) اندازه‌گیری شد. جهت اندازه‌گیری منحنی رطوبتی برای محدوده کمتر از ۱۵۰۰ کیلوپاسکال از روش دستگاه صفحه فشاری استفاده شد (دن و هاپمن ۲۰۰۲) و برای مکش‌های بیش‌تر از ۱۵۰۰ کیلوپاسکال از روش تعادل بخار استفاده شده است (کمپل و جی ۱۹۸۶). آنالیز آماری مدل‌ها بوسیله پارامترهای ME، RMSE و EF ارزیابی شد.

جدول (۱) نتایج آنالیز آماری نتایج مدل‌ها (ME خطای حداکثر و RMSE جذر میانگین مربعات خطا و Ef ضریب کارایی)

شماره	کلاس بافت	مدل فییر–سیمون			مدل خلوصی			مدل وب		
		ME	RMSE	Ef	ME	RMSE	Ef	ME	RMSE	Ef
۱	سیلت رسی	-۰/۰۶۲	۰/۰۶۸	۰/۶۷۷	-۰/۰۱	۰/۰۲۰۴	۰/۹۷۴	/۰۰۵۳۹	۰/۰۲۱۳	۰/۹۸۵۶
۲	سیلت رسی	۰/۰۷۰۹	۰/۰۸	۰/۴۲۴	-۰/۰۱۶	۰/۰۳۶	۰/۹۳۲	/۰۰۸۸۹	۰/۰۳۵	۰/۹۴۶
۳	لوم رسی	-۰/۰۹۵	۰/۰۷۸۲	۰/۸۴۳	-۰/۰۱۳	۰/۰۲۶	۰/۹۵۱	۰/۰۱۱۹	/۰۰۲۵۷	۰/۹۹۱
۴	لوم رسی	۰/۰۷۰۶	۰/۰۷۰۴	۰/۷۲	۰/۰۱۵۸	۰/۰۲۷۸	۰/۹۵۳	/۰۰۷۰۴	۰/۰۲۷۵	۰/۹۳۳
۵	لوم شنی	-۰/۰۶۹	۰/۰۷۹	۰/۷۱۹	۰/۰۰۸۷	۰/۰۴۱۵	۰/۹۴۴	/۰۰۷۵۲	۰/۰۲۸۹	۰/۹۸۳
۶	لوم شنی	۰/۰۸۵۹	۰/۰۹۹	۰/۶۵۱	۰/۰۱۹۶	/۰۰۳۴۲	۰/۹۳۹۱	/۰۰۹۱۸	۰/۰۳۶۷	۰/۹۵۸
۷	لوم	۰/۰۷۱۱	۰/۰۷۶۹	۰/۶۲۳	-۰/۰۱۷	۰/۰۳۹	۰/۹۰۲۶	/۰۰۹۱۴	۰/۰۳۵۳	۰/۹۳۷
۸	لوم	-۰/۰۷۹	۰/۰۸۴	۰/۶۰۲	۰/۰۱۶۸	۰/۰۲۶۷	۰/۹۶۸	۰/۰۱۰۹	۰/۰۲۳	۰/۹۶
۹	رسی	-۰/۰۶۶	۰/۰۷۲۲	۰/۷۳۲	۰/۰۰۹۷	۰/۰۲۳	۰/۹۶۹	/۰۰۵۷۳	۰/۰۴۸۳	۰/۹۶۵
۱۰	رسی	۰/۰۷۴۵	۰/۰۷۷	۰/۵۶	-۰/۰۱۵	۰/۰۳۶۱	۰/۸۶۸	/۰۰۹۴۵	۰/۰۳۷۵	۰/۹۲۸



(۱) نمونه‌ای از نمودارهای مقایسه مدل‌های فییر–سیمون و خلوصی و وب با داده-های رطوبتی اندازه‌گیری شده.

بحث و بررسی نتایج:

با توجه به نتایج بدست آمده مدل فییر–سیمون مطابقت خوبی با دیگر مدل‌ها و منحنی رطوبتی اندازه‌گیری شده ندارد و تنها در پتانسیل نزدیک به ۱۰ کیلوپاسکال مطابقت خوبی دارد، این مدل به علت حساسیت بالایی که نسبت به مقدار

رطوبت اندازه‌گیری شده در مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال دارد با وجود شرایط شوری وسدیمی بالای خاک‌های منطقه دشت تبریز مناسب نمی‌باشد. مدل وب با مدل خلوصی و منحنی داده‌های اندازه‌گیری شده مطابقت زیادی دارد و داده-هایی که پیش‌بینی کرده به داده‌های اندازه‌گیری شده خیلی نزدیک می‌باشد و تنها انحراف جزئی آن مربوط به مکش‌های بالاتر از ۱۰۰۰۰ کیلوپاسکال می‌باشد. سن و همکارانش (۲۰۰۸) با مقایسه سه مدل فیپر–سیمون، وب و خلوصی بیان کردند که مدل وب کارآمدترین مدل در پیش‌بینی منحنی رطوبتی از اشباع تا آون خشک می‌باشد. در کلاس بافت لوم شنی کمترین خطا (ME=۰/۰۶۲ و RMSE= ۰/۰۶۸) و بیشترین خطا در کلاس بافت رس سیلتی (ME=۰/۰۹۲ و RMSE=۰/۰۷۸) مشاهده می‌شود. مدل فیپر–سیمون خاک‌های درشت بافت نتایج بهتری را نشان می‌دهد. مدل خلوصی دارای خطای کمتری نسبت به مدل فیپر–سیمون است و در مقایسه نتایج مطلوب‌تری را ارائه داده است. این مدل در مکش‌های کمتر از ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر انحراف کمتری نسبت به داده‌های اندازه‌گیری دارد و بیشترین انحراف این مدل در مکش‌های بیشتر از ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر است که این انحراف در مقایسه با مدل فیپر–سیمون کمتر می‌باشد. بیشترین خطای این مدل در نمونه‌های پنج (ME =۰/۰۱۹۶) و شش (ME=۰/۰۱۷)می‌باشد که دارای کلاس بافت رس هستند وسنگین‌ترین کلاس بافت را در بین نمونه‌ها دارا هستند، لذا طبق گفته‌ی سن و همکارانش (۲۰۰۸) این مدل در بافت‌های سنگین دارای بیشترین خطاست. مدل وب با کمترین متوسط خطا مطلوب-ترین مدل جهت پیش‌بینی منحنی رطوبتی خاک‌های منطقه دشت تبریز محسوب می‌شود.

منابع مورد استفاده:

1- Campbell, G. S. and GEE, G. W., 1986, American Society of Agronomy-Soil Science Society of America, 677 South Segoe Road, Madison, WI 53711, USA. Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods-Agronomy Monograph no.9.
2- Dane, J. H. and Hopmans , J. W., 2002, Water retention and storage, P. 671-796. in J. H. Dane and G. C. Topp (ed.) Methods of soil analysis. Part. 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA. Madison. WI.
3- Fayer, M.J. and Simmons , C. S., 1995, Modified soil water retention function for all matric suction, Water Resour, Res. 31:1233-1238.
4- Gee, G. W. and Or , D., 2002, Partical-size analysis, p. 255-293. In Dane , J. H. and Topp , G. C., (ed.) Methods of soil analysis. part. 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
5- Groenevelt, P. H. and Grant , C. D., 2004, A new model for the soil water retention curve that solves the problem of residual water contents, Eur. J. Soil Sci. 55:479-485.
6- Khlosi, M., Cornelise , W. M., Gabriels , D. and Sin , G., 2006, Simple modification to describe the soil water retention curve between saturation and oven dryness, Water Resour.Res.42:W11501. doi:10. 1029/2005WR004699.
7- Nelson, D. W. and Sommers , L. E., 1982, Total cabon, organic carbon and organic matter, p. 539-579. In A. L. Page (ed.) Methoda of soil analysis.
8- Nimmo, J. R., 1991, Comment on the treatment of residual water content in “A Consistent Set of parametric models for the two-phase flow of immiscible fluids in the subsurface” by Luckner, L., et al, Water Resour. Res. 27: 661- 662.
9- Richards, L.A., 1954, Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agriculture handbook No. 60, USDA, Riverside.
10- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. and Papendick, R.I., 1986, Estimating generalized soil-water characteristics from texture. Soil Sci. Soc. Am. J. 50:1031-1036.
11- Sen, L., Tusheng, R., Yuanshi, G. and Robert, H., 2008, Evaluation of three models that describe soil water retention curves from saturation to oven dryness.
12- Webb, S. W., 2000, A simple extention of two-phase characteristic curves to include the dry region, Water Resour, Res. 36: 1425-

تعیین منحنی رطوبتی خاک در حالت خشک آون بوسیله روش تعادل بخار در خاک‌های شور-سدیمی دشت تبریز

شیرین ذاکری[۱]، محمد رضا دلالیان[۲]، محمد رضا نیشابوری[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک خاک دانشگاه آزاد تبریز
۲- رئیس و استاد دانشکده کشاورزی دانشگاه آزاد تبریز
۳- استاد دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز

مقدمه:

در حالت کلی نگهداری رطوبت خاک‌های غیراشباع بوسیله منحنی رطوبتی توصیف می‌شود. در اغلب مشکلات ژئومحیطی اثر درجه حرارت روی منحنی رطوبتی معنی‌دار و قابل ملاحظه می‌باشد (فییر-سیمون ۱۹۹۵) جهت این نوع کاربرد، ابزارهای آزمایشگاهی که بتوانند منحنی رطوبتی را در دماهای متفاوت اندازه‌گیری کنند ضروری هستند (بلتز و سوئی ۲۰۰۸). اغلب جهت اندازه‌گیری محدوده بالای مکش از تکنیک تعادل بخار استفاده می‌شود. برای مشخص کردن منحنی رطوبتی پنج خاک در مقادیر بالای مکش سالایر و همکارانش (۲۰۰۶) ابزار جدیدی را پیشنهاد دادند که قادر به کنترل دما در طول آزمایش می‌باشد، بوسیله این ابزار زمان آزمایش نسبت به روش تعادل بخار معمولی کاهش یافته و همچنین این روش اجازه می‌دهد که نمونه‌ها در دسیکاتور وزن شوند لذا بدون مختل شدن فرآیندهای خشک‌شدگی و خیس‌شدگی می‌توان منحنی رطوبتی را برای دماهای مختلف تخمین زد. هدف از این مطالعه اندازه‌گیری منحنی رطوبتی در پتانسیل محدوده بالای ۱۵۰۰ کیلوپاسکال در دمای ثابت و همچنین مقایسه منحنی بدست آمده از این روش با منحنی بدست آمده از مدل وب بود.

مواد و روش‌ها:

روش تعادل بخار(رابزی ۲۰۰۵):

$$U_a - U_w = \frac{RT}{Mg} * \ln\frac{P}{P0} \qquad [۱]$$

در این رابطه U_a فشار هوا، U_w فشار آب، R ثابت گازها، T دمای مطلق، M جرم مولکولی آب، g سرعت ثقل، p/p_0 رطوبت نسبی مقابل فشار بخار جزئی آب می‌باشد.

مدل وب(۲۰۰۰):

$$\Theta = \theta_{mp} + \frac{\log\Psi - \log\Psi_{mp}}{\mu} \qquad [۲]$$

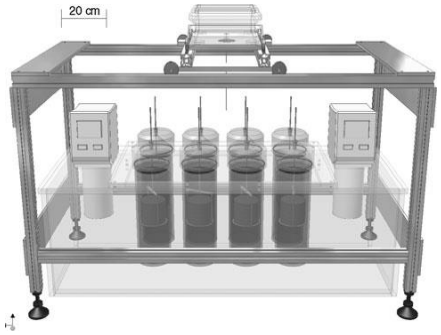
رطوبت مکش‌های بیشتر از ۱۵۰۰ کیلوپاسکال است که در این رابطه θ_{mp} و Ψ_{mp} به ترتیب رطوبت و پتانسیل نقطه اتصال و μ شیب معادله است.

$$\log_{10}(10^7) = \log_{10}\left\{\frac{1}{\alpha}\left\{\left(\frac{\theta mp - \theta r}{\theta s - \theta r}\right)^{\frac{-1}{m}} - 1\right\}^{\frac{1}{n}}\right\} + (\log_{10} e)\,\frac{1}{mn}\,\frac{\theta mp}{\theta mp - \theta r}\,\frac{1}{1 - \left\{\frac{\theta mp - \theta r}{\theta s - \theta r}\right\}^{\frac{1}{m}}} \qquad [۳]$$

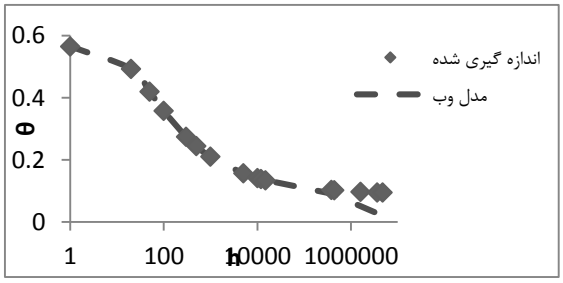
θ_s، θ_r، n و m ($m = 1 - \frac{1}{n}$) پارامترهای ثابت معادله وانگنوختن ، θ_{mp} مقدار رطوبت نقطه‌ی اتصال و 10^7 نشان دهنده‌ی پتانسیل ماتریک برحسب سانتیمتر در حالت خشک آون است. با حل معادله‌ی بالا بوسیله نرم افزار مطلب (Matlab 6.5)، θ_{mp} و h_{mp} برآورد می‌شود.

اندازه‌گیری منحنی رطوبتی:

۱۰ نوع خاک با بافت‌های مختلف مورد استفاده قرار گرفت، نمونه‌برداری از خاک‌های زیرکشت لایه‌های سطحی (۰-cm۳۰) دشت تبریز در طول مسیر مزارع خسروشهر تا نزدیک دریاچه ارومیه به صورت دست نخورده جمع آوری شدند. بافت خاک به روش پی‌پت (جی و اور ۲۰۰۲) و مقدار کربن آلی خاک به روش والکلی-بلک (نیلسون و سامر ۱۹۸۲)، آهک به روش تیتراسیون و سدیم به روش فلیم‌فتومتری (ریچاردز ۱۹۵۴) و منحنی رطوبتی کمتر از مکش ۱۵۰۰ کیلوپاسکال بوسیله دستگاه صفحه فشاری اندازه‌گیری شدند(جدول ۱). جهت اندازه‌گیری منحنی رطوبتی بالای ۱۵ از استوانه‌های با قطر ۶ و ارتفاع ۱ سانتی‌متری استفاده گردید. محلول‌های مورد نظر (جدول ۲) را یکی یکی تا جایی که کمترین فاصله را با نمونه داشته باشد، به درون استوانه‌های مخصوص ریخته و نمونه‌ها در استوانه‌های مخصوص جاگذاری شده سپس آکواریوم پر از آب گردید و دمای آن بوسیله هیتر به ۸۰ درجه سانتی‌گراد رسانده شد. ترازوی حساس مطابق شکل (۱) بر روی آکواریم قرار داده و تغییر وزن نمونه‌ها چک شد پس از تثبیت وزن نمونه‌ها از استوانه‌ها خارج و توزین گردیدند و در نهایت درصد جرمی آنها برآورد شد.



شکل ۱- نحوه قرارگیری نمونه‌ها در آکواریوم و قرارگیری ترازو بر روی نمونه-



شکل ۲- نمونه‌ای از نمودارهای منحنی رطوبتی بدست آمده از روش تعادل بخار و مدل وب با کلاس بافت لوم رسی

جدول۱- نتایج آنالیز فیزیکی و شیمیایی نمونه‌ها

شماره	٪شن	٪سیلت	٪رس	کلاس بافت	pH	EC (میلی زیمنس)	Pb(گرم بر سانتی متر مکعب)	درصد کربن آلی	سدیم(میلی اکی والان بر	٪آهک
۱	۱۶/۸	۴۰/۷	۴۲/۵	سیلت	۷/۱۷	۴/۹۳	۱/۱۹	۰/۷۴۱	۳۹/۲	۲/۲۹
۲	۱۲/۰۵	۴۷/۹۵	۴۰	سیلت	۷/۲۷	۶/۱۲	۱/۱۸	۰/۸۷۷	۴۸/۸	۲/۲۹
۳	۳۶/۱۵	۳۳/۸۵	۳۰	لوم رسی	۷/۷	۱۳/۹۱	۱/۱۸	۱/۷۱۶	۱۰۵/۵	۲/۴۲
۴	۳۸/۹۵	۳۳/۵۵	۲۷/۵	لوم رسی	۷/۱۸	۴/۲۹	۱/۱۶	۰/۶۲۴	۳۱/۲	۱/۹۹
۵	۶۷/۵	۲۳/۷۵	۱۴/۴۵	لوم شنی	۷/۷۴	۲۰/۷۸	۱/۲۱	۱/۰۹۲	۹۸/۴	۲/۲۹
۶	۶۶/۰۵	۲۰/۲	۱۵	لوم شنی	۷/۴۲	۱۲/۲۳	۱/۲۲	۱/۰۵۳	۴۶/۶	۱/۴۵
۷	۴۳/۷۵	۴۸/۷۵	۷/۵	لوم	۷/۶	۵/۴۶	۱/۱۵	۱/۰۷۲	۱۷/۱	۲/۶
۸	۴۶/۶۵	۴۳/۸۵	۷/۵	لوم	۷/۱۶	۱۴/۱۴	۱/۱۷	۰/۶۲	۲۷/۸	۲/۲۳
۹	۲۶/۰۵	۳۱/۴۵	۴۲/۵	رسی	۷/۵۸	۳۴/۵۴	۱/۱۷	۰/۷۸	۲۴۵	۲/۱۷
۱۰	۲۴/۶	۳۲/۹	۴۲/۵	رسی	۷/۹	۳/۳۶۶	۱/۱۸	۱/۱۱۱	۲۷/۵	۲/۱۷

جدول ۲- محلول‌های به کار برده شده جهت ایجاد پتانسیل‌های تعیین شده

محلول‌ها	شرایط در دمای ۸۰ درجه سانتی‌گراد	
	رطوبت نسبی٪	پتانسیل ایجاد شده (مگاپاسکال)
NaCl	۷۶/۱	۴۴/۴
KCl	۷۹	۳۸/۵
$Mg(No_3)_2$	۳۷/۴	۱۶۰/۴
LiCl	۱۰/۵	۳۶۶/۷
KOH	۵/۳	۴۷۸/۲

بحث و بررسی نتایج:

منحنی رطوبتی بدست آمده از روش تعادل بخار و مدل وب در شکل ۲ نشان داده شده است. با توجه به اینکه روش تعادل بخار زمان مورد نیاز جهت توصیف کردن رفتار نگهداری رطوبت در خاک را به شدت کاهش می‌دهد. علاوه بر این، این روش اجازه می‌دهد تا شرایط حرارتی آزمایش کنترل شود، نتیجتاً مکش به کار برده شده در آزمایش بهتر کنترل شده و می‌توان منحنی رطوبتی را در دماهای مختلف بدست آورد. سالاگر و همکارانش (۲۰۱۱) طی مطالعه‌ای نشان این روش اجازه می‌دهد که نمونه‌ها در هر زمان وزن شوند لذا بدون مختل شدن فرآیندهای خشک‌شدگی و خیس‌شدگی می‌توان منحنی رطوبتی را برای دماهای مختلف تخمین زد. منحنی بدست آمده از مدل وب با منحنی تعادل بخار مطابقت زیادی دارد بیشترین انحراف این مدل در نمونه‌های ۸ و ۳ می‌باشد که به ترتیب دارای بافت لوم رسی و رس شنی می‌باشند که در نمونه ۸ علت انحراف می‌توان وجود غلظت بالای سدیم دانست. سن و همکارانش (۲۰۰۷) با ارزیابی مدل وب می‌تواند دقیقاً منحنی رطوبتی را به آون خشک توسعه دهد. همچنین بیان کردند که این مدل جهت پیش‌بینی قابل قبول نیازمند وجود داده‌های رطوبتی ۰-۵۰۰ کیلوپاسکال است که می‌توان جهت بالا بردن دقت مدل از داده‌های رطوبتی ۰-۱۵۰۰ کیلوپاسکال استفاده کرد. با توجه به مطابقت زیاد منحنی ها می‌توان نتیجه گیری کرد که روش تعادل بخار جهت تعیین منحنی رطوبتی در محدوده بالای ۱۵۰۰ کیلوپاسکال دارای دقت بالایی است.

منابع مورد استفاده:

1- Blatz, J.J., Cui, Y.J. and Oldecop, L., 2008, Vapour equilibrium and osmotic technique for suction control. Geotech Geol Eng. 26(6): 661- 673.
2- Fayer, M.J. and Simmons , C. S., 1995, Modified soil water retention function for all matric suction, Water Resour, Res. 31:1233-1238.
3- Gee, G. W. and Or , D., 2002, Partical-size analysis, p. 255-293. In Dane , J. H. and Topp , G. C., (ed.) Methods of soil analysis. part. 4. SSSA Book Ser. 5. SSSA, Madison, WI.
4- Nelson, D. W. and Sommers , L. E., 1982, Total cabon, organic carbon and organic matter, p. 539-579. In A. L. Page (ed.) Methoda of soil analysis.
5- Rabozzi, C., 2005, Evaluation of mineral barriers water retention curves using the vapour equilibrium method. Sci. Vol. 325-416.
6- Rossi, C. and Nimmo , J. R., 1994, Modeling of soil water retention from saturation to oven dryness, Water Resour, Res. 30: 701-708.
7- Richards, L.A., 1954, Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agriculture handbook No. 60, USDA, Riverside.
8- Salager, S., Rizzi, M. and Laloui, L., 2011, An innovative device for determining the soil water retention curve under high suction at different temperatures, 6:135-142.
9- Sen, L., Tusheng, R., Yuanshi, G. and Robert, H., 2008, Evaluation of three models that describe soil water retention curves from saturation to oven dryness.
10- Webb, S. W., 2000, A simple extention of two-phase characteristic curves to include the dry region, Water Resour, Res. 36: 1425-14.

ارزیابی مقایسه‌ای تغییرات دوره‌ای شاخص گیاهی با نوسانات تولید رسوب در حوضه آبخیز کسیلیان

فاطمه اسلامی، دکتر حسین اسدی، دکتر محمود عرب‌خدری
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، مهندس کشاورزی خاکشناسی، گرایش فیزیک و حفاظت خاک
۲-دانشیار دانشگاه گیلان، فیزیک و حفاظت خاک
۳-استادیار پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، حفاظت خاک و آبخیزداری

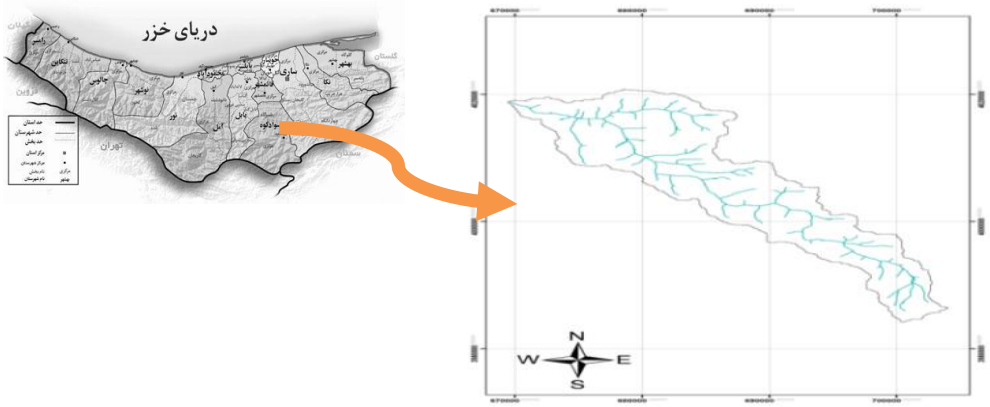
مقدمه

آگاهی از میزان و تغییرات زمانی فرسایش و هم‌چنین شناسایی عوامل موثر بر آن اولین قدم برای مدیریت صحیح اراضی است. به‌طورکلی عوامل مختلفی بر میزان فرسایش و تولید رسوب اثرگذار هستند که شامل خصوصیات اقلیمی، توپوگرافی، خصوصیات خاک و پوشش گیاهی می‌باشد. در این میان فاکتورهای پوشش گیاهی و فرسایندگی باران به دلیل تغییرات زیاد زمانی، مکانی، دخالت انسان و برهم‌کنش این دو فاکتور از اهمیت خاصی در فرسایش و تولید رسوب برخوردار می‌باشد. پوشش گیاهی طبیعی و محصولات کشت شده دارای تغییرات فصلی می‌باشند. چنان‌چه در دوره‌ای از سال که فرسایندگی بالا است سطوح فاقد پوشش زیاد باشد، خطر فرسایش افزایش می‌یابد. مطالعه صادقی و همکاران (۲۰۰۶) نشان داد که مقدار رواناب و رسوب در فصل تابستان در مراتع فقیر، بیش‌تر از دیم‌زارهای رها شده است. درصورتی‌که در فصل زمستان تولید رواناب و رسوب در دیم‌زارها بیش‌تر از مزارع فقیر بود. هم چنین صادقی و همکاران (۲۰۱۱) نشان دادند که بیشینه‌ی فرسایندگی در ایران در ماه‌های مارس، دسامبر و نوامبر رخ می‌دهد، حال آن که کمینه آن طی ماه‌های جولای و اوت اتفاق می‌افتد.

مواد و روش‌ها

حوضه مورد مطالعه

حوضه‌ی آبخیز کسیلیان یکی از زیر حوضه‌های آبخیز رودخانه تالار می‌باشد این رودخانه از ارتفاعات ناحیه شمالی سلسله جبال البرز سرچشمه می‌گیرد. مساحت این حوزه در محل ایستگاه هیدرومتری شیرگاه km^2 ۳۴۲/۶۶ است. موقعیت جغرافیایی حوضه مورد مطالعه در شکل ۱ مشاهده می‌شود.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی حوضه کسیلیان

محاسبه رسوبدهی حوضه با روش حد وسط

برای مطالعه فرسایش و برآورد میزان تولید رسوب روش‌های مختلفی وجود دارد که از آن جمله، منحنی‌های سنجه‌ی رسوب است که با استفاده از این روش می‌توان میزان و تغییرات زمانی تولید رسوب و درنتیجه فرسایش خاک را به ویژه در حوضه‌های فاقد اطلاعات بررسی نمود. این منحنی‌ها در زمینه ایجاد ارتباط بین دبی آب و رسوب در ایران (عرب‌خدری و همکاران، ۱۳۸۲) و سایر کشورها (Schmidt and Morche, 2006) بسیار مورد استفاده قرار گرفته است. برای برآورد میزان تولید رسوب، روش تلفیق جریان روزانه و منحنی سنجه حدوسط دسته‌ها (Janssen, 1996) به عنوان روش مبنای برآورد رسوب‌دهی که کم‌ترین خطای آماری را دارد، انتخاب گردید. پس از برازش بهترین خط به داده‌های دبی–رسوب، مقدار رسوب برای بازه‌های زمانی کوتاه ۱۵ روزه در طول سال محاسبه شد.

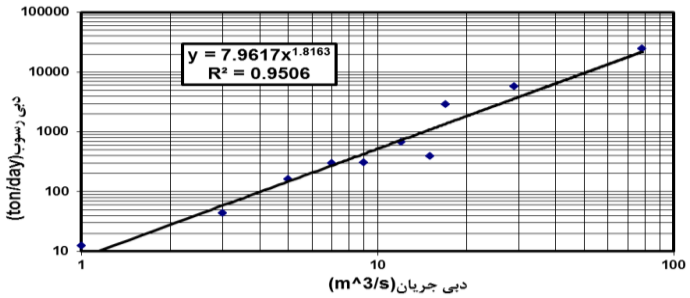
محاسبه NDVI حوضه با تصاویر ماهواره مودیس

در این مطالعه از تصاویر ۱۶ روزه باند قرمز (باند ۱) و باند مادون قرمز (باند ۲) ماهواره مودیس که دارای قدرت تفکیک مکانی ۲۵۰ متر می‌باشند، استفاده شد. لازم به توضیح است که وقتی این سنجنده زمین را اسکن می‌کند تصویر کاملی تولید نمی‌شود. جهت تهیه تصویر کامل از یک منطقه معین لازم است تصویرهای پی در پی از همان منطقه در دست باشد. به این دلیل محصول نهایی تولید شده را تصاویر ۱۶ روزه می‌گویند. تصاویر مودیس از محصولات ماهواره ترا (MOD13Q1) در سه دوره زمانی در سال‌های آبی منتخب (۸۷–۸۶، ۸۴–۸۳ و ۸–۷۹) بر اساس خشک‌سالی، ترسالی، متوسط استخراج شد. در این مطالعه جهت محاسبه شاخص گیاهی NDVI در سطح حوضه با استفاده از روش‌های پردازش تصویر، مقادیر رقومی (DN) پیکسل‌های موجود بر روی تصاویر استخراج گشته و سپس به‌عنوان شاخص NDVI برای تک تک پیکسل‌ها در جداول NDVI جمع‌آوری شده است.

نتایج و بحث

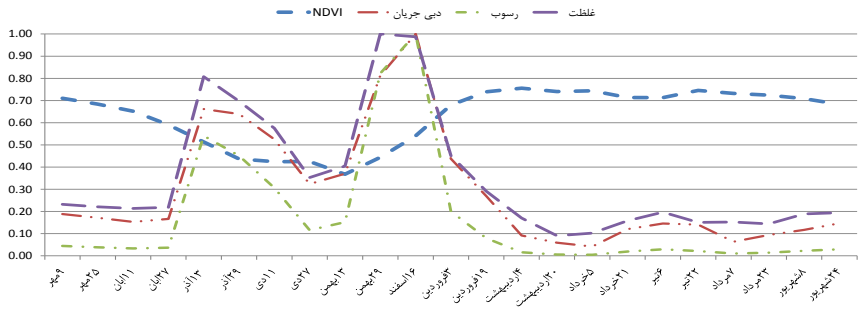
بررسی همبستگی بین شاخص پوشش گیاهی و تولید رسوب حوضه کسیلیان

در شکل ۲ منحنی سنجه رسوب که به روش حدوسط دسته‌ها با استفاده از داده‌های ۴۴ ساله ۸۸–۱۳۴۴ ترسیم شده، ملاحظه می‌شود. با استفاده از این منحنی و داده‌های دبی روزانه، متوسط رسوبدهی سالانه ۵۹۶۱۲ تن ورسوبدهی ویژه حوضه $t/km^2/y$ ۱۷۴ محاسبه شد.

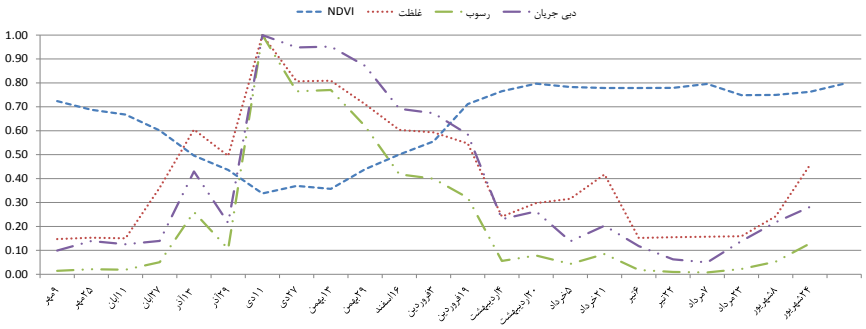


شکل ۲- منحنی سنجه رسوب حد وسط دسته‌ها در ایستگاه شیرگاه

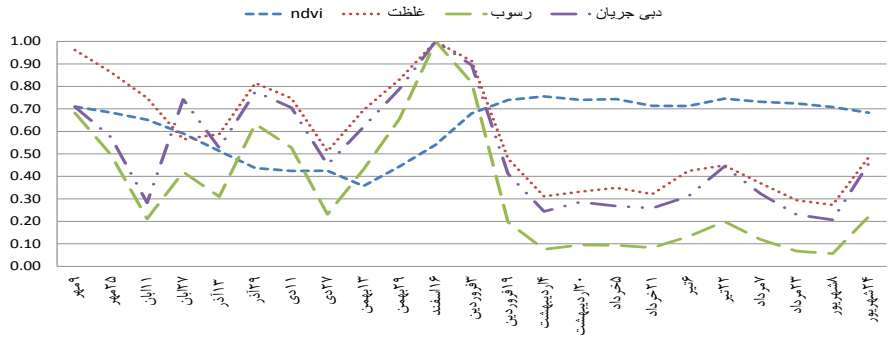
در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ منحنی تغییرات زمانی دبی جریان، غلظت و میزان تولید رسوب، NDVI برای سه سال منتخب مشاهده می‌شود. در این نمودارها به دلیل اینکه دامنه اعداد چهار متغیر کاملا متفاوت است و به منظور مقایسه راحت‌تر، مقادیر مربوط به دبی جریان، غلظت و میزان تولید رسوب با تقسیم به مقدار حداکثر نرمال شده‌اند، اما مقادیر NDVI بدون تغییر ارائه شده‌اند. در محور عمودی تقسیم‌بندی براساس زمان بندی تصاویر مودیس ۱۶ روزه انجام گرفته است.



شکل ۳- تغییرات زمانی NDVI، دبی جریان، غلظت و میزان رسوب در سال آبی ۸۷-۸۶ (خشک‌سالی) در حوضه کسیلیان



شکل ۴-تغییرات زمانی NDVI، دبی جریان، غلظت و میزان رسوب در سال آبی ۸۴-۸۳ (متوسط) در حوضه کسیلیان



شکل ۵-تغییرات زمانی NDVI، دبی جریان، غلظت و میزان رسوب در سال آبی ۸۰-۷۹ (مرطوب) در حوضه کسیلیان

با بررسی نمودارهای دبی و رسوب در طی سه سال آبی و همچنین با طبقه‌بندی داده‌ها به دسته‌های ماهانه و فصلی مشخص شد که ماه بهمن بیش‌ترین سهم و ماه خرداد کم‌ترین درصد از میزان رسوب را در میزان رسوب معلق در بین ماه‌های سال دارد. در بین فصل‌ها، فصل زمستان با بیش از ۵۰ درصد انتقال رسوب معلق مهم‌ترین فصل انتقال رسوب است. در سال مرطوب (۸۰-۷۹) با بارش زیاد در حوضه، مقدار رسوب منتقل شده

زیاد بوده و تغییرات زمانی آن بیش‌تر است، ولی در سال خشک‌سالی (۸۷-۸۶) با بارش کم، مقدار رسوب کم بوده و تغییرات آن نیز کم‌تر می‌باشد. در طی تحقیقات صادقی و همکاران [۱۳۸۱] در تخمین رسوب روزانه با استفاده از مدل‌سازی دینامیک در حوضه کسیلیان نتایج به‌دست آمده نمایان‌گر اختلاف در روند تولید رسوب طی فصول و ماه‌های مختلف ناشی از تاثیر عوامل دخیل در چرخه هیدرولوژیک از قبیل تغییر در وضعیت پوشش گیاهی و نوع نزولات می‌باشد.

ضریب همبستگی بین شاخص NDVI ۱۵ روزه با میانگین غلظت رسوب و رسوب‌دهی ۱۵ روزه در سه سال آبی متفاوت در حوضه کسیلیان در جدول ۱ آمده است. با بررسی همبستگی‌ها ایجاد شده در بین این سه سال، سال آبی ۸۴-۸۳ به‌عنوان سال متوسط، بهترین همبستگی را نشان می‌دهد. همبستگی منفی NDVI با تولید رسوب در این سال بیانگر این موضوع می‌باشد که با وجود پوشش گیاهی مطلوب مقدار هدررفت خاک از حوضه به‌طور چشم‌گیری کاهش می‌یابد. در سال مرطوب، کم‌ترین همبستگی مشاهده شد، زیرا بارش‌های زیاد و رطوبت بیش از حد خاک سبب انتقال زیاد رسوب شده و مقدار پوشش گیاهی به‌عنوان فاکتور حفاظتی نقش کم‌تری داشته است. شاید سایر فاکتورهای دخیل در فرسایش در سال‌های ترسالی تاثیرات بیش‌تری در مقایسه با پوشش گیاهی دارند. اما در سال‌های غیر از سال مرطوب اثر حفاظتی پوشش گیاهی در هدررفت خاک بهتر نمایان است. در دوره‌هایی با فرسایندگی بالا، چنان‌چه پوشش گیاهی نتواند به مقدار کافی خاک را حفاظت کند، رسوب‌دهی نرخ بالایی خواهد داشت. بدیهی است با اصلاح مدیریت پوشش گیاهی طبیعی و زراعی از جمله انتخاب گونه‌های مناسب، تغییر زمان شخم و طول مدت آیش و هم‌چنین مدیریت زمان چرا می‌توان وضعیت پوشش گیاهی را در دوره بالا بودن فرسایندگی بهبود بخشید و به این ترتیب از مقدار فرسایش و رسوب‌دهی کاست.

جدول ۱- ضریب همبستگی بین NDVI با غلظت و میزان تولید رسوب ۱۵ روزه

سال آبی	رسوب-NDVI	غلظت-NDVI
۸۶-۸۷	-۰/۷۸	-۰/۷۹
۸۳-۸۴	-۰/۸۴	-۰/۸۶
۷۹-۸۰	-۰/۶۰	-۰/۵۷

منابع

صادقی،س.ح.ر.، نیک‌پور، ع.، و ایوب‌زاده، س.ع.، ۱۳۸۲. تخمین رسوب روزانه با استفاده از مدل‌سازی دینامیک در حوضه آبخیز کسیلیان. مجله منابع طبیعی ایران، جلد ۵۷، شماره ۳، سال ۱۳۸۳، صفحه‌های ۳۹۱ تا ۴۰۲.

عرب‌خدری، م.، حکیم‌خانی، ش.، و نیک‌کامی،د.، ۱۳۸۲. مقایسه چند روش برآورد بار معلق در یک حوضه با رژیم برفی و بارانی.گزارش نهایی طرح تحقیقاتی پایان یافته مرکز تحقیقات حفاظت خاک و آبخیزداری به کد ۱۵-۰۵۰۰۰۳۵۰۰۰-۷۹، ۶۳ صفحه.

مرتضایی، ق .۱۳۷۶. بررسی تأثیر فاکتورهای مؤثر بر منحنی سنجه رسوب در سطح کشور. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تهران.

Sadeghi, S.H.R., Moatamednia, M., and Behzadfar, M., 2011. Spatial and temporal variation in the rainfall erosivity factor in Iran. Journal of Agricultural Science and Technology .vol. 13: 451-464.

Sadeghi, S.H.R., Razavi, S.L., and Raeisian, R., 2006. Comparison between rained and poor rangeland land uses in runoff and sediment yield in summer and winter. Agricultural Research (Water, Soil and Plant in Agriculture), 6(4): 11-22.

Schmidt, K.H. Morche, D., 2006. Sediment output and effective discharge in two small high mountain catchments in the Bavarian Alps Germany. Journal of Geomorphology. 80 (1–2): 131–145.

Jansson, M.B., 1996. Estimating a sediment rating curve of Reventazon River at Palomo using logged mean loads within discharge classes, Journal of Hydrology. 183(4): 227-241.

آبگریزی، مقاومت فروروی و پایداری خاکدانه‌ها در یک خاک آهکی تحت‌تاثیر کاربرد لجن‌فاضلاب و پرلیت

سید علی اکبر موسوی[1] و سمیه دهقانی[2]
۱- استادیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۲- دانشجوی کارشناسی ارشد بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

مقدمه

هر کشوری برای دستیابی به استقلال و موقعیت شایسته بین‌المللی ناچار به حفظ منابع طبیعی و به‌ویژه منابع آب و خاک خود می باشد. یکی از روش‌های حفاظت خاک و افزایش تولید محصول استفاده از مواد بهساز خاک مانند لجن فاضلاب و پرلایت می باشد. در خاک‌های درشت بافت با ماده آلی ناچیز به دلیل پایداری کم خاکدانه‌ها در آب و متلاشی شدن آنها طی آبیاری‌های متوالی، منافذ خاک مسدود گردیده و در نتیجه نفوذ آب به خاک کاهش می-یابد. از دیگر مشکلات خاک‌های درشت بافت می‌توان به کم بودن ظرفیت نگهداری آب و عناصر غذایی در آنها اشاره کرد در خاک‌های ریز بافت نیز به‌دلیل وجود مقادیر زیاد رس حرکت آب و هوا در خاک به کندی انجام می-شود. بنابراین استفاده از انواع مختلف اصلاح‌کننده‌های طبیعی و مصنوعی برای اصلاح ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی این خاک‌ها توصیه شده است (داورپناه، ۱۳۸۴). تحقیقات نشان می‌دهد افزودن لجن فاضلاب به خاک اثر مطلوبی بر ویژگی‌های فیزیکی خاک داشته و می‌تواند سبب کاهش فرسایش خاک شود (بهره‌مند و همکاران،۱۳۸۱) .اصغری (۱۳۹۰) نیز گزارش کرد استفاده از لجن فاضلاب سبب ارتقای برخی شاخص‌های کیفیت فیزیکی خاک در مناطق خشک و نیمه خشک می‌شود. پرلیت نیز به‌عنوان یک ماده بهساز حاک می‌تواند سبب افزایش سهولت حرکت آب در خاک (هدایت آبی)، افزایش نفوذ تجمعی آب در خاک، سرعت لحظه‌ای و متوسط و نیز سرعت آب در خاک شود. ظرفیت نگهداری آب خاک و تهویه را افزایش داده و از هدر رفت آب به‌صورت رواناب جلوگیری کرده و میزان خشک شدن خاک را کاهش دهد و همچنین نوسانات دمای خاک را نیز کاهش می دهد که منجر به دمای یکنواخت در اطراف بذرهای در حال رشد می‌شود. پرلیت می‌تواند منبع ذخیره آب در مناطق خشک و نیمه خشک به ویژه در خاک‌های با بافت نسبتا درشت باشد (مقیمی، ۱۳۸۷) . اگرچه نفوذ کند آب از ویژگی های خاک های ریزبافت است ولی گزارشاتی نیز وجود دارد که در خاک های درشت بافت با ماده آلی ناچیز نیز به دلیل پایداری کم خاکدانه‌ها در آب و متلاشی شدن آنها طی آبیاری‌های متوالی، منافذ خاک مسدود شده و در نتیجه نفوذ آب به خاک کاهش یافته است (نیشابوری و همکاران ۱۳۸۵ ، آجوا و تروت، ۲۰۰۶). روش های مختلفی برای تقلیل محدودیت های فوق الذکر در خاک های درشت بافت پیشنهاد شده است که استفاده از انواع مختلف اصلاح کننده های طبیعی و مصنوعی ازجمله آنها می‌باشد. بهره مند و همکاران (۱۳۸۱) گزارش کردند که اضافه کردن ۲۵، ۵۰ و ۱۰۰ تن در هکتار لجن فاضلاب به یک خاک لوم رسی در منطقه اصفهان در مقایسه با شاهد سبب افزایش معنی‌دار میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) شد . در حالی‌که نتایج اصغری و همکاران (۱۳۹۰) نشان داد افزودن لجن فاضلاب به‌مقدار ۲۵ تا ۱۰۰ تن در هکتار نتوانست MWD را افزایش دهد. در منابع علمی نتایج ضد و نقیضی در مورد اثر اصلاح کننده‌ها بر مقاومت فروروی گزارش شده است. نتایج حاصل از یک تحقیق مزرعه‌ای، شجونینگ و همکاران (۱۹۹۴) نشان داد که تیمار یک خاک لوم شنی با کود حیوانی به مدت ۹۰ سال نتوانست مقاومت فروروی را به‌طور معنی‌داری کاهش دهد. کاربرد اصلاح کننده‌ها از جمله پرلیت و لجن فاضلاب می تواند بر ویژگی‌های فیزیکی خاک و به ویژه در خاک‌های مختلف تاثیرات متفاوتی داشته باشد. لذا

این تحقیق با هدف بررسی اثر لجن فاضلاب و پرلیت بر میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها، میانگین هندسی قطرخاکدانه‌ها ،مقاومت فروروی و آبگریزی خاک در یک خاک آهکی با بافت لوم شنی انجام شد

.

مواد و روش‌ها

خاک مورد آزمایش از عمق صفر تا۲۰ سانتیمتری سری کوی اساتید با بافت لوم شنی واقع در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز در منطقه باجگاه که جزء خاک‌های رسوبی آبرفتی و واریزه‌ای (Lomy-skeletal, over fragmental, mesic, Fluventic Xerorthents) می‌باشد جمع آوری و پس از هواخشک شدن، از الک ۴/۷ میلی‌متری عبور داده شد. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی معمول خاک شامل بافت (به روش هیدرومتری)، ماده آلی (به روش ترسوزانی)، پ‌هاش در خمیر اشباع (با پ‌هاش متر) و قابلیت هدایت الکتریکی در عصاره اشباع (با هدایت‌سنج الکتریکی) اندازه گیری شد (جدول ۱). لجن فاضلاب مورد استفاده از تصفیه خانه فاضلاب مرودشت که روش تصفیه ثانویه آن با روش لاگون‌های هوادهی می‌باشد تهیه شد. پرلیت نیز با دامنه قطر ۲–۵ میلی‌متر تهیه شد. لجن فاضلاب و پرلیت پس از عبور از الک ۲ میلی‌متری به میزان مورد نظر به خاک موجود در گلدان‌های ۳ کیلوگرمی اضافه و کاملاً مخلوط شد. تیمارهای مورد استفاده در این تحقیق عبارت بودند از: شاهد(T1)، تیمارهای کاربرد ۲ و ۴ درصد وزنی لجن فاضلاب (به‌ترتیب T2 و T3)، ۱ و ۲ درصد وزنی پرلیت (به‌ترتیب T4 و T5) و تیمارهای کاربرد توام لجن فاضلاب و پرلیت به‌ترتیب شامل ۱ و ۱ درصد (T6)، ۱/۵ و ۰/۵ درصد (T7)، ۰/۵ و ۱/۵ درصد (T8). آزمایش در قالب طرح کاملاً تصادفی در سه تکرار در آزمایشگاه با میانگین درجه حرارت بین ۱۵ تا ۳۵ درجه و در شرایط رطوبتی ظرفیت مزرعه با توزین هفتگی و افزودن آب مقطر انجام شد. در دو زمان ۴۵ و۹۰ روز پس از افزودن تیمارها به خاک ویژگی‌های مورد نظر شامل میانگین وزنی (MWD) و میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD) با استفاده از روش الک خشک و با استفاده از روابط زیر محاسبه شد (کمپر و رزنو، ۱۹۸۶):

[1]

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} x_i w_i$$

[2]

$$GMD = \exp\left[\left(\sum_{i=1}^{n} w_i \log x_i\right) \Big/ \left(\sum_{i=1}^{n} w_i\right)\right]$$

که در آنها x و w به ترتیب میانگین قطر و فراوانی نسبی هر گروه اندازه‌ای خاکدانه ها می‌باشد.

مقاوت فروبری خاک (PR) نیز به‌وسیله فروسنج مخروطی مدل جیبی در ۳ رطوبت مختلف و در ۳ تکرار انجام شد. پس از رسم نمودار مقدار مقاومت در برابر رطوبت، مقاومت فروروی در رطوبت ظرفیت مزرعه محاسبه شد. اندازه گیری آبگریزی که مقاومت خاک به مرطوب شدن در زمان‌های چند دقیقه، چند ساعت و یا بیشتر (ذوالفقاری و حاج عباسی، ۱۳۸۷) با روش اندازه‌گیری زمان نفوذ قطره آب در خاک (WDPT) انجام شد و با قرار دادن سه قطره آب توسط قطره چکان پزشکی روی سطح صاف خاک و اندازه‌گیری مدت زمان نفوذ و جذب قطره‌ها توسط خاک اندازه‌گیری شد. چنانچه معیار سنجش WDPT از ۵ ثانیه کمتر باشد خاک قابل مرطوب شدن، اگر بین ۶۰–۵ ثانیه باشد خاک به‌طور جزئی آبگریز، اگر بین۶۰ تا ۶۰۰ ثانیه باشد خاک قویا آبگریز است،

اگرWDPT بین ۶۰۰ تا ۳۶۰۰ ثانیه باشد خاک به شدت آبگریز است و اگر بیشتراز ۳۶۰۰ ثانیه باشد خاک بی-نهایت آبگریز می‌باشد (دکر و ریتسما، ۱۹۹۴). تجزیه واریانس داده‌ها و مقایسه میانگین‌ها در سطح آماری ۵ درصد و با استفاده از آزمون دانکن و نرم افزار SAS انجام شد.

جدول ۱-برخی ویژگی‌های خاک، لجن فاضلاب و پرلیت مورد استفاده

ویژگی	خاک	لجن فاضلاب	پرلیت
کلاس بافت	لومی شنی	—	—
سیلت(درصد)	۴۷	—	—
شن(درصد)	۴۰	—	—
رس(درصد)	۱۳	—	—
پ.هاش *	۷/۹	۶/۹	۶/۷ – ۷/۵
ماده آلی(درصد)	۲/۲	۲۸/۹	—
رطوبت ظرفیت مزرعه(درصد وزنی)	۱۶	—	—
قابلیت هدایت الکتریکی(دسی زیمنس بر متر)	۰/۴	۷/۵	—

*** پ هاش خاک در عصاره اشباع و پ هاش لجن با عصاره ۲:۱ (لجن:آب) اندازه گیری گردید.**

نتایج و بحث

نتایج تجزیه واریانس نشان داد به طور کلی اثر کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت بر تمام ویژگی‌های مورد مطالعه به جز میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها معنی‌دار است درحالی که اثر زمان خوابانیدن تنها بر مقاومت فروروی (PR) و زمان نفوذ قطره آب به خاک (WDPT) معنی‌دار است. نتایج همچنین نشان داد تاثیر متقابل زمان و تیمار های مورد استفاده بر (PR) و (WDPT) نیز معنی‌دار است (نتایج نشان داده نشده است). نتایج نشان داد کاربرد ۲ درصد لجن فاضلاب و یا کاربرد توام لجن فاضلاب با پرلیت در مقایسه با شاهد اثر معنی‌داری بر میانگین وزنی قطر خاکدانه نداشت در حالی‌که کاربرد ۴ درصد لجن فاضلاب در مقایسه با شاهد MWD را به‌طور معنی‌داری به میزان ۳۵ درصد کاهش داد. کاربرد ۱ و۲ درصد پرلیت نیز MWD را به‌طور معنی‌داری در مقایسه با شاهد به‌ترتیب به میزان ۵۴ و ۴۳ درصد کاهش داد (جدول ۲).

جدول ۲-اثر کاربرد سطوح مختلف لجن‌فاضلاب و پرلیت بر میانگین ویژگی‌های اندازه‌گیری شده در خاک مورد مطالعه

تیمار*	MWD (mm)	GMD (mm)	PR (MPa)	WDPT (s)
شاهد(T1)	۱/۱۸ a	۰/۷۵ ab	۰/۱۸ f	۶/۲۰ a
۲٪ لجن (T2)	۱/۲۷ a	۰/۷۸ a	۰/۱۷ g	۴/۷۸ ab
۴٪ لجن (T3)	۰/۷۷ bc	۰/۷۳ abc	۰/۱۸ f	۲/۹۵ b
۱٪ پرلیت (T4)	۰/۵۴ c	۰/۷۰ bc	۰/۲۰ d	۲/۹۶ b
۲٪ پرلیت (T5)	۰/۶۷ c	۰/۷۵ ab	۰/۲۱ c	۳/۲۹ b
۱ ٪ پرلیت +۱٪لجن (T6)	۱/۰۱ ab	۰/۷۳ abc	۰/۱۹ e	۳/۱۶ b
۰/۵ ٪ پرلیت +۱/۵٪لجن (T7)	۱/۰۱ ab	۰/۶۹ c	۰/۲۳ b	۴/۹۰ ab
۱/۵ ٪ پرلیت +۰/۵٪لجن (T8)	۱/۰۸ a	۰/۷۲ bc	۰/۲۴ a	۲/۹۵ b

MWD، GMD، PR و WDPT به ترتیب عبارتند از: میانگین وزنی–قطر خاکدانه ها، میانگین هندسی قطر خاکدانه ها، مقاومت فروروی، زمان نفوذ قطره آب به خاک.
میانگین های که در هر ستون دارای حروف مشابه هستند از نظر آماری با استفاده از آزمون دانکن در سطح ۵ درصد اختلاف معنی‌دار ندارند.

نتایج نشان داد میانگین هندسی قطر خاکدانه (GMD) در مقایسه با شاهد به‌طور معنی‌داری تحت تاثیر تیمارهای کاربرد لجن فاضلاب و پرلیت قرار نگرفت. هرچند در تیمارهای کاربرد پرلیت به تنهایی و یا همراه با

لجن فاضلاب GMD به مقدار ناچیزی در مقایسه با شاهد کاهش یافت. نتایج نشان داد کاربرد ۲ درصد لجن فاضلاب سبب کاهش معنی‌دار مقاوت فروری خاک شد وکاربرد پرلیت به تنهایی و کاربرد توام لجن فاضلاب و پرلیت در تمام تیمارها در مقایسه با شاهد مقدار مقاومت فروروی خاک را به‌طور معنی‌داری افزایش داد به‌طوری که بیشترین مقدار مقاومت فروروی خاک به مقدار حدود ۰/۲۴ مگا پاسکال با کاربرد توام ۱/۵درصد پرلیت و ۰/۵ درصد لجن فاضلاب حاصل شد. نتایج با یافته‌های کوک ونلسون (۱۹۸۶) و نیشابوری (۱۳۸۵) مطابقت داشت. مدت زمان لازم برای نفوذ قطره آب به داخل خاک با کاربرد تیمارهای مختلف لجن فاضلاب و پرلیت به جز کاربرد ۲ درصد لجن فاضلاب به تنهایی و یا کاربرد توام ۰/۵ درصد پرلیت و ۱/۵درصد لجن فاضلاب در مقایسه با شاهد به‌طور معنی‌داری کاهش یافت به‌عبارتی کاربرد تیمارهای مذکور میزان آبگریزی خاک را کاهش داده و سبب افزایش میزان جذب آب به خاک شده است که از مزایای کاربرد این مواد اصلاح کننده می‌باشد

منابع

اصغری. ش.۱۳۹۰. اثرات لجن‌پتروشیمی تبریز بر کربن‌آلی ،شاخص‌های پایداری خاکدانه و حدودپایایی یک منطقه نیمه‌خشک. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع‌غذایی کشاورزی)، جلد ۲۵، شماره۳، صفحات ۵۳۹-۵۳۰

اصغری ش.، نیشابوری م.، عباسی ف.، علی اصغرزاده ن.، و اوستان ش. ۱۳۸۹. تاثیر پلی‌آکریل آمید، کود دامی، ورمی کمپوست و لجن بیولوژیکی بر پایداری خاکدانه ها، مقاومت فروروی و آب قابل استفاده در یک خاک لوم شنی،مجله دانش آب وخاک، جلد ۲۰، شماره ۳. صفحات ۱۵ -۲۹

بهره مند م. ر.، افیونی م.، حاج عباسی م. ع. و رضایی نژاد ی.۱۳۸۱. اثر لجن فاضلاب بر برخی ویژگی های فیزیکی خاک. علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، جلد ۶، شماره ۴. صفحات ۱ – ۸.

داور پناه، غ.،۱۳۸۴. بررسی اثر مواد جاذب الرطوبت بر تأمین آب درختکاری در مناطق نیمه خشک. آب و فاضلاب، شماره ۵۳. صفحات ۶۲ تا ۶۹.

ذوالفقاری، ع.، ا.، حاج عباسی م. ع. ۱۳۸۷. تاثیر تغییر کاربری اراضی بر خصوصیات فیزیکی و آبگریزی خاک در مراتع فریدون شهر و جنگل های لردگان. مجله آب وخاک(علوم وصنایع کشاورزی)، جلد ۲۲ ،شماره ۲.

نیشابوری م. ر، صادقیان ن. جعفرزاده ع. ا. و تورچی م. ۱۳۸۵ . تاثیر پلی‌آکریل‌آمید، پومیس و کاه بر فرایند نفوذ و هدایت هیدرولیکی تحت شرایط غرقابی و بارانی. مجله دانش کشاورزی. جلد ۱۶ ، شماره ۴. صفحات۵۰-۳۹

مقیمی، ا .۱۳۸۷ . بررسی اثرات مقادیر مختلف پرلیت برکارآیی مصرف آب و عملکرد گندم (آبی و دیم). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج ،صفحه ۱۰۸ .

Ajwa, H.A. and Trout, T.J. 2006. Polyacrylamide and water quality effects on infiltration in sandy loam soils. Soil Science Society of America Journal 70:643-650.

Cook, D.F. and Nelson, S.D. 1986. Effect of polyacrylamide on seedling emergence in crust-forming soils. Soil Science 141:328-333.

Dekker, L. W. and Ritsema, C. G. 1994. How water moves in a water repellent sandy soil.1.Potential and actual water repellency. Water Resource Research. 30:2507-2517.

Kamper, D. W. and Rosenau, R. C. 1986. Aggregate stability and aggregate size distribution", In: Klute, A, (Ed.), Methods of Soil Analysis, part1, ASA-SSSA, Madison, WI, pp. 425-442.

Schjonning, P. Christensen, B.T. and Carstensen, B. 1994. Physical and chemical properties of a sandy loam soil receiving animal manure, mineral fertilizer or no fertilizer for 90 years. European Journal of Soil Science 45:257-268.

اثر نوع کاربری اراضی بر ماده آلی ذره‌ای (POM) و هدایت هیدرولیکی خاک در یک حوزه آبخیز کوهستانی

فرزاد اسفندیاری[۱]، احمد جلالیان[۲]، علی‌اصغر بسالت‌پور[۳]، محسن آقاجانی[٤]، عاطفه اژدری[٥]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران.
۲- استاد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان ، اصفهان، ایران.
۳- استادیار دانشگاه ولی عصر(عج) رفسنجان
٤- کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران
٥- کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

مقدمه

تأثیر نوع کاربری‌اراضی بر نحوهٔ عملکرد خاک در اکوسیستم، از طریق مطالعه و ارزیابی تغییرات شاخص‌های کیفیت خاک امکان‌پذیر است. این‌گونه مطالعات که با هدف ایجاد تعادل بین میزان تولید و حفظ و بهبود کیفیت منابع اراضی انجام می‌گیرند امکان شناسایی مدیریت‌های پایدار و به تبع آن پیش‌گیری از تخریب فزاینده خاک را فراهم می‌سازند (رفرنس؟؟). رشد بی‌رویه جمعیت نیازمند تأمین مواد غذایی برای انسان و دام‌ها و در نتیجه بهره‌برداری بیشتر از منابع طبیعی است. این موضوع مهم‌ترین علّت گرایش به کشاورزی با نهاده‌های بیشتر، تغییر کاربری اراضی و جنگل‌تراشی است در این پژوهش اثر کاربری‌های مختلف (چهار نوع کاربری جنگل با پوشش مناسب، جنگل تخریب شده، جنگل دیم و کشت‌آبی) بر پارامتر های فیزیکی و شیمیایی خاک بررسی شد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه حوزه آبخیز منج واقع در استان چهارمحال‌بختیاری (شهرستان لردگان) جزء زیر حوزه‌های آبخیز کارون شمالی بود. از نظر توپوگرافی حوزه‌ای با شیب ملایم و متوسط بوده و اختلاف ارتفاع منطقه حدود نه‌صد متر می‌باشد و در جنوب غرب مرکز این استان قرار دارد. با توجه به وضعیت خاص این حوزه و محدود شدن آن در طول حوزه به رودخانه منج، این حوزه به دوازده زیر حوزه هیدرولوژیکی و غیر هیدرولوژیکی تقسیم شده و ارتفاع میانگین این حوزه ۱۵۲۴ متر از سطح دریا می‌باشد. هم‌چنین مساحت کل حوزه برابر ۷۰۲۱ هکتار بوده و میانگین بارش سالانه این منطقه برابر ۶۱۰/۷ میلی‌متر است.

مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری

نمونه‌برداری به صورت تصادفی صورت گرفت. بدین صورت که تعداد ۱۹۱ تیمار، با توجه به مساحت هر کدام از کاربری‌ها تعداد ۸۹ نمونه از کاربری جنگل، ۳۵ نمونه از کاربری جنگل تخریب شده، ۲۴ نمونه از کاربری کشت آبی و ۴۳ نمونه از کاربری جنگل دیم برداشته شد. برای این منظور نمونه خاک از عمق ۰ تا ۵ سانتی‌متری از ۳ نقطه مختلف در محل برداشت شد و در نهایت یک نمونه ترکیبی جهت آنالیزهای آزمایشگاهی تهیه گردید. هم-چنین در این بخش ویژگی‌های مختلفی از قبیل ماده آلی کل خاک، ماده آلی ذره‌ای خاک، اسیدیته خاک (pH)،

هدایت الکتریکی (EC)، میزان آهک، نیتروژن کل، تعیین چگالی ظاهری و هدایت هیدرولیکی اندازه‌گیری گردید برای تعیین چگالی ظاهری و هدایت هیدرولیکی، نمونه خاک به صورت دست‌نخورده به وسیله استوانه های فلزی برداشت گردید و در نهایت آنالیزآزمایشگاهی صورت گرفت.

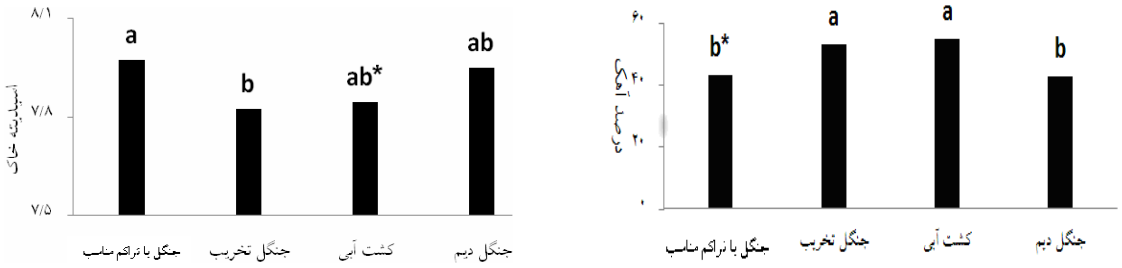
نتایج و بحث

اسیدیته خاک (pH)

مقایسه میانگین میزان اسیدیته خاک در کاربری‌های مورد مطالعه در شکل ۱ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میزان این پارامتر در کاربری جنگل با تراکم مناسب به طور معنی‌داری بیشتر از کاربری جنگل تخریب شده است. ریزش برگ‌ها از سطح درختان (با توجه به پهن برگ بودن درختان بلوط)، باعث انتقال کاتیون‌های بازی به سطح خاک شده و pH در کاربری جنگل با تراکم مناسب افزایش می‌یابد.

آهک خاک

مقایسه میانگین میزان آهک خاک در کاربری‌های مورد مطالعه در شکل ۱ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میزان این پارامتر در کاربری‌های جنگل تخریب شده و کشت آبی به طور معنی‌داری بیش‌تر از کاربری‌های جنگل با تراکم مناسب و جنگل دیم است. عملیات خاک‌ورزی موجب انتقال آهک از سطوح پایین‌تر به سطح خاک شده، بنابراین درصد آهک خاک سطحی جنگل با تراکم مناسب حدود ۱۲ درصد کمتر از میزان آهک اراضی کشاورزی است.



شکل ۱- مقایسه اسیدیته و درصد آهک خاک در کاربری‌های مورد مطالعه

*** میانگین‌هایی که در یک حرف مشترک هستند بر اساس آزمون دانکن از نظر آماری در سطح ۰/۰۵ اختلاف معنی‌داری ندارند.**

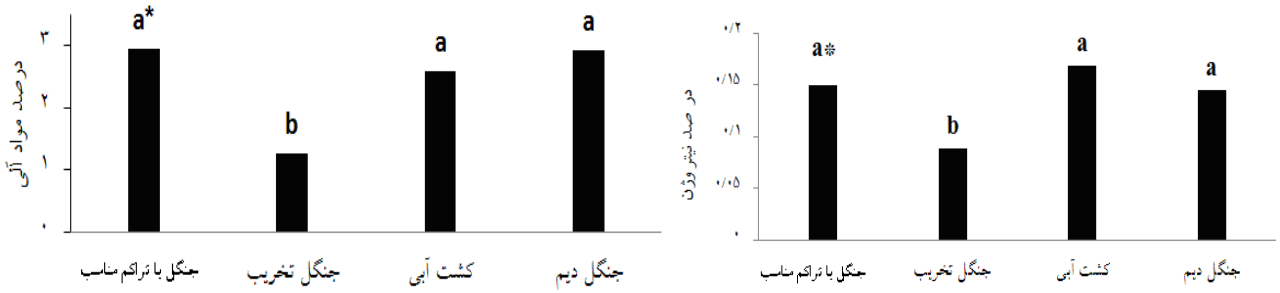
مواد آلی خاک

مقایسه میانگین میزان مواد آلی خاک در کاربری‌های مورد مطالعه (شکل ۲) نشان می‌دهد که میزان این پارامتر در کاربری جنگل تخریب شده از سایر کاربری‌ها کمتر است و از لحاظ آماری اختلاف معنی‌دار دیده شد. در کاربری جنگل تخریب شده به دلیل کاهش پوشش گیاهی و درنتیجه افزایش میزان فرسایش، باعث هدررفتن

مواد آلی خاک گردیده است. این مورد با نتایج احمدی ایلخچی و همکاران (۱۳۸۰) و رانگو و تیسن۱ (۲۰۰۲) درباره اثر فرسایش بر کاهش مواد آلی خاک مطابقت دارد.

نیتروژن خاک

مقایسه میانگین میزان نیتروژن کل خاک در کاربری‌های مورد مطالعه نشان داد که میزان این پارامتر در کاربری جنگل تخریب شده به طور معنی‌داری کمتر از سایر کاربری‌ها است. هم‌چنین میزان نیتروژن در کاربری جنگل با تراکم مناسب بیش‌تر از جنگل دیم است ولی این اختلاف معنی‌دار نیست (شکل ۲). فتح‌الهی (۱۳۷۹) بیان کرد پوشش جنگلی با ایجاد سایه و خاک‌پوش مانع افزایش دمای سطح خاک شده و مانع از افزایش روند معدنی شدن نیتروژن و هدرروی آن می‌شود.



شکل ۲- مقایسه درصد ماده آلی و درصد نیتروژن خاک کاربری‌های مورد مطالعه

*** میانگین‌هایی که در یک حرف مشترک هستند بر اساس آزمون دانکن از نظر آماری در سطح ۰/۰۵ اختلاف معنی‌داری ندارند.**

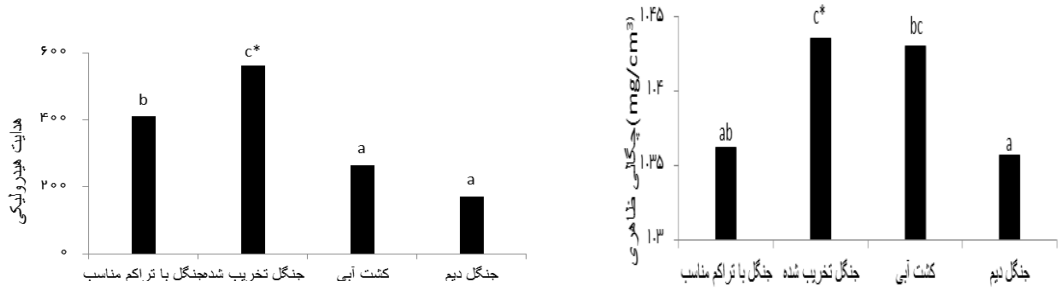
هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

مقایسه میانگین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در کاربری‌های مورد مطالعه (شکل ۳) نشان داد که اختلاف معنی‌داری در سطح ۵ درصد بین کاربری‌های جنگل با پوشش مناسب و جنگل تخریب شده با کشت آبی و جنگل دیم وجود دارد. میانگین مقدار هدایت هیدرولیکی در جنگل تخریب شده بیش‌تر از کاربری‌های دیگر می‌باشد. اینگونه می توان توجیح کرد به دلیل فرسایش خاک رویی شسته شده و بافت زیری دارای ساختار منشوری بوده که دارای هدایت هیدرولیکی خوب می باشد.

چگالی ظاهری خاک

مقدار میانگین چگالی ظاهری خاک در جنگل تخریب شده بیش‌تر از کاربری‌های دیگر بود و در رتبه بعدی کاربری کشت آبی دیده می‌شود (شکل ۳). این مسئله عمدتاً به دلیل ماده آلی کم در جنگل تخریب شده و خاک ورزی متراکم می‌باشد. در واقع تلفات ماده آلی خاک و گسیخته شدن خاکدانه‌ها بر اثر عملیات زراعی، متراکم شدن خاک‌ها را می‌توان از مهم‌ترین عوامل افزایش چگالی ظاهری خاک در کابری جنگل تخریب شده دانست.

۱- Ronggiu and Tiessen



شکل ۳ - مقایسه هدایت هیدرولیکی و چگالی ظاهری خاک در کاربری‌های مورد مطالعه

*** میانگین‌هایی که در یک حرف مشترک هستند بر اساس آزمون دانکن از نظر آماری در سطح ۰/۰۵ اختلاف معنی‌داری ندارند.**

ماده آلی ذره‌ای خاک (POM)

مقایسه میانگین میزان مواد آلی خاک در کاربری‌های مورد مطالعه در شکل ۴ آورده شده است. نتایج نشان می‌دهد که میزان این پارامتر در کاربری جنگل تخریب شده به طور معنی‌داری کمتر از سایر کاربری‌ها است. گیجزمن (۱۹۹۶) گزارش کرد که POM خاک دست نخورده بیشتر از خاک کشاورزی است که با یافته‌های این پژوهش هم‌خوانی دارد.



شکل ٤- مقایسه مواد آلی خاک ذره ای خاک در کاربری‌های مورد مطالعه

*** میانگین‌هایی که در یک حرف مشترک هستند بر اساس آزمون دانکن از نظر آماری در سطح ۰/۰۵ اختلاف معنی‌داری ندارند.**

منابع

۱- احمدی ایلخچی،ع. حاج عباسی، م. جلالیان ا،۱۳۸۱. اثر تغییر کاربری زمین‌های مرتعی به دیم کاری بر تولید رواناب،هدر رفت و کیفیت خاک در منطقه دورهان،چهار محال و بختیاری، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، شماره ۶، صفحات ۱۱۶تا ۱۰۳

۲- فتح الهی ح. ۱۳۷۹. استفاده نامناسب از اراضی در سال‌های مختلف و تأثیر آن بر میزان رسوب‌دهی، خصوصیات فیزیکی و فرسایش‌پذیری آن‌ها در حوزه آبخیز بازفت در استان چهارمحال و بختیاری، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی دانشگاه صنعتی اصفهان

3- Gijsman AJ, 1996. Soil aggregate stability and soil organic matter fractions under agropastoral systems established in native savanna. Aust. J. Soil Res, 34: 891–907 .

4- Ronggui Wu, Tiessen H, 2002. Effect of land use on soil degradation in Alpine grassland soil, china. Soil Science Society of America Journal, 66: 1648-1655.

تغییرات توزیع اندازه خاکدانه‌ها تحت تاثیر کلش و ریزجانداران (قارچ‌ها و باکتری‌ها)

مرمر ثابتی زاده[1]، منوچهر گرجی[2]، مهدی شرفا[3]، احمدعلی پور بابایی[4]
۱- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
۲و۳- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
٤- استادیار گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

مقدمه

خاک یکی از منابع طبیعی است که برای تامین آینده بشر، مدیریت و بهره‌برداری از آن باید به‌صورت پایدار انجام گیرد. ساختمان خاک، در مدیریت پایدار آن نقش اساسی دارد و می‌تواند با اصطلاحات اندازه، شکل و پایداری تعریف شود. اندازه، پایداری خاکدانه‌ها و خلل و فرج بین آنها، حرکت و نگهداشت آب، تهویه، فرسایش، فعالیت زیستی و رشد گیاهان را تحت تاثیر قرار می‌دهد. یکی از روش‌های غیرمستقیم ارزیابی ساختمان خاک که از پر کاربردترین روش‌های معمول نیز به حساب می‌آید، تعیین توزیع اندازه خاکدانه‌ها و شاخص پایداری آن‌ها است.

عوامل زیستی شامل ریشه گیاهان، میکروب‌های خاک و فون خاک بر تشکیل و پایداری خاکدانه موثرند. بقایای گندم یکی از مواد آلی است که به خاک افزوده می‌شود. کلش عمدتا توسط قارچ‌های پوده‌دوست تجزیه می‌شود (باون و هارپر، ۱۹۹۰) و پس از کاربرد آن، مکان‌هایی با فعالیت زیستی زیاد در خاک ایجاد می‌گردد (کندلر و همکاران، ۱۹۹۹؛ پل و همکاران، ۲۰۰۸). باکتری‌ها، هیف‌ها، قارچ‌های مایکوریز آربوسکولاری و قارچ‌های *saprophytic* ، به صورت زنده یا مرده، میکروب‌های اصلی در خاکدانه‌سازی به شمار می‌روند (تیسدال و اودز،۱۹۸۲). امروزه علاقه به کاربرد ریزجانداران تولیدکننده پلی‌ساکارید و تجزیه‌کننده مواد آلی جهت بهبود ساختمان خاک در کشاورزی افزایش یافته است، اما مطالعات بسیار محدودی در زمینه کاربرد همزمان مواد آلی و ریزجانداران تجزیه‌کننده و بررسی اثر آن‌ها بر خصوصیات فیزیکی خاک صورت گرفته است. با توجه به اهمیت تجزیه مواد آلی توسط ریزجانداران در کوتاه مدت و نقش این فرآیند در بهبود ساختمان خاک، مطالعه حاضر اثر کاربرد همزمان میکروب‌های تجزیه‌کننده (یک قارچ و یک باکتری) و کلش خرد شده به عنوان ماده آلی، در دو سطح ۰/۵ و ۱ درصد، را بر خصوصیات فیزیکی خاک، در دوره‌های کوتاه‌مدت یک ماهه و دو ماهه مورد بررسی قرار داده است. هدف این تحقیق مطالعه اثرات اصلی و متقابل تلقیح همزمان باکتری *bacillus* و قارچ *Trichoderma* بر تجزیه کلش و توزیع اندازه خاکدانه‌ها و بررسی نحوه اثرگذاری طول دوره کوتاه مدت خوابانیدن، بر تغییرات توزیع اندازه خاکدانه هاست.

مواد و روشها

خاک مورد نیاز به صورت نمونه مرکب از لایه سطحی (عمق ۲۰-۰ سانتی‌متر) اراضی مزرعه‌ی پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، دراوایل آبان‌ماه ۱۳۸۹ پس از برداشت محصول تهیه شد. نمونه خاک پس از هوا خشک شدن، به منظور آزمایش خوابانیدن گلدانی از الک ۴ میلی‌متری عبور داده شد.

کلش پس از انتقال به آزمایشگاه و هوا خشک‌شدن، توسط دستگاه خردکن در اندازه ۴-۲ سانتی‌متر خرد شدند و دو سطح ۰/۵ و ۱ درصد (معادل ۱۵ و ۳۰ تن بقایا در هکتار) در تیمارها استفاده شد.

به دلیل توانایی‌های قارچ *Trichoderma* در تجزیه بقایای آلی و رشد سریع، ترکیبی از دو سویه *Trichoderma harzianum* و *Trichoderma reesei* ، و با توجه به نتایج آزمایش‌های توانایی تجزیه کلش، یک جدایه *bacillus* ناشناخته به عنوان سویه برتر انتخاب گردید. جهت تهیه زادمایه تلقیح باکتریایی از محیط کشت نوترینت براث استفاده شد. جمعیت باکتری پس از ۱۲ ساعت، به روش کدورت‌سنجی اندازه‌گیری و به غلظت $۲/۱۱ \times ۱۰^{۸}$ کلنی در هر میلی‌لیتر زادمایه (تیوب ۷ مک‌فارلند) رسانیده شد. جهت تهیه زادمایه تلقیح قارچی، سوسپانسیون اسپوری از دو سویه *Trichoderma harzianum* و *reesei* تهیه و تعداد اسپورها نیز به $۲/۱۱ \times ۱۰^{۸}$ رسانیده شد؛ مقدار یک درصد از سوسپانسیون به محیط پوتیتو دکستروز افزوده شد و به مدت ۲۴ ساعت گرماگذاری شدند تا دانه‌های سفید رنگ قارچی در محیط پدیدار شود.

برای این تحقیق از گلدان‌های ۱/۵ کیلوگرمی استفاده شد. در هر مرحله مایه تلقیح‌های آماده شده در اولین فرصت به مقدار ۲۰ درصد به طور مستقیم به مواد آلی، و در مورد تیمارهای بدون مواد آلی با خاک، تلقیح شدند. به منظور یکسان نمودن نسبت کربن به نیتروژن مواد آلی و رساندن آن به حدود ۳۰، از نیترات آمونیوم استفاده شد. گلدان‌ها طی دوره خوابانیدن، در گلخانه در دمای ۳۵-۲۵ درجه سانتی‌گراد نگهداری، و میزان رطوبت آن‌ها طی دوره آزمایش، بین ۷۰-۵۰ درصد ظرفیت زراعی نگه داشته شد.

توزیع اندازه خاکدانه‌ها، با استفاده از الک خشک (روش کول، ۱۹۳۹) صورت گرفت. بدین منظور بخشی از نمونه های هوا خشک از الک ۸ میلی متری عبور داده شد. کلیه محتویات زیر این الک به سری الک‌های ۴، ۲، ۱ ،۰/۵، و ۰/۲۵ میلی‌متر منتقل و سپس بر روی دستگاه الک خشک[۱] قرار داده شدند. خاک‌ها با دوره نوسان ۵، به مدت ۳۰ ثانیه در دستگاه الک خشک مدل OCTAGON 200 الک شدند. خاکدانه‌های باقیمانده روی هر یک از الک ها به دقت جمع‌آوری و توزین شدند. درصد توزیع اندازه خاکدانه‌ها با فرمول زیر محاسبه گردید.

$$\%ASD = \frac{W_I}{W_T} \times 100 \qquad [1]$$

در این فرمول درصدASD : درصد توزیع اندازه خاکدانه‌ها، W_i : وزن خاکدانه‌ها در اندازه‌ی i (گرم)، و W_T: وزن کل خاک مورد استفاده (گرم) در الک است.

نتایج و بحث

با توجه به جدول تجزیه واریانس توزیع اندازه خاکدانه‌ها (جدول ۱)، مشاهده می‌شود که اثر اصلی زمان بر خاکدانه‌های بزرگتر از ۴ و ۲-۱ میلی‌متر، اثر اصلی میکروب بر خاکدانه‌های ۴-۲ و کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌متر، و اثر ماده آلی بر خاکدانه‌های بزرگتر از ۴ و ۱-۰/۵ میلی‌متر غیرمعنی‌دار هستند. در میان اثرات دو طرفه، اثر زمان×میکروب تنها بر خاکدانه‌های ۲-۱ و کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌متر معنادار است؛ در حالی‌که اثرات زمان×ماده آلی، ماده آلی×میکروب، و اثر سه‌طرفه عوامل، تنها بر خاکدانه‌های ۲-۱ میلی‌متر غیرمعنادار بوده است و بر درصد فراوانی خاکدانه‌های دیگر، تفاوت‌های معنی‌داری نشان داده‌اند.

---

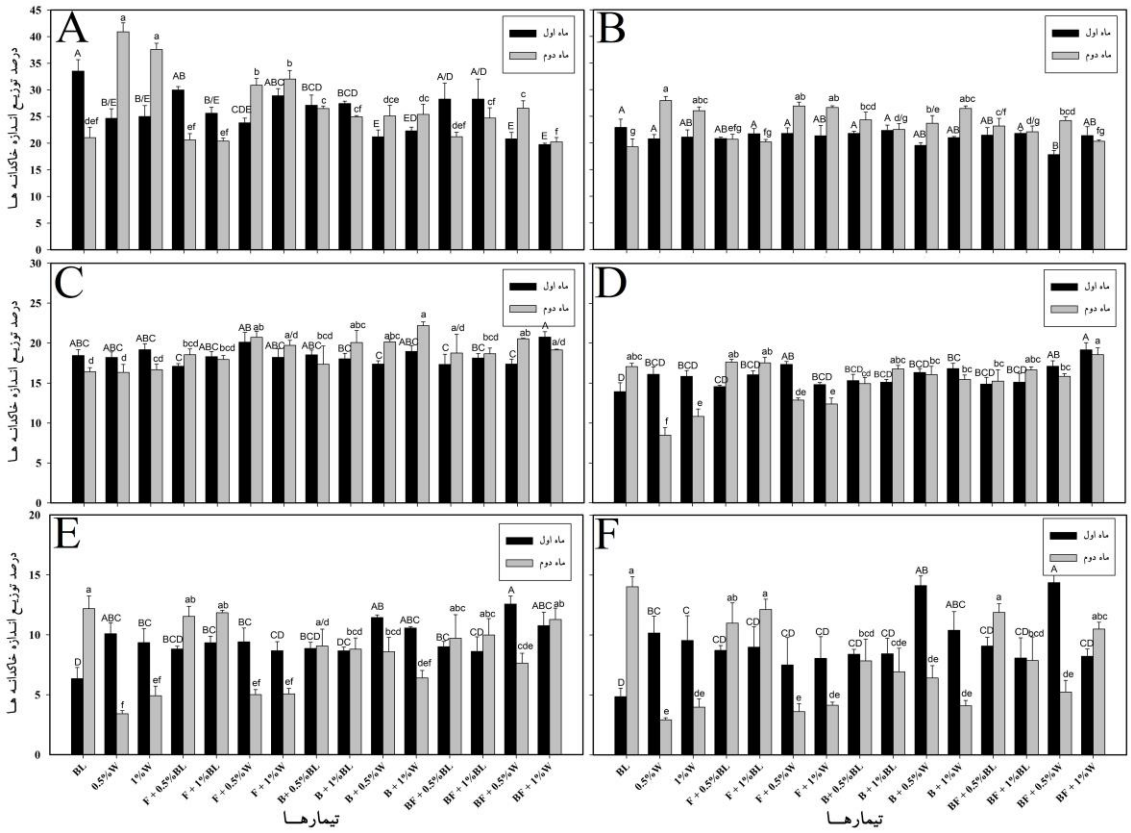
[۱] Test Sieve Shaker

عدم معنی‌داری ماده آلی و زمان بر فراوانی خاکدانه های بزرگتر از ۴ میلی‌متر می‌تواند بیان‌کننده این مطلب باشد که تشکیل خاکدانه‌های بزرگ بیشتر به نیروهای فیزیکی و فعالیت های میکروبی مربوط است.

جدول۱- تجزیه واریانس توزیع اندازه خاکدانه‌ها (ASD)

منابع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات درصد فراوانی خاکدانه‌ها در اندازه‌های مختلف (میلی‌متر)					
		بزرگتر از ۴	۲-۴	۱-۲	۰/۵-۱	۰/۲۵-۰/۵	کوچکتر از ۰/۲۵
زمان	۱	۰/۰۹۱ ns	۱۰۳/۵۵**	۲/۴۱ ns	۷/۴۷*	۱۱/۸۱*	۲۷/۶۱*
میکروب	۳	۱۵۷/۳۱**	۶/۹۲ ns	۱۲/۱۷**	۲۴/۷۷**	۱۴/۲۱**	۱۰/۲۱ ns
ماده آلی	۳	۴/۵۳ns	۱۲/۳۴*	۱۰/۹۸**	۴/۱۰ ns	۸/۱۹*	۲۰/۸۰**
زمان × میکروب	۳	۸/۵۱ ns	۳/۶۹ ns	۱۶/۷۵**	۳/۲۴ ns	۳/۳۴ ns	۲۹/۸۷ **
زمان × ماده آلی	۳	۳۶۱/۹۳**	۶۰/۳۵**	۱/۹۷ ns	۴۴/۲۲**	۸۰/۹۷**	۱۴۸/۹۶**
میکروب × ماده آلی	۹	۵۵/۷۶**	۱۱/۶۶*	۳/۰۱ns	۱۳/۴۴**	۱۰/۶۴**	۱۷/۱۳ *
زمان × میکروب × ماده آلی	۹	۴۹/۰۹**	۱۰/۱۵**	۳/۷۲ ns	۸/۳۱**	۹/۱۱**	۱۹/۸۸ **
خطا	۶۴	۷/۹۰	۳/۴۶	۲/۵۳	۱/۶۳	۲/۴۵	۴/۹۴

** معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ * معنی‌دار در سطح ۰/۰۵ ns غیرمعنی‌دار



شکل ۱- درصد توزیع اندازه خاکدانه ها در تیمارهای مختلف در دو زمان (یک و دو ماه)

مقایسه میانگین‌های دارای حداقل یک حرف مشترک فاقد اختلاف معنی دار در سطح ۵٪ می باشد.

شکل A: خاکدانه‌های بزرگتر از ۴، B: ۴-۲، C: ۲-۱، D: ۱-۰/۵، E: ۰/۵-۰/۲۵، و F: کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌متر را نشان می‌دهند.

شاهد: BL، ۰/۵٪ کلش: 0.5%W، ۱٪ کلش: 1%W، قارچ معادل ۰/۵٪: F+0.5%BL، قارچ معادل ۱٪: F+1%BL، قارچ+۰/۵٪ کلش: F+0.5%W، قارچ+۱٪ کلش: F+1%W، باکتری معادل ۰/۵٪: B+0.5%BL، باکتری معادل ۱٪: B+1%BL ، باکتری+۰/۵٪ کلش: B+0.5%W ، باکتری+۱ ٪ کلش: B+1%W، قارچ+باکتری معادل ۰/۵٪: FB+0.5%BL، قارچ+باکتری معادل ۱٪: FB+1%BL ، قارچ+باکتری+۰/۵٪ کلش: FB+0.5%W، قارچ+باکتری+۱ ٪ کلش: FB+1%W.

شکل شماره (۱) فراوانی خاکدانه‌ها با اندازه‌های متفاوت را در دو زمان ماه اول و دوم نشان می‌دهد (به ترتیب با حروف بزرگ و کوچک نشان داده شده‌اند). مقایسه میانگین بین خاکدانه‌های دارای یک اندازه، در یک زمان و در تیمارهای متفاوت انجام شده است. با توجه به این‌که خاک مورد استفاده در این آزمایش از الک ۴ میلی‌متری عبور داده شده بود، می‌توان نتیجه گرفت که خاکدانه‌های بزرگتر از ۴ میلی‌متر در تیمارهای مختلف، طی دوره خوابانیدن تشکیل شده‌اند. بیشترین درصد فراوانی در خاکدانه‌های بزرگتر از ۴ میلی‌متر، در تیمار ۰/۵ درصد کلش، بدون میکروب و ماه دوم دوره (۴۰/۹۱ درصد) و کمترین مقدار آن در همین تیمار، در خاکدانه‌های کوچکتر از ۰/۲۵ میلی‌متر، در ماه دوم مشاهده شده است که با توجه به تشکیل مرحله‌ای خاکدانه‌ها روندی منطقی به نظر می‌رسد. تاثیر کلش خرد شده در ساخت خاکدانه‌های بزرگ می‌تواند در اثر مصرف بیشتر این ماده توسط قارچ‌های خاکزی و اثر هیف‌دوانی آنها در اتصال ذرات کوچکتر و تشکیل خاکدانه‌های بزرگتر دانست. با توجه به این‌که فراوانی خاکدانه‌های بزرگتر از ۴ میلی‌متر در تیمارهای بدون ماده آلی در ماه اول دارای بیشترین مقدار خود، و در تیمارهای حاوی گندم در ماه دوم به مقدار بیشینه خود رسیده است؛ می‌توان نتیجه گرفت که در تیمارهای بدون کلش، مصرف ترکیبات آلی زودتجزیه‌شونده موجود در خاک، موجب ساخت خاکدانه‌های بزرگتر در ماه اول شده و به تدریج با گذشت زمان، با مورد استفاده قرار گرفتن مواد آلی درگیر در اتصال ذرات به یکدیگر، فراوانی این نوع خاکدانه‌های تازه تشکیل شده کاهش یافته است. در حالیکه در تیمارهای حاوی کلش، تجزیه بخش‌های فعال کلش در ماه دوم مورد تجزیه میکروبی قرار گرفته و باعث افزایش درصد خاکدانه‌ها شده‌اند (ماجومدر، ۲۰۱۰). به همین ترتیب با کاهش اندازه خاکدانه‌ها، فراوانی آن‌ها در تیمارهای بدون کلش افزایش یافته و این افزایش در تیمارهای باکتریایی بیشتر مشاهده می‌شود. این افزایش ممکن است ناشی از اثر مثبت باکتری‌ها در تولید ترکیبات موسیلاژی و تاثیر این ترکیبات بر چسبیدن ذرات ریز و درشت به یکدیگر و در نهایت تشکیل خاکدانه‌های ریز شود. ژانگ و همکاران (۲۰۰۷) نیز در مطالعه خود با کاربرد باکتری‌کش در تیمارهای دارای بقایا و مقایسه نتایج با تیمار بدون بقایا، بر اهمیت باکتری‌ها در خاکدانه‌سازی تاکید نمودند.

منابع مورد استفاده

1- Bowfn RM and Harper SHT, 1990. Decomposition of wheat straw and related compounds by fungi isolated from straw in arable soils. Soil Biol. Biochem 22(3): 393-399.
2- Cole, R.H, 1939. Soil macrostructure as affected by cultural treatment. Hilgardia 12: 429-479
3- Kandeler E, Tscherko D and Spiegel H, 1999. Long-term monitoring of microbial biomass, N mineralisation and enzyme activities of a Chernozem under different tillage management. Biol. Fertil. Soils 28: 343-351.

4- Majumder B and Kuzyakov Y, 2010. Effect of fertilization on decompositionof 14C labelled plant residues and their incorporation into soil aggregates. Soil Till. Res 109: 94-102.
5- Poll C, Marhan S, Ingwersen J and Kandeler E, 2008. Dynamics of litter carbon turnover and microbial abundance in a rye detritusphere. Soil Biol. Biochem 40: 1306-1321.
6- Tisdall JM and Oades JM, 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. J. Soil Sci 33: 141–163.
7- Zhang B, Yao SH and Hu F, 2007. Microbial biomass dynamics and soil wettability as affected by the intensity and frequency of wetting and drying during straw decomposition. Eur. J. Soil Sci 58: 1482-1492.

اثر شوری و قلیائیت و شدت بارش بر نرخ فرسایش پاشمانی در شیب‌های مختلف خاک در شرایط آزمایشگاهی

زهرا قربانی[1]، بیژن خلیل مقدم[2]، احسان شهبازی[3]
۱- دانش‌آموخته کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه رامین خوزستان
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه رامین خوزستان
۳- استادیار گروه زراعت و اصلاح نباتات دانشگاه رامین خوزستان

مقدمه

فرسایش پاشمانی (Splash erosion)، تابعی از ویژگی‌های بارش، خاک، پستی و بلندی و پوشش زمین می‌باشد (پارلاک و پارلاک، ۲۰۱۰). پژوهشگران معتقدند که بارندگی، مهم‌ترین عامل موثر در ایجاد فرسایش خاک است. مرموت و همکاران (۱۹۹۷) طی پژوهشی نشان دادند که نرخ فرسایش پاشمانی با شدت بارندگی زیاد (۱۰۰ میلی‌متر بر ساعت) ۳/۸ برابر بیشتر از شدت بارندگی کم (۴۰ میلی‌متر بر ساعت) است. افزایش شدت بارندگی باعث می‌شود قطرات درشت‌تر با انرژی بیشتری به ذرات خاک برخورد کنند و در نتیجه میزان فرسایش پاشمانی به مراتب بیشتر گردد (خالدیان و شاهویی، ۱۳۸۹).

شی و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که علاوه برشدت بارندگی، نوع خاک به طور معنی‌داری، ضریب رواناب و میزان فرسایش بین شیاری را تحت تأثیر قرار می‌دهد. بوما و امیسون (۲۰۰۰) نشان دادند که فرسایش‌پذیری رگولیت تخریب نشده تا حد زیادی تابع پارامترهای شیمیایی نظیر شوری و نسبت جذب سدیم است. آغاسی و همکاران (۱۹۹۴) اثرات انرژی قطرات باران را با توجه به درصد سدیم تبادلی خاک روی نفوذپذیری و فرسایش بررسی نمودند و نتیجه گرفتند که انرژی جنبشی قطرات باران در فرسایش پاشمانی دو تا سه برابر انرژی رواناب در فرسایش آبی است و هر چه مقدار سدیم بیشتر باشد میزان انرژی لازم برای پاشمان کمتر است. وان و همکاران (۱۹۹۶) فرسایش پاشمانی یک خاک اکسی‌سول را در شرایط آزمایشگاهی (شیب‌های ۴، ۹، ۱۸، ۲۷ و ۳۶ درصد) تحت شدت بارندگی ثابت ۶۵ میلی‌متر بر ساعت مورد بررسی قرار دادند. نتایج این پژوهش نشان داد که پاشمان کل ذرات با افزایش شیب رابطه‌ای خطی داشت. همچنین پارلاک و پارلاک (۲۰۱۰) و توری و پوسن (۱۹۹۲) اثر شیب بر نرخ جداشدن ذرات خاک در اثر برخورد قطرات باران را مورد بررسی قرار دادند و دریافتند که با زیاد شدن درجه شیب، نرخ پاشمان افزایش می‌یابد.

به نظر می‌رسد که وجود خاک‌های شور و قلیا (حدود ۱۷ درصد در کشور) فاقد پوشش گیاهی با شدت بارندگی زیاد، زمینه‌ای مناسب برای ایجاد فرسایش پاشمانی و وقوع سیل فراهم نماید. بنابراین این نوع فرسایش از اهمیت ویژه‌ای برخوردار می‌باشد. این پژوهش جهت بررسی اثر سطوح مختلف شور و قلیائیت، شدت بارندگی و شیب بر نرخ فرسایش پاشمانی در شرایط آزمایشگاهی انجام شد.

مواد و روش‌ها

تعداد۱۰۰ نمونه خاک از لایه رویین نیمرخ خاک در ارتفاعات مختلف استان خوزستان با کاربری‌های گوناگون (مرتع، کشاورزی، دیم) و سطوح مختلف شور و قلیائیت (۰/۵ تا ۱۲۰ دسی‌زیمنس بر متر) برداشت گردید و پس از انتقال نمونه‌های خاک به آزمایشگاه، آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی انجام گردید. سپس با توجه به نتایج بدست آمده چهار سطح شوری و قلیائیت برای نمونه‌ها در نظر گرفته شد (جدول ۱) و برای اعمال آزمایش‌های فرسایش پاشمانی در قالب طرح آماری آماده گردیدند.

جدول ۱ محدوده سطوح مختلف شور و سدیم خاک‌های مورد مطالعه

سطح شور و سدیم	EC(dSm^{-1})	میانگین EC(dSm^{-1})	SAR	ESP
L_1	<۴	۲	۲	۳
L_2	۴-۴۰	۱۵	۲۴	۲۱
L_3	۴۰-۸۰	۵۶	۴۲	۴۲
L_4	>۸۰	۱۱۳	۴۷	۴۷

نمونه‌ها در ۳ تکرار، تحت شیب‌های ۵ و ۱۵ درصد قرار گرفتند. سپس رواناب بخش بالادست و پایین‌دست به طور مجزا جمع‌آوری شد و در دمای ۱۰۵ درجه در آون خشک و توزین گردید و نرخ فرسایش پاشمانی و اجزای آن با استفاده از رابطه ۱ محاسبه شد (مورگان، ۱۹۸۱). در این آزمایش سرعت باد یا سرعت چرخش استوانه نمونه در حدی در نظر گرفته شد که قطرات باران توزیع یکنواختی بر سطح خاک داشته باشند و از برخورد متوالی قطرات به یک نقطه ثابت در سطح خاک جلوگیری شود.

$$S_t = \frac{S_u + S_d}{T * A} \quad [۱]$$

S_t: نرخ فرسایش پاشمانی کل برحسب گرم بر دقیقه بر متر مربع،S_u: وزن خاک پاشمان شده در بالای شیب برحسب گرم، S_d: وزن خاک پاشمان شده در پایین شیب بر حسب گرم، A: سطح مقطع استوانه نمونه به متر مربع، T: زمان بارش برحسب دقیقه.

آزمایش فاکتوریل سه عاملی شامل عامل اول شوری و قلیائیت در چهار سطح (SAR=۲، 2=EC؛ SAR=۲۴، 15=EC؛ SAR=۴۲، 56=EC و SAR=۴۷، 113=EC) (جدول ۱)، عامل دوم شدت بارندگی در دو سطح (۲/۵ و ۳/۵ میلی‌متر بر دقیقه) و عامل سوم شیب با دو سطح (۵ و ۱۵ درصد) در قالب طرح کاملا تصادفی در سه تکرار اجرا شد. محاسبات آماری نتایج به وسیله نرم‌افزارهای SAS 9.1 و SPSS/ver.16 صورت گرفت.

نتایج و بحث

نتایج تجزیه واریانس داده‌ها در جدول ۲ آمده است. این جدول نشان می‌دهد که اختلاف معنی‌داری بین دو سطح شیب بر نرخ فرسایش پاشمانی وجود دارد. اثر متقابل شور و قلیائیت و شیب و شدت بارندگی بر فرسایش پاشمانی در سطح آماری ۱ درصد معنی‌دار شد (جدول ۲).

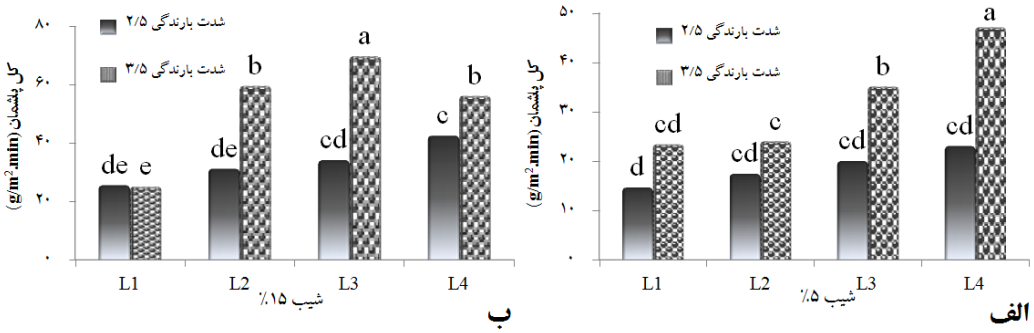
جدول ۲ نتایج تجزیه واریانس (میانگین مربعات) عامل‌های مورد مطالعه

		میانگین مربعات
	درجه آزادی	کل پاشمان
شیب	۱	۳۶۵۵/۹۵**
شور و قلیائیت	۳	۹۶۵/۱۹**
شیب–شور و قلیائیت	۳	۲۳۴/۵۴**
شیب–شدت بارندگی–شور و قلیائیت	۳	۲۴۱/۴۴**
خطا	۳۲	۲۷/۹۶۹
ضریب تغییرات (%CV)		۱۵/۴۲

** معنی‌دار در سطح ۱٪ * معنی‌دار در سطح ۵٪ و ns غیرمعنی‌دار

با افزایش شیب و تاثیر نیروی جاذبه، ذرات با وزن فیزیکی بیشتر نسبت به سایر ذرات، بیشتر به پایین شیب حرکت می‌کنند و همچنین تعداد ذراتی که در اثر پاشمان به پایین پرتاب می‌شوند بیش از تعداد ذراتی است که به سمت بالا پرتاب می‌شوند زیرا به علت نیروی جاذبه زمین، ذرات به نیروی زیادی نیاز دارند تا بتوانند به بالادست شیب حرکت کنند و از طرفی در سطوح شیب‌دار، وزنی از قطره باران که در بالای شیب اثر می‌گذارد کمتر از پایین شیب است (وان و همکاران، ۱۹۹۶). بنابراین پاشمان به پایین شیب بیشتر از بالای شیب است و این نسبت با افزایش شیب افزایش می‌یابد. این نتایج با پژوهش‌های انجام شده توسط پارلاک و پارلاک (۲۰۱۰) و توری و پوسن (۱۹۹۲) تطابق دارد.

بر اساس شکل ۱ (الف) در شدت بارندگی ۳/۵ میلی‌متر در دقیقه میزان پاشمان در سطوح L1، L2، L3 و L4 به ترتیب ۱/۵، ۱/۳۷، ۱/۷۵ و ۲/۰۴ برابر نسبت به شدت بارندگی کمتر افزایش داشته است. این نشان داد که با افزایش میزان شوری، مقدار پاشمان در شدت بارندگی بیشتر، افزایش یافت. قدیری و همکاران (۲۰۰۴) نشان دادند که در طول رخدادهای بارندگی مقدار EC رس تیمار شده خاک‌ها کاهش یافت و مقدار درصد سدیم تبادلی آن افزایش یافت که باعث ضعیف شدن خاکدانه‌های پایدار و افزایش فرسایش شد. فعل و انفعال بین افزایش شوری–قلیائیت و فرسایش به نظر می‌رسد که به میزان زیادی بستگی به بافت خاک، درجه خاکدانه‌سازی و پایداری خاکدانه‌ها بستگی دارد که این سه فاکتور تعیین‌کننده تخلخل و توزیع اندازه ذرات می‌باشد. نتایج نشان داد که رسوب بالا و هدررفت نمک می‌تواند در رواناب خاک‌های شور و قلیا حتی در شیب‌های کم و خاک‌های ظاهرا پایدار رخ دهد.



شکل ۱- مقایسه میانگین اثر متقابل شیب×شوری و قلیائیت×شدت بارندگی برای نرخ فرسایش پاشمانی با استفاده از آزمون LSD در سطح احتمال ۵ درصد

همچنین طبق شکل ۱ (ب) در شیب ۱۵ درصد با افزایش میزان شدت بارندگی در سطوح مختلف L1، L2، L3 و L4 میزان پاشمان به ترتیب ۰/۹۷، ۱/۹، ۲/۰۴ و ۱/۳ برابر افزایش داشته است که بیشترین مقدار مربوط به سطح L3 می‌باشد. در نتیجه می‌توان گفت که افزایش شوری و قلیائیت به بیش از ۵۶ دسی زیمنس بر متر نه تنها باعث افزایش معنی‌دار فرسایش پاشمانی نگردیدند، بلکه روند کاهشی از خود نشان داده است.

بسیاری از پژوهشگران نشان دادند که مقدار ماده آلی یکی از مهم‌ترین فاکتورهای تعیین‌کننده پایداری خاکدانه‌ها در خاک است. به طور کلی، زمانی که شوری خاک زیاد باشد، باعث ایجاد تغییرات حجمی در توده خاک می‌شود و با توجه به کم بودن ماده آلی، پایداری خاکدانه کاهش می‌یابد. چرخه‌های مکرر انحلال و

کریستاله شدن نمک در طول فرآیند تر و خشک شدن، ساختمان خاک را تحت تأثیر قرار داده و مقاومت خاک را نسبت به فرسایش کاهش می‌دهد (کانتن، ۲۰۰۳).

منابع

۱- خالدیان، ح. و شاهویی، س ص. ۱۳۸۹. اندازه‌گیری فرسایش پاشمانی و رابطه آن با شدت بارندگی در استان کردستان. مجله‌ی پژوهش آب ایران. جلد ۴، شماره ۶، صفحه‌های ۱۹-۲۴.

2- Agassi M, Bloem D and Ben-Hur M, 1994. Effect of drops energy and soil and water chemistry on infiltration and erosion. Water Resources Research. 30:1187-1194.

3- Bouma, NA. and Imeson AC, 2000. Investigation of relationships between measured field indicators and erosion processes on badland surfaces at Petrer, Spain. Catena. 40:147-171.

4- Cantón Y, Solé-Benet A and La´zaro R, 2003. Soil–geomorphology relations in gypsiferous materials of the Tabernas Desert (Almeria, SE Spain). Geoderma 115: 193–222.

5- Ghadiri H, Hussein J, Dordipour E and Rose C, 2004. The effect of soil salinity and sodicity on soil erodibility, sediment transport and downstream water quality. Pp.631-637. 13th International Soil Conservation Organisation Conference. Conserving Soil and Water for Society: Sharing Solutions. Brisbane.

6- Mermut, A R, Luk SH, RiSmkens MJ, and Poesen JW, 1997. Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. Geoderma. 75: 203-214.

7- Morgan RPC, 1981. Field measurement of Splash Erosion. Erosion and Sediment Transport Measurement, Proceeding of the Florence Symposium, IAHS Pub. 133: 373-382.

8- Parlak M. and Parlak AO, 2010. Measurement of splash erosion in different cover crops. Turkish Journal of Field Crops. 15: 169-173.

9- Shi ZH, Yan FL, Li L, Li ZX and Cai CF, 2010. Interrill erosion from isturbed and undisturbed samples in relation to topsoil aggregate stability in red soils from subtropical China. Catena. 81: 240–248.

10- Torri D and Poesen J, 1992. The effect of soil surface slope on raindrop detachment. Catena. 19: 561–577.

11- Wan Y, El-Swaify SA, and Sutherland RA, 1996. Partitioning interrill splash and wash dynamics: a novel laboratory approach. Soil Technol. 9: 55-69.

ارزیابی پایداری ساختمان برخی از خاک‌های شور و سدیمی استان همدان با استفاده از منحنی مشخصه رطوبتی پرانرژی (HEMC)

لیلا بهادری[1*]، محمدرضا مصدقی[2] و علی اکبر محبوبی[3]

۱- گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ملایر، ۲- گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۳- گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

abahadory81@yahoo.com

۱- مقدمه

حفاظت کیفیت و سلامت خاک یک فاکتور اساسی و ضروری در کشارزی پایدار است. یکی از فاکتورهای مهم و تاثیرگذار در سلامت خاک و کشاورزی پایدار، ساختمان خاک است. ساختمان خاک افزون بر ویژگی‌های فیزیکی، ویژگی‌های بیولوژیک، شیمیایی و حاصلخیزی خاک را تحت تأثیر قرار می‌دهد. ساختمان خاک به گونه مستقیم و غیرمستقیم بر ویژگی‌های فیزیکی خاک مانند نگهداشت آب، هدایت هیدرولیکی، تهویه و گرمای خاک مؤثر است. هم‌چنین این مشخصه از راه تأثیر بر مقاومت مکانیکی خاک و انتشار عناصر غذائی، بر رشد گیاه و تولید محصول اثرگذار است (اوستر و شینبرگ، ۲۰۰۵؛ و رنگاسمی و اولسن، ۱۹۹۱).

در ایران به دلیل آب و هوای خشک و نیمه‌خشک، بارندگی کم، کمبود مواد آلی و مدیریت نادرست کشاورزی مانند کاربرد نادرست بی‌رویه ماشین‌های کشاورزی، کودهای شیمیایی و کاهش مواد آلی خاک به علت برداشت بیش از اندازه محصول و عدم جایگزینی مواد آلی، خسارت‌های زیادی به ساختمان خاک‌های کشاورزی وارد شده است. از سوی دیگر یکی از مهم‌ترین دشواری‌ها در مورد خاک‌های ایران مشکل شوری، سدیمی و شور–سدیمی بودن خاک‌ها است. تخریب و تغییر ساختمان خاک نخستین پاسخ ساختمان خاک به زیادی سدیم تبادلی همراه با شوری کم است که در نتیجه آن تهویه و نفوذپذیری خاک کاهش می‌یابد (افیونی و همکاران، ۱۳۷۶). از این‌رو ارزیابی پایداری ساختمان خاک‌های شور، سدیمی و شور–سدیمی می‌تواند دانسته‌های مهمی در زمینه مدیریت این گونه خاک‌ها به ویژه در زمینه مدیریت تردد و کارپذیری به دست دهد.

برای ارزیابی پایداری ساختمان خاک روش‌های متعددی مانند روش‌های الک خشک و تر، اندازه‌گیری مقاومت کششی خاکدانه‌ها، اندازه‌گیری رس قابل‌پراکنش و اندازه‌گیری منحنی مشخصه رطوبتی پرانرژی (HEMC) ارائه شده است (یودر، ۱۹۳۶؛ رنگاسمی و اولسن، ۱۹۹۱؛ لوی و مامداو، ۲۰۰۲). منحنی مشخصه رطوبتی خاک که برای مکش‌های ماتریک کم خاک اندازه‌گیری می‌شود، به منحنی مشخصه رطوبتی پرانرژی (HEMC) مشهور است. HEMC بخشی از منحنی مشخصه رطوبتی خاک (SWCC) بوده که اثر ساختمان خاک بر آن قابل توجه است (لوی و مامداو، ۲۰۰۲). اندازه‌گیری HEMC یک روش حساس و دقیق برای ارزیابی پایداری ساختمانی خاک‌های سدیمی

و شور–سدیمی است. این پژوهش به منظور ارزیابی پایداری ساختمان با HEMC با تأکید بر اثر ویژگی‌های شیمیایی در برخی از خاک‌های شور و سدیمی استان همدان انجام شد.

۲- مواد و روش‌ها

این پژوهش بر روی ۲۵ نمونه از خاک‌های استان همدان که مشکل شوری و قلیائیت داشتند انجام شد. اقلیم منطقه مورد بررسی نیمه‌خشک با میانگین بارندگی ۳۱۱ میلی‌متر در سال است و اغلب بارندگی در ماه‌های زمستان اتفاق می‌افتد. برای نمونه‌برداری از بیلچه مخصوص نمونه‌برداری که کم‌ترین آسیب را به ساختمان خاک وارد می‌کند، استفاده شد. نمونه‌های خاک از عمق ۳۰–۰ سانتی‌متری خاک برداشته، با دقت به آزمایشگاه منتقل شده و برای انجام سایر آزمایش‌ها هوا–خشک شدند.

برای اندازه‌گیری HEMC از دستگاه جعبه شن استفاده شد. در آغاز نمونه‌های خاک به دو روش سریع و آهسته مرطوب گردید و منحنی خشک‌شدن خاک به ترتیب زیر اندازه‌گیری شد. در هر دو روش از سیلندرهایی به قطر و ارتفاع ۵ سانتی‌متر استفاده شد و در هر کدام ۵۰ گرم خاک هوا–خشک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متری (بدون کوبیدن و تخریب خاکدانه‌ها) ریخته شد. مقدار رطوبت خاک در مکش‌های ماتریک ۰، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۴۰، ۵۰، ۵۵، ۶۰، ۶۵ و ۷۰ سانتی‌متر اندازه‌گیری شد. در نهایت مقادیر رطوبت وزنی خاک در هر مکش ماتریک محاسبه شد. مدل‌سازی داده‌های HEMC با استفاده از مدل رایج ون‌گنوختن برای SWCC و توسط نرم‌افزار RETC انجام گرفت و اثر شوری و سدیمی‌بودن خاک بر نتایج HEMC بررسی شد.

۳- نتایج و بحث

کلاس بافتی خاک‌های مورد بررسی شامل رسی، رس سیلتی، لوم رسی، لوم رسی سیلتی، لوم سیلتی و لوم بود. بر اساس مقادیر رسانایی الکتریکی (EC_e) و نسبت جذب سدیم (SAR_e)، ۲۵ نمونه خاک مورد بررسی در ۳ گروه خاک‌های غیرشور–غیرسدیمی، شور-سدیمی و سدیمی قرار گرفتند. رسانایی الکتریکی خاک‌های غیرشور–غیرسدیمی بین ۰/۵ تا ۳/۲ $dS\ m^{-1}$ متغیر بود. در خاک‌های سدیمی، شوری از ۱/۱ تا ۳ $dS\ m^{-1}$ و در خاک‌های شور–سدیمی EC_e از ۵/۷۵ تا ۱۸/۵۵ $dS\ m^{-1}$ متغیر بود. pH در کل خاک‌ها از ۷/۱۵ تا ۱۰/۲۵ متغیر بود. دامنه شن ۸ تا ۵۰، دامنه درصد سیلت ۱۲ تا ۶۸ و دامنه درصد رس ۱۲ تا ۸۰ بود. هم‌چنین ماده آلی از ۰/۵۳ تا ۱/۹۸ درصد و کربنات کلسیم معادل از ۱/۵ تا ۳۳/۰ درصد متغیر بود. دامنه CEC از ۷/۷ تا ۳۲/۷ $cmol_c\ kg^{-1}$، SAR از ۰/۵ تا ۸۷۲/۲ $(mmol\ L^{-1})^{0.5}$ و TCC از ۴/۱ تا ۹۵۷/۲ $mmol\ L^{-1}$ متغیر بود.

به طور کلی هر اندازه تفاوت دو منحنی HEMC دو روش مرطوب‌کردن سریع و آهسته بیش‌تر باشد، پایداری ساختمانی (خاکدانه‌ای) خاک مورد نظر کم‌تر است (لوی و ماماداو، ۲۰۰۲). نمونه پارامترهای برازش‌یافته مدل ونگنوختن–معلم بر داده‌های HEMC به دست آمده به دو روش مرطوب‌نمودن آهسته و سریع برای سه خاک غیرشور–غیرسدیمی، شور–سدیمی و سدیمی در جدول ۱ آورده شده است. میانگین رطوبت باقی‌مانده (θ_r) در مرطوب‌کردن آهسته کم‌تر از مرطوب‌کردن سریع بود که علت آن تخریب منافذ درشت و تبدیل آنها به منافذ ریزتر در اثر مرطوب‌کردن سریع است. هم‌چنین رطوبت اشباع خاک‌ها نیز در این دو روش مرطوب‌کردن تحت تاثیر قرار گرفته است؛ رطوبت اشباع (θ_s) هنگامی که خاک به آرامی خیس می‌شود بیش‌تر است (جدول ۱). در این حالت منافذ درشت خاک کم‌تر تخریب شده و خاک گنجایش جذب آب بیش‌تری دارد. در روش مرطوب‌کردن سریع، منافذ درشت خاک در اثر فشار هوای محبوس و آماس غیرهمگن تخریب شده و به منافذ ریزتری تبدیل شده‌اند.

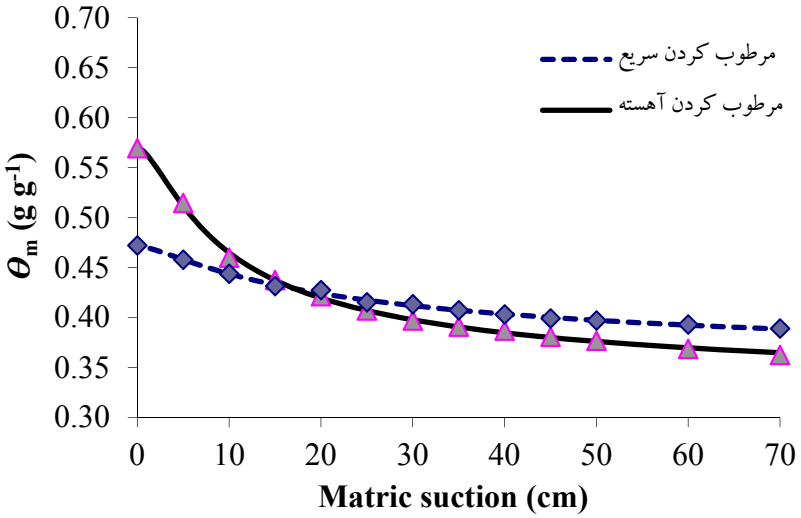
جدول ۱. نمونه پارامترهای برازش‌یافته مدل ون‌گنوختن–معلم بر داده‌های HEMC به دست آمده با دو روش مرطوب نمودن آهسته و سریع برای سه خاک غیرشور–غیرسدیمی، شور–سدیمی و سدیمی.

روش مرطوب‌کردن	آهسته					سریع				
	.....					.....				
پارامتر	θ_r	θ_s	α	n	R^2	θ_r	θ_s	α	n	R^2
خاک	.....$g^{-1}g$.....		(cm^{-1})			.....$g\ g^{-1}$.....		(cm^{-1})		
غیرشور–غیرسدیمی	۰/۳۵	۰/۵۷	۰/۲۰	۱/۶۳	۰/۹۹	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۱۲	۱/۴	۰/۹۹
شور–سدیمی	۰	۰/۵۴	۰/۷۵	۱/۱۳	۰/۹۹	۰	۰/۵۵	۰/۰۴	۱/۱۳	۰/۹۹
سدیمی	۰	۰/۶۷	۰/۴۶	۱/۱۷	۰/۹۸	۰/۳۷	۰/۴۷	۰/۰۵	۲/۱۱	۰/۹۹

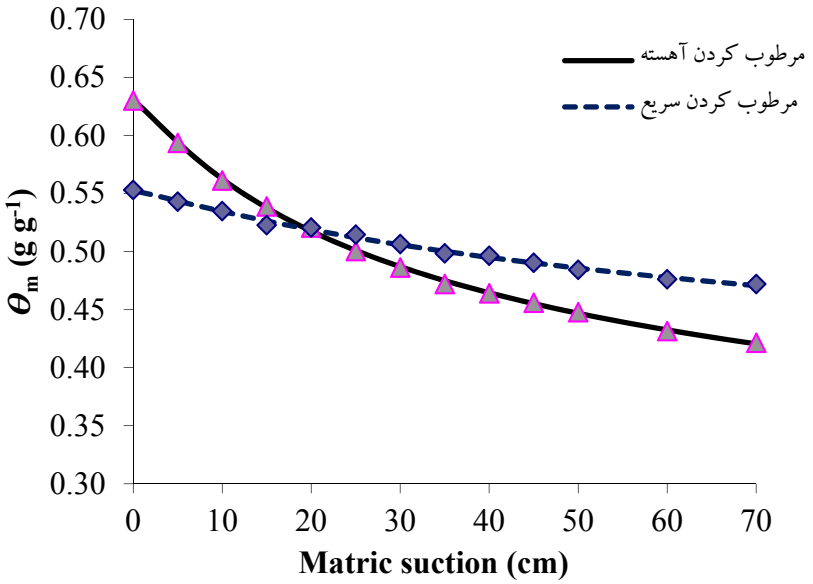
θ_r: رطوبت باقی‌مانده، θ_s: رطوبت اشباع، α: فاکتور مقیاس مرتبط با عکس مکش ماتریک در نقطه عطف منحنی و n شیب در ناحیه دوم منحنی می‌باشند.

نمونه منحنی‌های HEMC به‌دست‌آمده و مدل‌سازی‌شده برای سه گروه خاک غیرشور–غیرسدیمی، شور–سدیمی و سدیمی در شکل‌های ۱، ۲ و ۳ آورده شده است. منحنی‌های HEMC در سه گروه خاک تفاوت‌های قابل توجهی داشتند. در ناحیه اول منحنی رطوبتی پرانرژی (اشباع موئینه‌ای) رطوبت در روش مرطوب‌شدن آهسته بیش‌تر از مرطوب‌کردن سریع بوده و از ناحیه دوم به بعد با افزایش مکش ماتریک، به علت تخریب منافذ درشت و تبدیل

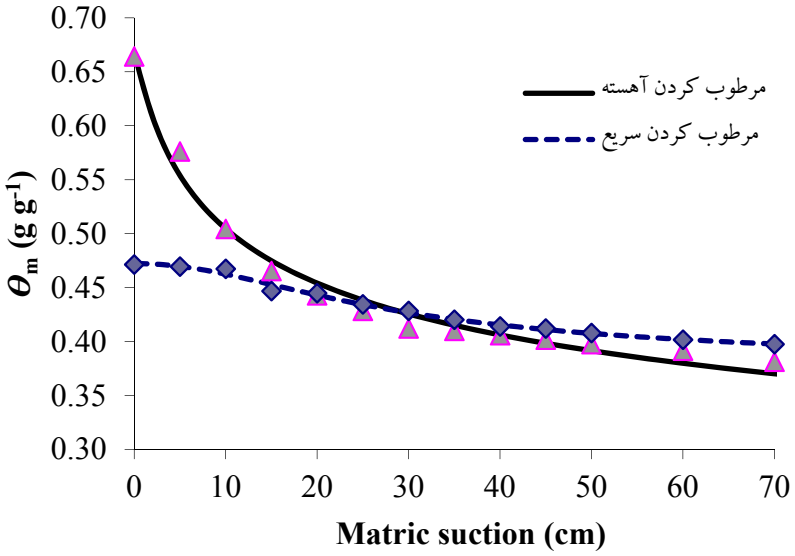
آنها به منافذ ریزتر، میزان رطوبت باقی‌مانده در مرطوب‌شدن سریع بیش‌تر شده است. تفاوت منحنی‌های HEMC در مرطوب‌شدن آهسته و سریع در خاک‌های سدیمی > خاک‌های شور–سدیمی > خاک‌های غیرشور–غیرسدیمی بود (شکل‌های ۱، ۲ و ۳).



شکل ۱- منحنی HEMC یک خاک غیرشور–غیرسدیمی در دو روش مرطوب‌کردن سریع و آهسته.



شکل ۲-منحنی HEMC یک خاک شور-سدیمی در دو روش مرطوب‌کردن سریع و آهسته.



شکل ۳- منحنی HEMC یک خاک سدیمی در دو روش مرطوب‌کردن سریع و آهسته.

در این پژوهش منحنی‌های HEMC، در شرایط مرطوب‌شدن آهسته و سریع به خوبی تفاوت پایداری ساختمانی را در سه گروه خاک غیرشور-غیرسدیمی، شور-سدیمی و سدیمی نشان دادند. نتایج نشان داد اثر ویژگی-

های شیمیایی خاک به ویژه درصد سدیم تبادلی عامل مهم و اصلی در ناپایداری ساختمانی خاک‌های سدیمی بوده به طوری که وجود سدیم تبادلی زیاد سبب ناپایداری و تخریب منافذ به ویژه در روش مرطوب‌کردن سریع می‌شود. خنثی‌شدن اثر سدیم تبادلی در خاک‌های شور–سدیمی به دلیل حضور سایر الکترولیت‌ها تا حدودی مشاهده شد.

٤- منابع

افیونی م ، مجتبی پور و نور بخش ف، ۱۳۷۶.خاک‌های شور و سدیمی (و اصلاح آنها). انتشارات ارکان اصفهان

Levy G J, and Mamedov A I, 2002. High-energy-moisture-characteristic aggregate stability as a predictor for seal formation. Soil Science Society of American Journal. 66(5): 1603–1609.

Oster JD, and Shainberg I, 2005. Soil responses to sodicity and salinity: challenges and opportunities. Australian Journal Soil Research. 39(6): 1219–1224.

Rengasamy P and Olsson, KA, 1991. Sodicity and soil structure. Australian Journal Soil Research. 29: 935–52.

Yoder RE, 1936. A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses. Journal of American Society of Agronomy. 28: 337–351.

نگهداشت رطوبت خاک شن لومی-کمپوست با دو مدل کمپل و بروکس کوری

سعیده صادقی[1]، سهیلا ابراهیمی[2]، مهدی ذاکری نیا[3]

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه منابع طبیعی گرگان

۲-استادیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی خاک دانشگاه منابع طبیعی گرگان

۳-استادیار و عضو هیئت علمی گروه مهندسی آب دانشگاه منابع طبیعی گرگان

مقدمه

بحران آب یکی از مسائل اساسی مناطق خشک و نیمه خشک مانند ایران است (شهریاری و همکاران، ۱۳۸۹). افزودن مواد اصلاحی به خاک برای افزایش کارایی مصرف آب و بهبود خواص فیزیکی خاک، یکی از راه های مقابله با کمبود آب به شمار می‌رود (نورافکن، ۱۳۸۶).

از طرفی، تولید انبوه پسماندهای آلی در فعالیت های صنعتی، کشاورزی و شهری، فشار بسیار زیادی بر محل دفن این پسماندها آورده و پیامدهای مشکل ساز کوتاه و بلند مدتی را برای سلامت محیط زیست ایجاد کرده است (زمانی باب گهری و همکاران، ۱۳۸۹). یکی از راهکارهای رایج، تبدیل زباله شهری به کمپوست و استفاده ار آن در کشاورزی می‌باشد (اله دادی و همکاران، ۱۳۹۰). نظمی و همکاران، (۱۳۹۰) نشان دادند که اضافه کردن کمپوست به خاک سبب افزایش نگهداشت آب خاک گردید. گیلک و همکاران (۲۰۰۴)، با به کارگیری ۲۵ تن کمپوست در خاک گزارش کردند که ظرفیت نگهداری آب در خاک نسبت به شاهد ۳۵ درصد افزایش پیدا کرد.

رابطه بین نیروی مکش (نیروی ماتریک) و رطوبت خاک به منحنی رطوبتی خاک موسوم است. حالت آب در خاک و تغییرات آن در پروفیل خاک، تعیین کننده جهت حرکت آب در خاک است و در میزان حرکت آب در خاک و جذب آن به وسیله گیاه موثر است (عالمی، ۱۳۶۰). نمایش منحنی رطوبتی به وسیله توابع ریاضی از فوایدی برخوردار است. در این صورت می توان از تابع مذکور برای تخمین رطوبت و حرکت املاح در خاکرخ با استفاده از مدل های حرکت املاح (سیمونک و همکاران، ۲۰۰۵) استفاده کرد.

در این راستا، هدف از این پژوهش، مقایسه عملکرد دو مدل منحنی رطوبتی کمپل و بروکس-کوری و انتخاب مدل مناسب برای بررسی نگهداشت آب خاک شن لومی دارای سطوح متفاوتی از کمپوست بود.

مواد و روشها

در این مطالعه، خاک شن لومی از عمق ۰- ۲۵ سانتی متر از حواشی رودخانه زرین گل در شهرستان علی آباد برداشته شد. خاک مورد آزمایش پس از هوا خشک شدن از الک دو میلی متری عبور داده شد. کمپوست زباله شهری به صورت پودری از کارخانه پسماند شهرستان گرگان استان گلستان تهیه شد.

کمپوست زباله شهری در سه سطح (۲، ۴، ۷) درصد وزنی به خاک‌ها اضافه و کاملا مخلوط و در گلدان‌های سه لیتری ریخته شد. برای کنترل رطوبت نمونه‌ها، گلدان‌ها با آب شهری اشباع شد و پس از خروج آب اضافی و ثابت شدن رطوبت نمونه (حد ظرفیت زراعی)، آبیاری گلدان‌ها به طور متوالی با اسپری کردن آب به منظور

جلوگیری از خشک شدن سطح خاک گلدان‌ها و حفظ رطوبت در حد ظرفیت مزرعه‌ای انجام شد. پس از گذشت مدت زمان ۲ ماه به منظور تعیین رطوبت، نمونه برداری از گلدان‌ها انجام شد. برای آماده کردن نمونه‌ها به ترتیب زیر عمل شد، ابتدا صفحات سرامیکی دستگاه مذکور به مدت ۲۴ ساعت اشباع شد سپس خاک مخلوط شده با کمپوست زباله شهری در استوانه‌هایی از جنس pvc به قطر ۳ سانتی‌متر و ارتفاع ۲ سانتی‌متر، که بر روی صفحات سرامیکی قرار داده شدند، ریخته شد. نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت با آب شهری اشباع شد و به مدت ۴۸ تا ۷۲ ساعت برای تعیین منحنی رطوبتی تحت فشار معادل مکش موردنظر ۰، ۳۰۰، ۵۰۰، ۱۰۰۰، ۳۰۰۰، ۵۰۰۰، ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر در دستگاه محفظه فشاری قرار داده شدند. بعد از رسیدن به تعادل، نمونه‌ها از دستگاه خارج و بلافاصله وزن شدند. سپس نمونه‌ها به مدت ۲۴ ساعت در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد در آون کاملا خشک شدند و وزن نهایی آن‌ها نیز اندازه‌گیری شد. به منظور بررسی اثر کمپوست زباله شهری بر نگهداشت آب، شکل و ضرایب منحنی رطوبتی خاک از مدل کمپل (۱۹۷۴) و بروکس-کوری (۱۹۶۴) استفاده شد که معادله‌های آن به صورت زیر است. معادله بروکس و کوری:

$$\theta_w = \theta_r + (\theta_s - \theta_r)\left(\frac{a}{\Psi}\right)^b \qquad (۱)$$

که در آن θ_r، a و b پارامترهای مجهول هستند و a پتانسیل در نقطه ورود هوا است. این معادله در شرایطی که Ψ بزرگتر یا مساوی a باشد، صادق است و برای پتانسیل‌های کمتر از a مقدار رطوبت θ_w برابر با θ_s فرض می‌شود.

کمپل (۱۹۷۴) تابع نمایی زیر را پیشنهاد کرده است:

$$\phi = \phi_e \, (\Theta/\Theta_s)^{-b} \qquad (۲)$$

که در آن، ϕ پتانسیل ماتریک، ϕe پتانسیل ورود هوا، Θ رطوبت وزنی، Θ_s رطوبت اشباع و b نمای منحنی مشخصه رطوبتی خاک می‌باشند. سپس، برازش داده‌ها انجام گردید و پارامترهای معادلات کمپل و بروکس-کوری با استفاده از نرم افزار RETC بدست آمد.

نتایج و بحث

نتایج خصوصیات اولیه خاک و کمپوست زباله شهری در جدول ۱ آورده شده است:

جدول(۱) مشخصات کلی خاک و کمپوست زباله شهری مورد استفاده

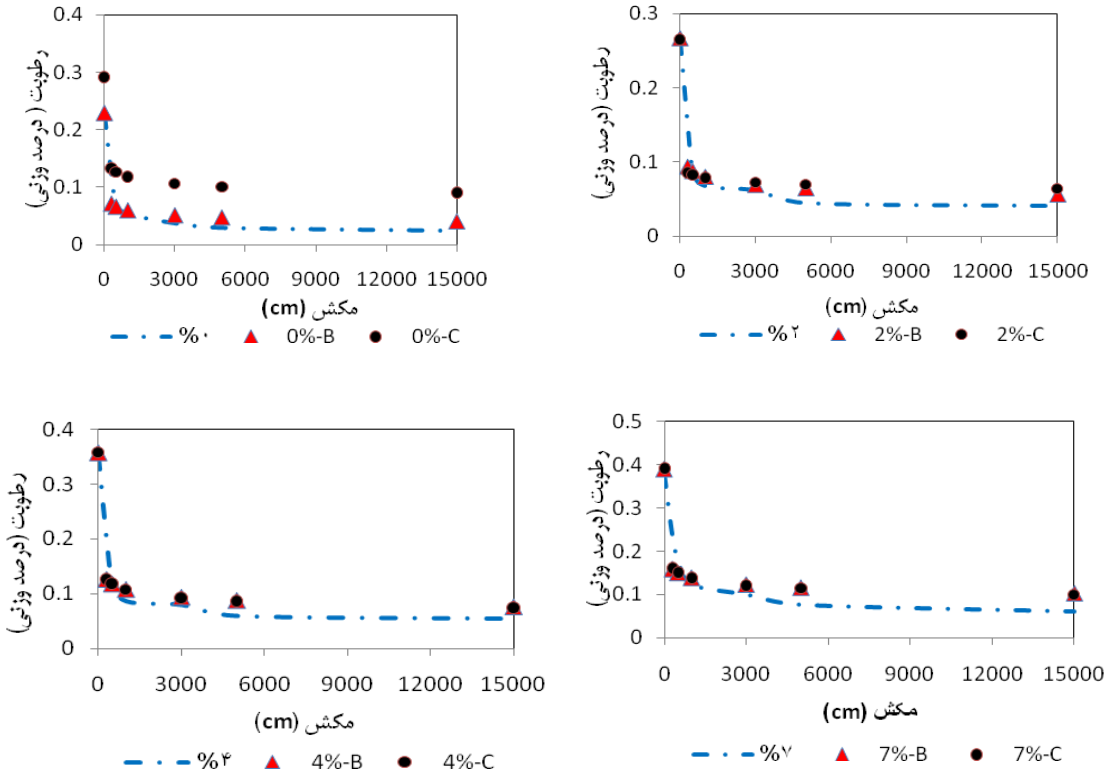
مشخصات	بافت خاک	رس(٪)	سیلت(٪)	شن(٪)	کربن آلی(٪)	Hp	EC (ds/cm)	CEC(٪)	Θm(٪)
خاک	شنی لومی	۱۵,۸۳	۶,۶۶	۷۷,۵	۰,۲۳۵	۷,۸۵	۰,۹۳۳	۳۲	۱۱,۷۲
کمپوست	-	-	-	-	۳۲	۷	۳۵	-	-

در بررسی نگهداشت آب در خاک با تاثیر اصلاح کننده کمپوست، برازش مدل کمپل نشان داد مقدار θ_s و α با کاربرد کمپوست زباله شهری در خاک با افزایش سطوح استفاده، روند یکنواختی را نشان نداد، که می‌تواند نشان‌دهنده برازش نامناسب مدل کمپل با منحنی نگهداشت آب در خاک-کمپوست است.

نتایج ضرایب مدل کمپل و بروکس-کوری در سطوح مختلف کمپوست زباله شهری در مدل بروکس-کوری موید آن بود که مقدار θ_s و α با کاربرد کمپوست زباله شهری در خاک با افزایش سطوح استفاده، با اندکی اغماض، از روند یکنواختی برخوردار بود.

نتایج این پژوهش برازش مناسب و مطلوبی در همه مکش‌های اعمال شده در همه سطوح کمپوست نشان داد. لیکن مدل کمپل فقط در سطوح بالای استفاده از کمپوست، برازش بهتری را نشان داد. گیمنز و همکاران، (۲۰۰۱) نیز مدل بروکس-کوری را برای خاک‌های با درصد شن بالا بهتر از مدل کمپل پیشنهاد دادند. آنها نتایج برازش مناسب تر مدل بروکس-کوری در مقایسه با مدل کمپل را در خاکهای شنی با شن بیش از ۷۰٪ و خاک دارای کمپوست را نشان دادند.

نتایج تغییرات منحنی رطوبتی خاک در اثر کاربرد کمپوست زباله شهری بر اساس مدل کمپل و بروکس-کوری در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل(۱) منحنی رطوبتی خاک-کمپوست با برازش مدل کمپل و بروکس-کوری

(عدد خالی خط اندازه‌گیری شده، B نشان‌دهنده خط برازشی مدل بروکس-کوری و C نشان‌دهنده مدل کمپل می‌باشد)

نتایج آماره‌های حاصل از کیفیت برازش در مدل منحنی رطوبتی (کمپل و بروکس-کوری) را در حضور افزودنی کمپوست در خاک شن لومی نشان داد، مدل بروکس-کوری R^2 معادل ۰/۸۷ بالاتری و RMSE کمتر و معادل با ۰/۰۳۱، نسبت به مدل کمپل دارا بود، که می‌تواند نشان‌دهنده برازش مطلوب مدل بروکس-کوری نسبت به مدل کمپل در این شرایط باشد.

منابع

۱- اله دادی، ا. ؛ معماری، ع؛ اکبری، غ. ع. و لطفی فر، ا. (۱۳۹۰)؛ تاثیر کاربرد مقادیر مختلف کمپوست زباله شهری بر خصوصیات و غلظت عناصر غذایی خاک و رشد و عملکرد ذرت علوفه ای ، مجله فن اوری و تولیدات گیاهی، ۱۱، ۱: ۹۷-۸۳.

۲- زمانی باب گهری، ج؛ افیونی، م؛ خوشگفتارمنش، امیرحسین و عشقی زاده ح. ر.(۱۳۸۹)؛ اثر لجن فاضلاب کارخانه پلی اکریل، کمپوست زباله شهری و کود گاوی بر ویزگی های خاک و عملکرد ذرت دانه ای، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی(علوم آب و خاک)، ۴، ۵۴: ۱۶۵-۱۵۳.

۳- شهریاری، ع.، نوری، س.، عابدی کوپای، ج. و آصالح، ف. ۱۳۸۹. اثر آبیاری با پساب فاضلاب تصفیه شده بر رشد گیاه قره‌داغ تحت شرایط گلخانه. مجله علوم و فنون کشت‌های گلخانه‌ای، سال اول، شماره چهارم:۲۲-۱۳.

۴- عالمی، م. ح. (۱۳۶۰)؛ آب و خاک(ترجمه). چاپ اول. انتشارات دانشگاه تهران. شماره ۱۷۹۲: ۵۷ ص.

۵- نظمی، ل. ؛ شعبانپور، م. و هاشمی مجد، ک.(۱۳۹۰)؛ تاثیر نوع و مقدار کمپوست ضایعات آلی بر خصوصیات فیزیکی فیزیکی دو نوع خاک، مجله پژوهش های خاک(علوم خاک و آب)، ۲۵، ۲: ۱۰۹-۹۳.

۶- نورافکن، ح. (۱۳۸۶)؛ مزایای استفاده از استاکوسورب و زئولیت در آمیخته های خاکی گلخانه ها. اولین کارگاه فنی ارتقا کارایی مصرف آب با کشت محصولات گلخانه ای .شماره ۱۸. ۹ص.

7- Brooks R. and Corey A. (1964); Hydraulic properties of porous media , Hydrology Paper No. 3. Colorado State University, Fort Collins, CO, 27pp.

8- Campbell GS, 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. Soil Sci 117: 311-314.

9- Gelik, I., Ortas, I., and Kilik, S. (2004); Effect of Compost, Mycorihiza, Mnure and fertilizer on some physical properties of Chromoxererts soil. Soil and Till. Res. 78: 59-67

10- Gimenz D, Rawls WJ, Pachepsky Y and Watt, JPC. (2001); Prediction of a pore distribution factor from soil textural and mechanical parameters , Soil Sci 166: 79-88.

11- Simunek, J. VanGenuchten M.Th. and Sejne M. (2005); The HYDRUS-10 software pachage for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 3.0, HYDRUS Software Series1. Department of Environmental Sciences. Univercity of California Reverside. CA.270 pp.

استفاده از شاخص S در بیان کیفیت فیزیکی خاک‌های متاثر از نمک

فاطمه افراسیابی[۱]، وحید منفردی[۲]، حبیب خداوردیلو[۳]، حسین عسگرزاده[٤]، سینا بشارت[٥] و بهنام حبیب زاده[٦]

۱و۲- دانشجویان کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه ارومیه

۳و٤- استادیاران گروه علوم خاک دانشگاه ارومیه

٥- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه ارومیه

٦- کارشناس ارشد گروه مهندسی آب دانشگاه ارومیه

مقدمه

کیفیت خاک ابزاری برای ارزیابی میزان تخریب یا بهبود زمین و شناسایی شیوه‌های مدیریتی درست برای استفاده پایدار از زمین است. کیفیت خاک را می‌توان از جنبه فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی ارزیابی نمود. کیفیت فیزیکی خاک تاثیری عمده بر فرآیندهای شیمیایی و بیولوژیکی در خاک دارد و لذا نقشی محوری در مطالعات کیفیت خاک بازی می‌کند. امروزه کیفیت فیزیکی خاک با تعیین پارامترهای فیزیکی، که درجه کیفیت خاک را تعیین می‌کنند، بیان می‌شود. دلیل مشترک مشکلات فیزیکی عمده در خاک‌ها، ساختمان ضعیف خاک است (دکستر، ۲۰۰۴).

پژوهشگران متعددی ابراز داشته‌اند که شاخص واحدی از کیفیت فیزیکی خاک وجود ندارد و برای یک ارزیابی کلی باید شماری از ویژگی‌های خاک را اندازه‌گیری کرد و کیفیت فیزیکی خاک را از تجمیع آنها بدست آورد. دکستر (۲۰۰۴) شاخص S را به عنوان شاخص کمّی کیفیت فیزیکی خاک پیشنهاد داد. شاخص S، شیب منحنی مشخصه رطوبتی خاک در نقطه عطف است که در آن داده‌های مکش ماتریک به صورت لگاریتم طبیعی و رطوبت به صورت جرمی وارد شده است. دکستر با توجه به تاثیرپذیری زیاد منحنی رطوبتی از اندازه و آرایش منافذ خاک، با آزمایشات پرشمار نشان داد که شاخص S می‌تواند بیانگر جنبه‌های مختلفی از ساختمان و کیفیت فیزیکی خاک از قبیل نفوذپذیری، سخت شوندگی و فشردگی باشد. بنابراین، هر عاملی که بر اندازه و آرایش منافذ خاک تاثیر بگذارد، موجب تغییر شاخص S نیز می‌گردد. دکستر (۲۰۰۴) بیان داشت که شاخص S ابزاری کارآمد در کمّی‌سازی تخریب یا بهبود فیزیکی و نیز در ارزیابی کیفیت فیزیکی خاک‌ها بوده است.

ارزیابی کیفیت فیزیکی خاک‌های نمک‌زده نیازمند بررسی ارتباط پارامترهای معرف خاک‌های نمک‌زده از قبیل قابلیت هدایت الکتریکی (EC)، درصد سدیم قابل تبادل (ESP) و جرم ویژه ظاهری (BD) با شاخص کیفیت فیزیکی خاک (S) می‌باشد. دکستر (۲۰۰۴) اظهار داشتند که بررسی اثرات احتمالی سدیمی بودن خاک بر شاخص S ضروری است و لذا، بررسی روند تغییرات شاخص S با تغییر ESP خاک و همروندی آن با تغییر سایر ویژگی‌های فیزیکی خاک حائز اهمیت خواهد بود. هدف از این پژوهش بررسی کارآیی شاخص S در بیان کیفیت فیزیکی خاک‌های متأثر از نمک پیرامون دریاچه ارومیه بود.

مواد و روشها

تعداد ۱۱نمونه خاک و هرکدام با ۳ تکرار از اطراف دریاچه ارومیه در استان آذربایجان غربی برداشته شد. پارامترهای EC، ESP، BD و درصد شن، سیلت و رس به روش استاندارد اندازه‌گیری شدند.

منحنی رطوبتی خاک‌ها توسط دستگاه صفحات فشاری در مکش‌های صفر، ۲۰، ۳۳، ۵۰، ۱۰۰، ۳۰۰، ۵۰۰ و ۱۵۰۰ کیلوپاسکال اندازه‌گیری و توسط برنامه RETC (ون‌گنوختن و همکاران، ۱۹۹۰) به معادله ون گنوختن برازش یافت تا مقادیر بهینه پارامترهای ون‌گنوختن (n، α، θ_r و θ_s) بدست آید. سپس، شیب منحنی رطوبتی در نقطه عطف، شاخص S، برای هر خاک محاسبه گردید (دکستر، ۲۰۰۴).

ارتباط شاخص S با پارامترهای شوری و سدیمی خاک و دیگر ویژگی‌های خاک با نرم‌افزار Minitab و Microsoft Excel بررسی شد.

نتایج و بحث

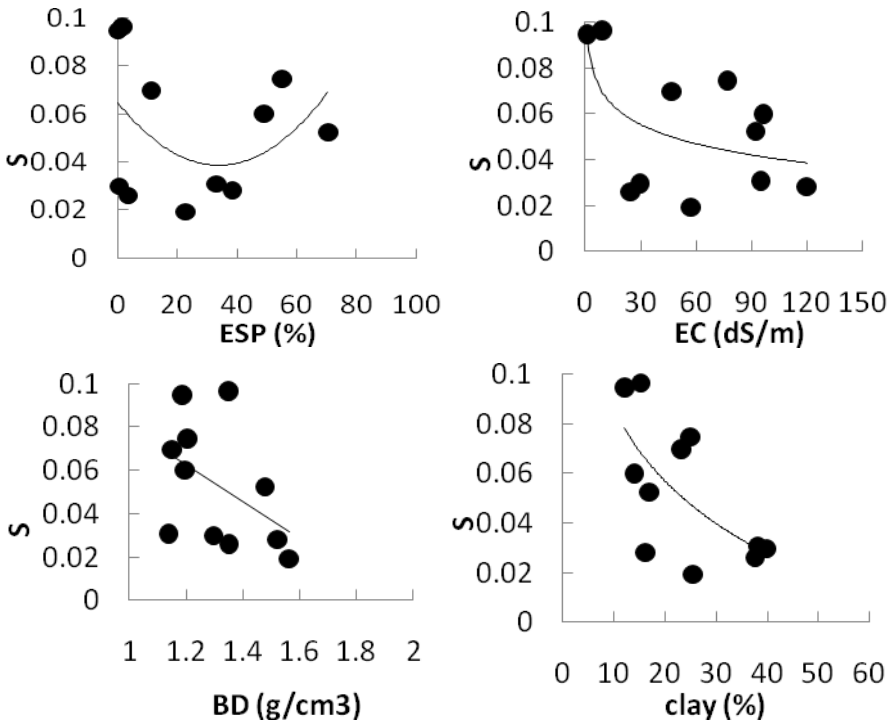
جدول ۱ برخی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با توجه به جدول ۱، خاک‌های مورد مطالعه در سه کلاس شور (EC > 4 dS/m; ESP < 15%)، شور–سدیمی (EC > 4 dS/m; ESP > 15%) و غیرشور–غیرسدیمی (EC < 4 dS/m; ESP < 15%) قرار دارند. خاک‌ها در کلاس بافتی لوم بوده و pH آنها قلیایی است. دکستر (۲۰۰۴) درجه کیفیت فیزیکی خاک را بر حسب مقدار شاخص S به صورت زیر گروه‌بندی کرده است: S≥ 0.05 خیلی‌خوب، 0.05>S≥0.035 خوب، 0.035>S≥0.02 ضعیف و 0.02>S خیلی ضعیف. نتایج نشان داد که خاک‌های با درجات مختلف شوری و سدیمی مقادیر متفاوتی از شاخص S را دارند (جدول ۱).

جدول۱- برخی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

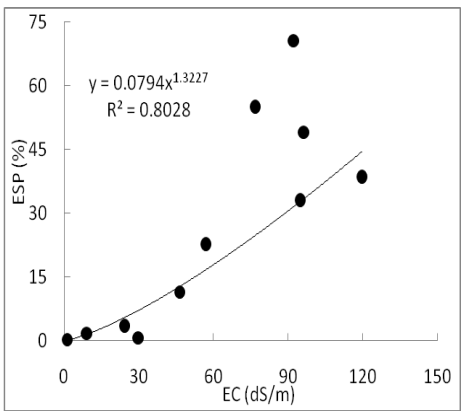
خاک	کلاس بافتی	Sand (%)	Clay (%)	ESP (%)	OM (%)	BD (g/cm^3)	EC (dS/m)	S	pH
۱	S.L	۵۵/۱	۱۵/۲	۱/۷	۱/۵۹	۱/۳۴	۸/۹	۰/۰۹	۹/۵
۲	Si.Cl.L	۳/۱	۳۸/۱	۳۳/۱	۵/۲۰	۱/۱۳	۹۴/۸	۰/۰۳	۸/۵
۳	L	۴۴/۰	۲۵/۴	۲۲/۷	۲/۵۵	۱/۵۶	۵۶/۹	۰/۰۱	۸/۲
۴	L	۴۵/۷	۱۶/۱	۳۸/۵	۱/۴۵	۱/۵۲	۱۱۹/۶	۰/۰۲	۷/۶
۵	L	۳۲/۲	۲۴/۹	۵۵/۰	۲/۴۹	۱/۲۰	۷۶/۸	۰/۰۷	۸/۱
۶	S.l	۵۲/۹	۱۶/۸	۷۰/۵	۱/۸۵	۱/۴۷	۹۲/۱	۰/۰۵	۷/۸
۷	Si.Cl.L	۱۲/۰	۳۷/۶	۳/۵	۱/۵۱	۱/۳۵	۲۴/۳	۰/۰۲	۱۱/۲
۸	Si.Cl.L	۱۳/۲	۳۹/۹	۰/۶	۱/۵۸	۱/۲۹	۲۹/۷	۰/۰۳	۱۰/۹
۹	S.L	۵۵/۴	۱۴/۰	۴۸/۹	۲/۰۱	۱/۱۹	۹۶/۱	۰/۰۶	۷/۶
۱۰	L	۴۰/۸	۲۳/۱	۱۱/۴	۲/۹۴	۱/۱۵	۴۶/۵	۰/۰۷	۸/۶
۱۱	Si.L	۳۰/۸	۱۲/۱	۰/۲	۳/۵۴	۱/۱۸	۱/۲	۰/۰۹	۹/۰

شکل ۱ ارتباط شاخص S با شوری (EC)، سدیم (ESP)، رس (clay) و جرم ویژه ظاهری (BD) خاک‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. با افزایش شوری خاک مقدار شاخص S کاهش یافت که بیانگر تاثیر نامطلوب شوری بر کیفیت فیزیکی خاک در منطقه مورد مطالعه است. با این حال، با افزایش ESP تا حدی از مقدار

شاخص S کاسته شد ولی در خاک‌هایی با ESP بالاتر از این محدوده مجددا مقدار شاخص S افزایش یافت. دلیل این امر را می‌توان به بالا بودن مقدار شوری خاک در خاک‌هایی با ESP بالا در این مطالعه نسبت داد (شکل ۲) که موجب کاهش اثرات نامطلوب سدیم بر ساختمان خاک می‌گردد (کرسیمانو و همکاران، ۱۹۹۵؛ امامی و همکاران، ۱۳۸۷).



شکل ۱- ارتباط شاخص S با شوری (EC)، سدیم (ESP)، رس (clay) و جرم ویژه ظاهری (BD) خاک‌های مورد مطالعه.



شکل ۲- رابطه بین شوری (EC) و سدیم (ESP) در خاک‌های مورد مطالعه.

همچنین همانند دکستر (۲۰۰۴) و امامی و همکاران (۱۳۸۷) کاهش مقدار شاخص Sبا افزایش مقدار رس و جرم ویژه ظاهری در خاک‌های مورد مطالعه مشاهده شد (شکل ۱). وجود رس زیاد در خاک سبب افزایش نسبت

منافذ بافتی به منافذ ساختمانی و لذا کاهش شیب منحنی رطوبتی در نقطه عطف می‌گردد. افزایش BD در اثر کاهش تخلخل خاک است. در کاهش تخلخل خاک عموما منافذ فراخ‌تر از بین رفته و یا تبدیل به منافذ ریزتر می‌گردند (ریچارد و همکاران، ۲۰۰۱). کاهش ترجیحی منافذ فراخ‌تر موجب تغییر توزیع اندازه منافذ و منحنی رطوبتی خاک می‌گردد (کاتو و همکاران، ۱۹۸۷؛ دکستر ۲۰۰۴). این کاهش اندازه منافذ در خاک‌های متاثر از نمک که معمولا ساختمان مناسبی ندارند عموما موجب کاهش کیفیت فیزیکی خاک و لذا کاهش مقدار شاخص S می‌گردد.

تفسیر آزمایشات منحنی رطوبتی در خاک‌های سدیمی دشوار است، زیرا کاهش در مقدار رطوبت با افزایش مکش در دنباله تر منحنی رطوبتی، که در آن آماس و چروکیدگی رخ می‌دهد، در اثر تخلیه آب از منافذ نیست بلکه بیشتر بدلیل پراکنش ذرات خاک است (دکستر، ۲۰۰۴). همچنین، تغییرات مقدار شاخص S نه متاثر از یک ویژگی واحد از خاک که به طور همزمان متاثر از ویژگی‌های متعددی از خاک و عموما با روابطی غیرخطی همراه است و لذا تفسیر نتایج باید با در نظر گرفتن همه تغییرات انجام گیرد. با وجود این پیچیدگی‌ها، نتایج این مطالعه بیانگر روند کاهشی شاخص S با افزایش ESP و EC خاک در منطقه مورد مطالعه و کارآیی نسبی شاخص S در بیان کیفیت فیزیکی این خاک‌ها بود. پیشنهاد می‌شود تغییرات شاخص S در خاک‌های متاثر از نمک با گردآوری داده‌هایی بیشتر با تجزیه رگرسیون غیرخطی و چند متغیره بررسی گردد تا روابط غیرخطی و چندگانه شاخص S با ویژگی‌های این خاک‌ها به گونه‌ای کمّی ارزیابی گردد.

منابع

۱- امامی، ح.، شرفاء م.،نیشابوری م.ر. و لیاقت ع.ا. ۱۳۸۷. برآورد شاخص کیفیت فیزیکی خاک با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک در تعدادی از خاکهای شور و آهکی. مجله تحقیقات آب وخاک ایران (علوم کشاورزی ایران). ۳۹ (۱): ۴۶-۳۹.

2- Crescimanno, G., Iovino, M., Provenzano, G., 1995. Influence of salinity and sodicity on soil structural and hydraulic characteristics. Soil Sci. Soc. Am. J. 59: 1701-1708.

3- Dexter A.R. 2004. Soil physical quality. Part I: Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. Geoderma, 120: 201-214.

4- Katou, H., Miyaji, K., Kubota, T., 1987. Susceptibility of undisturbed soils to compression as evaluated from the changes in the soil water characteristic curves. Soil Sci. Plant Nutr. 33 (4), 539-554.

5- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A., Gue´rif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. Eur. J. Soil Sci. 52: 49-58.

6- van Genuchten M.Th., Leij F.J., and Yates S.R. 1990. The RETC Code for quantifying the hydraulic functions of the unsaturated soils. Res. Rep. 6002-91065. USEPA, Ada, OK.

تخمین پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از هندسهٔ فرکتالی

علی‌داد کرمی[1] و مهدی همایی[2]
۱- استادیار پژوهش مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی فارس
۲- استاد دانشگاه تربیت مدرس

مقدمه

استفاده از هندسهٔ فرکتالی و تعیین بُعد فرکتالی اجسام برای شناخت غیریکنواختی (Heterogeneity) موجود در محیط‌های طبیعی از اهمیت خاصی برخوردار است (Kutlu *et al.*, 2008). از هندسهٔ فرکتالی برای کمّی‌سازی ساختمان خاک و پایداری خاکدانه‌ها استفاده شده است (Huang and Zhang, 2005).

Sepaskhah و همکاران (۲۰۰۰) بُعد فرکتال تفکیکی (D_n)، بُعد فرکتال جرمی (D_m) و MWD را به عنوان معیارهایی از پایداری خاکدانه‌ها ارزیابی نمودند که D_n و D_m با افزایش مالچ و با افزایش پایداری خاکدانه‌ها کاهش داشته است.

مقادیر بالاتر بُعد فرکتالی نشان دهندهٔ درجهٔ تکه‌تکه شدن بیشتر می‌باشد یعنی توزیع اندازهٔ خاک غالباً با تعداد بیشتری از خاکدانه‌های ریز بوده است. مقادیر پایین D، بیان کنندهٔ این است که غالب توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها بیشتر از خاکدانه‌های بزرگتر تشکیل شده است (Ding and Ding, 2007).

میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD) بخش کوچکی از پیچیدگی ساختمان خاک را دربر می‌گیرد، که با یکپارچه کردن، بخش‌های اندازهٔ خاکدانه به MWD، اطلاعات از دست رفته، و به نفع اندازهٔ بزرگتر الک تمام می‌شود (Cambardella, 2006; Caruso *et al.*, 2011). بُعد فرکتالی توزیع اندازهٔ ذرات خاک (D_B) به دست آمده از روش Bird و همکاران (2000) برای خاک‌هایی با شن زیاد کوچک بوده، در حالی که D_B بزرگتر، از خاک‌هایی با مقدار رس و سیلت بالا به دست آمده است و نتیجه‌گیری شده، بُعد فرکتالی قادر به تفکیک بین بافت‌های خاک می‌باشد (Neyshabouri *et al.*, 2011).

جریان اشباع آب در خاک و نفوذ پایه به طور مبنایی تابع ساختمان خاک است. ساختمان خاک نیز خود به طور مستقیم اندازه‌گیری نمی‌شود. بنابراین اهداف این پژوهش بررسی تغییرات نفوذ آب به خاک در مکان‌های مختلف، و تعیین شاخص‌های کمّی ساختمان خاک (MWD، GMD و بُعد فرکتالی) و ارزیابی رابطه‌ی آنها با ویژگی‌های خاکی و پارامترهای نفوذ آب به خاک بود.

مواد و روش‌ها

چهار هزار هکتار از اراضی دشت کوار در استان فارس بر روی نقشه ۱:۵۰۰۰۰ توپوگرافی منطقه، در محیط Arc GIS رقومی‌سازی و به فواصل منظم ۵۰۰×۵۰۰ متر شبکه‌بندی شد. در گره‌های شبکه، در ۱۶۱ مکان مختلف نمونه‌برداری خاک و آزمایشات نفوذ آب به خاک انجام گردید. مدل فیزیکی نفوذ آب به خاک فیلیپ و مدل‌های تجربی کوستیاکوف و کوستیاکوف لوییز بر داده‌های نفوذ اندازه‌گیری شده برازش داده شد. جرم ویژهٔ ظاهری، مقدار رطوبت خاک، فراوانی نسبی ذرات خاک (PSD)، توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها (ASD)، دانسیتهٔ ظاهری خاکدانه‌ها، میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها (MWD)، میانگین هندسی قطر خاکدانه‌ها (GMD)، قابلیت هدایت الکتریکی (EC) و اسیدیته در گل اشباع (pH)، کربن آلی و درصد اشباع خاک نیز اندازه‌گیری شد.

داده‌های اندازه‌گیری شدهٔ نفوذ آب به خاک در محیط نرم‌افزارهای Excel، SPSS و Sigmaplot بر مدل‌های نفوذ آب به خاک برازش و ضرایب و ویژگی‌های آماری مدل‌ها تعیین گردید. بهترین مدل انتخاب و

آماره‌های توصیفی کمینه، بیشینه، میانگین، میانه، چولگی، کشیدگی، انحراف معیار، ضریب تغییرات و ضریب همبستگی خطی (r) بین متغیّرها با استفاده از نرم‌افزار SPSS مشخص شدند.

برای تعیین توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها از سری الک خشک با قطرهای (۰/۴۲، ۰/۸۴، ۲، ۴/۷۵، ۶/۴، ۱۲/۷ و ۳۸ میلی‌متر) و سری الک تر (۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵، ۰/۱۰۶، و ۰/۰۵۳ میلیمتر) استفاده شد.

برای محاسبهٔ MWD و GMD از رابطه‌های زیر استفاده شد:

$$MWD = \sum_{i=1}^{n} \bar{x}_i WSA_i \quad \text{و} \quad GMD = \exp\left[\left(\sum_{i=1}^{n} w_i \log \bar{x}_i \right) / \sum_{i=1}^{n} w_i \right] \qquad [۱]$$

که در آن: i: شاخص اندازه کلاس، n تعداد غربال و w_i وزن خاکدانه‌ها در یک کلاس اندازه‌ای با میانگین قطری $\bar{x}_i$ است.

با استفاده از توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها و دانسیتهٔ آن‌ها و با به کارگیری مدل Riue و Sposito [۲ و ۳]، مدل Tyler و Wheatcraft [۴] و مدل Bartoli و همکاران [۵] بُعد فرکتالی محاسبه گردید.

$$N(d_i) = \frac{M(d_i)}{(d_i^{\,3} \rho_i)} \qquad [۲]$$

$$N_k = A d_k^{\,-D_n} \qquad [۳]$$

$$\frac{M(x < X)}{Mt} = \left(\frac{x}{XL}\right)^{3-D_m} \qquad [۴]$$

$$M = k_m x^{D_m} \qquad [۵]$$

که در آن $N(d_i)$ تعداد خاکدانه‌ها، d_i میانگین قطر خاکدانه‌ها (m)، $M(d_i)$ جرم خاکدانه‌ها (kg) و ρ_i جرم ویژهٔ ظاهری خاکدانه‌ها ($Mg.m^{-3}$)، d_k میانگین قطر خاکدانه‌ها برای کلاس k ام، D_m بُعد فرکتال جرمی، $M(x<X)$ جرم تجمعی خاکدانه‌ها بر روی غربال‌ها با اندازه‌های کوچکتر از X و Mt جرم کل خاکدانه‌ها (باقی-مانده بر روی تمام غربال‌ها)، XL بالاترین اندازهٔ منفذ غربال و x میانگین قطر خاکدانه‌ها در هر کلاس، و در معادلهٔ بارتولی M جرم خاکدانه‌ها، x متوسط اندازهٔ خاکدانه‌ها در هر کلاس، D_m بُعد فرکتال جرمی، k_m جرم یک خاکدانه با طول واحد است. هرچه D_m کوچکتر باشد، جرم ویژهٔ ظاهری خاکدانه‌ها بیشتر به مقیاس وابسته است.

نتایج و بحث

دامنهٔ تغییرات ویژگی‌های خاک و پارامترهای مدل‌های نفوذ آب به خاک در بیشتر موارد بسیار زیاد بود. دلیل این گستردگی، وسعت زیاد منطقهٔ مورد مطالعه و وجود فیزیوگرافی‌های مختلف است. جرم ویژهٔ ظاهری دارای کمترین تغییرات و رطوبت وزنی اولیه دارای بیشترین تغییرات بود. در مقایسه با خواص پایه، پارامترهای مدل‌های نفوذ غیریکنواخت‌تر بودند. پارامتر انتقالی معادلهٔ فیلیپ (A) و رطوبت وزنی اولیه خاک نیز که از عوامل موثر بر A است، غیریکنواختی زیادی داشت.

پارامتر a کوستیاکوف و پارامتر S فیلیپ دارای همبستگی معنی‌دار با جرم ویژهٔ ظاهری و رطوبت وزنی اولیه بودند (جدول ۱). از سوی دیگر پارامتر a و S در سطح یک درصد همبستگی معنی‌دار بسیار قوی (r=۰/۹۹) با یکدیگر داشتند. به نظر می‌رسد که پارامتر a در مدل تجربی کوستیاکوف معادل پارامتر فیزیکی S در مدل فیلیپ، و شاخصی از توانایی خاک در جذب و نگهداری آب می‌باشد.

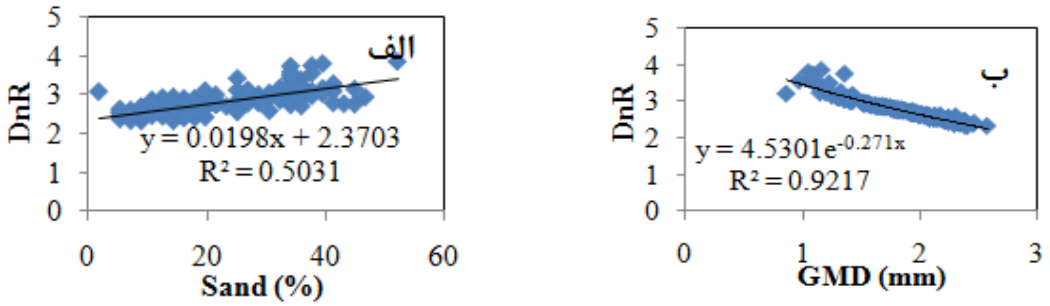
پارامتر انتقالی A در مدل فیلیپ به عنوان شدّت نفوذ پایه با جرم ویژهٔ ظاهری، رطوبت اولیهٔ خاک و درصد شن همبستگی معنی‌دار متوسط در سطح احتمال ۱ درصد، نشان داد. همبستگی خطّی پارامتر A با پارامتر b در مدل کوستیاکوف معنی‌دار و به نسبت قوی (r=۰/۷۴) بود. همبستگی شدت نفوذ با رس، شن و جرم ویژهٔ ظاهری نیز در سطح احتمال ۵ درصد معنی‌دار ولی ضعیف، گزارش شده است (Motaghian and Mohammadi, 2009).

جدول ۱ ضرایب همبستگی ساده بین پارامترهای نفوذ و متغیّرهای اندازه‌گیری شده خاک

	aKost	bKost	SPhi	APhi	alewis	blewis	clewis	MWD	GMD	SP	Clay	Silt	Sand	OC	pH	EC	BD	Moist
aKost	1																	
bKost	-0.141	1																
SPhi	.985**	-0.135	1															
APhi	.373**	.741**	.375**	1														
alewis	.951**	-.206**	.965**	.293**	1													
blewis	.199*	0.01	.199*	0.055	.169*	1												
clewis	.604**	.599**	.616**	.949**	.539**	0.103	1											
MWD	-.347**	-0.126	-.325**	-.297**	-.280**	0.079	-.325**	1										
GMD	-.411**	-0.092	-.392**	-.280**	-.346**	0.033	-.332**	.969**	1									
SP	-.350**	0.011	-.356**	-.185*	-.325**	-0.01	-.256**	.641**	.692**	1								
Clay	-.309**	0.009	-.308**	-.171*	-.292**	0.044	-.234**	.584**	.628**	.765**	1							
Silt	-0.078	-0.057	-0.072	-0.079	-0.025	0.005	-0.078	.441**	.403**	.447**	0.133	1						
Sand	.285**	0.022	.282**	.177*	.245**	-0.038	.226**	-.689**	-.705**	-.836**	-.863**	-.615**	1					
OC	0.022	.162*	-0.001	0.139	-0.007	0.065	0.099	-0.079	-0.04	0.13	0.036	0.063	-0.061	1				
pH	-0.019	.275**	-0.014	.211**	-0.053	0.048	.186*	-0.142	-0.108	-0.102	-0.153	-.168*	.208**	0.032	1			
EC	-0.104	-.308**	-0.105	-.313**	-0.048	0.063	-.293**	.359**	.344**	.310**	.304**	.214**	-.351**	-0.122	-.751**	1		
BD	-.449**	-0.046	-.441**	-.249**	-.431**	-.176*	-.320**	.238**	.304**	0.078	0.154	-.264**	0.012	-.219**	0.088	0.052	1	
Moist	-.502**	0.009	-.507**	-.216**	-.482**	-0.105	-.318**	.720**	.799**	.754**	.688**	.220**	-.659**	-0.037	-0.028	.269**	.410**	1

در کل همبستگی مثبت بین پارامترهای نفوذ منطقی است به دلیل این که پارامترهای نفوذ ضرایب مثبتی هستند و افزایش آن‌ها منجر به افزایش نفوذ آب به خاک می‌شود. افزایش ماده آلی خاک نیز باعث بهبود ساختمان خاک و افزایش حرکت آب در خاک و بالاخره افزایش نفوذ آب به خاک می‌شود.

همبستگی بین S با مقدار رطوبت اولیهٔ خاک و با درصد رس خاک منفی بود. همبستگی مثبت معنی‌دار قوی بین شوری خاک و مقدار آب در خاک با مقدار رس بالا و ظرفیت نفوذ آب به خاک پایین گزارش شده است (Miyamoto and Chacon, 2005).



شکل ۱- رابطهٔ پارامترهای فرکتالی با ویژگی‌های خاکی

همبستگی معنی‌داری بین ویژگی‌های خاک مشاهده گردید که هر کدام از آنها اهمیت ویژه‌ای دارد که بحث آن در این مقاله کوتاه میّسر نیست. همبستگی معنی‌داری بین ویژگی‌های خاک و رطوبت خاک در مقیاس حوضهٔ آبخیز نیز گزارش شده است (Tomer *et al.*, 2006).

بین پارامترهای فرکتالی و ویژگی‌های خاک نیز همبستگی معنی‌دار مشاهده گردید. پژوهشگران متعددی نیز اینگونه همبستگی‌ها را گزارش کرده‌اند که در مدل‌سازی اهمیت ویژه‌ای دارد (Cambardella, 2006; Kutlu *et al.*, 2008). در شکل ۱ نمونه‌ای از این نوع همبستگی نشاه داده شده است.

با محاسبهٔ معیارهای مجذور مربعات عدم برازش (S_r^2)، مجذور مربعات باقی‌مانده‌ها (RSS)، ضریب تبیین (R^2)، ریشهٔ میانگین مربعات خطاها (*RMSE*)، میانگین خطاها (*ME*) و معیار آکایک (AIC)، مدل‌های فرکتالی اختلاف معنی‌داری داشتند. بیشترین R^2 مربوط به مدل Tyler and Wheatcraft بود، ولی، کمترین مقادیر S_r^2، RSS، *RMSE*، *ME* و AIC از مدل Riue and Sposito به دست آمد.

دامنهٔ D_mT برای مدل Tyler و Wheatcraft از ۲/۳ تا ۲/۹ تغییرات داشت. ضریب تبیین آن با میانگین ۰/۸۹ از ۰/۵۶ تا ۰/۹۷ تغییرات داشت. بُعد فرکتالی برای مدل Rieu و Sposito با میانگین ۲/۷۷ از ۲/۳ تا ۳/۸ متغیّر بود. ضریب تبیین برای مدل فوق با میانگین ۰/۹۹۲ از ۰/۹۲۲ تا ۰/۹۹۸ تغییرات داشت. بُعد فرکتالی برای مدل Bartoli و همکاران از ۱/۳۵ – ۰/۰۰۱ تغییرات داشت. ضریب تبیین برای مدل مذکور با میانگین ۰/۴۸ از ۰/۰۰۰۰۲ تا ۰/۸۶ تغییرات داشت. بُعد فرکتالی توزیع اندازه– تعداد (D_n) و توزیع اندازه– جرم (D_m) برای D_n از ۰/۶۷ تا ۳/۹۲ و برای D_m از ۰/۷۹ تا ۴/۰۶ متغیّر بوده است (Perfect *et al.*, 1992).

نتیجه‌گیری

رابطهٔ عکس شاخص‌های پایداری خاکدانه با بُعد فرکتالی تاکیدی بر کاهش بُعد فرکتالی با افزایش پایداری خاکدانه می‌باشد. وجود همبستگی‌های قوی بین پارامترهای فرکتالی و ویژگی‌های خاک نشان دهندهٔ توانایی بالای مدل‌های فرکتالی در شبیه‌سازی ویژگی‌های خاک و پارامترهای نفوذ بود. بنابراین کاربرد مدل‌های مزبور برای توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها و بیان ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مورد تایید و تاکید می‌باشد.

منابع

Bird NRA, Perrier E, and Rieu M, 2000. The water retention function for a model of soil structure with pore and solid fractal distributions. Eur. J. Soil Sci., 51: 55-63.

Cambardella CA, 2006. Aggregation and organic matter. p. 52-55 in Lal, R. (Editor). Enc yclopedia of Soil Science. Taylor and Francis, Boca Raton, FL.

Caruso T, Barto EK, Siddiky MRK, Smigelski J, and Rillig MC, 2011. Are power laws that estimate fractal dimension a good descriptor of soil structure and its link to soil biological properties? Soil Biol. Biochem., 43: 359-366.

Ding Q, and Ding W, 2007. Comparing stress wavelets with fragment fractals for soil structure quantification. Soil Till. Res., 93: 316–323.

Huang G, and Zhang R, 2005. Evaluation of soil water retention curve with the pore-solid fractal model. Geoderma, 127: 52-61.

Kutlu T, Ersahin S, and Yetgin B, 2008. Relations between solid fractal dimension and some physical properties of soils formed over alluvial and colluvial deposits. J. Food. Agric. Environ., 6: 445-449.

Motaghian HR, and Mohammadi J, 2009. Predictive infiltration rate mapping with improved soil and Terrain predictors. J. Appl. Sci., 9(8): 1562-1567.

Neyshabouri MR, Ahmadi A, Rouhipour H, Asadi H, and Irannejad M, 2011. Soil texture fractions and fractal dimension of particle size distribution as predictors of interrill erodibility. Turk. J. Agric. For., 35: 95-102.

Perfect E, Rasiah V, and Kay BD, 1992. Fractal dimension of soil aggregate- size distribution calculated by number and mass. Soil Sci. Soc. Am. J., 56: 1407-1409.

Sepaskhah AR, Moosavi SAA, and Boersama L, 2000. Evaluation of fractal dimension for analysis of aggregate stability. Iran Agr. Res., 19: 99-114.

Tomer MD, Cambardella CA, James DE, and Moorman TB, 2006. Surface-soil properties and water contents across two watersheds with contrasting tillage histories. Soil Sci. Soc. Am. J., 70: 620−630.

پیامد های آتش سوزی بقایای گیاهی، بر پایداری خاکدانه های زمین های کشاورزی

بهزاد جگروند[۱]، محسن شکل آبادی[۲]، علی اکبر صفری سنجانی[۳]، زینب قیاسی[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه بوعلی سینا، ارائه دهنده
۲- استادیار دانشگاه بوعلی سینا، استاد همکار
۳- استاد دانشگاه بوعلی سینا، استاد همکار
٤- دانشجوی کارشناسی دانشگاه بوعلی سینا، دانشجوی همکار

مقدمه

سوزاندن آثار به‌جامانده مزارع پس از برداشت محصول، سنت نادرستی است که هنوز در بین برخی از کشاورزان مرسوم است؛ سنتی که با پایان فصل برداشت، بسیاری از مزارع کشور را به آتش می‌سپارد و علاوه بر آسیب رساندن به خاک و آلوده کردن هوا، احتمال گسترش آتش به دیگر نقاط از جمله مراتع و جنگل ها را افزایش می‌دهد. سریع و ارزان بودن، آماده سازی برای کشت بعدی، از بین بردن علف های هرز مزارع و آفات گیاهی و از بین بردن باقیمانده که موجب نامنظم سبز شدن در کشت ردیفی می‌شود، ازجمله اهداف کشاورزان برای انجام این کار عنوان می‌شود. آتش‌سوزی‌ها می‌توانند تغییرات فیزیکی و شیمیایی مهمی را در سیستم خاک القاء کنند. معمول‌ترین پیامدهای آتش‌سوزی با شدت بالا عبارت‌اند از: ۱) از دست دادن مواد آلی و مواد مغذی از طریق تصعید، آبشویی و فرسایش ۲) هر دو تغییرات کمی و کیفی جوامع میکروبی و ۳) خراب شدن ساختمان خاک توسط اثرگذاری بر روی پایداری خاکدانه ها (سردا و ماتاکسی–سولرا،۲۰۱۱). کاهش ماده‌ی آلی در اثر آتش‌سوزی، کاهش پایداری خاکدانه ها، کاهش تهویه و افزایش جرم ویژه ظاهری را به دنبال خواهد داشت (ولزو و همکاران، ۱۹۷۹). اندازه و پایداری خاکدانه ها می‌تواند به عنوان شاخصی از تغییرات کیفیت خاک ناشی مدیریت های متفاوت در شرایط مشخص محسوب گردد (یوسفی و همکاران، ۱۳۸۶).

شهرستان نهاوند با ۵۹ هزار هکتار سطح زیر کشت آبی و دیم، قطب کشاورزی استان همدان محسوب می‌گردد. گندم، ذرت و گیاه دارویی گشنیز از محصولات عمده‌ی این شهرستان است که این شهرستان با ۹۸ درصد و ۶۵ درصد از کل تولید محصول گشنیز در استان و کشور به ترتیب، رتبه‌ی نخست تولید این محصول را به خود اختصاص داده است. در دهه‌ی اخیر در این شهرستان به دلایل ذکرشده در بالا، کشاورزان دست به سوزاندن بقایای گیاهی محصولات خود بعد از برداشت می‌زنند. به این ترتیب زمین های کشاورزی در این شهرستان هر ساله دچار آتش‌سوزی اجباری می‌گردند. این آتش‌سوزی علاوه بر آلودگی هوا، اثرات زیادی بر شاخص های کیفیت خاک مزارع دارند. به دلیل انجام نگرفتن کار پژوهشی بر اثرات آتش‌سوزی بقایا بعد از برداشت بر روی کیفیت مزارع و کمبود اطلاعات دقیق در این زمینه، کشاورزان هر ساله دست به انجام این عمل می‌زنند. مطالعه‌ی حاضر به منظور بررسی اثرات آتش زدن بقایای سه نوع کشت مرسوم بر پایداری خاک مزارع صورت گرفت.

مواد و روش ها

نمونه‌برداری در غالب طرح کاملاً تصادفی در اواخر تابستان سال ۱۳۹۱، قبل و بلافاصله بعد از آتش‌سوزی از یک نقطه، در سه مزرع تحت کشت محصول گندم، ذرت و گشنیز در ۹ تکرار انجام گرفت. نمونه‌های خاک هوا

خشک گردیده و از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند. هدایت الکتریکی و pH خاک در نمونه‌های تعلیق خاک با نسبت ۱:۲/۵ آب به خاک اندازه‌گیری شد. برای برآورد پایداری خاکدانه ها و جداسازی آن ها بر اساس اندازه، نمونه‌ها از الک ۴ میلی‌متری عبور داده شد. نمونه‌های مرطوب بر روی سری الک ها قرار داده شد. سری الک ها به ترتیب از بالا به پایین ۲، ۰/۲۵ و ۰/۰۵۳ میلی‌متر بودند (کامباردلا و الیوت، ۱۹۹۴). الک کردن با کورس ۱/۳ سانتی‌متر و سرعت ۳۰ دور در دقیقه و به مدت ۱۰ دقیقه درون سطل پر از آب انجام گرفت. خاکدانه های مانده روی هر کدام از آن ها جمع‌آوری و در آون با دمای کمتر از ۵۰ درجه سانتی‌متر به مدت ۴۸ ساعت خشک شد. پس از وزن کردن خاکدانه های روی هر الک، درصد شن و سنگریزه با عبور از الک همانند محاسبه گردید. نسبت خاکدانه پایدار روی هر الک و میانگین وزنی خاکدانه ها از روش کمپر و روزنت (۱۹۸۶) محاسبه گردید.

درصد پایداری خاکدانه‌ها به روش کوماری و همکاران (۲۰۱۱) مطابق رابطه زیر به دست آمد:

$$AS=\left[\frac{(\text{وزن کل خاکدانه ها}-wp25-s)}{(\text{وزن خاک مورد آزمایش}-s)}\times 100\right] \qquad [1]$$

Wp25: وزن خاکدانه‌های کوچک‌تر از ۰/۲۵ میلی‌متر S: وزن مجموع شن روی سری الک‌ها

نتایج و بحث

نتایج مقایسه‌ی میانگین تیمارهای مختلف برای فراسنجه های مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. نتایج نشان می‌دهد که، مقدارهای اندازه‌گیری شده برای pH خاک، از بیشینه‌ی ۸/۱۲ تا کمینه‌ی ۶/۹۵ متغیر است. بیش‌ترین مقدار pH اندازه‌گیری شده مربوط به تیمار ذرت سوخته است که با تیمار های گندم و گشنیز نسوخته تفاوت معنی‌داری نداشته است اما، با سایر تیمار ها تفاوت معنی‌داری داشته است. به طور کلی آتش‌سوزی موجب افزایش معنی‌دار pH خاک در تیمار ذرت سوخته در مقایسه با ذرت نسوخته گردیده است. این افزایش برمی‌گردد به بار سوخت بیشتر در کشتزارهای تحت کشت ذرت. آنالیز مقادیر تغییرات pH به وضوح نشان می‌دهد که، عمدتاً pH با افزایش بار سوخت و درجه حرارت، افزایش یافته است (آرتورو،۲۰۱۱). این افزایش عموماً به دلیل سوختن مواد آلی و تولید خاکستر است، که مقادیر بزرگی از آنیون های بازی را فراهم می‌کند در نتیجه موجب افزایش pH می‌گردد (اولری و همکاران، ۱۹۹۵; کیوتیل و همکاران، ۱۹۹۰). نتایج همسو با نتایج به دست آمده توسط حیدری و قربانی (۱۳۹۲)، باهوس و همکاران (۱۹۹۳) وکریگتون و سانتلیسز (۲۰۰۳) بود. همچنین موجب کاهش معنی‌دار pH خاک در تیمار های گندم و گشنیز سوخته در مقایسه با تیمار های گندم و گشنیز نسوخته گردیده است. در سال انجام آزمایش به علت افزایش چشمگیر قیمت کاه، کاه و کلش مزارع گندم تا جایی که امکان داشت جمع‌آوری شد. این کاهش pH می‌تواند به دلیل شدت پایین آتش‌سوزی در این مزارع باشد. بادیا و مارتی، (۲۰۰۳) نشان دادند که سوختن خاک در ۲۵۰ درجه‌ی سلسیوس باعث کاهش در pH شده است.

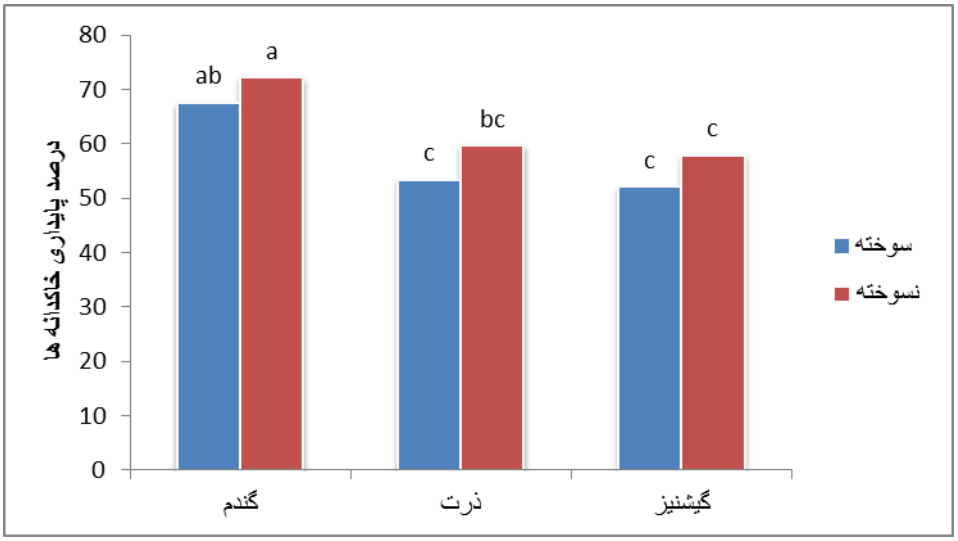
مقدار های اندازه‌گیری شده برای هدایت الکتریکی خاک، از بیشینه‌ی ۷۰۹/۰۰ میکرو زیمنس بر سانتی‌متر تا کمینه‌ی ۱۶۰/۰۰ میکرو زیمنس بر سانتیمتر متغیر است. بیش‌ترین میانگین هدایت الکتریکی اندازه‌گیری شده، ۴۸۷/۶۷ مربوط به تیمار ذرت سوخته است و کمترین میانگین اندازه‌گیری شده، ۳۲۱/۶۷ میکرو زیمنس بر سانتی‌متر مربوط به تیمار گشنیز نسوخته است. نکته‌ی جالب‌توجه این است که، تمامی تیمارها با همدیگر تفاوت معنی‌داری داشته‌اند. بطورکلی آتش‌سوزی باعث افزایش معنی‌دار هدایت الکتریکی در دو تیمار ذرت و گشنیز و کاهش در تیمار گندم شده است. دلیل افزایش قابلیت هدایت الکتریکی خاک را می‌توان به رها شدن یون های

معدنی به دست آمده از سوختن مواد آلی و تولید خاکستر پس از آتش‌سوزی نسبت داد (سرتینی،۲۰۰۵). نتایج همسو با نتایج به دست آمده توسط حیدری و قربانی (۱۳۹۲) بود. کاهش هدایت الکتریکی خاک در گندم سوخته، به دلیل شدت پایین آتش‌سوزی در این تیمار و همچنین ماهیت کاه و کلش گندم است که، با عصاره گیری از بقایای کاه و کلش سوخته‌ی گندم مشخص گردید که کمترین هدایت الکتریکی در بین سه بقایای مورد مطالعه داشته، و کمتر از هدایت الکتریکی عصاره‌ی بقایای نسوخته‌ی آن است.

جدول ۱. مقایسه‌ی میانگین تیمارهای اعمال‌شده

تیمارها	pH	EC	MWD	As
گندم سوخته	۷/۳^{B}	۳۶۳/۸۹^{BCD}	۰/۸۱^{AB}	۶۷/۵^{AB}
ذرت سوخته	۸/۰^{A}	۴۸۷/۶۷^{A}	۰/۶۷^{C}	۵۳/۴^{C}
گشنیز سوخته	۷/۳^{B}	۴۰۹/۱۱^{BC}	۰/۷۵^{BC}	۵۲/۰^{C}
گندم نسوخته	۷/۸^{A}	۲۷/۰۰^{AB}	۰/۹۱^{A}	۷۲/۱^{A}
ذرت نسوخته	۷/۵^{B}	۳۳۵/۰۰^{CD}	۰/۸۱^{AB}	۵۹/۶^{BC}
گشنیز نسوخته	۷/۸^{A}	۳۲۱/۶۷^{D}	۰/۷۹^{B}	۵۷/۸^{C}

میانگین وزنی قطر خاکدانه ها و پایداری خاکدانه ها از فراسنجه های مهم در نشان دادن وضعیت ساختمان خاک هستند. اعمال آتش‌سوزی، باعث کاهش معنی‌دار میانگین وزنی قطر خاکدانه ها در خاک های متأثر از آتش شده است. بیش‌ترین مقدار میانگین اندازه‌گیری شده‌ی این فراسنجه، ۰/۹۱ میلی‌متر و مربوط به تیمار گندم نسوخته است. بجز تیمار های ذرت نسوخته با گندم سوخته، سایر تیمارها با یکدیگر تفاوت معنی‌داری داشته‌اند. در نتایج مربوط به مقایسه‌ی میانگین فراسنجه ی پایداری خاکدانه ها نشان می‌دهد که، این فراسنجه تحت تأثیر اعمال آتش‌سوزی و نوع کاه و کلش سوخته شده قرار گرفته است به گونه‌ای که، بطورکلی آتش باعث کاهش معنی‌دار این فراسنجه در تمام تیمار ها گشته است (شکل ۱). نکته‌ی جالب بالاتر بودن میانگین پایداری خاکدانه های خاک اندازه‌گیری شده در تیمار گندم سوخته، نسبت به دو تیمار ذرت و گشنیز نسوخته است. از آنجایی که نمونه‌برداری قبل و بعد از آتش‌سوزی، از یک نقطه صورت گرفته است، بنابراین تفاوت در میانگین قطر وزنی و پایداری خاکدانه ها در تیمارهای سوخته نسبت به تیمارهای نسوخته را می‌توان، به علت کاهش ماده‌ی آلی خاک و افزایش رس قابل پراکنش در تیمارهای سوخته دانست. جیوانینی و همکاران (۱۹۹۰)، وست و همکاران (۲۰۰۵)، هوبرت و همکاران (۲۰۰۶) و حیدری و قربانی (۱۳۹۲) نیز در پژوهش های خود کاهش پایداری خاکدانه ها بر اثر آتش‌سوزی را بیان کردند.



شکل ۱. درصد پایداری خاکدانه ها برای تیمار های اعمال‌شده

منابع

۱- یوسفی، م.، شریعتمداری، ح. و حاج عباسی، م. ع. (۱۳۶۸) اندازه‌گیری برخی از ذخایر کربن آلی در دسترس به عنوان شاخص کیفیت خاک. مجله علوم و فنون کشاورزی. ۱۱(۴۴): ۴۲۹-۴۳۹.

۲- حیدری، ج. و قربانی، ش.(۱۳۹۲) تأثیر آتش‌سوزی پوشش گیاهی بر کیفیت خاک مراتع نیمه استپی کرسنک، چهارمحال بختیاری. پژوهش های حفاظت آب و خاک. جلد ۲۰، شماره دوم.

3- Arturo, J.P., Granged, Antonio, J., Lorena, M.Z., Miriam, M.R., Mataix-Solera, J. (2011) Short-term effects of experimentalfire for a soil under eucalyptus forest (SE Australia). Geoderma 167-168: 125–134.

4- Cambardella, c.a. and elliott, e.t. (1994) carbon and nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grass-land soil. Soil science society of america journal 58:777-783.

5- Certini, g., 2005. Effects of fire on properties of forest soils: a review. Oecologia 143, 1–10.

6- Kumari, m., chacraborty, d., gathala, m.k., pathak, h., dwivedy, b.s., tomar, r.k., garg, r.n. and singh, r. (2011) soil aggregation and associated organic carbon fractions as affected by tillage in a rice-wheat rotation in north india. Soil science society of america journal 75:1-8.

7- Kutiel, p., naveh, z., kutiel, h., 1990. The effect of a wildfire on soil nutrients and vegetation in an aleppo pine forest on mount carmel, israel. In: goldammer, j.g., jenkins, m.j. (eds.), fire and ecosystem dynamics. Spb academic publishing, the hague pp. 85–94.

8- Mataix-solera, j. Cerda, a. Arcenegui, v. 2011. Fire effect on soil aggregation: a review. Earth-science reviews 109, 44-60.

9- Ulery, a.l., graham, r.c., chadwick, o.a., wood, h.b., 1995. Decade-scale changes of soil carbon, nitrogen, and exchangeable cations under chaparral and pine. Geoderma 65, 121–134.

10- Valzano, f.p., greene, r.s.b., and murphy, b.w. 1997. Direct effects of stubble burning on soil hydraulic and physical properties in a direct drill tillage system. Soil and tillage res. 42: 209-219.

تعیین الگوهای تغییرات مکانی و مناسب‌ترین روش میان‌یابی برای غلظت قابل جذب عناصر آلاینده (Pb، Cd و Ni) در خاک دشت خان‌میرزا

رضا زارعی خیرآبادی[1]،حبیب ا... بیگی هرچگانی[2]، علیرضا داوودیان[3]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد،دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

۲- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه شهرکرد

۳- دانشیار دانشکده منابع طبیعی دانشگاه شهرکرد

مقدمه

امروزه با گسترش جمعیت و افزایش روزافزون نیاز به مواد غذایی، تولید محصول از اهمیت بالایی برخوردار است. در راستای افزایش کمی و کیفی میزان تولید، کاربرد صحیح کود، کاهش هزینه‌ها، کاهش خطر آلودگی محیط زیست ناشی از کابرد بی‌رویه و نامتعادل کود از نقشه‌های پراکنش عناصر در خاک که بر اساس نمونه‌های خاک تهیه شده‌اند، استفاده می‌شود شناخت روند تغییرات عناصر خاک در سطح یک دشت می‌تواند در مدیریت، سلامت محیط زیست و کیفیت محصولات موثر باشد. آگاهی از تغییرات مکانی غلظت عناصر خاک مزرعه و ارتباط آن با عملکرد محصول، مبنایی را برای بهبود استفاده از نهاده‌ها، افزایش عملکرد محصول و مزایای اقتصادی و زیست محیطی فراهم می‌کند (ویرگیلیو و همکاران، ۲۰۰۷). اگر فعالیت‌های بشری منجر به نقصان یا سمیت عنصری در بخشی از مزرعه شده باشد، لازم است که زارعین در نحوه مدیریت مزرعه بازنگری و تجدید نظر کنند. فلزات سنگین از جمله مهمترین آلاینده های زیست محیطی به شمار می‌روند که از روش های مختلف مانند کاربرد لجن فاضلاب و کمپوست زباله به عنوان ماده اصلاحی خاک، فرونشست مواد معلق حاصل از کارخانجات و معادن بر روی زمین‌های اطراف و ریختن زه آب صنعتی به داخل چاه‌ها و فاضلاب‌ها، منابع آب و خاک را آلوده می‌نمایند(کاباتا، پندیاس و پندیاس، ۲۰۰۱) تجمع عناصر سنگین در خاک، به ویژه در زمین‌های کشاورزی امری تدریجی بوده و غلظت عناصر سنگین می‌تواند به حدی برسد که امنیت غذایی بشرا را تهدید نماید. در سال‌های اخیر مطالعه فلزات سنگین در خاک مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته و به عنوان یکی از مباحث مهم در علوم خاک و محیط زیست مطرح است. مطالعات مختلفی در زمینه ارزیابی غلظت عناصر سنگین خاک، اثرات متقابل آن‌ها با سایر عناصر و خصوصیات خاک در دنیا از جمله ایران انجام شده است. لذا این پژوهش با هدف بررسی چگونگی توزیع عناصر آلاینده سرب، کادمیم و نیکل در خاک و انتخاب بهترین روش میان‌یابی برای غلظت قابل جذب این عناصر در خاک دشت خان‌میرزا انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

دشت خان‌میرزا در منطقه‌ی لردگان استان چهارمحال و بختیاری واقع شده است. مساحت اراضی قابل آبیاری در این دشت ۱۴۶۸۳ هکتار است که عمدتا" زیر کشت محصولاتی نظیر گندم، یونجه، لوبیا و ذرت است. متوسط بارندگی سالیانه ۵۰۰ میلی متر، حداقل دمای دشت ۵- درجه سانتی‌گراد و حداکثر ۳۰+ درجه سانتی‌گراد است.

منبع اصلی تامین آب آبیاری و آشامیدنی در این دشت حدود ۵۰۰ حلقه چاه عمیق و چندین دهانه چشمه و قنات است.

نمونه برداری و تجزیه‌های آزمایشگاهی

تعداد ۷۰ نمونه مرکب از عمق ۲۰-۰ سانتی‌متری خاک برداشت شد و موقعیت جغرافیایی نمونه‌ها توسط GPS ثبت گردید. پس از هوا خشک‌شدن، کوبیدن با چکش پلاستیکی و عبور از الک دو میلی‌متری تجزیه‌های شیمیایی و فیزیکی مورد نظر بر روی نمونه‌ها انجام شد. غلظت قابل جذب عناصر آلاینده (سرب، کادمیم و نیکل) با DTPA و توسط دستگاه جذب اتمی (GBC-932 puls) اندازه‌گیری شد (لیندزی و نورول، ۱۹۷۸). واکنش شیمیایی، هدایت الکتریکی، کربن آلی و کربنات کلسیم معادل خاک اندازه‌گیری شد. آزمون نرمال بودن توزیع داده‌ها با استفاده از آزمون کلموگرف- اسمیرنف و تجزیه و تحلیل‌های آماری کلاسیک در محیط نرم افزار STATISTICA نسخه ۱۰ شرکت (StateSoft Inc, 2011) انجام شد.

برازش مدل واریوگرام و انتخاب مدل مناسب

پس از اطمینان از نرمال بودن توزیع داده‌ها، در محیط Variowin ویرایش ۲/۲۱ ، ابتدا واریوگرام تجربی $\gamma(h)$ مولفه‌ها ترسیم گردید. مدل‌های نظری واریوگرام نیز در محیط Variowin ویرایش ۲/۲۱ به مشاهدات برازش داده شد. برای ارزیابی روش پهنه بندی از دو معیار میانگین خطا (ME) و ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) استفاده شد .آماره ME نشان دهنده وجود اریبی است. مقادیرمثبت آن تخمین بیش از مقدار واقعی و مقادیر منفی آن تخمین کمتر از مقدار واقعی را نشان می‌دهد. هر اندازه آماره ME کوچکتر باشد پیش بینی روش درون یابی از اریبی کمتر برخوردار است. معیار RMSE نسبت به داده‌های پرت حساس است، به همین دلیل می‌توان از RMSE % استفاده کرد. کوچکتر بودن این ویژگی، دلیلی بر دقت بیشتر تخمین‌ها و یا اختلاف کم بین مقادیر واقعی و مقادیر تخمین زده شده می‌باشد. هنگل و همکاران(۲۰۰۴) حد قابل قبول RMSE% را ۴۰ درصد و بالاتر از ۷۰ درصد را نشانه عدم دقت در تخمین نقاط و تغییرات زیاد بین مقادیر اندازه‌گیری شده و تخمین زده شده بیان کردند. پس از تعیین مدل واریوگرام، دقت روش‌های میان‌یابی کریجینگ(ساده و معمولی) و معکوس فاصله(با توان یک تا سه) برای هر سه عنصر به منظور پهنه‌بندی آن‌ها بررسی شد. براساس بهترین روش میان‌یابی برای هر عنصر پهنه‌بندی و نقشه‌های توزیع مکانی هر عنصر ترسیم، سپس هم‌بستگی نقشه‌ها در محیط Arc GIS ویرایش ۹/۳ (ESRI Inc, ArcMap 2008) انجام شد.

نتایج و بحث

تمامی مؤلفه‌ها طبق واریوگرام سطحی همسانگرد بودند. بهترین مدل برازش داده شده برای کادمیم و نیکل مدل کروی و برای سرب مدل نمایی بود. نسبت اثر قطعه‌ای به آستانه‌ی تاثیر برای هر سه عنصر کمتر از ۰/۲۵ بود که کلاس وابستگی مکانی قوی را برای آنها نشان می‌دهد (کمبردلا و همکاران، ۱۹۹۴). اثر قطعه‌ای هر سه عنصر صفر است که نشان دهنده‌ی حالت آرمانی مدل واریوگرام برای این عناصر بود. مقدار RMSE% برای

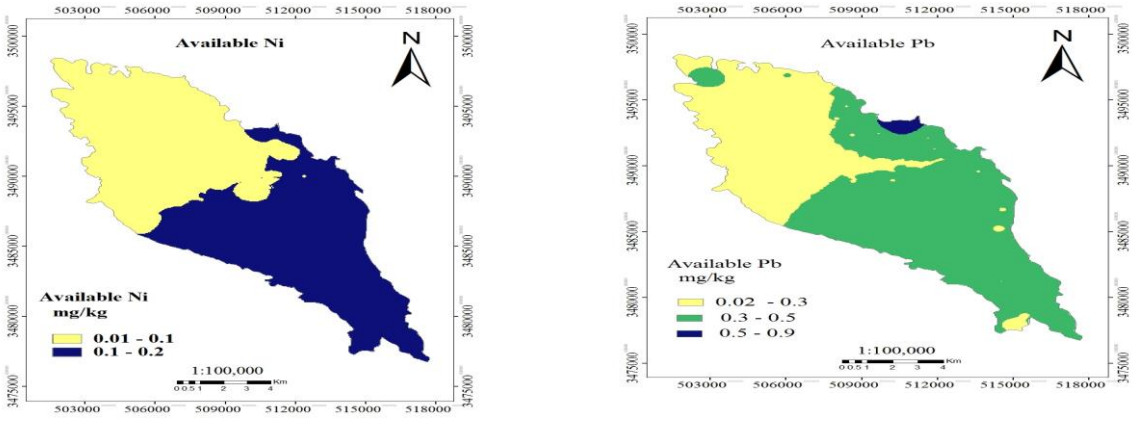
تمام مؤلفه‌ها کمتر از ۴۰ بود که نشان‌دهنده‌ی دقت بالای تخمین و اختلاف کم بین مقادیر واقعی و مقادیر تخمین زده شده است (هنکل و همکاران، ۲۰۰۴).

جدول ۱ - مشخصات نیم‌تغییرنمای منتخب برای غلظت قابل جذب عناصر آلاینده سرب، کادمیم و نیکل خاک در دشت خان‌میرزا

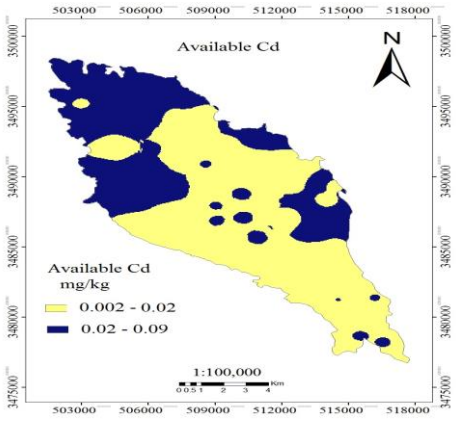
عنصر ریزمغذی	مدل تغییرنمای	دامنه‌ی تاثیر(متر)	آستانه‌ی تاثیر (C_0+C)	اثرقطعه‌ای (C_0)	$C_0/(C_0+C)$	کلاس-وابستگی مکانی	RMSE%
Cd	کروی	۳۳۶۰	۲/۷۶*۱۰^-۵	۰	۰	قوی	۱۷
Ni	کروی	۲۵۲۰	۱۰/۶	۰	۰	قوی	۲۱
Pb	نمایی	۲۰۴۰	۰/۰۰۳	۰	۰	قوی	۱۵

تعیین بهترین روش پهنه‌بندی غلظت قابل جذب عناصر آلاینده

به منظور پهنه‌بندی غلظت قابل جذب عناصر ابتدا بهترین برآورد کننده مکانی معین می‌شود. با توجه مقادیر ME، RMSE برای برآورد غلظت قابل جذب سرب، نیکل و کادمیم به دو روش کریجینگ (ساده و معمولی) و روش وزن‌دهی معکوس فاصله(با توان یک تا سه) بهترین روش میان‌یابی غلظت قابل جذب عناصر سرب، نیکل و کادمیم به ترتیب معکوس فاصله با توان یک، معکوس فاصله با توان دو و کریجینگ معمولی است (شکل ۱).



شکل ۱- پهنه بندی غلظت قابل جذب کادمیم، سرب و نیکل در خاک دشت خان‌میرزا



ادامه‌ی شکل ۱- پهنه بندی غلظت قابل جذب کادمیم، سرب و نیکل در خاک دشت خان‌میرزا

نتیجه‌گیری

بر اساس نقشه هر عنصر بیشترین غلظت سرب در قسمت کوچکی از شرق دشت، بیشترین غلظت نیکل در قسمت مرکزی وجنوب دشت، بیشترین غلظت کادمیم در قسمت‌های شمالی و مرکزی دشت خان‌میرزا تعیین گردید. غلظت قابل جذب هر سه عنصر کمتر از حد سمیت این عناصر می‌باشد و از لحاظ آلودگی مشکلی را ایجاد نمی‌کند لذا با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه یک منطقه کشاورزی است، توصیه می‌شود به منظور افزایش کمی و کیفی میزان تولید، کاربرد صحیح کود، کاهش هزینه‌ها و کاهش خطر آلودگی محیط زیست ناشی از کابرد بی‌رویه و نامتعادل کود و همچنین به منظور مدیریت حاصلخیزی خاک دشت خان‌میرزا، از نقشه-های پهنه بندی عناصر که بر اساس نمونه‌های خاک تهیه شده‌اند، استفاده گردد.

منابع

1- Cambardella CA, Moorman TB, Novak JM, Parkin TB, Karlen DL,Turco RF and Konopka AE, 1994. Field –scale variability of soil properties in central Iowa soil. Soil Soil Sci Soc 58: 1501-1511.
2- Hengel T, Huvelink GBM, and Stein A, 2004. A generic framework for spatial prediction of soil variables based on regression–kriging. Geoderma 120:75-93.
3- Kabata Pendias A and Pendias H, 2001. Trace element in soils and Plants. CRC, Washington, USA.
4- Virgilio ND, Monti A and Venturi G, 2007. Spatial variability of switch grass (*Panicum virgatum* L.) yield as related to soil parameters in a small field. Field Crops Res 101: 232–239.
5- Lindsay WL and Novell WA, 1978. Development of DTPA Soil test for Pb, Cd and Ni. Soil Science Society of American Journal 42: 421 – 428.

بررسی بهبود تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از پارامترهای مکانیکی خاک

آزاده صداقت[۱]، حسین بیات[۲]، علی اکبر صفری سنجانی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا
۳- استاد گروه خاکشناسی دانشگاه بوعلی سینا

مقدمه

خصوصیات هیدرولیکی خاک به‌عنوان ورودی برای بیشتر مدل‌هایی که در ارتباط با آب، خاک و کشاورزی توسعه یافتند، مورد نیاز می‌باشند (دوناتولی و اکوتیس، ۲۰۰۱). افزایش مکش سبب افزایش نیروی برشی در خاک می‌شود. فشرده شدن خاک سبب ریز شدن منافذ می‌شود. با ریز شدن منافذ، مکش در آن‌ها افزایش می‌یابد و در نتیجه مقاومت خاک در برابر جریان آب افزایش پیدا می‌کند (میلر و همکاران، ۲۰۰۲). منحنی فشردگی محصور نشان‌دهنده چگونگی تراکم خاک و کاهش منافذ در حین تراکم می‌باشد. اندازه‌گیری آن نیز ساده و سریع می‌باشد. درصورتیکه اندازه‌گیری برخی از ویژگی‌های مهم خاک مانند خصوصیات هیدرولیکی ممکن است مشکل، وقت‌گیر و یا پرهزینه باشد. بنابراین، محققان به دنبال روش‌ها و روابط غیر مستقیم، هستند که بتوان این قبیل خصوصیات خاک (خواص دیریافت) را از روی ویژگی‌های زودیافت، تخمین زد (بوما، ۱۹۸۹). پس می‌توان از پارامترهای منحنی فشردگی محصور و برخی خصوصیات دیگر برای تخمین منحنی هدایت هیدرولیکی غیراشباع و اشباع استفاده نمود، که تا کنون این نکته در هیچ تحقیقی مورد بررسی قرار نگرفته است. هدف از این مطالعه بهره‌گیری از پارامترهای منحنی فشردگی محصور برای تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع می‌باشد.

مواد و روشها

برای انجام این پژوهش ۱۴۸ نمونه دست خورده و دست نخورده از لایه‌های رویین و زیرین خاک‌های استان‌های مازندران، کرمانشاه، همدان، آذربایجان غربی و شرقی نمونه‌برداری شد. توزیع اندازه ذرات با روش هیدرومتری (گی و ار، ۲۰۰۲)، جرم مخصوص ظاهری با روش سیلندر (گروسمن و رینش، ۲۰۰۲)، هدایت هیدرولیکی اشباع در نمونه-های دست نخورده با روش بار ثابت (کلوت و دیرکسن، ۱۹۸۶) و بار افتان (رینولدز و الریک، ۲۰۰۲) اندازه‌گیری شدند. برای آزمایش فشردگی محصور از دستگاه تک محوری (CBR) استفاده شد (کولن، ۱۹۷۴). روش رگرسیون با استفاده از نرم افزار Data Fit8.1 انجام شد. مدل گمپرتز (۱۸۲۵) بر داده‌های مربوط به فشردگی محصور و با استفاده از نرم افزارSolver Excel 2010 برازش شد و پارامترهای a، b، c و m به‌دست آمد. با استفاده از پارامترهای مدل گمپرتز، شاخص تراکم و شاخص تورم محاسبه شدند. تنش پیش تراکمی با روش گرافیکی کاساگراند (۱۹۳۶) به-دست آمد. حدود آتربرگ به روش استاندارد BS شماره ۱۳۷۷ (۱۹۷۵) اندازه‌گیری شد.

داده‌ها به گونه تصادفی به دو گروه داده‌های آموزش و آزمون جدا شدند. دو سوم داده‌ها در بخش آموزش و یک سوم داده‌ها در بخش آزمون مدل‌ها به‌کار رفت. توابع انتقالی ایجاد شده برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) در

چهار گام ایجاد شد. در گام یکم (PTF_1) ویژگی‌های پایه خاک (رس (C)، نسبت سیلت به شن (Si/S) و جرم مخصوص ظاهری (BD)) به‌عنوان متغیر مستقل در نظر گرفته شدند. در (PTF_2) افزون بر ویژگی‌های پایه خاک، از تنش پیش تراکمی (σ_p)، شاخص تراکم (C_c) و شاخص تورم (C_s)، در (PTF_3) ویژگی‌های پایه‌ای خاک و پارامتر-های a، b، c و m مدل گمپرتز و در (PTF_4) ویژگی‌های پایه خاک، حدروانی، حد خمیری و حد انقباض به عنوان ورودی وارد مدل شدند. برای بررسی درستی توابع انتقالی از آماره‌های ریشه میانگین مربعات خطا (RMSE) ، معیار اطلاعات اکایک (AIC) (اکایک، ۱۹۷۴) و ضریب بهبود نسبی (RI) بهره‌گیری شد.

بحث و نتایج

نتایج تخمین هدایت هیدرولیکی با روش رگرسیون در جدول ۱ آمده است. همبستگی بین داده‌های ورودی و خروجی در جدول۲ نشان داده شده است. توزیع اندازه ذرات ۱۴۸ نمونه خاک نشان می‌دهد (داده‌ها نشان داده نشده است) که خاک‌های مورد مطالعه از نظر تنوع بافتی در سطح خوبی قرار دارند. در این نمونه‌ها از ۱۲ کلاس بافتی فقط کلاس بافتی لای موجود نیست.

جدول ۱- نتایج تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع با روش رگرسیون

	RMSE	AIC	RI	RMSE	AIC	RI
	آموزش			ازمون		
PTF_1	۰/۶۲	-۷۳		۰/۸۸	-۷	
PTF_2	۰/۶۲	-۷۴	۰/۶۴	۰/۸۲	-۱۳*	۷/۴۰
PTF_3	۰/۶۰	-۷۸*	۳/۳۴	۰/۹۰	-۵	-۲/۲۷
PTF_4	۰/۵۸	-۸۳*	۶/۳۲	۰/۸۲	-۱۳*	۷/۵۲

*نشان‌دهنده معنی‌داری بر پایه معیار آکایک در سطح ۵ درصد است.

جدول۲- همبستگی غیرخطی بین داده‌ها ورودی با خروجی

پارامتر±	فرمول معادله	R	پارامتر	فرمول معادله	R
a-K_s	$K_s = -۱۸/۹۵a^۲ + ۱۵/۲۷a + ۷/۶۲$	-۰/۰۸	C_c -K_s	$K_s = ۱۱/۲۹\ Cc^۲ + ۱۳/۲۶\ Cc + ۱۲/۶۸$	۰/۰۳
b-K_s	$K_s = ۳/۴b^۲ - ۱۱/۶۱b + ۱۶/۷$	۰/۲۶**	C_s -K_s	$K_s = -۲۱۱۵\ Cs^۲ + ۵۵۳\ Cs + ۷/۱۳$	-۰/۰۶
c-K_s	$K_s = ۲/۰۴e-۰/۷۴c$	-۰/۱۶*	LL-K_s	$K_s = -۸\times۱۰^{-۳}\ LL^۲ + ۰/۷۹\ LL - ۹/۲۵$	-۰/۱۲
m-K_s	$K_s = ۰/۷۱m^۲ - ۷/۷۶m + ۲۶/۳۲$	۰/۰۸	PL-K_s	$K_s = -۰/۰۱PL^۲ + ۱/۴۴\ PL - ۱۶/۹۶$	-۰/۱۹*
P_c -K_s	$K_s = -۲/۸۹\ \ln(Pc) + ۲۵/۷۴$	-۰/۰۸	SL-K_s	$K_s = -۰/۰۵\ SL^۲ + ۱/۸۸\ SL - ۸/۱۹$	-۰/۱۲

*و** به تربیت معنی‌داری در سطوح ۵ و ۱ درصد.

± a، b، c و m پارامترهای مدل گمپرتز؛ σ_p، C_c و C_s به‌ترتیب تنش پیش تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم؛ LL، PL و SL به ترتیب حدروانی، حد خمیری و حد انقباض می‌باشند.

PTF_1: در گام نخست ویژگی‌های پایه‌ای خاک (رس، نسبت سیلت به شن وجرم مخصوص ظاهری) به‌عنوان تخمین‌گر استفاده گردید. نتایج آن در جدول ۱ آمده است. بیات و همکاران (۱۳۹۲) بیان کردند که استفاده از ویژگی‌های پایه‌ای خاک به‌تنهایی تخمین‌گرهای خوبی برای تخمین K_s نیستند.

PTF_2: افزودن تخمین‌گرهای این سطح موجب بهبود معنی‌دار تخمین K_s در مرحله آزمون نسبت به مرحله اول گردید. اثر این پارامترها بر K_s را می‌توان با اثری که این پارامترها بر روی ساختمان خاک می‌گذارند، بررسی کرد. K_s وابسته به ساختمان و بافت خاک است. تنش پیش‌تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم بر ساختمان و منافذ اثر می‌گذارند. در طی فشردگی، کاهش هدایت هیدرولیکی یک فاکتور مهم و تاثیرگذار در منحنی فشردگی محصور است. براند و کاسین (۱۹۹۵) اثر پتانسیل آب بر تغییر ساختمان و آرایش منافذ خاک را بررسی کردند. این محققین بیان داشتند که تخریب ساختمان در اثر فشردگی، باعث افزایش منافذ ریز و کاهش هدایت هیدرولیکی می‌شود. بنا به دلایل فوق استفاده از تنش پیش‌تراکمی، شاخص تراکم و شاخص تورم موجب بهبود تخمین K_s گردید.

PTF_3: در مرحله آموزش، RMSE و AIC نسبت به مرحله اول کاهش یافت (جدول ۱). این نتایج نشان می‌دهد که پارامترهای مدل گمپرتز اثر معنی‌داری بر بهبود تخمین K_s در مرحله آموزش داشتند؛ اما در مرحله آزمون، بهبودی در تخمین K_s مشاهده نشد. کلر و همکاران (۲۰۱۱) گزارش کردند که پارامترهای مدل گمپرتز معادل با مولفه‌های منحنی فشردگی محصور هستند. به‌عنوان مثال پارامتر a مدل گمپرتز معادل با نسبت پوکی است. نسبت پوکی با تخلخل کل رابطه مستقیم دارد (برزگر۱۳۸۰). احتمالا این نکته باعث شد که پارامترهای مدل گمپرتز باعث بهبود تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع شوند.

PTF_4: با توجه به نتایج جدول ۱، استفاده از حدروانی، حد خمیری و حد انقباض به‌عنوان تخمین‌گر اثر معنی‌داری بر بهبود تخمین K_s داشتند. میشرا و همکاران (۲۰۱۱) گزارش کردند که همبستگی مثبت و معنی داری بین حدروانی و انبساط‌پذیری رس بنتونیت وجود دارد. آن‌ها گزارش کردند نمونه‌هایی با حدروانی کمتر، شیب هدایت هیدرولیکی بیشتری دارند. همچنین بیان کردند ترکیبی از بنتونیت با انبساط‌پذیری کم، K_s بیشتری دارد. در نتیجه هدایت هیدرولیکی در ارتباط با حجم منافذ است، هرگونه افزایش یا کاهش در انبساط‌پذیری بنتونیت بر هدایت هیدرولیکی اثرگذار می‌باشد. با توجه به جدول ۲ همبستگی غیرخطی منفی و معنی‌داری بین حد خمیری و K_s مشاهده شد. احتمالا این همبستگی یکی از دلایلی است که باعث شد حدود آتربرگ اثر معنی‌داری بر تخمین K_s داشته باشند.

نتیجه‌گیری

با توجه به نتایج جدول ۱، در قسمت آموزش و آزمون غالب توابع، با اضافه شدن ورودی‌های جدید به سطح ۱، RMSE کاهش و دقت افزایش یافت. در هر دو مرحله آموزش و آزمون از بین چهار تابع انتقالی، PTF_4 که در آن از حدود آتربرگ به‌همراه خصوصیات پایه به‌عنوان تخمین‌گر استفاده شده بود، بهترین نتیجه را داشت.

منابع

برزگر، عبدالرحمن. (۱۳۸۰). فیزیک خاک پیشرفته نشر دانشگاه شهید چمران. چاپ اول. ۲۵۲ صفحه.

بیات، حسین، صداقت، آزاده، دواتگر، ناصر و صفری سنجانی، علی اکبر. (۱۳۹۲). کاربرد پارامترهای فراکتالی توزیع اندازه ذرات و خاکدانه‌های ریز در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک. نشریه علوم آب و خاک

Akaike H, 1974.new look at the statistical model identification. IEEE Transactions on Automatic Control. AC-19: 716-723

B.S.1377. 1975. Methods for testing soil for civil engineering purposes. British Standard Institution, London. 134pp

Bouma J, 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. Advances in soil science, Springer: 177-213

Bruand A and Cousin I, 1995. Variation of textural porosity of a clay-loam soil during compaction. European Journal of Soil Science. 46: 377-385.

Casagrande A, 1936. The determination of the pre-consolidation load and its practical significance. Proc., 1st Intl. Conf. Soil Mech. Found. Eng.

Donatelli M and Acutis M, 2001. Soil par 2.00 beta-help. Research Institue for industrial Crops. Via corticella 133, 40128 Bbologna. Italy

Gee GW,. and. Or D, 2002. Particle- Size Analysis. In: Warren ,A.D. (ed) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Inc. 225-295.

Gompertz B, 1825. On the nature of the function expressive of the law of human mortality, and on a new mode of determining the value of life contingencies. Philos. Trans. R. Soc. Lond. 115, 513–585.

Grossman RB, and Reinsch TG, 2002. Bulk density and linear extensibility. In: Warren, A.D. (ed) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Inc, PP. 201-228.

Keller, T., Lamande, M., Schjonning, P and Dexter, A. 2011.Analysis of soil compression curves from uniaxial confined compression tests. Geoderma. **163**: 13-23

Klute A and Dirksen C, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. In: Klute, A. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1. SoilSci.Soc.Am.Inc.,Wisconsin,USA. 687–734

Koolen A, 1974. A method for soil compactibility determination. Journal of agricultural engineering research. 19: 271-278

Miller C J M,. Yesiller N, Yaldo K and Merayyan. S, 2002. Impact of Soil Type and Compaction Conditions on Soil Water Characteristic. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 128, No. 9. Pp. 733-742.

Mishra AK , Masami Ohtsubo M, Li L and Higashi T, 2011. Controlling factors of the swelling of various bentonites and their correlations with the hydraulic conductivity of soil-bentonite mixtures. Applied Clay Science .52 :78–84

Neuro-Solutions, 2005. Getting Started Manual Version 4. NeuroDimension, Inc. 1800 N. Main.

Reynolds WD and Elrick D, 2002. Falling head soil core (tank) method. In: Warren, A. D. (Ed) Methods of Soil Analysis. Part 4. Physical Methods. Soil Science Society of America Inc. pp. 809-812

مقایسه‌ی مدل‌های فرکتالی برای بیان کمّی ساختمان خاک

بهنازالسادات موسوی[۱] ، علیداد کرمی[۲] ، مهدی همایی
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم تحقیقات فارس
۲- استادیار پژوهشی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی فارس
۳- استاد دانشگاه تربیت مدرس

مقدمه

حفظ، بقا و تعادل چرخه‌ی زیستی، در گرو حفاظت و مدیریت پایدار منابع خاک است. ساختمان خاک، در مدیریت منابع خاک با هدف رعایت استانداردهای زیست محیطی و ارتقای توان تولید پایدار منابع، پر اهمیت است. اخیراً هندسهٔ فرکتالی برای آزمودن ناهمگنی‌های اشیاء مورد استفاده قرار گرفته است. اشیاء فرکتالی خودهمانند بوده، بُعد غیر عدد صحیح داشته و در مقیاس ریز بسیار پیچیده هستند و ساختمان خاک در شرایط مختلف نیز پتانسیل فرکتالی بودن را دارا است (Martens, 2000). تعیین بُعد فرکتالی یک روش جدید برای کمّی‌سازی ساختمان خاک است که در آن خاکدانه‌ها جسم شبه‌فرکتالی درنظر گرفته می‌شود (Miao *et al*., 2007). Liu و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از مدل‌های فرکتالی Mandelbrot (۱۹۸۲) و Tyler و Wheatcraft (۱۹۹۲) توزیع اندازه‌ی ذرات را تخمین زدند و مدل Tyler و Wheatcraft را به عنوان بهترین مدل معرفی نمودند آنان همچنین بیان نمودند که از میان روش‌های کمی‌سازی باید مدل‌های سازگارتر با داده‌های تجربی را که نتایج بهتری از شبیه‌سازی شرایط طبیعی را نشان می‌دهند به عنوان بهترین مدل معرفی کرد. اهداف مورد بررسی در این پژوهش شامل: محاسبه و تعیین پارامترهای فرکتالی پایداری خاکدانه‌ها و مقایسه‌ی آن‌ها با هم و انتخاب بهترین مدل برای بیان ساختمان خاک به صورت کمّی بود.

مواد و روشها

پژوهش حاضر در مساحت تقریبی ۵۰۰۰ هکتار از اراضی دشت ارسنجان استان فارس انجام شد. منطقه مطالعاتی به فواصل ۵۰۰*۵۰۰ متر شبکه‌بندی و از ۱۸۲ نقطه در گره‌های شبکه به صورت چند ریزنمونه‌ی مرکب از عمق ۳۰-۰ سانتی‌متری نمونه خاک تهیه شد. توزیع اندازه‌ی ذرات و خاکدانه‌ها در حالت خشک و مرطوب اندازه-گیری شد. چهار مدل مختلف توزیع تجمعی جهت برازش توزیع جرم-اندازه و تعداد-اندازه‌ی خاکدانه‌ها در دو حالت خشک و تر استفاده شد که به صورت زیر می‌باشند:

مدل فرکتالی تعداد-اندازه Mandelbrot (۱۹۸۲).

$$N(r > R) = KR^{-D} \qquad [۱]$$

r اندازه‌ی قطر نرمال شده‌ی خاکدانه‌ها در هر بخش اندازه‌ای (میانگین اندازه‌ی مش الک (iام) با اندازه‌ی مش الک بزرگ‌تر از آن)، $N\ (r > R)$ تعداد تجمعی خاکدانه‌های با اندازه‌ی r که از مقیاس اندازه‌ای R بزرگ‌تراست و با قطر الک تعیین می‌شود، K مقدار ثابت، D بُعد فرکتالی که به شکل و حد پراکندگی ذرات بستگی دارد.

مدل فرکتالی جرم-اندازه (D_m) Rieu and Sposito (۱۹۹۱a).

$$\log(\rho_i/\rho_0) = (D_m - 3)\, log\left(d_i/d_0\right) \qquad [۲]$$

ρ_i وزن مخصوص ظاهری کلاس اندازه i ام(Mg/m^3)، ρ_0 وزن مخصوص ظاهری بزرگ‌ترین خاکدانه، d_i میانگین قطر خاکدانه‌های کلاس اندازه i ام (mm)، d_0 میانگین قطر بزرگ‌ترین خاکدانه و D_m بُعد فرکتالی جرم. هر چه مقدار D_m کوچک‌تر باشد، وابستگی مقیاسی چگالی خاکدانه‌ها بیشتر است. میانگین قطر خاکدانه‌ها از میانگین عددی (حسابی) اندازی قطر سوراخ الک بالا و پایین بدست می‌آید.

مدل فرکتالی تعداد–اندازه (D_f) Rieu and Sposito (۱۹۹۱b).

$$N_k = A\, d_k^{-Df} \qquad [۳]$$

N_k تعداد تجمعی خاکدانه‌ها است که از رابطه‌ی $N_k = \sum_{i=0}^{k} N\,(d_i)$ به دست می‌آید و $N\,(d_i)$ تعداد خاکدانه‌های باقیمانده روی هر الک است که از رابطه‌ی $N\,(d_i) = \frac{M\,(d_i)}{d_i^3 \rho_i}$ محاسبه می‌شود $M(d_i)$ جرم خاکدانه‌های روی الک کلاس i ام(kg)، ρ_i وزن مخصوص ظاهری کلاس اندازه‌ی iام و d_i میانگین قطر خاکدانه‌های کلاس اندازه‌ی i ام است).

مدل فرکتالی جرم–اندازه Tyler and Wheatcraft (۱۹۸۹).

$$M\,(r < R)/M_T = (R/R_L)^{3-D} \qquad [۴]$$

$M\,(r < R)$ جرم تجمعی خاکدانه‌های با اندازیr، که از مقیاس اندازه‌گیری Rکوچکتربوده و با قطر سوراخ الک تعیین می‌شود، M_T جرم کل، R_L پارامتری که اندازهٔ بزرگترین خاکدانه را تخمین می‌زند و D بُعد فرکتالی است.

از بین آن‌ها بهترین مدل انتخاب و جهت برآورد، ارزیابی و مقایسه‌ی پایداری خاکدانه‌ها مورد استفاده قرار گرفت.

اصولاً بهترین مدل از لحاظ کاربردی به مدلی گفته می‌شود که ضمن داشتن خطای (SSE) کم و ضریب تبیین (R^2) بالا، به لحاظ فرمولی ساده بوده و دارای کمترین تعداد پارامتر باشد. هرگاه مدل‌های مورد مقایسه، همگی از تعداد پارامترهای یکسانی برخوردار باشند، مدلی که بیشترین مقدار R^2 و کمترین میزان خطا (SSE) را داشته باشد، انتخاب می‌شود. اما اگر این مقایسه بین مدل‌های با تعداد پارامترهای متفاوت صورت گیرد، ضرایب تبیین، معیار کافی جهت انتخاب بهترین مدل نیست و لازم است از آماره‌های مناسبی نظیر F، مالو، $RMSE$[1] و آکاییک که تعداد پارامترهای مدل را نیز لحاظ می‌کنند بهره جست.

آزمونF: آماره‌ی مناسب و پرکاربردی در مقایسه‌ی مدل‌هایی است که، دارای تعداد پارامتر متفاوتی می‌باشند. این آماره تحت شرایطی معتبر است که خطاها مستقل و دارای توزیع نرمال حول میانگین (میانگین خطا صفر)، و نیز واریانس خطاها همگن باشند. برای مقایسه‌ی مدل‌ها با استفاده از این آماره، نخست یکی از معادلات به عنوان مرجع انتخاب گردید و سایر مدل‌ها، یک‌به‌یک از طریق معادله‌ی زیر با مدل مرجع مورد مقایسه قرار گرفت. شرط پذیرش مدل مقایسه‌ای، آن است که F محاسبه شده در سطح احتمال مورد نظر (ا یا ۵ درصد) معنی‌دار نشود، در غیر این صورت مدل مرجع ترجیح داده می‌شود. که به صورت زیر تعریف می‌شود :

$$F = [(SSE_c - SSE_r)/SSE_r]\,[d_r/(d_c - d_r)] \qquad [۵]$$

SSE_r و SSE_c به ترتیب جمع مربعات خطای مدل مرجع و جمع مربعات خطای مدل مقایسه شونده و d_r و d_c درجه آزادی مدل مرجع و مقایسه شونده می‌باشند.

آماره‌ی مالو (C_p): این آماره که به وسیله‌ی Mallows (۱۹۷۳) پیشنهاد گردید، بر خلاف آماره‌ی F، امکان مقایسه‌ی مدل‌های با تعداد یکسان را نیز فراهم می‌آورد. چنان‌که در مورد F گفتیم، نخست یکی از مدل‌ها به عنوان مرجع انتخاب شده و مدل دیگر نسبت به آن سنجیده می‌شود. برای این کار لازم است ابتدا مقدار C_p برای مدل مرجع

[1] Root Mean Square Error

محاسبه گردد. که طبق معادله‌ی زیر C_p برابر تعداد پارامترهای مدل مرجع (P) خواهد بود ($C_p = P$). اگر C_p حاصل از سنجش مدل مرجع با مدل مقایسه شونده از ۰/۹۵ مقدار C_p به دست آمده برای مرجع (۰/۹۵ P) کمتر باشد، به این معنی است که مدل مقایسه شونده با اطمینان ۹۵ درصد بهتر از مدل مرجع است و در غیر این صورت مدل مرجع ترجیح داده می‌شود.

$$C_p = \frac{SSE_c}{SSE_r/(N-P_r)} - (N-2P) \qquad [۶]$$

N: تعداد نقاط مشاهده‌ای، P و P_r: به‌ترتیب تعداد پارامترهای مدل مقایسه‌ای و مدل مرجع

آماره‌ی *RMSE*

این آماره ریشه‌ی دوم میانگین مربعات خطا را با مقدار اندازه‌گیری شده‌ی پارامتر و مقدار برآورد شده‌ی آن طبق معادله‌ی زیر بررسی می‌کند. این آماره جهت مقایسه‌ی بین دو چیز که ممکن است تغییرپذیر باشند به کار می‌رود. در آمار، *RMSE* یکی از روش‌هایی است که تفاوت بین مقدارهای تعیین شده و تخمین زده شده را به‌صورت کمّیت تعیین می‌کند و مقدار بیش‌برآوردی و کم‌برآوردی کمّیت را نشان می‌دهد.

$$RMSE = \sqrt{E\left((\hat{\theta}) - (\theta)\right)^2} \qquad [۷]$$

آماره‌ی آکاییک (AIC): Akaike (۱۹۷۴) معادله‌ی (۸) را به عنوان آماره‌ای جهت ارزیابی برآوردها پیشنهاد نمود. برازش مدلی که مقدار عددی آماره‌ی آکاییک آن ۰/۹۵ مقدار عددی این آماره برای مدل مرجع، باشد، با اطمینان ۹۵٪ بهتر از مدل مرجع است و مدلی که برازش آن بر داده‌ها در میان سایر مدل‌ها دارای کمترین مقدار AIC است، به عنوان بهترین مدل انتخاب می‌شود.

$$AIC = N\left[ln(2\pi) + ln\left(\frac{SSE}{N-P}\right) + 1\right] + P \qquad [۸]$$

معیارهای آماری بالا به وسیله‌ی Huang و همکاران (۲۰۰۲) در تعیین بهترین مدل قابل برازش بر داده‌های توزیع اندازه ذرات (PSD) به کار برده شده است. در این پژوهش معیارهای مذکور جهت گزینش بهترین مدل در توزیع اندازه‌ی خاکدانه‌ها مورد استفاده قرار گرفت.

نتایج و بحث

در این مقایسه‌ها مدل فرکتالی Mandelbrot به عنوان مدل مرجع در نظر گرفته شد. نتایج جدول ۱ نشان می‌دهد که بیش‌ترین R^2، کمترین مقدار آماره‌هایی آکاییک و RMSE، برای هر دو حالت سری الک خشک و تر، مربوط به مدل Rieu و Sposito (D_f) (۱۹۹۱b) است که در این مدل بُعد فرکتالی از محاسبات مربوط به جرم مخصوص ظاهری و جرم و قطر خاکدانه‌ها به دست می‌آید که نسبت به سایر مدل‌ها که فقط جرم مخصوص ظاهری و قطر خاکدانه‌ها را در مدل به کار می‌برند نتایج قابل قبول‌تری ارائه می‌دهد. بنابراین مدل مزبور به دلیل دقت بالاتر به عنوان بهترین مدل انتخاب گردید. مدل Tyler و Wheatcraft (۱۹۸۹) نسبت به سایرین در ۴۴٪ خاک‌ها (در سری الک تر) و ۳۱٪ (در سری الک خشک) مطلوبیت بیش‌تری نسبت به مدل Mandelbrot نشان داد. مدل‌های Rieu و Sposito (D_m) و Mandelbrot از مطلوبیت یکسانی برخوردار بود.

جدول۱- نتایج آماره‌های آکاییک (AIC)، RMSE و ضریب تبیین(R^2) در انتخاب بهترین مدل

مدل مرجع	مدل مقایسه‌شونده								
	ریو و اسپوزیتو(D_f)			ریو و اسپوزیتو (D_m)			تیلر و ویت‌کرفت		
	(SSE) AIC	R^2	RMSE	(SSE) AIC	R^2	RMSE	(SSE) AIC	R^2	RMSE
مندل‌برات (الک تر)	-۹۵۳/٦۲۱۸	۰/۹۰۹۲	/۰۷	-٥۱۷/۳۳۹۷	۰/۰۰۲٥	/۲۳	-٦٥٤/۰٤۹۱	۰/٥۲۹۳	/٤٤
مندل‌برات (الک خشک)	-۱٤۱۰/٤۱۹	/۹۸٤	/۱۰۰۱	-٦٥۸/۸٤	۰/۰۰۲٦	/٥۱	-۷۷۰/۳۸۹۱	۰/٤٥۹٦	/۳۱

مدل Rieu و Sposito (D_m) در میان مدل‌ها دارای کم‌ترین انحراف معیار و خطای استاندارد میانگین بود (جدول ۲) اما در برازش مدل‌ها نتایج خوبی نشان نداد.

جدول ۲- برآورد خطا و انحراف معیار میانگین بُعد فرکتالی مدل‌ها

مدل‌های فرکتال	تعداد نمونه‌ها	میانگین بُعد فرکتالی	انحراف معیار	خطای استاندارد میانگین
الک تر				
D مندل‌برات	۱۸۲	۲/۹۲	۰/۲۳۹۷۳	۰/۰۱۷۷۷
D تیلر و ویت‌کرفت	۱۸۲	۲/۵۲	۰/۱۷۳۵۱	۰/۰۱۲۸۶
D ریو و اسپوزیتو (D_m)	۱۸۲	۲/۹۲	۰/۰۳۱۳۶	۰/۰۰۲۳۲
D ریو و اسپوزیتو (D_f)	۱۸۲	۲/۸۹	۰/۲۳۸۳۳	۰/۰۱۷۶۷
الک خشک				
D مندل‌برات	۱۸۲	۳/۱۶	۰/۱۶۲۵۲	۰/۰۱۲۰۵
D تیلر و ویت‌کرفت	۱۸۲	۲/۶۵	۰/۰۷۷۶۶	۰/۰۰۵۷۶
D ریو و اسپوزیتو (D_m)	۱۸۲	۲/۸۹	۰/۰۱۹۶۷	۰/۰۰۱۴۶
D ریو و اسپوزیتو (D_f)	۱۸۲	۳/۰۶	۰/۱۵۹۱۶	۰/۰۱۱۸

منابع

1- Akaike h, 1974. A new look at statistical model identification. IEEE Transactions on Automatic Control, 19(6): 716-723.

2- Huang GH, Zhan WH, 2002. Fractal property of soil particle-size distribution and its application. J. Acta Pedo Sinica, 39: 490-497.

3- Liu X, Zhang G, Heathman GC, Wang Y, Huang CH, 2009. Fractal features of soil particle-size distribution as affected by plant communities in the forested region of mountain Yimeng, China. Geoderma. J. 154: 123-130.

4- Mallows CL, 1973. Some comments on C_p. J. Technimetrics. 15(4): 661-675.

5- Mandelbrot BB, 1982. The fractal geometry of nature. WH, freeman San Francisco, CA.

Martens DA, 2000. Plant residue biochemistry regulates soil car bon cycling and carbon sequestration. Soil Biol. Biochem. 32: 361- 369.

6- Miao CY, Wang YF, Wei X, 2007. Fractal characteristics of soil particles in surface layer of black soil. Chin. J. Appl. Ecol. 1(9): 1987-1993. In Chinese with English abstract.

7- Rieu M, Sposito G, 1991a. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties: I. Theory. Am. J. Soil Sci. Soc. 55: 1231-1238.

8- Rieu M, Sposito G, 1991b. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties: II. Applications. Am. J. Soil Sci. Soc. 55: 1239-1238.

9- Tyler SW,Wheatcraft SW, 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. Am. J. Soil Sci. Soc. 53: 987–996.

اثر قارچ میکوریزا، لجن فاضلاب و بیوچار حاصل از آن بر پایداری ساختمان خاک تحت کشت گیاه ذرت

سعیده ابراهیمی[1] ، دکتر مجید افیونی[2] ، دکتر محمدرضا مصدقی[2]
۱ – دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۲ - استاد گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- دانشیار گروه خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

در کشاورزی پایدار، حفاظت و مدیریت پایدار ساختمان خاک از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. تخریب ساختمان خاک باعث کاهش کیفیت خاک می‌شود (رولدان ۲۰۰۶) که در نتیجه آن تخریب خاک شدت یافته و نهایتاً عملکرد محصولات زراعی کاهش می‌یابد (تیان ۲۰۰۴). در مناطق نیمه‌خشک پایداری ساختمان خاک از ویژگی‌های مهم کنترل‌کننده‌ی رشد گیاه است (رولدان ۲۰۰۶).

یکی از فاکتورهای بیولوژیکی تاثیرگذار بر ساختمان خاک قارچ‌های میکوریزا[1] هستند که با بهبود سلامت گیاه در تنش-های محیطی از گیاه حمایت نموده و باعث بهبود ساختمان خاک از طریق تشکیل خاکدانه‌های پایدار در آب می‌شوند (باراَ ۲۰۱۱). امروزه در سطح جهانی پذیرفته شده است که هم‌زیستی گیاه با این قارچ برای تغذیه خوب گیاه، سلامت و کیفیت خاک و پایداری اکوسیستم‌های طبیعی مهم می‌باشد.

یکی دیگر از فاکتورهای مهم تاثیرگذار بر ساختمان خاک، ماده آلی است (سلیک و همکاران ۲۰۰۴). مقدار مواد آلی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک به علت بازگشت ناچیز بقایای گیاهی به خاک و سرعت زیاد تجزیه مواد آلی بسیار کم می‌باشد. در نتیجه شناخت چگونگی تغییرات پایداری خاکدانه‌ها متاثر از کاربرد مواد آلی مختلف جهت اعمال مدیریت درست زراعی به ویژه در این مناطق ضروری به نظر می‌رسد. ماده آلی علاوه بر تامین منابع غذایی برای رشد گیاهان، در کاهش فرسایش‌پذیری خاک و پایداری اکوسیستم خاک نیز که یکی از اهداف مهم خاک‌شناسان است تاثیر به سزایی دارد. یکی از اصلاح‌کننده‌های خاک که امروزه مورد توجه قرار گرفته است، بیوچار[2] می‌باشد. بیوچار یک فرم پایدار از زغال چوب تولیدشده از حرارت‌دادن مواد آلی طبیعی تحت دمای زیاد و اکسیژن کم یا بدون اکسیژن (پیرولیز[3]) است (بیسلی و همکاران ۲۰۱۱). اهمیت بیوچار به دلایل زیادی از جمله ساخته‌شدن آن از مواد زائد و ارزان‌قیمت، بهبود کیفیت خاک، افزایش عملکرد محصول، افزایش ظرفیت تبادل کاتیونی، کاهش جذب مواد سمی و بهبود ساختمان خاک است (جفری و همکاران ۲۰۱۱). علی‌رغم تمام پژوهش‌های انجام‌شده، تاکنون در کشور پژوهشی که به بررسی هم زمان اثر ماده آلی به ویژه بیوچار و تلقیح قارچ میکوریزا بر ساختمان خاک بپردازد انجام نگرفته است. ضمن اینکه پژوهش‌های انجام‌گرفته در این زمینه در سایر کشورها نیز محدود و انگشت‌شمار است. بنابراین هدف این پژوهش بررسی اثر قارچ میکوریزا، لجن فاضلاب و بیوچار حاصل از آن بر پایداری ساختمان خاک تحت کشت گیاه ذرت بود.

---
[1] Mycorrizhal fungi
[2] Biochar
[3] Pyrolysis

مواد و روش‌ها

این پژوهش به صورت گلخانه‌ای در قالب آزمایش فاکتوریل سه‌فاکتوره و با طرح بلوک کامل تصادفی با دو نوع ماده آلی شامل لجن فاضلاب از تصفیه‌خانه شاهین‌شهر اصفهان و بیوچار حاصل از آن، هرکدام در ۴ سطح ۵، ۱۰، ۲۰ و ۴۰ تن در هکتار و یک تیمار شاهد (بدون ماده آلی) و هم‌چنین وجود و عدم وجود قارچ میکوریزا و در ۳ تکرار انجام شد. خاک مورد بررسی با بافت لوم رسی از مزرعه تحقیقاتی دانشگاه صنعتی اصفهان (لورک) جمع‌آوری شد و پس از عبور از الک ۸ میلی‌متری به وسیله اتوکلاو استریل شده و در گلدان‌های پلاستیکی ۶ کیلوگرمی، تا رسیدن به چگالی ظاهری طبیعی آن در مزرعه متراکم شد. برای ساخت بیوچار، لجن فاضلاب در دمای ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد کوره‌ی مخصوص در شرایط عدم وجود اکسیژن حرارت داده شد. برای اعمال تیمار عدم وجود قارچ میکوریزا نیمی از گلدان‌ها با خاک استریل پر شد. برای تهیه اینکولوم قارچی ابتدا مایه تلقیح گونه‌های قارچی میکوریزا- آربسکولار شامل گونه گلوموس اینترارادیسز[1]، گونه گلوموس موسه[2] و گونه گلوموس اتونیکاتوم[3] روی ریشه سورگوم تلقیح شده و بعد از گذشت ۳ ماه بخشی از بستر و ریشه گیاه میزبان به عنوان اینوکولوم برای گیاه ذرت علوفه‌ای استفاده شد (میرانصاری و همکاران ۲۰۰۷). پس از اعمال تیمارها، ۶ بذر ذرت علوفه‌ای در هر گلدان کشت شده و در طول دوره‌ی رشد، تأمین رطوبت، نور و سایر مراقبت‌های زراعی به صورت یکسان برای همه تیمارها اعمال گردید. پس از گذشت ۳ ماه گیاهان برداشت شده و نمونه‌های خاک با کم‌ترین آسیب به خاکدانه‌ها به منظور اندازه‌گیری پایداری خاکدانه‌ها به روش الک تر جمع‌آوری شد. بدین منظور نمونه خاک از الک ۴ میلی‌متر عبور داده شده، بر روی سری الک‌های ۲، ۱، ۰/۵ و ۰/۲۵ میلی‌متر ریخته شد و با سرعت ۳۰ دور در دقیقه به مدت ۱۰ دقیقه الک شد. سپس میانگین وزنی قطر (MWD) و میانگین هندسی قطر (GMD) خاکدانه‌ها محاسبه شد (کمپر و روزینو، ۱۹۸۶). در نهایت اثر تیمارهای آزمایشی بر MWD و GMD خاکدانه‌ها در قالب آزمایش فاکتوریل سه-فاکتوره و با طرح بلوک کامل تصادفی و مقایسه میانگین‌ها به روش LSD توسط نرم‌افزار SAS بررسی شد.

نتایج و بحث

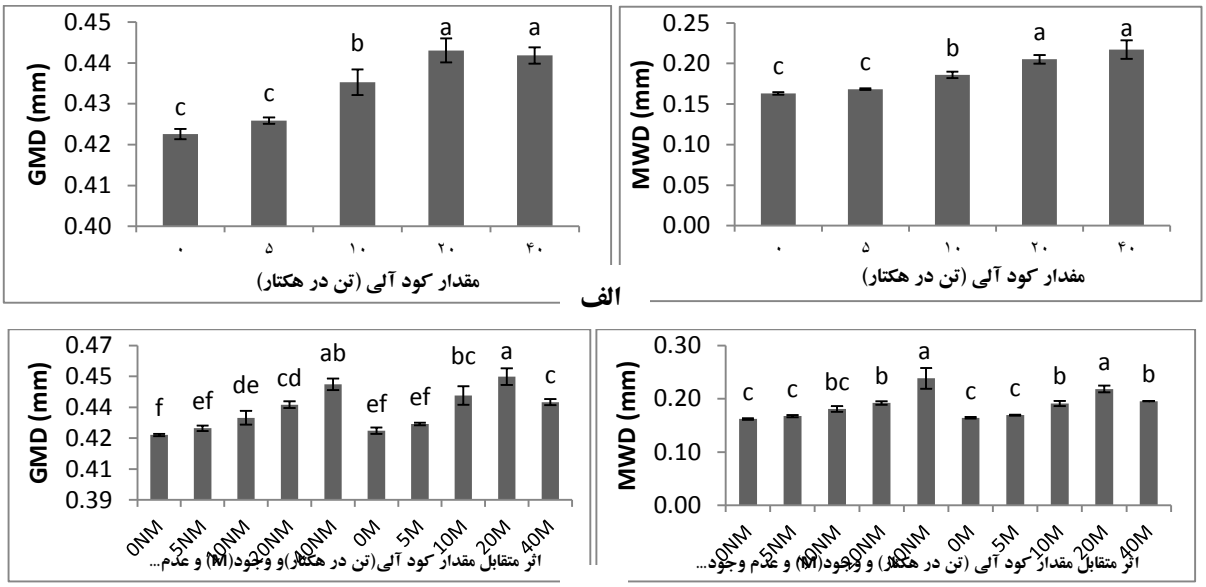
هم‌بستگی مثبت و معنی‌داری ($p<۰/۰۰۰۱$، $r=۰/۸۶$) بین دو شاخص MWD و GMD به دست آمد که نشان‌دهنده هم‌خوانی دو شاخص برای پایداری ساختمان خاک است. اثر سطوح ماده آلی بر MWD و GMD در سطح آماری ۱٪ معنی‌دار شد. هم‌چنین اثر متقابل سطوح ماده آلی و قارچ میکوریزا بر GMD در سطح آماری ۵٪ و بر MWD در سطح آماری ۱٪ معنی‌دار شد. اثر میکوریزا نیز بر GMD در سطح آماری ۵٪ معنی‌دار شد ولی بر MWD معنی‌دار نشد. در حالی که اثر نوع ماده آلی بر پایداری خاکدانه‌ها معنی‌دار نشد.

---

[1] *Glomus intraradices*
[2] *Glomus mosseae*
[3] *Glomus etunicatum*

برخی از نتایج مقایسه میانگین MWD و GMD در شکل ۱ آورده شده است. افزودن ماده آلی تا سطح ۴۰ تن در هکتار به خاک باعث افزایش مقادیر MWD و GMD و در نتیجه بهبود وضعیت فیزیکی خاک شده است (شکل ۱–الف). کاربرد هم زمان قارچ میکوریزا و مواد آلی (لجن فاضلاب و بیوچار) تا سطح ۲۰ تن در هکتار تاثیر چشم‌گیری بر پایداری خاکدانه‌ها داشته است. در حالی که سطح ۴۰ تن بر هکتار مواد آلی در حضور میکوریزا پایداری خاکدانه‌ها را در مقایسه با شرایط عدم حضور میکوریزا کاهش داده است (شکل ۱–ب). علت این یافته‌ها می‌تواند به کاهش تشکیل کلنی میکوریزا در اثر افزایش سطح ماده آلی مربوط باشد. زیرا زمانی که غلظت عناصر غذایی در خاک افزایش می‌یابد، گیاه دیگر نیازی به تشکیل و حمایت میکوریزا نداشته و میزان تشکیل کلنی کاهش می‌یابد.

با توجه به نتایج، بیوچار پایداری خاکدانه‌ها را بیشتر از لجن افزایش داده، گرچه میزان این افزایش معنی‌دار نبوده است. هم‌چنین میزان تشکیل کلنی میکوریزا در تیمارهای بیوچار بیش‌تر از تیمارهای لجن بوده است. بنابراین نقش بیوچار در خاکدانه‌سازی قوی‌تر از لجن فاضلاب است.



شکل ۱– مقایسه میانگین مقادیر MWD و GMD تحت تاثیر: الف) سطوح کودهای آلی و ب) اثر متقابل سطوح کود و میکوریزا

در کل نتایج نشان‌دهنده‌ی نقش موثر قارچ میکوریزا، لجن فاضلاب و بیوچار در بهبود پایداری ساختمان خاک‌های فقیر از نظر ماده آلی بود. میزان ۲۰ تن در هکتار ماده آلی (به ویژه بیوچار) به همراه قارچ میکوریزا بهترین تاثیر را در افزایش پایداری خاکدانه‌ها در این خاک داشته است. ضمن اینکه استفاده از آن به‌صرفه بوده و منجر به بیش‌ترین میزان تشکیل کلنی میکوریزا نسبت به سایر تیمارها نیز شده است.

منابع:

1- Barea, J.M. 2011. Ecological and functional roles of mycorrhizas in semi-arid ecosystems of Southeast Spain. J. Arid Environ. 75: 1292–1301.
2- Beesley, L. 2011. A review of biochars' potential role in the remediation, revegetation and restoration of contaminated soils. Environ. Pollut. 159: 3269–3282.
3- Celik, I., Ortas, I., Kilic, S. 2004. Effect of compost, mycorrhiza, manure and fertilizer on some physical properties of a Chromoxerert soil. Soil Till. Res. 78: 59–67
4- Jeffery, S. 2011. A quantitative review of the effects of biochar application to soils on crop productivity using meta-analysis. Agric. Ecosys. Environ. 144: 175–187.
5- Kemper, W.D., and Rosenau, K. 1986. Aggregate stability and size distribution. pp: 425–442. In: Klute, A. (ed.), Methods of Soil Analysis, Part 1. Physical and Mineralogical Methods. ASA, Madison, WI.
6- Miransari, M., Bahrami, H.A., Rejali, F., Malakouti, M.J., and Torabi, H. 2007. Using arbuscular mycorrhiza to reduce the stressful effects of soil compaction on corn (*Zea mays* L.) growth. Soil Biol. Biochem. 39: 2014–2026.
7- Roldan, A. 2006. Stability of desiccated rhizosphere soil aggregates of mycorrhizal *Juniperus oxycedrus* grown in a desertified soil amended with a composted organic residue. Soil Biol. Biochem. 38: 2722–2730.
8- Tian, C.Y. 2004. Different effects of arbuscular mycorrhizal fungal isolates from saline or non-saline soil on salinity tolerance of plants. Appl. Soil Ecol. 26: 143–148.

تعیین مهمترین شاخص‌های توپوگرافیکی و خصوصیات خاک در تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

روح اله رضایی ارشد[1]، غلامعباس صیاد[2]، مجتبی نوروزی مصیر[3]
۱- کارشناس آزمایشگاه فیزیک خاک دانشگاه صنعتی اصفهان
۲- استادیار دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- دانشجوی دکتری خاکشناسی دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

اندازه‌گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک مانند هدایت هیدرولیکی اشباع خاک که از مهم‌ترین ویژگی‌های فیزیکی خاک می‌باشد، در طراحی و امکان‌پذیر بودن فنی و اقتصادی پروژه‌های زهکشی نقش به سزائی دارند. برای اندازه-گیری ویژگی‌های هیدرولیکی خاک اغلب به وسایل و تجهیزات مشخص و گرانی نیاز است و از طرفی اندازه‌گیری این پارامترها بسیار وقت‌گیر می‌باشد. به همین دلیل پژوهشگران بر آن شده‌اند تا با استفاده از روش‌های غیر مستقیم با صرفه جویی در زمان و هزینه و دقت برآورد مناسب، پارامترهای دیر یافت خاک را از پارامترهای زود یافت خاک برآورد نمایند. از سویی دیگر، شناخت و آگاهی از تغییرپذیری خصوصیات هیدرولیکی خاک جهت دستیابی به توسعه پایدار در زمینه کشاورزی امری لازم و ضروری به نظر می‌رسد. در سال‌های اخیر استفاده از تکنیک مدل‌سازی به عنوان راهکاری که برخی ویژگی‌های خاک را با استفاده از پارامترهای زودیافت برآورد می‌کند، مورد توجه قرار گرفته است (Merdun et al. 2006, Navi et al. 2009, Parasuraman, 2006). با این وجود تاکنون از تلفیق شاخص‌های توپوگرافی و خصوصیات خاک در تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک در اراضی با پستی و بلندی متنوع به کمک فناوری‌های هوشمند مطالعه‌ای صورت نگرفته است. بنابراین تحقیق حاضر به منظور استفاده از فناوری‌های هوشمند در پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک و تعیین مهمترین شاخص‌های توپوگرافی و ویژگی‌های خاک بر تغییرپذیری این پارامتر به کمک فرآیند آنالیز حساسیت انجام گرفته است.

مواد وروش‌ها

این تحقیق در بخشی از اراضی تحت کشت گندم دیم در شهرستان لردگان استان چهارمحال و بختیاری انجام گردید. برای انجام این تحقیق نمونه برداری به طریق تصادفی طبقه بندی شده صورت گرفت. به گونه‌ای که از موقعیت‌های مختلف ژئومورفیک تعداد مساوی نقطه به طور تصادفی انتخاب گردید. در هر نقطه مطالعاتی نمونه خاک از ۳ نقطه توسط اوگر برداشت شده و در نهایت یک نمونه ترکیبی جهت آنالیز آزمایشگاهی آماده گردید. ۲۱۰ نمونه خاک از از عمق ۳۰-۰ سانتی‌متری تهیه گردید. درصد کربن آلی خاک به روش واکلی و بلاک و بافت خاک به روش هیدرومتر تعیین گردید. همچنین از نمونه‌های خاک دست نخورده جهت اندازه‌گیری جرم مخصوص ظاهری

استفاده گردید. درصد اشباع خاک نیز با استفاده از گل اشباع اندازه‌گیری گردید. هدایت هیدرولیکی اشباع نیز به روش بار ثابت اندازه‌گیری شد.شاخص‌های اولیه و ثانویه پستی و بلندی با استفاده از محاسبات روی مدل رقومی ارتفاع به تعیین شدند. بسط و توسعه یک مدل شبکه عصبی مصنوعی مستلزم طراحی اجزاء فنی تشکیل دهنده آن است. جهت دستیابی به اهداف مورد نظر از شبکه‌های عصبی با ساختارهای مختلف همانند پرسپترون سعی گردید تا بهترین و کاراترین شبکه با تعیین مقدار خطای آن انتخاب و مورد استفاده قرارگیرد. همچنین جهت دستیابی به فاکتورهای مؤثر بر خصوصیات هیدرولیکی خاک از آنالیز حساسیت به روش Statsoft استفاده شد (StatSoft, 2004). در نهایت جهت انتخاب مدل مناسب و بهینه از شاخص‌های R^2، ME و RMSE استفاده گردید. در این تحقیق خصوصیات خاک و شاخص‌های توپوگرافی به عنوان داده‌های ورودی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به عنوان پارامتر خروجی در نظر گرفته شد.

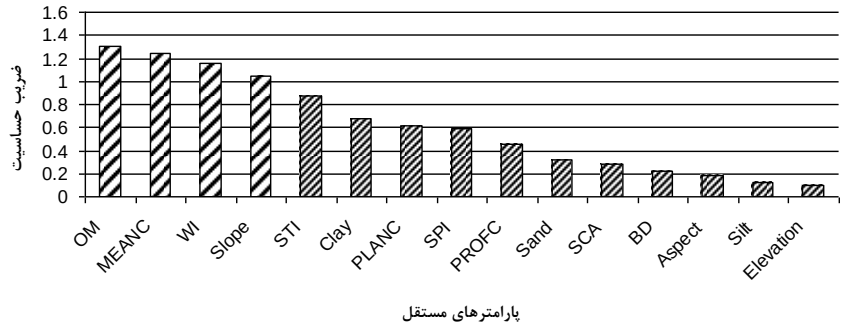
نتایج و بحث

در این تحقیق از شبکه پرسپترون چند لایه استفاده گردید و بهترین ساختار شبکه برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع خاک بوسیله سعی و خطا بدست آمد. این ساختار شامل ۱۵ گره در لایه ورودی، یک گره در لایه خروجی و ۲۷ گره در لایه پنهان می‌باشد.

جدول ۱- پارامترهای آماری مدل شبکه عصبی مصنوعی برای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

شبکه عصبی مصنوعی (ANN)		
R^2	ME	RMSE
۰/۷۳	۰/۰۰۰۲	۰/۰۶۴

همان طور که در جدول ۱ نشان داده شده است مدل‌های توسعه یافته شبکه عصبی مصنوعی برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در منطقه مورد مطالعه ۷۳ درصد از تغییرپذیری در سطح زمین‌نما را توجیه نمودد و در نهایت ۲۷ درصد از تغییرپذیری هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در این منطقه تبیین نگردید که این موضوع تا اندازه زیادی به دلیل وجود روابط پیچیده بین پارامترهای مستقل و وابسته در این مطالعه می‌باشد که مدل به‌کاربرده شده قادر به تعیین و درک این روابط نبود. نتایج این تحقیق نشان داد که که استفاده از مدل شبکه عصبی مصنوعی ابزار مؤثری برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی اشباع خاک با استفاده از شاخص‌های توپوگرافی و خصوصیات خاک است. نتایج آنالیز حساسیت برای هدایت هیدرولیکی اشباع خاک در منطقه مورد مطالعه با استفاده از روش StatSoft در شکل ۱ نشان داده شد.



شکل ۱- ضرایب حساسیت پارامتر هدایت هیدرولیکی اشباع به روش StatSoft. Elevation:ارتفاع، Aspect:جهت شیب، SCA: سطح ویژه حوزه، MEANC: میانگین انحنای سطح زمین، PLANC:انحنای افقی، PROFC:انحنای قائم، SPI:شاخص قدرت جریان ، STI: شاخص انتقال رسوب، Slope:شیب، WI:شاخص رطوبتی، OM : ماده آلی، Clay: رس، Silt: سیلت، Sand: شن، BD: وزن مخصوص ظاهری.

هدایت هیدرولیکی اشباع بیشترین حساسیت را نسبت به ماده آلی نشان داد. از میان خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک، ماده آلی خاک به عنوان مهم‌ترین و حساس‌ترین پارامترها بر تغییرپذیری خصوصیات هیدرولیکی خاک شناخته شدند. با توجه به این موضوع که منطقه مورد مطالعه در این تحقیق، از نظر توپوگرافی متنوع و پیچیده می-باشد، خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک تا اندازه زیادی می‌توانند تحت تأثیر پارامترهای پستی و بلندی زمین قرار گیرند به گونه‌ای که خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک در نقاط مختلف زمین‌نما تغییر می‌یابند و بدنبال این تغییرپذیری در خصوصیات خاک، تغییرپذیری در خصوصیات هیدرولیکی خاک نیز مورد انتظار می‌باشد. بنابراین با توجه به موارد فوق الذکر می‌توان عنوان نمود که در مناطق خشک و نیمه خشک، توپوگرافی به طور قابل ملاحظه-ای می‌تواند به صورت غیر مستقیم و از طریق تأثیر بر تغییرپذیری خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک، بر تغییرپذیری خصوصیات هیدرولیکی خاک نیز مؤثر باشد. دیگر پارامترهای مهم و مؤثر بر هدایت هیدرولیکی اشباع به ترتیب شامل میانگین انحنای سطح زمین، شاخص رطوبتی و شیب می‌باشند. هدایت هیدرولیکی اشباع در منطقه مورد مطالعه حساسیت کمی نسبت به سایر پارامترهای مورد مطالعه در این تحقیق دارد. پارامترهای انحنای زمین نیز سهم بسزایی در توضیح تغییرپذیری خصوصیات هیدرولیکی خاک دارند. پارامترهای انحنای زمین در مطالعات هیدرولوژیکی و تعیین مشخصات جریان آب و دیگر مواد در سطح زمین‌نما کاربرد بسیاری دارند. انحنای افقی نشاندهنده همگرایی و واگرایی توپوگرافیکی سطح زمین است و تمایل طبیعی جریان آب روی سطح زمین به همگرا شدن و نزدیک شدن به یک نقطه مشترک را نشان می‌دهد (Zevebergen and Thorne, 1987). بنابراین این پارامتر تا اندازه زیادی بر خصوصیات خاک و مقدار آب خاک به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک مؤثر است. شاخص رطوبتی بیان کننده تمایل زمین به تجمع آب در آن نقطه می‌باشد و برای مناطق با سطح ویژه حوزه مشابه، هر چه شیب منطقه کمتر باشد، این شاخص از مقدار بالایی برخوردار است (Wilson and Gallant, 2000). گسلر و همکاران (۲۰۰۰) عنوان نمودند که شاخص رطوبتی با ترکیب سطح ویژه حوزه و درجه شیب، شاخصی از موقعیت مکانی یک نقطه در طول یک ردیف ارضی–آبی می‌باشد. بنابراین می‌توان عنوان نمود که این شاخص بیانگر

فرایندهای تجمع آب در سطح زمین‌نما است و به عنوان شاخصی از توزیع مکانی رطوبت خاک در طول زمین نما می‌باشد که تأثیر زیادی بر روی خصوصیات هیدرولیکی خاک در اراضی با توپوگرافی متنوع و پیچیده دارد. فاکتور شیب بر روی سرعت جریان سطحی و زیرسطحی آب و بدنبال آن مقدار آب خاک، پتانسیل فرسایش اراضی، تشکیل و تکامل خاک و دیگر فرآیندهای مهم درخاک تأثیر می‌گذارد. توزیع و جابجایی خاک در سطح زمین‌نما به وسیله فرسایش خاک، الگوی مکانی خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک را که اثر معنی‌داری بر تغییرپذیری خصوصیات هیدرولیکی خاک دارند را کنترل می‌نماید.

منابع

1- Daniels RB, Gilliam JW, Cassel DK and Nelson LA, 1987. Quantifying the effects of past soil erosion on present soil productivity. Soil and Water Conserv 42: 183– 187.
2- Gessler PE, Chadwick OA, Chamran F, Althouse L and Holmes K, 2000. Modeling soil landscape and ecosystem properties using terrain attributes. Soil Sci. Soc. Am. J 64: 2046–2056.
3- MacBratney AB and Whelan BM, 1995. The potential for site-specific management of cotton farming system. Disscussion paper No.1, Co-operative research center for sustainable cotton production, Australia.
4- Merdun H, zer OC, Meral R and Apan M, 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. Soil and Tillage Research 90: 108–116.
5- Navi K, Twarakavi C, Šimůnek J and Schaap MG, 2009. Development of Pedotransfer Functions for Estimation of Soil Hydraulic Parameters using Support Vector Machines. Soil Sci. Soc. Am. J 73: 1443-1452.
6- Parasuraman K, 2006. Estimating saturated hydraulic conductivity in spatially variable fields using neural network ensembles. Soil Sci. Soc. Am. J 70: 1851–1859.
7- StatSoft Inc. 2004. Electronic statistics textbook (Tulsa, OK, USA). http://www.statsoft.com/textbook/stathome.html.
8- Verity GE and Anderson DW, 1990. Soil erosion effects on soil quality and yield. Can. J. Soil Sci. 70: 471-484.
9- Wilson JP and Gallant JC, 2000. Terrain analysis. Wiley & Sons, New York. 479 p.
10- Zevebergen LW and Thorne CR, 1987. Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes Landforms 12: 47-56.

چگالی ظاهری نسبی معیاری برای بیان کیفیت فیزیکی و ساختمان خاک

حسین عسگرزاده[1] و محمد رضا مصدقی[2]
۱- استادیار گروه خاک‌شناسی ، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه
۲- دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

مقدمه

فشردگی خاک بیان‌کننده کیفیت فیزیکی و ساختمان خاک می‌باشد. چگالی ظاهری[1] (BD) کمیتی است که معمولاً برای توصیف درجه فشردگی و وضعیت ساختمانی خاک به‌کار می‌رود. با افزایش فشردگی، تخلخل کل خاک کاهش یافته و به تبع آن مقدار BD افزایش می‌یابد. علی‌رغم ارتباط تنگاتنگ BD با درجه فشردگی یا ساختمان خاک، استفاده از مقادیر مطلق آن به عنوان شاخص کیفیت فیزیکی خاک کارایی چندانی ندارد و گاهی اوقات گمراه‌کننده است. زیرا نتایج پژوهش‌های متعدد نشان می‌دهد که مقادیر بحرانی یا بهینه BD برای رشد گیاه یا تولید محصول در خاک‌های مختلف متفاوت است. برای نمونه، BD برابر ۱/۴ $Mg\ m^{-3}$ ممکن است برای رشد گیاه در یک خاک ریزبافت محدودکننده باشد اما در یک خاک درشت‌بافت محدودیتی برای رشد ریشه گیاه ایجاد نکند (هکنسون، ۱۹۹۰؛ دکستر و همکاران، ۲۰۰۷). برای فائق‌آمدن بر این مشکل استفاده از کمیتی نسبی که مقادیر آن مستقیماً قابل مقایسه برای تمامی خاک‌ها باشد، ضروری است. برای این منظور از چگالی ظاهری نسبی[2] (RBD) که نسبت BD طبیعی به BD مرجع[3] (BD_{ref}) است استفاده می‌شود. کارتر (۱۹۹۰) و داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) از چگالی ظاهری بیشینه بدست‌آمده از آزمون پروکتور ($BD_{Proctor}$) به عنوان BD_{ref} استفاده کردند. هکنسون (۱۹۹۰) چگالی ظاهری خاک تحت تنش محوری ۲۰۰ kPa در فشردگی محصور (BD_{200kPa}) را به عنوان BD_{ref} به کار گرفت. چگالی ظاهری نسبی محاسبه‌شده از این طریق درجهٔ فشردگی[4] (DC) نیز نامیده می‌شود. هرچند ارتباط قوی بین RBD محاسبه‌شده با دو روش وجود دارد اما به علت بزرگتربودن مقادیر BD_{ref} بدست‌آمده از آزمون پروکتور، مقدار RBD با $BD_{ref}=BD_{Proctor}$ کوچک‌تر از RBD یا DC با $BD_{ref}=BD_{200kPa}$ بدست می‌آید (هکنسون، ۱۹۹۰). شاخص‌های مختلفی توسط پژوهش‌گران علوم خاک برای ارزیابی کیفیت فیزیکی خاک پیشنهاد شده است. دکستر (۲۰۰۴) شاخص S (شیب منحنی مشخصه رطوبتی خاک در نقطه عطف) را برای ارزیابی کیفیت فیزیکی خاک ارائه داد. هر چه مقدار این شاخص بزرگ‌تر باشد کیفیت فیزیکی خاک در ارتباط با رشد ریشه، خاک‌ورزی و جریان آب در خاک بهتر می‌شود. تخلخل پر از هوا[5] (AFP) و مقاومت فروروی[6] (Q) نیز از دیگر شاخص‌های مهم ساختمان خاک می‌باشند که به طور مستقیم رشد گیاه و مقدار محصول را تحت تاثیر قرار می‌دهند. هدف از این پژوهش بررسی قابلیت استفاده از RBD در مقایسه با BD طبیعی برای بیان کیفیت فیزیکی و وضعیت ساختمان خاک می‌باشد.

---
[1] Bulk density
[2] Relative bulk density
[3] Reference bulk density
[4] Degree of compactness
[5] Air-filled porosity
[6] Penetration resistance

مواد و روش‌ها

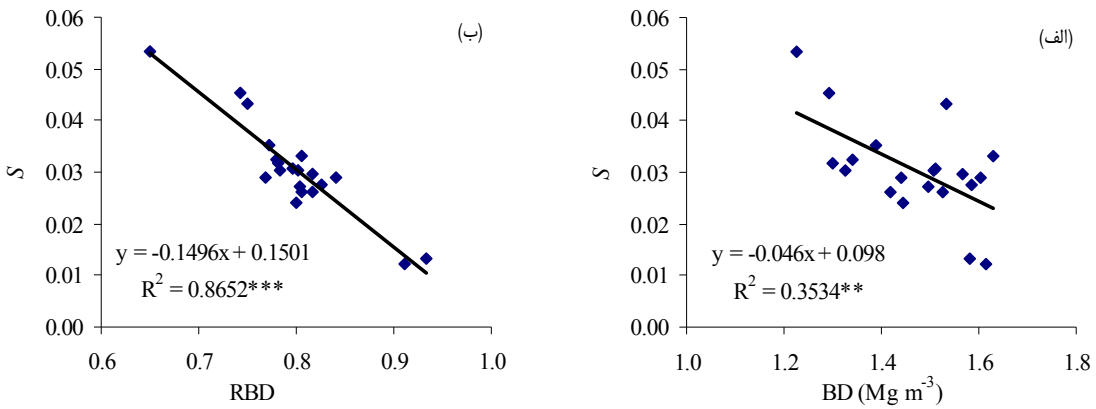
مقادیر BD طبیعی ۲۰ خاک کشاورزی در استان همدان با وضعیت ساختمانی متفاوت و با دامنه رس بین ۱۳ الی ۴۲ درصد با استفاده از سیلندرهای نمونه‌برداری با حجم ۱۰۰ cm^3 با ۱۰ تکرار اندازه‌گیری شده و از آنها میانگین‌گیری شد. نگهداشت آب در ۱۳ مکش ماتریک (h) توسط دستگاه‌های جعبه شن و صفحه فشار اندازه-گیری شده و مدل ون‌گنوختن (۱۹۸۰) بر داده‌های منحنی مشخصه رطوبتی خاک برازش داده شد. تخلخل پر از هوا (AFP) از تفاضل رطوبت اشباع (θ_s) و گنجایش زراعی (FC) بدست آمد. چون مکش ماتریک ۱۰۰ hPa برای FC در نظر گرفته شد، AFP با AFP_{100} نشان داده شد. مقاومت فروروی خاک (Q) در مکش ماتریک hPa ۱۰۰۰ (Q_{1000}) با استفاده از ریزفروسنج مخروطی با زاویه و قطر مخروط ۳۰ درجه و ۳ میلی‌متر روی نمونه‌های دست‌نخورده اندازه‌گیری شد. مقادیر BD_{ref} بدست‌آمده از آزمون استاندارد پروکتور برای محاسبه RBD با رابطه $RBD=BD/BD_{ref}$ به کار گرفته شد. شاخص دکستر (S) از رابطه زیر بدست آمد (دکستر، ۲۰۰۴):

$$S = -n(w_s - w_r).\left[\frac{2n-1}{n-1}\right]^{\left[\frac{1}{n}-2\right]} \qquad [۱]$$

که در این رابطه w_s و w_r به‌ترتیب رطوبت وزنی اشباع و باقی‌مانده بر حسب $kg\ kg^{-1}$ و n شاخص توزیع اندازه منافذ خاک در مدل ون‌گنوختن می‌باشد. چون S همیشه منفی است، مقادیر قدر مطلق آن بکار رفت. در نهایت ارتباط بین شاخص‌های کیفیت فیزیکی و ساختمان خاک و BD یا RBD مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت.

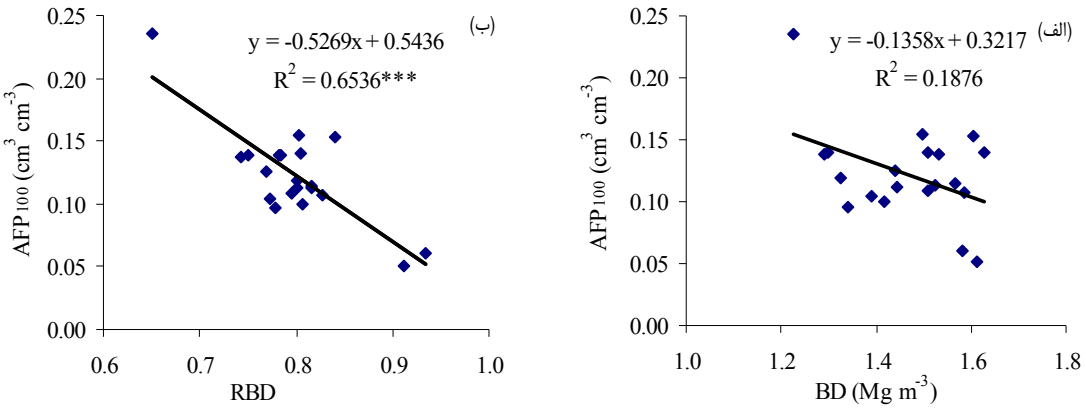
نتایج و بحث

ارتباط شاخص S با BD و RBD در شکل ۱ نشان داده شده است. شاخص S با بسیاری از ویژگی‌های ساختمانی خاک مانند فراوانی منافذ ساختمانی و کیفیت فیزیکی خاک در ارتباط با رشد ریشه، خاک‌ورزی و جریان آب در خاک در ارتباط می‌باشد (دکستر، ۲۰۰۴). از این‌رو رابطه قوی‌تر S با RBD نسبت به BD نشان‌گر توانایی بهتر RBD برای بیان کیفیت فیزیکی و وضعیت ساختمان خاک در مقایسه با BD می‌باشد. یافته جالب این است که S آستانه برابر ۰/۰۳ (دکستر، ۲۰۰۴) تقریباً نظیر RBD برابر ۰/۸ است (شکل ۱).



شکل ۱- روابط خطی شاخص S با: الف) BD و ب) RBD در خاک‌های مورد بررسی

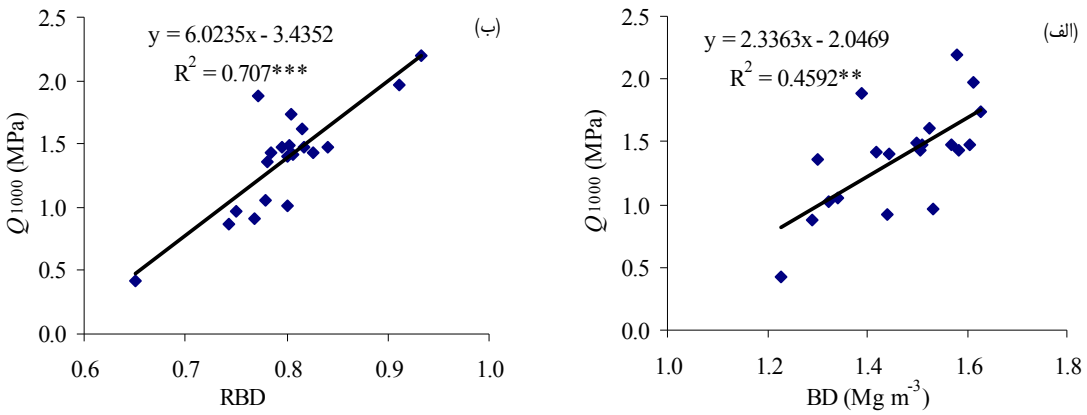
ارتباط AFP_{100} با BD و RBD در شکل ۲ نشان داده شده است. AFP_{100} به عنوان معمول‌ترین شاخص نشان‌دهنده وضعیت تهویه خاک رابطه معنی‌داری با RBD داشت درحالی که رابطه معنی‌داری بین آن و BD در خاک‌های مورد بررسی برقرار نشد. مقادیر AFP_{100} کم‌تر از ۰/۱ $cm^3\ cm^{-3}$ برای رشد اغلب گیاهان محدودکننده بوده و باعث افزایش امراض ریشه می‌شود (دروری و همکاران، ۲۰۰۸). جالب این است که AFP آستانه برابر ۰/۱ تقریباً نظیر RBD برابر ۰/۸۴ است (شکل ۲) که با یافته‌های هکنسون (۱۹۹۰)، کارتر (۱۹۹۰) و داسیلوا و همکاران (۱۹۹۴) درباره چگالی ظاهری نسبی بهینه و بحرانی برای رشد گیاه و آب قابل استفاده خاک برای گیاه هم‌خوانی دارد. در حالی که چنین نتیجه‌گیری برای BD امکان‌پذیری نیست.



شکل ۲- روابط خطی AFP_{100} با: الف) BD و ب) RBD در خاک‌های مورد بررسی

هرچند مقدار Q_{1000} با افزایش BD و RBD افزایش یافت اما رابطه Q_{1000} با RBD قوی‌تر بود (شکل ۳). به طور کلی مقدار Q اندازه‌گیری‌شده برای یک خاک با افزایش مکش ماتریک خاک افزایش می‌یابد. با فرض مناسب بودن مکش ماتریک ۱۰۰۰ hPa برای اندازه‌گیری مقدار Q، مقاومت فروروی برابر ۱/۵ MPa به عنوان آستانه محدودیت مقاومت فروروی خاک برای ریشه (گرونولت و همکاران، ۲۰۰۱) نظیر RBD برابر ۰/۸۲ است (شکل ۳). عسگرزاده و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که RBD در مقایسه با BD روابط قوی‌تری با دامنه رطوبتی با حداقل محدودیت[1] (LLWR) ایجاد می‌کند. نتایج بدست‌آمده نشان‌دهنده کارایی بهتر RBD در مقایسه با BD طبیعی برای بیان کیفیت فیزیکی و وضعیت ساختمان خاک برای رشد ریشه و گیاه است.

[1] Least limiting water range



شکل ۳- روابط خطی Q_{1000} با: الف) BD و ب) RBD در خاک‌های مورد بررسی

منابع

Asgarzadeh H, Mosaddeghi MR, Mahboubi AA, Nosrati A and Dexter AR, 2010. Soil water availability for plants as quantified by conventional available water, least limiting water range and integral water capacity. Plant Soil 335: 229–244.

Carter MR, 1990. Relative measures of soil bulk density to characterize compaction in tillage studies on fine sandy loams. Can. J. Soil Sci. 70: 425–433.

da Silva AP, Kay BD and Perfect E, 1994. Characterization of the least limiting water range of soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 58:1775–1781.

Dexter AR, 2004. Soil physical quality; Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. Geoderma 120:201–214.

Dexter AR, Czyż EA and Gaţe OP, 2007. A method for prediction of soil penetration resistance. Soil Till. Res. 93:412–419.

Drewry JJ, Cameron KC and Buchan GD, 2008. Pasture yield and soil physical property responses to soil compaction from treading and grazing. Aust. J. Soil Res. 46: 237–256.

Groenevelt PH, Grant CD and Semetsa S, 2001. A new procedure to determine soil water availability. Aust. J. Soil Res. 39:577–598.

Håkansson I, 1990. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. Soil Till. Res. 16: 105–120.

Reynolds WD, Yang XM, Drury CF, Zhang TQ and Tan CS, 2003. Effects of selected conditioners and tillage on the physical quality of a clay loam soil. Can. J. Soil Sci. 83: 318–393.

van Genuchten MTh, 1980. A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:892–898.

تغییرات مکانی توزیع اندازه ذرات خاک فرسایش یافته در طول شیب‌های متفاوت

شیرین تقی‌زاده[۱]، مجید محمودآبادی[۲]، محمود عرب خدری[۳] و رضا بیات[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان
۳- استادیار پژوهش پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری
٤- مربی پژوهشی پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

مقدمه

امروزه تخریب اراضی به طور عام و فرسایش خاک به طور خاص از جمله مهم‌ترین مشکلات پیش روی نسل-های فعلی و آینده بشر به شمار می‌روند. به همین دلیل ضرورت بررسی عوامل موثر بر آنها از اولویت‌های پژوهشی در اکثر کشورهای جهان قرار گرفته است. از عوامل اصلی تخریب و انتقال خاک در فرسایش آبی، برخورد قطرات باران با سطح خاک و تشکیل رواناب می‌باشد (رفاهی، ۱۳۸۶). یکی از انواع مهم فرسایش آبی، فرسایش بین شیاری است که در مناطقی از جهان که در آن‌ها شدت بارندگی زیاد است می‌تواند قابل توجه باشد (Meyer، ۱۹۸۱). سقوط قطرات باران و برخورد با سطح خاک به عنوان اولین رویداد در این نوع فرسایش به شمار می‌رود (Qinjuan و همکاران، ۲۰۰۸). نقش اصلی پاشمان در جدایش ذرات خاک قبل از جابجایی آنها توسط جریان سطحی است. جریان‌های سطحی کم‌عمق، ذرات خاک را از سطح تخلیه نموده و این مواد با توجه به اندازه، چگالی، شکل و شرایط حاکم بر جریان به شکل‌های مختلف به سمت پایین‌دست منتقل می‌شوند (Kinnell، ۲۰۰۶). عوامل متعددی بر شدت فرسایش تاثیر می‌گذارند که در بین این‌ها، عامل شیب یکی از عوامل موثر بر فرسایش می‌باشد، یکی از جنبه‌های عامل شیب، اثر طول شیب است. نتایج تحقیقات گذشته نشان داده است که شدت فرسایش، با افزایش طول شیب به ویژه وقتی که تندی شیب به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد، افزایش می‌یابد (Kinnell، ۲۰۰۰).

از دیدگاهی دیگر، فرسایش خاک فرآیندی دینامیک است که دارای تغییرات زمانی زیادی است (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۰). از جمله مهم‌ترین مشخصه‌های فرسایشی که دارای تغییرات زیادی است، توزیع اندازه ذرات رسوب است (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۰). توزیع اندازه ذرات خاکدانه به طور گسترده در زمان و مکان متغیر است (Skidmore و Layton، ۱۹۹۲). به طور کلی توزیع اندازه ذرات رسوب متاثر از عواملی نظیر توزیع اندازه ذرات خاک اصلی، میزان و نحوه خرد شدن خاکدانه‌ها در حین فرسایش، سرعت ته‌نشینی ذرات در اندازه‌های مختلف و انتقال انتخابی ذرات با اندازه‌های متفاوت می‌باشد (محمودآبادی و روحی‌پور، ۱۳۹۰). در شرایط طبیعی این تغییرات در اثر تغییر نیروهای فرساینده و عوض شدن شرایط و خصوصیات بستر فرسایشی رخ می‌دهد. فرسایش آبی ممکن است با ایجاد تغییر در بافت خاک، موجب توزیع مجدد اندازه ذرات موجود در لایه سطحی خاک شود و می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای باعث تخریب خصوصیات خاک گردد (Pieri و همکاران، ۲۰۰۹). در تحقیق حاضر توزیع اندازه ذرات خاک فرسایش‌یافته پس از پایان رخداد فرسایش، در موقعیت‌های مکانی متفاوت در فرسایش ناشی از باران و رواناب، در طول شیب‌های مختلف بررسی شد.

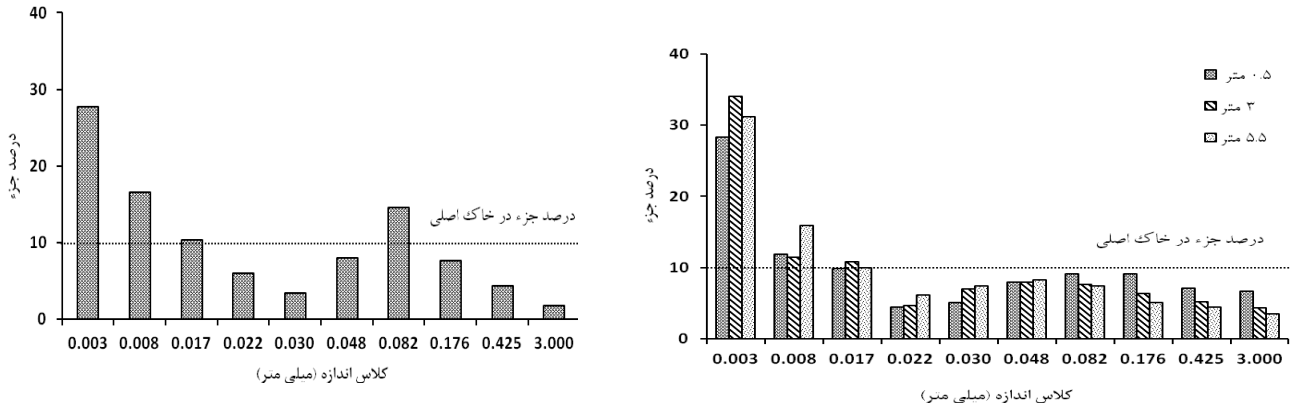
مواد و روش‌ها

تحقیق حاضر با استفاده از سامانه شبیه‌ساز باران و رواناب پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری که مجهز به یک فلوم شیب‌پذیر به ابعاد ۱*۶ متر است و قابلیت شبیه‌سازی باران و رواناب به طور مجزا یا همزمان را دارد، انجام شد (محمودآبادی، ۱۳۸۶). برای انجام این آزمایش از یک نمونه خاک مارنی مربوط به منطقه طالقان که قبلا توسط ذرتی‌پور (۱۳۹۱) مورد آزمایش قرار گرفته بود، استفاده شد. از ویژگی‌های قابل توجه این خاک درصد بالای رس (حدود ۵۰ درصد) است. قبل از انجام آزمایش، آماده‌سازی فلوم انجام شد که این آماده‌سازی شامل دو مرحله زیرسازی و روسازی فلوم است. در مرحله زیرسازی با ذرات ماسه‌ای درشت دانه یا گراول لایه‌ای به عنوان لایه زهکش به ضخامت ۵ سانتی‌متر در کف فلوم ایجاد شد. این لایه عمل زهکشی آب مازاد ناشی از باران و رواناب را از کف فلوم انجام می‌دهد. در مرحله روسازی فلوم، خاک موردنظر را به ضخامت ۲۰ سانتی‌متر روی لایه زهکش ریخته شد که با استفاده از غلطک فشرده شد تا به وزن مخصوص خاک منطقه مطالعاتی (طالقان) رسید. عملیات اشباع‌سازی خاک از زیر و ۲۴ ساعت قبل از انجام هر آزمایش صورت گرفت. آزمایش‌ها پس از خروج آب اضافی مربوط به اشباع اولیه، با قطع جریان زهکش در خروجی فلوم، تنظیم شیب فلوم و شدت بارندگی انجام شد (محمودآبادی، ۱۳۸۶). تمامی آزمایش‌ها با شیب ثابت ۲۰ درصد و شدت بارندگی ۵۵/۹ میلی-متر بر ساعت انجام شدند. آزمایش‌ها با طول شیب ۱ و ۶ متر با همان شیب و شدت بارندگی ذکر شده انجام شدند. در آزمایش بعدی با طول شیب ۱۲ متر علاوه بر اعمال بارندگی با همان شدت و شیب قبلی، دبی اندازه-گیری شده از آزمایش ۶ متری نیز از ابتدای فلوم وارد شد. به همین ترتیب در طول دامنه ۱۸ متری نیز دبی خروجی اندازه‌گیری شده از طول شیب ۱۲ متر وارد شد. در پایان، به منظور دانه‌بندی خاک فرسایش یافته پس از انجام هر آزمایش و حداکثر تا یک ساعت بعد از اتمام رواناب، از خاک فرسایش‌یافته نمونه‌برداری شد. در این راستا، در موقعیت وسط فلوم (در آزمایش یک متری) و سه موقعیت ۰/۵، ۳ و ۵/۵ متر (در آزمایش های ۶، ۱۲ و ۱۸ متری) نمونه‌برداری از ۵ میلی‌متری سطح خاک صورت گرفت. توزیع اندازه ذرات بزرگ‌تر از ۰/۰۶۳ میلی‌متر با الک تر و ذرات کوچک‌تر از آن با هیدرومتری انجام شد (محمودآبادی، ۱۳۸۶). به منظور بررسی هر چه دقیق-تر ذرات انتقال‌یافته برای خاک مورد نظر از نظر توزیع اندازه ذرات، نمودار توزیع اندازه ذرات به ۱۰ کلاس اندازه با جرم یکسان تفکیک گردید. سپس بر اساس مرز کلاس‌های ۱۰ گانه خاک اصلی، سهم هر یک از کلاس‌های اندازه در مکان‌های مختلف در خاک فرسایش‌یافته تعیین شد (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۱).

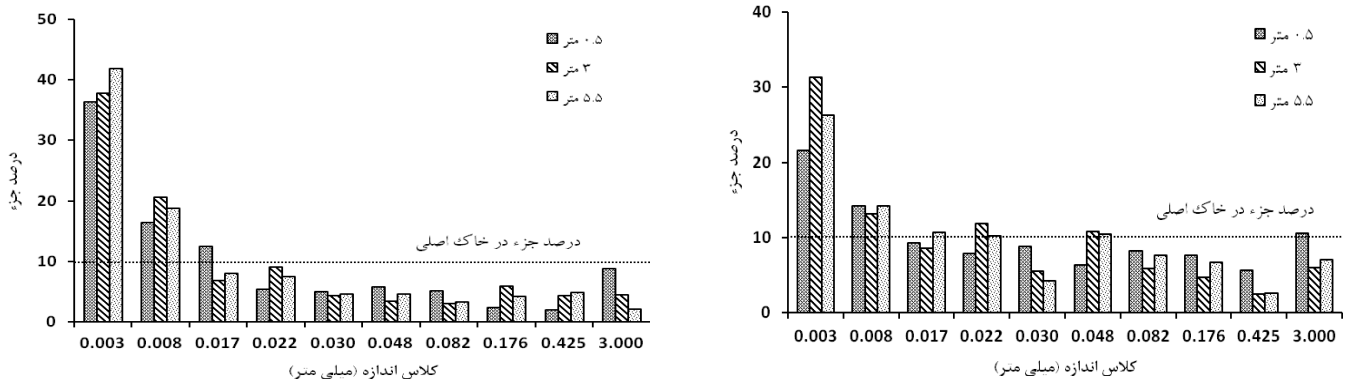
نتایج و بحث

پس از پایان رخداد فرسایش، تغییرات منطقی در توزیع اندازه ذرات موجود در سطح خاک بوجود می‌آید (Pieri و همکاران، ۲۰۰۹). شکل‌های ۱ و ۲، درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه را در سطح خاک فرسایش‌یافته در انتهای آزمایش در طول شیب‌های متفاوت نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، درصد جزء هر کلاس اندازه در خاک اصلی ۱۰ درصد می‌باشد. بنابراین، مقادیر بیش‌تر از ۱۰ درصد در هر کلاس اندازه، به معنای تجمع آن بخش از ذرات در سطح خاک می‌باشد. در دامنه یک متری دانه‌بندی خاک فرسایش یافته ریزتر از خاک اصلی است، در این طول شیب بخش اعظم باران در خاک نفوذ کرده و جریان ایجاد شده قدرت کافی برای جدا کردن

ذرات خاک را ندارد (شکل ۱، سمت راست). هم‌چنین با توجه به شکل ۱، سمت چپ در دامنه ۶ متری با پیشروی از بالادست به سمت پایین دست فلوم اندازه ذرات به سمت اندازه ریزتر میل پیدا می‌کند. این روند در دامنه ۱۲ متری نیز مشاهده می‌شود (شکل ۲، سمت راست). در حالی که در طول ۱۸ متر در ۰/۵ متر ابتدائی، توزیع اندازه ذرات خاک فرسایش‌یافته درشت‌تر از دو دامنه ۳ و ۵/۵ متری است و دانه‌بندی در وسط فلوم بر خلاف مشاهدات دو دامنه قبلی ریزتر از انتهای فلوم است (شکل ۲، سمت چپ). با توجه به تمامی نمودارها مشاهده می‌شود دو کلاس اندازه ۰/۰۰۳ و ۰/۰۰۸ میلی‌متر در خاک فرسایش یافته نسبت به سایر کلاس‌ها در خاک اصلی بیشتر است، این روند در تمامی طول شیب‌ها دیده می‌شود.



شکل ۱- درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه رسوب در خاک فرسایش‌یافته در طول شیب یک متری(سمت راست) و در طول شیب ٦ متری (سمت چپ)



شکل ۲- درصد جزء ۱۰ کلاس اندازه رسوب در خاک فرسایش‌یافته در طول شیب ۱۲ متری (سمت راست) و در طول شیب ۱۸ متری (سمت چپ)

طبق نتایج به‌دست آمده با افزایش فاصله از بالادست به سمت پایین‌دست فلوم، میزان ذرات ریز در سطح خاک افزایش و در مقابل ذرات درشت کاهش می‌یابد. علت اصلی این است که در راستای طول شیب، به دلیل افزایش

دبی رسوب، ظرفیت حمل رسوب توسط جریان کاهش می‌یابد. به عبارتی سهم بیشتری از ذرات ریزتر به انتهای فلوم می‌رسد و ذرات درشت به دلیل اندازه و چگالی بیشتر تمایل به رسوبگذاری در ابتدای فلوم را دارند. هم-چنین دلیل دیگری که به نظر می‌رسد اینست که خاک در بالادست در اثر برخورد قطرات باران خرد و جدا شده و این ذرات ریز از بالادست توسط جریان منتقل شده و در پایین‌دست رسوب کرده‌اند. نتایج تحقیقات محمودآبادی و سیرجانی (۱۳۹۱) نشان می‌دهد، در توزیع اندازه ذرات در سه مکان مختلف در سطح خاک باقی-مانده پس از اتمام رخداد فرسایش ناشی از جریان رواناب، با افزایش طول شیب، سهم ذرات ریز افزایش و ذرات درشت کاهش می‌یابد. در پژوهش انجام شده این روند در هر یک از طول شیب‌های ۶، ۱۲ و ۱۸ متر دیده می-شود. از سویی دیگر مقایسه دانه‌بندی در طول شیب‌های ۶ و ۱۲ متر نشان می‌دهد با افزایش طول دامنه از ۶ به ۱۲ متر ذرات فرسایش‌یافته ریزتر می‌شوند ولی این نرخ بالا رفتن ذرات ریز در دامنه ۱۸ متر مشاهده نمی‌شود.

منابع

۱- ذرتی‌پور، ا.، ۱۳۹۱. مدل‌سازی دینامیک فرسایش خاک در سازندهای مارنی، مبتنی بر خصوصیات بارش و عوامل فیزیکی. رساله دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۲- رفاهی ح ق، ۱۳۸۶. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

۳- محمودآبادی، م.، ۱۳۸۶. بررسی فرآیند فرسایش بین شیاری و شیاری و فرآیندهای مربوط به آن‌ها با استفاده از شبیه‌سازی بارش و رواناب. رساله دکتری دانشکده علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۴- محمودآبادی، م. و روحی‌پور ح.، ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات برخی شاخص‌های فرسایش‌پذیری و ترسیب با استفاده از شبیه‌ساز باران. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۱۸(۴): ۱۴۵-۱۶۶.

۵- محمودآبادی، م. و سیرجانی ا.، ۱۳۹۱. بررسی مکانیسم‌های حمل ذرات رسوب در فرسایش ورقه‌ای با استفاده از آزمایش فلوم. مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، جلد ۴، شماره ۱، صفحه‌های ۱ تا ۱۱.

6- Chaplot VAM and Le Bissonnais Y, 2003. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lengths, and gradients in an agricultural loessial hillslope. Soil Sci. Soc. Am. J 67:844-851.

7- Kinnell PIA, 2000. The effect of slope length on sediment concentration associated with side-slope erosion. Soil. Sci. Soc. Am. J 64: 1004-1008.

8- Kinnell PIA, 2006. Simulations demonstrating interaction between coarse and fine sediment loads in rain impacted flow. Earth Surface Processes and Landforms, 31: 355-367.

9- Meyer LD, 1981. How rain intensity affects interrill erosion. Transactions of the Transactions of the American Society of America Journal, 48: 1152-1157.

10- Pieri L, Bittelli M, Hanuskova M, Ventura F, Vicari A and Rossi Pisa P, 2009. Characteristics of eroded sediment from soil under wheat and maize in the North Italian Apennines. Geoderma 154:20-29.

11- Qinjuan CH, Qiangguo C, Wenjun MA, 2008. Comparative study on rain splash erosion of representative soils in china. Chin. Geogra. Sci, 18(2): 155-161.

12- Skidmore EL and Layton JB, 1992. Dry-soil aggregate stability as influenced by selected soil properties. Soil Sci. Soc. Am. J 56:557-561.

غلظت رسوب ناشی از فرسایش شیاری متأثر از تغییر شیب و دبی جریان

فرانک رضایی[1] و مجید محمودآبادی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید باهنر کرمان،

مقدمه

فرسایش پدیده‌ای است که طی آن ذرات خاک از بستر اصلی خود جدا شده و توسط یک عامل انتقال دهنده به مکانی دیگر حمل شوند (رفاهی، ۱۳۸۶). فرسایش شیاری یکی از انواع فرسایش‌های آبی است که در آن فرآیند جدا شدن و انتقال ذرات خاک توسط جریان متمرکز آب صورت می‌گیرد (Meyer و Harmon، ۱۹۸۴؛ محمودآبادی، ۱۳۸۶). حدود ۶۵ درصد از کل تلفات خاک در اثر فرسایش شیاری تولید می‌شود (Evans و همکاران، ۱۹۹۴). همچنین این نوع فرسایش به عنوان آغازین مرحله فرسایش درون آبراهه‌ای محسوب می‌شود. فرسایش شیاری در دامنه های شیب‌دار و حتی در زمین‌های کم شیب نیز رخ می‌دهد و در شیب‌های تندتر ممکن است به صورت خطوط موازی نیز ظاهر شود، که ابتدا کم عمق بوده ولی به سرعت عمیق‌تر می‌شود (رفاهی، ۱۳۸۶).

شیب یکی از عواملی است که ارتباط نزدیکی با فرسایش دارد که می‌توان از آن برای طبقه‌بندی خطر فرسایش با دقت قابل قبولی استفاده کرد (Grismer و Battany، ۲۰۰۰؛ Shinjo، ۲۰۰۲؛ رنگ‌آور و همکاران، ۱۳۸۴). با افزایش تندی شیب، فرسایش شیاری به‌طور معنی‌داری افزایش می‌یابد (Fox و Bryan، ۱۹۹۹). شیب بازخورد مکانیسمی بین شرایط مورفولوژی شیار و هیدرولیک جریان می‌باشد (Govers، ۱۹۹۲).

قدرت جریان انرژی ناشی از جریان رواناب بر روی سطح خاک است که قسمتی و یا کل آن موجب جدا کردن و حمل ذرات خاک می‌شود (Teixeira وMisra، ۱۹۹۷). تحقیقات Zhu و همکاران (۱۹۹۵) و Zhang و همکاران (۲۰۰۳) نشان داد که از میان پارامترهای هیدرولیکی موثر بر جدا شدن ذرات، قدرت جریان اهمیت بیشتری دارد. همچنین آن‌ها دریافتند که یک رابطه‌ی خطی بین میزان جدا شدن و قدرت جریان وجود دارد. Elliot و Laflen (۱۹۹۳) گزارش کردند که قدرت جریان یک پارامتر مهم در جدا شدن ذرات در شیار می‌باشد.

با گذشت زمان غلظت رسوب ناشی از فرسایش شیاری تغییر می‌کند (محمودآبادی، ۱۳۸۶). طبق بررسی‌های انجام شده، غلظت رسوب در ابتدای فرسایش زیاد بوده و با گذشت زمان به سرعت کاهش یافته و به یک مقدار تقریبا ثابتی در شرایط پایدار می‌رسد (Fox و Bryan، ۱۹۹۹؛ محمودآبادی و روحی‌پور، ۱۳۹۰). هدف تحقیق حاضر، بررسی تغییرات غلظت رسوب در شیب‌ها و دبی‌های مختلف می‌باشد.

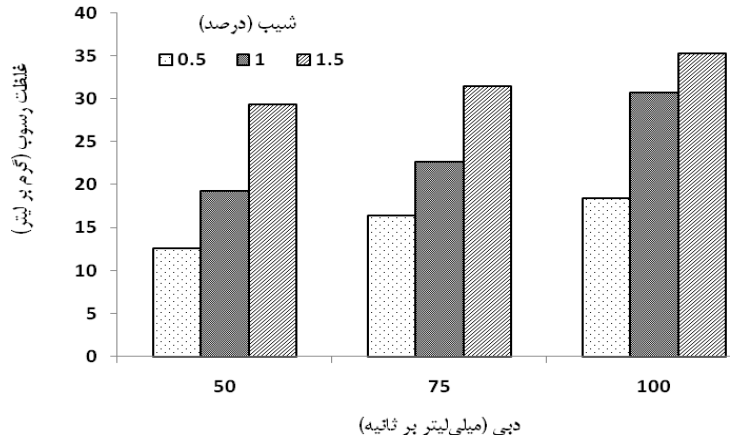
مواد و روشها

در این تحقیق به منظور شبیه سازی فرسایش شیاری از یک دستگاه فلوم شیب پذیر متعلق به آزمایشگاه فرسایش و حفاظت خاک در دانشگاه شهید باهنر کرمان استفاده شد. این فلوم دارای طول و عرض به ترتیب دو و نیم متر بوده که اشباع نمودن نمونه‌ها از روی سطح خاک انجام شد (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۰). با

استفاده از این فلوم می‌توان شیب و شدت‌های مختلف جریان را شبیه سازی نمود. در هر آزمایش پس از انتقال نمونه خاک به داخل فلوم،ابتدا سطح خاک تسطیح شده و سپس شیاری با سطح مقطع ذوزنقه‌ای شکل ایجاد گردید. عرض کف و بالای شیار ایجاد شده به ترتیب ۲ و ۸ سانتی‌متر و عمق آن ۲/۵ سانتی‌متر می‌باشد. سپس اشباع سازی به آرامی از رو صورت گرفت. پس از اشباع سازی کامل و با تنظیم شیب، بلافاصله آزمایش شروع شد. برای ایجاد جریان شیاری، آزمایش‌ها به صورت ترکیب سه شیب (۰/۵، ۱، ۱/۵ درصد) و در سه دبی (۵۰، ۷۵، ۱۰۰ میلی‌لیتر در ثانیه) روی دو خاک زراعی با حداکثر اندازه ذرات ۲ و ۴/۷۵ میلی‌متر انجام شد. پس از تنظیم و تثبیت شیب و دبی جریان، آزمایش‌ها انجام شد. سپس در زمان‌های معین از رواناب حاوی رسوب خروجی، نمونه برداری صورت گرفت. مدت هر آزمایش تا رسیدن به شرایط پایدار و ایجاد جریان متمرکز حدود ۳۵ دقیقه در نظر گرفته شد. پس از خشک نمودن نمونه‌های رواناب حاوی رسوب در آون در دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲۴ ساعت، رسوب خشک شده توزین شد. بر این اساس، شدت رواناب خروجی و هم‌چنین غلظت و بار رسوب تعیین شد.

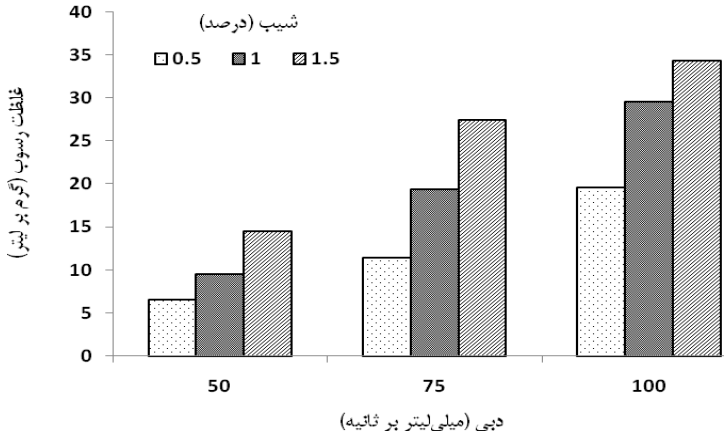
نتایج و بحث

تغییرات غلظت رسوب در شیب‌ها و دبی‌های مختلف مربوط به دو خاک مورد مطالعه در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. بررسی اثر متقابل دبی و شیب و روند تغییرات غلظت رسوب در خاک ۲ میلی‌متری در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به شکل زیر می‌توان دریافت که کمترین مقدار غلظت رسوب مربوط به شیب ۰/۵ درصد و دبی ۵۰ میلی‌لیتر بوده است، در حالی که بیشترین میزان آن در شیب ۱/۵ درصد همراه با دبی ۱۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه بدست آمد. همچنین بررسی شکل ۱ نشان می‌دهد که در دبی‌های ثابت با افزایش درصد شیب بر میزان غلظت رسوب جمع‌آوری شده نیز افزوده شده است. از سویی دیگر در شیب‌های ثابت نیز با افزایش دبی جریان، میزان غلظت رسوب افزایش یافت. به گونه‌ای که در تمامی شیب‌های مورد بررسی بیشترین غلظت رسوب بدست آمده مربوط به دبی ۱۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه بود.



شکل ۱- تغییرات زمانی غلظت رسوب در سه شیب ۰/۵، ۱، ۱/۵ درصد در خاک با حداکثر اندازه ذرات ۲ میلی‌متر

همان طور که مشخص است با توجه به شکل ۲ در خاک ۴/۷۵ میلی‌متری نیز با افزایش دبی در شیب‌های یکسان، غلظت رسوب افزایش یافته است. همچنین این روند افزایش با افزایش درصد شیب در دبی‌های ثابت نیز مشاهده شده است. با توجه به این نتایج بیشترین و کمترین میزان غلظت رسوب به ترتیب مربوط به شیب ۰/۵ درصد همراه با دبی ۵۰ میلی‌لیتر بر ثانیه و شیب ۱/۵ درصد همراه با دبی ۱۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه بود.



شکل ۲- تغییرات غلظت رسوب در سه شیب ۰/۵، ۱، ۱/۵ درصد در خاک با حداکثر اندازه ذرات ٤/۷۵ میلی‌متر

بررسی دقیق‌تر اثر متقابل دبی و شیب بر غلظت رسوب نشان می‌دهد که اثر افزایش شیب بر افزایش غلظت رسوب به مراتب بیشتر از اثر افزایش دبی بوده است. گلی کلرود و همکاران (۱۳۹۰) گزارش کردند که با افزایش شیب و دبی جریان مقدار رسوب افزایش می یابد که در این بین اهمیت اثر شیب را بیشتر از اثر دبی یافتند. مقایسه غلظت رسوب بدست آمده از خاک‌های ۲ و ۴/۷۵ میلی‌متری (شکل‌های ۱ و ۲) نشان می‌دهد که میزان غلظت رسوب جمع‌آوری شده در خاک ۲ میلی‌متری به مراتب بیشتر از خاک ۴/۷۵ میلی‌متری بوده است که این می‌تواند به دلیل وجود خاکدانه‌های درشت‌تر، اندازه‌ی خلل و فرج بزرگتر و در نتیجه نفوذ پذیری بالاتر در خاک ۴/۷۵ میلی‌متری باشد.

همچنین این مقایسه گویای این مطلب است که با افزایش دبی (در تمام شیب‌های مورد بررسی) از میزان تفاوت غلظت رسوب جمع‌آوری شده در خاک‌های ۲ و ۴/۷۵ میلی‌متری کاسته شده است، به گونه‌ای که بیشترین و کمترین تفاوت غلظت رسوب در این دو نوع خاک به ترتیب مربوط به دبی‌های ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌لیتر بر ثانیه بود. در این آزمایش با افزایش همزمان دبی و شیب جریان به شدت بر غلظت رسوب افزوده شد که این به دلیل افزایش قدرت جریان و افزایش شدت جدا شدن ذرات خاک بوده است. طبق نتایج بدست آمده از تحقیقات Zhang و همکاران (۲۰۰۸) در شدت جریان‌های بالاتر میزان جداسازی ذرات بیشتر است، همچنین در شیب‌های بالاتر این جداسازی با شدت بیشتری رخ می‌دهد. این می‌تواند به این دلیل باشد که در شیب‌های تندتر قدرت جریان نسبت به شیب‌های پایین‌تر بیشتر است.

منابع

۱- رفاهی، ح.ق.، ۱۳۸۶ . فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

۲- رنگ‌آور، ع. غفوریان، ر. انگشتری، ح. و گزانچیان، غ.، ۱۳۸۴ . احیای پوشش گیاهی، مناسب‌ترین مدیریت کاهش رسوب در حوزه آبخیز سدهای مخزنی کشور. نخستین همایش مدیریت رسوب، اهواز.

۳- گلی‌کلرود، م.ع.، اسدی، ح. و گرجی، م.، ۱۳۹۰ . اثر دبی جریان و شیب بستر بر تغییرات غلظت و توزیع اندازه ذرات رسوب ناشی از فرسایش شیاری. مجموعه مقالات دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران، دانشگاه تبریز، تبریز.

۴- محمودآبادی، م.، ۱۳۸۶ . بررسی فرآیند فرسایش بین شیاری و شیاری و فرآیندهای مربوط به آن‌ها با استفاده از شبیه‌سازی بارش و رواناب. رساله دکتری دانشکده علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۵- محمودآبادی، م. و روحی‌پور ح.، ۱۳۹۰ . بررسی روند تغییرات برخی شاخص‌های فرسایش‌پذیری و ترسیب با استفاده از شبیه‌ساز باران. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک گرگان. جلد ۱۸، شماره ۴، صص. ۱۶۶-۱۴۵.

۶- محموآبادی، م. و سیرجانی ا.، ۱۳۹۱ . بررسی مکانیسم‌های حمل ذرات رسوب در فرسایش ورقه‌ای با استفاده از آزمایش فلوم. مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، جلد ۴، شماره ۱، صفحه‌های ۱ تا ۱۱.

7- Bagnold RA, 1977. Bed load transport by natural rivers. Water Resources Research, 13:303-311.

8- Elliot WJ and Laflen JM, 1993. A process based rill erosion model. Transcations of ASAE, 36: 65-72

9- Evans KG, Loch RJ, Sibura DM, Aspinall TO and Bell LC, 1994. Evaluation of the CREAMS model. IV Derivation of interrill erodibility parameters from laboratory rainfall simulation data and prediction of soil loss under a field rainulator using the drived parameters. Australian Journal of Soil Research, 32:127-135.

10- Fox B and Bryan RB, 1999. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient. Catena, 38: 211-222.

11- Govers G, 1992. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials. Earth Surface Processes and Landforms 17:515-528.

12- Meyer LD and Harmon WC, 1984. Susceptibility of agricultural soils to interrill erosion. Journal of Soil Science Society of America, 48: 1152-1157.

13- Teixeira PC and Misra RK, 1997. Erosion and sediment characteristics of cultivated forest soils as affected by the mechanical stability of aggregates. Catena, 30: 119-134.

14- Zhang GH, Liu BY, Liu GB, He XW and Nearing MA, 2003. Detachment of disturbed soil by shallow flow. Soil Science Society of American Journal. 66: 1475-1483.

15- Zhang Q, Lei T and Zhao J, 2008. Estimation of the detachment rate in eroding rills in a flume experiments using an REE tracing method. Geoderma, 147: 8-15.

16- Zhu JC, Gantzer CJ, Anderson SH, Peyton RL and Alberts EE, 1995. Simulated small channel bed scour and head cut erosion rates compared. Soil science Society of American Journal. 59: 211-218.

پهنه بندی خطر فرسایش در حوزه آبخیز رودزرد با استفاده از روش تحلیل سلسله مراتبی (AHP)

میناعفیف[۱] ،غلامعباس صیاد [۲]، محمدرضا انصاری[۳] ، خدیجه عینی[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه شهیدچمران.
۲- استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه چمران.
۳- عضو هیئت علمی گروه خاکشناسی دانشگاه کشاورزی ملاثانی.
٤- کارشناسی ارشد مهندسی منابع آب دانشکده علوم آب دانشگاه چمران.

مقدمه

فرسایش خاک به عنوان یک مشکل عمده محیط زیست در نظر گرفته شده است و باعث کاهش بهره وری محصول و ظرفیت ذخیره سازی آب می شود که این دو نیز به طور مستقیم و غیر مستقیم باعث آلودگی آب می شوند. از دست رفتن خاک به یک مشکل جهانی تبدیل شده است و همانطور که نگرانی ها درمورد محیط زیست افزایش پیدا می کند، پژوهش های موثری در رابطه با فرسایش خاک و سیاست های حفاظت خاک آغاز شده است(Soyoung Park et al,2011). نگوین تان لانگ و دسمیت(۲۰۱۲)[۱] ، با استفاده از مدل تحلیل سلسله مراتبی، نقشه استعداد زمین لغزش را در حوزه لویی تهیه نمودند. مزوقی و همکاران(۲۰۱۲)[۲] ، در یک منطقه کنار بزرگراه جریک جلی مالزی با تهیه نقشه حساسیت زمین لغزش به کمک مدل تحلیل سلسله مراتبی نتیجه گرفتند که تهیه نقشه حساسیت زمین لغزش با روش سلسله مراتبی بسیار مناسب است. احمدی(۱۳۹۰)، به تحلیل عوامل موثر بر شکل گیری و گسترش فرسایش خندقی با کمک مدل تحلیل سلسله مراتبی در حوزه دشت کهور لامرد پرداخت.

از آنجا که تعیین مناطق مستعد فرسایش با استفاده از مدل‌های فرسایش و رسوب هزینه بر و نیازمند صرف زمان طولانی می‌باشد، لازم است با استفاده از عوامل موثر در فرسایش و روش‌های ساده مانند روش تحلیل سلسله مراتبی اولویت‌های مدیریتی جهت مقابله با فرسایش در مناطق مستعد با صرف کمترین هزینه تعیین شود (مهرگان و ایوبی ۱۳۸۸). هدف از این مطالعه نیز تهیه نقشه پهنه‌بندی خطر فرسایش و اولویت بندی عوامل مؤثر بر فرسایش در حوزه رودزرد با استفاده از روش فرآیند تحلیل سلسله مراتبی(AHP) می باشد.

مواد و روشها

مشخصات منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، حوزه رودخانه رودزرد می باشد که یکی از سه سرشاخه اصلی رودخانه جراحی در استان خوزستان است. حوزه مورد مطالعه از جنوب به شهرستان رامهرمز و از شمال به شهرستان ایذه در استان

۱. Nguyen Thanh Long & Desmit(2012)

۲. Mezughi ,et al(2012)

خوزستان منتهی می‌گردد و در مرکز این زیر حوزه شهرستان باغملک قرار دارد. حوزه آبریز رودزرد با مساحتی بالغ بر ۸۷۵ کیلومتر مربع در َ۴۹-َ۴۳ تا َ۵۳-َ۴۹ طول شرقی و َ۳۱-َ۲۲ عرض شمالی واقع است.

در این مطالعه برای رسیدن به هدف مورد نظر از ۹ عامل روش برآورد فرسایش MPSIAC از جمله فاکتورهای زمین‌شناسی، خاک، آب و هوا، رواناب، توپوگرافی، پوشش زمین، کاربری اراضی، وضعیت فعلی فرسایش، و فرسایش رودخانه ای به عنوان معیار استفاده شد.

در AHP عناصر هر سطح نسبت به یکدیگر به صورت زوجی(دوبه دویی) مقایسه شده و وزن دهی می شوند. در این بررسی یک ماتریس ۹×۹ برای مقایسه زوجی معیارها به صورت ارزش گذاری عنصرسطر نسبت به عنصر ستون تشکیل شد (جدول۱). برای ارزش گذاری نیز از یک مقیاس فاصله ای از ۱ تا ۹ استفاده شد. هرچه مقدار ارزش داده شده بیشتر باشد نشان دهنده اهمیت و ارجحیت بیشتر عنصر سطری نسبت به عنصر ستونی است. در این مقایسه محدوده اعداد با بررسی کارهای مشابه تعیین گردیده است.

جدول ۱- ماتریس مقایسه زوجی پارامترها

عامل	توپوگرافی	کاربری	آب و هوا	فرسایش فعلی	رواناب	زمین شناسی	فرسایش رودخانه ای	پوشش	خاک	وزن نهایی
توپوگرافی	۱	۱/۳	۲/۱	۲/۳۷	۲/۶۲	۲/۶۳	۳/۱۵	۳/۲۱	۳/۴۴	۰/۲۳۰
کاربری	*	۱	۱/۶۲	۱/۸۲	۲/۰۲	۲/۰۲	۲/۴۲	۲/۴۷	۲/۶۴	۰/۱۷۷
آب و هوا	*	*	۱	۱/۱۳	۱/۲۵	۱/۲۵	۱/۵	۱/۵۳	۱/۶۴	۰/۱۱۰
فرسایش فعلی	*	*	*	۱	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۳۳	۱/۳۵	۱/۴۵	۰/۰۹۷
رواناب	*	*	*	*	۱	۱	۱/۲	۱/۲۲	۱/۳۱	۰/۰۸۸
زمین شناسی	*	*	*	*	*	۱	۱/۲	۱/۲۲	۱/۳۱	۰/۰۸۸
فرسایش رودخانه ای	*	*	*	*	*	*	۱	۱/۰۲	۱/۰۹	۰/۰۷۳
پوشش	*	*	*	*	*	*	*	۱	۱/۰۷	۰/۰۷۲
خاک	*	*	*	*	*	*	*	*	۱	۰/۰۶۷

شایان ذکر است که ماتریس مقایسه زوجی یک ماتریس معکوس است، بدین معنی که اگر ارزش مقایسه ای عنصر سطحی a نسبت به عنصر ستونی b، معادل ۲ باشد ارزش مقایسه ای عنصر سطری b نسبت به عنصر ستونی a برابر ۲÷۱ خواهد بود.

لایه های نقشه ای ۹ معیار ابتدا در محیط ArcGIS 9.3 طبقه بندی شده و به هر طبقه از هر نقشه، در رابطه با حساسیت نسبت به فرسایش، امتیازی از صفر(کم ترین حساسیت) تا ۹ (بیشترین حساسیت) تعلق گرفت. سپس وزن های حاصل از اعمال روش سلسله مراتبی که در محیط Expert Choise بدست آمده (ستون آخرجدول ۱)

در این امتیاز ضرب گردید. درنتیجه برای هر پیکسل(واحد نقشه ای) در هر لایه نقشه ای، یک ارزش کمی بدست آمد. در نهایت همه لایه های نقشه، امتیازدار و وزن دار شده، با هم جمع جبری شده و نقشه خروجی حساسیت خاک به فرسایش حاصل شد و به پنج محدوده فرسایشی خیلی کم، کم، متوسط، زیاد و خیلی زیاد باز طبقه بندی گردید.با تغییر وزن نهایی هر عامل سناریو های مختلفی طراحی شد، سپس با میزان فرسایش به دست آمده به کمک مدل MPSIAC در هر زیرحوزه مقایسه و ارزیابی گردید.

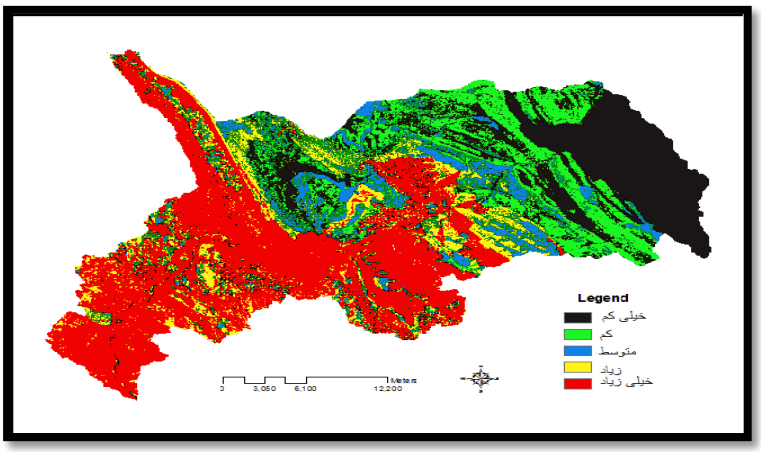
نتایج و بحث

همانطور که در جدول ۲ مشاهده می شود میزان فرسایش در زیرحوزه های ۹،۱۰،۱۱،۱۲ که در قسمت مرکزی و جنوبی حوزه قرار دارند، زیاد و خیلی زیاد است(جدول۲) که در نقشه پهنه بندی خطر فرسایش به کمک AHP نیز قابل مشاهده است(شکل۱).

جدول۲-میزان فرسایش هر زیرحوزه در روش MPSIAC

زیرحوزه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲
میزان فرسایش (تن در هکتار)	۷/۲۵۱	۹/۹۴	۷	۹/۸۵	۸/۰۸۴	۶/۳۹۴	۹/۲۳۶	۹/۸۶۵	۱۰/۰۹۱	۱۱/۱۷۳	۱۶/۸۷۹	۱۲/۵۵۹

بنابراین بهترین سناریو از لحاظ ترتیب اولویت عوامل فرسایشی از مقایسه با میزان فرسایش حاصله از روش MPSIAC در هر زیرحوزه و همچنین مشاهدات میدانی از حوزه انتخاب گردید. صحت کلی این سناریو ۳۷ درصد بوده و نسبت به دیگر سناریو ها بیشترین صحت کلی را داشته است. در این سناریو ترتیب عوامل موثر در فرسایش منطقه به ترتیب فرسایش فعلی خاک، خاک، توپوگرافی، کاربری،پوشش،آب و هوا، زمین شناسی سطحی، فرسایش رودخانه ای و رواناب بود.



شکل۱-نقشه پهنه بندی خطر فرسایش با کمکAHP

با توجه به ترتیب اولویت های عوامل فرسایشی در منطقه باید به مدیریت فرسایش فعلی منطقه بیشتر توجه داشت. همچنین فقیر بودن خاک از لحاظ موادآلی، پوشش گیاهی ضعیف، وجود سازندهای حساس به فرسایش ، وجود مراتع و دیم زارها و غیره را می توان از جمله علل وجود فرسایش در قسمت های مرکزی و جنوبی حوزه دانست.

بنابراین نتایج نشان می دهد که روش AHP روشی مناسب و کم هزینه است که می توان از آن جهت تعیین اولویت اجرای برنا مه های حفاظتی و کنترل فرسایش در منطقه می باشد.

منابع

۱- مهرگان،ع. و ایوبی،ش.، ۱۳۸۸. ارزیابی خطر فرسایش با استفاده از تحلیل سلسله مراتبی (AHP) مطالعه موردی:حوضه آبخیز سدلیتیان. مجموعه مقالات یازدهمین کنگره علوم خاک ایران،گرگان.

2- Soyoung Park, Cheyoung Oh, Seongwoo Jeon, Huicheul Jung, Chuluong Choi,2011. Soil erosion risk in Korean watersheds, assessed using the revised universal soil loss equation.Journal of Hydrology:263-273.

3- Long T. N., and F. De Smedt, 2012. Application of an analytical hierarchical process approach for landslide susceptibility mapping in A Luoi district, Thua Thien Hue Province, Vietnam. Environmental Earth Sciences, 66(7): 1739-1752.

4- Tareq H. Mezughi, Juhari Mat Akhir, Abdul Ghani Rafek , Ibrahim Abdullah, 2012. Analytical Hierarchy Process Method for Mapping Landslide Susceptibility to an Area along the E-W Highway (Gerik-Jeli), Malaysia. Asian Journal of Earth Sciences,5:13-24

بررسی و تعیین شاخص فرسایندگی باران درایستگاه تحقیقاتی سنگانه

یونس مظلوم علی‌آبادی[۱]، حجت امامی[۲]، علی‌اکبر عباسی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد

۲- استادیار گروه علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه فردوسی مشهد

۳- دانشیار رئیس مرکز تحقیقات بخش آبخیزداری مشهد

مقدمه

خاک یکی از با ارزش‌ترین ثروت‌های ملی هرکشور است. یکی از مسائل مورد توجه در مدیریت خاک‌ها به منظور تولید بهینه کشاورزی و حفظ منابع طبیعی، کنترل فرسایش خاک است. اگر استفاده از خاک بر اساس استعداد و قدرت تولیدی آن و مبتنی بر رعایت اصول صحیح و علمی باشد، میزان هدررفت خاک به حداقل می‌رسد.

فرسایش آبی شامل دو پدیده کاملاً متفاوت است. در مرحله اول ذرات خاک سطحی در اثر برخورد باران متلاشی می‌شوند (فرسایندگی باران) و در مرحله دوم رواناب سطحی حاصل از باران، این ذرات متلاشی شده را با خود حمل می‌کنند (۱). بررسی قدرت فرسایندگی باران از شاخص‌های ارزیابی فرسایش خاک می‌باشد.

معادله جهانی فرسایش خاک (USLE) یک مدل ریاضی برای پیش‌بینی تلفات خاک (فرسایش) می‌باشد که فرم نهایی آن توسط ویشمایر و اسمیت(۱۲) درسال ۱۹۷۸ ارایه گردید (۸). شکل کلی این معادله به صورت زیر است:

$$A=R.K.L.S.C.P \qquad [۱]$$

در این معادله: A: مقدار خاک فرسایش یافته برحسب جرم در واحد سطح در واحد زمان است (ton/ha.yr). R: شاخص فرسایندگی باران است که قدرت فرسایندگی باران را نشان می‌دهد (Mj.mm/ha.yr). K: ضریب فرسایش پذیری خاک است (ton.ha/Mj.mm). L: شاخص طول شیب و S: شاخص درجه شیب زمین است. C: شاخص پوشش گیاهی و P: شاخص مدیریت و حفاظت خاک است.

اگر چه مطالعات انجام شده نشان می‌دهند که بین شاخص ویشمایر (EI_{30}) و مدل USLE و هدررفت خاک در بسیاری از مناطق دنیا بیشترین همستگی وجود دارد (۶). برای الگوی مکانی و فصلی شاخص فرسایندگی یک آبخیز استوایی در کلمبیا گزارش شد که در طول فصول خشک الگوی مکانی فرسایندگی باران به ارتفاع منطقه از سطح دریا و در فصول مرطوب به خصوصیات توپوگرافی منطقه بستگی دارد(۹). درمطالعه‌ای برای منطقه مدیترانه شاخص مناسب را ترکیب انرژی جنبشی و حداکثر شدت در فواصل ۵ دقیقه‌ای ذکر شد(۱۰). همچنین وجود همبستگی قوی بین شاخص‌های فرسایندگی باران و میزان رسوب را تایید شده است(۴،۷،۱۰). در این پژوهش به بررسی شاخص‌های مختلف باران که براساس حداکثر شدت در فواصل زمانی متفاوت در هر باران محاسبه شده است، پرداخته شده است

و نتایج حاصل دلیل بر این است که همبستگی بالا میان شاخص‌های EI_{45} و EI_{50} با میزان فرسایش صورت گرفته در هر باران وجود دارد.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

به منظور این تحقیق یکی از زیر حوضه‌های پایگاه تحقیقاتی سنگانه کلات که در ۱۲۰ کیلومتری شمال شرقی مشهد در نزدیکی روستای سنگانه واقع شده است، انتخاب گردید. این منطقه دارای ارتفاع متوسط ۷۰۰ متر از سطح دریا با مساحت ۱۰۳۸۹ متر مربع، پوشش گیاهی و شیب یکنواخت، طول جغرافیایی ۶۰° و ۱۵′ و ۳۰″ و عرض جغرافیایی ۳۶° و ۴۱′ و ۱″ می‌باشد.

در این پژوهش مجموع ۱۳ بارندگی منجر به رسوب طی سه سال مورد بررسی قرار گرفت که در هر بارندگی انرژی جنبشی کل باران با جمع کردن انرژی جنبشی‌های فواصل زمانی۲۰ دقیقه ای که از رابطه‌ی ۲ محاسبه شد. برای محاسبه شاخص فرسایندگی باران انرژی جنبشی باران در فواصل زمانی ۲۰ دقیقه‌ای با استفاده از رابطه‌ی زیر محاسبه گردید:

$$E=11.87+7.83LogI \qquad [۲]$$

که E: انرژی جنبشی هر دوره برحسب ($j/m^2.mm$) و I: شدت باران در هر دوره برحسب (mm/h) می‌باشد.

با بدست آوردن انرژی جنبشی کل باران به همراه حداکثر شدت‌های محاسبه شده می‌توان شاخص فرسایندگی را برای (I_{10}, I_{15}, I_{20}, I_{25}, I_{30}, I_{35}, I_{40}, I_{45}, I_{50}, I_{55}, I_{60}) تعیین کرد شدت های مورد نظر رابا استفاده از منحنی باران-سنج و شکستن منحنی به فواصل زمانی مشخص و انتخاب شدیدترین شدت برای هر فاصله زمانی و با قرار دادن در رابطه‌ی ۳ که همان شاخص فرسایندگی ویشمایر می‌باشد با این تفاوت که در هر زمان خاص به جای I_{30} حداکثر شدت آن زمان استفاده می‌شود.

$$R=EI_{30}/100 \qquad [۳]$$

که R: شاخص فرسایندگی باران است(Mj.mm/ha.yr). و E: انرژی جنبشی هر دوره برحسب ($j/m^2.mm$) I_{30}: حداکثر شدت بارندگی ۳۰ دقیقه‌ای می‌باشد که در این پژوهش برای هرفاصله زمانی حداکثر شدت هر فاصله‌ی زمانی را قرار داد.

با محاسبه شاخص‌های فرسایندگی باران برای هر باران در فواصل زمانی (۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۳۵، ۴۰، ۴۵، ۵۰، ۵۵ و ۶۰ دقیقه) و بررسی میزان همبستگی این شاخص‌ها با میزان فرسایش صورت گرفته در نرم افزار JUMP4 مناسب‌ترین شدت فرسایندگی باران برای ایستگاه تحقیقاتی سنگانه مشخص شد.

نتایج و بحث

شاخص های فرسایندگی مختلف مبتنی بر ترکیبی از شدت، انرژی جنبشی، مقدار و زمان بارندگی با استفاده از ۱۳ رخداد بارندگی در ایستگاه تحقیقاتی سنگانه محاسبه شد، که در جدول ۱ نشان داده شده است. در یک بررسی تغییرات فرسایندگی باران در خوزستان به تأثیر زیاد حداکثر شدت ۳۰ دقیقه‌ای و مقدار بارش اشاره کردند(۲). با

بررسی ضرایب همبستگی بین شاخص‌های مختلف فرسایندگی و میزان تلفات خاک در سه استان زنجان، مرکزی و کرمانشاه به ترتیب $KE > 5$، I^2 (مجذور شدت) و EI_{60} را به عنوان مناسب ترین شاخص فرسایندگی باران در این سه استان معرفی نمود(۳). طی بررسی‌های صورت گرفته روابط رگرسیونی بین شاخص های مختلف فرسایندگی و میزان تلفات خاک متناظر را در ۱۲ کرت در دو ایستگاه سینوپتیک واقع در شمال کشور بررسی نمودند و نشان دادندکه شاخص EI_{30} بالاترین میزان همبستگی را با تلفات خاک دارد(۳).

جدول ۱: ضریب همبستگی شاخص‌های فرسایندگی باران با میزان فرسایش

شاخص فرسایندگی (j.mm/ m².h)	Correlation	شاخص فرسایندگی (j.mm/ m².h)	Correlation
EI_{10}	۰/۷۴**	EI_{40}	۰/۴۷
EI_{15}	۰/۲۶	EI_{45}	۰/۹۲**
EI_{20}	۰/۵۵	EI_{50}	۰/۸۷**
EI_{25}	۰/۷۰*	EI_{55}	۰/۴۳
EI_{30}	۰/۴۶	EI_{60}	۰/۲۲
EI_{35}	۰/۱۲۳		

* و ** به ترتیب درجه معنی داری در سطح ۰,۰۵ و۰,۰۱ درصد را نشان می دهند

در این پژوهش همان طور که دیده می‌شود همبستگی میان مقادیر شاخص فرسایندگی (EI_{10} EI_{40}, EI_{45}) که بیانگر حداکثر شدت در زمان های ۴۰ و ۴۵, ۱۰دقیقه می‌باشد در سطح ۰,۰۱ درصد معنی دار است و مقدارEI_{25} که بیانگر حداکثر شدت ۲۵ دقیقه ای می‌باشد در سطح ۰,۰۵درصد معنی دار است و می توان برای محاسبه میزان فرسایش در این منطقه از شاخص های فرسایندگی EI_{40}وEI_{45} که ضریب همبستگی بالایی با میزان فرسایش صورت گرفته دارند در نظر گرفت و برای پیش بینی میزان فرسایش خاک و انجام عملیات حفاظتی برای جلوگیری از تلفات خاک انجام داد.

منابع

۱- رفاهی ح، ۱۳۸۸. فرسایش آبی وکنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران. چاپ ششم

۲- مرادی، ح. ر.، بهزادفر م، و صادقی ح. ر. ۱۳۸۵. بررسی ارتباط پارامترهای بارندگی و عامل فرسایندگی باران در استان خوزستان. مجله علمی کشاورزی، جلد ۲۳ ، شماره ۴ .صفحات ۶۹ تا۸۳.

۳- همتی، م. ۱۳۸۶. بررسی شاخص مناسب فرسایندگی باران در استانهای زنجان، مرکزی و کرمانشاه. پایان نامه دکترا. دانشگاه آزاداسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران

4.Capolongo, D., N. Diodato, C.M. Mannaerts, M. Piccarreta and R.O. Strobl. 2008. Analysing temporal changes in climate erosivity using a simplified rainfall erosivity model in Basilicata (Southern Italy). J. Hydrol. 5:35-39.

5. Khorsandi N, Mahdian MH, Pazira E and Nikkami D, 2010. Comparison of rainfall erosivity indices in runoff-sediment plots in northern Iran. World Applied Sciences Journal. 10(8): 975-979.

6.Men, M., Z. Yu and H. Xu. 2008. Study on the spatial patter of rainfall erosivity based on geostatistics in Hebeiprovince, Cina. Front. Agric. China 2 (3):281-289.

7.Michael, A., J. Schmidt, W. Enk, T.H. Deutschlander and G. Malitz. 2005. Impact of expected increase in precipitation on soil loss-result of comparative model simulations. Catena 61:155-164

8.Miguel A C. and Nuno S L, 2001. A new Procedure to estimate the RUSLE EI30 index, based onmonthly rainfall data and applied to the Algarve region, Portugal. Journal of Hydrology 250: 12-18.

9.Natalia H. PeterR W, and Alvaro j, 2005. Seosonal and Spatial Patterns of erosivity in a tropicalWatershed of the Colombian Andes. Jaramillo of Hydrology 314:177-191.

10.Salvador Sanchis, M.P., D. Torro, L. Borselli and J. Poesen. 2008. Climate affects on soil erodibility. Earth SurfaceProc. and Landforms 33:1082-10

11.Uson, A. and M.C. Ramus. 2001. An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soillosses in soils with mediterranean climate. Catena 43:293-305.

12.Wischmeier W H. and Smith D D, 1958. Predicting rainfall erosion Losses from cropland Eastof the RockyMountains, Agricultuural Handbook 537, Washington DC, 201p.

مقایسه‌ی معادلات نفوذ کوستیاکف و SCS در برآورد نفوذ آب در خاک (مطالعه موردی: مزرعه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی بیرجند)

محسن احمدی[۱]، عباس خاشعی سیوکی[۲]، صادق نوروزی[۳]، افسانه فرپور[٤]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی دانشگاه بیرجند
۲-استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه بیرجند
۳-دانشجوی کارشناسی علوم خاک دانشگاه بیرجند
٤- دانشجوی کارشناسی مهندسی آب دانشگاه بیرجند

مقدمه

نفوذ به فرآیندی که در آن آب معمولاً از سطح خاک و به طور عمودی وارد خاک می‌شود، اطلاق میگردد. نفوذ آب به داخل خاک از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است .در مطالعات هیدرولوژی، حفاظت و مدیریت آب، اطلاع دقیق از میزان ظرفیت آبی خاکهای مختلف و سرعت نفوذ آب به منظور اجرای پروژهای آبیاری و زهکشی و کنترل فرسایش خاک در حوضهٔ آبخیز ضروری است چرا که با افزایش سرعت نفوذ خاک، میزان رواناب و در نتیجه فرسایش خاک کمتر خواهد بود. اهمیت این فرآیند سبب گردیده است که مدل‌های گوناگونی به منظور به کمیت در آوردن این فرآیند ارائه گردد، که از جمله مهم‌ترین این مدل‌ها می‌توان به معادله نفوذ کوستیاکف (۱۹۳۲) و سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) اشاره کرد.

شوکلا و همکاران (۲۰۰۳) با بررسی میزان نفوذ در اوهایو آمریکا با استفاده از استوانه‌های مضاعف عملکرد ۱۰ مدل نفوذ را بررسی کرد و گزارش کرد که مدل هورتون نسبت به سایر مدل‌ها میزان نفوذ را با دقت بیشتری به دست می‌دهد. تورنر (۲۰۰۶) به بررسی میزان نفوذ با استفاده از باران‌های مصنوعی پرداخت و نشان داد که بهترین معادله نفوذ در منطقه مورد بررسی مدل گرین آمپت می‌باشد. نشأت و پرهکار (۲۰۰۷) با استفاده از استوانه‌های مضاعف به بررسی شش مدل نفوذ پرداختند. ایشان مدل کوستیاکف را بهترین معادله برای تخمین میزان نفوذ گزارش کردند.

براساس مرور منابع مقایسه‌ی معادلات نفوذ در هر منطقه برای برنامه‌ریزی آبیاری و زهکشی اهمیت دارد بنابراین تحقیق حاضر با توجه به عدم تعیین و بررسی مدل‌های نفوذ در منطقه‌ی مورد مطالعه و عدم بررسی مدل‌های نفوذ براساس بافت خاک انجام شد.

مواد و روشها

این تحقیق درسال ۱۳۹۲ در مزرعه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه بیرجند انجام شد. ابتدا با شبکه‌بندی مزرعه نمونه برداری جهت تعیین بافت خاک صورت گرفت. نمونه‌ها بلافاصله به آزمایشگاه منتقل شده و با استفاده از الک و روش هیدرومتری بافت خاک‌ها تعیین شد. پس از تقسیم‌بندی مزرعه به ۴ بافت (و با توجه به وسعت در هر بافت) تعداد و محل آزمایش نفوذ مشخص گردید. سپس با استفاده از استوانه‌های مضاعف به تعیین میزان نفوذ پرداخته شد. جمعاً دوازده نقطه مورد بررسی قرار گرفت که تعداد آزمایش‌ها در هر بافت در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول ۱- تعداد آزمایش‌های نفوذ براساس بافت خاک

بافت	سیلتی رسی	رسی	شنی لومی	لومی
تعداد آزمایش	۴	۳	۴	۱

نتایج به دست آمده از آزمایش نفوذ با استفاده از دو معادله‌ی کاستیاکف و SCS مورد بررسی قرار گرفت. معادله نفوذ کوستیاکف به صورت رابطه ۱ می‌باشد:

$$i = ct^{\alpha} \qquad [۱]$$

که در این رابطه: i عمق آب نفوذ یافته از شروع نفوذ (سانتی‌متر)، t زمان از شروع نفوذ (دقیقه) و c و α ضرایب تجربی هستند که به نوع خاک بستگی دارند. معادله نفوذ SCS به صورت رابطه ۲ می‌باشد:

$$i = at^{b} + 0.6985 \qquad [۲]$$

که در این معادله: i میزان نفوذ تجمعی از شروع نفوذ(سانتی‌متر)، t زمان از شروع نفوذ (دقیقه) و a و b پارامترهای ثابت می‌باشند که به نوع خاک بستگی دارند.

سپس زمان نفوذ نسبت به مقدار نفوذ تجمعی در نرم‌افزار Microsoft Excel 2007 وارد شد و با برازش بهترین معادله رگرسیونی ضرایب ثابت این معادلات برای هر خاک تعیین شد. سپس نتایج در هر بافت خاک در ابتدای نفوذ (۱۰-۰ دقیقه)، اواسط نفوذ (۶۰-۱۰ دقیقه) و انتهای نفوذ (۲۴۰-۶۰ دقیقه) مورد ارزیابی قرار گرفت. برای ارزیابی کارایی مدل‌های کوستیاکف و SCS در برآورد نفوذ برای هر بافت خاک با استفاده از آماره‌های ریشه میانگین خطا (RMSE)، میانگین خطا (MBE) و کارایی مدل (EF) تعیین گردید. آماره‌های فوق به ترتیب در رابطه‌های ۳، ۴ و ۵ نشان داده شده است.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{n}} \qquad [۳]$$

$$MBE = \frac{\sum_{i}^{n}(P_i - O_i)}{n} \qquad [۴]$$

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(O_i - \overline{O})^2} \qquad [۵]$$

در روابط فوق P_i مقدار برآورد شده و O_i مقدار اندازه‌گیری شده است و n برابر تعداد مقایسه‌ها می‌باشد. مقدار آماره RMSE همواره مثبت بوده و هرچه به صفر نزدیک‌تر باشد بهتر است. مقدار مثبت آماره MBE نشان دهنده‌ی این است که مدل نفوذ را بیشتر از مقدار واقعی برآورد کرده است و مقادیر منفی بیانگر این است که مدل در برآورد نفوذ عدد کوچکتری به دست داده است. مقدار EF نشان‌دهنده‌ی صحت برازش داده‌ها می‌باشد و از مقدار منفی بی‌نهایت در بدترین حالت تا یک در زمان برازش کامل داده‌ها متغیر است.

برای تعیین بهترین معادله نفوذ در هر بافت از رتبه‌بندی (با استفاده از اعداد ۱تا ۳) استفاده شد به این صورت که عدد ۱ نشان دهنده‌ی پایین‌ترین رتبه و عدد ۳ نشان دهنده‌ی بالاترین رتبه بود. با جمع اعداد ۱ تا ۳ در هر مدل و برای هر بافت خاک بهترین مدل تعیین شد.

نتایج و بحث

نتایج نشان داد که بیشترین دقت در معادله‌ی کوستیاکف برای خاک‌های سیلتی رسی، رسی‌لومی لومی در ابتدای نفوذ (۱۰-۰ دقیقه) بود (جدول ۲). این مدل در اوسط نفوذ (۶۰-۱۰) دقت بیشتری در خاک شنی‌لومی نشان داد. بیشترین کارایی این مدل در زمان‌های انتهایی به دست آمد در حالیکه کمترین میزان خطا در ابتدای نقود برای این مدل مشاهده شد.

جدول۲- نتایج تجزیه و تحلیل آماری برای معادله‌ی کوستیاکف

بافت خاک	زمان نفوذ	EF	MBE	RMSE	رتبه
	۰-۱۰	۰/۹۱۵	-۰/۰۶۰	۰/۰۵۹	۸
سیلتی‌رسی	۱۰-۶۰	۰/۸۵۹	-۰/۳۷۹	۰/۴۰۵	۵
	۶۰-۱۸۰	۰/۹۵۲	۱/۲۶۵	۲/۸۹۳	۵
	۰-۱۰	۰/۸۴۴	۰/۰۰۶	۰/۱۱۰	۷
رسی‌لومی	۱۰-۶۰	۰/۸۷۹	-۰/۵۳۸	۰/۸۱۸	۵
	۶۰-۱۸۰	۰/۹۶۵	۱/۰۵۶	۱/۹۷۹	۵
	۰-۱۰	-۰/۱۴۶	۰/۲۱۳	۱/۹۶۶	۶
شنی‌لومی	۱۰-۶۰	۰/۲۳۸	۰/۰۶۷	۲/۹۰۹	۷
	۶۰-۱۸۰	۰/۵۰۹	۳/۰۵۰	۲۹/۵۷۸	۵
	۰-۱۰	۰/۸۵۶	-۰/۰۶۲	۰/۰۵۲	۸
لومی	۱۰-۶۰	۰/۹۸۱	-۰/۴۱۳	۰/۲۰۶	۵
	۶۰-۱۸۰	۰/۷۴۲	-۰/۲۲۶	۰/۱۶۴	۵

نتایج نشان داد که معادله‌ی SCS بیشترین دقت را در ابتدای نفوذ برای خاک‌های سیلتی‌رسی، رسی‌لومی و شنی‌لومی داشت (جدول ۳). در برآورد میزان نفوذ در خاک لومی دقت این مدل در اواسط نفوذ (۶۰-۱۰) بیشتر بود. کارایی این مدل در خاک‌های سیلتی‌رسی و شنی‌لومی در انتهای نفوذ مشاهده شد در حالکیه برای بافت‌های رسی‌لومی و لومی به ترتیب در ابتدا و انتهای نفوذ بهترین کارایی را داشت. کمترین میزان خطا برای این مدل در خاک رسی‌لومی در انتهای نفوذ مشاهده شد و برای سایر بافت‌ها کمتری میزان خطا در ابتدای نفوذ به دست آمد. با مقایسه‌ی دو مدل کوستیاکف و SCS برای بافت‌های یکسان مشاهده شد که در بافت سیلتی‌رسی معادله‌ی کوستیاکف در ابتدای نفوذ بیشترین دقت را داشت. در این بافت بهترین مدل‌های نفوذ برای اواسط و انتهای نفوذ به ترتیب SCS و کوستیاکف تعیین شد. در بافت رسی‌لومی نیز مدل‌های کوستیاکف، کوستیاکف و SCS بیشترین دقت را در تعیین میزان نفوذ نشان دادند. در این خاک مدل‌های کوستیاکف و SCS رتبه یکسانی داشتند ولی به دلیل بالا بودن کارایی مدل در معادله کوستیاکف، این مدل انتخاب شد. در بافت شنی‌لومی نیز

مدل‌های SCS، کوستیاکف و SCS به ترتیب بهترین دقت را در تخمین نفوذ در ابتدا، اواسط و انتهای نفوذ نشان دادند. در بافت لومی نیز بهترین مدل‌ها برای تخمین نفوذ در ابتدا، اواسط و انتهای نفوذ به ترتیب معادله‌های کوستیاکف، SCS و کوستیاکف تعیین شد.

جدول۳- نتایج تجزیه و تحلیل آماری برای معادله‌ی SCS

بافت خاک	زمان نفوذ	EF	MBE	RMSE	رتبه
	۰–۱۰	۰/۶۵۶	۰/۰۶۴	۰/۲۳۹	۷
سیلتی‌رسی	۱۰–۶۰	۰/۸۴۲	−۰/۰۸۵	۰/۴۵۳	۶
	۶۰–۱۸۰	۰/۹۲۵	−۰/۵۸۶	۴/۵۱۹	۵
	۰–۱۰	−۰/۰۱۹	۰/۲۵۹	۱/۷۴۸	۷
رسی‌لومی	۱۰–۶۰	−۰/۲۸۸	۰/۰۲۳	۴/۹۲۴	۵
	۶۰–۱۸۰	−۰/۱۱۳	−۰/۷۹۱	۰/۰۶۷	۶
	۰–۱۰	−۰/۲۹۳	۰/۷۰۸	۰/۹۱۷	۷
شنی‌لومی	۱۰–۶۰	۰/۲۶۰	−۰/۰۳۱	۳/۷۷۹	۶
	۶۰–۱۸۰	۰/۳۹۷	−۳/۹۵۰	۳۴/۸۲۱	۵
	۰–۱۰	۰/۲۰۵	۰/۴۳۹	۰/۲۸۷	۷
لومی	۱۰–۶۰	۰/۸۷۵	−۰/۷۲۶	۱/۳۸۸	۸
	۶۰–۱۸۰	−۷۰/۶۹۶	−۶/۶۶۶	۴۵/۸۸۵	۳

منابع

1- Kostiakov, A. N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water-percolation in soils and on the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Transactions Congress International Society for Soil Science, 6th, Moscow, Part A: 17-21.

2- Neshat, A. and Parehkar, M. 2007. The comparison of methods for determining the vertical infiltration rate.J. Agric. Sci. Natur. Resour., 14(3): 186-195.

3- Shukla, M.K., Lal, R., Owens, L.B. and Unkefer, P. 2003. Land Use and Management Impacts on Structure and Infiltration Characteristics of Soils in the North Appalachian Region of Ohio. Soil Science, 168 (3): 167–177.

4- Turner, E. R. 2006. Comparison of infiltration equations and their field validation with rainfall simulation. MSc. thesis, University of Maryland, USA. 202 pp.

تاثیر روش های مختلف خاک‌ورزی بر پایداری خاکدانه ها و کربن آلی خاک و تنفس میکروبی آن

مهران عبدالهی مندولکانی[1]، مهدی شرفا[2]، منوچهر گرجی[2] و محمد رضا جهانسوز[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه تهران،
۲- دانشیار دانشکده کشاورزی، دانشگاه تهران

مقدمه

بررسی های موجود نشان می دهد که در سال ۵ تا ۷ میلیون هکتار زمین های زراعی دنیا حاصلخیزی خود را از دست می دهند. بنابراین کاربرد فناوری های مطلوب به منظور کاهش سرعت این روند تخریب ضروری است. از جمله این فناوری ها می توان به سیستم های خاک‌ورزی اشاره کرد که یکی از روش های کاربردی در کشاورزی پایدار به شمار می آید (شجاعی، احمدی، مبصر و افتخاری، ۱۳۸۶). در اکثر مناطق خشک و نیمه خشک، تخلیه ماده آلی خاک مربوط به سرعت بالای معدنی شدن است که آن هم با افزایش درجه حرارت در طول دوره مرطوب (هرنانز و همکاران، ۲۰۰۹) و همچنین با استفاده از آیش لخت و نبودن بقایا برای پوشاندن سطح خاک پس از دوره خشکی (اسکوری و لاتیری، ۲۰۰۱) افزایش می یابد. سیستم خاک‌ورزی حفاظتی و به خصوص بی خاک‌ورزی به طور کلی به عنوان تکنولوژی موثر برای حفظ کیفیت و بهره وری خاک پذیرفته شده است. بی خاک‌ورزی دارای مزایای کاهش فرسایش خاک و رواناب سطحی (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۹)، کاهش کار، زمان و سوخت مورد نیاز برای آماده سازی زمین (وین و همکاران، ۱۹۹۰)، تاخیر در هدر رفت ماده آلی (کوچ و استوکفیچ، ۲۰۰۶) می باشد. در شرایط بی خاک‌ورزی میکروارگانیسم ها به اندازه کافی کربن برای تغذیه و بقایای خود می یابند. در چنین وضعیتی تعداد کرم های خاکی و بند پایان و فعالیت میکروارگانیسم ها (ریزوبیوم ها، باکتری ها و اکتینومیست ها) افزایش می یابد (درچ و همکاران، ۱۹۹۸).
از آنجا که سیستم های خاک‌ورزی حفاظتی یک شیوه نوینی از خاک‌ورزی در کشور ما می باشند و از طرف دیگر هم استان فارس در این زمینه دارای سابقه بیشتری می باشد و همچنین تاکنون تحقیق جامعی در مورد تاثیر سیستم های خاک‌ورزی بر خصوصیات خاک صورت نگرفته است، به این دلیل انجام چنین تحقیقی در این منطقه ضروری به نظر می رسید.

مواد و روشها

این تحقیق در مزارعی با تناوب جو و چغندر قند واقع در شهرستان اقلید از استان فارس اجرا شد. آزمایش در قالب طرح آشیانه ای با دو تیمار خاک‌ورزی مرسوم (CT[1]) و بی خاک‌ورزی (NT[2]) و در دو عمق ۱۰-۰ و ۲۰-۱۰ سانتی متر و در چهار تکرار انجام شد. نمونه های دست خورده برای اندازه گیری کربن آلی و سایر ویژگی های خاک و نمونه های دست نخورده برای اندازه گیری جرم مخصوص ظاهری خاک و همچنین یک سری نمونه ها برای تعیین پایداری خاکدانه ها برداشته و با احتیاط به آزمایشگاه منتقل شدند. برای تهیه نمونه زیستی از وسایل استریل استفاده شد و نمونه ها بلافاصله پس از برداشت به یخچال منتقل شدند و حداکثر پس از

[1] Conventional Tillage
[2] No Tillage

بیست روز نسبت به اندازه گیری ها اقدام شد.
مقدار کربن آلی خاک با استفاده از روش اکسیداسیون تر (والکلی و بلک، ۱۹۵۶) اندازه گیری شد و مقدار مواد آلی از طریق ضرب نمودن درصد کربن آلی در عدد ۱/۷۲۴ (نلسون و سامرز، ۱۹۸۲) به دست آمد. برای تعیین پایداری خاکدانه ها نمونه ها پس از عبور از الک هشت میلی متری بر روی سری الک ها با قطر ۶، ۴، ۲، ۱، ۰/۵ و ۰/۲۵ میلی متر ریخته و بعد از انجام الک خشک، خاکدانه ها بر اساس نسبت وزنی هر بخش اندازه ای بر روی سری الک ها به مدت پنج دقیقه در آب غوطه ور شده و تحت ارتعاش قرار گرفتند و سپس خاکدانه های باقیمانده بر روی هر الک پس از خشک شدن در دمای ۱۰۵ درجه سانتی گراد وزن شد و میانگین هندسی قطر خاکدانه ها محاسبه گردید. برای اندازه گیری میزان تنفس از روش ظروف در بسته (ایسرمیر ۱۹۵۲) یا روش تیتراسیون استفاده شد. تجزیه و تحلیل آماری داده ها با نرم افزار SPSS V21 و رسم نمودارها با نرم افزار Excel صورت گرفت.

نتایج و بحث

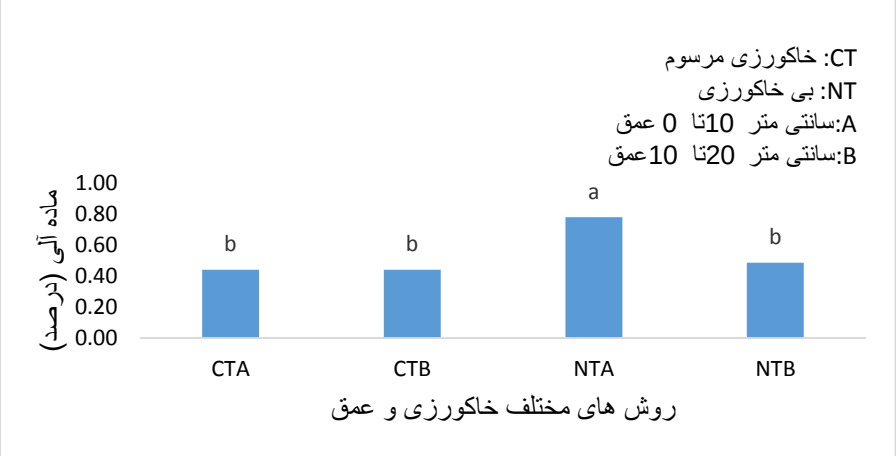
با توجه به جدول ۱ جرم مخصوص ظاهری و واکنش خاک در هر دو تیمار خاک‌ورزی تفاوت معنی دار نداشت.

جدول۱- برخی خصوصیات فیزیکو شیمیایی خاک ها

تیمار	عمق(۱۰-۰ سانتی متر)			عمق(۲۰-۱۰سانتی متر)		
	بافت	$\rho b(Mgm^{-3})$	pH	بافت	$\rho b(Mgm^{-3})$	pH
مرسوم	لوم رسی	۱/۲۹^{ns}	۸/۲۵^{ns}	لوم رسی	۱/۳۶^{ns}	۸/۲۲^{ns}
بی خاکورزی	لوم رسی	۱/۲۹^{ns}	۸/۳۲^{ns}	لوم رسی	۱/۴۷^{ns}	۸/۳۱^{ns}

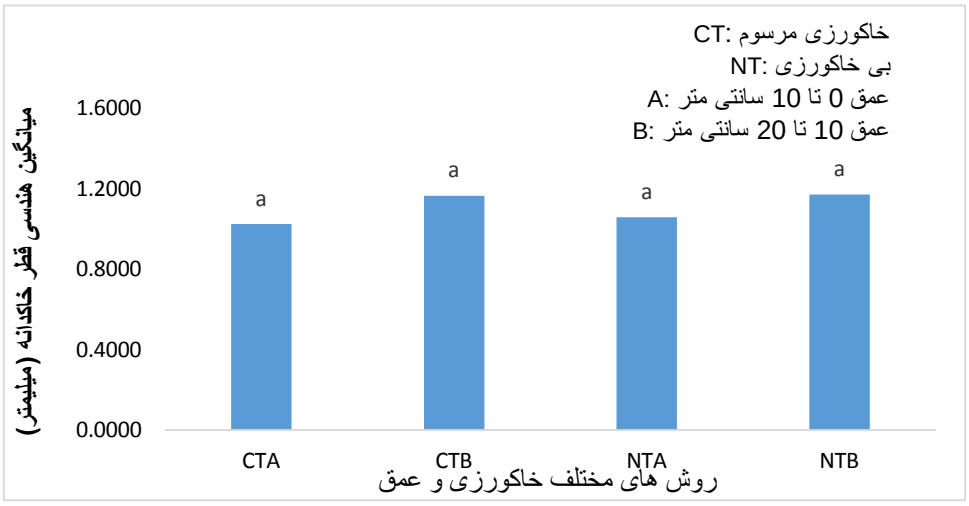
ns عدم تفاوت معنی دار در سطح ۰/۰۵ آزمون دانکن

تجزیه و تحلیل آماری نتایج (شکل ۱) نشان داد که شیوه خاک‌ورزی در عمق ۱۰-۰ سانتی متر تاثیر معنی داری بر مقدار ماده آلی خاک داشت ($P<0/05$)، ولی در عمق ۲۰-۱۰ سانتی متر تاثیر معنی داری نداشت. به این صورت که مدیریت بی خاک‌ورزی در لایه سطحی دارای بیشترین مقدار ماده آلی می باشد. علت آن است که در سیستم بی خاک‌ورزی بقایای گیاهی که دارای مقدار زیادی ماده آلی می باشد در سطح خاک باقی می ماند و از طرف دیگر چون در این سیستم خاک برگردانده نمی شود لایه سطحی خاک در سیستم بی خاک‌ورزی دارای بیشترین مقدار ماده آلی می باشد. ایمن جمای و همکاران(۲۰۱۲) طی مطالعه ای در منطقه نیمه خشک در تونس به نتایج مشابهی رسیدند.



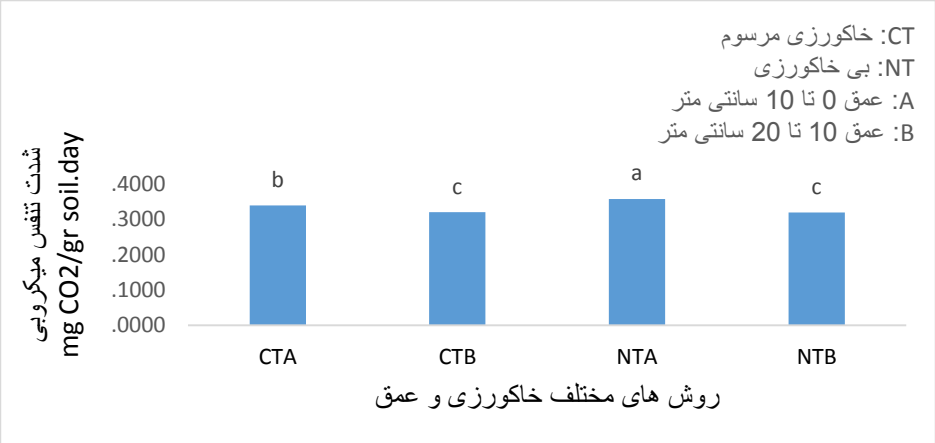
شکل ۱- اثر روش های مختلف خاک‌ورزی و عمق بر مقدار کربن آلی خاک

همان طور که در شکل ۲ مشاهده می شود میانگین هندسی خاکدانه ها در دو سیستم خاک‌ورزی دارای تفاوت معنی دار نیست. چون مدت زمان اجرای سیستم بی خاک‌ورزی کوتاه (دو سال) می باشد این سیستم مخصوصا ماده آلی بالای آن هنوز تاثیر مثبت خود را بر پایداری خاکدانه ها نگذاشته است.



شکل ۲- اثر روش های مختلف خاک‌ورزی و عمق بر میانگین هندسی قطر خاکدانه ها

با توجه به شکل ۳ شدت تنفس میکروبی در لایه سطحی سیستم بی خاک‌ورزی دارای بیشترین مقدار می باشد، که دلیل آن مقدار بالای کربن آلی (به عنوان منبع تغذیه میکروارگانسم ها)در این لایه می باشد. گوستاوو و همکاران (۲۰۱۱) طی تحقیقی به نتیجه مشابهی رسیدند.



شکل ۳- اثر روش های مختلف خاک‌ورزی و عمق بر شدت تنفس میکروبی

نتیجه گیری

این مطالعه نشان داد که اجرای روش بی خاک‌ورزی نسبت به خاک‌ورزی مرسوم در خاکی با بافت لوم رسی در منطقه اقلید فارس بر میانگین هندسی قطر خاکدانه تاثیر معنی داری نداشت؛ اما اجرای این روش نسبت به خاک‌ورزی مرسوم باعث افزایش ماده آلی و تنفس میکروبی لایه سطحی خاک گردید.

منابع

1- JIANG, X. J., & XIE, D. T. (2009). Combining ridge with no-tillage in lowland rice-based cropping system: long-term effect on soil and rice yield. *Pedosphere*,*19*(4), 515-522.

2- Vyn, T. J., Stone, J. A., & Raimbault, B. A. (1990). Corn development and crop yield response to ridge-planting systems on a poorly drained soil in southwestern Ontario. *Soil and Tillage Research*, *18*(2), 207-217.

3- Koch, H. J., & Stockfisch, N. (2006). Loss of soil organic matter upon ploughing under a loess soil after several years of conservation tillage. *Soil and tillage research*, *86*(1), 73-83.

4- Jemai, I., Ben Aissa, N., Ben Guirat, S., Ben-Hammouda, M., & Gallali, T. (2012). On-farm assessment of tillage impact on the vertical distribution of soil organic carbon and structural soil properties in a semiarid region in Tunisia.*Journal of environmental management*.1-7.

5- Hernanz, J.L., Sanchez-Giron, V., Navarrete, L., (2009). Soil carbon sequestration and stratification in a cereal/leguminous crop rotation with three tillage systems in semiarid conditions. Agriculture, Ecosystems and Environment 133, 114-122.

6- Skouri, M., Latiri, K., (2001). L'agriculturepluvialedans les pays du Maghreb. Comptes Rendus de l'Académie d'Agriculture (Séance du 14 mars 2001) 87 (2), 147-161.

۷- شجاعی قادیکائی، مرتضی.، محمد احمدی وسطی کلائی، حمید رضا مبصر، و علی رضا افتخاری، (۱۳۸۶)، اثر روش های مختلف خاک‌ورزی بر عملکرد و اجزای عملکرد دانه سه رقم ذرت، دهمین کنگره علوم خاک ایران، کرج، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران.

حساسیت سنجی مدل ROSETTA نسبت به خصوصیات فیزیکی خاک در بافت‌های نسبتاً سنگین

صدیقه منفرد شاخالی[۱] ، مریم نوابیان[۲] ، مهدی اسمعیلی ورکی[۲]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشگاه گیلان
۲- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه گیلان

مقدمه

منحنی مشخصه آب خاک از مهمترین ویژگی‌های هیدرولیکی خاک است که نه تنها رطوبت و هدایت هیدرولیکی خاک در پتانسیل‌های ماتریک مختلف را که در مدیریت آب خاک مهم هستند، نشان می‌دهد، بلکه در نشان دادن سایر ویژگی‌ها از قبیل توزیع تخلخل، تخلخل کل، تهویه، نفوذ از سطح و الگوی ریشه‌دهی گیاه نیز لازم است (خداوردی لو و همکاران، ۱۳۸۳). هدایت هیدرولیکی اشباع (K_s) نیز یکی از خصوصیات مهم خاک به شمار می‌رود که به عوامل متعددی از جمله خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک، پایداری خاکدانه‌ها، اقلیم، کاربری اراضی، دینامیک ریشه و فعالیت موجودات زنده خاک بستگی دارد (Fuentes et al., 2004). آرونوویسی (Aronovici, 1946)، K_s را وابسته به بافت خاک معرفی می‌کند، در حالیکه اونیل (O'Neal, 1949) آن را متأثر از بافت خاک معرفی می‌کند. تالسما و فیلینت (Talsma and Flint, 1958) رابطه‌ای غیرخطی را میان مجموع رس و سیلت وK_s زیرسطحی در جنوب شرقی استرالیا بیان نمودند.

امروزه با توجه به وقت‌گیر بودن، هزینه زیاد و نیاز به امکانات ویژه برای اندازه‌گیری مستقیم خصوصیات هیدرولیکی خاک، توجه پژوهشگران به روش‌های غیرمستقیم معطوف شده‌است. توابع انتقالی روشی غیرمستقیم برای برآورد خصوصیات هیدرولیکی، شیمیایی و مکانیکی خاک با دقت برآوردی مناسب و با مشخصه صرفه‌جویی در زمان و هزینه می‌باشند. در زمینه توسعه توابع انتقالی نیز معمولا از روش‌های رگرسیون چندگانه[۱] و روش‌های شبکه عصبی مصنوعی[۲] سود برده می‌شود.

نرم‌افزار ROSETTA (Schaap et al., 1998)، براساس روش شبکه عصبی مصنوعی می‌تواند پارامترهای منحنی رطوبتی ونگنوختن (Van Genuchten, 1980) و هدایت هیدرولیکی اشباع را پیش‌بینی کند. در این نرم‌افزار داده‌های اساسی خاک شامل درصد شن، سیلت و رس، ρ_b و مقدار رطوبت در مکش‌های ۰/۳۳ و ۱۵ بار از سوی مدل‌های سلسله مراتبی برای تخمین پارامترهای منحنی رطوبتی و K_s مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در اکثر توابع انتقالی مدل‌ها و معادلات برآورد کننده ویژگی‌های هیدرولیکی، خصوصیاتی از خاک استفاده می‌شوند که برداشت و ثبت آنها در معرض خطاهای انسانی و سیستماتیکی قرار دارد، لذا بررسی تأثیر تغییرات این عوامل، در تخمین خصوصیات فیزیکی و هیدرولیکی خاک، ضروری به‌نظر می‌رسد. همچنین حساسیت مدل‌های فیزیکی به موقعیت و محل ارزیابی مدل بستگی دارد. بنابراین لازم است قبل از کاربرد مدل، تحلیل حساسیت مدل به منظور فهم رفتار مدل نسبت به پارامترهای مختلف و اطمینان از نتایج قابل قبول انجام شود (Toy et al., 2002). میزان تغییر خروجی‌های مدل به ازای تغییر معین در میزان ورودی‌های مدل را آنالیز

[1]- Multiple Linear Regression [MLR]
[2]-Annual Neural Network [ANN]

حساسیت گویند. متغیری که تغییرات کم آن باعث تغییرات زیادی در میزان خروجی‌های مدل شود، متغیر حساس نامیده می‌شود. به‌دلیل تأثیر زیاد این نوع از متغیرها بر خروجی‌های مدل باید توجه زیادی در محاسبه و اندازه‌گیری آنها صورت گیرد (Toy et al., 2002). ρ_b، درصد شن، سیلت و رس و رطوبت‌های خاک در مکش‌های ۰/۳۳ و ۱۵ بار از جمله پارامترهای مورد حساسیت‌سنجی در مدل ROSETTA می‌باشند.

نصرتی کاریزک و همکاران (۱۳۹۱) در پژوهش خود برای دستیابی به فاکتورهای مؤثر بر هدایت هیدرولیکی اشباع در مدلی از شبکه عصبی از تجزیه حساسیت به روش ضریب بدون بعد حساسیت (Hill, 1998) استفاده و پارامترهای درصد شن و رس، رطوبت در مکش ۰/۳ بار، تخلخل کل و لگاریتم میانگین هندسی قطر ذرات را به‌عنوان پارامترهای حساس معرفی کردند. یزدانی و همکاران (۱۳۹۱) در تحقیقی، با ایجاد تغییرات در پارامترهای فیزیکی خاک، حساسیت توابع انتقالی ارائه شده را در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع مورد ارزیابی قرار دادند. با توجه به نتایج، تابع انتقالی رگرسیونی کمترین حساسیت را نسبت به تغییرات تخلخل و بعد فراکتال اندازه ذرات و بیشترین حساسیت را نسبت به ρ_b، درصد سیلت و شن داشت. قنبریان علویجه و عباسی (۱۳۸۹) به منظور تعیین حساسیت پارامترهای مدل بوردین- بروکز- کوری که جهت پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی غیر اشباع ارائه کرد، تحلیل حساسیت بر روی چهار پارامتر ورودی مدل نشان داد رطوبت اشباع و شاخص توزیع اندازه خلل و فرج حساس‌ترین پارامترها می‌باشند. این در حالی است که این مدل نسبت به K_s و پارامتر پیوستگی منافذ حساسیت کمتری دارد.

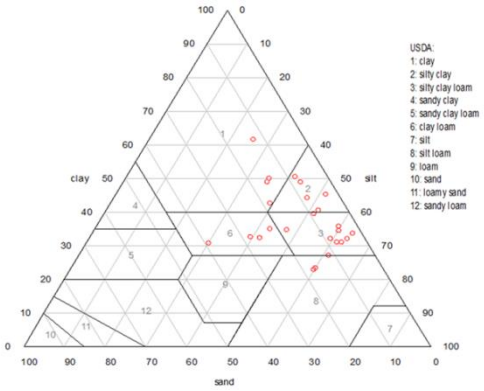
با توجه به اهمیت حساسیت‌سنجی، در این پژوهش سعی شد تا با ایجاد تغییر ۱۰+ درصد در مقادیر پارامترهای ρ_b، درصدهای شن، سیلت و رس به صورت ترکیبی، حساسیت مدل ROSETTA در برآورد K_s، رطوبت باقی‌مانده (θ_r)، رطوبت اشباع (θ_s)، و پارامترهای شکل منحنی رطوبتی ون‌گنوختن مورد ارزیابی قرار گیرد.

مواد و روشها

برای دستیابی به اهداف این پژوهش، ۲۵ نمونه خاک از مناطق غربی استان گیلان، توابع شهرستانهای شفت و فومن انتخاب شد. در هر نقطه به‌مقدار لازم خاک دست‌خورده جهت تعیین درصد ذرات و دست‌نخورده به‌صورت کلوخه برای تعیین جرم مخصوص ظاهری خاک برداشت گردید. شکل ۱ توزیع نقاط را در مثلث بافت خاک USDA نشان می‌دهد. نمونه‌های دست‌خورده خاک پس از هوا خشک و کوبیده شدن، از الک دو میلی‌متری عبور داده شد. سپس توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتر و الک محاسبه گردید.کلوخه‌ها نیز پس از خشک شدن در آون به مدت ۲۴ ساعت در دمای ۱۰۵ درجه سانتیگراد برای تعیین پارامتر مربوطه به روش وزنی به کار رفت (Klute, 1986). پارامترهای درصد ذرات و جرم مخصوص ظاهری پس از تعیین، در مدل ROSETTA قرار داده شد و خروجی‌های مدل ثبت گردید. برای ارزیابی تاثیر بافت خاک بر نتایج حساسیت‌سنجی، با توجه به بافت نمونه خاک‌ها، از داده‌های درصد شن،سیلت و رس و ρ_b در هر بافت میانگین‌گیری و در مدل قرار داده شد. سپس با ایجاد اغتشاشی به‌میزان ۱٪+ در هر کدام از پارامترهای ورودی، خروجی‌ها ثبت گردید. جهت تعیین حساس‌ترین پارامتر نسبت به اغتشاش ایجاد شده، از فرمول زیر ضریب حساسیت تعیین گردید (Abbasi et al., 2003). درصورتی که مقادیر عددی کوچک باشند، ضریب حساسیت در ۱۰۰ ضرب می‌شود.

$$S(z,t,b_j)=|Y(b+\Delta bej)-Y(b)| \qquad [۱]$$

$S(z,t,b_j)$، تغییر در متغیر Y مطابق با ۱٪ تغییر در پارامتر b_j، E_j، ژامین واحد بردار، $\Delta b = o.o1b$ می‌باشند.



شکل ۱-توزیع نقاط نمونه خاک این پژوهش در مثلث بافت USDA

نتایج و بحث

نتایج آنالیز حساسیت در جدول ۱ آمده‌است. با ایجاد اغتشاش در K_s، در مقایسه با دیگر پارامترهای مدل ون‌گنوختن، در تمامی بافت‌های مورد مطالعه در این پژوهش، بیشترین حساسیت را از خود نشان داد. این موضوع نشان دهنده‌ی، ارتباط و تأثیرگذاری بسیار زیاد جرم مخصوص ظاهری بر این پارامتر می‌باشد، که این مسئله توسط قنبریان و لیاقت (۱۳۹۰) نیز تأیید شده است. پس از K_s، θ_sدر درجه دوم حساسیت قرار گرفت.در هر دوپارامتر با افزایش ۱درصد اغتشاش، در تمامی بافت‌ها مقادیر K_s و θ_s کاهش یافت. با افزایش، به عبارت دیگر با افزایش ρ_b، کاهش در سرعت عبور آب از منافذ خاک طبیعی است و این می‌تواند بیانگر افزایش منافذ ریز خاک باشد. از عوامل مؤثر بر ρ_b توزیع اندازه ذرات و نوع آن می‌باشد، که این نتیجه بیانگر این اثرگذاری می‌باشد. رابطه مشخصی میان افزایش یا کاهش در مقادیر رس و سیلت وشن و ضریب حساسیت مشاهده نشد.

با ایجاد اغتشاش در سیلت و رس و ثابت نگه داشتن مقدار شن، دو حالت، شامل اعمال اغتشاش به سیلت و کاهش در رس و دیگری برعکس حالت اول ایجاد و به‌کارگرفته شد. در حالت اول در تمامی بافت‌ها، α بیشترین حساسیت را نشان داد. با توجه به اینکه منحنی توزیع اندازه ذرات ارتباط نزدیکی با منحنی مشخصه رطوبتی خاک دارد، تغییر در اندازه ذرات منجر به تغییر در منحنی توزیع اندازه ذرات و در نتیجه بیانگر تغییر در منحنی مشخصه رطوبتی خاک می‌باشد. بنابراین بالاتر بودن حساسیت α نسبت به K_s دور از انتظار نیست. در شرایطی که در رس اغتشاش ایجاد و از سیلت کم شد، در بافت‌های رسی و لومی رسی سیلتی و لومی سیلتی K_s و در دو بافت دیگر α حساس‌ترین بودند. در دو بافت لومی رسی سیلتی و لومی سیلتی، α حساسیتی نسبت به تغییر مذکور از خود نشان نداد و در میان دیگر پارامترهای خروجی مدل،K_s حساس‌ترین بود. در دو بافت رسی سیلتی و لومی رسی روند مشخصی مشاهده نشد. در بافت‌های گروه رسی، با افزودن اغتشاش ۱ درصد به رس وکاهش آن از مقدار سیلت ، مقادیر K_s و α افزایش یافتند. در بافت لومی رسی سیلتی با تغییر مورد نظر α افزایش اما K_s کاهش یافت. در بافت رسی سیلتی و لومی رسی افزایش α و روند نامشخص در K_s وجود داشت. در بافت لومی سیلتی عدم تغییر در α و کاهش K_s وجود داشت. با توجه به مطالب بالا نکاتی چند قابل توجه می‌باشد:

- اثرپذیری بالای K_s از جرم مخصوص ظاهری بیانگر لزوم دقت در گزینش روش صحیح اندازه‌گیری این پارامتر با توجه به اقلیم منطقه (رطوبت زیاد خاک به دلیل بارندگی زیاد)، مقادیر بالای رس و وجود پوشش گیاهی در منطقه و احتمال وجود خطا در انجام آزمایش و روند محاسبات می‌باشد.

- با توجه به اهمیت منحنی رطوبتی و اثرگذاری α در آن، دقت در انجام آزمایش هیدرومتری و الک حائز اهمیت می‌باشد.
- توصیه می‌شود که این موضوع با تعداد نمونه‌های بیشتری انجام شود تا روند شفاف‌تری از رفتار پیچیده خاک که با قوانین و مطالعات انجام شده قابل توصیف است، به‌دست آید.

جدول ۱-نتایج ضریب حساسیت پارامترهای ROSETTA به تفکیک بافت خاک منطقه

بافت	پارامتر	θ_r	θ_s	α	n	K_s	sensitive
C	ρ_b.	0.00769	0.01079	0	0.00382	0.0735	Ks
	Sand &Clay	0.0011	0.00047	0.00654	0.00047	0.00223	alpha
	Clay & Sand	0.0022	0.00141	0	0.00164	0.00445	Ks
Si - C - L	ρ_b.	0.00579	0.00864	0	0.00188	0.07654	Ks
	Sand &Clay	0.00116	0.00045	0	0.00054	0.00333	Ks
	Clay & Sand	0.00463	0.0025	0.01205	0.00248	0.01331	Ks
Si - C	ρ_b.	0.00638	0.00949	0.00813	0.00198	0.08	Ks
	Sand &Clay	0.00106	0.00044	0.00813	0.00037	0.002	alpha
	Clay & Sand	0.00319	0.00199	0.00813	0.00242	0.012	Ks
C- L	ρ_b.	0.00613	0.00863	0	0.00296	0.07398	Ks
	Sand &Clay	0.00491	0.00163	0.00926	0.00138	0.00255	alpha
	Clay & Sand	0.00491	0.00187	0	0.00165	0.00255	Ks
Si-L	ρ_b.	0.00515	0.00716	0	0.00074	0.06721	Ks
	Sand &Clay	0.00386	0.00112	0.01695	0.00111	0.00667	alpha
	Clay & Sand	0.00386	0.00224	0	0.00167	0.01077	Ks

منابع

خداوردی لو ح.، فتحی پ. و همایی م.، ۱۳۸۳. تخمین هوشمند منحنی رطوبتی خاک با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی. دومین کنفرانس ملی دانشجویی منابع آب و خاک. دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز. شیراز.

قنبریان علویجه ب. و عباسی ف.، ۱۳۸۹. بررسی تأثیر پارامتر پیوستگی منافذ و ارائه مدلی برای پیش‌بینی هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک. مجله پژوهش آب در کشاورزی، بهار، جلد۲۴، شماره۱. صفحه‌های ۵۱ تا ۶۳.

نصرتی کاریزک، ف.، موحدی نائینی س. ع.، هزار جریبی ا.، روشنی ق. و دهقانی ا.ا،۱۳۹۱.استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی برای برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع از ویژگی‌های زودیافت خاک.مجله مدیریت خاک و تولید پایدار، جلد دوم، شماره اول،.صفحه‌های ۹۵ تا ۱۱۰.

یزدانی، و.، قهرمان ب.، داوری ک. و فاضلی م.ا، ۱۳۹۱. کاربرد بعد فراکتال اندازه ذرات خاک در برآورد هدایت هیدرولیکی اشباع. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی). جلد ۲۶، شماره ۳، مرداد–شهریور. صفحه‌های ۶۴۸ تا ۶۵۹.

Abbasi F, 2003. Field- Scale analyses of water flow and solute transport in furrows. PhD. Thesis for irrigation and drainage engineering. Department Landbeheer. Faculteit Landbouwkundige en Toegepaste Biologische Wetenschappen. Katholieke Universiteit Leuben.

Arshad MA, Lowery B, Grossman B, 1996. Physical tests for monitoring soil quality. In: JW Doran and A.J. Jones (Eds.). Methods for assessing soil quality, Soil Science Society American Spec. Publication. 49: 123-142, SSSA, Madison, WI, US A.

Hill, M. 1998, Methods and guidelines for effective model calibration. U.S. Geological survey Water- Resources Investigations Report. Pp: 98- 4005.

Klute, A. 1986. Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical properties, Amer., Society, Agronomy, Monogragh 9, 2 nd ed. Madison, Wisc., USA.

Toy, T. J., G. R. Foster and K.G. Renard, 2002. Soil erosion: processes, prediction, measurement and control. John Wiley and Sons Publication, N Y.

مقایسه انتشار دی اکسید کربن از خاکهای تحت کشت گونه‌های درختی مختلف

سیده سامره پیرزاده[۱]، ویلما بایرام زاده[۲]، منوچهر زرین کفش[۳]

۱- کارشناسی ارشد فیزیک خاک

۲- دکترای فیزیولوژی جنگل استاد دانشگاه ازاد اسلامی واحد کرج

۳- دکترای خاکشناسی استاد دانشگاه ازاد کرج استاد مشاور

مقدمه

گرمایش جهانی بدون شک از مهمترین چالش‌های محیطی در جهان و بویژه خاورمیانه است. گرمایش زمین که افزایش درجه حرارت میانگین سطح زمین است، بطور مستقیم با تولید گازهای گلخانه‌ای ناشی از فعالیت‌های انسانی مرتبط است. افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای در اتمسفر به عنوان یکی از عوامل اصلی گرم شدن زمین در نظر گرفته می‌شود (آی پی سی سی،۲۰۰۶) که در بین این گازها ی گلخانه اکسیدکربن که نقش به سزایی نیز دارد مورد مطالعه قرار گرفت.

پارک جنگلی چیتگر در تهران یکی از مناطقی است که کاربری‌های مختلف را در کنار هم دارد. مطالعات مختلف نشان داده‌اند که منطقه‌ی تحت کشت اقاقیا در این منطقه، کربن بیشتری را در خود ذخیره می‌کند (ورامش وهمکاران،۱۳۸۸). هدف این تحقیق که بر پایه نیاز مطالعاتی انتشار کربن در منطقه پارک جنگلی چیتگر برنامه ریزی شد ه است عبارتند از: ۱- از مقایسه میزان Co_2متصاعد شده خاک مناطق جنگل کاری شده با اقاقیا، کاج تهران، خاک مرتعی و خاک بدون پوشش گیاهی در درجه حرارتهای مختلف.

مواد و روشها

مشخصات منطقه مورد مطالعه

منطقهٔ مورد مطالعه به وسعت حدود ۹۰۰ هکتار در غرب تهران (در مسیر اتوبان تهران کرج، کیلومتر ۱۶) و در محدودهٔ بین'۱۰°۵۱ تا '۱۵°۵۱ درجه طول جغرافیایی شرقی و'۴۲°۳۵تا'۴۵ °۳۵عرض جغرافیایی شمالی قرار دارد . از لحاظ اقلیمی جزء محدوده اقلیمی مدیترانه‌ای خشک است. ارتفاع آن از سطح دریا ۱۳۰۰ متر و متوسط بارندگی ۲۳۲ میلیمتراست.(ورامش وهمکاران،۱۳۹۰) طول مدت خشکی به ۵ ماه در سال میرسد که از خرداد تا مهر ماه میباشد. درجه حرارت متوسط سالانه پارک جنگلی چیتگر ۱۷/۴درجه میباشد.میانگین سالانه روزهای یخبندان حدود ۴۲ روز است و این مقدار برای روزهای دارای مه ۴ روز است. میزان متوسط بارندگی سالانه براساس آمار ده ساله ی ایستگاه مهرآباد (۱۳۶۳-۱۳۷۲)۲۴۲ میلیمتر میباشد. نمونه برداری از خاک به روش کاملا تصادفی انجام شد. نمونه گیری از عمق ۰-۴۰ سانتیمتر و به وسیله اگر صورت گرفت. سعی شد منطقه مورد مطالعه در وسط هر منطقه انتخاب شود،این کار به منظور جلوگیری از اثرات حاشیه ای بوده است. خاکهای نمونه برداری شده به آزمایشگاه منتقل گردیدو بعد از هوا خشک شدن ،کوبیده شدن واز الک ۲ میلیمتری عبور داده شدوخاکهای آماده شده را به مدت یک ماه داخل لوله pvc قرار میدیم ،نگهداری خاک به مدت یک ماه و با رطوبت ۱۰٪ به این خاطر بوده است که خاکها دوباره به تعادل برسند،چون خاک از محل اصلی خود جابه جا

شده است. خاکهای آماده شده در لوله های pvc به طول ۵۰ سانتیمتر و قطر ۱۰ سانتیمتر قرار داده شدند. تعداد کل لوله ها ۱۲ عدد برای هر منطقه مورد مطالعه بود و چون چهار منطقه مورد مطالعه داشته جمعا ۴۸ لوله pvc بعلاوه یک نمونه شاهد در هر تیمار طبق جدول شماره ۱ در درجه حرارتهای مختف مورد آزمایش قرار گرفت. برای اندازه گیری میزان co_2 متصاعد شده از خاک (بعد از یک ماه نگهداری) از آهک سده به شرح زیر استفاده شد:

ابتدا مقدار ۲۰ گرم آهک سده را وزن کرده ودر لیوان کوچک کاغذی ریختیم،به مدت ۴۸ ساعت در آون قرار دادیم . مجددا وزن ودر آنرا با کاغذ آلومینیوم محکم بسته شد وسپس ۳ میلی متر آب به آن اضافه کردیم وآنرا داخل لوله های pvc قرار دادیم ولوله ها را در درجه حرارتهای ۵و۱۵و۲۵ که با توجه به درجه حرارت های منطقه انتخاب شده بود قرار دادیم . بعد از یک ماه دوباره لیوانهای حاوی آهک سده در آون قرار داده شد بعد از ۴۸ ساعت دوباره اهک را وزن میکنیم اختلاف وزن به وجود امده میزان co_2 متصاعد شده است. روش کیت وهمکاران ۲۰۰۶.(طبق فرمول شماره ۱)

$$\left[\frac{12}{44}\right] \times \left[\frac{24(h)}{\text{مدت زمان در معرض قرار گرفتن (h)}}\right] \times \frac{[\text{وزن اولیه} - (g) \text{ وزن ثانویه}] \times 1/69 \ (g)}{\text{مساحت ظرف استوانه ای } (m^2)} \quad [۱]$$

روش آماری

برای تجزیه وتحلیل داده ها نرم افزار کامپیوتری Stat Graphics مورد استفاده قرار گرفت. وبرای مقایسه میانگین هااز آنالیز واریانس یک طرفه با استفاده از آزمون Fisher LSD استفاده گردید. برای رسم نمودار از نرم افزار Excel استفاده شد.

نتایج و بحث

مطالعه پوششهای مختلف در ۵ درجه تنفس آماری متفاوتی را به نمایش میگذارد. همانطور که در شکل ۱مشهود است ،بیشترین تنفس مربوط به اقاقیا وکمترین آن مربوط به خاک بدون پوشش است . این تنفسها در سطح آماری ۱٪ دارای تفاوت معنی دار میباشد، که این تفاوتها به شکل زیر خلاصه میشود:

بدون پوشش<مرتع وکاج⊲اقاقیا. طبق شکل شماره ۱ وهم چنین مطالعه در مورد پوششهای مختلف در ۱۵ درجه تنفس آماری به ترتیب زیر را نمایش داد: کاج و اقاقیا و بدون پوشش <مرتع

همانطور که مشهود است تنفس مربوط به مرتع بیشترین مقدار را شامل شده است .این تنفسها در سطح آماری ۱٪ دارای تفاوت معنی دار است.

همانطور که در شکل ۱ نشان داده میشود ،پوششهای مختلف در ۲۵ درجه تنفس آماری متفاوتی را به نمایش میگذارند همانطور که مشهود است بیشترین تنفس مربوط به مرتع وکمترین مربوط به اقاقیا می باشد.این تفاوتها در سطح آماری ۱٪ دارای تفاوت معنی دار است.که این تفاوتها به شکل زیرخلاصه میشود: بدون پوشش⊲اقاقیا<کاج<مرتع



شکل ۱:تنفس خاک در درجه حرارتهای مختلف در پوششهای مختلف

نتیجه:

همانطور که در شکل شماره ۱ مشهود است کمترین تنفس در همه تیمارهای حرارتی مربوط به خاک بدون پوشش میباشد که احتمالا به علت عدم وجود مواد آلی میباشد. بیشترین تنفس مربوط به خاک با پوشش اقاقیا ومرتع میباشد. خاک با پوشش کاج تهران تنفس کمتری نسبت به خاک تحت کشت اقاقیا داراست. در دمای ۲۵ درجه سانتیگرادبیشترین تنفس مرتع را به علت مناسب بودن محدوده حرارتی داریم.

منابع

۱–ورامش ،س. حسینی،م.عبدی،ن.اکبری،م.۱۳۸۹. اثرهای جنگل کاری در افزایش ترسیب کربن وبهبود برخی ویژگیهای خاک.مجله جنگل ایران،انجمن جنگلکاری ایران.سال دوم.شماره ۱.صفحه های ۲۵ تا ۳۵.

۲– ورامش ،س. ۱۳۹۰. برآورد نیروی جنگل شهری در ترسیب کربن اتمسفری محیط شناسی سال ۳۷.شماره ۵۷، صفحه های۱۱۳–۱۲۰.

3- IPCC, 2006. Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories,. B. L. Prepared by the NationalGreenhouse Gas Inventories Programme. Eggleston H.S., Miwa K., Ngara T. and Tanabe K.(eds.). Published: IGES, Japan.

4-Keith, H. S.C. Wong.2005.Measurement of soil CO2 efflux using soda lime absorption:both quantitative and reliable, Soil Biology & Biochemistry 1121–1131.

کاربرد مدل SWAT در برآورد رواناب و رسوب مناطق فاقد آمار، مطالعه موردی سد بهشت آباد

محمدرضا فرزانه[1]، ایمان فاضلی فارسانی[2]، اشکان شکری[1]

۱- دانشجوی دکتری مهندسی منابع آب، دانشگاه تربیت مدرس

۲- دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک، دانشگاه شهرکرد

۱- دانشجوی دکتری مهندسی منابع آب، دانشگاه تربیت مدرس

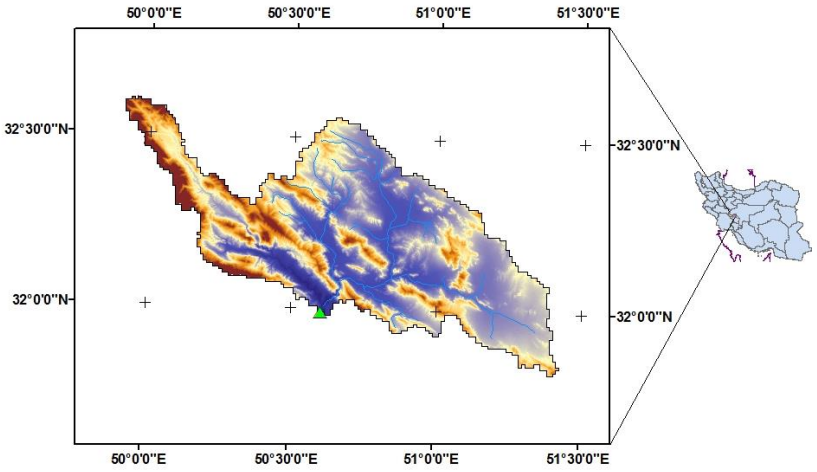
مقدمه

در برآورد رواناب می‌توان از روش‌های متعددی استفاده کرد که انتخاب آن‌ها بستگی به هدف مورد نظر، آمار موجود، مشخصات حوزه، اهمیت طرح و مدت زمان موجود برای تجزیه و تحلیل داده‌ها دارد. به طور معمول شدت رگبار نقش مهمی را تعیین حجم رواناب و رسوب ایفا می‌کند و در صورتی که مقدار بارش معین در یک مدت طولانی و شدت کم انجام گیرد، رواناب و رسوب چندانی تولید نمی‌کند زیرا به دلیل کمی شدت بارش، نفوذ و نگهداشت رواناب و تلفات حاصل از تبخیر، سیلابی به وقوع نمی‌پیوندد. برای اندازه‌گیری جریان‌های مازاد توسط ایستگاه‌های هیدرومتری در نواحی کوهستانی مشکلاتی از قبیل افزایش یا کاهش سریع دبی رودخانه، حمل زیاد رسوب، تغییر سطح مقطع رودخانه، عدم وجود مقاطع کنترلی و عدم دسترسی مناسب برای احداث ایستگاه هیدرومتری وجود دارد. در نتیجه استفاده از روش‌هایی که بتوان به وسیله آن رواناب و رسوب را در مناطق فاقد آمار بررسی کرد دارای اهمیت بسزایی در مطالعات هیدرولوژی می‌باشد. عبدی و همکاران (۱۳۸۸)، با استفاده از روش‌های تجربی، رواناب سالانه را در حوزه‌های فاقد آمار برآورد کردند و روش تجربی خوزلا را به عنوان مناسب‌ترین روش معرفی کردند. بافکار و همکاران (۱۳۸۹)، به منظور محاسبه سیلاب در حوضه شیوند بدلیل فقدان آمار اندازه‌گیری اوج سیلاب از اطلاعات ایستگاه‌های مجاور استفاده کردند. بختیاری و خانجانی (۱۳۸۱)، با استفاده از توزیع‌های آماری مختلف روی بده ماکزیمم سالانه رودخانه‌ی سلطانی تحقیقاتی انجام داده و برای تولید آمار در مناطق فاقد آمار به نتایج قابل قبولی دست یافتند. موکوندان و همکاران (۲۰۱۳)، با بررسی فرسایش و تولید رسوب در حوزه آبخیز نیویورک به این نتیجه رسیدند که سرعت سالانه فرسایش خاک سیر صعودی داشته و گر چه چنین شواهدی برای تولید رسوب دیده نشد. یو و چن (۲۰۱۲)، با مدل‌سازی فرسایش خاک و انتقال رسوب در حوزه آبخیز East River در جنوب چین و با شبیه‌سازی دو روش انتقال رسوب ژانگ (۱۹۵۹) و باگنلد (۱۹۷۷) در مدل SWAT نشان دادند که روش ژانگ بهتر بوده است. بافالت و همکاران (۲۰۰۵) و کانان و همکاران (۲۰۰۷)، نشان دادند که مدل SWAT در حوضه‌های میامی کریک، لانگ بریچ و کولورث همبستگی بالایی را با داده‌های مشاهداتی داشته است و این مدل را دارای قابلیت بالا برای شبیه‌سازی فرایندهای هیدرولوژیکی معرفی کردند. از آن‌جایی که مدل SWAT با در نظر گرفتن عوامل مختلف تاثیر گذار بر چرخه هیدرولوژی، قابلیت شبیه‌سازی در مناطق فاقد آمار را داشته، می‌توان با استفاده از ایستگاه‌های دیگر در سطح حوضه، مدل را واسنجی و اعتبارسنجی کرده و سپس برای منطقه مورد نظر نتایج شبیه‌سازی را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. لذا هدف از این تحقیق بررسی رواناب و رسوب در موقعیت سد بهشت آباد با استفاده از اطلاعات ایستگاه‌های نزدیک سد می‌باشد.

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه سد بهشت آباد بوده که در موقعیتی به مختصات، طول جغرافیایی۳۶,۳ ° ۵۰ و عرض جغرافیایی۵۹,۳ ° ۳۱ می‌باشد. این سد در جنوب غربی زیر حوزه بهشت آباد واقع شده و این زیر حوزه در حدود ۲۷ درصد حوضه آبخیز شمالی رودخانه کارون را در بر می‌گیرد. متوسط بارش در این زیر حوضه حدود ۴۷۱ میلی‌متر می‌باشد. شکل (۱) موقعیت سد بهشت آباد و جدول (۱) موقعیت و مشخصات ایستگاه‌های نزدیک به سد را نشان می‌دهد.



شکل ۱–موقعیت سد بهشت آباد در زیر حوضه بهشت آباد

جدول۱– نام و مشخصات ایستگاه‌های سینوپتیک و هیدرومتری در منطقه مطالعاتی

نام ایستگاه	نوع ایستگاه	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی
شهرکرد	سینوپتیک	۵۰ ° ۵۰ ´	۳۲ ° ۱۹ ´
بهشت آباد	هیدرومتری	۵۰ ° ۳۷ ´	۳۲ ° ۱۸ ´

واسنجی و اعتبارسنجی

به علت آنکه تقریبا همه اندازه‌گیری‌ها دارای عدم قطعیت می‌باشند، لذا نتایج شبیه‌سازی مدل معمولا در سطح طبیعت آماری ارائه و نتایج خروجی آن همواره به کالیبراسیون در میزانی از عدم قطعیت داده‌های خروجی نیازمند است. عدم قطعیت در مباحث علمی به معنای دامنه‌ای از تغییرات است که می‌توان برای یک پارامتر در نظر گرفت (۶). همان طور که ذکر شد هدف این مطالعه استفاده از مدل SWAT در شبیه‌سازی رواناب و رسوب در موقعیت سد بهشت آباد می‌باشد. وجود عدم قطعیت در خروجی این مدل نیز نیاز به واسنجی و اعتبارسنجی در انتخاب بهترین پارامترهای ورودی به مدل را الزامی می‌سازد. بدین منظور با استفاده از الگوریتم بهینه‌سازی SUFI-2 در برنامه SWAT-CUP بهترین محدوده پارامترها انتخاب گردید. در نهایت با ثابت کردن پارامترها در مدل، مقادیر شبیه‌سازی شده در ورودی سد استخراج و مورد بررسی قرار گرفت.

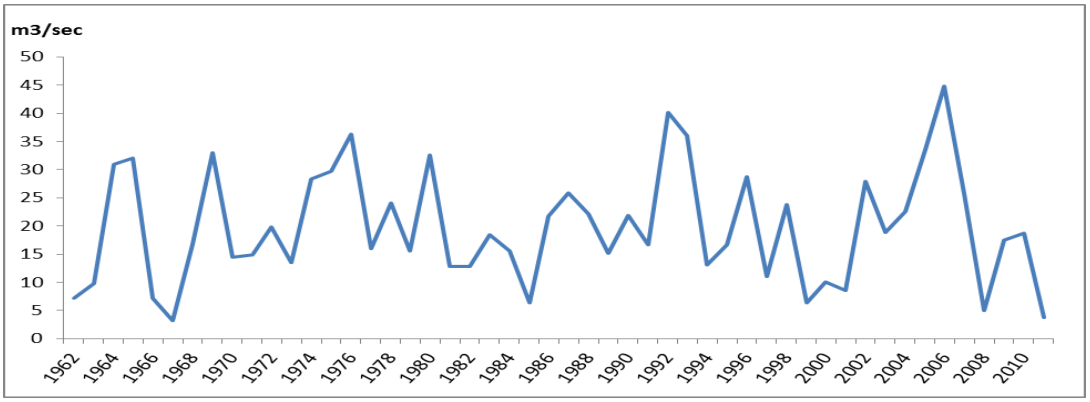
نتایج و بحث

در این تحقیق واسنجی ابتدا برای رواناب و سپس برای رواناب و رسوب با همدیکر انجام شد و بعد برای بیش از ده هزار مرکز اجرای مدل، نتایج نهایی بر اساس جدول ۲ به دست آمد. اعداد به دست آمده ازp-factor، r-factor و R^2 نشان می‌دهند که دقت مدل قابل قبول بوده است و می‌توانیم از شبیه‌سازی رواناب و رسوب در بقیه منطقه استفاده کنیم.

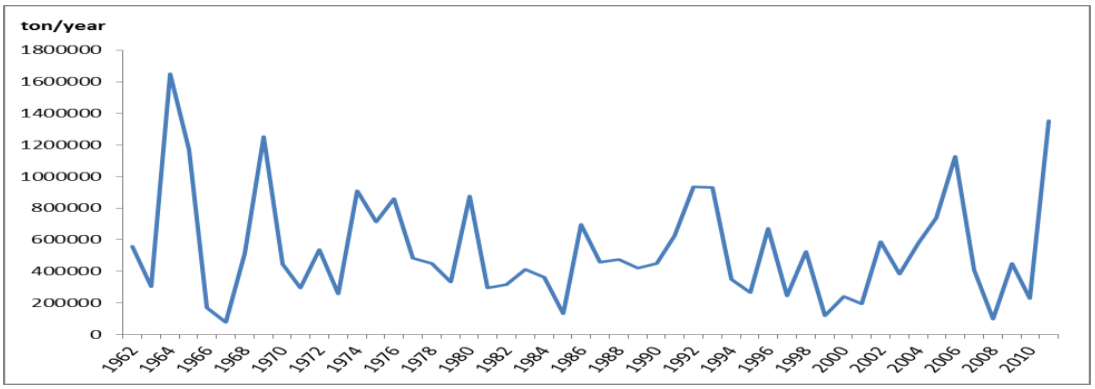
جدول۲- نتایج واسنجی و اعتبارسنجی مدل SWAT برای شبیه‌سازی رواناب و رسوب

		p-factor	r-factor	R^2
واسنجی	رواناب	۰/۹	۱/۵	۰/۵
	رسوب	۰/۹	۱/۶	۰/۶
اعتبارسنجی	رواناب	۰/۹	۱/۱	۰/۴
	رسوب	۰/۸	۰/۳	۰/۵

با توجه موارد ذکر شده، در موقعیت سد رواناب و رسوب برای دوره‌ی ۵۰ ساله برآورد شد. تغییرات رواناب و رسوب به صورت سالانه در شکل های ۲ و ۳ نشان داده شده است.



شکل ۲- میانگین رواناب سالانه شبیه‌سازی شده در موقعیت سد بهشت آباد



شکل ۳- میزان رسوب تجمعی سالانه شبیه‌سازی شده در موقعیت سد بهشت آباد

با توجه به شکل های ۲ و ۳ حداکثر میزان رواناب در موقعیت سد در سال ۱۹۶۴ و بیشترین میزان رسوب در سال ۲۰۰۶ صورت گرفته و هم‌چنین کمترین میزان رواناب و رسوب در سال ۱۹۷۶ رخ داده است.

در این تحقیق ابتدا رواناب و رسوب به وسیله مدل SWAT در نقطه سد برآورد شد. سپس به منظور دقت و صحت مدل، داده‌ها در نرم افزار SWAT-CUP با استفاده از الگوریتم SUFI-2 واسنجی شدند که ابتدا رواناب واسنجی شده و در مرحله بعد رواناب و رسوب با همدیگر واسنجی گردید. نتایج حاصل از واسنجی و اعتبارسنجی از سال ۱۹۶۲ تا ۲۰۱۱ نشان می‌دهد که دقت مدل در شبیه‌سازی رواناب و رسوب در موقعیت سد رضایت‌بخش بوده و نتایج حاصل از p-factor، r-factor و R^2 دقت مدل را تایید می‌کند. در نتیجه استفاده از این مدل در مناطق کوهستانی و زیرحوزه‌های با ایستگاه‌های هیدرومتری کم، ابزار مناسبی برای مدیریت اراضی در جهت بررسی رواناب و رسوب می‌باشد. این مطالعه زمینه را برای بررسی رواناب و رسوب در بازه زمانی قبل از احداث بررسی کرده است و لذا با استفاده از نتایج حاصل از این تحقیق می‌توان در مطالعات آینده به بررسی پتانسیل تولید رواناب و رسوب پس از احداث سد تحت اثرات تغییر اقلیم پرداخت.

منابع

۱-بافکار، ع.، حمزه، س. و برومند نسب، س.، ۱۳۸۹. برآورد پارامترهای مدل منطقه ای دیکن به منظور تعیین سیلاب در مناطق فاقد آمار (مطالعه موردی منگشت خوزستان). مجموعه مقالات نخستین کنفرانس ملی پژوهش های کاربردی منابع آب ایران.

۲-بختیاری، ب. و خانجانی، م.ج.، ۱۳۸۱. تولید مصنوعی آمار بده ماکزیمم سالانه رودخانه، مطالعه موردی رودخانه سلطانی بافت کرمان. مجموعه مقالات ششمین سمینار بین المللی مهندسی رودخانه، جلد دوم، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز.

۳-عبدی، م.، فتح زاده، ع. و پالیزدان، ن.، ۱۳۸۸. تعیین مناسب ترین روش تجربی برآورد رواناب سالانه در حوزه های آبخیز فاقد آمار در مناطق خشک (مطالعه موردی حوزه آبخیز سانیج استان یزد). مجموعه دومین همایش ملی اثرات خشکسالی و راهکارهای مدیریت آن.

4- Baffaut C., Farrand T and Beson V. 2005. Potential accuracy of water quality estimates based on non-calibration SWAT simulation. Food and Agricultural Policy Research Institute University of Missouri, Columbia.

5- Kannan N, S.M White, F. Worrall, M. Whelan. 2007. Hydrological modelling of a small catchment using SWAT-2000-Ensuring correct flow partitioning for contaminant modelling. Journal of Hydrology 334:64-72.

6- Kati L.W and Indrajeet C, 2005 .Sensitivity analysis, calibration and validation for a Multisite and Multivariable SWAT Model. Journal of the American Water Resources Association 41(5):1077-1089.

7- Mukundan R. Pradhanang S.M. Schneiderman E.M. Pierson D.C. Anandhi A. Zion M.S. Matonse A.H. Lounsbury D.G. and Steenhuis T.S. 2013. Suspended sediment source areas and future climate impact on soil erosion and sediment yield in a New York City water supply watershed, USA. Geomorphology 183:110-119.

کمّی‌سازی ساختمان راسته‌های خاک استان فارس با هندسه فرکتالی و شاخص‌های تجربی

علی‌داد کرمی[1]، روح‌اله زارع[2]

۱-استادیار پژوهش مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی فارس

۲-دانش آموخته دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس

مقدمه

حفظ و تعادل چرخه‌ی زیستی، در گرو حفاظت و مدیریت پایدار منابع خاک است. ساختمان خاک قادر است محدوده وسیعی از فرآیندهای حاکم بر خاک و ویژگی‌های فیزیکی خاک را متاثر سازد (Kutlu *et al*., 2008). اثر کربن معدنی بر خاکدانه‌سازی به مراتب کمتر از اثر کربن آلی خاک در تشکیل و پایداری ساختمان خاک است (Bronik and Lal, 2005). نوع استفاده از زمین و اقدامات مدیریتی و موقعیت مکانی خاک اثرات متقابلی بر خاکدانه‌سازی و پایداری آن دارند (Natalia and Nicholas, 2005). بُعد فرکتالی، شاخصی برای تفکیک خاک‌ها و در نتیجه ساختمان آن‌ها بوده و برای تشخیص توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها مفید می‌باشد (Pirmoradian *et al*., 2005). Sepaskhah و همکاران (۲۰۰۰) بُعد فرکتال تفکیکی (D_n)، بُعد فرکتال جرمی (D_m)، و MWD را به عنوان معیارهایی از پایداری خاکدانه‌ها ارزیابی نمودند که D_n و D_m با افزایش مالچ و با افزایش پایداری خاکدانه‌ها کاهش داشته است. بنابراین اهداف این تحقیق محاسبهٔ مقادیر شاخص‌های پایداریMWD، GMD و پارامترهای فرکتالی و ارزیابی روش‌ها و مدل‌های مختلف بود.

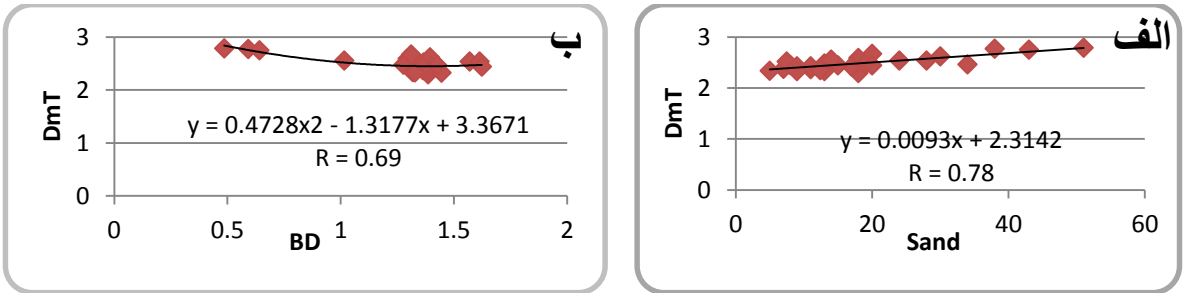
مواد و روش‌ها

با مطالعات کتابخانه‌ای و بررسی نقشه‌ها و گزارش‌های خاکشناسی پروفیل‌های شاهد راسته‌های انتی‌سول، اریدی‌سول، مالی‌سول، اینسپتی‌سول، آلفی‌سول، ورتی‌سول و هیستوسول شناسایی شدهٔ در استان فارس انتخاب و با استفاده از نقشه‌های مزبور و دستگاه GPS در مکان پروفیل‌های شاهد با حفر نیمرخ خاک و تشریح آن‌ها بر اساس افق‌های مشخصهٔ خاک نمونه‌های مرکب دست‌خورده و نمونهٔ دست‌نخورده تهیه گردید. ویژگی‌های خاک شامل (EC، pH، توزیع اندازهٔ ذرات و خاکدانه‌ها، درصد اشباع، مادهٔ آلی، درصد گچ و آهک و جرم ویژهٔ ظاهری) تعیین شد. علاوه بر بررسی آمار توصیفی ویژگی‌ها، *MWD*، *GMD* و پارامترهای فرکتالی توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها با مدل‌های Riue و Sposito (۱۹۹۱)، Tyler و Wheatcraft, 1989 (۱۹۹۲) و Bartoli و همکاران (۱۹۹۱) محاسبه شد. برای ارزیابی دقت و قابلیت اعتماد مدل‌ها از ضریب همبستگی پیرسون (r)، ریشه دوم میانگین مربعات خطا (*RMSE*)، ضریب تبیین (R^2)، میانگین خطا (*ME*)، مجموع مربعات باقیمانده‌ها (*RSS*)، معیار اطلاعات آکائیک (*AIC*) استفاده شد.

نتایج و بحث

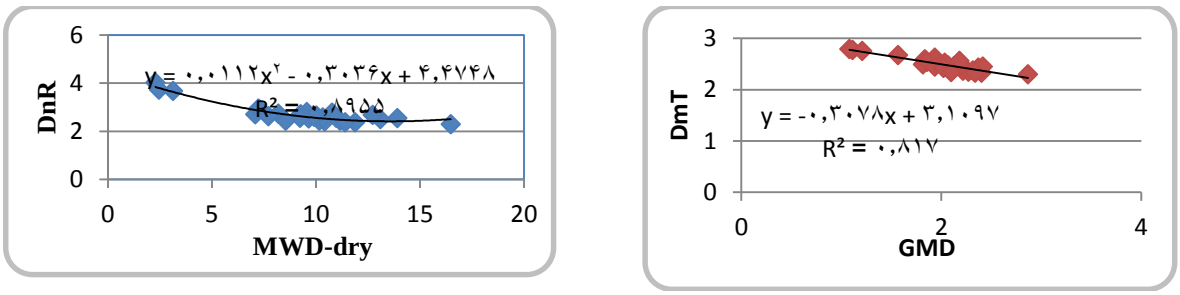
متغیّرهای خاکی دارای تغییرات زیادی بودند که نشان دهندهٔ تنوع خاک‌های مورد مطالعه است. ضرایب همبستگی معنی‌دار بین پارامترهای فرکتالی و ویژگی‌های خاک به دست آمد که برای تخمین پارامترهایی که تعیین آنها مشکل، زمانبر و پرهزینه است از روی ویژگی‌های آسان در دسترس اهمیت ویژه‌ای دارد. Beare و همکاران

(۱۹۹۴)، نیشابوری و همکاران (۱۳۸۷) و Bayat و همکاران (۲۰۱۱) همبستگی معنی‌داری بین ویژگی‌های خاک و شاخص‌های پایداری خاکدانه‌ها گزارش کرده‌اند. همبستگی بین D_nR و D_mT در روش سری الک تر مثبت و معنی‌دار (R=۰/۹۱) گردید. Gulser (۲۰۰۶) نیز مقدار این نوع همبستگی را ۰/۹۷۳ گزارش کرده است. افزایش خاکدانه‌سازی با شاخص‌های GMD و MWD بیان می‌شود، رابطهٔ منفی بین شاخص‌های مزبور با D_mT بیانگر این است که با افزایش خاکدانه‌سازی بُعد فرکتالی کاهش می‌یابد محققین دیگر نیز نتایج مشابهی را گزارش کرده‌اند (Beare et al., 1994).



شکل ۱- رابطهٔ بُعد فرکتالی مدل تیلر و ویت‌کرافت با ویژگی‌های خاکی در سری الک خشک

وجود ذرات شن عامل ضعیف کننده پیوند ذرات به همدیگر بوده و پایداری ساختمان خاک را کاهش می‌دهد. در مقابل در عمده مناطق مورد مطالعه ماده آلی کم بوده و تراکم خاک و افزایش جرم ویژه ظاهری خاک سبب چسبیدن ذرات خاک و افزایش خاکدانه‌سازی و پایداری آن می‌شود (شکل ۱). مشابه این پژوهش درصد شن، کربن آلی و BD خاک از مهم‌ترین عوامل درونی موثر بر پایداری خاکدانه‌ها بوده‌اند (Bronik and Lal, 2005). رابطه بین بُعد فرکتالی مدل‌های مختلف فرکتالی با قابلیت هدایت الکتریکی خاک مثبت بود. این نشان می‌دهد که املاح محلول خاک عامل بسیار ضعیفی برای پیوند ذرات به هم بوده و در سری الک تر با حل شدن نمک‌ها به سرعت ذرات از هم پراکنده شده و پایداری خاکدانه‌ها بسیار کم شد. این مسئله در راستهٔ اریدی‌سول‌ها پررنگ‌تر بود.



شکل ۲- رابطه پارمترهای فرکتالی با MWD وGMD در سری الک خشک

همبستگی منفی معنی‌دار بین بُعد فرکتالی با MWD و GMD به عنوان شاخص‌های پایداری خاکدانه‌ها حاکی از آن است که با افزایش پایداری بعد فرکتالی کاهش می‌یابد (Millan *et al*., 2003; Huang and Zhang, 2oo5). در مواردی رابطهٔ خطی نتوانسته همبستگی بین متغیّرها را نشان دهد، با رسم غیرخطی رابطهٔ بین متغیّرها بهتر نشان داده شده است. معیارهای S_r^2، RSS، R^2، *RMSE*، *ME* و AIC به دست آمده برای مدل‌های فرکتالی در مواردی اختلاف معنی‌داری دارند. بیشترین R^2 از مدل تیلر و ویت‌کرافت به دست آمد. کمترین مقادیر *RMSE*، *ME* و

AIC از مدل تیلر و ویت‌کرافت به دست آمد. در بیشتر موارد مدل‌هایTyler و Wheatcraft (۱۹۸۹) و Riue و Sposito (۱۹۹۱) در مقایسه با مدل Bartoli و همکاران (۱۹۹۱) نتایج بهتری را ایجاد کرده است. دامنهٔ D_mT برای مدل Tyler و Wheatcraft (۱۹۹۲) از ۲/۲۹–۲/۷۹ تغییرات داشت. ضریب تبیین برای مدل مزبور با میانگین ۰/۸۷ از ۰/۶۷ تا ۰/۹۹ تغییرات داشت. بُعد فرکتالی برای مدل ریو و اسپوزیتو از ۲/۲۹ تا ۴/۰۱ تغییرات داشت که میانگین آن ۲/۷۱ بود. ضریب تبیین برای مدل فوق با میانگین ۰/۹۸۵ از ۰/۹۵۵ تا ۰/۹۹۶ تغییرات داشت. بُعد فرکتالی برای مدل بارتولی و همکاران از ۰/۰۲ تا ۱/۰۳ تغییرات داشت. ضریب تبیین برای مدل مذکور با میانگین ۰/۶۳ از ۰/۰۱۲ تا ۰/۹۰ تغییرات داشت.

جدول ۱- مقایسه میانگین معیارهای ارزیابی دقت مدل‌های فرکتالی توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها در سری الک خشک

نام مدل	S_r^2	RSS	R^2	*RMSE*	*ME*	AIC
۱- ریو و اسپوزیتو	0.322a	0.322a	0.41b	9349.29a	-5188.35a	76.71a
۲- تیلر و ویت‌کرافت	0.322a	0.322a	0.54a	54.94a	15.87a	57.08b
۳- بارتولی و همکاران	0.296a	0.296a	0.42b	149.52a	263.97a	68.39b

حروف متفاوت در هر ستون نشان دهندهٔ تفاوت معنی‌دار (در سطح ۵٪) است.

مدل بارتولی و همکاران در تعدادی از ایستگاه‌ها برازش مناسبی نداشت. به دلیل ماهیت مدل مزبور که جرمی است و وجود سنگریزه و موادی غیر از خاک باعث کاهش کارآیی این مدل می‌گردد. در مدل ریو و اسپوزیتو از کل نمونه‌ها تنها ۳ نمونه مربوط به راستهٔ هیستوسول، دارای بُعد فرکتالی بزرگتر از ۳ بود. برای حصول اطمینان از این که آیا اعداد به دست آمده واقعاً از ۳ بزرگتر است، در محیط SPSS در سطح ۵٪ آزمون معنی‌داری انجام شد و ملاحظه گردید که در مدل مذکور هر سه نمونه به طور معنی‌داری بُعد فرکتالی بزرگتر از ۳ دارند. محققینی $D \geq 3$ را گزارش کرده‌اند (Tyler and Wheatcraft, 1989).

توصیف سیستم پیچیده‌ای مانند توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها در خاک با یک بُعد فرکتالی کافی نیست. بنابراین استفاده از مدل‌های چندفرکتالی یا مدل‌هایی که دو یا بیش از دو بُعد فرکتالی دارند مانند مدل Millan و همکاران (۲۰۰۳) مورد نیاز می‌باشد. از طرفی بیشتر فرآیندهای طبیعی دارای عوامل تصادفی آماری و قطعی می‌باشند و ساختار مدل-های تک‌فرکتالی پتانسیل محدودی برای مدل‌سازی سیستم‌های پیچیده دارد. بنابراین چندفرکتالی بودن توزیع اندازهٔ خاکدانه‌ها باعث بزرگتر از ۳ شدن بُعد فرکتالی می‌شود.

الفی‌سول‌ها با داشتن افق سطحی حاوی مقدار قابل توجهی ماده آلی و افق‌های تحتانی غنی از مواد غذایی و رس و آهک به عنوان عوامل پیوند دهندهٔ ذرات، پارامترهای فرکتالی مناسبی داشتند و با پایداری بیشتر خاکدانه‌ها بُعد فرکتالی کاهش داشت. کاهش بُعد فرکتالی تحت تاثیر عوامل خاکدانه‌سازی در دیگر پژوهش‌ها نیز گزارش شده است (Wang *et al*., 2008; Liu *et al*., 2009).

در اریدی‌سول‌ها در سری الک خشک در افق اول به خاطر وجود مقادیر زیاد رس و آهک بُعد فرکتالی در محدوده مناسب قرار داشت. ولی در الک تر با حل شدن املاح پایداری خاکدانه‌ها کاهش یافته و بعد فرکتالی افزایش داشت. در ورتی‌سول‌ها با رس زیاد هم چسبندگی بالا و هم پایداری خاکدانه‌ها در حالت خشک و تر بالا بود. در انتی‌سول‌ها،

به دلیل کشت و کار و وجود ماده آلی در افق سطحی و مقادیر نسبتاً مناسبی از رس و آهک در افق‌های تحتانی مقادیر بُعد فرکتالی در محدودهٔ نسبتاً مناسبی قرار داشت. راسته اینسپتی‌سول خاک‌های جوان که بعد فرکتالی در افق‌های مختلف نوسانات جزئی داشت. مالی‌سول‌ها با لایه سطحی تیره غنی از مواد آلی بُعد فرکتالی کمتر از لایه-های تحتانی داشت. راسته هیستوسول‌ها خاک‌هایی تیره‌ای که تنیده شده با ریشهٔ گیاهان و مواد آلی پوسیده و نپوسیده بوده و خاکدانه‌های بین این مواد ریز و بُعد فرکتالی بالایی داشتند. وجود ریشه‌ها، تکه تکه شدن و تبدیل شدن خاکدانه‌ها به خاکدانه‌های ریزتر در این راسته زیادتر است. تفاوت‌های ساختمانی و پایداری خاکدانه‌ها در نمونه-های خاک را می‌توان ناشی از اثرات متقابل عوامل خاکدانه‌سازی و نوع راسته‌های خاک، بر روند تشکیل و پایداری خاکدانه‌ها به حساب آورد.

منابع

1- Bartoli F, Philippy R, Doiresse M, Niquet S, and Dubuit M, 1991. Structure and self-similarity in silty and sandy soils: The fractal approach. J. Soil Sci., 42: 167–185.
2- Bayat H, Neyshabouri MR, Mohammadi K, and Narimanzadeh N, 2011. Estimating water retention with pedotransfer functions using multi-objective group method of data handling and ANNs. Pedosphere, 21(1): 107–114.
3- Beare MH, Hendrix PF, and Coleman DC, 1994. Water- stable aggregates and organic matter fractions in conventional and no-tillage soils. Soil Sci. Soc. Am. J., 58: 777-786.
4- Bronik CJ, Lal R, 2005. Soil structure and management: a review. J. Geoderma. 124: 3-22.
5- Gulser C, 2006. Effect of forage cropping treatments on soil structure relationships with fractal dimensions, Geoderma, 131: 33–44
6- Kutlu T, Ersahin S, and Yetgin B, 2008. Relations between solid fractal dimension and some physical properties of soils formed over alluvial and colluvial deposits. J. Food Agr. Environ., 6: 45-449.
7- Liu X, Zhang W, Zhang M, Ficklin DL and Wang F, 2009. Spatio-temporal variations of soil nutrients influenced by an altered land tenure system in China. Geoderma, 152: 23-34.
8- Millan H, Gonzalez-Posada M, Aguilar M, Dominguez J, and Cespedes L, 2003. On the fractal scaling of soil data. Particle-size distributions. Geoderma, 117: 117-128.
9- Natalia H, and Nicholas BC, 2005. Land use and landscape effects on aggregate stability and total carbon of Andisols from the Colombian Andes. Geoderma. J. 129(3-4): 268-278.
10- Pirmoradian N, Sepaskhah AR, and Hajabbasi MA, 2005. Application of fractal theory to quantify soil aggregate stability as influenced by tillage treatments. Biosystems Engin., 90(2): 227-234
11- Riue M, and Sposito G, 1991. Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: Π. Aplications. Soil Sci. Soc. Am. J., 55: 1239-1244.
12- Sepaskhah AR, Moosavi SAA, and Boersama L, 2000. Evaluation of fractal dimension for analysis of aggregate stability. Iran Agr. Res., 19: 99-114.
13- Tyler SW, and Wheatcraft SW, 1989. Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. Soil Sci. Soc. Am. J., 53: 987-996.
14- Tyler SW, and Wheatcraft SW, 1992. Fractal scaling of soil particle-size distributions: analysis and limitations. Soil Sci. Soc. Am. J., 56: 362-369.

15- Wang D, Fu B, Zhao W, Hu H, and Wang Y, 2008. Multifractal characteristics of soil particle size distribution under different land-use types on the Loess Plateau, China. Catena, 72: 29–36.

شبیه‌سازی پویایی کربن آلی خاک با استفاده از مدل ARCAPEX در حوضه زوجی گنبد، همدان

محسن شکل آبادی[1]، اکبر بهرامی[2] و سمیرا اخوان[3]
۱- استادیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا
۲- دانش آموخته کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا
۳- استادیار گروه مهندسی آب دانشکده کشاورزی دانشگاه بوعلی سینا

مقدمه

افزایش غلظت دی اکسید کربن اتمسفر و در نتیجه افزایش میانگین دمای جهانی سبب ایجاد نگرانی‌های جدی شده است (IPCC, ۲۰۰۱). این نگرانی‌ها سبب توجه ویژه به نگهداشت کربن اتمسفری در اکوسیستم‌های زمینی شده است. برای بررسی نگهداشت کربن خاک از طریق جذب دی اکسید کربن اتمسفر نیاز به تعریف دقیقی از کربن نگه‌داشته شده توسط ماده آلی خاک در کشت‌زار یا در سطح حوضه می‌باشد. تغییرات اندوخته کربن در شرایط کشت‌زار یا حوضه آهسته و دراز مدت است. افزون بر این آزمایشات دراز مدت مزرعه‌ای شامل اندازه-گیری‌های کربن، کم و نادر است. بنابراین مدل‌سازی، ابزاری کاربردی برای ایجاد پژوهش‌ها در بیشتر کشورهای توسعه یافته می‌باشد (پاولسون و همکاران ۱۹۸۱). با مدل‌سازی پویایی کربن آلی خاک می‌توان هزینه‌ها و زمان را کاهش و مناطقی با مقیاس بزرگ را پوشش داد. مدل‌سازی می‌تواند به شناخت مناطقی با پتانسیل بالا برای افزایش نگهداشت کربن آلی خاک و پیش‌بینی و فهمیدن تغییرات آینده در اثر تغییر اقلیم، تغییر کاربری زمین‌ها و کارهای مدیریتی کمک کند (آردو و السن، ۲۰۰۳) و به کمک این پیش‌بینی‌ها می‌توان برای آینده در سطح کلان سیاست‌گذارای کنیم.

مدل‌ها جانشینی برای اندازه‌گیری‌های مستقیم نیستند بلکه کامل کننده روش‌های مستقیم هستند. مدل‌ها اجازه می‌دهند تا فاکتورهای گوناگون کنترل کننده پویایی کربن آلی خاک، در کنار یکدیگر قرار گیرند. مدل‌ها ویژگی-های شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی ماده آلی خاک را ساده سازی می‌کنند. مدل‌های شبیه‌سازی در مقیاس‌های مزرعه‌ای (جنکینسون و همکاران، ۱۹۸۷)، منطقه‌ای (پارتن و همکاران، ۱۹۹۳) و جهانی (کینگ و همکاران، ۱۹۹۶ ، کائو و ودوارد ، ۱۹۹۸) بکار برده شده‌اند.

در پژوهش‌های مدل‌سازی کربن از مدل‌های گوناگونی مانند RothC، CENTURY و EPIC بهره‌گیری شده است. در این پژوهش از مدل APEX به دلیل ویژگی‌های منحصربه فرد و شرایط محیطی خاص منطقه استفاده شد.

مدل APEX به دلیل وجود خلاءهای موجود در دو مدل EPIC و SWAT که قادر به شبیه سازی فرآیندهای مختلف در حوضه‌های کوچک نبودند توسط مرکز توسعه و تحقیقات بلک لند توسعه داده شد. مدل APEX ابزاری پویا، منعطف و توانمند در شبیه‌سازی فرآیندهای گوناگون در حوضه‌های کوچک و کشت‌زارها می‌باشد. عملکرد APEX روزانه بوده و قادر به شبیه‌سازی پیوسته برای دراز مدت (از ۱ تا ۴۰۰۰ سال) می‌باشد. از مدل APEX می‌توان برای شبیه‌سازی کارهای مدیریتی گوناگون مانند مواد مغذی، کارهای شخم، کارهای حفاظتی، رواناب و رسوب، مدیریت دام و چرا و چرخه کربن بهره‌گیری کرد (گاسمن و همکاران، ۲۰۱۰). همچنین مدل APEX توانایی مدل‌سازی استراتژی‌های جدید مدیریتی مانند کشت گراس در آبراهه‌ها، بهره‌گیری از کودهای دامی جامد و مایع و غیره را دارد.

هدف این پژوهش ارزیابی مدل APEX در شبیه‌سازی پویایی کربن آلی در چراگاه تحت مدیریت چرای تاخیری می‌باشد.

مواد و روشها

داده‌های مورد نیاز مدل

اطلاعات هواشناسی: کمینه و بیشینه دما و بارندگی روزانه اطلاعات هواشناسی مورد نیاز مدل APEX برای شبیه‌سازی پویایی کربن آلی خاک می‌باشد. اطلاعات ایستگاه هواشناسی حوضه از سال ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۲ با فرمت (.DLY)به مدل APEX معرفی شد.

داده‌های مکانی

الف- مدل ارتفاع رقومی (DEM): مدل APEX از مدل ارتفاع رقومی برای طراحی شبکه جریان و مرزهای حوضه به کمک توابع اولیه رستری توسط ویژگی Spatial Analyst در نرم افزار ARCGIS استفاده می‌کنند. اطلاعات مدل اتفاع رقومی با دقت متوسط ارتفاعی ۲۰ متر از نقشه توپوگرافی منطقه آماده شده است.

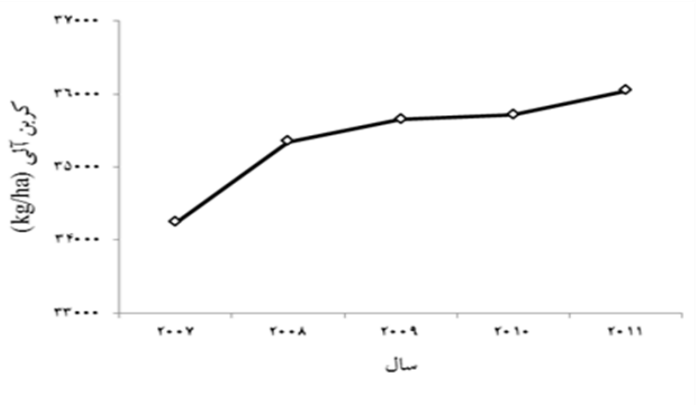
ب- نقشه اطلاعات خاک: برای تهیه نقشه خاک از نقشه جهت شیب و ژئومورفولوژی بهره‌گیری شد. ابتدا نقشه جهت شیب آماده شد. با توجه به شیب‌های اصلی حوضه تعداد ۶ نیمرخ در حوضه شاهد و ۷ نیمرخ در حوضه نمونه در نظر گرفته شد. هر نیمرخ در جهت شیب مورد نظر حفر و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی آن اندازه-گیری شد و در پایان نقشه خاک بر پایه جهت شیب و جایگاه نیمرخ‌ها آماده و به مدل داده شد.

ج- اطلاعات کاربری و پوشش گیاهی: نقشه پوشش گیاهی بر پایه گزارش پوشش گیاهی سال ۱۳۹۰ اداره منابع طبیعی استان همدان تهیه شد. پلی‌گون‌ها بر پایه گونه‌های غالب از هم جدا شده‌اند. هر پلی‌گون با کد چهار حرفی به مدل معرفی شده است.

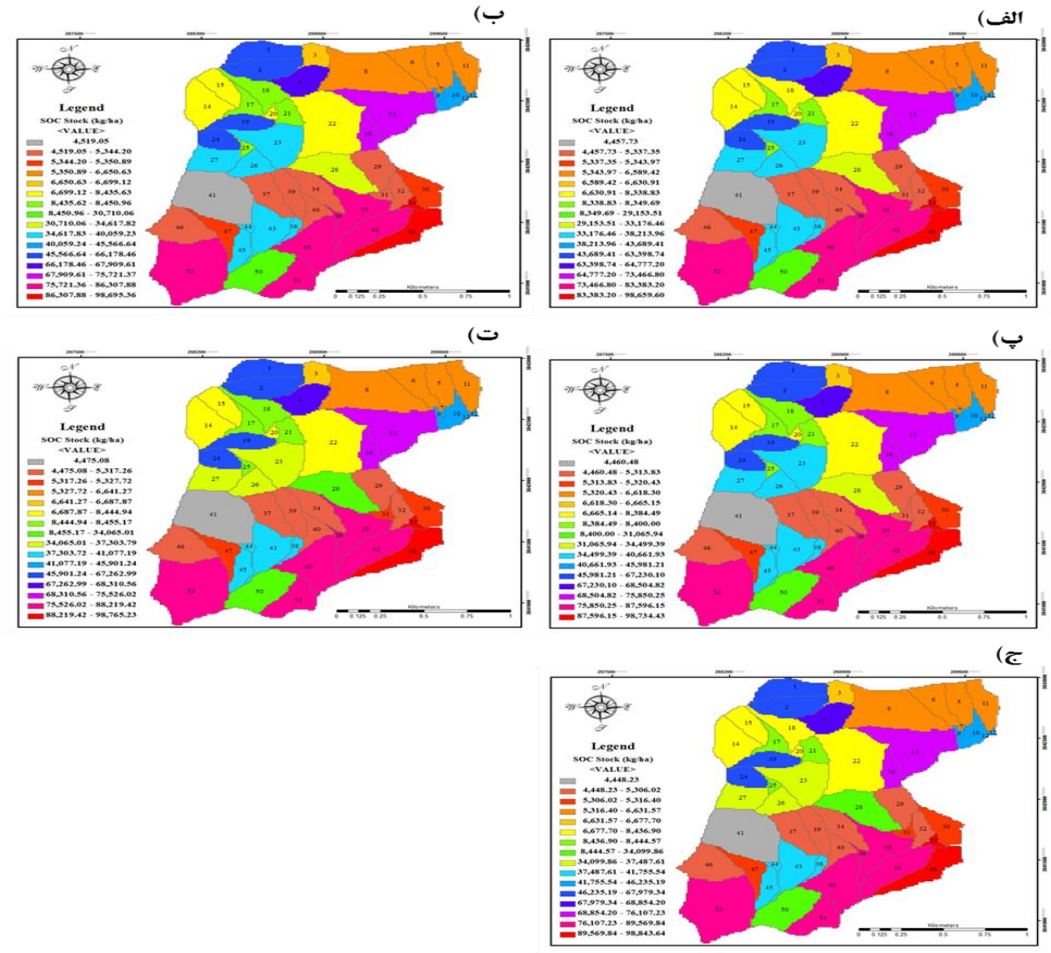
نتایج و بحث

کربن آلی خاک در یک دوره ۵ ساله (۲۰۱۱-۲۰۰۷) توسط مدل شبیه‌سازی شد. مدل در ابتدا با حد آستانه تعریف شده، حوضه شاهد و نمونه را به ترتیب به ۲۷ و ۲۵ واحد پاسخ هیدرولوژیک تقسیم کرد. هر یک از این واحدها دارای پوشش گیاهی، خاک و شیب یکسان می‌باشند. سپس کربن آلی خاک برای هر واحد در سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ شبیه‌سازی شد.

شکل ۱ مقادیر میانگین کربن آلی (kg/ha) در حوضه (نمونه+شاهد) را نشان می‌دهد. در دوره شبیه‌سازی مقادیر کربن افزایش یافته است اما مقادیر افزایش یافته در سال‌های مختلف متفاوت می‌باشد. کمترین افزایش کربن آلی خاک مربوط به سال ۲۰۱۰ می‌باشد. با استفاده از مقادیر کربن آلی شبیه‌سازی شده نقشه پویایی کربن آلی برای سال‌های ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ رسم شد (شکل ۲). مقادیر کربن آلی در حوضه نمونه نسبت به شاهد بیشتر است. مقادیر شبیه‌سازی شده کربن آلی خاک هر واحد در سال‌های مختلف با توجه به شرایط آب و هوایی ناهمانند است و برای یک واحد در سال‌های مختلف ممکن است مقادیر کربن آلی افزایش یا کاهش یافته باشد. برخی از واحدها (۲۹ ، ۳۰، ۳۱ و ۳۲) دارای خاک یکسان می‌باشند اما مقادیر پیش بینی شده کربن آلی آنها متفاوت است. این تفاوت نشان می‌دهد که مدل افزون بر ورودی کربن عوامل دیگری (بارندگی، دما، پوشش گیاهی و شیب) را در شبیه‌سازی خود اثر می‌دهد.



شکل ۱- مقادیر کربن آلی شبیه‌سازی شده توسط مدل APEX برای دوره ۲۰۱۱-۲۰۰۷



شکل ۲- نقشه پویایی کربن آلی خاک (kg/ha) شبیه‌سازی شده توسط مدل APEX برای سال‌های ۲۰۱۱-۲۰۰۷

اگر در واحد یکسان از نظر بارندگی، دما، پوشش گیاهی و خاک را با درصد شیب متفاوت درنظر بگیریم، تفاوت در درصد شیب سبب تفاوت در مقدار رطوبت قابل دسترس گیاه در دو واحد می‌شود، بنابراین مقادیر کربن آلی خاک نیز تغییر می‌کنند. با توجه به شکل ۲ مدل به خوبی توانسته است اثر عوامل مؤثر بر پویایی کربن آلی را در شبیه‌سازی‌های خود اثر دهد. این نقشه‌ها به شناخت بهتر اثر جهت شیب و مدیریت بر پویایی کربن آلی خاک کمک می‌کند. با توجه به این شکل‌ها تغییرات کربن به‌صورت آهسته بوده و برای واحدهای پاسخ هیدرولوژیک متفاوت است. کمترین مقادیر کربن آلی خاک را واحدهای شماره ۲۹، ۳۱، ۳۲، ۳۴، ۳۷، ۳۹، ۴۰ و ۴۱ به خود اختصاص داده‌اند. این واحدها در جهت‌های جنوبی حوضه نمونه واقع شده‌اند و بیان کننده این مسئله هستند که مدیریت تأخیری به‌کار برده شده بر جهت‌های جنوبی اثرگذار نبوده است. بیشترین مقادیر کربن نیز در حوضه نمونه (واحدهای ۳۳ و ۴۸) واقع شده است. نتایج نشان می‌دهد که مدیریت تأخیری بر جهت‌های شمالی اثرگذار بوده و باعث افزایش کربن‌اندوزی در دوره ۲۰۱۱–۲۰۰۷ شده است.

مدل APEX به خوبی توانست پویایی کربن آلی خاک را در دوره ۲۰۰۷ تا ۲۰۱۱ شبیه‌سازی کند. با توجه به اینکه چراگاه‌ها در کشور ما بخش بزرگی از کشور را فراگرفته و مدیریت ناشایست در این چراگاه‌ها اعمال می‌شود. مدل‌سازی پویایی کربن آلی در چراگاه‌ها می‌تواند راهکارهای مدیریتی شایسته‌ای در اختیار سازمان‌های مرتبط قرار دهد.

منابع

Ardo J and Olsson L, 2003. Assessment of soil organic carbon in semi-arid Sudan using GIS and the CENTURY model. J. Arid. Environ. 54: 633–651.

Cao MK and Woodward FI, 1998. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change. Global Change Biology, 4: 185–198.

Gassman PW, Williams JR, Wang X, Saleh A, Osei E, Hauck LM, Izaurralde RC and Flowers JD, 2010. The agricultural policy/environmental extender (APEX) model: An emerging tool for landscape and watershed environmental analyses. Trans. ASABE. 53(3): 711-740.

IPCC, 2000a. Land use, Land use change, and forestry. A Special Report of the IPCC. Watson RT, Noble IR, Bolin B, Ravindranath NH, Verardo DJ and Dokken (eds.) DJ. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Jenkinson DS, Hart PBS, Rayner JH and Parry LC, 1987. Modelling the turnover or organic matter in long-term experiments at Rothamsted. International Ecological Bulletin. 15: 1–8.

King AW, Post WM and Wullschleger SD, 1996. The potential response of terrestrial carbon storage to changes in climate and atmospheric CO2. Climatic Change. 35: 199–227.

Parton WJ, Scurlock JMO, Ojima DS, Gilmanov TG, Scholes RJ, Schimel DS, Kirchner T, Menaut J-C, Seastedt T, Garcia Moya E, Kamnalrut A and Kinyamario JI. 1993. Observations and modelling of biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. Global. Biogeochem. Cy. 7: 785-809.

Powlson DS and Jenkinson DS. 1981. A comparison of the organic matter, biomass, adenosine triphosphate and mineralizable nitrogen contents of ploughed and direct-drilled soils. J. Agric. Sci. (Camb). 97: 713-721.

بررسی و مقایسه سیستم استنتاج فازی-عصبی تطبیقی و شبکه عصبی مصنوعی در توسعه توابع انتقالی نگهداشت آب در خاک

فرشته حقیقی فشی
دانشجوی دکتری دانشگاه تهران

مقدمه

تلاش های بسیاری برای توسعه توابع انتقالی نقطه ای و پارامتریک با استفاده از روش رگرسیون خطی چندگانه (Tomasella et al., 2000) و شبکه عصبی مصنوعی (Minasny et al., 2004) صورت گرفته است. تحقیقات اخیر بر روی توسعه توابع انتقالی اغلب بر روی توسعه توابع بهتر و بهبود آنها برای تخمین ویژگی های هیدرولیکی خاک در نواحی مختلف و انواع خاک متمرکز گشته اند (Vereecken et al., 2010). یکی از مزایای استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی در مقایسه با رگرسیون، عدم نیاز به یک مدل اولیه برای ارتباط دادن داده های ورودی و خروجی می باشد (Mermoud and Xu, 2006). بطور کلی، نتایج تحقیقات Pachepsky et al. (1996) و Schaap et al. (1998) نشان داده است که شبکه عصبی مصنوعی اغلب دارای عملکرد و نتایج بهتری نسبت به روش های سنتی مانند رگرسیون چندگانه هستند. از آنجایی که چندین مقاله و کتابچه در خصوص شبکه های عصبی مصنوعی موجود می باشد (Minasny et al., 2004) لذا در اینجا مختصری از این روش ارائه می گردد. شبکه عصبی مصنوعی، شبکه ای از نرون ها می باشند که قابلیت آموزش رابطه بین متغیرهای ورودی و خروجی را دارند. یک شبکه عصبی مصنوعی متشکل از نرون ها و بطور معمول ۳ لایه (یک لایه ورودی، یک لایه پنهان و یک لایه خروجی) می باشد. برآورد توابع انتقالی حاصل از این روش، بر پایه فرآیند آموزش می باشد که مجموع مربعات خطا را به حداقل می رساند و به عنوان یک روش مؤثر بدست آوردن پارامترهای هیدرولیکی خاک که اندازه گیری آنها سخت می باشد از روی ویژگی های زودیافت خاک شناخته شده است. روش سیستم استنتاج فازی- عصبی تطبیقی (ANFIS)[1]، روشی برای حل مسائل پیچیده می باشد که الگوریتم مشخصی برای حل آنها وجود ندارد. از توانمندی های مهم این سیستم درک رفتارهای غیرخطی سیستم مورد نظر می باشد (Jang, 1993). در سال ۱۹۹۳، Jang برای اولین بار روش سیستم استنتاج فازی-عصبی تطبیقی را ارائه داد. این مدل شبکه ای چند لایه متشکل از گره ها و کمان های اتصال دهنده گره ها می باشد. استفاده ترکیبی از سیستم استنباط فازی و شبکه های عصبی مصنوعی می تواند ابزار مناسب و قدرتمندی بنام سیستم استنتاج فازی- عصبی تطبیقی ایجاد نماید. در این روش ترکیبی، بخش فازی رابطه بین متغیرهای ورودی و خروجی برقرار شده و مشخصه های مربوط به توابع عضویت بخش فازی توسط شبکه عصبی مصنوعی تعیین می گردد. در این سیستم ابتدا ساختار مدل با مشخصه های معین که متناسب با ورودی ها، درجه عضویت و قوانین و توابع درجه عضویت خروجی است، انتخاب می گردد. سیستم استنباط فازی-عصبی تطبیقی را اغلب با استفاده از سیستم فازی سوگنو و بصورت ساختار شبکه ای پیشرونده بکار می گیرند. شیوه آموزش در این سیستم به روش پس انتشار خطا می باشد. در نهایت مشخصه های نتیجه به روش کمترین مجموع مربعات خطا محاسبه می گردند. جزییات کاملی در مورد این روش و لینک بین ورودی

[1] Adaptive Neuro-Fuzzy Inference System

و خروجی هر لایه در Jang (۱۹۹۳) منتشر گردیده است. شبکه سیستم استنتاجی عصبی- فازی تطبیقی از پنج لایه تشکیل شده است که هر لایه شامل چندین گره می باشد که توسط یک تابع گره[1] مشخص می شود. هدف از انجام این تحقیق بررسی کاربرد کلی روش شبکه عصبی مصنوعی (با روش پیش پردازش آنالیز مؤلفه های اصلی) (PCA)[2] و روش سیستم استنتاج فازی- عصبی تطبیقی بود.

مواد و روشها

این تحقیق بر اساس برخی داده های منتخب پخش سیلاب واقع در مازندران، گناباد، فارس، هرمزگان، تسوج و بیرجند به انجام رسیده است (مهدیان و کمالی، ۱۳۹۰). برای دستیابی به هدف مطالعه، پس از جمع آوری و بررسی کیفیت داده های بدست آمده از ایستگاه های پخش سیلاب (مقدار رطوبت، وزن مخصوص ظاهری، توزیع اندازه ای ذرات، مواد آلی)، ۱۷۴ داده انتخاب شد (حدود ۸۰ درصد داده ها برای توسعه توابع و ۲۰ درصد داده ها برای واسنجی توابع).

روش شبکه عصبی مصنوعی (ANN)

برای تعیین معماری بهینه شبکه عصبی مصنوعی از آزمون و خطا استفاده شد. به این ترتیب تعداد نرون های لایه پنهان و نوع تابع آستانه مشخص گردید. در این تحقیق از شبکه ای شامل ۲ لایه پنهان که هر لایه دارای ۵ نرون بود استفاده گردید. همچنین توابع tansig (تابع سیگموئیدی) و purelin (تابع خطی) برای آموزش بکار رفتند. شبکه با ۸۰ ٪ داده ها خوانده شد و پس از آموزش، بقیه داده ها (۲۰ ٪) برای واسنجی و ارزیابی مدل ها مورد استفاده قرار گرفت. شبیه سازی با استفاده از نرم افزار MATLAB انجام پذیرفت. روش آنالیز مؤلفه های اصلی در این تحقیق برای پیش پردازش داده ها بکار رفت. در نهایت ۵ مدل مبتنی بر ANN (شامل ۶ متغیر ورودی) به عنوان بهترین مدل ها از بین مدل های توسعه یافته انتخاب شدند.

روش سیستم استنتاج فازی- عصبی تطبیقی (ANFIS)

در این تحقیق از الگوریتم نوع یادگیری سوگنو[3] برای شناسایی پارامترها استفاده گردید. نوع تابع عضویت در اغلب موارد constant در نظر گرفته شد. در این مطالعه، از ۸ تابع عضویت استفاده گردید. بطوری که توابع عضویت هر کدام جداگانه مورد بررسی قرار گرفته و مدل ANFIS برای هر کدام از توابع آموزش دید. در نهایت میزان خطای حاصل از کاربرد هر تابع عضویت مقایسه گردید و تابع با کمترین خطا و کمترین صرف زمان به عنوان تابع عضویت انتخاب گردید. در این تحقیق، توابع عضویت (MF)[4] مختلف و ترکیبی از متغیرهای مختلف برای توسعه توابع انتقالی بکار گرفته شد و مورد ارزیابی قرار گرفت. در نهایت ۵ مدل مبتنی بر ANFIS (شامل ۶ متغیر ورودی) به عنوان بهترین مدل های توسعه یافته انتخاب شدند. لازم بذکر است از آنجایی که توابع عضویت ANFIS مقادیر بین صفر و یک را اتخاذ می کنند، لذا داده های ورودی بنحوی نرمال شدند که در دامنه صفر تا ۱ قرار گیرند و سپس شبیه سازی با استفاده از نرم افزار MATLAB انجام پذیرفت.

[2] Principle Component Analysis
[3] Sugeno
[4] Membership function

جدول ۱- محدوده پارامترهای اندازه‌گیری شده

	شن (٪)	رس (٪)	سیلت (٪)	جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتیمتر مکعب)	کربن آلی (٪)	تخلخل متوسط (میکرومتر)
محدوده داده‌ها	۱۷-۷۹	۲-۳۵	۳-۴۹	۱,۰۲-۱,۹۵	۰,۰۲-۲,۷	۰,۰۱-۰,۱۶

نتایج و بحث

آماره RMSE نشان داد که روش ANFIS اغلب پارامترها به ویژه θ_s و FC را با دقت بیشتری نسبت به روش شبکه عصبی مصنوعی پیش بینی نمود. با این وجود، شبکه عصبی مصنوعی و ANFIS تفاوت معنی داری از لحاظ دقت پیش بینی α نشان ندادند (جدول ۲ و ۳).

جدول ۲- مقایسه مدل های ANFIS و شبکه عصبی مصنوعی

متغیرها	متغیرهای ورودی	شبکه عصبی مصنوعی		
		R^2	RMSE	ME
FC	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۶۰۲	۰/۱۲۴۵	- ۰/۱۲۰۴
PWP	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۱۱۴	۰/۰۴۲۶	- ۰/۰۴۱۴
θ_s	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۳۸۱	۰/۱۲۵۹	۰/۱۲۵۱
θ_r	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۱۲۲	۰/۰۱۶۰	- ۰/۰۱۵۲
α	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۵۰۱	۰/۰۲۹۳	- ۰/۰۲۸۷
n	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۴۲۴	۰/۸۵۵۵	۰/۸۵۵۵

R^2: coefficient of determination; RMSE: root mean square error, ME: mean error

این بهبود در برآورد ممکن است به بهبود ANFIS نسبت به شبکه عصبی مصنوعی و یا ساختار برتر توابع انتقالی مبتنی بر ANFIS نسبت به شبکه عصبی مصنوعی به ویژه در نقطه نزدیک به اشباع نسبت داده شود. برای تحقیق پیرامون دلایل ذکر شده در بالاو بهبود مشاهدات، نیاز به تحقیق بیشتر برای مقایسه مدل های مختلف احساس می گردد.

جدول ۳- توابع انتقالی نقطه‌ای و پارامتریک حاصل از روش ANFIS

پارامترهای هیدرولیکی	متغیرهای ورودی	R^2	RMSE	ME	MF	MF type
FC	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۸۲۴۹	۰/۰۵۹۸	۰/۰۴۸۴	trapmf	Constant
PWP	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۸۲۹۱	۰/۰۸۶۱	۰/۰۸۴۶	trimf	Constant
θ_r	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۷۷۶۳	۰/۰۴۳۸	۰/۰۲۵۰	gaussmf	Constant
α	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۸۳۸۱	۰/۰۳۷۳	-۰/۰۰۸۲	dsigmf	Constant
n	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۷۷۴۹	۰/۰۱۴۹	-۰/۰۱۳۹	gaussmf	Constant
θ_s	Sand, Silt, Clay, P, BD, OC	۰/۵۱۹	۰/۰۸۰۴	۰/۰۴۸۰	gbellmf	Constant

Gaussian curve (gaussmf), Triangular-shaped (trimf), Trapezoidal-shaped (trapmf), Generalized bell-shaped (gbellmf), Gaussian combination (gaussmf)

یک مقایسه کلی نشان می دهد که روش ANFIS نتایج نسبتاً قابل قبولی برای برآورد هر سه نقطه رطوبتی مورد مطالعه نشان می دهد. می توان گفت توانایی مدل های مختلف و روش های بکار رفته تا حد زیادی به نوع متغیرهای ورودی بکار رفته در آنها دارد که بایستی تأثیرات آنها مورد آزمون قرار گیرد اما در نهایت باید به این نکته اشاره نمود که توسعه توابع مناسب با استفاده از روش های کاربردی و مناسب و شناخت نقاط ضعف و قوت، مزایا و معایب هر مدل و روش بکار رفته حائز اهمیت می باشد.

منابع

مهدیان، م.ح، کمالی، ک.، ۱۳۹۰. بررسی اثرات پخش سیلاب بر روند تغییرات برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در ایستگاه‌های پخش سیلاب ، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری.

Baker, L., Ellison, D., 2008. Optimisation of pedotransfer functions using an artificial neural network ensemble method. Geoderma. 144, 212–224.

Jang, J.S.R., 1993. ANFIS: Adaptive-network-based fuzzy inference systems. IEEE Transaction Systems,6 Man. and Cybernetics 23, 665-685.

Merdun, H., Cinar, O., Meral, R., Apan, M., 2006. Comparison of artificial neural network and regression pedotransfer functions for prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. Soil Till Res. 90, 108–116.

Mermoud, A., Xu, D., 2006, Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. Soil Till Res. 87, 89 – 100.

Minasny, B., Hopmans, J.W., Harter, T., Eching, S.O., Tuli, A., Denton, M.A., 2004. Neural networks prediction of soil hydraulic functions for alluvial soils using multistep outflow data. Soil Sci.Soc. Am. J. 68, 417–429.
Pachepsky, Y.A., Timlin, D., Varallyay, G., 1996. Artificial neural networks to estimate soil water retention from easily measurable data. Soil. Sci. Soc. Am. J. 60, 727–733.
Rajkai, K., Kabos, S., van Genuchten, M.T., 2004. Estimating the water retention curve from soil properties: comparison of linear, nonlinear and concomitant variable methods. Soil Till Res. 79, 145-152.
Schaap, M.G., Leij, F.J., van Genuchten, M.Th., 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil hydraulic properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 62, 847–855.
Schaap, M. G., F. J. Leij and M. T. Van Genuchten., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J. Hydrology. 25, 163-176.
Tomasella, J., Hodnett, M.G., Rossato, L., 2000. Pedotransfer functions for the estimation of soil water retention in Brazilian soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 327–338.
Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G., van Genuchten, M.Th., 2010. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten–Mualem soil hydraulic properties: a review. Vadose Zone Journal. 9, 1–26.

بررسی سطوح مختلف BOD پساب فاضلاب بر تخلخل دو نوع بافت خاک (سبک و متوسط)

مریم منتی[۱]، هادی معاضد[۲]، عبدعلی ناصری[۳]، سعید برومند نسب[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز
۲- استاد گروه آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- استاد گروه آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز
٤- استاد گروه آبیاری و زهکشی دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

در مناطق خشک و نیمه خشک، محدودیت منابع آب ایجاب می نماید برای آبیاری اراضی کشاورزی، از آب های نامتعارف مانند فاضلاب تصفیه شده استفاده گردد (علی خاصی و کوچک زاده، ۱۳۸۹). با توجه به حجم عظیم فاضلاب های تولیدی در بخش های مختلف، تلاش برای دستیابی به شیوه های مناسب معرف آنها ضرورت می یابد (پارسافر و همکاران،۱۳۹۰). استفاده از فاضلاب تصفیه شده، عامل بسیار با ارزشی است که می تواند با مصرف مجدد نه تنها از آلودگی محیط بکاهد بلکه به عنوان منبع جدید آب و منبع مهمی در باروری زمین های کشاورزی، قسمت اعظم نیازهای آبی انسان را برطرف نماید (ابومحبوب،۱۳۹۰). تا کنون درباره تاثیرات آبیاری با فاضلاب روی خاک و گیاه، در برخی از کشورهای جهان تحقیقاتی شده است. لادوانی و همکاران (۲۰۱۲)، برای ارزیابی اثر آبیاری با فاضلاب روی خصوصیات خاک و تولید محصولات از آب های زیرزمینی و فاضلاب خانگی شهر ناگپور استفاده کردند. نتایج نشان داد که استفاده از فاضلاب موجب بهبود خواص فیزیکوشیمایی خاک شده و همچنین به دلیل وجود مواد مغذی در فاضلاب وضعیت باروری خاک و رشد محصول افزایش داشته است. ووگلر (۲۰۰۹)، به بررسی اثر طولانی مدت فاضلاب کاربرد بر روی خصوصیات فیزیکی خاک، در دو سایت تصفیه ، تائوپو و لوین، نزدیک نیوزیلند، پرداخت که با یک سایت کنترل غیر آبی مقایسه شدند. آبیاری با فاضلاب در دراز مدت منجر به ثبات بیشتر دانه ها، و تغییرات تخلخل شده است.

مواد و روش ها

تحقیق حاضر به صورت یک طرح آماری فاکتوریل بر پایه بلوک کاملا تصادفی با سه تکرار و در چهار سطح تیمار آبی (BOD=1، BOD=18، BOD=57، BOD=80)، دو نوع بافت خاک (سبک و نیمه سنگین) و سه سطح عمق خاک (۱۵-۰، ۳۰-۱۵، ۴۵-۳۰ سانتی متری خاک) در ستون های به ارتفاع ۵۰ سانتی متر و قطر ۱۰/۵ سانتی متر در یک دوره آبیاری(سه ماهه) در آزمایشگاه پمپ دانشکده مهندسی علوم آب دانشگاه چمران اجرا شد. برای تعیین بافت خاک از روش هیدرومتری بهره گیری شد جدول(۱). برای آماده سازی نمونه های آزمایش، تعداد ۲۴ عدد لوله PVC با قطر ۱۰/۵ سانتی متر و ارتفاع ۵۰ سانتی مترتهیه گردیده انتهای لوله های PVC توسط پارچه مل مل (پارچه ای که به آب

اجازه عبور می دهد ولی مانع از عبور ذرات خاک می شود) مسدود شد. با توجه به حجم آبیاری (۲۴۰ لیتر برای ۲۴عدد، لوله PVC) تیمارهای آبی تهیه شد. کیفیت آب آبیاری در جدول (۱) آمده است.

جدول (۱): خصوصیات آب آبیاری

تیمار	B_1	B_2	B_3	B_4
BOD(mg/l)	1	18	57	80

حجم آب آبیاری مورد نیاز جهت آبیاری لوله ها از حاصلضرب سطح مقطع لوله های پولیکا در عمق معلوم آب آبیاری به عنوان مثال ۵ سانتیمتر بدست آمد. در طول سه ماه آبیاری ،لوله ها با همین حجم آب مشخص آبیاری شده اند.

$$V=D \times A \quad (1)$$

V =حجم آب آبیاری مورد نیاز(cm^3)

D =عمق مشخص آب (cm) در اینجا برابر ۵ سانتیمتر در نظر گرفته شده است.

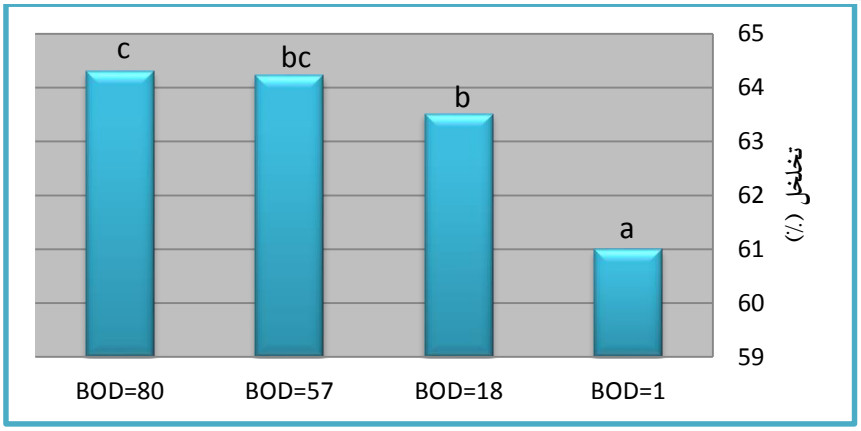
A =سطح مقطع لوله پولیکا (cm^2)

$$A= (3/14\times D\hat{}2)/4 \quad (2)$$

آبیاری لوله های محتوی خاک با دور آبیاری هفت روزه و معادل حجم آب محاسبه شده با فرمول (۱) آغاز گردید. پس از گذشت ۳ ماه از آبیاری لوله ها ، لوله ها در ۳ مقطعA (0-15 سانتی متر)، B(15-30 سانتی متر) و C (30-45 سانتی متر) با اره برش داده شد. برای همه مقاطع لوله ها میزان تخلخل به روش نمونه دست نخورده اندازه گیری شد.

نتیجه گیری و بحث

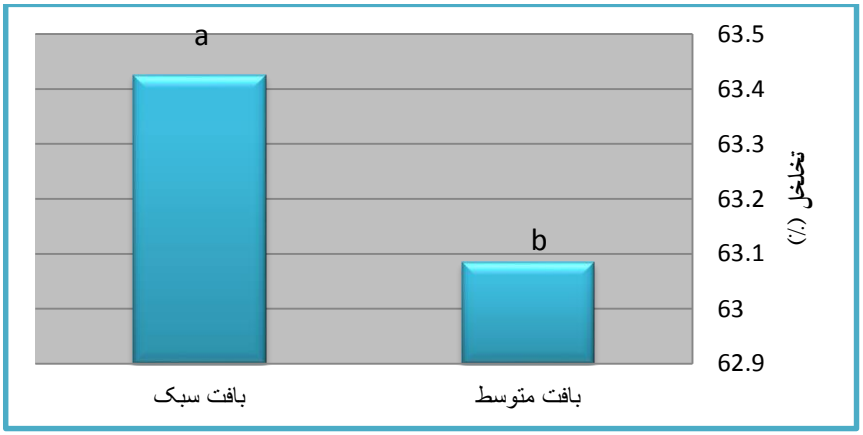
شکل (۱) نشان می دهد با افزایش BOD پساب فاضلاب، تخلخل خاک در سطح احتمال پنج درصد($P<۰/۰۵$) کاهش یافته است.



شکل ۱: مقایسه میانگین های اثر سطوح مختلف BOD آب آبیاری (بدون در نظر گرفتن مقاطع برشی) بر تخلخل خاک

(ستون هایی که حروف مشترک دارند در سطح ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند.)

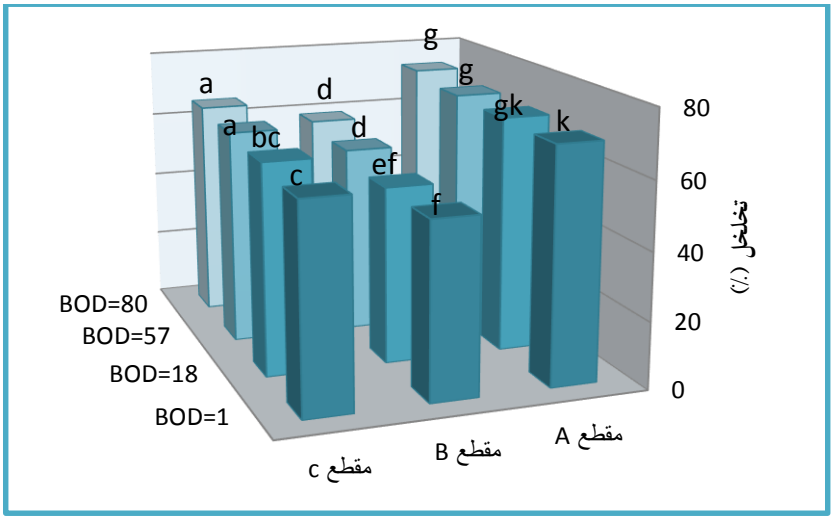
شکل(۲) نشان می دهد که میزان تخلخل در بافت سبک بیش از بافت متوسط شده است.



شکل(۲): مقایسه میانگین های اثر بافت خاک بر تخلخل خاک

(ستون هایی که حروف مشترک دارند در سطح ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند.)

شکل (۳) نشان می دهد میزان تخلخل در مقطع A افزایش، در مقطع B، کاهش و سپس در مقطع C افزایش یافته است.



شکل۳:مقایسه میانگین های اثر متقابل سطوح BOD آب آبیاری و سه نوع مقطع برشی بر تخلخل خاک

(ستون هایی که حروف مشترک دارند در سطح احتمال ۵٪ اختلاف معنی دار ندارند.)

منابع

۱- ابومحبوب،الف.۱۳۹۰.استفاده مجدد از پساب فاضلاب تصفیه شده جهت آبیاری.دومین سمینار ملی جایگاه آب های بازیافتی و پساب در مدیریت منابع آب-کاربرد ها در کشاورزی و فضای سبز.

۲- پارسافر،ن. معروفی ،ص. مصدقی،م. رحیمی، ق. فرهنگی، م. ب.۱۳۹۰. تغییرات پارامترهای هیدرولیکی و نفوذ غیراشباع آب به خاک تحت تأثیر کاربرد فاضلاب در کشت سیبزمینی در شرایط لایسیمتری. مجله دانش آب و خاک. ۲۱(۲).

۳- علی خاصی، م. کوچکزاده، م. ۱۳۸۹. تاثیر آبیاری با فاضلاب تصفیه شده روی خصوصیات گیاه پنبه. مجله تحقیقات آب و خاک ایران.۲(۴۱).۲۲۹-۲۳۵.

4- Ladwani,K.D. Ladwani,K.D. Manik,V.S. Ramteke,D.S.2012. Impact of Domestic Wastewater Irrigation on Soil Properties and Crop Yield. International Journal of Scientific and Research Publications.2(10).2250-3153.

5- Vogeler,I.2009. Effect of Long-term Wastewater Application on Physical Soil Properties. Water Air Soil Pollut .196:385–392.

اثر کاربرد ورمی کمپوست بر آبگریزی خاک

فاطمه سادات علوی[۱]، عبد المجید ثامنی[۲]و سید علی اکبر موسوی[۳]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۲- دانشیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز
۳ - استادیار بخش علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شیراز

مقدمه

کمبود ماده آلی در خاک های مناطق خشک و نیمه خشک سبب کاهش کیفیت برخی از ویژگی‌های فیزیکی خاک و در نتیجه افزایش رواناب و فرسایش آبی و بادی می شود. یکی از از ویژگی های فیزیکی مهم خاک، آب گریزی و آب پذیری خاک است . مقاومت خاک به مرطوب شدن برای دوره های زمانی چند دقیقه‌ای، چند ساعته و یا زیادتر را آبگریزی خاک می‌گویند.(جانگ ۱۹۹۹) تاثیرات آبگریزی خاک، با توجه به این که در چه منطقه‌ای و در چه شرایط مدیریتی با آن مواجه هستیم، متفاوت است. در شرایطی، آبگریزی نفوذ آب به داخل خاک را کاهش می‌دهد و به دنبال آن رواناب سطحی افزایش می‌یابد که موجب ایجاد فرسایش می گردد. اما در شرایطی دیگر آبگریزی سبب حفاظت آب، کاهش هدرروی عناصر غذایی خاک، یا بهبود ساختمان خاک می‌گردد. (علوی و همکاران،۱۳۹۰) به عنوان مثال در مناطق خشک، درطول یک بارندگی، لایه سطحی آبگریز سبب می شود که آب از داخل مسیرهایی که قابلیت مرطوب شدن دارند نفوذ کند و در نتیجه تا عمق بیشتری در خاک نفوذ می‌کند بنابراین در مناطق خشک و بیابانی ممکن است که این عامل در حفظ و ذخیره آب در خاک مفید باشد (بچمن و همکاران، ۲۰۰۶). عوامل زیادی بر روی آبگریزی خاک تاثیر دارند که از بین آن ها می توان به نوع مواد آلی خاک و نوع پوشش گیاهی، رطوبت خاک، اقلیم، بافت خاک و به آتش سوزی درمنطقه اشاره کرد.(موانخ و فوسارو،۲۰۰۷) حال استفاده از ورمی‌کمپوست به عنوان یک کود زیستی آلی که شامل یک مخلوط زیستی بسیار فعال از باکتری ها، آنزیم ها، بقایای گیاهی، کود حیوانی و کپسول های کرم خاکی و در مقایسه با مواد مادری اولیه، دارای نمک محلول کم‌تر، ظرفیت تبادل کاتیونی و میزان اسیدهیومیک بیشتری می باشند (اتی‌یه و همکاران، ۲۰۰۱)به عنوان یکی از روش‌های ارتقای کیفیت فیزیکی خاک به شمار می‌آید. تجادا وگونزالیا (۲۰۰۸) اثر کاربرد ورمی‌کمپوست و کود دامی در خاک را بر بهبود وضعیت فیزیکی خاک گزارش کردند و بیشترین اثر را به ورمی‌کمپوست نسبت دادند.با توجه به اهمیت موضوع و با توجه به مطالعات اندک انجام شده در زمینه آبگریزی خاک، هدف از این تحقیق بررسی تاثیر کاربرد ورمی‌کمپوست در زمان های مختلف پس از کاربرد بر آبگریزی خاک بود.

مواد و روشها

برای انجام این پژوهش خاک مورد نیاز از عمق ۳۰-۰ سانتی متری واقع در ایستگاه تحقیقات کشاورزی دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در منطقه باجگاه (خاک آهکی با بافت لوم رسی سیلتی) برداشته شد. ورمی کمپوست مورد استفاده از آزمایشگاه بیولوژی بخش علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز تهیه و پس از هوا خشک شدن از الک ۲ میلی متری عبور داده شد. آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح

کاملاً تصادفی در ۳ تکرار و ۲ تیمار ورمی‌کمپوست (در سه سطح صفر ، ۳۰ ، ۶۰ تن در هتکار) و زمان (شامل سه زمان ۳۰ ، ۶۰ ، ۱۲۰ روز پس از خوابانیدن) انجام شد. نمونه های خاک تیمار شده در محیط آزمایشگاه در محدوده دمایی ۲۵ درجه سانتی گراد و با توزین هفتگی در محدوده رطوبت ظرفیت مزرعه نگهداری شدند. پس از سپری شدن هر یک از زمان های ذکر شده آبگریزی خاک به روش تعیین زمان نفوذ آب (WDPT)در خاک اندازه گیری شد. به این ترتیب که با قرار دادن سه قطره آب توسط قطره چکان بر سطح صاف خاک مدت زمان نفوذ آب به خاک و جذب قطرات آب به وسیله خاک اندازه گیری شد.. این روش به دلیل سادگی تقریباً در اغلب تحقیقات مورد استفاده قرار می گیرد، این روش قادر به جداسازی خاک ها از نظر آبگریز بودن یا نبودن است و مستقیماً معیاری از میزان حساسیت خاک به فرسایش را ارائه می کند. زیرا مدت زمان لازم برای نفوذ قطره آب به داخل خاک را بررسی می کند. (لی لامین و همکاران ۲۰۰۹). بیسدوم (۱۹۹۳) ،چنو (۲۰۰۰)و کینگ (۱۹۸۱) برای تعیین شدت آبگریزی خاک و کمی کردن آبگریزی خاک معیاری ارائه نمودند به این ترتیب که اگر خاک مدت زمان لازم برای نفوذ آب به خاک (WDPT) کمتر از ۱ ثانیه باشد خاک قابل مرطوب شدن،۶۰ ـ۱ ثانیه خاک به طور جزئی آبگریز ،۶۰۰-۶۰ ثانیه خاک قویا آبگریز۳۶۰۰ ـ ۶۰۰ ثانیه خاک به شدت آبگریز و بیشتر از ۳۶۰۰ ثانیه خاک بی‌نهایت آبگریز می باشد. (برگرفته از لی لامین و همکاران ۲۰۰۸).

تجزیه و تحلیل آماری داده های اندازه گیری شده با استفاده از نرم افزار SAS و با به کارگیری آزمون LSD در سطح آماری ۵ درصد انجام شد.

نتایج و بحث

درتمام تیمارها مدت زمان لازم برای نفوذ آب به خاک بیشتر از ۱ ثانیه بدست آمد بنابراین می توان گفت خاک به صورت جزئی آب گریز است. اصولا آبگریزی، در خاک هایی مشاهده می شود که خشک باشد و میزان ماده آلی آن بیشتر باشد. در این تحقیق آبگریزی خاک در سطوح مختلف ورمی‌کمپوست بعد از ۳۰، ۶۰، ۱۲۰ روز از افزودن ورمی‌کمپوست به خاک، به طور معنی داری به ترتیب به میزان۱/۶۵ ، ۳/۴۱ برابر در مقایسه با گذشت ۳۰ روز از خوابانیدن افزایش یافت(جدول ۱) که احتمالاً به دلیل تجزیه ورمی‌کمپوست و تولید برخی از مواد آبگریز از جمله موم ها و اسید های چرب می‌باشد. فرانکو وهمکاران (۲۰۰۰) با افزودن برگ و لاشبرگ درختان اکالیپتوس و علوی و همکاران (۱۳۹۱) با افزودن لجن فاضلاب به یک خاک آهکی نتایج مشابهی را مشاهده کردند.

افزودن ۳۰ تن در هکتار ورمی کمپوست نسبت به شاهد آبگریزی خاک را به طور معنی داری در سطح آماری ۵ درصد تغییر نداد در حالی که سطح ۶۰ تن در هکتار نسبت به شاهد آبگریزی خاک را به میزان ۱۴/۶۹ درصد کاهش داد که احتمالاً نیاز به زمان بیشتر و عدم تجزیه مواد آلی و آزاد شدن مواد آبگریز به درون خاک علت این پدیده می باشد. علوی و همکاران(۱۳۹۱) به نتایج مشابهی دست یافتند. ذوالفقاری و همکاران (۱۳۸۷) در مطالعه بر روی دو عرصه‌ی جنگل و مرتع تحت تاثیر تغییر کاربری اراضی رابطه مثبت معنی داری بین مواد آلی خاک و شدت آبگریزی خاک به دست آوردند.

جدول۱- اثر ورمی‌کمپوست بر آبگریزی خاک (مدت زمان لازم برای نفوذ آب به خاک بر حسب ثانیه) در زمان های مختلف

سطح(تن در هکتار)	مدت زمان خوابانیدن (روز) ۳۰	۶۰	۱۲۰	میانگین
۰	ef ۱/۱۸۳۳	de ۱/۵۵۸۳	a ٤/۳۷۹۳	A ۲/۳۷۳۷
۳۰	ef ۱/۲۵۸۳	c ۲/۱۰۶۷	b ۳/۵۷۵۳	A ۲/۳۱۳٤
٦۰	f ۰/۸۸۳۳	cd ۱/۸۱٦۷	b ۳/۳۷۵۰	B ۲/۰۲۵۰
میانگین	C ۱/۱۰۸۳	B ۱/۸۲۷۲	A ۳/۷۷٦٦	

نتیجه گیری

رابطه‌ی بین زاویه تماس آب با خاک و زمان نفوذ آب به خاک می تواند در درک ویژگی آبگریزی خاک مفید باشد. در این تحقیق بر اساس مدت زمان اندازه گیری شده لازم برای نفوذ آب به خاک، آبگریزی خاک تعیین و براساس معیارهای پیشنهادی سایر محققان نفوذ آب به خاک به صورت خود به خودی و زاویه تماس آب با خاک کمتر از ۹۰ درجه به دست آمد. با گذشت زمان مقدار آبگریزی حاصل از افزودن ورمی‌کمپوست به طور قابل ملاحظه ای افزایش یافت. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می دهد ظهور اثرات آبگریزی حاصل از افزودن مقادیر زیاد کاربرد ورمی‌کمپوست نسبت به مقادیر کم به مدت زمان بیشتری نیاز دارد و حتی در زمان های کوتاه پس از کاربرد، مقادیر زیاد ورمی‌کمپوست نه تنها آبگریزی خاک را افزایش نمی دهد بلکه می تواند آبگریزی خاک را به طور قابل ملاحظه ای کاهش دهد. به طور کلی کاربرد مقادیر زیاد ورمی‌کمپوست در زمان های نسبتاً کوتاه پس از کاربرد می تواند با کاهش آبگریزی خاک مانع از ایجاد رواناب در سطح خاک، فرسایش آبی و بادی شود.

منابع

۱- ذوالفقاری، ع.ر.، م.ع. حاج عباسی. ۱۳۸۷. مجله آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) جلد ۲۲.شماره ۲.

۲- علوی، ف.س. ، ع، ثامنی.،س،ع،ا، موسوی .۱۳۹۱ اثر کاربرد لجن فاضلاب بر آبگریزی خاک . همایش ملی خاک، کشاورزی پایدار، دانشگاه ملایر، ملایر

3- Atiyeh, R. M., Arancon, N., Edwards, C. A., & Metzger, J. D. 2001. The influence of earthworm processed pig manure on the growth and productivity of marigolds. Bioresource Technology, 2(81), 103-108.

4- Bachmann., J. A, marmur., M, Deurer.2006. soil hydrophobicity. Encyclopedia of Soil science. 1(1), 1626-1629
5- Bisdom, E. B. A., Dekker, L. W., Schoute, J. F. Th. 1993. Water repellency of sieve fractions from sandy soils and relationshipswith organic material and soil structure. Geoderma, 56,105–118.
6- Chenu, C, Le Bissonnais, Y., Arrouays, D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. Soil Science Society of America Journal. 64, 1479–1486
7- Franco, C.M.M., Clarke.P.J., Tate. Oades ,J. M., 2000. Hydrophobic properties and chemical characterisation of natural water repellent materials in Australian sand. Journal Hydrology. 231/232,. 47-58
8- Jong, L. W., Jacobsen, O. H. and Moldrup, P. 1999. Soil water repellency: effects of water content, temperature and particle size. Soil Science Society of America Journal.63,:437-442.
9- King, P. M. 1981. Comparison of methods for measuring severity of water repellence of sandy soils and assessment of somefactors that affect its measurement. Austrian Journal of Soil Research., 19,275–285.
10- Leelamanie, D. A. L., Karube, J., Yoshida, A. 2008a. Characterizing water repellency indices: Contact angle and water drop penetration time of hydrophobized sand. Soil Science and Plant Nutrition. 54, 179–187.
11- Leelamanie, D. A. L., Karube, J., Yoshida, A. 2009b, Time dependence of contact angle and its relation to repellency persistence in hydrophobized sand Soil Science. Plant Nutrition. 55, 457–461.
12- Moench, R & j. Fusaro.2007. Soil Erosion Control after Wildfire. Colorado StateUniversity Extension- Natural Resources.
13- Tejeda, M., & Genzalez, J. L. 2008. Influence of two organic amendments on the soil physical prpperties. Geoderma, 145, 325-334.

تعیین تغییرات نفوذ با استفاده ازداده های پیشروی و رواناب در مدل بیلان حجمی

محمدرضا امداد

عضو هیات علمی موسسه تحقیقات خاک و آب

مقدمه

کمبود منابع آب یکی از مشکلات مهم مناطق خشک و نیمه خشک است که اکثر نقاط ایران را شامل می‌شود. در این راستا اعمال مدیریت مناسب آبیاری و انتخاب روش مناسب تعیین نفوذ سهم بسزائی در کمیت این منابع داشته و می‌تواند با کم کردن تلفات آب و رواناب و رساندن آب مورد نیاز به منطقه ریشه گیاهان، موجبات نیل به پتانسیل تولید و عملکرد را فراهم نماید. در بسیاری از نقاط جهان بیش از ۹۰ درصد اراضی فاریاب با روشهای مختلف آبیاری سطحی آبیاری می شوند. مشکل عمده این روشها پایین بودن راندمان آبیاری است که از ضعف مدیریت آبیاری منتج می شود(کاتری و اسمیت، ۲۰۰۶). راین و مک کلیمونت(۱۹۹۷) و جلیز و اسمیت(۲۰۰۷) گزارش کردند که در صورت اعمال صحیح مدیریت آبیاری و در نظر گرفتن تغییرات خصوصیات خاک، راندمان‌های بالا در آبیاری سطحی دور از انتظار نخواهند بود. معادله بیلان حجمی شامل معادله پیوستگی بوده که بر اساس اصل بقاء جرم می باشد. در این ارتباط مدل بیلان حجمی نسبت به سایر مدلهای موجود از پیچیدگی کمتری برخوردار بوده و در هیدرولیک آبیاری سطحی و تعیین پارامترهای هیدرولیکی خاک(خصوصا نفوذ) بیشتر از این مدل استفاده می شود. الیوت و واکر(۱۹۸۲) به منظور ارزیابی ضرایب معادله نفوذ کوستیاکوف- لوئیز روش دو نقطه‌ای(بر اساس بیلان حجمی) را پیشنهاد کردند. روش آنها پس از تعیین و اندازه‌گیری نفوذ پایه (با روش ورودی- خروجی) و با استفاده از اندازه‌گیریهای سرعت پیشروی برای دو نقطه (نقاط میانی و انتهایی جویچه) و با استفاده از روابط لوئیز میلن و معادله نفوذ کوستیاکوف- لوئیز می‌باشد. اگر چه از ضعفهای روش آبیاری سطحی پایین بودن راندمان و افزایش تلفات آب می باشد اما با اعمال روشهای مدیریتی مناسب و تعیین و اندازه گیریهای پارامترهای تاثیرگذار در کارایی روش آبیاری سطحی میتوان ضمن کاهش تلفات آب، راندمان بالاتری را نیز از این سیستم آبیاری انتظار داشت که شناسایی و شناخت مدیریت صحیح، مستلزم مطالعه و بررسی اثرات متقابل روابط آب و خاک می باشد. نتایج تحقیقات و مطالعات گذشته نشان داده که در مدل بیلان حجمی استفاده از داده های پیشروی به همراه اطلاعات رواناب در فاز ذخیره نتایج نفوذ مناسبتری را نسبت به استفاده هر کدام از داده ها به تنهایی ارایه می کند(اسکالوپی و همکاران، ۱۹۹۵). در این پژوهش با استفاده از مدل بیلان حجمی و نتایج اطلاعات فاز ذخیره و پیشروی نسبت به تعیین تغییرات نفوذ در جویچه اقدام و تغییرات آن با نتایج داده های فاز پیشروی بمنظور افزایش راندمان کاربرد و ارتقاء کارایی مصرف آب مورد مقایسه واقع می گردد.

مواد و روشها

به منظور تعیین تغییرات نفوذ حاصله از کاربرد معادله نفوذ کوستیاکوف- لوئیز با استفاده از مدل بیلان حجمی در شرایط استفاده از داده های پیشروی و رواناب با اطلاعات فاز پیشروی و مقایسه تغییرات ایندو با مقادیر اندازه-گیری شده، این تحقیق در مزرعه تحقیقاتی کرج واقع در ۳۵ درجه و ۵۰ دقیقه عرض شمالی و ۵۵ درجه و ۳۰ دقیقه طول شرقی انجام شد. این منطقه از نظر آب و هوایی جزو آب و هوای مدیترانه‌ای گرم و خشک با

تابستان‌های گرم و خشک و زمستان‌های سرد محسوب می‌شود. ارتفاع منطقه از سطح دریا ۱۳۲۱ متر، متوسط بارندگی ۲۷۱ میلی‌متر، میانگین حداکثر درجه حرارت در تیر ماه برابر ۳۴/۹ درجه سانتی‌گراد و حداقل آن در دی ماه حدود ۴ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. به منظور اجرای طرح، قطعه زمینی انتخاب و پس از انجام عملیات خاک‌ورزی (شخم، دیسک و تسطیح)، جویچه‌هایی احداث گردیدند. طول جویچه‌ها ۸۰ متر و فواصل آنها از یکدیگر ۷۵ سانتی‌متر بود. با استفاده از روش بیلان حجمی و در نظر گرفتن معادله نفوذ کوستیاکوف- لوئیز نسبت به تعیین تغییرات نفوذپذیری در دو حالت استفاده از داده های پیشروی به تنهایی و نیز اطلاعات توام پیشروی با رواناب و در سه جویچه اقدام گردید(الیوت و واکر ۱۹۸۲، جلیز و اسمیت ۲۰۰۷). نفوذ نهایی خاک با روش ورودی- خروجی و دبی خروجی توسط فلوم WSC تیپ دو اندازه‌گیری گردید.

خاک مزرعه دارای بافت لومی بوده که ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی آن در جدول ۱ ارایه شده است.

جدول ۱- خواص فیزیکی و شیمیایی خاک

درصد رطوبت وزنی		درصد اشباع	pH	EC (dS/m)	شن	سیلت	رس
PWP	FC					(٪)	
۸/۲	۱۸/۲	۳۰	۷/۵	۰/۵۳	۴۳	۳۰	۲۷

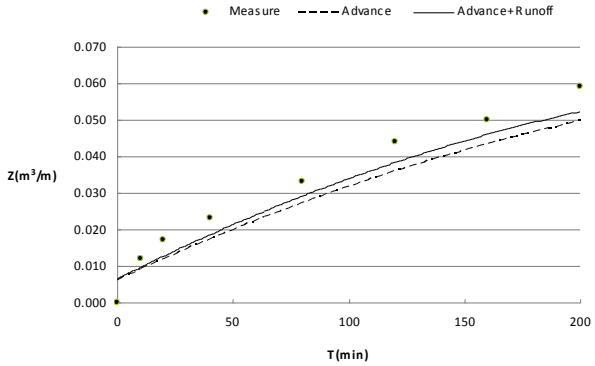
کلسیم	منیزیم	سدیم	پتاسیم	سولفات	کلر	SAR
(mg/l)						
۲۰	۵۴/۷	۲۴/۸	۶/۵	۱۲۰/۵	۴۴	۰/۶۵

بمنظور مقایسه آماری چگونگی تغییرات مقادیر محاسبه شده با مقادیر اندازه گیری شده بین روشهای کاربردی مذکور، از شاخص آماری متوسط قدرمطلق خطا (AAE) استفاده گردید.

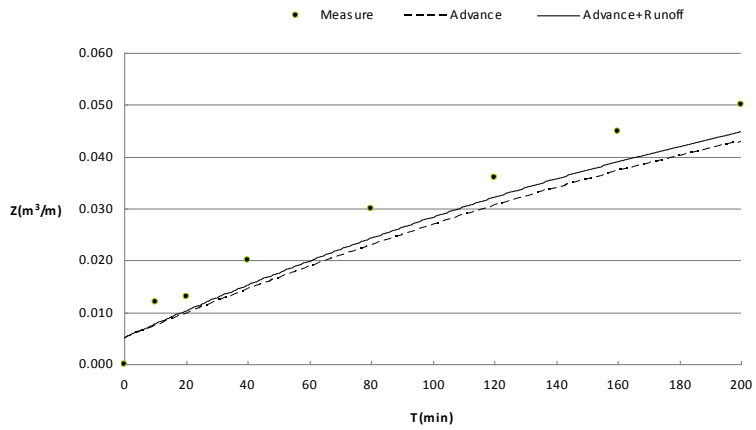
$$AAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|Z_{me} - Z_{es}| \qquad \text{(Average Absolute Error)} \qquad [۱]$$

نتایج و بحث

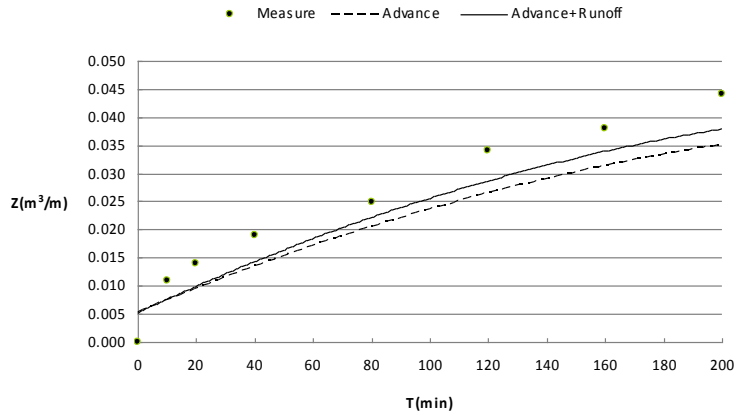
شکل ۱، ۲ و ۳ روند تغییرات نفوذ تجمعی سه جویچه مختلف در شرایط استفاده از داده‌های پیشروی و نتایج اطلاعات و داده‌های توام پیشروی و ذخیره با یکدیگر و نیز با مقادیر اندازه‌گیری شده را مقایسه می‌کند.



شکل ۱- تغییرات نفوذ تجمعی جویچه ۱ در شرایط استفاده ازداده‌های پیشروی و داده های پیشروی و رواناب و مقایسه آن با مقادیر اندازه‌گیری



شکل ۲- تغییرات نفوذ تجمعی جویچه ۲ در شرایط استفاده ازداده‌های پیشروی و داده های پیشروی و رواناب و مقایسه آن با مقادیر اندازه‌گیری



شکل ۳- تغییرات نفوذ تجمعی جویچه ۳ در شرایط استفاده ازداده‌های پیشروی و داده های پیشروی و رواناب و مقایسه آن با مقادیر اندازه‌گیری

جدول ۲ نتایج شاخص آماری میانگین قدر مطلق خطا(AAE) در شرایط استفاده از داده‌های پیشروی و داده‌های توام پیشروی و رواناب را در مقایسه با مقایر اندازه‌گیری نشان می‌دهد.

جدول۲- میانگین قدر مطلق خطا(AAE) در شرایط استفاده از داده‌های پیشروی و داده‌های توام پیشروی و رواناب

	AAE اندازه‌گیری و پیشروی	AAE اندازه‌گیری و (پیشروی و رواناب)
جویچه ۱	۰/۰۰۵۴۷۷	۰/۰۰۳۵۵۵
جویچه ۲	۰/۰۰۵۱۹۲	۰/۰۰۳۸۹۶
جویچه ۳	۰/۰۰۵۲۰۸	۰/۰۰۳۶۰۰
میانگین	۰/۰۰۵۲۹۲	۰/۰۰۳۶۸۰

همانگونه که ملاحظه می‌گردد استفاده از داده‌های پیشروی و رواناب نتایج نزدیکتری(از نظر نفوذ تجمعی) را به مقادیر اندازه‌گیری شده نسبت به داده‌های پیشروی در مدل بیلان حجمی ارایه می‌نماید. همچنین جدول ۲ نشان می‌دهد که میانگین قدر مطلق خطا در شرایط استفاده از داده‌های فاز پیشروی و ذخیره نسبت به میانگین قدر مطلق خطا در شرایط استفاده از داده‌های پیشروی کمتر می‌باشد که بیانگر مناسبتر بودن استفاده از ایندو فاز(پیشروی و ذخیره) در مدل بیلان حجمی بمنظور تعیین نفوذ تجمعی می‌باشد. نظر به اینکه فاز پیشروی آب در جویچه عموما در زمان نسبتا کوتاهی اتفاق می‌افتد و از طرف دیگر ممکن است تغییرات اندکی در دبی ورودی در زمانهای اولیه آبیاری وجود داشته باشد(حساسیت مدل بیلان حجمی به تغییرات دبی ورودی)، بنابراین استفاده از داده‌های پیشروی به تنهایی ممکن است موجب بروز خطاهایی در تعیین ضرایب معادله نفوذ کوستیاکوف- لوییز و نهایتا تعیین نفوذ تجمعی گردد. با توجه به اینکه استفاده از اطلاعات و داده‌های پیشروی به همراه داده‌های فاز ذخیره(اطلاعات رواناب) زمان و اطلاعات بیشتری از یک فرآیند آبیاری را در بر می‌گیرد، بنابراین استفاده از اطلاعات فاز پیشروی و ذخیره در تعیین ضرایب نفوذ معادله کوستیاکوف- لوییز در مدل بیلان حجمی نزدیکتر به واقعیت بوده و مقادیر نفوذ تجمعی حاصل شده از داده‌های فاز پیشروی و ذخیره به مقادیر اندازه‌گیری شده نزدیکتر و با میانگین قدر مطلق خطای کمتری نیز همراه می‌باشند.

منابع

1- Elliott R, and Walker W, 1982. Field evaluation of furrow infiltration and advance functions. ASAE. 25(2): 396-400.
2- Gillies M, and Smith R, 2007. Infiltration parameters from surface irrigation advance and run-off data. Irrigation Science 24(1): 25-35.
3- Khatri L, and Smith R, 2006. Real- time prediction of soil infiltration characteristics for the management of furrow irrigation. Irrigation Science 25(1): 33-43.
4- Raine R, and Mcclymont J, 1997. The development of guidelines for surface irrigation in areas with variable infiltration. Proceeding of Australian Society of Sugar Cane Technologists: 293-301.
5- Scaloppi E, and Merkley G, 1995. Intake parameters from advance and wetting phases of surface irrigation. ASCE. 121(1): 57-70.

اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر شاخص خمیرایی خاک در دو خاک آهکی

لیلا زارع[1]، سید علی اکبر موسوی[2]، حامد رجبی[1] و مریم امجدیان[1]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه شیراز
۲- استادیار بخش علوم خاک دانشگاه شیراز

مقدمه

گوگرد عنصری، پس از اکسایش در خاک می‌تواند علاوه برنقش تغذیه‌ای مستقیم، بدلیل تولید اسیدسولفوریک، سبب کاهشpH خاک شود و باتوجه به زیاد بودن میزان آهک در خاک های ایران، مصرف این ماده در خاک می تواند سبب اصلاح ویژگی های فیزیکی خاک شود (رمضانعلی و همکاران، ۱۳۹۰). هیومات پتاسیم نیز مولکولی آلی است که از تجزیه ی مواد گیاهی و جانوری به وجود آمده و نسبتاً پایدار می باشد و در تغذیه ی گیاهی، بهبود حاصلخیزی خاک و کاهش آب مصرفی گیاه مؤثرمی باشد(هولر و نادلر، ۱۹۹۵). پایایی و قوام خاک ویژگی از خاک است که رفتار یا مقاومت خاک را در مقابل نیروهای وارده بر آن در یک محدوده رطوبتی نشان داده و از خواص خاکهای ریز دانه (متوسط و ریز بافت) به شمار می رود(همت و همکاران، ۲۰۱۰). پایایی خاک با رطوبتهایی مشخص میشود که به آنها حدود آتربرگ گفته می شود که شامل حد سیلان (LL)، حد خمیری (PL) و شاخص خمیرایی (PI) می باشند. رطوبت PL و شاخص PI از نظر تعیین رطوبت بهینه برای خاک ورزی حائز اهمیت بوده و تحت تأثیر مقدار ماده آلی، نوع و مقدار رس قرار می گیرند(اصغری ، ۱۳۸۹). آراسان و همکاران (۲۰۰۷) در پژوهش های خویش دریافتند که کاربرد گوگرد به صورت سولفات آهن و مس می تواند سبب افزایش معنی دار حد روانی خاک شود. اصغری(۱۳۸۹) گزارش نمود با افزودن لجن فاضلاب مقادیرLL و PL نسبت به شاهد به طور معنی داری افزایش یافته است اما اثر معنی داری بر میزان PI نداشت. همت و همکاران(۲۰۱۰) نیز به نتایج مشابهی دست یافتند.

با توجه به اثرات مفید کاربرد هیومات پتاسیم و گوگرد در خاک های آهکی و نیز اهمیت حد خمیری(PL) و شاخص خمیرایی(PI) در تعیین رطوبت بهینه برای خاکورزی و همچنین به دلیل مطالعات کمی که در این زمینه انجام شده است، این پژوهش با هدف بررسی برهمکنش کاربرد مقادیر مختلف گوگرد عنصری و هیومات پتاسیم بر حدود پایایی در دو خاک آهکی انجام شد.

مواد و روش

آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملا تصادفی با سه تکرار در دو خاک آهکی مختلف انجام گرفت. مقدار کافی خاک از افق سطحی (۰ تا ۲۰ سانتی متر) جمع آوری و برخی از ویژگی های فیزیکی و شیمیایی آنها به روش های معمول آزمایشگاهی اندازه گیری شد (جدول ۱). تیمارهای آزمایش شامل گوگرد عنصری در چهار سطح صفر، ۲، ۴ و۶ گرم در کیلو گرم خاک و هیومات پتاسیم (ترکیبی حاوی ۷۰ تا ۸۰ درصد اسید هومیک،۱۲ درصد پتاسیم و حلالیت ۹۹ درصد آب) در چهار سطح صفر، ۲/۵، ۵ و ۱۰ بود. تیمارها به همراه مقداری تیوباسیلوس جهت اکسید کردن گوگرد به خاک ها اضافه و داخل گلدان های ۳ کیلوگرمی ریخته و با

توزین هفتگی در حد ظرفیت مزرعه به مدت ۶۰ آبیاری شدند. پس از پایان دوره ی آزمایش، بـه منظـور انـدازه گیری حد روانی (LL) ، مقدار۲۰۰ گرم خاک را از الک ۰/۴۲۵ عبور داده وحد روانی با دستگاه کاساگراندی وحد خمیری با روش فیتیله اندازه گیری شد.شاخص خمیرایی نیز از تفاضل حدود بالا و پایین خمیرایی محاسبه شد. تجزیه و تحلیل داده های به دست آمده به وسیله ی نرم افزار SAS انجام شد و مقایسه ی میانگین ها ابا استفاده از آزمون LSD و در سطح آماری۵ درصد انجام شد.

جدول ۱- برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک های مورد مطالعه

خاک	شن (درصد)	سیلت (درصد)	رس (درصد)	بافت	کربنات کلسیم معادل (درصد)	ماده آلی (درصد)	گچ (درصد)	EC ($dS\ m^{-1}$)	CEC ($cmol_+\ kg^{-1}$)	pH
سری دانشکده	۳۵	۳۵	۳۰	لوم-رسی	۱۷	۲	۰/۰۱۳	۰/۷	۴۸	۸
سری کوی اساتید	۴۰	۴۷	۱۳	لوم	۲۸/۱	۲	۰/۰۱۵	۰/۴	۵۶	۷/۹

نتایج و بحث

نتایج نشان داد کاربرد ۲، ۴ و ۶ گرم گوگرد میزان حد خمیری را به طور معنی داری به ترتیب به میزان ۶/۵، ۱۰/۴ و ۱۲/۲ درصد در خاک سری دانشکده و به میزان ۷/۸، ۱۰/۸ و ۱۳/۹ درصد در خاک سری کوی اساتید در مقایسه با شاهد افزایش داد.کاربرد مقادیر ذکر شده ی گوگرد حد روانی خاک را نیز به طور معنی داری به ترتیب به میزان ۵/۷، ۹/۰ و ۱۶/۴ درصد در خاک سری دانشکده و به میزان ۴/۳، ۷/۱ و ۱۱/۶ درصد در خاک سری کوی اساتید در مقایسه با شاهد افزایش داد.در حالی که تنها کاربرد ۶ گرم گوگرد در کیلوگرم خاک، میزان شاخص خمیرایی خاک را به طور معنی داری در مقایسه با شاهد به ترتیب به میزان ۱۰/۴ و ۱۰/۳ درصد در خاک های سری دانشکده و کوی اساتید افزایش داد. مصدقی و همکاران(۲۰۰۰) مشاهده نمودند که اضافه کردن ۵۰ و ۱۰۰ تن کود گاوی به یک خاک لومی رسی، سبب افزایش معنی دار حدخمیری، حد روانی و شاخص خمیرایی نسبت به شاهد گردید. همچنین نتایج نشان داد کاربرد ۲/۵، ۵ و ۱۰ گرم در کیلوگرم هیومات پتاسیم حد خمیری خاک را به طور معنی داری در مقایسه با شاهد به ترتیب به میزان ۸/۵، ۱۱/۵ و ۱۶/۴ درصد در خاک سری دانشکده وبه میزان ۱۰، ۱۲/۸ و ۱۴/۳ درصد در خاک سری کوی اساتید افزایش داد.کاربرد مقادیر ذکر شده ی هیومات پتاسیم حد روانی خاک را نیز در مقایسه با شاهد به طور معنی داری، به ترتیب به میزان۹، ۱۵ و ۲۱ درصد در خاک سری دانشکده و به میزان ۱۲/۶، ۱۹/۱ و ۲۳/۹ درصد در خاک سری کوی اساتید افزایش داد.نتایج نشان داد شاخص خمیرایی خاک نیز در پاسخ به کاربرد مقادیر ۲/۵، ۵ و ۱۰ گرم هیومات پتاسیم در مقایسه با شاهد به طور معنی داری به ترتیب به میزان ۷/۵، ۱۸/۷ و ۲۳/۲ درصد در خاک سری دانشکده و به مقدار ۲۳/۵، ۳۹/۹ و ۴۳/۲ درصد در خاک سری کوی اساتید افزایش یافت. گولسر و همکاران (۲۰۰۸) گزارش کردند که افزایش کاه و کلش برنج سبب افزایش حد روانی و حد خمیری به ترتیب به میزان ۵۰ و ۲۰ درصد وزنی شد که سبب افزایش شاخص خمیرایی نیز شد که با نتایج به دست آمده از این تحقیق مطابقت دارد. به طور کلی افزودن مواد آلی به خاک علی رغم اینکه می تواند موجب بهبود برخی خواص فیزیکی خاک شود ولی در این تحقیق کاربرد هیومات پتاسیم سبب افزایش حدود و شاخص خمیرایی خاک شد که می تواند سبب به تاخیر افتادن آماده شدن زمین برای شخم عملیات خاکورزی و همچنین حساسیت بیشتر

خاک به فشردگی شود. اثر بر همکنش هردو تیمار نیز نشان داد که در تمامی سطوح هیومات پتاسیم افزایش سطوح گوگرد عنصری و در تمامی سطوح گوگرد عنصری افزایش سطوح هیومات پتاسیم در مقایسه با شاهد، سبب افزایش معنی دار حدود روانی و خمیری و شاخص خمیرایی در هر دو مورد مطالعه خاک شد. که درخاک سری کوی اساتید برای حد روانی بیشترین رطوبت در سطوح ۴ گرم گوگرد و ۱۰ گرم هیومات پتاسیم بر کیلوگرم خاک به میزان ۳۵ درصد ، برای حد خمیری در همان سطوح به میزان ۲۳ درصد و برای شاخص خمیرایی در سطح ۴ گرم گوگرد و ۵ گرم هیومات پتاسیم در کیلوگرم خاک به میزان ۱۲ درصد مشاهده شد. برهمکنش تیمارها برای سری کوی دانشکده، بیشترین رطوبت حد روانی و خمیری در بالاترین سطوح گوگرد و هیومات پتاسیم به میزان به ترتیب ۳۶ و ۲۳ درصد و برای شاخص خمیرایی در بالاترین سطح گوگرد و سطح ۵ گرم بر کیلوگرم هیومات پتاسیم به مقدار ۱۵ درصد نشان دادند. جداول مقایسه میانگین داده های به دست آمده برای هر دو خاک در جداول ۲ تا ۷ قابل مشاهده است.

جدول۲.اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر حد خمیری در خاک سری دانشکده

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۱۶/۲۹c*	۱۹/۰۲ b	۱۹/۹۲ b	۲۰/۲۱ a	۱۸/۸۷ D
۲/۵	۱۹/۵۲ b	۲۰/۱۰ a	۲۱/۱۴ a	۲۱/۱۴ a	۲۰/۴۸ C
۵	۱۹/۸۵ b	۲۰/۹۵ a	۲۱/۳۸ a	۲۱/۹۱ a	۲۱/۰۲۵ B
۱۰	۲۱/۱۱ a	۲۱/۵۷ a	۲۲/۲۹ a	۲۲/۸۷ a	۲۱/۹۶ A
میانگین	۱۹/۱۹ C	۲۰/۴۳ B	۲۱/۱۸ A	۲۱/۵۳ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

جدول۳. اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر حد خمیری در خاک سری کوی اساتید

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۱۶/۴۷ c*	۱۶/۶۷ c	۱۸/۷۰ b	۱۸/۵۲ b	۱۷/۵۹ C
۲/۵	۱۷/۰۴ b	۱۹/۶۷ b	۲۰/۱۸ a	۲۰/۵۲ a	۱۹/۳۵ B
۵	۱۸/۵۱ a	۲۰/۵۷ a	۲۰/۲۹ a	۲۰/۰۲ a	۱۹/۸۵ B
۱۰	۲۰/۰۲ a	۲۰/۷۴ a	۲۰/۶۸ a	۲۲/۹۷ a	۲۰/۱۰ A
میانگین	۱۸/۰۱ B	۱۹/۴۱ A	۱۹/۹۶ A	۲۰/۵۱ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

جدول٤. اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر حد روانی در خاک سری دانشکده

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۲۴/۴۵ e*	۲۷/۴۳ d	۲۹/۰۵ d	۳۰/۵ c	۲۸/۱۱ D
۲/۵	۲۸/۳۳ c	۲۹/۸۷ c	۳۱/۴۰ b	۳۳/۰۲ b	۳۰/۶۵ C
۵	۲۹/۵۷ c	۳۲/۰۸ b	۳۲/۴۴ b	۳۵/۲۲ a	۳۲/۳۳ B
۱۰	۳۲/۷۹ b	۳۳/۳۵ b	۳۳/۷۱ a	۳۶/۳۹ a	۳۴/۰۶ A
میانگین	۲۹/۰۳ D	۳۰/۶۸ C	۳۱/۶۵ B	۳۳/۷۸ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

جدول۵. اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر حد روانی در خاک سری کوی اساتید

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۲۴/۹۹ d*	۲۵/۸۷ c	۲۶/۳۰c	۲۶/۴۲ c	۲۵/۸۷ D
۲/۵	۲۷/۸۵ c	۲۹/۲۵ b	۲۹/۱۰ b	۳۰/۲۴ b	۲۹/۱۱۵ C
۵	۲۸/۶۵ b	۲۹/۹۸ b	۳۱/۱۷ b	۳۳/۴۲ a	۳۰/۸۱ B
۱۰	۲۹/۹۳ b	۳۱/۱۷ b	۳۲/۸۲ a	۳۴/۲۸ a	۳۲/۰۵۵ A
میانگین	۲۷/۸۶ D	۲۹/۰۵ C	۲۹/۸۵ B	۳۱/۰۹ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

جدول٦. اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر شاخص خمیری در خاک سری دانشکده

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۸/۹۸ c*	۱۰/۷۶ b	۱۰/۴۴ c	۱۱/۹۸ b	۱۰/۵۱ B
۲/۵	۱۱/۲۹ b	۱۰/۱۹ c	۱۱/۲۲ b	۱۲/۴۹ b	۱۱/۳۰ B
۵	۱۱/۰۶ b	۱۱/۵۱ b	۱۲/۱۵ b	۱۵/۱۹ a	۱۲/۴۸ A
۱۰	۱۲/۷۶ b	۱۶/۶۰ a	۱۳/۰۲ b	۱۳/۴۲ b	۱۲/۹۵ A
میانگین	۱۲/۰۲ B	۱۱/۲۶ B	۱۱/۶۸ B	۱۳/۲۷ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

جدول۷. اثر برهمکنش هیومات پتاسیم و گوگرد عنصری بر شاخص خمیری در خاک سری کوی اساتید

هیومات پتاسیم(گرم در کیلوگرم خاک)	گوگرد (گرم در کیلوگرم خاک)				میانگین
	۰	۲	۴	۶	
۰	۸/۷a*	۶/۶۹ b	۶/۳۸ b	۶/۲۱ b	۶/۹۹ C
۲/۵	۸/۳۲ b	۹/۱۴ a	۷/۹۶ a	۹/۱ a	۸/۶۳ B
۵	۸/۸۰ a	۹/۰۳ a	۹/۷۹ a	۱۱/۵۰ a	۹/۷۸ A
۱۰	۸/۸۲ a	۹/۶۰ a	۱۰/۵۳ a	۱۱/۴۰ a	۱۰/۰۹ A
میانگین	۸/۶۶ B	۸/۶۲ B	۸/۶۶ B	۹/۵۵ A	

*میانگین هایی که در هر ردیف یا ستون با حروف مشترک نشان داده شده اند از نظر آماری در سطح ۵ درصد اختلاف معنی دار ندارند.

منابع

اصغری ش.، ۱۳۸۹. اثرات لجن فاضلاب پتروشیمی تبریز بر کربن آلی، شاخصهای پایداری خاکدانه و حدود پایایی یک خاک منطقه نیمه خشک. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی) جلد 25 ، شماره3 ، صفحه های ۵۳۰ تا ۵۳۹.

رمضانعلی، د. بشاری، ح. و محمدی م.، ۱۳۹۰. اولین همایش مباحث نوین در کشاورزی. دانشگاه آزاد اسلامی واحد ساوه.

Hemmat A, Aghilinategh N, Rezainejad Y and Sadeghi M , 2010. Long-term impacts of municipal solid waste compost, sewage sludge and farmyard manure application on organic carbon, bulk densityand consistency limits of a calcareous soil in central Iran. Soil & Tillage Research. 108:43-50.

Heuer B and A Nadler, 1995. Growth and development of potatoes under salinity and at water deficit. Australian Journal of Agricultural Research. 46: 1477-1486

Arasan S and T Yetimoglu, 2007. Effect of Inorganic Salt Solutions on the Consistency Limits of Two Clays. Turkish Journal Eng. Env. Sci 32: 107 – 115.

Gulser C, Ic S, Candemir F and Demir Z. 2008. Effects of rice husk application on mechanical properties and cultivation of a clay soil with and without planting. International meeting on soil fertility land management and agroclimatology. Turkey, p: 217-223.

Mosaddeghi M, Hajabbasi M.A, Hemmat A and Afyuni M. 2000. Soil compactibility as affected by soil moisture content and farmyard manure in central Iran. Soil & Tillage Research. 55: 87-97.

بررسی فاکتور تأخیر حاصل از جابه‌جایی اختلاط پذیر نیکل در ستونهای اشباع خاک

محمدرضا شعیبی نوبریان[۱]، حسینعلی بهرامی[۲]، محمد حسین محمدی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران

۲- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه تربیت مدرس تهران

۳- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه زنجان

مقدمه:

جابه‌جایی اختلاط پذیر فرآیندی است که طی آن یک سیال با سیال دیگر ترکیب و جایگزین آن می‌شود. نوع املاح ، فرآیند انتشار آبی، پخشیدگی مولکولی، جذب املاح توسط ذرات خاک از عوامل مؤثر در فرآیند اختلاط می‌باشند(عباسی، ۱۳۸۶). از طرفی فلزات سنگین یکی از مهمترین منابع آلوده‌کننده محیط زیست به شمار می‌آیند، در نتیجه مطالعه انتقال نیکل در خاک نیز به دلیل اثرات نامطلوب آن بر کیفیت آب سطحی، خاک و آب زیرزمینی حائز اهمیت است. یکی از مهمترین کاربردهای منحنی رخنه تعیین میزان ضریب تأخیر ملح مورد نظر است(عباسی، ۱۳۸۶). تحقیقات نشان می‌دهد که فاکتور تأخیر سرب در مطالعات آزمایشگاهی بین ۴۳۷۱ و ۵۳۷۹۳ بوده، اما این فاکتور در مطالعات جابه‌جایی اختلاط پذیر در ستونهای خاک حدود ۲۳۴ است (El-Kilani and Belal, 2010). ژی‌مینگ و همکاران (۲۰۱۲) در تحقیقات خود دریافتند که، فاکتور تأخیر حاصل از مطالعات آزمایشگاهی با نتایج بدست آمده در مطالعات جابه‌جایی اختلاط پذیرو برازش مدلهای انتقال کادمیم بسیار متفاوت است. هو و همکاران (۲۰۱۳) که به مطالعه جذب ، انتقال و تخمین فاکتور تأخیر استرانسیم در خاکهای لسی چین پرداختند پس از استفاده از برنامه CXTFIT نشان دادندکه، میزان فاکتور تأخیر بدست آمده از مطالعات ستونهای خاک با مطالعات آزمایشگاهی دارای تفاوت برجسته‌ای است. آنها رابطه $D = 1.192*V^{1.26}$ را بین پخشیدگی و سرعت انتقال در خلل و فرج بدست آوردند. باتوجه به وجود نیروگاهها و پالایشگاههای فراوان، کارخانه های ذوب و آبکاری فلزات در سطح کشور و استفاده بی رویه از نیکل به عنوان کاتالیت و عدم کنترل در رهاسازی فاضلابهای صنعتی و ورود آنها به اراضی کشاورزی، انجام بررسی هایی در راستای مطالعه انتقال، جذب و سرنوشت این آلاینده در خاک ،میزان فاکتور تأخیر حاصل ازجابه‌جایی اختلاط پذیر و مطالعات آزمایشگاهی هدف این تحقیق بوده است.

مواد و روشها:

به منظور مطالعه فاکتور تأخیر حاصل ازجابه‌جایی اختلاط پذیر ، هشت ستون خاک با قطر ۱۰ و ارتفاع ۳۰ سانتی متر از جنس P.V.C به صورت دست نخورده تهیه گردید. ستون های آماده شده طی ۲۴ ساعت با آب مقطر از انتهای ستون اشباع گردید. سپس توسط جریان از بالا و برقراری شرایط اشباع و ماندگار محلولهای نیکل به غلظتهای ۱/۷، ۴/۲۵۸ و ۸/۵۲ میلی مول بر لیتر از منبع نیکل کلراید به ستونهای خاک اضافه گردید. غلظت نیکل خروجی توسط دستگاه جذب اتمی Shimadzo AA-670، اندازه‌گیری شد و به غلظت نسبی(C/C_0) تبدیل گردید. با رسم C/C_0 در مقابل حجم منفذی، منحنی رخنه برای تمام خاکها ترسیم گردید. در نهایت غلظت نرمال شده نسبت به زمان محاسبه گردید

(Vanderborght et al, 1997). مقادیر فاکتور تأخیر حاصل ازجابه‌جایی اختلاط پذیر در ستونهای اشباع خاک، از روی منحنی‌های رخنه حاصل تعیین شد.

در این مطالعه برای تعیین همدماهای جذب نیکل در خاک از روش پیوسته استفاده شد. برای تعیین همدماهای جذب خاک شرایط انجام آزمایش عبارت از $C= 24 \pm 1\ C°$، $pH= 7.5 \pm 0.1$ و حضور $CaCl_2$ با غلظت ۰/۰۱ مولار به عنوان محلول زمینه بود. با استفاده از کلرید نیکل محلولهایی به غلظت اولیه ی ۰، ۱۰، ۲۰، ۵۰، ۱۵۰، ۲۵۰، ۳۵۰ و ۵۰۰ میلی گرم نیکل در لیتر برای ۴ ستون و برای ۴ ستون دیگر تا۱۰۰ و ۲۵۰ میلی گرم در لیتر در محلول زمینه ی $CaCl_2$ ۰/۰۱ مولار مهیا شد. معادل ۳ گرم خاک هوا خشک(۲mm >) با ۲۵ میلی لیتر از محلول فلزی نیکل با غلظت های یاد شده در فوق، در لوله های ۵۰ میلی لیتر اتیلنی سانتریفیوژ ریخته شد. سوسپانسیون با استفاده از تکان دهنده به مدت ۲۴ ساعت در دمای اتاق۲۴درجه سانتیگراد، تکان داده شد. سپس سوسپانسیون نهایی به مدت ۱۰ دقیقه با سرعت ۳۰۰۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ شده و با کاغذ صافی واتمن ۴۲ صاف گردید. غلظت نیکل محلول توسط دستگاه جذب اتمی Shimadzo AA-670، اندازه‌گیری شد.

فاکتور تأخیر: فاکتور تأخیر پس از مطالعات آزمایشگاهی همدماهای جذب و برازش مدل خطی، از رابطه ۱ برای تمامی خاکها بدست آمد.

$$R= 1+(\rho_b/\theta)\ K_d \qquad (۱$$

که در آن R فاکتور تأخیر، ρ_b وزن مخصوص ظاهری خاک، θ رطوبت خاک و K_d ضریب توزیع حاصل از برازش مدل خطی بر داده‌های همدماهای جذب می‌باشد (بای بوردی، ۱۳۸۲).

بحث و نتایج :

مقدار متوسط فاکتور تأخیر بدست آمده در شرایط آزمایشگاهی برای خاکهای مورد مطالعه، ۱۶۰/۹۲ می‌باشد. در صورتیکه مقادیر فاکتور تأخیر بدست آمده از منحنی‌های رخنه ستون خاکهای مطالعاتی برای خاکهای مورد مطالعه، ۴ حاصل شد. (جدول ۱).

این نتایج نشان می‌دهد که فاکتور تأخیر شرایط آزمایشگاهی و حاصل ازجابه‌جایی اختلاط پذیر در ستونهای اشباع خاک درمنحنی‌های رخنه، دارای دو شرایط و مکانیزم جداگانه‌ای است. به عبارت دیگر، در ستونهای خاک مورد مطالعه، شرایط موجود غیر تعادلی بودن ارتباط فاز جامد و محلول را نشان می‌دهد، این در حالیست که در شرایط آزمایشگاهی تعادل بین فاز محلول و جامد خاک برقرار است. نکته مهم اینکه در شرایط طبیعی به دلیل وجود جریانهای ترجیحی در خاکها و انتقال از شکافهای موجود در خاک، شرایط غیر تعادلی ایجاد می‌گردد.

از طرفی زمان کافی نیز برای جذب نیکل در ستونهای خاک وجود ندارد، بدان معنی که در واقع عامل زمان اجازه جذب نیکل را به خاک نداده است. الکیلانی و بلال (۲۰۱۰) در تحقیقات خود نشان دادند که فاکتور تأخیر سرب در مطالعات آزمایشگاهی بین ۴۳۷۱ و ۵۳۷۹۳ بوده، اما این فاکتور در مطالعات جابه‌جایی اختلاط پذیر ستونهای خاک حدود ۲۳۴

است، آنها بیان کردند که فاکتور تأخیر حاصل از مطالعات آزمایشگاهی و نتایج انتقال سرب دارای دو مکانیزم متفاوت می‌باشد، که مقادیر فاکتور تأخیر مطالعات آزمایشگاهی بسیار بیشتر از نتایج مطالعات جابه‌جایی اختلاط پذیر است.

جدول ۱: مقدار فاکتور تأخیر مطالعات آزمایشگاهی و حاصل ازجابه‌جایی اختلاط پذیردر جریان اشباع

خاکها	R مطالعات آزمایشگاهی	R حاصل از منحنی‌های رخنه
خاک ۱	۲۰۵/۱۸	۴/۵۶
خاک ۲	۱۸۹/۴۳	۳/۹۳
خاک ۳	۱۹۵/۵۱	۴/۲۱
خاک ۴	۱۰۲/۸	۳/۴۶
خاک ۵	۱۴۰/۹۱	۳/۷۷
خاک ۶	۱۱۲/۹۴	۳/۵۱
خاک ۷	۱۰۷/۶	۳/۶۴
خاک ۸	۲۳۲/۹۴	۴/۹۶

نتایج این تحقیق با مطالعات چوتپانتارات و همکاران (۲۰۱۱) که انتقال سرب، منگنز، روی و نیکل را درستونهای خاک مطالعه کردند، تطبیق دارد. ژی‌مینگ و همکاران (۲۰۱۲) نشان دادند که فاکتور تأخیر حاصل از مطالعات آزمایشگاهی با نتایج بدست آمده از برازش مدلهای انتقال کادمیم بسیار متفاوت است. هو و همکاران (۲۰۱۳) که به مطالعه جذب ، انتقال و تخمین فاکتور تأخیر استرانسیم در خاکهای لسی چین پرداختند، پس از استفاده از برنامه CXTFIT نشان دادند، میزان فاکتور تأخیر بدست آمده از مطالعات ستونهای خاک با مطالعات آزمایشگاهی دارای تفاوت برجسته‌ای است. آنها رابطه $D = 1.192*V^{1.26}$ را بین پخشیدگی و سرعت انتقال در خلل و فرج بدست آوردند و دریافتند که یک جریان شدید و غیرتعادلی در انتقال استرانسیم بر ستونهای خاک حاکم است.

منابع:

بای‌بوردی م، ۱۳۸۲. فیزیک خاک. انتشارات دانشگاه تهران.

عباسی ف، ۱۳۸۶. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه تهران.

Chotpantarat, S. S. Kee Ong. Ch. Sutthriat and Kh. Osathaphan. (2011). Effect of pH on transport of Pb^{+2}, Mn^{+2}, Zn^{+2} and Ni^{+2} through lateric soil: Column experiment and transport modeling. Journal of environmental sciences. 23(4) 640-648.

El-Kilani., R. M. M and M. H. Belal. (2010). Modelling an environmental pollutant transport from the stacks to and through the soil. Journal of Advanced Research 1: 243-253.

Hou, L., T. Qian., J. Hao, and D. Zhao. (2013). Sorption and retardation of strontium in saturated Chinese loess: Experimental results and model analysis. Journal of Environmental Radioactivity. 116: (2013) 19-27.

Vanderborght, J., C. Gonzales, M. Vancclooster, D. Mallants, and J. Feyen. (1997). Effects of soil type and water flux on solute transport. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 372-389.

Zhi-Ming, Q,. F. Shao-Yuan, and M, J. Helmers. (2012). Modeling Cadmium transport in neutral and alkaline Soil columns at various depths. Journal of Pedosphere 22(3): 273-282.

اثر تلقیح قارچ اندوفیت *Piriformospora indica* با گیاه ذرت بر فشار بیشینه رشد ریشه

فاطمه حسینی[۱]، محمدرضا مصدقی[۲]، محمدعلی حاج‌عباسی[۳]، مژگان سپهری[٤]

۱- دانشجوی دکتری دانشگاه صنعتی اصفهان

۲- دانشیار دانشگاه صنعتی اصفهان

۳- استاد دانشگاه صنعتی اصفهان

٤- استادیار دانشگاه صنعتی اصفهان

مقدمه

اهمیت رشد ریشه در رابطه با رشد گیاه و تولید محصول در سال‌های اخیر بسیار مورد توجه پژوهش‌گران علوم گیاهی و محیطی قرار گرفته است [گوین ۲۰۱۰]. تهویه نامناسب، کمبود آب فراهم، مقاومت مکانیکی و سختی زیاد از جمله محدودیت‌های فیزیکی خاک در برابر رشد ریشه می‌باشند. استفاده بیش از حد از ماشین‌ها در سیستم‌های کشاورزی مکانیزه سبب افزایش تراکم و مقاومت مکانیکی خاک شده است [بنگوق و مولینس ۱۹۹۰]. در نتیجه در چنین خاک‌هایی منافذ با قطر کافی جهت رشد ریشه وجود نداشته و ریشه برای رسوخ در خاک نیاز به واردکردن نیرو (صرف انرژی) برای جابه‌جایی ذرات و فشرده‌کردن خاک دارد. سرعت رشد سلول-های ریشه توسط تعادل بین فشارهای درونی و بیرونی و هم‌چنین تنظیم ویژگی‌های رئولوژیکی دیواره سلولی کنترل می‌شود که بحث مهمی در فیزیک (مکانیک) رشد ریشه است. ریشه به منظور رشد طولی و قطری در خاک، باید فشاری (σ) را به محیط اطراف وارد نماید که این فشار ناشی از اختلاف بین فشار آماس سلول‌های ریشه و فشار دیواره سلولی می‌باشد [گریسن و اوه ۱۹۷۲، دکستر ۱۹۸۷]. در یک ریشه کاملاً محدودشده، رشد طولی صفر بوده و بنابراین مقدار σ (تنش محوری رشد ریشه) به مقدار بیشینه خود (σ_{max}) می‌رسد [کلارک و باراک‌لوق ۱۹۹۹]. بررسی اثر مقاومت مکانیکی خاک بر مکانیک رشد ریشه و راه‌کارهای گیاه برای مقابله با این محدودیت و هم‌چنین عوامل مؤثر بر این راه‌کارها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

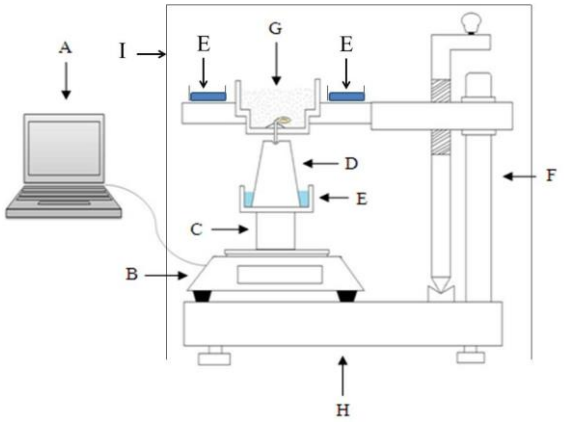
Piriformospora indica از قارچ‌های اندوفیت است که به تازگی شناسایی شده و توانایی ایجاد هم-زیستی با ریشه بسیاری از گیاهان زراعی تک‌لپه‌ای و دولپه‌ای را دارد. این قارچ متعلق به خانواده هیمنومایست‌ها (Hymenomycetes) از طبقه بازدیومایست‌ها می‌باشد [وارما و همکاران ۱۹۹۹]. همانند سایر قارچ‌های اندوفیت، این قارچ با برقراری رابطه هم‌زیستی با ریشه گیاه میزبان سبب افزایش مقاومت گیاه در برابر تنش‌های زیستی (بیماری‌های گیاهی) و غیرزیستی (شوری، خشکی، سرما، فلزات سنگین و ...) می‌شود. اثر مثبت این قارچ بر افزایش تحمل گیاه به تنش‌های محیطی مانند خشکی، شوری و بیماری‌ها به اثبات رسیده است [وارما و همکاران ۱۹۹۹]. از آنجایی‌که مقاومت مکانیکی اغلب خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک به دلیل رطوبت کم، ماده آلی کم و آهک زیاد برای رشد ریشه گیاه محدودکننده است، حضور قارچ اندوفیت می‌تواند بر افزایش توان فروروی ریشه در این شرایط سخت مؤثر باشد ولی تاکنون به بررسی اثر آن بر σ_{max} و مکانیک رشد ریشه پرداخته نشده که هدف پژوهش حاضر است.

مواد و روش‌ها

گیاه مورد بررسی در این آزمایش ذرت (*Zea mays* L.) رقم سینگل-کراس بود. بذرهای ذرت ابتدا توسط اتانول ۷۰ درصد به مدت ۳۰ ثانیه و سپس با محلول هیپوکلریت سدیم (۲ درصد کلر فعال) به مدت ۳ دقیقه ضدعفونی شده و سپس با آب مقطر استریل به مقدار زیاد شستشو داده شد. بذرها بر روی کاغذ صافی مرطوب در پتری-

دیش قرار داده شده و در دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد و در تاریکی نگهداری شد تا جوانه‌دار شوند. به محض ظهور ریشه‌چه بذرها، برخی از آنها در مایه تلقیح قارچ *P. indica* که با غلظت مناسب (تعداد 10^7 اسپور در هر میلی-لیتر مایه تلقیح) تهیه شده بود قرار داده شد و بذرها به مدت ۵ دقیقه در این مایه غوطه‌ور شدند. سپس بذرهای ریشه‌دار تلقیح‌شده با قارچ (+P) و تلقیح‌نشده با قارچ (–P) در دمای ۲۰ درجه سانتی‌گراد و در تاریکی به مدت ۷۲ ساعت نگهداری شدند تا برای اندازه‌گیری فشار رشد ریشه از آنها استفاده شود. این زمان بر اساس آزمایش-های اولیه و بر پایه مدت زمان لازم برای نفوذ قارچ به سلول‌های پوست ریشه انتخاب شد.

سپس فشار بیشینه رشد ریشه (σ_{max}) ذرت دارای اندوفیت (+P) و بدون اندوفیت (–P) اندازه‌گیری شد. نیروی محوری بیشینه (F_{max}) واردشده با استفاده از دستگاهی (شکل ۱) اندازه‌گیری شد که اساس آن توسط والی و دکستر (۱۹۹۳) شرح داده شده است. بذر جوانه‌زده ذرت در گلدان کوچکی که در دستگاه تعبیه شده و با بستر رشد شنی مرطوب شده با محلول غذایی جانسون با غلظت یک دهم پر شده بود قرار داده شد به گونه‌ای که ریشه‌چه به میزان ۲ تا ۳ میلی‌متر از سوراخ تعبیه‌شده در انتهای گلدان خارج شود. در قسمت پایینی گلدان یک مخروط ساخته‌شده از گچ دندان‌پزشکی[1] قرار گرفت که در سطح بالایی آن که در حدود ۰/۵ میلی‌متر با انتهای گلدان فاصله دارد حفره‌ای با عمق ۳ میلی‌متر و پهنای ۲ میلی‌متر ایجاد شدکه ریشه به درون آن هدایت شده و رشد می‌کند. قسمت پایینی این مخروط بر روی یک ترازوی دیجیتال قرار گرفته و ترازو به رایانه ثبت-کننده متصل شد. در اثر ایجاد ارتباط بین رایانه و ترازوی دیجیتال نیروی محوری رشد ریشه‌ای در فواصل زمانی یک دقیقه‌ای ثبت شد. به منظور نگهداری و تأمین رطوبت مورد نیاز گیاه‌چه در هنگام رشد، دستگاه با استفاده از یک محفظه شیشه‌ای پوشانده شد و چند ظرف پر از آب مقطر در زیر این محفظه گذاشته شد تا فضای اطراف ریشه و گیاه‌چه اشباع از بخار آب باشد (شکل ۱).



شکل ۱- دستگاه اندازه‌گیری فشار بیشینه رشد ریشه. A: رایانه B: ترازوی دیجیتال C: پایه پلاستیکی D: مخروط گچی E: ظروف آب F: پایه‌ها G: بستر رشد شنی H: چهارچوب نگهدارنده I: سرپوش پلاستیکی

هنگامی که ریشه در درون حفره موجود در مخروط گچی رشد کرده و طویل می‌شود، نیرویی وارد کرده که این نیرو روند افزایشی داشته تا زمانی که مقدار آن به بیشینه برسد و پس از آن مقدار نیرو ثابت شده و یا روند کاهشی خواهد یافت. گزارش شده است که نیروی بیشینه زمانی توسط ریشه وارد می‌شود که ریشه کاملاً در حفره موجود محصور شود. در این زمان اندازه‌گیری متوقف گردیده و قطر ریشه در ناحیه نمو طولی و

[1] Plaster of paris

بلافاصله پس از خروج از دستگاه با استفاده از کولیس با دقت ۰/۱ میلی‌متر اندازه‌گیری شد. فشار بیشینه رشد ریشه (σ_{max}) از معادله زیر محاسبه شد:

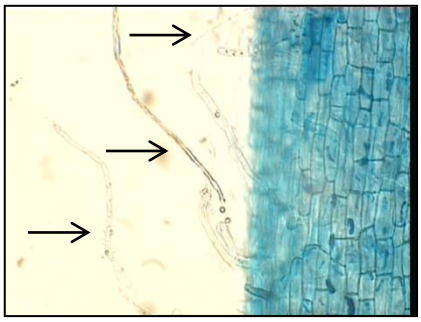
$$\sigma_{max} = \frac{F_{max}}{A_r} \quad [۱]$$

که در این معادله F_{max} نیروی محوری بیشینه و A_r سطح مقطع ریشه می‌باشد.

اندازه‌گیری σ_{max} با پنج تکرار انجام شده و به منظور بررسی اثر همزیستی قارچ *P. indica* بر نیروی محوری بیشینه و فشار بیشینه رشد ریشه از آزمون t استفاده شد.

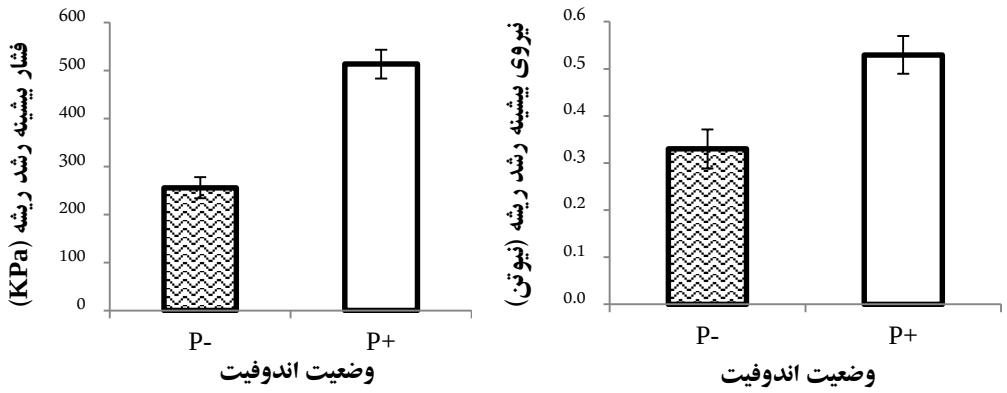
نتایج و بحث

به منظور اطمینان از تشکیل رابطه همزیستی بین قارچ *P. indica* و ریشه ذرت، بافت ریشه بلافاصله پس از اندازه‌گیری فشار بیشینه رشد ریشه، با استفاده از روش ارائه‌شده توسط ویرهیلیگ و همکاران (۲۰۰۵) رنگ‌آمیزی شده و با استفاده از میکروسکوپ نوری میزان کلونیزاسیون قارچ در ریشه بررسی شد و پس از شمارش، درصد کلونیزاسیون ۱۰۰ درصد تشخیص داده شد. شکل ۲ نشان‌دهنده نفوذ هیف قارچ در بین سلول-های پوست ریشه است.



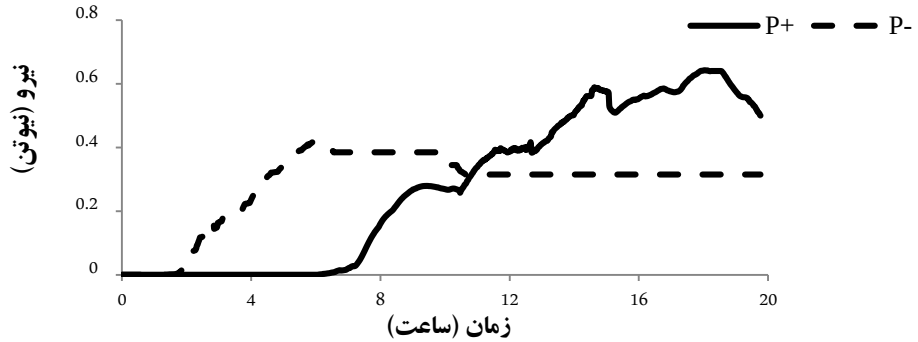
شکل ۲- کلونیزاسیون سلول‌های پوست ریشه ذرت توسط هیف‌های قارچ *P. indica*

مقادیر فشار بیشینه رشد ریشه (σ_{max}) ذرت در شکل ۳ نشان داده شده است. نتایج نشان داد که حضور قارچ اندوفیت *P. indica* سبب افزایش معنی‌دار (در سطح آماری یک درصد) σ_{max} ریشه ذرت شد. مقدار فشار بیشینه رشد ریشه در گیاهان دارای اندوفیت و بدون اندوفیت به ترتیب ۴۸۷/۲ و ۲۵۵/۷ کیلوپاسکال بدست آمد. نتایج بدست‌آمده برای ذرت در تیمار بدون اندوفیت با نتایج پژوهش اعظم و همکاران (۲۰۱۲) که مقدار فشار بیشینه رشد ریشه را برای اغلب محصولات زراعی بین ۱۰۰ تا ۴۰۰ کیلوپاسکال گزارش نموده‌اند هم‌خوانی دارد. هم‌چنین این مقادیر σ_{max} با مقادیر گزارش‌شده توسط دکستر (۱۹۸۷) و کلارک و باراک‌لوق (۱۹۹۹) هماهنگی دارد.



شکل ۳- مقادیر فشار و نیروی بیشینه رشد ریشه ذرت دارای اندوفیت (+P) و بدون اندوفیت (–P)

روند تغییرات نیروی محوری رشد ریشه (F_{max}) با زمان در حضور و عدم حضور قارچ *P. indica* نیز در شکل ۴ نشان داده شده است. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود نیروی محوری با گذشت زمان افزایش یافته و پس از رسیدن به بیش‌ترین مقدار خود روند کاهشی پیدا کرده و یا مقدار آن ثابت می‌شود. مقدار نیروی بیشینه رشد ریشه در گیاهان دارای اندوفیت و بدون اندوفیت به ترتیب ۰/۵۳ و ۰/۳۳ نیوتن می‌باشد که این تفاوت در سطح آماری ۵ درصد معنی‌دار شد. یافته جالب دیگر تأخیر در افزایش نیروی محوری با زمان برای ریشه +P بود (شکل ۴) که نیاز به بررسی و پژوهش بیش‌تر دارد تا دلیل آن شناخته شود.



شکل ٤- نمونه‌ای از روند تغییرات نیروی محوری رشد ریشه ذرت با زمان

با توجه به نتایج بدست‌آمده در این پژوهش می‌توان دریافت که وجود قارچ همزیست *P. indica* در ریشه ذرت می‌تواند موجب افزایش فشار بیشینه رشد ریشه شود. از آنجایی‌که عامل اصلی ایجاد فشار رشد ریشه، تفاوت فشار آماس سلولی و فشار دیواره سلولی می‌باشد بنابراین می‌توان گفت که حضور قارچ اندوفیت با افزایش جذب آب و افزایش فشار آماس (یا کاهش فشار دیواره سلولی) سبب افزایش فشار بیشینه رشد ریشه گردیده است که این موضوع در استقرار گیاه به ویژه در مراحل اولیه رشد در خاک‌های سخت (با مقاومت مکانیکی زیاد) اهمیت کلیدی دارد و توان رسوخ ریشه در چنین خاک‌هایی را افزایش می‌دهد.

منابع

1- Azam G, Grant CD, Misra RK, Murray RS and Nuberg IK, 2012. Growth of tree roots in hostile soil: A comparison of root growth pressures of tree seedlings with peas. Plant Soil 368: 569–580.
2- Bengough AG and Mullins CE, 1990. Mechanical impedance to root growth: a review of experimental techniques and root growth responses. J. Soil Sci. 41: 341–358.
3- Clarke JM and Barraclough PB, 1999. Do dicotyledons generate greater maximum axial root growth pressures than monocotyledons?. J. Exp. Bot. 336: 1263–1266.
4- Dexter AR, 1987. Mechanics of root growth. Plant Soil. 98: 303–312.
5- Gewin V, 2010. Food: an underground revolution. Nature 466: 552–553.
6- Greacen E L and Oh JS, 1972. Physics of root growth. Nature New Biol. 235: 24–25.

7- Varma A, Verma S, Sudh A, Sahay N, Butehron B and Franken P, 1999. Piriformospora indica, a Cultivable Plant-Growth-Promoting Root Endophyte. Appl. Environ. Microbiol. 65: 2741–2744.
8- Vierheilig H, Schweiger P and Brundrett M, 2005. An overview of methods for the detection and observation of arbuscular mycorrhizal fungi in roots. Physiol. Plant. 125: 393–404.
9- Whalley WR and Dexter AR, 1993. The maximum axial growth pressure of roots of spring and autumn cultivars of lupin. Plant Soil 157: 313–318.

اثرجهت و موقعیت شیب بر برخی از ویژگی‌های خاک در اراضی زراعی دیم (مطالعه موردی، منطقه کوهین استان قزوین)

سعیده مرزوان[1] و حسین اسدی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان

مقدمه

توپوگرافی به عنوان یکی از عوامل خاکسازی در قالب جهت و موقعیت شیب بر ویژگی‌های فیزیکی خاک موثر است (سرشوق و همکاران، ۱۳۹۱). شیب زمین یکی از مهم‌ترین عوامل تعیین کننده در میزان فرسایش آبی می‌باشد و چون دیمزارها معمولاً در نقاط پرشیب قرار دارند، عدم رعایت اصول بهره‌برداری از آن‌ها در تشدید فرسایش کمک می‌کند (رفاهی، ۱۳۸۸). ارزیابی شاخص‌های کیفیت خاک نشان داده است که عملیات زراعی نامناسب بر روی اراضی شیب‌دار موجب تخریب خاکدانه‌ها و تولید ذراتی با اندازه کوچک‌تر و پتانسیل فرسایش-پذیری بیشتری می‌شود و سرانجام به‌دلیل عدم حفاظت فیزیکی مواد آلی، کاهش شدید کیفیت خاک و قدرت باروری خاک مشاهده شده است (بامری و همکاران، ۱۳۹۰). بنابراین آگاهی از تغییرات ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی خاک در طول اراضی زراعی شیب‌دار، می‌تواند به عملکرد بهتر، مدیریت صحیح زراعی و کاهش تلفات خاک در این مناطق منجر شود. این مطالعه به منظور بررسی اثر موقعیت و جهت شیب بر برخی ویژگی‌های خاک در اراضی زراعی دیم منطقه کوهین که در آن شخم در جهت شیب انجام می‌شود، صورت گرفت.

مواد و روشها

منطقه کوهین در استان قزوین در موقعیت عرض ′۲۲ °۳۶ شمالی و طول ′۳۵ °۴۹ شرقی با میانگین بلند مدت نزولات آسمانی سالانه ۳۳۰ میلی‌متر واقع شده است، بیش‌ترین بارش‌ها در این منطقه در اواخر اردیبهشت ماه رخ می‌دهد و بیشینه دما در تیرماه با ۴۰ درجه سلسیوس و کمینه دما در دی ماه حدود ۱۰- درجه سلسیوس است. محل نمونه‌برداری روستای یل‌آباد واقع در منطقه کوهین استان قزوین بود. در شکل ۱ نمایی از منطقه مورد مطالعه آمده است.

نمونه‌برداری از خاک در شهریور ماه، بعد از برداشت محصول، زمانی که مزرعه فاقد پوشش گیاهی بود، انجام شد، به این منظور ۱۲ قطعه زمین شیب‌دار با شیب حدود ۲۰ درصد در دو جهت شمالی و جنوبی (شش قطعه زمین در هر جهت) انتخاب شد. شخم در همه زمین‌ها در جهت شیب انجام می‌شود. نمونه‌برداری از سه موقعیت ابتدا، وسط و انتهای شیب و از عمق سطحی ۱۵-۰ سانتی‌متری انجام شد. آنالیزهای انجام شده شامل توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتر، پایداری خاکدانه به روش الک‌تر، واکنش خاک به روش پتانسیومتری، ماده‌آلی به روش والکی بلاک، کربنات کلسیم معادل به روش خنثی سازی با اسید کلریدریک بودند. بعد از تعیین درصد شن، سیلت، رس، ماده آلی، کربنات کلسیم معادل (CCE) و محاسبه نمایه‌های میانگین وزنی و هندسی قطر خاکدانه‌ها (MWD و GMD)، واکنش خاک و هدایت الکتریکی، به منظور بررسی اثر جهت و موقعیت شیب و هم‌چنین اثر متقابل این دو فاکتور بر ویژگی‌های خاک، آنالیزهای آماری به صورت طرح فاکتوریل در قالب بلوک‌های کامل تصادفی با شش تکرار با استفاده از نرم‌افزار SPSS انجام شد.



شکل ۱- نمایی از منطقه مورد بررسی(روستای یل‌آباد)

نتایج و بحث

خاک منطقه مورد بررسی دارای بافت لوم سیلتی و لوم رسی سیلتی می‌باشد. میانگین هر یک از ویژگی‌های مورد بررسی در دو جهت شیب شمالی و جنوبی و در موقعیت‌های مختلف شیب در جدول ۱ آمده است. نتایج آزمون آماری نشان داد علی‌رغم وجود برخی تفاوت‌ها، اثر موقعیت شیب و هم چنین اثر متقابل جهت و موقعیت شیب بر ویژگی‌های مورد بررسی به طور کلی معنی‌دار نبود هرچند که این اثرات در برخی موارد در سطح ۱۰ درصد معنی‌دار شد. درصد شن و واکنش خاک در شیب شمالی و جنوبی در انتهای شیب، نسبت به ابتدای آن کاهش یافته است، اما در درصد سیلت و ماده آلی روند عکس مشاهده می‌شود. به دلیل بارندگی‌های فرسایش‌زا در بهار، که منجر به وقوع فرسایش شیاری در این منطقه می‌شود احتمالاً افزایش درصد شن و سیلت در پای شیب، به دلیل انتخابی عمل نمودن فرسایش شیاری در انتقال ذرات به سمت انتهای شیب می‌باشد. مور و همکاران (۱۹۹۳) بالا بودن میزان کربن آلی را در موقعیت انتهای شیب، به دریافت مواد سطحی فرسایش یافته سطوح بالا و موقعیت پایدار این قسمت از شیب، نسبت دادند.

جدول ۱- میانگین ویژگی‌های خاک در موقعیت‌های مختلف شیب

جهت شیب	موقعیت شیب	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	MWD	GMD	CCE	ماده آلی	واکنش خاک	هدایت الکتریکی
	ابتدا	۳۷/۶	۱۶/۶	۴۵/۹	۱/۰۶	۰/۹۲	۱۷/۴	۰/۶۲	۷/۳۶	۰/۳۹
جنوبی	وسط	۳۷/۵	۱۸/۶	۴۳/۹	۱/۱۰	۰/۹۱	۱۶/۴	۰/۶۲	۷/۳۲	۰/۳۶
	انتها	۳۳/۸	۱۹/۹	۴۶/۳	۱/۲۱	۰/۹۷	۱۵/۹	۰/۷۱	۷/۲۹	۰/۳۹
	ابتدا	۳۰/۹	۱۷/۸	۵۱/۲	۰/۷۸	۰/۷۹	۱۷/۹	۰/۶۹	۷/۳۵	۰/۳۶
شمالی	وسط	۲۹/۹	۲۰/۷	۴۹/۳	۰/۹۵	۰/۸۴	۱۷/۹	۰/۶۸	۷/۳۱	۰/۳۷
	انتها	۲۹/۷	۲۰/۹	۴۹/۴	۱	۰/۸۸	۱۶/۲	۰/۷۷	۷/۲۸	۰/۳۹

نمایه MWD معرف میانگین وزنی قطر خاکدانه و نمایه GMD معرف میانگین هندسی قطر خاکدانه و CCE کربنات کلسیم معادل می-باشد. Ns نشاندهنده عدم معنی داری می باشد.

شریفی و همکاران (۱۳۹۰) به جهت تعیین روند تغییرات برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در امتداد شیب یک مرتع کوهستانی مطالعاتی را در موقعیت‌های مختلف شیب (پای شیب، شیب پشتی و پنجه شیب) در زیر حوضه کلاله از حوضه سرخ آباد در نزدیکی سواد کوه انجام دادند. نتایج مطالعات آنها نشانگر تفاوت معنی-داری در میانگین کربن آلی و آهک خاک در موقعیت‌های مختلف شیب بودند. آنها هم‌چنین عدم معنی‌داری را در واکنش خاک و رطوبت گزارش دادند.

جدول ۲ مقایسه میانگین ویژگی‌های خاک در دو جهت شیب شمالی و جنوبی را نشان می‌دهد. نتایج نشان داد که اختلاف معنی‌داری در درصد شن و رس و میانگین وزنی قطر خاکدانه و میانگین هندسی قطر خاکدانه در دو جهت شیب شمالی و جنوبی وجود دارد.

جدول۲- مقایسه میانگین ویژگی‌های خاک در دو جهت شیب شمالی و جنوبی

جهت شیب	درصد شن	درصد سیلت	درصد رس	MWD	GMD	CCE	ماده آلی	واکنش خاک	هدایت الکتریکی
جنوبی	۳۶/۳۰^{a}	۱۸/۳۶	۴۵/۳۴^{b}	۱/۱۲۷^{a}	۰/۹۳۴^{a}	۱۶/۵۸۴	۰/۶۵۲	۷/۳۲۵	۰/۳۴۰
شمالی	۳۰/۲۲^{b}	۱۹/۸۲	۴۹/۹۵^{a}	۰/۹۰۹^{b}	۰/۸۳۸^{b}	۱۷/۳۹۱	۰/۷۱۴	۷/۳۱۷	۰/۳۷۵

حروف متفاوت نشان دهنده اختلاف معنی دار در سطح ۵ درصد می‌باشد. نمایه MWD معرف میانگین وزنی قطر خاکدانه و نمایه GMD معرف میانگین هندسی قطر خاکدانه و CCE کربنات کلسم معادل می‌باشد.

با اینکه اختلاف معنی‌داری در درصد سیلت، کربنات کلسیم معادل و ماده آلی در دو جهت شیب نبود، ولی مقدار این ویژگی‌ها در شیب شمالی بیش‌تر از شیب جنوبی گزارش شده است. گانگ و همکاران (۲۰۰۷) مقادیر بیش-تری از مواد آلی و هدایت الکتریکی را در جهت شمالی گزارش کردند. سرشوق و همکاران (۱۳۹۱) گزارش کردند که میانگین درصد شن در شیب جنوبی و میانگین درصد سیلت در شیب شمالی بیش‌تر بودند، ولی درصد رس در دو جهت تفاوتی نداشت. هوادیدگی بیش‌تر در شیب شمالی منجر به افزایش سیلت و کاهش شن در این شیب نسبت به شیب جنوبی شده است. نتایج مطالعات آنها نشان داد که جهت شیب، فرایندهای خاکسازی و هوادیدگی را تحت تاثیر قرار داده و در نتیجه باعث ایجاد تفاوت در خصوصیات فیزیکی و شیمیایی و رده‌بندی خاک‌ها در دو جهت شیب می‌شود.

منابع

۱- سرشوق، م. صالحی، م.ح. و بیگی، ح. ا.، ۱۳۹۱. اثر جهت و موقعیت شیب بر توزیع اندازه ذرات خاک‌ها در منطقه چلگرد استان چهارمحال بختیاری. مجله پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، جلد ۱۹، شماره ۳. صفحه‌های۷۷ تا ۹۹.

۲- بامری، ا. خرمالی، ف. کیانی، ف. و دهقانی، ا.ا.، ۱۳۹۰. بررسی تأثیر موقعیت‌های مختلف شیب بر روی برخی پارامترهای کیفیت خاک در اراضی لسی استان گلستان، منطقه توشن. دوازدهمین کنگره علوم خاک.، ۱۲ الی ۱۴ شهریور، دانشگاه تبریز. تبریز.
۳- شریفی، ا. نیک‌نهاد، ح. و میرزاجانی، ر. ۱۳۹۰. بررسی تغییرات خصوصیات خاک در اراضی شیبدار (مطالعه موردی: زیرحوضه کلاله از حوضه آبخیز سرخ آباد). دوازدهمین کنگره علوم خاک.، ۱۲ الی ۱۴ شهریور، دانشگاه تبریز. تبریز.
۴- رفاهی، ح. ۱۳۸۸. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران، چاپ ششم.

5- Moove, I. D., Gessler, P. E.,and Nilson, G. A., 1993. Soil attribute prediction using terrain analysis. Soil Sci.Soc. Am. J. 57: 443-452
6- Gong, J., Chen, L.D., Fu B.J.,and Wei, W. 2007, Intergrated effects of slope aspect and land use on soil nutrients in small catchment in a hilly loess area, China.INT J SUST DEV WORD, 14, 307-316

اثر آتش‌سوزی بر برخی خصوصیات موثر در فرسایش پاشمانی

داود بهارلویی[۱]، شجاع قربانی دشتکی[۲]، بیژن خلیل مقدم[۳]، مهدی نادری[٤]، پژمان طهماسبی[٤]

۱- **دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه شهرکرد**

۲- **دانش یار دانشگاه شهرکرد**

۳- **استاد یار دانشگاه رامین اهواز**

٤- **استاد یار دانشگاه شهرکرد**

مقدمه

از آنجایی که آتش مواد آلی سطحی یا نزدیک به سطح را می‌سوزاند به صورت قابل ملاحظه‌ای روی خصوصیات خاک از جمله فرسایش پذیری خاک اثر می‌گذارد. از دیگر سو، از دست دادن مواد آلی خاک نیز بر روی ظرفیت تبادل کاتیونی، کلات‌کننده‌های آلی، پایداری خاکدانه، فضای منافذ درشت، نفوذ، و ریزجانداران خاک موثر است. خواص فیزیکی خاک که به مواد آلی وابسته هستند همه با حرارت در طول یک آتش‌سوزی تحت تاثیر قرار می‌گیرند. سایر خواص فیزیکی خاک، مانند درصد رس، به جز در سطح خاک حتی در یک آتش‌سوزی بسیار شدید به آسانی تحت تاثیر قرار نمی‌گیرد (دبانو، ۱۹۸۱). تغییر در ساختار و ترکیب پوشش گیاهی در اثر آتش‌سوزی امری اجتناب ناپذیر است (مقدم، ۲۰۰۴). آتش‌سوزی با کاهش معنی‌دار گیاهان چوبی، خشبی، بوته‌ای زمینهٔ مساعدی را برای رشد و گسترش گیاهان اشکوب تحتانی که اغلب گندمیان هستند، فراهم می‌کند (مورگان، ۱۹۹۹) به طوریکه در سال‌های بعد از آتش‌سوزی، گندمیان چندساله بیشتر خواهند شد، زیرا به دلیل موقعیت جوانهٔ رشد در سطح یا زیر خاک در برابر آتش سوزی مقاومت می‌کنند. (کارلتون و لافتین، ۲۰۰۰). فرسایش خاک یکی از جدی ترین مسائل زیست محیطی در دنیا ست.. سقوط قطره باران و برخورد با سطح خاک به عنوان عامل فرساینده سبب شروع حرکت ذرات خاک می‌شود و به عنوان اولین رویداد در فرسایش خاک، فرسایش پاشمانی (Splash Erosion) باران است که موادی را برای انتقال بعدی و حرکت آهسته آن فراهم می کند (کینجان و همکاران، ۲۰۰۸). نقش اصلی عمل قبل از پاشمان در جدایش ذرات خاک (Detachment) جابه جایی آنها توسط جریان سطحی است (مورگان، ۲۰۰۷). از آنجایی که پاشمان، حرکت قطعات خاک را سبب می شود، یک فرآیند مهم در فرسایش بی نشیاری محسوب می شود (لیگوت و همکاران، ۲۰۰۵). لیگوت و همکاران (۲۰۰۵) در تحقیقات خود بین درصد رس، درصد سیلت و ماده آلی همبستگی منفی و درصد شن همبستگی مثبت با کل توده پاشمان و هم‌چنین بین درصد رس و درصد سیلت با میانگین فاصله پاشمان همبستگی منفی به دست آوردند. کینجآن و همکاران(۲۰۰۸) نیز در مطالعه فرسایش پاشمانی در خاک‌های معرف چین دریافتند که خاکدانه‌های دارای محتوای ماده آلی بالا، دارای حداقل مقدار فرسایش پاشمانی می باشند. اکو و مایدوگوری (۱۹۹۱) بیان نمودند که میزان جدایش خاک به طور معنی‌داری با افزایش ماده آلی خاک و اندازه خاکدانه، کاهش می‌یابد.

مواد و روشها

مراتع مناطق نیمه استپی کرسنک با متوسط ارتفاع ۲۶۰۰ متر از سطح دریا و میانگین بارندگی ۵۶۰ میلی‌متر در سال و مختصات جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۰ دقیقه و ۱۹ ثانیه تا ۳۲ درجه و ۳۲ دقیقه و ۳۳ ثانیه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴ ثانیه تا ۵۰ درجه و ۲۷ دقیقه و ۳۵ ثانیه طول شرقی در شمال غربی استان چهارمحال و بختیاری قرار گرفته است. از نظر تقسیمات کشوری این محدوده در بخش غربی شهرستان شهرکرد و فاصله آن تا شهرستان شهرکرد (مرکز استان چهارمحال و بختیاری) ۶۷ کیلومتر است. قسمت‌های مختلفی از این منطقه طی تابستان سال‌های ۱۳۸۶، ۱۳۸۷، ۱۳۸۸، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰ در آتش سوخت که فقط خاکستری از گونه‌های گیاهی به جای گذاشت. این منطقه شامل ۳ تیپ عمده گیاهی شامل astragalus adscendense، agropyron repense- astragalus adscendense و broumus tomentelus-agropyron repense است.که عمده آتش‌سوزی‌ها در دو تیپ اول اتفاق افتاده است. از سال ۱۳۸۷ تاکنون یک چرای تاخیری با شدت متوسط در این منطقه انجام می‌شود. شروع تحقیق با مطالعه مقدماتی جهت تعیین نقاط مورد نظر با استفاده از GPS همراه بود. منطقه کرسنک، دارای مراتعی با تاریخچه متفاوت آتش‌سوزی است که در تابستان سال‌های ۱۳۸۷، ۱۳۸۸، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰ دچار آتش‌سوزی شده بودند. مناطق سوخته شده در منطقه مورد مطالعه مساحتی حدود ۸۰ هکتار را شامل می‌شود. افزون بر آن، در مجاور مناطق سوخته شده مناطق فاقد آتش‌سوزی نیز وجود داشت که به عنوان شاهد در نظر گرفته شد که از نظر توپوگرافی ، پوشش گیاهی و دیگر عوامل موثر بر ویژگی‌های خاک شرایط یکسانی با منطقه سوخته داشتند. در این پژوهش ۸ تیمار شامل ۴ تیمار تحت آتش‌سوزی که بترتیب ۱، ۲، ۳ و۴ سال پیش از مطالعه حاضر دچار آتش‌سوزی شده بودند و ۴ تیمار شاهد (بدون آتش‌سوزی) مجاور آن‌ها انتخاب گردید . برای هرکدام از تیمارهای ذکر شده ۸ تکرار واقعی لحاظ وآزمایشات مربوطه در هر تکرار انجام شد. بنابراین تعداد نقاط جهت اندازه‌گیری فرسایش پاشمانی خاک ۶۴ نقطه و تعداد نمونه‌های خاک برای مطالعه آزمایشگاهی با توجه به دو عمق سطحی (۷-۰ سانتیمتر) و زیر سطحی (۱۷-۱۰ سانتی‌متر) ۱۲۸ نمونه بود که جامعه آماری این تحقیق را تشکیل دادند. نمونه‌های خاک به آزمایشگاه منتقل و پش از هوا خشک شدن برای اندازه‌گیری پایداری خاکدانه‌ها ، از نمونه‌های عبور داده شده از الک ۴ میلی متر و برای اندازه‌گیری دیگر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک از نمونه‌های عبور داده شده از الک ۲ میلی متری استفاده شد. میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها به روش الک تر اندازه‌گیری شد (کامباردلا و الیوت، ۱۹۹۳). در روش الک تر از ۵ الک متوالی با چشمه‌هایی به قطر ۲، ۱، ۰/۵، ۰/۲۵ و ۰/۰۵۳ میلی متر استفاده شد. توزیع اندازه ذرات اولیه خاک به روش هیدرومتری اندازه‌گیری شد (جی و باورد، ۱۹۸۶). در این روش ابتدا ۵۰ گرم خاک عبور داده شده از الک ۲ میلی‌متر وزن شد و پس از حذف مواد آلی توسط آب اکسیژنه و پراکنش ذرات خاک توسط هگزامتافسفات سدیم (کالگون) نمونه‌ها به تعادل دمایی رسیدند. عدد هیدرومتر در فواصل زمانی ۴۰ ثانیه و ۲ ساعت قرئت گردید. برای تعیین جرم ویژه ظاهری خاک از روش سیلندر استفاده شد. رس قابل پراکنش درآب به روش هیدرومتری اندازه‌گیری شد (رنگاسمی و همکاران، ۱۹۸۴). در این روش ابتدا ۵۰ گرم خاک عبور داده شده ازالک ۲ میلی متری وزن شد و همراه با آب مقطر به مدت ۱۵ دقیقه توسط همزن الکتریکی مخلوط گردید، سپس نمونه‌ها در سیلندرهای یک لیتری به حجم رسیدند. عدد هیدرومتر در فاصله زمانی ۲ ساعت قرائت گردید که بیانگر مقدار رس قابل پراکنش در آب است. با استفاده از مقادیر قرائت شده و پس از اعمال اصلاح درجه حرارت آب مقطر و نمونه شاهد درصد رس قابل پراکنش درآب با استفاده از فرمول

زیر محاسبه شد (لی و همکاران، ۲۰۰۹).

$$WDC=(DC/CC)\times100 \quad (۱)$$

که در آن : WDC درصد رس قابل پراکنش در آب، DC مقدار رس بدون استفاده از کالگون بر حسب درصد و CC مقدار کل رس خاک بر حسب درصد می‌باشد. کربنات کلسیم معادل خاک به روش خنثی کردن کربنات‌های خاک با اسید کلریدریک و تیتراسیون برگشتی اسید اضافی با سود اندازه‌گیری شد (لوپرت، ۱۹۹۶). کربن آلی در کل خاک (Bulk soil) به روش والکی بلک اندازه‌گیری شد.

نتایج و بحث

همان‌گونه که از مقایسه میانگین مقدار واکنش خاک در مناطق سوخته شده و شاهد در جدول ۱ بر می‌آید ماده آلی کل در تیمار ۱ و ۲ سال پس از آتش در لایه سطحی کاهشی معنی‌دار نسبت به شاهد داشت ولی در تیمار ۳ سال پس از آتش با وجود کاهش ماده آلی کل نسبت به شاهد این کاهش از نظر اماری معنی‌دار نبود. در تیمار ۴ سال پس از آتش تفاوتی دیده نشد.کاهش ماده آلی خاک را می‌توان به دلیل از بین رفتن آن در اثر حرارت ناشی از آتش و کاهش ورود آن در مناطق سوخته شده نسبت به شاهد دانست. پژوهش‌های متعددی کاهش کربن آلی خاک را با سوزاندن گزارش کرده‌اند. نف و همکاران (۲۰۰۵) نشان دادند که خاک‌های سوخته شده نسبت به خاک‌های شاهد کربن آلی کم‌تری دارند. آنان بیان کردند که آتش‌سوزی باعث تغییر در ساختمان مواد آلی شده‌است به طوری که بیش‌تر ترکیبات غنی از لیگنین روی خاک باقی می‌مانند . درصد رس قابل پراکنش در تمامی تیمارها نسبت به شاهد دارای افزایش بود ولی این افزایش تنها در تیمار ۱ سال پس از آتش معنی‌دار بود. که دلیل آن تخریب خاکدانه‌ها و افزایش درصد وزنی خاکدانه‌های میکرو در اثر از بین رفتن مواد آلی و احتمالاً فرسایش خاک در فصول مرطوب می‌باشد. با سوختن ماده آلی و هم چنین از بین رفتن پوشش گیاهی و لاشبرگ، ماده آلی خاک کاهش می‌یابد و در نتیجه آن کاهش پایداری خاکدانه‌ها و تهویه و افزایش چگالی ظاهری را به دنبال خواهد داشت. MWD در لایه سطحی تیمارهای ۱ و ۲ سال پس از آتش بترتیب ۱۸/۷ و ۱۷/۸ درصد نسبت به شاهد کاهش یافت. با توجه به نتایج در لایه سطحی تیمارهای ۱ و ۲ سال پس از آتش نسبت به شاهد در میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها کاهشی معنی‌دار دیده شد. اسانروکر و همکاران (۱۹۸۵)، کاهش پایداری خاکدانه‌ها را در خاک‌های تحت آتش‌سوزی با شدت زیاد گزارش نمودند. از سوی دیگر گیووانی و همکاران (۱۹۷۶) افزایش پایداری خاکدانه‌ها را گزارش دادند. کمپو و همکاران (۲۰۰۸) در مکان‌ها پوشش‌دار سوخته طی ماه اول پس از آتش‌سوزی، افزایش پایداری خاکدانه‌ها را گزارش کردند در حالی که پس از گذشت چند ماه از آتش‌سوزی، فرسایش پذیری زیاد خاک‌ها سبب کاهش SOM، اندازه و پایداری خاکدانه‌ها گشت. آتش‌سوزی کنترل شده روی خاک‌های سوخته در شرق اسپانیا نیز نشان داد که پایداری خاکدانه‌ها در دمای ۲۵۰ درجه سانتی‌گراد در مقایسه با خاک‌های نسوخته کاهش یافت. این کاهش زمانی که دما به ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد رسید، قابل توجه بوده و دلیل آن از بین رفتن کامل مواد آلی و کاهش رس خاک می‌باشد (مارتینز و همکاران، ۲۰۰۸). نتایج جدول مقایسه میانگین‌ها نشان از افزایش جرم ویژه ظاهری در تمام تیمارها داشت ولی این افزایش تنها در تیمارهای ۱ و ۲ سال پس از آتش نسبت به شاهد معنی‌دار بود. در پژوهش بیدریک و همکاران (۱۹۸۰) اثرات کوتاه مدت و درازمدت تیمارهای بقایای سوخته شده و بقایای حفظ شده بر چگالی ظاهری و نفوذپذیری خاک معنی دار بود، به طوری که چگالی ظاهری خاک در سال اول آزمایش در ۱۵

سانتی‌متر فوقانی خاک در تیمارهای بقایای سوخته شده و بقایای حفظ شده به ترتیب ۱/۱۷ و ۱/۰۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب بود.

جدول ۱ مقایسه میانگین (N=۸) برخی ویژگی های خاک ۱، ۲، ۳ و ٤ سال پس از آتش و شاهد

ویژگی	عمق (Cm)	۱ سال پس از آتش			۲ سال پس از آتش			۳ سال پس از آتش			۴ سال پس از آتش		
		آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p
ماده آلی	۰–۷	۱۵/۰۸	۲۳/۷۰	۰/۰۰۵	۱۷/۱۳	۲۳/۵۲	۰/۰۴۶	۱۷/۶۳	۲۲/۹۹	۰/۰۹۴	۲۰/۶۱	۲۱/۴۰	۰/۵۵۳
(g kg^{-1})	۱۰–۱۷	۱۳/۳۸	۱۵/۶۰	۰/۱۶۴	۱۳/۸۷	۱۴/۳۳	۰/۷۰۷	۱۵/۰۳	۱۵/۶۳	۰/۸۰۱	۱۵/۰۰	۱۴/۲۶	۰/۵۸۱
رس قابل پراکنش	۰–۷	۵۱/۱۴	۳۷/۵۵	۰/۰۰۰	۴۱/۶۹	۳۵/۱۱	۰/۱۹۶	۴۳/۳۳	۳۷/۸۹	۰/۱۹۲	۳۸/۸۱	۳۳/۹۵	۰/۱۳۹
(٪)	۱۰–۱۷	۳۶/۳۷	۳۵/۲۱	۰/۵۸۸	۳۴/۹۲	۳۱/۲۴	۰/۱۶۷	۲۷/۵۳	۳۱/۶۹	۰/۰۸۹	۲۷/۲۴	۲۹/۷۴	۰/۵۳۰
MWD	۰–۷	۰/۷۱	۰/۸۷	۰/۰۰۱	۰/۷۳	۰/۸۹	۰/۰۰۶	۰/۷۷	۰/۸۶	۰/۱۰۸	۰/۸۳	۰/۸۴	۰/۸۸۴
(mm)	۱۰–۱۷	۰/۶۳	۰/۷۲	۰/۰۶۱	۰/۶۷	۰/۶۹	۰/۳۹۸	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۹۵۹	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۹۰۶
جرم ویژه	۰–۷	۱/۲۹	۱/۱۶	۰/۰۱۰	۱/۲۷	۱/۱۶	۰/۰۴۶	۱/۲۴	۱/۱۵	۰/۰۷۰	۱/۲۴	۱/۱۷	۰/۱۱۹

منابع

1- Campo J. Andreu V. Gimeno-Garcia E. Gonzalez-Pelayo O. and Rubio J.L. 2008. Medium Term Evolution of Soil Aggregate Stability, Organic Matter and Calcium Carbonate of a Mediterranean Soil Burned with Different intensities. PP. 330-344. In: C. Dais and E. Costantini (Eds). Advances in GeoEcology, 39. Catena Verlag, Reiskirchen.

2- Carleton S.W. and S.R. Loftin, 2000. Response of 2 semiarid grasslands to cool-season prescribed fire. J. Range Manage. 53:52-61

3- DeBano L.F. 1981. Water repellent soils: a state-of-the-art. General Technical Report PSW-46, Forest Service, US Department of Agriculture, Washington, DC, 21 pp.

4- Ekwue E.I. and Maidugury. 1991. The effects of soil organic matter content. Rainfall duration and aggregate size on soil detachment. Soil Technol. 4: 197-207.

5- Giovannini G. and Sequi P. 1976. Iron and aluminium as cementing substances of soil aggregates. I. Acetylac etone in benzene as an extractant of fractions of soil iron and aluminium. Journal of Soil Science. 27: 140-147.

6- Legout C. Legue´dois S. Le Bissonnais Y. and Malam Issa O. 2005. Splash distance and size distributions for various soils. Geoderma 124: 279–292.

7- Martinez N. Coughlan K. and Cresswell H. 2008. Soil physical measurement and interpretation for land evaluation: (2nded). SBS Publshers and Distributors PVT. LTD, New Delhi, India. 15p.

8- Moghadam M.R. 2004. Ecology of terrestrial plants. Tehran University Pub., 700 P. (In Persian)

9- Morgan J.W. and Lunt I.D. 1999. Effects of time-since-fire on the tussock dynamics of a dominant grass in a temperate Australian grassland. J. of Biological Conservation. 88: 379-386

10- Neff J.C. Harden J.W. and Gleixner G. 2005. Fire effects on soil organic matter content, Composition, and nutrients in boreal interior Alaska. Can J. For. Res. 35: 2178-2187.

11- Qinjuan CH. Qiangguo C. Wenjun Ma. 2008. Comparative Study on Rain Splash Erosion of Representative Soils in China. Chin. Geogra. Sci. 18(2):155–161

12- Morgan R.P.C. 2007. Field studies of rainsplash erosion. Earth Surf. Process. 3: 295-299.

اثر آتش‌سوزی در مراتع بر توزیع اندازه ذرات خاک

داود بهارلویی[۱]، شجاع قربانی دشتکی[۲]، بیژن خلیل مقدم[۳]، مهدی نادری[٤]، پژمان طهماسبی[٥]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد دانشگاه شهرکرد
۲- دانش یار دانشگاه شهرکرد
۳- استاد یار دانشگاه رامین اهواز
٤- استاد یار دانشگاه شهرکرد ٥- استاد یار دانشگاه شهرکرد

مقدمه

رشد بی رویه جمعیت و به دنبال آن نیاز روزافزون انسان به غذا، کشاورزان کشورهای مختلف جهان را به سوی بهره‌برداری از زمین‌های نامرغوب و اراضی حاشیه‌ای هم‌چون مراتع و جنگل‌های واقع در اراضی شیبدار سوق داده است (حاج‌عباسی و همکاران، ۱۳۸۶) که یکی از پیامدهای این تخریب، تاثیر منفی بر کیفیت خاک می‌باشد (کیانی و همکاران، ۱۳۸۶) که منجر به تخریب اکوسیستم‌های طبیعی می‌شود و ظرفیت فعلی و آینده تولید خاک را کاهش داده و سبب فرسایش خاک می‌گردد (عمادی و همکاران، ۲۰۰۹). آتش‌سوزی یکی از عواملی است که خواسته یا ناخواسته در مراتع اتفاق می‌افتد و بسیاری از ویژگی‌های این اکوسیستم از جمله خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد و آن را در مقابل فرسایش مستعدتر می‌کند. آتش‌سوزی یکی از ابزارهای مدیریت در اصلاح ترکیب پوشش گیاهی علفزارها نیز می‌باشد. آتش‌سوزی‌های کنترل شده موجب حذف گیاهان بوته‌های خشبی غیرقابل‌هضم و رشد علوفه خوشخوراک برای دام می‌شود (شریفی و ایمانی، ۱۳۸۵) و بر اساس این ویژگی آتش، دامداران غافل از اثرات طولانی مدت آن، اقدام به آتش زدن پوشش گیاهی مراتع می‌کنند. بیشترین اثرآتش‌سوزی بر خاک، از دست دادن مواد آلی و افزودن خطر فرسایش در مراحل بعد است و همچنین بر زادآوری گونه‌های قبلی شریط زیست محیطی نیز دارای اثرات قابل ملاحظه‌ای است. بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی، مینرالوژی و بیولوژیکی خاک تحت تاثیر آتش‌سوزی تغییر می‌کند (سرتین، ۲۰۰۵). انتقال گرما در خاک به صورت یک گرادیان نزولی حرارتی است که دما در عمق ۵ سانتی متر به ندرت به ۱۵۰ درجه سانتی گراد می‌رسد و اغلب گرما به عمق ۲۰ سانتی متری خاک نخواهد رسید (دبانو؛ ۲۰۰۰). آتش‌سوزی طولانی مدت باعث نفوذ دما به عمق بیشتری از خاک می‌شود، ولی در آتش‌سوزی‌های شدید و گذرا، دمای سوختن فقط خاک سطحی را تحت تاثیر قرار می‌دهد (سرتین، ۲۰۰۵). گاهی آتش‌سوزی باعث بروز تغییرات دائمی و غیر قابل برگشت در خاک می‌گردد. باقرنژاد و همکاران (۱۳۸۷) گزارش کرند که رس در عمق ۵-۰ سانتی متری خاک جنگلی سوخته نسبت به خاک نسوخته کاهش پیدا کرده، اما میزان شن در همین عمق خاک سوخته افزایش نشان می‌دهد. کینجوآن و همکاران (۲۰۰۸) به نقل از فن و لی بیان نمودند که توزیع ذرات خاک رابطه قوی با فرسایش پاشمانی دارد . لیگوت و همکاران(۲۰۰۵) در تحقیقات خود بین درصد رس، درصد سیلت و ماده آلی همبستگی منفی و درصد شن همبستگی مثبت با کل توده پاشمان و همچنین بین درصد رس و درصد سیلت با میانگین فاصله پاشمان همبستگی منفی به دست آوردند.

باتوجه به رابطه قوی بین توزیع اندازه ذرات خاک و فرسایش پاشمانی به عنوان اولین مرحله فرسایش و ضرورت حفاظت از خاک، این پژوهش با هدف بررسی اثر آتش سوزی بر توزیع اندازه ذرات خاک در مراتع نیمه استیپی کرسنک انجام شد.

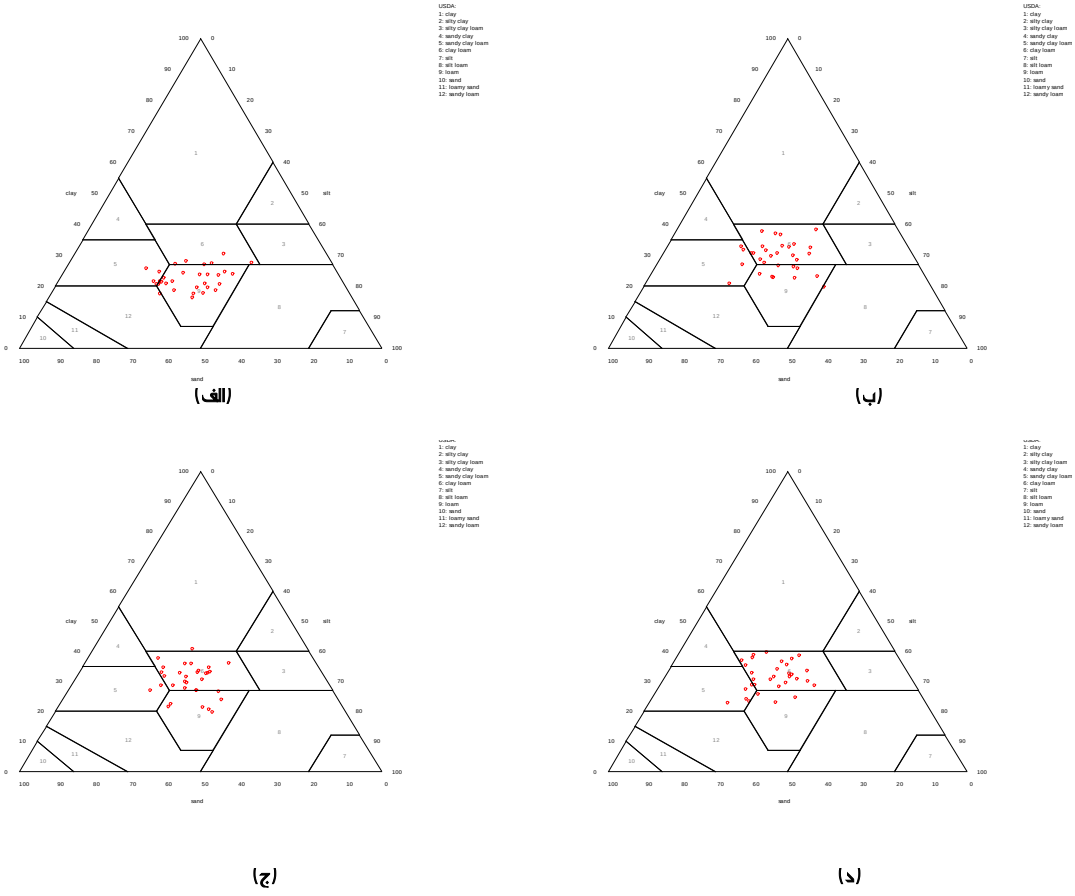
مواد و روشها

مراتع مناطق نیمه استپی کرسنک با متوسط ارتفاع ۲۶۰۰ متر از سطح دریا و میانگین بارندگی ۵۶۰ میلی‌متر در سال و مختصات جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۰ دقیقه و ۱۹ ثانیه تا ۳۲ درجه و ۳۲ دقیقه و ۳۳ ثانیه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۲۶ دقیقه و ۴ ثانیه تا ۵۰ درجه و ۲۷ دقیقه و ۳۵ ثانیه طول شرقی در شمال غربی استان چهارمحال و بختیاری قرار گرفته است. این منطقه شامل ۳ تیپ عمده گیاهی شامل astragalus adscendense، agropyron repense- astragalus adscendense و broumus tomentelus-agropyron repense است.که عمده آتش‌سوزی‌ها در دو تیپ اول اتفاق افتاده است. از سال ۱۳۸۷ تاکنون یک چرای تاخیری با شدت متوسط در این منطقه انجام می‌شود. منطقه کرسنک، دارای مراتعی با تاریخچه متفاوت آتش‌سوزی است که در تابستان سال‌های ۱۳۸۷، ۱۳۸۸، ۱۳۸۹ و ۱۳۹۰ دچار آتش‌سوزی شده بودند. افزون بر آن، در مجاور مناطق سوخته شده مناطق فاقد آتش‌سوزی نیز وجود داشت که به عنوان شاهد در نظر گرفته شد که از نظر توپوگرافی ، پوشش گیاهی و دیگر عوامل موثر بر ویژگی‌های خاک شرایط یکسانی با منطقه سوخته داشتند. در این پژوهش ۸ تیمار شامل ۴ تیمار تحت آتش‌سوزی که بترتیب ۱، ۲، ۳ و۴ سال پیش از مطالعه حاضر دچار آتش‌سوزی شده بودند و ۴ تیمار شاهد (بدون آتش‌سوزی) مجاور آن‌ها انتخاب گردید . برای هرکدام از تیمارهای ذکر شده ۸ تکرار واقعی لحاظ و آزمایشات مربوطه در هر تکرار انجام شد. بنابراین تعداد نقاط جهت اندازه‌گیری فرسایش پاشمانی خاک ۶۴ نقطه و تعداد نمونه‌های خاک برای مطالعه آزمایشگاهی با توجه به دو عمق سطحی (۷-۰ سانتیمتر) و زیر سطحی (۱۷-۱۰ سانتی‌متر) ۱۲۸ نمونه بود که جامعه آماری این تحقیق را تشکیل دادند. توزیع اندازه ذرات اولیه خاک به روش هیدرومتری اندازه‌گیری شد (جی و باورد، ۱۹۸۶).

نتایج و بحث

مطابق جدول ۱ درصد رس در خاک‌های مناطق سوخته شده در لایه سطحی در تمامی تیمارهای مورد مطالعه دارای کاهشی معنی‌دار نسبت شاهد بود ($p<۰/۰۵$) اما این کاهش درصد رس در لایه زیرسطحی در هیچکدام از تیمارها معنی‌دار نشد. این در حالی است که درصد سیلت و شن در تمامی تیمارها نسبت به شاهد افزایش نشان می‌داد ولی این افزایش از نظر آماری معنی‌دار نبود. شکل ۱ چگونگی پراکنش خاک‌های مورد مطالعه در خاک‌های مناطق سوخته شده و شاهد در دو عمق را در مثلث آمریکایی بافت خاک، نشان می‌دهند. همانگونه مشاهده می‌شود، خاک‌های مناطق سوخته شده در لایه سطحی در کلاس‌های بافتی لوم رس شنی تا لوم شنی و در لایه زیرسطحی در کلاس‌های بافتی رسی تا لومی قرار داشتند و کلاس بافتی خاک‌های شاهد در لایه سطحی و زیرسطحی در کلاس‌های لوم رسی شنی تا لومی قرار داشتند. همانطور که مشخص است پس از آتش‌سوزی، بافت خاک در لایه سطحی مناطق سوخته شده در مقایسه با شاهد درشت‌تر شده که دلیل آن می‌تواند کاهش معنی‌دار درصد رس در خاک‌های مناطق سوخته شده نسبت به شاهد باشد. طبق نظر اولری و گراهام (۱۹۹۳) و بادیا و مارتی (۲۰۰۳) تغییر بافت خاک و افزایش میزان شن با افزایش دما، در اثر تجمع و گردهم‌آیی ذرات رسی و سیلتی به ذراتی با اندازه شن می‌باشد. گرانجید و همکاران (۲۰۰۱) گزارش کردند که در طول ۳ سال آتش‌سوزی، بافت خاک به دلیل فرسایش تغییر یافت و ماده آلی خاک نسبت به شرایط پیش از آتش‌سوزی کاهش یافت. در نتیجه کاهش درصد ماده آلی و تغییر بافت پس از آتش‌سوزی، چگالی ظاهری خاک

افزایش و پایداری خاکدانه‌ها کاهش یافت. کترینگ و بیگمام (۲۰۰۰) افزایش مقدار شن خاک به دلیل فرسایش، در لایه ۵-۰ سانتی‌متری خاک بر اثر دماهای کم را گزارش کردند. دورسیکو و ولز (۱۹۸۲) و دیرنس و یونگبرگ (۱۹۵۷) با پژوهش‌های آزمایشگاهی و سرینی واسان و اروانگاباکار (۱۹۸۰) و اولری و گراهام (۲۰۰۰) با پژوهش های صحرایی نیز افزایش شن خاک را پس از آتش‌سوزی گزارش کرده‌اند. اولری و گراهام (۲۰۰۰) اکسیدها و هیدروکسیدهای Al و Si را که در اثر تخریب رس کائولینیت ایجاد می‌شوند، عامل سیمانی شدن ذرات و تشکیل خاکدانه‌هایی به اندازه شن و بنابراین افزایش پایداری ساختمان خاک بیان کردند. علاوه بر دلایل ذکر شده، شیب زیاد زمین در این مرتع نیز سبب افزایش روان آب و تغییر در درصد اجزاء رس، سیلت و شن شد.



شکل ۱ توزیع کلاس بافتی خاک در لایه سطحی مناطق سوخته (الف)، لایه سطحی مناطق شاهد (ب)، لایه زیرسطحی مناطق سوخته (ج) و لایه زیرسطحی مناطق شاهد (د) ۱، ۲، ۳ و ٤ سال پس از آتش.

جدول ۱ مقایسه میانگین (n=۸) توزیع اندازه ذرات (٪) در ۷-۰ و ۱۷-۱۰ سانتی متری خاک ۱، ۲، ۳ و ٤ سال پس از آتش و شاهد

ویژگی	عمق (Cm)	۱ سال پس از آتش			۲ سال پس از آتش			۳ سال پس از آتش			۴ سال پس از آتش		
		آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p	آتش	شاهد	آماره p
رس	۰-۷	۲۳/۰۰	۳۱/۸۶	۰/۰۰۰	۲۴/۱۸	۲۹/۸۸	۰/۰۳۲	۲۲/۰۷	۲۶/۸۶	۰/۰۳۵	۲۰/۵۵	۲۷/۲۹	۰/۰۰۲
	۱۰-۱۷	۲۹/۴۸	۳۰/۰۲	۰/۷۸۵	۲۹/۲۸	۲۹/۴۸	۰/۹۲۹	۳۲/۳۴	۳۲/۴۶	۰/۹۵۷	۲۹/۰۲	۳۳/۲۰	۰/۲۲۹
سیلت	۰-۷	۳۳/۴۳	۳۰/۵۰	۰/۴۷۸	۳۶/۵۵	۳۴/۴۲	۰/۵۹۶	۳۹/۰۷	۳۵/۰۰	۰/۲۸۱	۳۵/۱۳	۳۲/۰۷	۰/۳۶۲
	۱۰-۱۷	۲۹/۵۷	۲۷/۷۹	۰/۳۹۵	۳۳/۱۱	۳۰/۷۹	۰/۵۴۳	۳۳/۷۳	۳۳/۲۴	۰/۸۶۲	۳۲/۳۲	۲۹/۰۰	۰/۳۵۶
شن	۰-۷	۴۳/۵۵	۳۷/۶۲	۰/۱۹۴	۳۹/۲۶	۳۵/۶۹	۰/۴۲۳	۳۸/۸۴	۳۸/۱۲	۰/۸۱۴	۴۴/۳۰	۴۰/۶۲	۰/۳۱۶
	۱۰-۱۷	۴۰/۹۳	۴۲/۱۸	۰/۷۲۴	۳۷/۶۰	۳۹/۷۲	۰/۵۳۷	۳۳/۹۲	۳۴/۲۸	۰/۹۱۷	۳۸/۶۵	۳۷/۷۸	۰/۷۱۳

منابع

1. Campo J. Andreu V. Gimeno-Garcia E. Gonzalez-Pelayo O. and Rubio J.L. 2008. Medium Term Evolution of Soil Aggregate Stability, Organic Matter and Calcium Carbonate of a Mediterranean Soil Burned with Different intensities. PP. 330-344. In: C. Dais and E. Costantini (Eds). Advances in GeoEcology, 39. Catena Verlag, Reiskirchen.
2. Carleton S.W. and S.R. Loftin, 2000. Response of 2 semiarid grasslands to cool-season prescribed fire. J. Range Manage. 53:52-61
3. DeBano L.F. 1981. Water repellent soils: a state-of-the-art. General Technical Report PSW-46, Forest Service, US Department of Agriculture, Washington, DC, 21 pp.
4. Ekwue E.I. and Maidugury. 1991. The effects of soil organic matter content. Rainfall duration and aggregate size on soil detachment. Soil Technol. 4: 197-207.
5. Giovannini G. and Sequi P. 1976. Iron and aluminium as cementing substances of soil aggregates. I. Acetylac etone in benzene as an extractant of fractions of soil iron and aluminium. Journal of Soil Science. 27: 140-147.
6. Legout C. Legue´dois S. Le Bissonnais Y. and Malam Issa O. 2005. Splash distance and size distributions for various soils. Geoderma 124: 279–292.
7. Martinez N. Coughlan K. and Cresswell H. 2008. Soil physical measurement and interpretation for land evaluation: (2nded). SBS Publshers and Distributors PVT. LTD, New Delhi, India. 15p.
8. Moghadam M.R. 2004. Ecology of terrestrial plants. Tehran University Pub., 700 P. (In Persian)
9. Morgan J.W. and Lunt I.D. 1999. Effects of time-since-fire on the tussock dynamics of a dominant grass in a temperate Australian grassland. J. of Biological Conservation. 88: 379-386
10. Neff J.C. Harden J.W. and Gleixner G. 2005. Fire effects on soil organic matter content, Composition, and nutrients in boreal interior Alaska. Can J. For. Res. 35: 2178-2187.
11. Qinjuan CH. Qiangguo C. Wenjun Ma. 2008. Comparative Study on Rain Splash Erosion of Representative Soils in China. Chin. Geogra. Sci. 18(2):155–161
12. Morgan R.P.C. 2007. Field studies of rainsplash erosion. Earth Surf. Process. 3: 295-299.

اثر توأم شوری و تراکم خاک بر برخی شاخص‌های رشد ذرت (*Zea mays L.*)

رضا حسن‌پور[1]، محمدرضا نیشابوری[2] و داود زارع‌حقی[3]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک و حفاظت خاک، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۲_ استاد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

۳- استادیار، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

مقدمه

به منظور تأمین نیاز غذایی بشر و کاهش ناامنی غذایی باید میزان تولید فعلی دوبرابر شود (بورلوق و داوسول، ۲۰۰۵). تنش‌های محیطی عوامل اصلی کاهش تولید و عملکرد هستند (مونس و تستر، ۲۰۰۸). شوری خاک از مهم‌ترین و متداول‌ترین تنش‌های محیطی در سطح جهان و ایران است که سطوح بالای آن از رشد و نمو گیاهان، به ویژه گیاهان حساس به شوری به شدت می‌کاهد و باعث اختلال و توقف رشد و حتی مرگ گیاه می‌شود. پیامدهای منفی شوری بر رشد گیاه از اثر پتانسیل اسمزی پایین محلول خاک (تنش اسمزی)، اثر ویژه یونی[1] و اثر عدم تعادل تغذیه‌ای[2] یا مجموعه این عوامل ناشی می‌شود (خان و همکاران، ۲۰۰۹). تخریب خاک بخاطر اثرات منفی آن بر باروری کشاورزی[3] ، محیط زیست و تأثیر آن بر امنیت غذایی و کیفیت زندگی[4]، یک چالش مهم جهانی برای قرن بیست‌ویکم باقی خواهد ماند (اسوارن، ۲۰۰۱). تراکم خاک یکی از اشکال فیزیکی تخریب خاک است که ساختمان خاک را تغییر می‌دهد و بر باروری خاک تأثیر منفی می‌گذارد (مولر و همکاران، ۲۰۱۰). در ارتباط با تأثیر توأم شوری و تراکم خاک مطالعات چندانی صورت نگرفته است و به خصوص در ایران اطلاعاتی در خصوص تاثیر تراکم خاک بر رشد و عملکرد محصول در خاک‌های شور وجود ندارد که بتوان به عنوان منابع به آنها رجوع کرد. کنترل این دو پدیده یکی از کلیدهای مدیریت تولید محصول است که پایداری و ثبات تولید و استفاده بهینه از زمین را تضمین می‌نماید. پس در چنین شرایطی برای دستیابی به عملکرد مطلوب، بعد از شناخت ویژگی‌های آب و خاک، اطلاع از رفتار گیاهان مختلف در مقابل شوری و تراکم خاک، کاری بنیادی محسوب می‌شود. لذا تحقیق حاضر با هدف بررسی اثر توأم شوری و تراکم خاک بر برخی شاخص‌های رشد ذرت انجام شد.

1. Speciefic ion effect
2. Imbalance nutrition
3. Agronomic productivity
4. Life quality

مواد و روشها

این مطالعه در گلخانه دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز و به صورت گلدانی انجام شد. خاک لازم برای آزمایش از قسمت سطحی خاک مزرعه در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز با بافت لوم شنی نمونه برداری و نمونه مرکب تهیه شد. از لوله‌های پی‌وی‌سی به قطر ۱۵ سانتی‌متر و ارتفاع ۴۰ سانتی‌متر به عنوان گلدان استفاده شد. خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک توسط روش‌های متداول اندازه گردید.

این تحقیق به صورت آزمایش فاکتوریل در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی با دو فاکتور هر کدام در سه سطح و با سه تکرار اجرا شد. فاکتور اول میزان شوری خاک بود که در سه سطح ۱/۵ (سطح شوری خاک مورد استفاده)، ۲/۵ و ۴/۵ دسی‌زیمنس بر متر اعمال گردید. فاکتور دوم تراکم خاک بود که در سه سطح جرم مخصوص ظاهری ۱/۳، ۱/۵۵ و ۱/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب ایجاد شد. مقدار خاک مورد نیاز در هر سطح شوری و برای هر گلدان با توجه به جرم مخصوص ظاهری محاسبه شد. تراکم خاک با استفاده از وزنه ۴/۵ کیلوگرمی که از ارتفاع ۴۵ سانتی‌متری به صورت سقوط آزاد و به تعداد معین بر سطح خاک گلدان‌ها رها می‌شد، ایجاد گردید. این مطالعه روی گیاه ذرت (*Zea mays L.*) رقم سینگل کراس ۷۰۴ انجام گرفت. بعد از ایجاد سطوح شوری و تراکم در هر گلدان ۶ بذر ذرت قرار داده شد که بعد از سبز شدن ۴ تا از بوته ها حذف شده و ۲ بوته سالم و شاداب تر حفظ شد و روی این دو بوته اندازه‌گیری‌ها صورت گرفت. ارتفاع گیاه با خط‌کش از سطح خاک تا انتهای جوان‌ترین برگ (داسیلوا و کی، ۱۹۹۶) اندازه‌گیری شد. برای تعیین سطح برگ از قسمت پهنک برگ‌ها ۱۰ تا دیسک دایره ای با مساحت مشخص تهیه گردیده و وزن خشک آنها اندازه‌گیری شد. سپس از رابطه زیر سطح برگ در هر گلدان به دست آمد:

$$\text{مساحت برگ هر گلدان} = \text{وزن خشک برگ‌های گلدان} \times \frac{\text{میانگین مساحت دیسک‌ها}}{\text{میانگین وزن خشک دیسک‌ها}}$$

برای تعیین وزن خشک بخش هوایی، نمونه‌ها در داخل آون با دمای ۷۰ درجه سلسیوس قرار داده شده و ۷۲ ساعت نگه‌داری شدند. سپس وزن خشک آنها با ترازو (دقت ۰/۰۰۱± گرم) اندازه‌گیری گردید. شاخص کلروفیل برگ با استفاده از دستگاه کلروفیل‌متر Hansatech مدل CL-01 تعیین شد. تجزیه واریانس داده‌ها با نرم-افزارهای SPSS و MSTATC و مقایسه میانگین‌ها با آزمون LSD در سطح احتمال ۵ درصد صورت پذیرفت.

نتایج و بحث

برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه

شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	کلاس بافتی (USDA)	pH_e	CEC ($cmol_c.kg^{-1}$)	OC (٪)	CCE (٪)	EC_e (dS/m)
۶۲/۸	۲۲/۵	۱۴/۷	لوم شنی	۸/۷	۷۵/۵	۸/۷	۲۰/۵	۱/۵

شوری خاک بر ارتفاع گیاه، سطح برگ، وزن خشک بخش هوایی و وزن خشک ریشه در سطح احتمال ۱ درصد و بر شاخص کلروفیل در سطح احتمال ۵ درصد اثر معنی‌دار داشت ولی بر نسبت وزن خشک بخش هوایی به ریشه تأثیر معنی‌دار نداشت (جدول ۲). اثر تراکم خاک بر ارتفاع گیاه، وزن خشک بخش هوایی، وزن خشک ریشه و شاخص کلروفیل در سطح احتمال ۱ درصد و بر سطح برگ در سطح احتمال ۵ درصد معنی‌دار گردید ولی بر نسبت وزن خشک بخش هوایی به ریشه معنی‌دار نشد (جدول ۲). در بین صفات اندازه‌گیری شده، ارتفاع گیاه، وزن خشک بخش هوایی، وزن خشک ریشه و شاخص کلروفیل تحت اثر متقابل شوری و تراکم خاک (در سطح احتمال ۵ درصد) قرار گرفتند. اثر متقابل شوری و تراکم خاک بر سطح برگ و نسبت وزن خشک بخش هوایی به ریشه معنی‌دار نشد (جدول ۲).

جدول ۲- تجزیه واریانس اثر شوری و تراکم خاک بر برخی صفات اندازه‌گیری شده

منبع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات					
		ارتفاع گیاه	سطح برگ	SDW	RDW	S/R	Chl
شوری خاک	۲	۲۲۶/۰۶**	۳۸۶۴۰۹/۱۷**	۳۰/۱۱**	۴/۷۰**	۰/۰۱۲ns	۵/۵۹*
تراکم خاک	۲	۲۲۵/۴۶**	۱۱۸۱۶۹/۴۴*	۳۳/۹۵**	۷/۲۷**	۰/۰۰۵ns	۱۷/۹۵**
شوری × تراکم	۴	۴۵/۰۷*	۵۵۵۷۱/۶۱ns	۱۰/۱۶*	۱/۹۳*	۰/۰۰۳ns	۳/۷۹*
خطای آزمایشی	۱۶	۱۲/۴۳	۳۱۵۷۴/۰۱	۳/۲۳	۰/۴۹	۰/۰۱۹	۱/۲۵
تکرار	۲	۱۱/۱۵ns	۳۸۹۹۴/۲۵ns	۱/۱۸ns	۰/۴۴ns	۰/۰۹۳ns	۲/۵۰ns
ضریب تغییرات (٪)	–	۴/۱۱	۱۱/۳۸	۱۴/۳۱	۱۲/۸۲	۶/۰۴	۱۹/۴۲

SDW، RDW، S/R و Chl به ترتیب وزن خشک بخش هوایی، وزن خشک ریشه، نسبت وزن خشک بخش هوایی به ریشه و شاخص کلروفیل برگ.

ns، *، ** به ترتیب تفاوت غیر معنی‌دار و معنی‌دار در سطح احتمال ۵ درصد و ۱ درصد.

نتایج مقایسه میانگین‌ها (جدول ۳) نشان دهنده کاهش ارتفاع گیاه، سطح برگ، وزن خشک بخش هوایی و ریشه و شاخص کلروفیل در اثر افزایش سطوح شوری و تراکم خاک است. به دنبال افزایش شوری، S/R کاهش یافت ولی در اثر افزایش تراکم خاک، S/R کاهش نشان داد. اثر متقابل شوری و تراکم خاک شدیدتر از اثرات اصلی آنها روی صفات مورد بررسی (به جز S/R) بود، به گونه‌ای که بین ترکیب تیماری S1C1 و S3C3 (جدول ۳) از نظر ارتفاع گیاه، سطح برگ، وزن خشک بخش هوایی، وزن خشک ریشه و شاخص کلروفیل به ترتیب حدود ۲۲، ۲۸، ۴۰، ۳۹ و ۷۳ درصد اختلاف مشاهده شد. این نتایج بیانگر این است که شوری و تراکم خاک بر همدیگر اثر متقابل داشته و اثر مضر همدیگر را بر روی صفات مورد بررسی تشدید کرده‌اند.

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که رشد گیاه در خاک شور متراکم نسبت به خاک شور غیر متراکم و خاک غیر شور متراکم بیشتر کاهش می‌یابد.

جدول ۳- مقایسه میانگین‌های صفات اندازه‌گیری شده تحت اثرات اصلی و متقابل شوری و تراکم خاک

اثر اصلی	سطح	ارتفاع گیاه (cm)	سطح برگ (cm^2)	SDW (g)	RDW (g)	S/R	Chl
	S1	۹۰/۱۸ a	۱۷۴۹ a	۱۳/۶۴ a	۵/۹۴ a	۲/۳۰ a	۶/۶۰ a
شوری (dS/m)	S2	۸۶/۹۴ a	۱۵۹۶ a	۱۳/۵۸ a	۵/۸۹ a	۲/۳۱ a	۵/۶۲ ab
	S3	۸۰/۳۴ b	۱۳۳۹ b	۱۰/۴۴ b	۴/۶۶ b	۲/۲۴ a	۵/۰۴ b
	C1	۹۰/۳۴ a	۱۶۵۲ a	۱۴/۳۶ a	۶/۳۴ a	۲/۲۶ a	۸/۰۶ a
تراکم (g/cm^3)	C2	۸۶/۶۸ b	۱۵۹۹ a	۱۲/۸۰ a	۵/۶۱ b	۲/۲۸ a	۶/۲۲ b
	C3	۸۰/۴۴ c	۱۴۳۲ b	۱۰/۴۹ b	۴/۵۵ c	۲/۳۱ a	۲/۹۹ c
اثر متقابل							
	S1C1	۹۹/۵۳ a	۱۹۰۸ a	۱۶/۳۸ a	۷/۱۲ a	۲/۳۰ a	۹/۸۹ a
	S1C2	۹۰/۳۳ b	۱۷۷۱ ab	۱۲/۴۷ bc	۵/۴۱ b	۲/۳۰ a	۶/۶۲ bc
	S1C3	۸۰/۶۷ d	۱۵۶۶ bc	۱۲/۰۶ c	۵/۲۸ b	۲/۲۸ a	۳/۳۰ d
شوری و	S2C1	۸۹/۱۷ b	۱۶۴۹ abc	۱۵/۹۰ a	۶/۹۸ a	۲/۲۸ a	۸/۳۲ ab
تراکم خاک	S2C2	۸۸/۶۷ bc	۱۷۶۸ ab	۱۵/۲۶ ab	۶/۶۴ a	۲/۲۹ a	۵/۵۲ c
	S2C3	۸۳/۰۰ cd	۱۳۷۰ cd	۹/۵۷ c	۴/۰۶ c	۲/۳۵ a	۳/۰۲ d
	S3C1	۸۲/۳۳ d	۱۳۹۸ cd	۱۰/۷۸ c	۴/۹۱ bc	۲/۱۹ a	۵/۹۶ c
	S3C2	۸۱/۰۳ d	۱۲۵۹ d	۱۰/۶۷ c	۴/۷۷ bc	۲/۲۴ a	۶/۵۲ bc
	S3C3	۷۷/۶۷ d	۱۳۶۰ cd	۹/۸۶ c	۴/۳۱ bc	۲/۲۹ a	۲/۶۵ d

SDW، RDW، S/R و Chl به ترتیب وزن خشک بخش هوایی (گرم در گلدان)، وزن خشک ریشه (گرم در گلدان)، نسبت وزن خشک بخش هوایی به ریشه و شاخص کلروفیل برگ.

S1، S2 و S3 به ترتیب ECهای برابر ۱/۵، ۲/۵ و ۴/۵ دسی‌زیمنس بر متر و C1، C2 و C3 به ترتیب جرم مخصوص ظاهری‌های برابر ۱/۳، ۱/۵۵ و ۱/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب.

در هر ستون و فاکتور، میانگین‌های دارای حداقل یک حرف مشترک، در سطح احتمال ۵ درصد تفاوت معنی‌دار ندارند.

منابع

Borlaug NE and Dowswell CR, 2005. Feeding a world of ten billion people: a 21st century challenge. Pp. 3–24. In: Tuberosa T, Phillips RL, Gale M (eds). Proceedings of "In the Wake of the Double Helix: From the Green Revolution to the Gene Revolution", 27–31 May 2003, Bologna, Italy.

Munns R and Tester M, 2008. Mechanisms of salinity tolerance. Annu Rev Plant Biol. 59: 651–681.

Khan MA, Von S, Witzke-Ehbrecht B, Maass L and Becker HC, 2009. Relationships among different geographical groups, agromorphology, fatty acid composition and RAPD marker diversity in Safflower (*Carthamus tinctorius*). Genet. Resour. Crop. Evol. 56:19-30.

Eswaran H, Lal R and Reich P, 2001. Land degradation: an overview. In: Bridges EM, Hannam

ID, Oldeman LR, Pening de Vries FWT, Scherr SJ, and Sompatpanit S (eds). Responses to Land Degradation. Proceeding of 2nd International Conference on Land Degradation and Desertification, Khon Kaen, Thailand. Oxford Press, New Delhi, India.

Mueller L, Schindler U, Mirschel W, Shepherd TG, Ball BC, Helming K, Rogasik J, Eulenstein F and Wiggering H, 2010. Assessing the productivity function of soils. A review. Agron. Sustain Dev. 30: 601–614.

تأثیر تراکم خاک بر برخی خصوصیات فیزیولوژیکی ذرت

رضا حسن‌پور[1]، محمدرضا نیشابوری[2] و داود زارع‌حقی[3]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد فیزیک و حفاظت خاک، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
۲- استاد، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
۳- استادیار، گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

مقدمه

خاک به‌دلیل تأمین غذا و دیگر نیازهای ضروری بشر، نقش حیاتی در توسعه و بقاء تمدن بشری بازی می‌کند. اما خاک یک منبع تجدیدناپذیر[1] است. به خاطر اینکه سرعت تخریب آن بالا، اما سرعت تشکیل و فرآیندهای احیا (بازسازی)[2] آن بیش از حد کند است. تراکم خاک یکی از اشکال فیزیکی تخریب خاک است که ساختمان خاک را تغییر می‌دهد و بر باروری خاک تأثیر منفی می‌گذارد. افزایش نیاز به غذا منجر به مکانیزه شدن کشاورزی تقریباً در همه کشورهای توسعه یافته و برخی کشورهای در حال توسعه گردیده و عملیات مکانیزاسیون به طور مستقیم و غیر مستقیم منتهی به تراکم خاک شده است. تخمین زده شده که تراکم خاک ناشی از تردد ماشین‌آلات و ادوات در حدود ۶۸ میلیون هکتار از زمین‌های جهان را تحت تأثیر قرار داده است (فلاورز و لال، ۱۹۹۸). تقریباً همه ویژگی‌ها و فرآیندهای فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک به درجات مختلف تحت تأثیر تراکم خاک قرار می‌گیرند. تراکم خاک باعث محدودیت رشد ریشه، کاهش قابلیت دسترسی عناصر غذایی و افزایش انتشار گازها به اتمسفر می‌گردد و بدین طریق باعث کاهش رشد گیاه می‌شود (نواز و همکاران، ۲۰۱۲). لیپیک و همکاران (۱۹۹۶) گزارش کردند که مقاومت روزنه‌ای ذرت و تغییرات آن در طول فصل رشد در خاک با درجه تراکم شدید نسبت به درجه تراکم متوسط و پایین، به طور قابل توجهی بالا بود. به طوریکه با افزایش جرم مخصوص ظاهری خاک از ۱/۲۸ به ۱/۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب، مقاومت روزنه‌ای ذرت حدوداً از ۴ به ۲۵ ثانیه بر سانتی‌متر افزایش یافت. توقف رشد ریشه‌های فرعی در اثر تراکم خاک می‌تواند بر روی تغذیه و روابط آبی گیاه تأثیر بگذارد زیرا تراکم خاک، موجب کاهش اندازه سیستم ریشه‌ای و توزیع غیریکنواخت ریشه در خاک و در نتیجه افزایش فاصله انتقال آب و مواد غذایی به ریشه می‌گردد (لیپیک، ۱۹۹۶). گرزسیاک (۲۰۰۹) بیان داشت که در شرایطی که ممانعت فیزیکی خاک باعث کاهش تعداد و طول ریشه در گیاه شود، پتانسیل آب برگ با کاهش همراه خواهد بود. وی گزارش کرد که در دو گیاه مطالعه شده (ذرت و تریتیکاله) در جرم مخصوص ظاهری ۱/۴۷ و ۱/۵۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب، مقادیر پتانسیل آب برگ در مقایسه با جرم مخصوص ظاهری ۱/۳ گرم بر سانتی‌متر پایین‌تر بود.

مواد و روشها

این مطالعه در گلخانه واقع در دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز با میانگین دمای ۲۵ تا ۳۵ درجه سلسیوس در روز و ۲۰ تا ۲۵ درجه سلسیوس در شب و میانگین رطوبت نسبی ۳۰ تا ۳۵ درصد انجام شد. تحقیق حاضر به

1. Nonrenewable resource
2. Regeneration processes

صورت گلدانی انجام شده و از لوله‌های پی‌وی‌سی به قطر ۱۵ سانتی‌متر (۶ اینچ) و ارتفاع ۴۰ سانتی‌متر به عنوان گلدان استفاده گردید. خاک لازم برای آزمایش از قسمت سطحی (۲۰-۰ سانتی‌متر) خاک مزرعه در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز با بافت لوم شنی نمونه برداری و نمونه مرکب تهیه شد که پس از هوا خشک کردن از الک ۴/۷۵ میلی‌متری گذرانده شد. بافت خاک مورد مطالعه به روش هیدرومتر و با چهار قرائت (گی و بأدر، ۱۹۸۶)، مقدار ماده آلی نمونه‌های خاک به روش اکسیداسیون تر (نلسون و سامرس، ۱۹۹۶)، درصد کربنات کلسیم معادل خاک به روش تیتراسیون (جکسون، ۱۹۵۸)، هدایت الکتریکی و pH عصاره اشباع خاک مورد مطالعه به ترتیب توسط EC متر و pH متر اندازه‌گیری شد. ظرفیت تبادل کاتیونی خاک به وسیله روش سه مرحله‌ای باور (۱۹۵۲) تعیین شد.

این تحقیق در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی در سه سطح جرم مخصوص ظاهری و با سه تکرار در خاک مذکور اجرا شد. سطوح تراکم خاک در مقادیر جرم مخصوص ظاهری ۱/۳، ۱/۵۵ و ۱/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب ایجاد شد. برای ایجاد سطوح تراکم از وزنه ۴/۵ کیلوگرمی که از ارتفاع ۴۵ سانتی‌متری به صورت سقوط آزاد بر سطح خاک گلدان‌ها رها می‌شد، استفاده شد.

بعد از ایجاد سطوح تراکم در خاک گلدان‌ها، ۶ بذر ذرت (*Zea mays L.*) رقم سینگل کراس ۷۰۴ در عمق ۵ سانتی‌متری قرار داده شده و ۵ سانتی‌متر خاک معمولی روی بذور موجود در داخل گلدان‌ها ریخته شد تا محدودیتی در جوانه‌زنی به‌وجود نیاید. آبیاری گلدان‌ها با آب مقطر صورت گرفت. بعد از سبز شدن، چهار تا از بوته‌ها حذف شده و دو بوته سالم و شاداب‌تر حفظ شد و اندازه‌گیری‌های صفات فیزیولوژیک گیاه به صورت زیر انجام شد:

مقاومت روزنه‌ای برگ در وسط روز (ساعت ۱۲ تا ۲) توسط دستگاه پورومتر انتشاری[1] اندازه‌گیری شد. پتانسیل آب برگ هم در وسط روز و به وسیله دستگاه محفظه فشار[2] اندازه‌گیری گردید. غلظت پرولین برگ به روش ایریگوئن و همکاران (۱۹۹۲) و غلظت سدیم و پتاسیم در کل اندام هوایی گیاه به صورت خشک‌سوزانی و با استفاده از دستگاه فلیم فتومتر تعیین شد. تجزیه آماری داده‌ها از قبیل آزمون نرمال بودن توزیع داده‌ها، تجزیه واریانس و مقایسه میانگین‌ها (با آزمون LSD در سطح احتمال ۵ درصد) با استفاده از نرم‌افزار SPSS انجام گردید.

نتایج و بحث

برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. این خاک غیرشور، داری pH قلیایی قوی، کربن آلی، ظرفیت تبادل کاتیونی و آهک زیاد بود (نیشابوری و ریحانی‌تبار، ۱۳۸۹).

1. DeltaT Devices, Cambridg,UK, AP4 Porometer
2. SOIL MOISTURE EQUIPMENT CORP., USA, 3005

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه

شن (٪)	سیلت (٪)	رس (٪)	کلاس بافتی (USDA)	OC (٪)	CEC ($cmol_c.kg^{-1}$)	pH_e	CCE (٪)	EC_e (dS/m)
۶۲/۸	۲۲/۵	۱۴/۷	لوم شنی	۲/۱	۷۵/۵	۸/۷	۲۰/۵	۱/۵

همانطور که در جدول ۲ مشاهده می‌شود، تراکم خاک بر مقاومت روزنه‌ای و پتانسیل آب برگ در سطح احتمال ۱ درصد اثر معنی‌دار داشت ولی اثر آن بر غلظت پرولین، غلظت سدیم، غلظت پتاسیم و نسبت پتاسیم به سدیم از نظر آماری معنی‌دار نگردید (جدول ۲).

جدول ۲- تجزیه واریانس اثر تراکم خاک بر خصوصیات فیزیولوژیک ذرت

منبع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات					
		Rs	LWP	Pr	Na	K	K/Na
تراکم خاک	۲	۸/۹۱**	۱۰/۰۳**	۰/۲۴ns	۰/۰۲ns	۱۸/۹۲ns	۲۲۰/۷۹ns
تکرار	۲	۰/۲۴ns	۲/۵۵**	۰/۰۵ns	۰/۰۱ns	۹/۶۸ns	۱۱۵/۳۵ns
خطای آزمایشی	۴	۰/۳۶	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۰۰۸	۱۸/۱۴	۱۵۲/۵۹
ضریب تغییرات (٪)	–	۱۳/۴۲	۲/۶۸	۸/۶۲	۱۳/۳۷	۱۷/۰۸	۳۱/۷۲

Rs، LWP و Pr به ترتیب مقاومت روزنه‌ای، پتانسیل آب و غلظت پرولین برگ.

ns، *، ** به ترتیب تفاوت غیر معنی‌دار و معنی‌دار در سطح احتمال ۵ درصد و ۱ درصد

در اثر بالا رفتن جرم مخصوص ظاهری خاک، مقاومت روزنه‌ای افزایش یافت. به طوری‌که کمترین مقدار مقاومت روزنه‌ای در جرم مخصوص ظاهری ۱/۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب و بیشترین مقدار آن در جرم مخصوص ظاهری ۱/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (جدول ۳). این نتیجه با نتایج لیپیک و همکاران (۱۹۹۶) مطابقت دارد.

جدول ۳- مقایسه میانگین‌های صفات اندازه‌گیری شده تحت اثر تراکم خاک

سطوح جرم مخصوص ظاهری (g/cm^3)	Rs (s/cm)	LWP (-bar)	Pr (µmol/g FW)	Na (mg/g DW)	K (mg/g DW)	K/Na
۱/۳	۲/۷۶ c	۱۱/۰۰ a	۲/۷۷ a	۰/۶۰ a	۲۵/۲۱ a	۴۴/۶۷ a
۱/۵۵	۴/۴۹ b	۱۱/۸۳ b	۳/۰۴ a	۰/۶۳ a	۲۷/۲۹ a	۴۳/۰۸ a
۱/۷۵	۶/۲۱ a	۱۴/۵۰ c	۳/۳۳ a	۰/۷۷ a	۲۲/۲۹ a	۲۹/۰۸ a

Rs، LWP و Pr به ترتیب مقاومت روزنه‌ای، پتانسیل آب و غلظت پرولین برگ.

حروف مشترک در هر ستون فاقد تفاوت آماری معنی‌دار بر اساس آزمون LSD در سطح احتمال ۵ درصد می‌باشند.

در اثر افزایش جرم مخصوص ظاهری پتانسیل آب برگ منفی‌تر شده و از مقدار آن کاسته شد. بین هر سه سطح

جرم مخصوص ظاهری از نظر پتانسیل آب برگ اختلاف معنی‌دار آماری مشاهده گردید (جدول ۳). نتیجه حاصل با نتایج گرزسیاک (۲۰۰۹) مبنی بر کاهش پتانسیل آب در اثر بالارفتن جرم مخصوص ظاهری خاک، مشابهت دارد. بین سه سطح جرم مخصوص ظاهری از نظر غلظت پرولین اختلاف معنی‌دار آماری مشاهده نشد ولی نتایج به دست آمده نشان داد که بیشترین مقدار پرولین در جرم مخصوص ظاهری ۱/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب و کمترین مقدار آن در جرم مخصوص ظاهری ۱/۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب به دست آمد (جدول ۳). غلظت سدیم، غلظت پتاسیم و نسبت پتاسیم به سدیم از نظر آماری تحت تأثیر معنی‌دار تراکم خاک قرار نگرفت ولی نتایج به دست آمده نشان دهنده افزایش غلظت سدیم و کاهش غلظت پتاسیم و نسبت پتاسیم به سدیم در بخش هوایی ذرت در اثر افزایش جرم مخصوص ظاهری خاک است (جدول ۳)

نتایج حاصل نشان داد که تراکم خاک با تأثیر بر رشد و توسعه ریشه و ایجاد محدودیت در جذب آب و عناصر غذایی برای ریشه، بر خصوصیات فیزیولوژیکی ذرت اثر منفی داشت و منجر به کاهش پتانسیل آب برگ، کاهش غلظت پتاسیم و کاهش نسبت پتاسیم به سدیم و افزایش مقاومت روزنه‌ای، افزایش غلظت پرولین و افزایش غلظت سدیم بخش هوایی شد.

منابع

نیشابوری مر و ریحانی‌تبار ع، ۱۳۸۹. تفسیر نتایج آزمون خاک (این همه اعداد و ارقام چه معنی دارند؟). انتشارات دانشگاه تبریز.

Flowers MD and Lal R, 1998. Axle load and tillage effects on soil physical properties and soybean grain yield on a mollic ochraqualf in northwest Ohio. Soil Tillage Research 48: 21–35.

Gee GW and Bauder JW, 1979. Particle size analysis by hydrometer: a simplified method for routine textural analysis and a sensitivity test of measured parameters. Soil Sci Soc. Am. J. 43: 1004-1007.

Grzesiak MT, 2009. Impact of soil compaction on root architecture, leaf water status, gas exchange and growth of maize and triticale seedlings. Plant Root 3: 10-16.

Irigoyen JJ, Emerich DW, and Sanchez-Diaz M, 1992. Water stress induced changes in concentrations of proline and total soluble sugars in nodulated alfalfa (*Medicago sativa* L.) plants. Physiol. Plant. 84: 55-60.

Jackson ML, 1958. Soil Chemical Analysis. Prentice Hall, Englewood Cliff, 480 pp.

Lipiec J, Ishioka T, Szustak A, Pietrusiewicz J and Stepniewski W, 1996. Effects of soil compaction and transient oxygen deficiency on growth, water use and stomatal resistance of maize. Acta. Agric. Scand., B Soil Plant Sci. 46: 186–191.

Nawaz MF, Bourrie G and Trolard F, 2012. Soil compaction impact and modelling. a review. Agron. Sustain. Dev.

Nelson DW and Sommers LE, 1996. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: Methods of Soil Analysis, Part 2, 2nd ed., A.L. Page et al., Ed. Agronomy. 9:961-1010. Am. Soc. of Agron. Inc. Madison, WI.

ارزیابی تخریب اراضی از منظر منابع آب زیرزمینی برمبنای مدل مدالوس و با استفاده از سامانه اطلاعات جغرافیایی در دشت قزوین

خالد حاجی ملکی[۱]، منوچهر گرجی[۲]، فریدون سرمدیان[۳]، حسین اسدی[٤]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه مهندسی علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۲- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
۳- استاد گروه مهندسی علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران
٤- دانشیار گروه مهندسی علوم خاک دانشکده کشاورزی دانشگاه گیلان

مقدمه

منطقه ای از سطح زمین را که همه ویژگی‌های نسبتا پایدار یا قابل پیش بینی زیست‌کره به صورت عمودی در بالا و پایین این منطقه قرار گرفته باشد، اراضی می‌گویند. از این جمله می‌توان به آتمسفر، خاک، ساختار زمین شناسی زیرین و ریخت‌های سرزمینی وابسته، هیدرولوژی، جوامع گیاهی، جوامع ریزجانداران و نتایج فعالیت‌های گذشته و حال بشر اشاره نمود. این عوامل تاثیر بسزایی بر استفاده‌های حال یا آینده انسان‌ها از سرزمین دارند (فائو، ۱۹۸۳). فائو تخریب اراضی را به این صورت تعریف می کند: تخریب اراضی به طور معمول تقلیل موقتی یا دائمی در ظرفیت و توان باروری زمین می‌باشد که اغلب توسط مدیریت ناصحیح و اعمال کاربری نا متناسب اراضی بوجود می‌آید. در ایران علاوه بر کمبود آب و بارندگی، توزیع سالانه آن نیز یکسان نیست. این امر شرایط را برای آسیب پذیر نمودن اراضی و وخیم تر شدن تخریب اراضی مهیا می‌کند. برداشت زیاد از سفره‌های آب باعث تخلیه آن‌ها و بدتر شدن بیلان آب در بلند مدت شده است.. علیرغم رشد سطح اراضی آبی، نرخ رشد سالانه آنها در حال کاهش است. برنامه‌ریزی غلط و ناکافی آبیاری باعث پدیده‌ای به نام شور و سدیمی شدن ثانویه و غرقاب شدن برخی اراضی شده است.

تجمع زیاد نمک‌های محلول در آب زیرزمینی عمدتاً ناشی از هوازدگی سنگ‌هاست(فیلد و هانیس،۲۰۰۰). توسعه صنعتی همراه با رشد جمعیت و افزایش میزان مصرف باعث آلودگی منابع طبیعی می‌شود(مهردادی و همکاران، ۲۰۰۹). منبع آلودگی آب‌های زیرزمینی می‌تواند شامل نفوذ آب شور،زباله‌ها، تراوش از مخازن زیرزمینی، فعالیت شدید کشاورزی و استفاده از نمک جهت کنترل برف در جاده‌ها باشد(میروسلاو و بشکین، ۱۹۹۹). کاهش معنی دار کیفیت آب زیرزمینی در کشورهای توسعه یافته بعلت شستشوی نمک‌های کود در زمین‌های کشاورزی و نفوذ آب دریا مشاهده شده است(مک دونالد و کایی، ۱۹۸۸). شستشوی نمک‌های کود از زمین‌های کشاورزی مخصوصاً باعث آلودگی نیترات می‌شود(باوا و سین، ۱۹۹۳). پتانسیل آلودگی در مناطق کشاورزی بستگی به بهره وری از زمین، کودهای مورد استفاده، موقعیت نسبت به رودخانه و سطح ایستابی، زمین‌شناسی، هیدرولوژی، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک و شرایط آب و هوایی منطقه دارد(روگووسکی، ۱۹۹۰). دادرسی(۱۳۸۵) تغییرات کمی و کیفی منابع آب زیرزمینی و بررسی نقش آن در تخریب اراضی را مورد بررسی قرار دادند. در تحقیق مذکور با هدف ارزیابی روند تخریب اراضی در سطح منطقه شرق شهرستان سبزوار، آمار دراز مدت چاه های پیزومتری و کیفیت آب، مورد استفاده قرار گرفت. با اتکاء به داده‌های جمع آوری شده، روند تغییرات سطح آب سفره طی یک دوره پایه ۲۸ ساله تحلیل گردید. همچنین با بهره برداری از داده‌های کیفی و نتایج تحلیل آن‌ها، منحنی هم شوری آب‌های زیر زمینی منطقه نیز تهیه گردید. نتایج این پژوهش نشان داد که علیرغم سیر نزولی سطح آب‌های زیر زمینی و افزایش شوری آن‌ها در سطح زیادی از عرصه تحقیق، در

برخی نقاط منطقه، بهبود کیفیت آب نیز به چشم می‌خورد. در این بررسی دلایل مربوطه و راهکارهای مرتبط ارائه شدند. عبدالعظیمی و همکاران (۲۰۰۵) در تحقیقی در منطقه انار کرمان مکانیزم شور شدن اراضی و اثر فعالیت‌های بشر را در این پدیده ارزیابی کردند. نتایج این تحقیق نشان داد که به ترتیب آب زیرزمینی شور، آبیاری با آب‌های شور، نبود سامانه زهکشی مناسب و کود دهی شدید از عوامل اصلی شور شدن و عمدتاً ناشی از مدیریت نادرست اراضی است. زهتابیان و رفیعی (۲۰۰۳) گزارش نمودند که در روش مدالوس به علت استفاده از قابلیت‌های زیاد سامانه اطلاعات جغرافیایی در تلفیق لایه‌های اطلاعاتی، سادگی مراحل ارزیابی و جمع آوری اطلاعات پایه و کاهش خطای کارشناسی، نسبت به سایر روش‌های ارائه شده، دقیق تر است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد پژوهش به مساحت ۴۴۵۶۰ هکتار در شرق استان قزوین و در محدوده شهرستان آبیک و بین ۵۰ درجه و ۱۷ دقیقه و ۵۱ ثانیه و ۵۰ درجه و ۲۶ دقیقه و ۲۴ ثانیه طول شرقی و ۳۶ درجه و ۴ دقیقه و ۵۰ ثانیه و ۳۵ درجه و ۵۹ دقیقه و ۴۹ ثانیه عرض شمالی واقع شده است. بنابر اطلاعات اقلیمی موجود، میانگین بارندگی سالیانه در این منطقه ۳۱۶ میلیمتر است که پرباران ترین ماه سال فروردین با میانگین ۵۳/۱ میلیمتر و کم‌باران ترین ماه سال نیز شهریور با ۰/۸ میلیمتر بارندگی است. پس از بازدید صحرایی از منطقه مطالعاتی ۳۴ نمونه آب زیرزمینی از چاه‌های عمیق، نیمه عمیق و کم عمق در منطقه برداشت شد. نمونه‌های آبی به آزمایشگاه انتقال یافته و با توجه به دستورالعمل‌های موجود، آزمایش‌های فیزیکی و شیمیایی بر روی آن‌ها انجام شد.

باتوجه به آنکه اهمیت آب در مناطق خشک و نیمه خشک بیش از سایر مناطق اقلیمی می‌باشد، لذا باید تمهیداتی جهت مدیریت صحیح استفاده از این مایع حیاتی به عمل آورد تا بتوان از ایجاد شرایط بحرانی در این مناطق جلوگیری کرد. از مهمترین مشکلات مناطق خشک (به ویژه خاورمیانه و ایران) را می توان تخریب منابع آب زیرزمینی در این مناطق ذکر نمود. بدین منظور در این تحقیق آن دسته از شاخص‌هایی که با منطقه سازگار بوده و اثرات قابل ملاحظه‌ای هم در تخریب اراضی دارند مورد استفاده قرار گرفته اند. جدول ۱ امتیازدهی به شاخص‌هایی را که جهت ارزیابی وضعیت فعلی تخریب اراضی، در ارتباط با معیار تخریب منابع آب زیر زمینی در منطقه را نشان می‌دهد و در نهایت نقشه تخریب اراضی از منظر آب زیر زمینی با استفاده از شاخص‌های میزان کلر، نسبت جذب سدیم[1]، عمق سفره آب زیر زمینی، واکنش شیمیایی آب[2] و قابلیت هدایت الکتریکی[3] طبق فرمول زیر بدست آمد:

معیار منابع آب زیرزمینی = (واکنش شیمیایی آب × عمق آب زیر زمینی × کلر × نسبت جذب سدیم × (قابلیت هدایت الکتریکی × شاخص کربنات سدیم باقیمانده)^1/5

[1].Sodium Adsorption Ratio(SAR)
[2].pH
[3].Electrical Conductivity

جدول ۱: چگونگی تعیین کلاس و امتیاز دهی لایه ها برای ارزیابی کیفیت معیار آب زیر زمینی

کلاس	شاخص‌ها / امتیاز	هدایت الکتریکی(ds/m)	میزان کلر(mg/lit)	عمق سطح ایستابی(m)	واکنش شیمیایی آب(pH)	نسبت جذب سدیم(SAR)	کربنات سدیم باقیمانده(RSC[۴])
کم	۱-۱/۲۰	<۲۵۰	<۱	<۲/۵	۷-۷/۵	<۴	<۱/۲۵
متوسط	۱/۲۰-۱/۳۹	۲۵۰-۵۰۰	۱-۳	۲/۵-۵	۷/۵-۸	۴-۸	۱/۲۵-۱/۷۵
شدید	۱/۴۰-۱/۵۹	۵۰۰-۱۰۰۰	۳-۵	۵-۱۰	۸-۸/۵	۸-۱۲	۱/۷۵-۲/۲۵
بسیار شدید(الف)	۱/۶۰-۱/۷۹	۱۰۰۰-۲۰۰۰	۵-۷	۱۰-۲۵	۸/۵-۹	۱۲-۲۰	۲/۲۵-۲/۵
بسیار شدید(الف)	۱/۸۰-۲	>۲۰۰۰	>۷	>۲۵	>۹	>۲۰	>۲/۵

نتایج

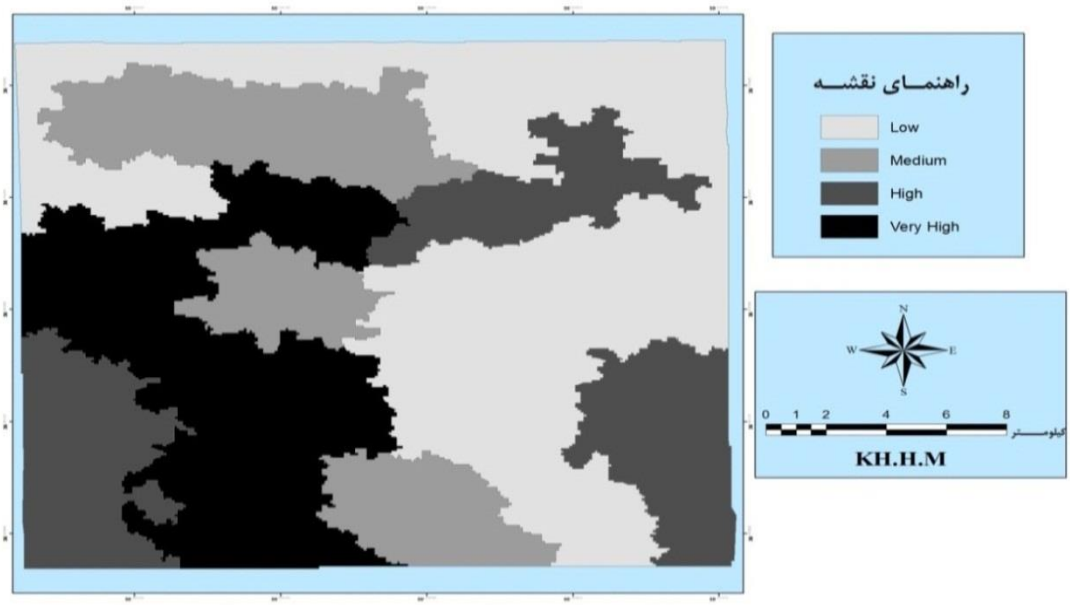
آب‌زیرزمینی و خاک با توجه به اینکه باهم در تعامل هستند می‌توانند برخصوصیات شیمیایی همدیگر تاثیر بگذارند به گونه‌ای که آب‌زیرزمینی در شور شدن خاک موثر است بنابراین در این راستا انتخاب معیار آب‌زیرزمینی به عنوان معیار موثر در تخریب اراضی می‌تواند مفید واقع گردد. برای این معیار یک سری شاخص‌های مهم تعریف شده است نقشه هریک از این شاخص‌های تعریف شده در محیط نرم‌افزار Arc GIS تهیه شده وسپس از تلفیق نقشه شاخص‌ها نقشه تخریب اراضی از منظر منابع آب زیرزمینی (شکل۱) بدست آمد. با توجه به نقشه وضعیت معیار آب زیرزمینی منطقه می توان دریافت که:

- ۲۱/۹۷ درصد از کل منطقه در کلاس خیلی شدید قرار دارد که وضعیت تاثیر منابع آب‌زیرزمینی در تخریب اراضی منطقه در نهایت خود می‌باشد. دلیل این امر را می‌توان اینگونه بیان نمود که باتوجه به اینکه در قسمت‌های جنوبی منطقه سازند زمین‌شناسی کفه‌های گلی- نمکی است در اثر تغذیه آب‌زیرزمینی، شوری و نسبت جذب سدیم آن بالا رفته است.
- ۲۲/۹۵ درصد از کل منطقه در کلاس شدید تاثیر منابع آب زیرزمینی در تخریب اراضی قرار گرفته است. این کلاس بیشتر در قسمت‌های جنوب، جنوب غربی و شمال غربی منطقه به چشم می‌خورد دلیل این امر را می‌توان تمرکز جمعیت، بهره برداری غیر اصولی از منابع آب‌زیرزمینی و استفاده بی رویه از کودهای شیمیایی بر اثر فعالیت‌های کشاورزی قلمداد نمود.
- ۱۸/۶۱ درصد از کل منطقه در کلاس متوسط، تاثیر منابع آب‌زیرزمینی در تخریب اراضی منطقه قرار دارد که نشانگر شرایط متوسط در منطقه است.
- ۳۶/۴۶ درصد از کل منطقه در کلاس کم، تخریب اراضی منطقه قرار دارد که اکثر نواحی دارای این کلاس در

[4].*Residual Sodium Carbonate* Index

قسمت‌های شیب‌دار، با تمرکز جمعیت و شدت بهره برداری از اراضی کم واقع شده‌اند.

بررسی های انجام شده بر روی متوسط وزنی ارزش‌های کمی شاخص‌های موثر بر تخریب اراضی از منظر منابع آب زیرزمینی نشان می‌دهد که در دشت قزوین شاخص هدایت الکتریکی، نسبت جذب سدیم و شاخص کربنات سدیم باقی‌مانده به ترتیب با متوسط ارزش عددی ۱/۸۱، ۱/۷۷ و ۱/۶۲ موثرترین عامل در افزایش شدت تاثیر منابع آب زیرزمینی در تخریب اراضی منطقه مورد مطالعه می‌باشد.



شکل ۱: نقشه وضعیت تاثیر منابع آب زیرزمینی در تخریب خاک منطقه مورد مطالعه

نتایج حاصل از مقایسه شدت عمل شاخص‌های مورد بررسی در تخریب اراضی از منظر معیار آب‌زیرزمینی منطقه مورد مطالعه به صورت زیر است:

هدایت الکتریکی> نسبت جذب سدیم> شاخص کربنات سدیم باقیمانده> میزان کلر> عمق سطح آب زیر زمینی> واکنش شیمیایی آب

منابع

۱- زهتابیان، غ .و ز. جعفری.۱۳۸۵. تعیین شدت تخریب منابع آب در منطقه کاشان با استفاده ازمدل بیابان‌زایی، شماره۳۰، فصلنامه محیط شناسی.

۲- محمد قاسمی، س.۱۳۸۵ . بررسی شدت بیابان‌زایی دشت سیستان با تکیه برمسائل آب و خاک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشکده منابع طبیعی تهران.

3- FAO, 1983. Guideline: land evaluation for rainfed agriculture. Soils Bulletin 52. Rome, Italy: Food and Agriculture Organization of the United Nations.

4- Field, F.W. & Haines, P. J. 2000. Environmental Analytical Chemistry. Blackwell Science

5- Rogowski, A. S. 1990. Estimation of the groundwater pollution potential on an agricultural watershed. Agricultural Water Management 18:209–230.

پیش‌بینی حد خمیرایی و هدایت هیدرولیکی اشباع با استفاده از توابع انتقالی در خاک-های استان گیلان

لیدا عطایی چافی[۱]، محمود شعبانپور[۲]، علی قربانی[۳]، ناصر دواتگر[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۲- استادیار فیزیک و حفاظت خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه گیلان
۳- استادیار مکانیک خاک و پی، دانشکده فنی، دانشگاه گیلان
٤- استادیار فیزیک و حفاظت خاک، مؤسسه تحقیقات برن

مقدمه

توابع انتقالی خاک در سال ۱۹۸۹ توسط Bouma تعریف و پیشنهاد شد. توابع انتقالی خاک توابع برآورد کننده خصوصیات دیریافت خاک با استفاده از خصوصیات زودیافت خاک می‌باشند (Bouma and Van Lanen, 1987). PTFs ، توابع پیش‌بینی کننده‌ای هستند که داده‌های زودیافت خاک مانند توزیع اندازه ذرات، چگالی ظاهری و ماده آلی را به ویژگی‌های دیریافت خاک مانند ویژگی‌های هیدرولیکی و مکانیکی مرتبط می‌کنند (Lagacherie and Mcbratney, 2006).

در واقع توابع انتقالی یکی از روش‌های غیرمستقیم در اندازه‌گیری ویژگی‌های دیریافت خاک می‌باشند و ویژگی های پایه‌ای خاک را به سایر ویژگی‌های خاک ارتباط می‌دهند. معمولاً رگرسیون چند متغیره یا شبکه عصبی مصنوعی برای پیدا کردن پارامترهای توابع انتقالی استفاده می‌شود. طی تحقیقی کاربرد توابع انتقالی را برای تخمین خصوصیات هیدرولیکی خاک با استفاده از روش‌های پارامتریک بررسی کردند، مجموعه داده‌ها از مکان های مختلف مورد آزمایش قرار گرفت و از معادله وان گنوختن به صورت تحلیلی برای تعیین پارامترها استفاده کردند (Matula and Spongrova, 2007).

طی تحقیقی بر روی خاک‌های مناطق گرمسیری برای توسعه مدل‌های ساده برآورد و توصیف خواص مهندسی خاک با استفاده از خواص زودیافت خاک، نشان دادند که یک رابطه خطی قوی بین انقباض حجمی (VS)، حد روانی (LL) و حد خمیرایی (PL) از یک طرف و ظرفیت تبادل کاتیونی، مواد آلی و درصد رس از طرف دیگر وجود دارد (Mbagwu and Abeh, 1998). همچنین میرخانی و همکاران (۱۳۸۶) در پژوهشی با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک، حدود پایداری خاک را برآورد کردند، نتایج نشان داد که از بین متغیرهای مستقل، حد روانی همبستگی معنی داری با متغیرهای ظرفیت تبادل کاتیونی، چگالی ظاهری و رطوبت اشباع خاک دارد. خلیل مقدم و همکاران (۱۳۹۰) با استفاده از توابع انتقالی و توابع پیش بینی فضایی خاک مقاومت برشی خاک-های با بافت متوسط و سنگین را تخمین زدند، آنها نشان دادند که تخریب اراضی به طور معنی‌داری مقاومت برشی لایه رویین را کاهش داده است. کاربرد خواص توپوگرافی و پوشش گیاهی به همراه خواص زود یافت لایه رویین خاک باعث بهبود کارایی برآورد مقاومت برشی لایه رویین خاک گردید، آنها برای اندازه‌گیری مقاومت برشی لایه رویین خاک از پره برشی (مدل–Bsl337) در شرایط اشباع استفاده کردند.

مواد و روشها

برای انجام این پژوهش ابتدا تعداد ۵۲ نمونه خاک به روش نمونه‌برداری تصادفی از نقاط مختلف استان گیلان برداشت و بافت آنها تعیین شد. ویژگی‌های زودیافت خاک شامل توزیع اندازه ذرات به روش هیدرومتری با قرائت کامل، چگالی ظاهری به روش کلوخه، ظرفیت تبادل کاتیونی به روش استات آمونیوم، تعیین pH با استفاده از pH متر، ماده آلی به روش والکلی و بلاک و رطوبت اشباع خاک به روش وزنی اندازه‌گیری شد. ویژگی‌های دیریافت شامل هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به روش بار افتان و حد خمیرایی خاک به روش تهیه فتیله اندازه-گیری شد. پس از بررسی همبستگی بین متغیرهای مستقل (ویژگی‌های زودیافت خاک)، با استفاده از نرم افزار SPSS با روش رگرسیون گام به گام، مناسب‌ترین ترکیب از متغیرهای مستقل برای برآورد حد خمیرایی و هدایت هیدرولیکی اشباع انتخاب و معادلات رگرسیونی چند متغیره خطی ارائه شد.

نتایج و بحث

جدول ۱ آماره‌های توصیفی اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد. محدوده داده‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های استفاده شده بجز چند نمونه که دارای بافت سبک می‌باشند، بیشتر نمونه ها دارای بافت متوسط و سنگین می-باشند.

جدول ۱- آماره‌های توصیفی مربوط به ویژگی‌های اندازه‌گیری شده کل نمونه‌های خاک

پارامتر	حداقل	حداکثر	میانگین	واریانس	ضریب تغییرات(٪)
درصد رطوبت اشباع	۳۱/۰۴	۹۰/۱۰	۵۸/۲۹	۲۰۷/۰۵	۲۴/۶۶
چگالی ظاهری	۱/۰۵	۱/۹۶	۱/۴۹	۰/۰۳۱	۱۱/۶۷
ظرفیت تبادل کاتیونی	۶/۶۰	۳۷/۰۷	۲۰/۳۰	۵۲/۹۲	۳۵/۸۱
pH	۴/۰۴	۷/۳۷	۶/۷۰	۰/۴۱۲	۹/۵۶
درصد کربن آلی	۰/۰۳	۵/۷۴	۲/۳۷	۲/۱۲	۶۱/۱۸
حد خمیری	۰/۱۳	۰/۴۶	۰/۲۹۴	۰/۰۰۶	۲۵/۵۱
هدایت هیدرولیکی اشباع	۶/۱* ۱۰$^{-۷}$	۶/۱* ۱۰$^{-۴}$	۶/۹۸* ۱۰$^{-۵}$	۱/۵۳* ۱۰$^{-۸}$	۱۷۷/۴۶* ۱۰$^{-۱۲}$

در جدول ۲، PL : حد خمیرایی خاک، Ks : هدایت هیدرولیکی اشباع خاک(cm/s)، SP : درصد رطوبت اشباع خاک، OC : درصد کربن آلی خاک و BD : چگالی ظاهری خاک می‌باشند.

توابع ارائه شده نشان دادند که از بین متغیرهای مستقل، استفاده از درصد رطوبت اشباع و کربن آلی برآورد خوبی از حد خمیرایی (R^2_{adj} = ۰/٦٢٦) و استفاده از درصد رطوبت اشباع، pH و چگالی ظاهری برآورد خوبی از هدایت هیدرولیکی اشباع (R^2_{adj} = ۰/٦٨٢) را بدست می‌دهند. و توابع ارائه شده در سطح ۰/۱ درصد معنی‌دار می‌باشند.

جدول ۲ - توابع انتقالی ارائه شده برای برآورد حد خمیرایی و هدایت هیدرولیکی اشباع

توابع	R^2_{adj}
PL = 0.067 + 0.003SP +0.022OC	0.626
Ks = 0.806 – 0.032SP – 0.036pH – 1.303BD	0.682

حد خمیرایی بیشترین همبستگی را با درصد رطوبت اشباع و درصد کربن آلی نشان داده که افزایش رطوبت اشباع به دلیل تأثیر درصد رس و سیلت و مواد آلی بوده و موجب افزایش حد خمیری می‌شود. افزایش درصد کربن آلی نیز به دلیل تأثیر مواد آلی است. میرخانی و همکاران (۱۳۸۶) نیز طی پژوهشی نشان دادند که حد خمیرایی همبستگی معناداری با متغیرهای ظرفیت تبادل کاتیونی، چگالی ظاهری، درصد رس و رطوبت اشباع خاک (R^2_{adj} = ۰/۷۲) دارد.

هدایت هیدرولیکی اشباع بیشترین همبستگی را با درصد رطوبت اشباع، چگالی ظاهری و pH نشان داده است. مقدار آب در حالت اشباع برابر با مقدار تخلخل کل خاک است. هر چقدر میزان تخلخل خاک زیادتر باشد، حجم کلی منافذ ریز بیشتر و خاک ریز بافت‌تر است. از طرف دیگر خاک‌های ریز بافت دارای تخلخل درشت کمتری بوده و در نتیجه هدایت هیدرولیکی اشباع کمتری دارند. به همین دلیل در خاک‌هایی که درصد رطوبت اشباع کمتری دارند، هدایت هیدرولیکی کمتری انتظار می‌رود. گولسر و کاندمیر (۲۰۰۸) نیز همبستگی هدایت هیدرولیکی اشباع با خصوصیات منحنی مشخصه رطوبتی خاک را بسیار بالا ارزیابی کردند و اظهار داشتند که در صورت وجود داده‌های مربوط به این خصوصیات استفاده از آنها به عنوان متغیر زودیافت می‌تواند تأثیر بسیار زیادی بر دقت برآورد بگذارد.

هدایت هیدرولیکی همبستگی منفی با چگالی ظاهری نیز نشان داده است. هر چقدر که خاک سبک‌تر باشد، چگالی ظاهری آن افزایش پیدا می‌کند. به عبارت دیگر خاک‌های درشت بافت دارای جرم مخصوص ظاهری بیشتری نسبت به خاک‌های ریزبافت هستند. افزایش اندازه خلل و فرج خاک از طرف دیگر موجب افزایش نسبت خلل و فرج درشت به کل تخلخل خاک شده و هدایت هیدرولیکی اشباع را افزایش می‌دهد به همین دلیل همبستگی بین هدایت هیدرولیکی اشباع با چگالی ظاهری خاک مورد انتظار است. دعایی و همکاران (۱۳۸۴) نیز طی پژوهشی نشان دادند که هدایت هیدرولیکی اشباع همبستگی معناداری با چگالی ظاهری، درصد کربن آلی و درصد رس (R^2_{adj} = ۰/۸۷) دارد.

خداوردی لو و همکاران (۱۳۹۰) در ارزیابی توابع انتقالی پارامتریک در برآورد رطوبت در برخی خاک‌های آهکی به این نتیجه رسیدند که بیشینه R^2 در این توابع مربوط به رطوبت اشباع با (R^2 = ۰/۵۳) است.

منابع

خلیل مقدم، ب.، افیونی، م.، جلالیان، ا.، عباسپور، ک.، و دهقانی، ا.، ۱۳۹۰. تخمین مقاومت برشی خاک با استفاده از توابع انتقالی و توابع پیش‌بینی فضایی خاک. نشریه آب و خاک (علوم و صنایع کشاورزی)، جلد ۲۵، شماره ۱، صفحه‌های ۱۹۵ تا ۱۸۷.

میرخانی، ر.، سعادت، س.، شعبانپور شهرستانی، م.، آریا، پ.، و یگانه، م.، ۱۳۸۶. برآورد حدود پایداری خاک با استفاده از ویژگی‌های زودیافت خاک. مجله علوم خاک و آب، جلد ۲۱، شماره ۲، صفحه‌های ۲۰۱ تا ۲۰۷.

خداوردی لو، ح.، قربانی دشتکی، ش.، نریمانی، ز.، و شهنازی، ا.، ۱۳۹۰. ارزیابی کاربردی توابع انتقالی پارامتریک در برآورد رطوبت در برخی خاک‌های آهکی. دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران ،۱۲ تا ۱۴ شهریور، دانشگاه تبریز، تبریز.

دعایی، م.، شعبانپور شهرستانی، م.، باقری، ف.، و نوابیان، م.، ۱۳۸۴. تخمین هدایت هیدرولیکی اشباع خاک به وسیله شبکه‌های عصبی مصنوعی. نهمین کنگره علوم خاک ایران ، تهران.

Bouma, J. and H.A.J. Van Lanen. 1987. Transfer functions and threshold values from soil characteristics to and qualities. In: Beek, K., P. A. Barrough and D. D Mc Cormack (Ed.)., Proc. Workshop by ISSS/SSSA on QuantfiedLand Evaluation Procedures, ITC publication No. 6,Enschede, the Netherlands, pp: 106-111.

Gulser, C. and F. Candemir. 2008. Prediction of saturated hydraulic conductivity using some moisture constants and soil physical properties. Journal of Applied Sci., 4: 418-424.

Lagacherie, P. and Mcbratney A.B. 2006. Chapter 1 spatial soil information systems and spatial soil inference systems: Perspectives for digital soil mapping, Developments in Soil Science: 31: 3-22.

Matula, S. and K. Spongrova. 2007. Pedotransfer function application for estimation of soil hydrophysical properties using parametric methods. Plant Soil Environ. 53 (4): 149-157.

Mbagwu, J.S.C. and O.G. Abeh. 1998. Prediction of engineering properties of tropical using intrinsic pedological parameters. Soil Science, Baltimore, V: 163, N:2, P: 93-102.

اثر ادوات مختلف خاک‌ورزی برمقاومت به نفوذ خاک شالیزاری

مریم مرزی نوحدانی[1]، بهروز مصطفی‌زاده‌فرد[2]، سید فرهاد موسوی[3]، محمدرضا یزدانی[4]، محمدرضا علیزاده[4]
۱- کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، محقق مؤسسه تحقیقات برنج کشور
۲- استاد گروه آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان
۳- استاد وابسته گروه مهندسی عمران، دانشکده عمران، دانشگاه سمنان
٤- عضو هیئت علمی مؤسسه تحقیقات برنج کشور

مقدمه

برنج بعد از گندم مهمترین گیاه زراعی دنیا بوده و قدیمی ترین زراعت در آسیا و طبق آمارنامه کشاورزی سال ۸۰ ، تأمین کننده بیش از ٪۸۰ کالری و ۷۵٪ پروتئین مصرفی مردم این قاره می باشد.

در زراعت برنج، عملیات پادلینگ در شرایط غرقاب صورت می‌گیرد و در این حالت کمیت وکیفیت کار ماشین به شدت تحت تأثیر شرایط خاک و نحوه آماده‌سازی می‌باشد. از این رو، دستیابی به شیوه‌های مؤثر پادلینگ نه تنها برای کاهش مدت زمان انجام عملیات، بلکه از نظر ایجاد شرایط مطلوب برای رشد و عملکرد گیاه حائز اهمیت است.

عملیات پادلینگ برای آماده‌سازی شالیزارها در بعضی از مناطق شمال کشور به طور عمده با کمک پاور تیلر (تراکتور دو چرخ) مجهز به چرخ‌های آهنی همراه با یک نوع خاک‌همزن شبیه به شیار بازکن و وسیله‌ای که مالبند به عقب آن متصل می‌شود (در اصطلاح محلی به راست کاول معروف است) انجام می‌گیرد.

از نقطه نظر فنی، یکی از مشکلات عمده این نوع ادوات خاک‌ورزی را می‌توان کم بودن عرض کار مؤثر آنها، عدم امکان افزایش تعداد عامل خاک‌ورز به دلیل محدودیت نیروی کششی پاور تیلر و کم بودن ظرفیت کار عنوان کرد که نتیجه آن کم بودن ظرفیت مزرعه‌ای مؤثر است. استفاده از خاک‌همزن‌ها و پادلرهای دوار به جای ادوات مرسوم، انرژی مصرفی و هزینه عملیات آماده‌سازی زمین شالیزاری را به میزان قابل توجهی کاهش می-دهد.

یزدانی و همکاران در سال ۸۲ بیان نمودند که در ایران به دلیل شرایط اقلیمی برنج به صورت غرقابی کشت می شود. در نتیجه در مواقع بروز بحران کمبود آب، این زراعت دچار مخاطرات شدید خواهد شد. رشد سریع شهر نشینی و برنامه های برداشت آب در این مناطق موجب کاهش آب تخصیصی به مناطق شالیکاری شمال کشور شده است. به همین دلیل، تولید برنج به عنوان پر مصرف ترین کشت آبی در آینده متکی به اتخاذ روش های کار آمد مصرف آب می باشد.

مواد و روشها

این پژوهش در اراضی شالیزاری مؤسسه تحقیقات برنج کشور واقع در ۱۰ کیلومتری شهر رشت اجرا گردید. آزمایش در یک زمینی به مساحت ۴۵۰۰ متر مربع شامل سه قطعه به صورت سه تکرار (هر تکرار در حدود ۱۵۰۰ متر مربع) انتخاب و هر قطعه به ۱۶ کرت (در مجموع ۴۸ کرت) به ابعاد ۱۳×۶/۵ متر در در بافت خاک رس سیلتی مؤسسه تحقیقات برنج کشور در عمق ۳۰-۰ سانتی‌متر انجام شد.

آزمایش در مزرعه با دو عامل ادوات خاک ورزی و دفعات پادلینگ در سه تکرار انجام شد. ادوات خاک ورزی شامل: ۱- خاک‌همزن مرسوم تیلری(T_1)، ۲- خاک‌همزن دوار تیلری(T_2)، ۳- پادلر مخروطی تیلری T_3 و ۴- رتیواتور تراکتوری T_4 و دفعات پادلینگ شامل: ۱- یک بار پادلینگ(P_1)، ۲- دو بار پادلینگ P_2، ۳- سه بار پادلینگ(P_3) و۴- چهار بار پادلینگ(P_4). در آزمایشگاه، تیمار آبیاری شامل: غرقاب دائم(W_1)، آبیاری پس از مشاهده ترک مویین (به عرض سه میلی‌متر)(W_2)، آبیاری پس از مشاهده ترک یک سانتی‌متر W_3و آبیاری پس از مشاهده ترک سه سانتی‌متر(W_4) به سایر تیمارها اضافه شد و طرح به صورت کرت‌های دوبار خرد شده با سه فاکتور و در سه تکرار انجام شد.

برخی از خواص فیزیکو- شیمیایی خاک محل آزمایش در جدول ۱ نشان داده شده است.

جدول۱- مشخصات فیزیکی خاک مزرعه آزمایشی

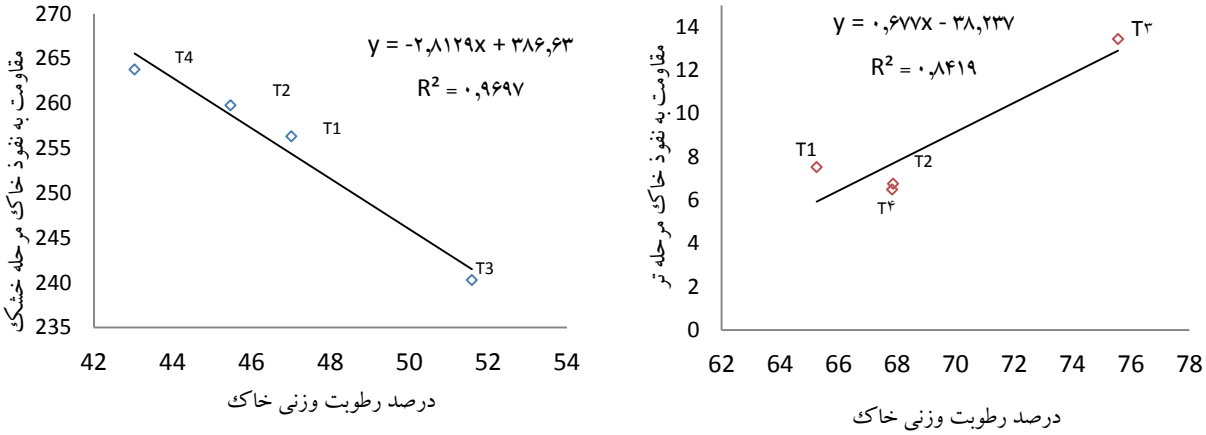
عمق خاک (cm)	رس (٪)	سیلت (٪)	شن (٪)	کربن آلی (٪)	وزن مخصوص ظاهری(gr/cm3)	رطوبت اشباع (٪)	بافت خاک
۰-۳۰	۴۷	۳۹	۱۴	۱/۵۸	۰/۶۱۳	۷۹/۵۲	رس سیلتی

این طرح در آزمایشگاه در ۱۹۲ گلدان برای مرحله خشک (پس از واردکردن تیمار ادوات شخم و دفعات پادلینگ در مزرعه و وارد فاز آزمایشگاهی شدن گلدان‌ها، به خاک گلدان‌ها آبی اضافه نگردید و خاک شروع به خشک شدن کرد تا به ترک مورد نظر در تیمار آبیاری برسد) و در ۱۹۲ گلدان برای مرحله تر (با اتمام مرحله خشک، گلدان‌ها مشابه شرایط مزرعه آبیاری گردیدند به طوری که دو سانتی‌متر آب روی سطح خاک ریخته شد) انجام شد.

تغییر مقاومت به نفوذ توسط پنترومتر جیبی اندازه‌گیری شد که محدوده اندازه‌گیری آن ۶-۰ کیلوگرم بر سانتی-متر مربع (۵۸۸-۰ کیلوپاسکال) می‌باشد. میزان مقاومت به نفوذ در هر دو مرحله خشک و تر به صورت روزانه تعیین شد.

نتایج و بحث

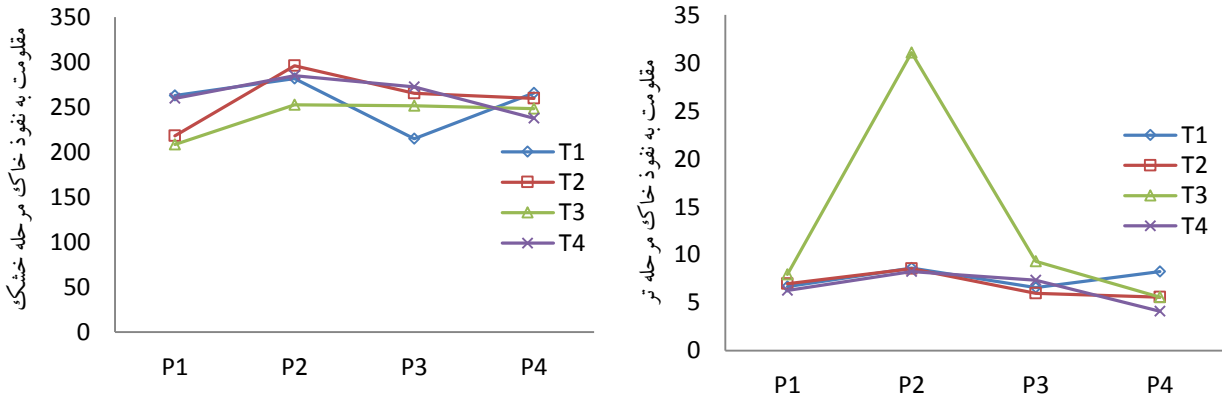
اثر ادوات مختلف خاک‌ورزی بر مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک و تر نشان می دهد که بیشترین مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک (۲۶۳/۷۸ kpa) مربوط به رتیواتور تراکتوری است که دارای کمترین درصد رطوبت خاک (۴۳/۰۳) است و در مرحله تر مقدار آن (۱۳/۴۵ kpa) با رطوبت وزنی (۷۵/۵۶) مربوط به پادلر مخروطی تیلری می باشد. کمترین مقدار مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک (۲۴۰/۳ kpa) مربوط به پادلر مخروطی تیلری می‌باشد که دارای بیشترین رطوبت خاک (۵۱/۵۹) می باشد و در مرحله تر مقدار آن (kpa ۶/۴۹) با رطوبت وزنی (۶۷/۸۳) مربوط به رتیواتور تراکتوری می‌باشد. مقدار مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک در دستگاه خاک‌همزن دوار تیلری (۲۵۹/۸ kpa) و در خاک‌همزن مرسوم تیلری (۲۵۶/۳۳ kpa) می باشد و در مرحله تر خاک‌همزن مرسوم تیلری و خاک‌همزن دوار تیلری این مقدار به ترتیب ۷/۵۳ و ۶/۷۶ کیلوپاسکال می‌باشد که در شکل ۱ قابل مشاهده می باشد.



شکل ۱- مقاومت به نفوذ خاک و درصد رطوبت وزنی خاک برای ادوات مختلف خاک ورزی در مرحله خشک و تر(کیلو پاسکال)

اثر دفعات پادلینگ بر مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک شدن و تر نشان می دهد که بیشترین مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک مربوط به دو بار پادلینگ (۲۷۸/۸۹ kpa) با درصد رطوبت وزنی (۴۵/۸۹) و در مرحله تر مربوط به دو بار پادلینگ (۱۴/۱۱kpa) با رطوبت وزنی خاک (۶۸/۷۱) و کمترین مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک مربوط به یک بار پادلینگ (۲۳۷/۳۴ kpa) با درصد رطوبت وزنی (۵۳/۸۱) و در مرحله تر به چهار بار پادلینگ (۵/۸۸ kpa) با رطوبت وزنی خاک (۶۸/۶۳) می‌باشد.

اثر متقابل ادوات خاک‌ورزی و دفعات پادلینگ بر مقاومت به نفوذ خاک مرحله خشک نشان می هد که بیشترین مقاومت به نفوذ خاک مرحله خشک مربوط به خاک‌همزن دوار تیلری با دو بار پادلینگ(۲۹۶/۰۶ kpa) و در مرحله تر مربوط به پادلر مخروطی تیلری با دو بار پادلینگ(۳۱/۰۷ kpa) و کمترین مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک مربوط به پادلر مخروطی تیلری با یک‌بار پادلینگ (۲۰۸/۷۴ kpa) و در مرحله تر مربوط به رتیواتور تراکتوری با چهار بار پادلینگ (۴/۰۹ kpa) می‌باشد. که در شکل۲ مشاهده می شود.



شکل ۲- اثر متقابل دفعات پادلینگ و ادوات مختلف خاک‌ورزی بر مقاومت به نفوذ خاک در مرحله خشک و تر خاک(کیلو پاسکال)

مرزی و همکاران در سال ۹۰ بیان نمودند که دو روش جدید مورد استفاده در تیمارهای خاک همزن دوار تیلری و پادلر مخروطی تیلری و باعث افزایش نگهداری رطوبت خاک شدند. در مقایسه بین دفعات مختلف پادلینگ، مقدار مقاومت به نفوذ خاک برای سه و چهار بار پادلینگ مقدار یکسانی را نشان داد که خود می‌تواند باعث صرفه‌جویی در هزینه‌های کارگری و سوخت باشد. از نظر مقاومت به نفوذ خاک، سه بار پادلینگ با دستگاه خاک‌همزن مرسوم تیلری با یک بار پادلینگ خاک‌همزن مرسوم تیلری و یک بار پادلینگ پادلر مخروطی تیلری برابری می‌کند. بنابراین با صرف هزینه کمتر برای عملیات پادلینگ در تیمارهای خاک همزن دوار تیلری و پادلر مخروطی تیلری می‌توان همان نتایجی را به دست آورد که با انجام سه بار پادلینگ در تیمارخاک همزن مرسوم تیلری به دست آمد.

منابع

۱- آمارنامه کشاورزی.۱۳۸۰. وزارت جهاد کشاورزی. نشریه شماره ۸۰/۰۳.

۲- مرزی نوحدانی، م.، ۱۳۹۰. اثر روش های مختلف پادلینگ بر خصوصیات هیدرولیکی و وضعیت رطوبتی خاک غالب شالیزارهای گیلان. پایان نامه کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۳- یزدانی، م.، م. شریفی، ت. رضوی پور و ن. شرفی.۱۳۸۲. مقایسه مدیریت های مختلف آبیاری در زراعت برنج گیلان. یازدهمین همایش کمیته ملی آبیاری و زهکشی ایران، تهران،ص ۱۵۴-۱۴۳.

تاثیر روشهای مختلف کم آبیاری بر عملکرد کمی و کیفی پرتقال تامسون ناول

مهرداد شهابیان[1] ، رمضانعلی دهقان[1]
۱-اعضاء هیات علمی بخش تحقیقات خاک و آب مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی مازندران

مقدمه

تکنیک ها و مدیریت های مختلف کم آبیاری به منظور استفاده بهینه از منابع آب ارائه شده است که از جمله آنها می توان به روش های معمول کم آبیاری (DI)[1] و "خشکی موضعی ریشه" (PRD)[2] اشاره نمود. کم آبیاری به روش "خشکی موضعی ریشه"، یک روش نسبتا جدید کم آبیاری است که سبب افزایش کارآیی مصرف آب[3] می شود. برخی آزمایش ها نشان می دهد که به دنبال صرفه جویی در مصرف آب، کاهشی در عملکرد و کیفیت محصول پدید نمی آید. در این روش به تناوب یک سمت درختان آبیاری می شود. ریشه هایی که در سمت بدون آبیاری قرار می گیرند، علائمی[4] به شاخه ها می فرستند که این علائم، مکانیسم های فیزیولوژیکی را برای افزایش کارآیی مصرف آب فعال می سازند. در برخی از تحقیقات نشان داده شده که افزایش غلظت اسید آبسیزیک (ABA) در جریان شیره خامی که از ریشه های سمت آبیاری نشده درخت به سوی برگ ها حرکت می کند، سبب بسته شدن نسبی روزنه ها و نیز فعال شدن ژنهایی خاص برای مقابله با خشکی می گردد (Stoll et al., 2000). لذا با توجه به اهمیت انکار ناپذیر آبیاری در باغ های منطقه و محدودیت شدید منابع آب در مقیاس ملی، هدف از این تحقیق بررسی اثر بخشی و نتایج مدیریت کم آبیاری "خشکی موضعی ریشه" و تاثیر آن بر عملکرد کمی و کیفی درخت پرتقال تامسون ناول بوده است. Kirda et al., (2007) در تحقیقی دو ساله بر روی نارنگی در ترکیه با مقایسه تیمارهای "خشکی موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" نسبت به تیمار بدون تنش و عرف باغدار مشاهده کردند که بیشترین عملکرد به تیمار عرف باغدار با ۳۶ و ۳۷ تن در هکتار (به ترتیب در سال های ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲) مربوط می گشت که میزان آب مصرفی در این تیمار نزدیک به ۲ برابر تیمار بدون تنش بود. از طرف دیگر اختلاف عملکرد عرف باغدار و تیمار بدون تنش فقط ۱۰ تا ۱۴ درصد بود (معنی دار نبود) با این تفاوت که کارآیی مصرف آب تقریبا ۲ برابر تیمار عرف باغدار بود. پس از تیمارهای عرف باغدار و بدون تنش در مورد پارامتر عملکرد، تیمار "خشکی موضعی ریشه" با عملکرد ۳۰ و ۲۷ تن در هکتار (به ترتیب در سال های ۲۰۰۱ و ۲۰۰۲) قرار گرفت که با تیمارهای عرف باغدار و بدون تنش اختلاف معنی دار آماری نشان نداد. در نهایت اینکه کارآیی مصرف آب در تیمار های "خشکی موضعی ریشه" در سطح احتمال ۱ درصد با تیمار عرف باغدار اختلاف معنی دار داشته و به نزدیک به ۳ برابر آن رسید (۱۰۹/۲ kg $mm^{-1}ha^{-1}$ در تیمار "خشکی موضعی ریشه" و ۴۱/۱ kg $mm^{-1}ha^{-1}$ در تیمار عرف باغدار) . Treeby *et al.*, (2007) طی تحقیقی دو ساله در استرالیا و بر روی پرتقال ناول با مقایسه تیمارهای "خشکی

[1] Deficit Irrigation
[2] Partial Rootzone Drying
[3] Water Use Efficiency
[4] Signals

موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" نسبت به تیمار شاهد (بدون تنش) نشان دادند که میوه ها در تیمار شاهد ۴ درصد بزرگتر و ۱۰ درصد سنگین تر از میوه های تیمارهای "خشکی موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" بودند. مواد جامد قابل حل و اسیدیته قابل تیتراسیون در آب میوه به طور معنی داری در تیمارهای "خشکی موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" (بریکس ۱۴/۴ و اسیدیته قابل تیتراسیون ۱/۳ گرم برلیتر) بیشتر از تیمار شاهد (بریکس ۱۳/۱ و اسیدیته قابل تیتراسیون ۱/۱ گرم برلیتر) نشان داد. کاهش آب مصرفی در تیمارهای کم آبیاری سبب تولید میوه های با پوست ضخیم تر در آخر فصل شد که خطر وقوع عارضه فیزیولوژیکی ترک خوردگی میوه را کاهش داد.

مواد و روشها

این تحقیق در قالب طرح بلوک های کامل تصادفی با شش تیمار و در پنج تکرار در باغی تحقیقاتی دارای سیستم آبیاری قطره ای در استان مازندران، بر روی پرتقال تامسون ناول ۸ ساله با پایه نارنج از سال ۱۳۸۸ تا ۱۳۹۰ به مدت سه سال انجام شد. تیمارهای تحقیق عبارت بودند از: T_1 : آبیاری با وضعیت موجود (عرف باغدار)، T_2: آبیاری بر اساس نیاز آبی درخت پرتقال (تیمار بدون تنش)، T_3: آبیاری به میزان ۷۵ درصد نیاز آبی درخت پرتقال (کم آبیاری)، T_4 : آبیاری به میزان ۵۰ درصد نیاز آبی درخت پرتقال (کم آبیاری)، T_5: آبیاری به میزان ۷۵ درصد نیاز آبی درخت پرتقال و به روش "خشکی موضعی ریشه" (کم آبیاری)، T_6: آبیاری به میزان ۵۰ درصد نیاز آبی درخت پرتقال و به روش "خشکی موضعی ریشه" (کم آبیاری).

نیاز آبی گیاه (ETc)[5] بر اساس آمار و اطلاعات ۲۰ ساله ایستگاه هواشناسی مربوط به فرودگاه دشت ناز ساری و با استفاده از روش "پنمن – مانتیث"[6] و نرم افزار "کراپ وات"[7] تعیین شد. میزان آب آبیاری در تیمارهای سوم و پنجم، ۷۵ درصد تیمار دوم (آبیاری بر اساس نیاز آبی درخت پرتقال) در نظر گرفته شد و از طرف دیگر میزان آب آبیاری در تیمارهای چهارم و ششم،۵۰ درصد تیمار دوم اعمال گردید. در تیمارهای "خشکی موضعی ریشه" ، سمت آبیاری پس از مصرف ۸۰ درصد آب قابل استفاده خاک در سمت خشک تغییر می یافت که تقریبا هر ۶ تا ۱۲ روز انجام شده است (در رطوبت خاک حدود ۲۳ درصد).

در پایان آزمایش کلیه میوه های هر درخت با دقت توزین و عملکرد هر درخت تعیین شد. سپس از کلیه تکرارهای هر تیمار تعداد ۱۰ میوه بطور تصادفی و از جهات مختلف درخت برداشت شد و در آزمایشگاه مورد ارزیابی های مختلف قرار گرفت بطوریکه پارامترهایی مثل pH، مواد جامد قابل حل، اسیدیته قابل تیتراسیون و ویتامین ث در آنها تعیین شد. محاسبات آماری نمونه‌ها در قالب طرح بلوک های کامل تصادفی و با ۵ تکرار صورت گرفت و مقایسه میانگین داده‌ها با استفاده از روش دانکن و با استفاده از نرم افزار MSTATC انجام شد.

نتایج و بحث

۱- تاثیر تیمارهای مختلف بر عملکرد میوه

[5] Crop evapotranspiration

[6] Penman-Monteith

[7] Cropwat

بر اساس نتایج تجزیه واریانس، اثر تیمارهای مختلف بر عملکرد میوه در سطح احتمال ۱ درصد معنی دار شده است که نتایج مربوطه در جدول ۱ آورده شده است.

نتایج نشان داد که تیمارهای T_2، T_1 و T_5 به ترتیب با عملکردی معادل ۲۷/۰، ۲۶/۴ و ۲۴/۱ تن در هکتار، بیشترین عملکرد را به خود اختصاص داده اند که نشان دهنده ی تاثیر مثبت روش کم آبیاری "خشکی موضعی ریشه" می باشد که در این جا تیمار T_5 با تیمارهای T_1 و T_2 اختلاف معنی داری را نشان نمی دهد. از طرف دیگر تیمارهای T_3 و T_4 به ترتیب با عملکرد ۲۱/۱ و ۲۰/۱ تن در هکتار کمترین عملکرد را داشته و کاهش عملکرد معنی داری (به ترتیب معادل ۲۸ و ۳۴ درصد) نسبت به تیمار T_2 نشان دادند. لازم به ذکر است که نتایج مشابهی را Loveys *et al.*, (1999) طی تحقیقاتی بر روی درختان پرتقال واشنگتن ناول و والنسیا، Kirda et al., (2007) در تحقیقی دو ساله بر روی نارنگی و Dzikiti et al., (2008) در تحقیقی دو ساله بر روی پرتقال ناول، مشاهده کردند. نتایج آزمایش ما موید آن است که در روش "خشکی موضعی ریشه" به علت آن که نیمی از ریشه ها دچار تنش آبی نیستند، بسته شدن نسبی روزنه ها سبب کاهش تعرق شده ولی کاهش فتوسنتز حاصل از آن به حدی نبوده که عملکرد میوه نسبت به تیمار بدون تنش کم شود.

جدول ۱- نتایج مقایسه میانگین تاثیر تیمارهای مختلف بر عملکرد میوه پرتقال

تیمار	عملکرد (کیلوگرم به ازای هر درخت)	عملکرد (تن در هکتار)
T_1	۱۱۱/۰ a	۲۶/۴ a
T_2	۱۱۳/۶ a	۲۷/۰ a
T_3	۸۸/۷ bc	۲۱/۱ bc
T_4	۸۴/۶ c	۲۰/۱ c
T_5	۱۰۱/۱ ab	۲۴/۱ ab
T_6	۹۱/۵ bc	۲۱/۸ bc
معنی داری	**	**

** معنی دار در سطح احتمال ۱ درصد.

۲- تاثیر تیمارهای مختلف در میزان اسیدیته قابل تیتراسیون، مواد جامد قابل حل، pH و ویتامین ث

بر اساس نتایج تجزیه واریانس در هیچیک از پارامترهای اسیدیته قابل تیتراسیون، مواد جامد قابل حل، pH و ویتامین ث اختلاف معنی دار آماری در سطح احتمال ۵ درصد مشاهده نشده است که نتایج مربوطه در جدول ۲ آورده شده است. همانطوریکه بیان شد تیمارهای مختلف کم آبیاری اعم از "خشکی موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" تاثیر معنی داری در میزان اسیدیته قابل تیتراسیون ایجاد نکرده اند و کلیه اعداد بین ۱/۲ تا ۱/۳ گرم بر لیتر قرار گرفته اند. در مورد پارامتر میزان مواد جامد قابل حل آب میوه همانطوریکه اشاره شد اختلافی آماری بین تیمارها مشاهده نشد و رقم مربوط به تیمارها بین ۱۰/۱ تا ۱۰/۵ درصد تغییر می کرد. از طرف دیگر همانطوریکه از جدول ۲ استنباط می شود تیمارهای مختلف کم آبیاری اعم از "خشکی موضعی ریشه" و "کم آبیاری معمول" تاثیر معنی داری در pH آب میوه نیز ایجاد نکرده اند و رقم مربوط به pH بین ۳/۱ تا ۳/۲ متغیر بوده است.

در مورد پارامتر میزان ویتامین ث (اسید آسکوربیک) نیز بر طبق نتایج به دست آمده اختلافی آماری بین تیمارها مشاهده نشد و رقم مربوط به تیمارها بین ۷۸/۵ تا ۸۰/۵ میلیگرم در ۱۰۰ سی سی تغییر می کرد.

جدول ۲- نتایج مقایسه میانگین تاثیر تیمارهای مختلف بر میزان اسیدیته قابل تیتراسیون، مواد جامد قابل حل، pH و ویتامین ث

تیمار	اسیدیته قابل تیتراسیون (گرم بر لیتر)	میزان مواد جامد قابل حل (٪)	pH	ویتامین ث (میلیگرم در ۱۰۰ سی سی)
T_1	۱/۲ a	۱۰/۱ a	۳/۱ a	۷۸/۵ a
T_2	۱/۲ a	۱۰/۵ a	۳/۲ a	۷۸/۷ a
T_3	۱/۳ a	۱۰/۴ a	۳/۱ a	۷۹/۹ a
T_4	۱/۳ a	۱۰/۵ a	۳/۱ a	۸۰/۵ a
T_5	۱/۳ a	۱۰/۵ a	۳/۱ a	۷۹/۸ a
T_6	۱/۳ a	۱۰/۵ a	۳/۱ a	۷۸/۹ a
معنی داری	ns	ns	ns	ns

ns عدم اختلاف معنی دار آماری.

لازم به ذکر است که Lovatt and Faber, (2009) در تحقیقی بر روی پرتقال واشنگتن ناول نتایج مشابهی را در نقاط مختلف جهان در مورد پارامترهای اسیدیته قابل تیتراسیون و مواد جامد قابل حل آب میوه گزارش کردند در حالیکه Treeby *et al*., (2007) طی تحقیقی بر روی پرتقال ناول در مورد پارامتر اسیدیته قابل تیتراسیون نتایج متفاوتی را بدست آوردند. در نهایت و با توجه به نتایج بدست آمده در شرایط این آزمایش و مناطق مشابه می توان مدیریت کم آبیاری "خشکی موضعی ریشه" را به عنوان روشی مؤثر در راستای بهبود عملکرد کمی و کیفی پرتقال تامسون ناول مطرح کرد بطوریکه با این کار می توان آب مصرفی پرتقال را ۲۵ درصد کاهش داد بدون اینکه کاهش معنی داری در عملکرد و کیفیت میوه ایجاد گردد.

منابع

1- Dzikiti. S., K. Steppe and R. Lemeur. 2008. Partial rootzone drying of drip irrigated 'Navel' orange trees [Citrus sinensis (L.) osbeck] under semi-arid tropical conditions. V International Symposium on Irrigation of Horticultural Crops. ISHS Acta Horticulturae 792.

2- Kirda, C., F. Topaloglu, S. Topcu, and H. Kaman. 2007. Mandarin yield response to partial root drying and conventional deficit irrigation. Turk J. Agric. 31, 1-10.

3- Lovatt, C.J., and B.A. Faber. 2009. Reducing water use in navel orange production with partial rootzone drying.
http:/www.lib.berkeley.edu/WRCA/WRC/pdfs/LOVATT08PT.pdf.

4- Loveys, B., P. Dry, R. Hutton and P. Jerie. 1999. Improving the Water Use Efficiency of Horticultural Crops. National Program for Irrigation Research and Development. Final Report.

5- Stoll, M., B. Loveys, and P. Dry. 2000. Hormonal changes induced by partial rootzone drying of irrigated grapevine. Journal of Experimental Botany, Vol.51, No.350. WD Special Issue, pp. 1627-1634.

6- Treeby, M.T., R.E. Henriod, K.B. Bevington, D.J. Milne and R. Storey. 2007. Irrigation management and rootstock effects on navel orange [Citrus sinensis (L.) Osbeck] fruit quality. Agricultural Water Management 91: 24-32.

بررسی واگرایی خاک های جنوب شرق استان قم (سراجه) و تاثیر چند نوع تیمار بر آن

سیدحسین جلالی[۱]، علی یگانه فعال[۲]، محمد مهدی دوست محمدی[۳]، مریم بردبار[٤]

۱- دانشجوی دکتری زمین شناسی مهندسی- دانشگاه بوعلی سینا همدان

۲- دکتری شیمی- عضو هئیت علمی و رئیس مرکز پیام نور قم

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد آبیاری و زهکشی- دانشگاه شهید چمران اهواز

٤- دکتری شیمی- عضو هیئت علمی دانشگاه قم

مقدمه

در گذشته تصور می‌شد که خاک‌های رسی در مقابل فرسایش ناشی از آب بسیار مقاوم هستند اما اکنون به روشنی مشخص شده‌است که برخی از گونه‌های رس در طبیعت وجود دارند که بسیار فرسایش پذیرند (حسنلو و محمود خانی، ۱۳۹۰). پدیده واگرایی و اهمیت شناخت آن در طرح هایی نظیر سدهای خاکی و کانال های آبرسانی که تمرکز فشار آب در داخل خاک وجود دارد، دارای اهمیت بسیار زیادی می باشد. واگرایی فیزیکی پدیده‌ای است که طی آن خاک‌های غیر چسبنده بدلیل ماهیت فیزیکی ذراتشان در اثر تماس با آب بصورت شناور در آمده و توسط نیروی حاصل از جریان آب از محیط خارج می‌گردند (رحیمی و همکاران، ۱۳۸۳). واگرایی در خاک‌های دارای مقادیر قابل توجهی کاتیون سدیم و به صورت انحلال کلوئیدی در برخورد با آب بروز می‌کند.

پدیده واگرایی ناشی از تأثیر توم خواص فیزیکی و شیمیایی کانیهای رسی خاک است (فرزانه و همکاران، ۱۳۸۰). واگرایی در خاک‌های چسبیده زمانی رخ می‌دهد که نیروهای دافعه از نیروهای جاذبه بین ذرات رس تجاوز کند، بدین گونه با نزدیک شدن به حالت پراکنده (دفلوکوله)، در حضور آب نسبتاً خالص، ذرات یکدیگر را دفع کرده، به شکل سوسپانسیون کلوئیدی در می‌آیند. براساس تاثیر آب منفذی بر روی رفتار واگرایی خاک، می توان گفت که هر گاه یک خاک واگرا در معرض آب قرار گیرد، ذرات رس ممکن است از هم جدا گردیده و به صورت معلق درآیند، به همین دلیل شکل گیری پدیده واگرایی می تواند باعث شکل گیری پدیده پایپینگ در سدهای خاکی ، فرسودگی و تخریب جاده ها و کانال های آبرسانی تخریب پی سازه ها گردد. در گذشته توصیه اکید بر عدم استفاده از این نوع خاک ها بوده اما امروزه با توجه به گسترش روز افزون ساخت پروژه های خاکی به ویژه سدهای خاکی و برخورد با این گونه خاک ها در محل ساخت سد و یا در محل قرضه و اقتصادی نبودن جایگزینی منابع قرضه ریز دانه واگرا با منابع قرضه غیر واگرا می توان بر اهمیت و ضرورت اصلاح خاک های واگرا تاکید نمود. از جمله مهمترین عوامل تاثیر گذار در این پدیده می توان به موارد ی چون: نوع و غلظت نمکهای محلول در آب منفذی ،خصوصیات شیمیایی آب در تماس با سطح خاک ،ترک خوردگی، کانی های تشکیل دهنده خاک رس وغیره اشاره نمود .

نتایج آزمایش‌ها و بررسی‌های عباسی (۱۳۹۰)، نشان داد واگرایی خاک پدیده‌ای فیزیکو شیمیایی است که در اثر ترکیب‌های خاص از نوع و میزان آنیون‌ها و کاتیون‌های موجود در خاک به وجود می‌آید و برای ارزیابی پتاسیل واگرایی، علاوه بر میزان و نوع کاتیون‌ها، لازم است به میزان و نوع آنیون‌های موجود در عصارهٔ اشباع خاک نیز توجه شود.

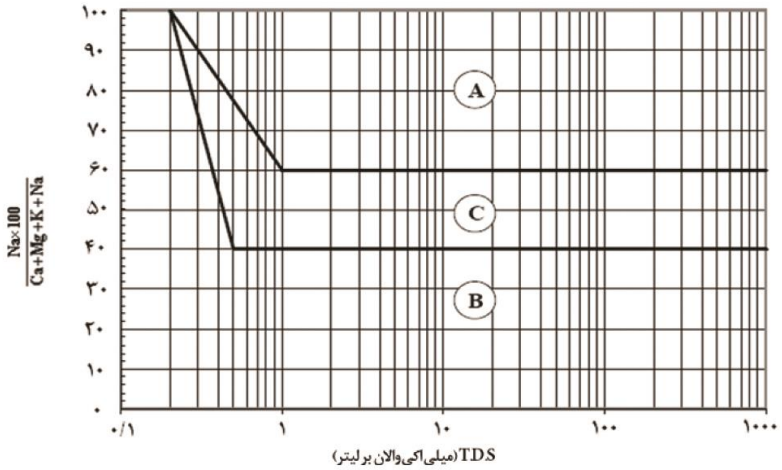
مواد و روشها

این پژوهش در اراضی موقوفه آستانه مقدسه حضرت فاطمه المعصومه (سلام الله علیها) واقع در شرق شهر قم، در بخش قنوات، روستای سراجه (علی آباد) انجام شد. اکثر بافت خاک منطقه مورد نظر از نوع رسی و لومی می

باشد، به همین دلیل بر روی این نوع خاک اثر هفت تیمار خاکستر کود دامی با سه مقدار ۱۰، ۲۰ و ۳۰ تن در هکتار، کود دامی، گچ، اسیدهیومیک و مخلوط تیمارها، و بر روی خاک شنی لومی و رسی تیمارهای خاکستر کود دامی با سه مقدار ۱۰، ۲۰ و ۳۰ تن در هکتار وکود دامی افزوده و مورد آزمایش قرارگرفت. در این تحقیق برای هر نوع بافت خاک یک نمونه شاهد در نظر گرفته شده است. ماهیت تحقیق از نوع کاربردی- عملی می‌باشد که در قالب طرح فاکتوریل و در سه بلوک مورد بررسی قرار گرفت.

خاک‌های واگرا را با آزمایش‌های معمول مکانیک خاک نظیر دانه بندی، حدود اتربرگ و ...نمی‌توان شناخت و معمولاً جهت شناسایی این گونه خاک‌ها توصیه به انجام همزمان دسته آزمایش می‌شود که عبارتند از آزمایش پین هول، کرامب، هیدرومتری دوگانه و آزمایش‌های شیمیایی پدیده واگرایی دارای ماهیت فیزیکی - شیمیایی است که عمدتاً از نوع کانی‌های خاک و خصوصیات شیمیایی آب منفذی خاک متأثر می‌گردد.

آزمایش‌های شیمیایی این تحقیق برمبنای استانداردهایASTM D4542-95, D2967-71 صورت گرفتند. در مطالعه حاضر آزمایش شیمیایی پس از عصاره‌گیری از انواع خاک انجام گردید و سپس با استفاده از معیار شیمیایی شرارد ، معیار شیمیایی رحیمی و معیار شیمیایی رحیمی اصلاح شده مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۱). ابتدا میزان غلظت مهمترین کاتیونها شامل کلسیم، منیزیم، سدیم وپتاسیم برحسب میلی گرم در لیتر در عصاره مجموع کل (TDS) رابطه [۱] ، اشباع تعیین وسپس نسبت جذب سدیم املاح محلول SAR [۲] و درصدسدیم PS [۳] با استفاده از روابط فوق تعیین گردیدند.



شکل۱-نمودار طبقه بندی خاکها براساس معیارشیمیایی شرارد (به نقل از زمردیان و وکیلی ۱۳۹۰)

$$SAR = \left[\frac{Na^{+}}{[(Na^{2+}+Mg^{2+})/2]^{1/2}}\right] \quad [1]$$

$$TDS = Na + Ca + K + Mg \quad [2]$$

$$PS = \frac{Na}{TDS} \times 100 \quad [3]$$

نتایج و بحث

نتایج به دست آمده از معیار شیمیایی شرارد در تمامی نمونه ها غیر واگرا بودن خاک را می نمایاند ولی در مورد معیار شیمیایی اصلاح شده رحیمی (بازرگان، ج و اسمعیلی س د، ۱۳۸۹) تمامی خاک ها به جز دو نمونه تیمار شن، متوسط واگرا تشخیص داده شدند و در معیار رحیمی تمامی نمونه ها غیر واگرا ارزیابی گردیدند.

جدول۱- نتایج برسی های شیمیایی و تعیین رفتار خاک با استفاده از معیار های متفاوت

نام نمونه خاک		pH	EC (ds/m)	PS	TDS	SAR	معیار شرارد	معیار رحیمی	معیار اصلاح شده رحیمی
گچ منطقه	A1	۸/۲۳	۱۰/۶۵	۷/۲	۵۹۵/۷۴	۴/۷۶	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
کود دامی منطقه	B1	۸/۱۸	۹/۴۳	۴/۹	۸۲۴/۱	۴/۱۳	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
شن کود دامی	B2	۸/۴۷	۱۱/۸۸	۵/۱	۹۷۸/۳۹	۵/۱۳	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
رس کود دامی	B3	۸/۸۶	۲۳/۳	۳/۲	۲۱۱۴/۳	۵/۰۵	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
اسید هیومیک منطقه	C1	۸/۴۳	۱۹/۴۵	۶/۱	۱۰۴۷/۱۹	۵	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
مخلوط منطقه	E1	۸/۸۷	۱۵/۹۷	۳/۱	۱۷۷۴/۳	۴/۳۴	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
شاهد منطقه	F1	۸/۷۷	۱۸/۳۶	۴/۲	۱۴۰۷/۹۴	۵/۱۱	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
شاهد شن	F2	۸/۷۹	۸/۹۴	۴/۱	۹۰۷/۱۲	۴/۱۲	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
شاهد رس	F3	۸/۶۴	۲۰	۴/۸	۱۸۴/۴۵	۴/۹۷	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۱۰تن منطقه	G1	۷/۹۹	۱۹/۴۸	۴/۱	۱۵۱۶/۳۶	۴/۶	غیر واگرا	غیر واگرا	**غیر واگرا**
۱۰تن شن	G2	۸/۳۶	۱۶/۴۱	۴/۹	۱۱۴۲/۶۲	۴/۸۴	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۱۰تن رس	G3	۸/۶	۱۷/۹	۴/۶	۱۲۱۴/۹۶	۴/۸	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۲۰تن منطقه	H1	۸/۴۴	۲۳/۱	۴	۱۷۱۵/۴۴	۵/۸۸	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۲۰تن شن	H2	۸/۵۴	۱۴/۰۶	۳/۹	۱۲۴۵/۳۷	۴/۴۵	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۲۰تن رس	H3	۸/۲	۲۴/۵	۹/۹	۷۱۵/۴۱	۵/۵۷	غیر واگرا	غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۳۰تن منطقه	I1	۸/۱۴	۲۱/۴	۲/۶	۲۳۹۸/۶۸	۴/۶۵		غیر واگرا	**متوسط واگرا**
۳۰ تن شن	I2	۷/۹۲	۱۴/۲۲	۹/۱	۵۳۷/۳۳	۴	غیر واگرا	غیر واگرا	**غیر واگرا**
۳۰تن رس	I3	۸/۲۸	۲۳/۷	۸/۴	۸۱۸/۳۳	۵/۲۶		غیر واگرا	**متوسط واگرا**

هرچند با تغییر نوع تیمار تغییرات اندکی در میزان PS نمونه ها به وقوع می پیوندد ولی تغییری در رفتار خاک از نظر واگرایی با استفاده از معیار شیمیایی مشاهده نشده و حتی به مرزها نیز نزدیک نمی‌شود و این در صورتی است که مشاهدات صحرایی و گردآوری نظرات کشاورزان منطقه، همگی بر واگرا بودن خاک منطقه تاکید دارند.

این امر در مورد معیار رحیمی نیز صادق است. در معیار رحیمی اصلاح شده نتایج به علت تغییر در معیارها کاملاً متفاوت است به طوریکه به جز دو نوع خاک مابقی متوسط واگرا ارزیابی گردیدند که این نتیجه با مشاهدات صحرایی انطباق بیشتری دارد.

نتیجه‌گیری

نتایج نشان داد که معیار شیمیایی شرارد در هیچکدام از خاک‌های فوق واگرایی نشان نمی‌دهد ولی بررسی میدانی وجود واگرایی را در خاک‌های رسی لومی منطقه به وضوح می‌نمایاند.

این تناقض در نتایج معیارهای شیمیایی توسط بسیاری از محققین نیز گزارش شده است (بازرگان، ج و اسمعیلی س د، ۱۳۸۹) که می تواند به سبب رخداد واگرایی فیزیکی و نه شیمیایی در خاک و نیز مرزهای معیارهای شیمیایی باشد.

منابع

بازرگان، ج و اسمعیلی س د، ۱۳۸۹. ارزیابی و اصلاح معیار شیمیایی تشخیص پتانسیل واگرایی خاک های رسی. نشریه زمین شناسی مهندسی، جلد۴، شماره۲، پائیز و زمستان ۱۳۸۹، صفحه های ۹۱۷ تا ۹۴۲.

جعفری، ح. ر.، حسنلوراد، م. و م. ر، حسنلو ۱۳۸۸. ارزیابی پتانسیل واگرایی خاک رس واگرای تثبیت شده با زاج (سولفات آلمینیوم). دومین همایش ملی سد سازی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زنجان، ۸ صفحه.

حسنلو، م.، ر. و ب، محمودخانی. ۱۳۹۰. بررسی تأثیر پارامترهای شیمیایی بر میزان واگرایی خاک‌های رسی. ششمین کنگره ملی مهندسی عمران، دانشگاه سمنان، ۷ صفحه.

خامه چیان، م. رحیمی، ا. لشگری‌پور، غ .و ح، ر، سلوکی.۱۳۸۴. بررسی علل فرسایش خاک های دشت سیستان از دیدگاه زمین شناسی مهندسی . مجله علوم زمین دانشگاه تهران، جلد ۳۱، شماره ۱. صفحه های ۲۵۳ تا ۲۶۸.

رحیمی، ح. داورزنی، ح. و ن، عباسی. ۱۳۸۳. پدیدهٔ واگرائی فیزیکی درخاکهای غیرچسبنده و معیارهای ارزیابی آن. مجله علوم کشاورزی ایران، جلد ۳۵، شماره ۳. صفحه های ۵۴۱ – ۵۵۰.

وکیلی، ا. ح.، زمردیان،س. م. ع.، وکیلی، ا. و م، آرام. ۱۳۹۰. ارزیابی پتانسیل واگرایی و خصوصیات فیزیکی و مکانیکی خاک رس واگرای تثبیت شده با آهک و پوزولان. مجله تحقیقات آب وخاک ایران، سال چهارم، شماره ۲، صفحه های ۲۱ تا۲۳۱.

صدر کریمی، ج. و شادمند، آ، اثرتغییرات pH سیال ورودی در اصلاح خاکهای واگرا به روش الکترواسمزی. مجله دانشکده فنی دانشگاه تبریز، تابستان ۱۳۸۴،شماره۳۱ (پیاپی ۳۹)، صفحه های ۶۳ تا ۷۱.

عباسی، ن. ۱۳۹۰. بررسی نقش آنیون‌های موجود در عصارهٔ اشباع در پتاسیل واگرایی خاکهای رسی. مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی، جلد ۱۲، شماره ۳، صفحه ۳۰–۱۵.

فرزانه، ا. رضوانی حبیب آبادی، آ. و ر، بیچرانلو. ۱۳۸۰. تأثیر میزان رطوبت عصاره‌گیری در شناسایی خاک‌های واگرا بر اساس معیار شیمیایی شرارد. نشریه دانشکده فنی، جلد ۳۵، شماره ۴، صفحه ۵۱۳–۵۲۲.

Anonymous.1995. Standard Test Method for Pore Water Extraction and Determination of the Soluble Salt Content of Soils by Refractmeter. D4542-95, Reprinted from the Annual Book of ASTM Standards, 7 pp.

بررسی پارامترهای موثر بر بادشکن ها و انتخاب بهترین نوع برای منطقه باجگاه

محسن توتونچی[1]، دکتر عبدالمجید ثامنی[2]
۱- مقطع کارشناسی،رشته علوم خاک دانشگاه شیراز
۲- دانشیار بخش علوم خاک دانشگاه شیراز

مقدمه

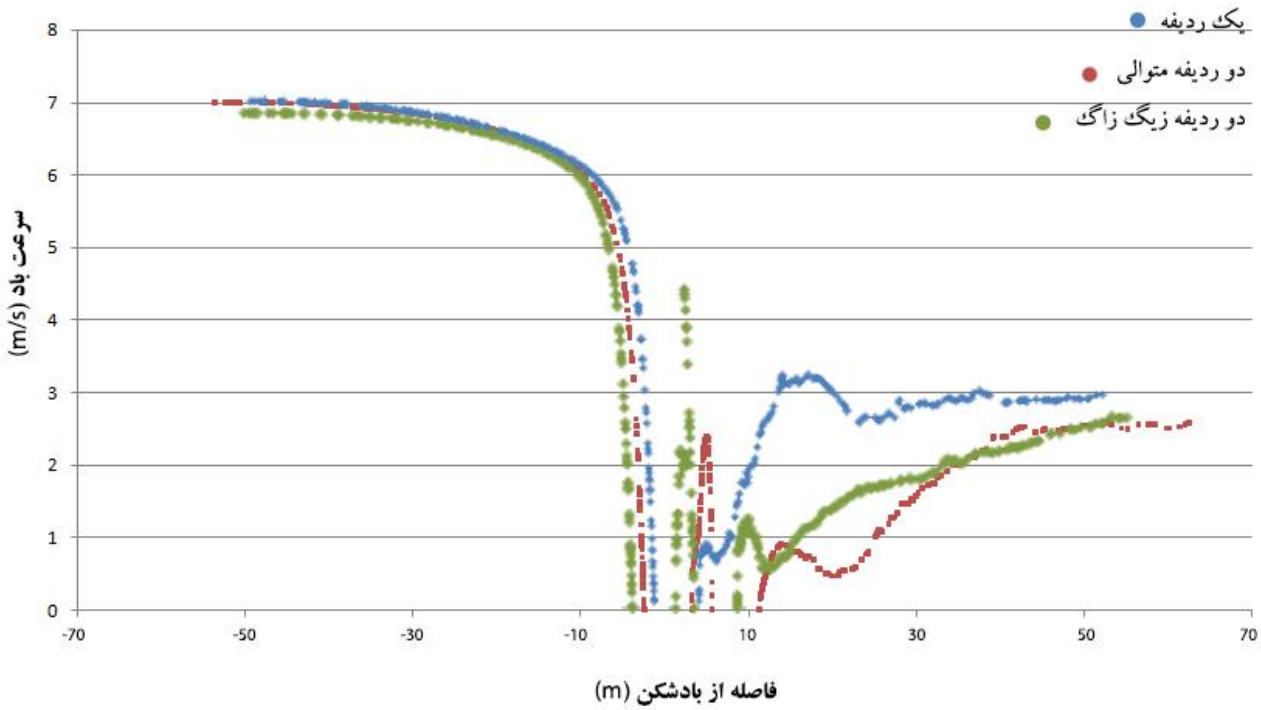
بادشکن به هرنوع جسم یا سازه ای گفته می شود که در مقابل باد قرار گرفته و سرعت آن را کاهش می دهد (Cornelis و Gabriels ، 2005). این تحقیق با استفاده از نرم افزارهای Ansys و Fluent و همچنین مدل جریان RNG k-e به شبیه سازی و براورد سودمندی بادشکن های درختی در مقابله با فرسایش بادی و همچنین کنترل جریان باد در منطقه باجگاه می پردازد. تحقیقات و مطالعات انجام شده در زمینه مدل های جریان و اثرات آنها معمولاً با استفاده از تونل باد انجام شده (Dong و همکاران ۲۰۱۰) و یا به اندازه گیری های مکانی محدود می شوند: استفاده از نرم افزارهای CFD یا دینامیک سیالات محاسباتی این امکان را فراهم می کند تا با کاهش هزینه های مربوط به اندازه گیری های محلی و همچنین حذف محدودیت های مربوط به روش های پیشین (تونل باد)، مدل جریان و تلاطم منطقه را شبیه سازی کرده و مورد مطالعه قرار دهیم. شبیه سازی ها به طور خاص به اثر آرایش و نحوه قرارگیری درختان مورد استفاده در بادشکن های طبیعی منطقه، پیکربندی هندسی درختان و جهت وزش باد غالب تمرکز دارد. اساس صحت و درستی مدل شبیه سازی به وسیله مقایسه قرأت های مکانی با داده های به دست آمده از مدل شبیه سازی شده صورت گرفته است. در مجموع نتایج بدست آمده نشان دادند که قابلیت کنترل بادی یک بادشکن به طور اساسی به جهت و سرعت باد غالب و همچنین تعداد ردیف های یک بادشکن بستگی دارد(Yeh و همکاران ۲۰۱۰). به علاوه، مشخص شد که یک بادشکن یک ردیفه اثر حفاظتی اندکی در مقابل باد هایی که از جهات غیرمتعارف می وزند دارد اما به طور نسبی برای باد های غالب منطقه باجگاه این نوع بادشکن ها بسیار موثر هستند. به طور کلی آرایش دوردیفه متوالی درختان موثرترین آرایش یک بادشکن بوده و آرایش دوردیفه زیگ زاگ اثر حفاظتی بهتری نسبت به آرایش تک ردیفه در برابر باد غالب منطقه دارد. در پایان مشخص شد که بادشکنی طبیعی و یک ردیفه از درختانی با ارتفاع حداقل ۱۳ متر می تواند جریان باد و اثرات منفی آن را در منطقه باجگاه کنترل کند.

مواد و روشها

این پژوهش در دانشکده کشاورزی دانشگاه شیراز واقع در ۱۲ کیلومتری جاده شیراز–اصفهان انجام شد. باتوجه به خصوصیات و ویژگی های آب و هوایی منطقه، زمینی با بادشکن مناسب انتخاب شد تا کشت در آن صورت نگیرد و بتوان با کاهش خطاهای اندازه گیری، نمونه برداری های سرعت و جهت باد را انجام داد. به منظور نمونه برداری سرعت باد، قسمتی از زمین انتخاب شد و با در نظر گرفتن ۳ خط در زمین و در هر خط ۳ نقطه علامت گذاری شدند. در نتیجه ۹ نقطه برای نمونه برداری باد مشخص شدند تا ابتدا با بادسنج سرعت لحظه ای باد در آن نقاط اندازه گیری شود و در مرحله بعد با داده های بدست آمده از مدل شبیه سازی شده از زمین

مقایسه شوند. درختان استفاده شده برای ردیف های بادشکن، درخت نارون (Ulmus americana) است که با عکس برداری از آنها و ردیف درختان بادشکن، مدلی کامپیوتری از ردیف بادشکن ساخته شد تا بتوان در مدل سازی ها به حداکثر دقت لازم رسید(Lee و همکاران ۲۰۱۰). با استفاده از مدل شبیه سازی شده مزرعه و سرعت های باد اندازه گیری شده توانستیم مدل جریان را در مزرعه بدست آوریم؛ مقایسه نمونه برداری ها با داده های بدست آمده از مدل کامپیوتری مطابقت خوبی داشتند و نمودار بادی حاصله از نمونه برداری های تجربی تطابق خوبی با داده های خروجی مدل کامپیوتری داشتند.

با بررسی آمار هواشناسی منطقه باجگاه جهت باد غالب و سرعت های حداکثر و حداقل باد استخراج شد. برای بررسی اثر نحوه قرارگیری یا چینش درختان بر مدل جریان، سه نوع مختلف از آرایش درختان به شکل های یک–ردیفه، دو–ردیفه متوالی و دو–ردیفه زیگ زاگی شبیه سازی شد. در این مدل سازی همه متغیر ها از جمله نوع درخت، سرعت و جهت باد ثابت در نظر گرفته شدند تا اثر پیکر بندی ردیف درختان بادشکن به طور اختصاصی در مدل جریان آشکار شود. در شکل (۱) اثر کاهش سرعت باد مربوط به هر نوع بادشکن نشان داده شده است.



شکل ۱- نمودار سرعت باد نسبت به فاصله از بادشکن

نتایج و بحث

CFD با استفاده و حل گروهی از معادلات دیفرانسیل با مشتقات پاره ای که انتقال مومنتوم، انرژی و تلاطم را توضیح می دهد مدل را شبیه سازی می کند. شبیه سازی ها به وضوح اثر حفاظتی هر یک از انواع بادشکن را در مقابل باد ۷ متر بر ثانیه نشان می دهند. درواقع این سرعت، حداکثر سرعت باد در منطقه است که غالباً از جهت شمال غرب در باجگاه می وزد. با توجه به شکل(۱)، سرعت باد غالب پس از برخورد با بادشکن یک ردیفه به حدود ۳ متر در ثانیه کاهش پیدا می کند و منطقه پناهباد را تا مسافت حداقل ۷۰ متر محافظت می کند. طبق مدل شبیه سازی، بادشکن دو ردیفه متوالی به بهترین نحو اثر حفاظتی را اعمال کرده است و سرعت باد را تا مسافت بیشتری نسبت به هر دو نوع بادشکن، به ۲ متر بر ثانیه کاهش داده است؛ علت این موضوع کاهش سرعت دو مرحله ای باد، تراکم یا پوروسیتی مناسب و در نتیجه کاهش تلاطم یا توربولنس باد می باشد. اما در بادشکن دو ردیفه زیگ زاگ با وجود پوشش مناسب ردیف درختان در برابر باد، به دلیل تراکم نامناسب و بیش از حد، جریان بسیار متلاطمی در نزدیکی بادشکن ایجاد شده و در نتیجه باعث افزایش سرعت باد در آن ناحیه شده است(Sudmeyer و همکاران ۲۰۰۷).

بادشکن یک ردیفه می تواند بهترین انتخاب برای احداث بادشکن در منطقه باجگاه باشد، این نوع بادشکن از نقطه نظر کنترل سرعت لحظه ای و کاهش تلاطم جریان از بادشکن دو ردیفه زیگ زاگ بهتر عمل کرده و از نظر هزینه های احداث و مخارج نگهداری نیز از بادشکن دو ردیفه متوالی به صرفه تر است.

منابع

1- Cornelis W.M., Gabriels, D., 2005. Optimal windbreak design for wind-erosion control. Journal of Arid Environments 61: 315-332.
2- Lee KH., Ehsani R. and Castle W.S. 2010. A laser scanning system for estimating wind velocity reduction through tree windbreaks. Computers and Electronics in Agriculture 73: 1-6.
3- Yeh C., Tsai C. and Yang R. 2010. An investigation into the sheltering performance of porous windbreaks under various wind directions. Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics 98: 520-532.
4- Bitog J.B., Lee I.B., Shin M.H., Hong S.W., Hwang H.S., Seo I.H., Yoo J.I., Kwon K.S., Kim Y.H. and Han J.W. 2009. Numerical simulation of an array fences in Saemangeum reclaimed land. Atmospheric Environment 43: 4612-4621.
5- Dong Z., Lou W., Qian G., Lu P. and Wang H. 2010. A wind tunnel simulation of the turbulence fields behind upright porous wind fences. Journal of Arid Environments 74: 193-207.
6- Sudmeyer R., Bicknell D. and Coles N., 2007. Tree windbreaks in the wheatbelt, Pages 5-27, BULLETIN 4723, State of Western Australia, Department of Agriculture and Food, Australia.

اثر قارچ و دو نوع ماده آلی کلش و پساب بر هدایت هیدرولیکی خاک

مرمر ثابتی زاده[1]، منوچهر گرجی[2]، مهدی شرفا[2]، احمدعلی پور بابایی[3]
۱-فارغ التحصیل کارشناسی ارشد گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
۲-دانشیاران، گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران
۳- استادیار گروه مهندسی علوم خاک، پردیس کشاورزی و منابع طبیعی، دانشگاه تهران

مقدمه

کشاورزی پایدار امروزه موضوعی جهانی است که توجه ویژه‌ای را در مراکز علمی، سیاست‌گذاران و حتی جوامع کشاورزی به خود اختصاص داده و اساس و پایه آن حفاظت و مدیریت پایدار خاک می‌باشد. ساختمان خاک، در مدیریت پایدار آن نقش اساسی دارد و می‌تواند با اصطلاحات اندازه، شکل و پایداری تعریف شود. خاکدانه‌سازی، بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و زیستی خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد؛ از جمله کمک به باروری خاک، افزایش نفوذ آب در خاک و در نتیجه افزایش مقاومت در برابر برخورد قطرات باران و عمل باد، که در نهایت به کاهش فرسایش خاک منجر می‌شوند (دگنز، ۱۹۹۷).
واضح است که بقایای آلی به کار رفته در خاک‌ها، ساختمان آن‌ها را بهبود می‌بخشند و عوامل زیستی بر تشکیل و پایداری آن موثرند. بقایای گندم یکی از مواد آلی است که به خاک افزوده می‌شود. کلش عمدتا توسط قارچ‌های پوده‌دوست تجزیه می‌شود و پس از کاربرد آن، مکان‌هایی با فعالیت زیستی زیاد در خاک ایجاد می‌گردد (پل و همکاران، ۲۰۰۸). افزودن مواد راحت تجزیه شونده، باعث ایجاد انگیزش سریع در ریزجانوران خاک می‌شود که به نوبه خود، افزایش معنی‌داری در تشکیل و پایداری خاکدانه را سبب می‌گردد (رولدان و همکاران، ۱۹۹۴). این بهبود پایداری اثر مطلوبی در خاک‌های ناپایدار و دارای ساختمان ضعیف و حساس در برابر فرسایش دارد. کاربرد پسماندهای آلی صنعتی و شهری، مانند لجن فاضلاب شهری، یکی دیگر از روش‌های موثر جهت افزایش کربن آلی خاک است، و افزایش پایداری خاکدانه‌ها را نشان داده است (متزگر و یارون، ۱۹۸۷). امروزه علاقه به کاربرد ریزجانداران تولیدکننده پلی‌ساکارید و تجزیه‌کننده مواد آلی جهت بهبود ساختمان خاک در کشاورزی افزایش یافته است، اما مطالعات بسیار محدودی در زمینه کاربرد همزمان مواد آلی و ریزجانداران تجزیه‌کننده و بررسی اثر آن‌ها بر خصوصیات فیزیکی خاک صورت گرفته است. با توجه به اهمیت تجزیه مواد آلی توسط ریزجانداران و نقش این فرآیند در بهبود ساختمان خاک، مطالعه حاضر، اثرات اصلی و متقابل تلقیح قارچ *Trichoderma* بر تجزیه کلش و پساب صنعتی حاوی نشاسته، در دو سطح ۰/۵ و ۱ درصد، را بر تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک، در دوره‌های کوتاه و میان‌مدت یک، دو، چهار، و هشت ماهه مورد بررسی قرار داده است.

مواد و روشها

خاک مورد نیاز به صورت نمونه مرکب از لایه سطحی (عمق ۲۰-۰ سانتی‌متر) اراضی مزرعه‌ی پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه تهران، در اوایل آبان‌ماه ۱۳۸۹ پس از برداشت محصول تهیه شد. نمونه خاک پس از هوا خشک شدن، به منظور آزمایش خوابانیدن گلدانی از الک ۴ میلی‌متری عبور داده شد.

کلش پس از انتقال به آزمایشگاه و هوا خشک‌شدن، توسط دستگاه خردکن در اندازه ۴-۲ سانتی‌متر خرد شد و دو سطح ۰/۵ و ۱ درصد (معادل ۱۵ و ۳۰ تن بقایا در هکتار) در تیمارها مورد استفاده قرار گرفت. به منظور یکسان بودن مقدار منبع کربنی در دسترس ریزجانداران، و امکان مقایسه مواد آلی بر اساس قابلیت تجزیه‌پذیری آن‌ها، مقدار پساب صنعتی بر مبنای درصد کربن موجود در کلش محاسبه شد. به این ترتیب که درصد کربن موجود در هر دو ماده توسط دستگاه تجزیه‌کننده کربن، نیتروژن، هیدروژن اندازه‌گیری و مقدار کربن بقایای به کار رفته در گلدان‌های ۱/۵ کیلوگرمی محاسبه شد. سپس مقادیری از پساب که حاوی درصد کربن برابر با هر یک از دو سطح بقایا بود، محاسبه و در نظر گرفته شد. پساب کارخانه، با توجه به قابلیت فاسد شدن سریع آن، یک روز پیش از تلقیح، از کارخانه کیش‌چیپس ساوه (چیپس مزمز) تهیه شد. از آنجا که افزودن مواد آلی و عمل تلقیح می‌بایست طی یک مرحله و به صورت هم‌زمان انجام می‌شد، پساب با دستگاه سانتریفیوژ تغلیظ شده و به صورت پودری مورد استفاده قرار گرفت.

به دلیل توانایی‌های قارچ *Trichoderma* در تجزیه بقایای آلی و رشد سریع، ترکیبی از دو سویه *Trichoderma harzianum* و *Trichoderma reesei* انتخاب گردید. جهت تهیه زادمایه تلقیح قارچی، سوسپانسیون اسپوری از دو سویه *Trichoderma harzianum* و *reesei* تهیه و تعداد اسپورها به $۱۰^{۸}$ × ۲/۱۱ رسانیده شد؛ مقدار یک درصد از سوسپانسیون به محیط پوتیتو دکستروز افزوده شد و به مدت ۲۴ ساعت گرماگذاری شدند تا دانه‌های سفید رنگ قارچی در محیط پدیدار گردد.

برای این تحقیق از گلدان‌های ۱/۵ کیلوگرمی استفاده شد. در هر مرحله مایه تلقیح‌های آماده شده در اولین فرصت به مقدار ۲۰ درصد به طور مستقیم به مواد آلی، و در مورد تیمارهای بدون مواد آلی با خاک، تلقیح شدند. به منظور یکسان نمودن نسبت کربن به نیتروژن مواد آلی و رساندن آن به حدود ۳۰، از نیترات آمونیوم استفاده شد. گلدان‌ها طی دوره خوابانیدن، در گلخانه در دمای ۳۵-۲۵ درجه سانتی‌گراد نگهداری، و میزان رطوبت آن‌ها طی دوره آزمایش، بین ۷۰-۵۰ درصد ظرفیت زراعی نگه داشته شد.

جهت اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع از روش بار ثابت (کلوت و دیرکسن، ۱۹۸۶) استفاده شد. در این روش، هر استوانه فلزی حاوی نمونه خاک دست‌نخورده مدت ۲۴ ساعت به صورت کاپیلاری، توسط کلرید کلسیم ۰/۰۱ مولار اشباع گردید. سپس یک بار ثابت آبی بر روی نمونه‌های اشباع برقرار گردید. وزن محلول خارج شده از نمونه در فواصل زمانی مختلف اندازه‌گیری شد. در انتها با استفاده از معادله چگالی محلول و نیز معادله جریان دارسی مقدار جریان عمودی در حالت اشباع محاسبه گردید.

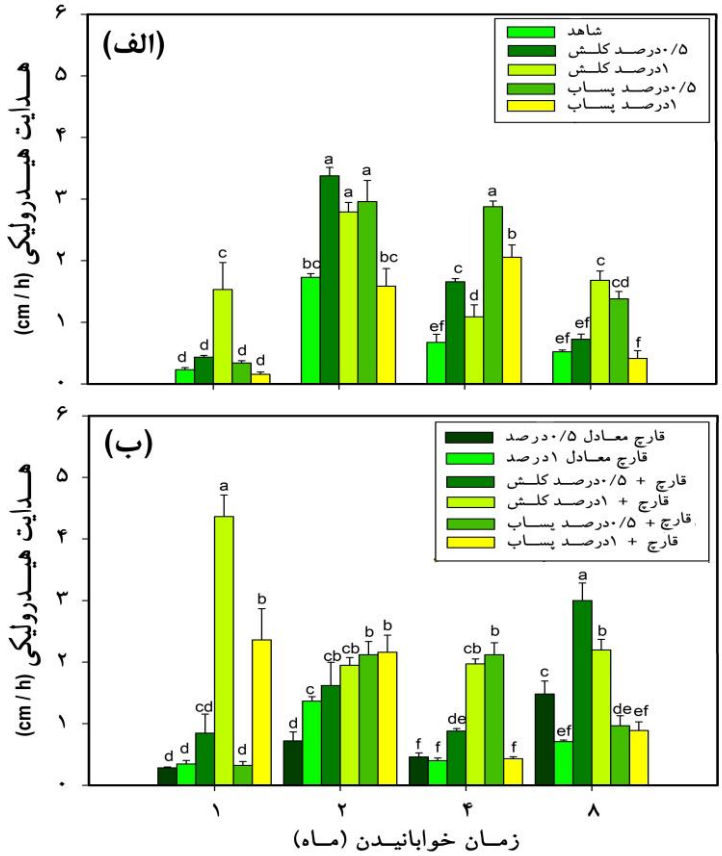
نتایج و بحث

با توجه به جدول تجزیه واریانس هدایت هیدرولیکی (جدول ۱)، مشاهده می‌شود که تمامی عوامل اصلی، دوطرفه، و سه طرفه بر هدایت هیدرولیکی خاک مورد نظر اثر معنی‌داری دارند. از آنجاکه اثرات سه‌طرفه عوامل، تفاوت‌های معنی‌داری در هدایت هیدرولیکی تیمارها ایجاد نموده است، جهت رسم نمودارها از اثرات سه‌طرفه استفاده شده است. بیشترین و کمترین هدایت هیدرولیکی مربوط به تیمار قارچ + ۰/۵ درصد کلش و کمترین آن در تیمار ۱ درصد پساب هر دو در ماه اول دوره خوابانیدن، به ترتیب با مقادیر ۴/۹ و ۰/۰۹ سانتی‌متر بر ساعت مشاهده شده است. شکل شماره (۱) هدایت هیدرولیکی تیمارها را در چهار زمان نشان می‌دهد و مقایسه میانگین بین تیمارها در یک زمان یکسان می‌باشد.

جدول ۱- تجزیه واریانس توزیع اندازه خاکدانه‌ها (ASD)

منابع تغییرات	درجه آزادی	میانگین مربعات هدایت هیدرولیکی
زمان	۳	۷/۳۱**
میکروب	۱	۰/۵۴*
ماده آلی	۵	۷/۵۸**
زمان × میکروب	۳	۶/۱۳**
زمان × ماده آلی	۱۵	۲/۰۶**
میکروب × ماده آلی	۳	۱/۲۸**
زمان × میکروب × ماده آلی	۱۵	۱/۵۲**
خطا	۹۶	۰/۱۰۴

** معنی‌دار در سطح ۰/۰۱ * معنی‌دار در سطح ۰/۰۵



شکل ۱- هدایت هیدرولیکی تیمارهای ماده آلی (الف) بدون میکروب (ب) قارچ

مقایسه میانگین‌های دارای حداقل یک حرف مشترک فاقد اختلاف معنی دار در سطح ۵٪ می باشد.

قارچ معادل ۰/۵٪ و قارچ معادل ۱٪ :به ترتیب مایه تلقیح برابر با تیمارهای حاوی ۰/۵٪ و ۱٪ ماده آلی

در ماه اول تیمارهای حاوی کلش ۱ درصد بیشترین مقدار آبگذری را نشان داده اند که ممکن است به دلیل تغییر در اندازه خلل و فرج ناشی از تغییرات فراوانی خاکدانه‌ها و همچنین نحوه قرارگرفتن مواد آلی در ستون خاک باشد. با توجه به اندازه‌ی نسبتا درشت کلش به کار رفته، این بقایا به نوبه خود می‌توانند در توده خاک به

عنوان کانال عبوردهنده آب عمل نمایند، به ویژه در مراحل ابتدایی دوره خوابانیدن که هنوز به خوبی مورد تجزیه فیزیکی و خردشدن قرار نگرفته‌اند. علاوه بر این، بیشتر بودن مقدار هدایت هیدرولیکی در تیمار قارچ و ۱ درصد کلش نیز می‌تواند تفاوت اثر خاکدانه‌سازی را بر تغییر ساختمان خاک و در نتیجه افزایش هدایت هیدرولیکی نمایان سازد. در ادامه دوره خوابانیدن، افزایش هدایت هیدرولیکی تا ماه دوم در تیمارهای کلش، اثر همزمان نوع ماده آلی و تجزیه آن را بر اندازه‌ی خلل و فرج نشان می‌دهد، در حالی‌که در تیمار قارچ و ۱ درصد کلش این روند کاهش یافته که تا حدودی نشان‌دهنده تجزیه سریعتر کلش در تیمارهای قارچی است. در فاصله دو ماه ابتدای دوره، بخش‌های فعال کلش مورد تجزیه میکروبی قرار گرفته و باعث افزایش تشکیل خاکدانه‌ها در ماه دوم شده‌اند. ماجومدر (۲۰۱۰) بیان می‌کند که احتمالا پس از اتمام این بخش‌ها، فراوانی خاکدانه‌ها کاهش یافته و دوباره با آغاز تجزیه بخش‌های دیرتجزیه در انتهای دوره، با افزایش خاکدانه‌های درشت، هدایت هیدرولیکی نیز افزایش داشته است. در تیمارهای بدون قارچ، در هر چهار زمان مورد مطالعه، مقادیر هدایت هیدرولیکی تیمار ۱ درصد پساب همواره کمتر از تیمار ۰/۵ درصد پساب بوده است. این تغییر، برخلاف تاثیر این ماده آلی زودتجزیه‌شونده بر تشکیل خاکدانه و بهبود ساختمان خاک، ممکن است در اثر پر شدن تعداد بیشتری از منافذ ریز خاک توسط پودر پساب باشد؛ چنانچه در بررسی تیمارهای قارچی، افزودن پساب ۱ درصد و قارچ نه تنها اثر منفی بر هدایت هیدرولیکی نداشته است، بلکه مقدار آن را در ماه اول به شدت افزایش داده و تا ماه دوم تقریبا ثابت نگه داشته است. به نظر می‌رسد با تجزیه سریعتر سطح ۱ درصد این ماده به همراه قارچ تریکودرما، هدایت هیدرولیکی در ماه چهارم و هشتم، کاهش قابل توجهی داشته است. این روند افزایش و کاهش، در تیمار قارچ و ۰/۵ درصد پساب، با تاخیر از ماه دوم آغاز می‌شود. با توجه به اثر قابل توجه تشکیل خاکدانه‌ها بر افزایش هدایت هیدرولیکی می‌توان بیان نمود که تشکیل درشت خاکدانه‌ها طی مصرف و تجزیه بقایا یک فرآیند سریع و ناپایدار است. با مصرف شدن بخش سهل الوصول‌تر کربن در دسترس و کاهش فعالیت میکروبی، تخریب درشت‌خاکدانه‌های تازه تشکیل شده آغاز می‌شود، زیرا ریزجانداران شروع به استفاده از کربن تازه موجود (پلی‌ساکاریدهای اتصال دهنده و موسیلاژها) در درشت‌خاکدانه‌ها می‌نمایند (هلفریچ و همکاران، ۲۰۰۸).

منابع

Degens BP, 1997. Macroaggregation of soils by biological bonding and binding mechanisms and the factors affecting these: a review. Aus. J. Soil Res. 35: 431-459.

1. Helfrich M., Ludwig B., Potthoff M. and Flessa H, 2008. Effect of litter quality and soil fungi on macroaggregate dynamics and associated partitioning of litter carbon and nitrogen. Soil Biol. Biochem. 40: 1823-1835.
2. Klute A and Dirksen C, 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity. In: Klute A. (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods, second Ed. Agronomy Monographs, 9. ASA-SSA, Madison, WI: 687–734.
3. Majumder B and Kuzyakov Y, 2010. Effect of fertilization on decompositionof 14C labelled plant residues and their incorporation into soil aggregates. Soil Till. Res 109: 94-102.
4. Metzger L and Yaron B, 1987. Influence of sludge organic matter on soil physical properties. Adv. Soil Sci. 7: 141-163.
5. Poll C, Marhan S, Ingwersen J and Kandeler E, 2008. Dynamics of litter carbon turnover and microbial abundance in a rye detritusphere. Soil Biol. Biochem 40: 1306-1321.
6. Roldan A, Garcfa-orenes F and Lax A, 1994. An incubation experiment to determine factors involving aggregation changes in an arid soil receiving urban refuse. Soil Biol. Biochem. 26 (12): 1699-1707.

تغییرات زمانی دبی رواناب و توزیع اندازه ذرات رسوب در طول شیب‌های متفاوت

شیرین تقی‌زاده[1]، محمود عرب خدری[3] و مجید محمودآبادی[2]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان
۲- دانشیار گروه خاکشناسی دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید باهنر کرمان
۳- استادیار پژوهش پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

مقدمه

فرسایش خاک یکی از جدی‌ترین مسائل زیست محیطی در دنیاست. یکی از انواع مهم فرسایش آبی، فرسایش بین شیاری است که در مناطقی از جهان که در آن‌ها شدت بارندگی زیاد است، می‌تواند قابل توجه باشد. عوامل متعددی بر شدت فرسایش در نواحی بین‌شیاری تاثیر می‌گذارند. این فاکتورها شامل خصوصیات باران (اندازه قطرات، مقدار و شدت بارندگی)، خصوصیات خاک (ساختمان، بافت، پایداری خاکدانه، وزن مخصوص، رطوبت و غیره) و شرایط سطح خاک (شیب، پوشش گیاهی، توپوگرافی و غیره) است (Sharma، ۱۹۹۶). در بین ویژگی-های باران، شدت بارندگی از یک طرف بر میزان جدا شدن ذرات خاک تاثیر داشته و از طرف دیگر با ایجاد رواناب، باعث تشدید نقش جریان رواناب در جدا کردن و انتقال ذرات می‌گردد. از میان خصوصیات خاک که فرسایش را بیشتر تحت تاثیر قرار می‌دهد می‌توان به ساختمان، بافت و کانی‌شناسی رس اشاره کرد. عوامل یاد شده از طریق تاثیر بر توزیع نیروهای فرساینده و هم‌چنین نفوذپذیری خاک، بر قابلیت جدا شدن ذرات اثرگذار هستند (Dlamini، ۲۰۱۰).

عامل شیب نیز از جمله عوامل مهمی است که فرسایش خاک را تحت تاثیر قرار می‌دهد. یکی از خصوصیات شیب که در فرسایش خاک دخالت دارد طول شیب است. با یکسان فرض کردن سایر شرایط در دو شیب هم درجه ولی با طول متفاوت میزان فرسایش در دامنه طولانی بیشتر از فرسایش در دامنه کوتاه است (رفاهی، ۱۳۸۶). نتایج تحقیقات نشان داده است که غلظت رسوب همراه با جریان نه تنها با افزایش درجه شیب بلکه با افزایش طول شیب به ویژه وقتی که درجه شیب به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد، زیاد می‌شود (Kinnell، ۲۰۰۰).

از دیدگاهی دیگر، فرسایش خاک فرآیندی دینامیک است که دارای تغییرات زمانی زیادی است (محمودآبادی و روحی‌پور، ۱۳۹۰). در شرایط طبیعی این تغییرات در اثر تغییر نیروهای فرساینده و عوض شدن شرایط و خصوصیات بستر فرسایشی رخ می‌دهد. در مطالعات گذشته مشخص شده که در فرسایش ناشی از رواناب سطحی و در شرایط پایدار، تغییرات دینامیکی در خصوصیات رسوب بویژه توزیع اندازه رسوب رخ می‌دهد (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۱). به طور کلی توزیع اندازه ذرات رسوب متاثر از عواملی نظیر توزیع اندازه ذرات خاک اصلی، میزان و نحوه خرد شدن خاکدانه‌ها در حین فرسایش، سرعت ته‌نشینی ذرات در اندازه‌های مختلف و انتقال انتخابی ذرات با اندازه‌های متفاوت می‌باشد (محمودآبادی و روحی‌پور، ۱۳۹۰؛ Asadi و همکاران، ۲۰۱۱). بر این اساس، تحقیق حاضر به بررسی تغییرات زمانی دبی رواناب در طول شیب‌های مختلف و هم‌چنین توزیع اندازه ذرات رسوب در بازه‌های زمانی متفاوت در فرسایش ناشی از باران و رواناب در دامنه‌های ۱، ۶، ۱۲ و ۱۸ متر می‌پردازد.

مواد و روش‌ها

برای انجام این تحقیق از سامانه شبیه‌ساز باران و رواناب پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری که مجهز به یک فلوم شیب‌پذیر به طول ۶ و عرض ۱ متر است و قابلیت شبیه‌سازی باران و رواناب را به طور مجزا یا

همزمان دارد، استفاده شد. برای انجام این آزمایش از یک نمونه خاک مارنی مربوط به منطقه طالقان که قبلا توسط ذرتی‌پور (۱۳۹۱) مورد آزمایش قرار گرفته بود، استفاده شد. از خصوصیات بارز این خاک درصد بالای رس (حدود ۵۰ درصد) است. قبل از انتقال خاک به داخل فلوم، بستر آن با ذرات ماسه‌ای درشت‌دانه به عنوان لایه زهکش به ضخامت ۵ سانتی‌متر پوشانده شد. سپس خاک مورد نظر پس از عبور از الک یک سانتی‌متری، به اندازه ۲۰ سانتی‌متر روی لایه زهکش ریخته شد، بعد از آن با استفاده از غلطک آن را فشرده کرده تا به وزن مخصوص خاک منطقه مورد نظر رسید. قبل از انجام هر آزمایش (حدود ۲۴ ساعت قبل) خاک را به آرامی از زیر اشباع کرده، آزمایش‌ها پس از خروج آب اضافی مربوط به اشباع اولیه، با قطع جریان زهکش در خروجی فلوم، تنظیم شیب فلوم و شدت بارندگی انجام شد. آزمایش‌ها با طول دامنه ۱ و ۶ متر با شدت بارندگی ۵۵/۹ میلی‌متر بر ساعت و شیب ۲۰ درصد انجام شدند. در آزمایش بعدی با طول شیب ۱۲ متر علاوه بر اعمال بارندگی با همان شدت، دبی اندازه‌گیری شده از آزمایش ۶ متر نیز از ابتدای فلوم وارد شد. به همین ترتیب در طول دامنه ۱۸ متری نیز دبی خروجی اندازه‌گیری شده از طول شیب ۱۲ متر وارد شد. در تمامی آزمایش‌های فوق، در زمان‌های معین از رواناب حاوی رسوب خروجی نمونه‌برداری صورت گرفت. بر این اساس، دبی رواناب خروجی و هم‌چنین غلظت و دبی رسوب تعیین شد. دبی میانگین در هر آزمایش از تقسیم حجم کل رواناب به زمان جریان محاسبه گردید. برای محاسبه دبی ویژه مقادیر دبی متناظر به سطح دامنه (طول دامنه ضربدر یک) تقسیم شد. علاوه بر این، در کلیه آزمایش‌ها تمامی رواناب حاوی رسوب در بازه‌های زمانی ۱۰ دقیقه به منظور توزیع اندازه ذرات رسوب جمع‌آوری شد. برای تعیین توزیع اندازه ذرات بزرگتر از ۰/۰۶۳ میلی‌متر از الک تر و ذرات کوچکتر از آن از روش هیدرومتری استفاده شد (توضیح آن‌که دانه‌بندی مربوط به دامنه ۱۲ متر فقط با الک تر انجام گرفته است).

نتایج و بحث

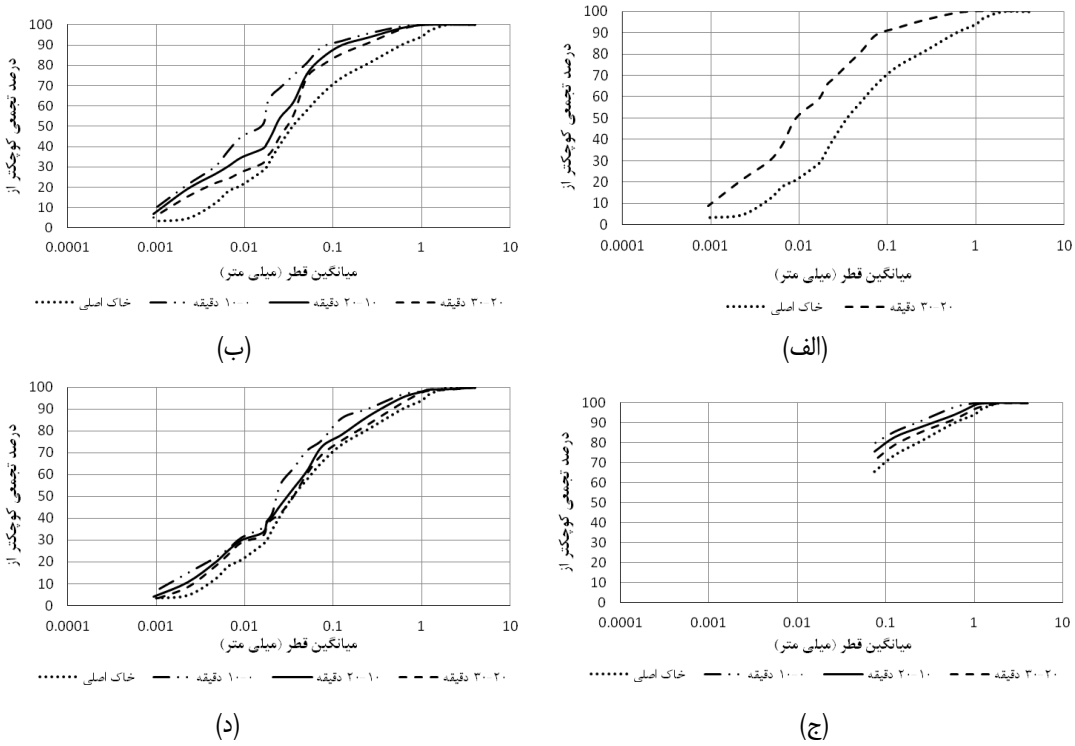
جدول ۱ نتایج مربوط به تغییرات دبی رواناب را نشان می‌دهد. با توجه به جدول مربوطه و مشاهده دبی جریان در بازه‌های زمانی ۱۰، ۲۰ و ۳۰ دقیقه مشاهده شد که با گذشت زمان حجم رواناب بیشتر می‌شود. این به دلیل کم بودن رواناب و نرخ بالاتر نفوذپذیری در ابتدای آزمایش است. با گذشت زمان بتدریج خاکدانه‌های سطحی خرد شده و نفوذپذیری کاهش یافته و دبی زیاد می‌شود (ذرتی‌پور،۱۳۹۱). هم‌چنین با مقایسه داده‌ها می‌توان بیان نمود که هر چه طول دامنه بیشتر می‌شود، میانگین دبی ویژه جریان خروجی بالاتر می‌رود. زیرا هر چه طول شیب افزوده می‌شود سطح بارش موثر افزایش می‌یابد و جریان زیر قشری در انتهای فلوم با ایجاد شرایط اشباع، نفوذپذیری را کم کرده و رواناب خروجی را افزایش می‌دهد. در آزمایش ۱ متری به علت کوتاه بودن طول دامنه، جریان زیر قشری شرایط اشباع را در انتهای فلوم فراهم نمی‌کند و رواناب خروجی کم می‌شود. هم‌چنین در طول ۶ متر باران تنها عامل موثر بر جدایی ذرات است پس دبی خروجی از آن نسبت به طول دامنه‌های بالایی، کمتر است. از طرفی در دامنه‌های ۱۲ و ۱۸ متر به این علت که علاوه بر بارندگی، رواناب هم از همان ابتدای آزمایش وارد شد، دبی جریان خروجی بیشتر شد. این روند افزایشی در دامنه ۱۸ متر به دلیل بالاتر بودن مقدار دبی ورودی نسبت به ۱۲ متر بیشتر است. نتایج تحقیقات Chaplot و Le Bissonnais (۲۰۰۳) هم نشان می‌دهد حجم رواناب با افزایش شدت باران، درصد شیب و طول شیب افزایش می‌یابد.

جدول ۱- تغییرات دبی رواناب برای دامنه‌هایی به طول‌های مختلف در سه بازه ده دقیقه‌ای

طول دامنه (متر)	زمان (ثانیه:دقیقه)	حجم رواناب (میلی‌لیتر)	دبی جریان خروجی (میلی‌لیتر بر ثانیه)	دبی ویژه (میلی‌لیتر بر مترمربع بر ثانیه)
۱	۰-۱۰	۰	۰	۰
	*۱۰:۲۹-۲۰	۴۵۰	۰/۷۹	۰/۷۹
	۲۰-۳۱	۷۰۰	۱/۰۶	۱/۰۶
	میانگین	-	۰/۹۳	۰/۹۳
۶	*۲:۱۰-۱۰	۸۲۷۰	۱۷/۶۰	۲/۹۳
	۱۰-۲۰	۱۴۷۰۰	۲۴/۵۰	۴/۰۸
	۲۰-۳۱	۱۸۲۰۰	۲۷/۵۸	۴/۶۰
	میانگین	-	۲۳/۸۰	۳/۹۷
۱۲	*۰:۴۵-۱۰	۲۳۰۰۰	۴۱/۴۴	۳/۴۵
	۱۰-۲۰	۲۸۲۰۰	۴۷/۰۰	۳/۹۲
	۲۰-۳۱	۳۵۸۰۰	۵۴/۲۴	۴/۵۲
	میانگین	-	۴۷/۹۳	۳/۹۹
۱۸	*۰:۱۳-۱۰	۳۸۰۰۰	۶۴/۷۴	۳/۶۰
	۱۰-۲۰	۴۵۲۰۰	۷۵/۳۳	۴/۱۹
	۲۰-۳۱	۵۴۲۰۰	۸۲/۱۲	۴/۵۶
	میانگین	-	۷۴/۳۹	۴/۱۳

* برای محاسبه دبی جریان خروجی و دبی ویژه، زمان لحاظ شده از لحظه‌ای است که رواناب جاری می‌شود.

بررسی نتایج توزیع اندازه ذرات رسوب در سه بازه زمانی ۱۰ دقیقه‌ای برای ۴ دامنه با طول‌های ۱، ۶، ۱۲ و ۱۸ متر در شکل ۱ (الف-د) نشان داده شده است. در دامنه ۱ متری به دلیل کم بودن میزان رسوب خروجی تنها یک نمونه در پایان آزمایش دانه‌بندی شد که در این طول شیب، رسوب خروجی ریزتر از خاک اصلی است (شکل ۱، الف). در سایر دامنه‌ها مقایسه دانه‌بندی در زمان‌های متفاوت نشان می‌دهد با گذشت زمان درصد ذرات ریز کاهش می‌یابد و در مقابل درصد ذرات درشت به تدریج در رسوب خروجی بالا می‌رود (شکل ۱، ب، ج، د). هم‌چنین با توجه به نمودارها می‌توان نتیجه‌گیری کرد که در ویژگی‌های رسوب به ویژه توزیع اندازه ذرات رسوب تغییرات دینامیکی وجود دارد که با گذشت زمان این تغییرات بیشتر دیده می‌شود. هم‌چنین مشاهده می‌شود توزیع اندازه ذرات رسوب ناشی از جریان بین شیاری ریزتر از خاک اصلی می‌باشد. دلیلی که می‌توان ذکر کرد این است که این ریزتر بودن رسوبات نسبت به خاک اصلی به دلیل عدم توانایی جریان بین شیاری در انتقال بخش درشت‌تر رسوبات جداشده ناشی از برخورد قطرات باران است. در ادامه با افزایش طول دامنه و بیشتر شدن نقش رواناب در جدا شدن ذرات، به تدریج رسوبات درشت‌تر شده و توزیع اندازه ذرات رسوب به خاک اصلی نزدیک‌تر می‌شود (محمودآبادی و سیرجانی، ۱۳۹۱). نتایج پژوهش‌های Asadi و همکاران (۲۰۱۱) این روند را در ارتباط با تغییرات زمانی دانه‌بندی رسوب نشان می‌دهد.



شکل ۱- نمودار دانه‌بندی رسوب در طول شیب‌های ۱ متر (الف)، ٦ متر (ب)، ۱۲ متر (ج) و ۱۸ متر (د)

منابع

۱. ذرتی‌پور، ا.، ۱۳۹۱. مدل‌سازی دینامیک فرسایش خاک در سازندهای مارنی، مبتنی بر خصوصیات بارش و عوامل فیزیکی. رساله دکتری علوم و مهندسی آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تهران.

۲. رفاهی ح ق، ۱۳۸۶. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

۳. محمودآبادی، م. و روحی‌پور ح.، ۱۳۹۰. بررسی روند تغییرات برخی شاخص‌های فرسایش‌پذیری و ترسیب با استفاده از شبیه‌ساز باران. پژوهش‌های حفاظت آب و خاک، ۱۸(۴): ۱۴۵-۱۶۶.

۴. محمودآبادی، م. و سیرجانی ا.، ۱۳۹۱. بررسی مکانیسم‌های حمل ذرات رسوب در فرسایش ورقه‌ای با استفاده از آزمایش فلوم. مجله مهندسی و مدیریت آبخیز، جلد ۴، شماره ۱، صفحه‌های ۱ تا ۱۱.

5. Asadi H, Moussavi A, Ghadiri H and Rose CW, 2011. Flow-driven soil erosion prosses and the size selectivity of sediment. Journal of hydrology 406: 73-81
6. Chaplot VAM and Le Bissonnais Y, 2003. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lengths, and gradients in an agricultural loessial hillslope. Soil Sci. Soc. Am. J 67:844-851.
7. Dlamini P, Orchard C, Jewitt G, Lorentz S, Titshall L and Chaplot V, 2010. Controlling factors of sheet erosion under degraded grasslands in the sloping lands of KwaZulu-Natal, South Africa. Agricultural Water Management, 8p.
8. Kinnell PIA, 2000. The effect of slope length on sediment concentration associated with side-slope erosion. Soil. Sci. Soc. Am. J, 64: 1004-1008.
9. Sharma PP, 1996. Interrill erosion. In soil erosion conservation, and Rehabilitation, Menachem A (ed.). Marcel Dekker: New York; 125-152.

تعیین دامنه بهینه چگالی ظاهری نسبی خاک برای رشد رویشی گندم بهاره

هدیه خلیفه زاده کوره[1]، حسین عسگرزاده[2]، محمد رضا مصدقی[3] و علیرضا پیرزاد[4]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد خاک‌شناسی ، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه
۲- استادیار گروه خاک‌شناسی ، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه
۳- دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان
٤- دانشیار گروه زراعت و اصلاح نباتات، دانشکده کشاورزی، دانشگاه ارومیه، ارومیه

مقدمه

از دیدگاه رشد گیاه و تولید محصول، مقدار بهینه‌ای برای درجه تراکم خاک وجود دارد که در مقادیر بالاتر و پایین‌تر از آن رشد گیاه کاهش می‌یابد (هکنسون، ۱۹۹۰). مقادیر کم درجه تراکم خاک به دلیل تماس ضعیف ریشه–خاک و در نتیجه کاهش جذب آب و عناصر غذایی و حمایت مکانیکی ناکافی، و مقادیر زیاد درجه تراکم خاک عمدتاً به علت افزایش مقاومت مکانیکی (در دامنه خشک) و تهویه ضعیف (در دامنه مرطوب) باعث کاهش رشد ریشه و گیاه می‌شوند. از این رو آگاهی از مقادیر بحرانی و بهینه درجه تراکم و میزان فشردگی خاک می‌تواند برای مدیریت و بهبود کیفیت فیزیکی خاک مفید باشد. چگالی ظاهری (BD) کمّیتی رایج برای بیان درجه تراکم خاک است. به علت وابستگی مقادیر بحرانی و بهینه آن به بافت و مقدار ماده آلی خاک، BD کارایی چندانی برای بیان درجه تراکم نداشته و گاهی اوقات تفسیر آن گمراه‌کننده است (دکستر و همکاران، ۲۰۰۷).
از این رو از کمّیت دیگری به نام چگالی ظاهری نسبی (RBD) که مستقل از نوع (بافت) خاک بوده و مقادیر آن مستقیماً قابل مقایسه در تمامی خاک‌ها است برای بیان درجه فشردگی خاک استفاده می‌شود. این کمّیت بی‌بعد بوده و برابر نسبت BD طبیعی به چگالی ظاهری مرجع (BD_{ref}) می‌باشد (هکنسون، ۱۹۹۰). کارتر (۱۹۹۰) از چگالی ظاهری بیشینه بدست‌آمده از آزمون پروکتور ($BD_{Proctor}$) به عنوان BD_{ref} استفاده کردند. با این حال از چگالی ظاهری خاک تحت تنش‌های محوری ۲۰۰، ۴۰۰، ۸۰۰ و ۱۶۰۰ kPa در فشردگی محصور نیز به عنوان BD_{ref} استفاده می‌شود (هکنسون، ۱۹۹۰؛ ریچرت و همکاران، ۲۰۰۹). از آنجایی‌که مقدار BD_{ref} تحت تنش محوری محصور ۲۰۰ kPa (BD_{200kPa}) کوچک‌تر از BD_{ref} بدست‌آمده از آزمون پروکتور است، مقدار RBD محاسبه‌شده با $BD_{Proctor}$ به عنوان BD_{ref} حدود ۷ الی ۱۷ درصد کوچک‌تر از RBD محاسبه‌شده با BD_{200kPa} بدست می‌آید (هکنسون، ۱۹۹۰). گیاهان مختلف به علت تفاوت در سیستم ریشه‌ای واکنش‌های متفاوتی به افزایش فشردگی خاک نشان می‌دهند (گوماراس و همکاران، ۲۰۰۲). مقدار بهینه RBD برای گیاه گندم کم‌تر از گیاهان سویا و ماش سیاه گزارش شده است (ریچرت و همکاران، ۲۰۰۹). شرایط آب و هوایی و فصل رشد از دیگر عوامل موثر بر مقادیر بهینه و بحرانی RBD می‌باشند. هدف از این پژوهش تعیین مقادیر و دامنه بهینه RBD برای گیاه گندم بهاره با توجه به تغییرات صفات رویشی آن است.

مواد و روش‌ها

از دو خاک کشاورزی استان آذربایجان غربی با کلاس بافتی لوم سیلت و درصد رس ۱۵ و ۲۵ برای آزمایش استفاده شد. برای هر خاک ۱۰ گلدان (مجموعاً ۲۰ گلدان) با ابعاد ۵۰ cm × ۴۰ cm و عمق ۵۰ cm تهیه شد.

پس از افزودن عناصر غذایی NPK، رطوبت خاک‌ها به ۸۰ درصد حد خمیری (0.8PL) رسانده شد. درجات مختلف فشردگی خاک در گلدان‌ها توسط غلطک‌هایی با طول ۴۰ cm و جرم‌های ۱، ۳، ۶ و ۱۲ kg ایجاد شد. برای اطمینان از یکنواختی فشردگی، خاک به صورت لایه لایه و در مقادیر ۵ kg به گلدان‌ها افزوده شده و سپس ۳۰ بار غلطک بر روی آنها غلطانده شد. برای ایجاد درجات بیش‌تر فشردگی، مقادیر خاک افزوده‌شده در هر مرحله به ۲ kg کاهش داده شده و هم‌چنین تعداد دفعات غلطاندن غلطک‌ها به ۵۰ بار افزایش یافت. در نهایت دامنه‌ای از BD از مقدار ۱/۱۸ تا ۱/۷۶ $Mg\ m^{-3}$ در دو خاک ایجاد شد.

در فرودین ۱۳۹۲ گندم بهاره (رقم پیشتاز) در شیارهایی به عرض ۳ cm و عمق ۵ cm به فاصلهٔ ۲۰ cm از هم کاشته شد. تمام گلدان‌ها در فضای باز قرار گرفته و در طول آزمایش مقدار آب یکسانی توسط بارندگی و آبیاری دریافت کردند. در طول آزمایش میانگین ارتفاع گیاه و در انتهای آزمایش میانگین صفات رویشی گیاه مانند وزن خشک شاخ‌ساره (ساقه و برگ) و تعداد سنبلچه برای هر گلدان اندازه‌گیری شد. پس از پایان آزمایش مقادیر BD طبیعی خاک گلدان‌ها در رطوبت نزدیک گنجایش زراعی با استفاده از سیلندرهای نمونه‌برداری با حجم cm^3 ۱۰۰ با ۳ تکرار اندازه‌گیری شده و از آنها میانگین‌گیری شد. برای محاسبه BD_{ref} از رابطه، $BD_{ref} = ۱/۹۸۵ - ۰/۰۰۸۵۷Clay\%$ استفاده شد (جونز، ۱۹۸۳؛ دکستر، ۲۰۰۴) که در این رابطه BD_{ref} بر حسب $Mg\ m^{-3}$ و رس بر حسب درصد می‌باشند. در نهایت برای محاسبه RBD از رابطه $RBD=BD/BD_{ref}$ استفاده شد.

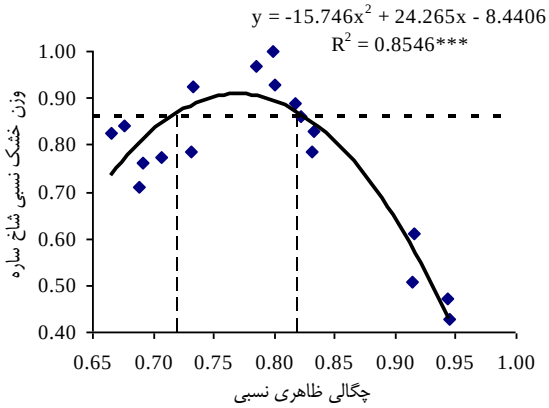
برای تعیین دامنه بهینه RBD، شرایط بهینه رشد گیاه زمانی در نظر گرفته شد که صفات رویشی (نسبی) گیاه بزرگ‌تر یا معادل ۹۵ درصد مقدار بیشینهٔ پیش‌بینی‌شده با معادلهٔ برازش‌یافته بر داده‌های نسبی میانگین وزن خشک شاخ‌ساره هر بوته، میانگین ارتفاع هر بوته در زمان گل‌دهی (روز ۵۰ام) و میانگین تعداد سنبلچهٔ هر بوته در برابر RBD بود. مقادیر نسبی از تقسیم میانگین صفات مذکور در هر گلدان (دو ردیف) بر بیشینهٔ مشاهده‌شده در میان تمام گلدان‌ها بدست آمد. به علت مشکل زهکشی خاک و آفت‌زدگی گیاه در دو گلدان و از بین رفتن گیاه، تنها از داده‌های ۱۸ گلدان برای بدست‌آوردن روابط استفاده شد.

نتایج و بحث

وزن خشک نسبی شاخ‌ساره گندم رابطه چندجمله‌ای درجه ۲ قویی ($R^2 = ۰/۸۵$ ،$p < ۰/۰۰۱$) با RBD به عنوان شاخص کیفیت فیزیکی و وضعیت ساختمان خاک (هکنسون، ۱۹۹۰) ایجاد کرد (شکل ۱). شایان ذکر است که داده‌های مربوط به دو خاک روند یکسانی داشتند که بیان‌کننده توانایی RBD برای بیان درجه تراکم مستقل از نوع خاک می‌باشد. بر اساس رابطه بدست‌آمده، مقدار این صفت با افزایش RBD از ۰/۶۶ افزایش یافته و در RBD برابر با ۰/۷۷ به بیشینه مقدار خود (۰/۹۶) رسیده و با افزایش بیش‌تر کاهش یافته و در RBD برابر با ۰/۹۵ به ۰/۴۰ رسید. مقدار بهینه RBD (۰/۷۷) با برابر صفر قراردادن مشتق رابطه درجه ۲ بدست‌آمده محاسبه شد. بیوتلر و همکاران (۲۰۰۵) مقدار بهینهٔ RBD برای رشد سویا در یک خاک اکسی‌سول را برابر ۰/۸۰ گزارش کردند که قدری بزرگ‌تر از مقدار بهینه بدست‌آمده برای رشد گندم بهاره در این آزمایش است.

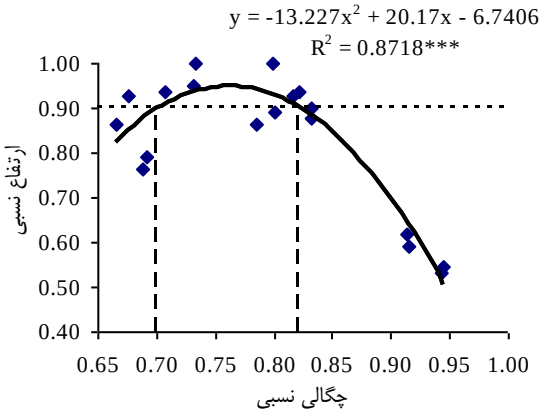
با فرض مقادیر وزن خشک نسبی شاخ‌ساره برابر یا بزرگ‌تر از ۹۵ درصد پیش‌بینی‌شده توسط رابطه بدست‌آمده (برابر ۰/۹۱ که با خطچین افقی نشان داده شده است)، دامنه بهینه RBD (۰/۷۲ تا ۰/۸۲) برای رشد گندم بدست می‌آید که حدود آن با خطوط خطچین عمودی روی شکل ۱ نشان داده شده است. کارتر (۱۹۹۰) دامنه

بهینهٔ RBD (با $BD_{Proctor}$ به عنوان چگالی ظاهری مرجع) برای تولید محصول گندم را ۰/۷۷۵ تا ۰/۸۴۰ گزارش کرد. مقدار بهینه RBD علاوه بر نوع گیاه (ریچرت و همکاران، ۲۰۰۹) به عوامل دیگری مانند شرایط آب و هوایی و فصل رشد نیز وابسته است.



شکل ۱- رابطه وزن خشک نسبی شاخ‌ساره گندم با چگالی ظاهری نسبی در خاک‌های مورد بررسی.

ارتفاع گندم در روز ۵۰ام پس از کاشت (زمان ظهور سنبله) نیز تحت تاثیر مقدار RBD قرار گرفت (شکل ۲). ارتفاع نسبی گندم با افزایش RBD از ۰/۶۶ افزایش یافته و در RBD برابر ۰/۷۶ به بیشینه مقدار خود رسید. این صفت با افزایش بیش‌تر RBD کاهش یافته و در RBD برابر با ۰/۹۵ به ۰/۴۸ (کم‌تر از نصف بیش‌ترین ارتفاع مشاهده‌شده) رسید. حد پایینی و بالایی دامنه بهینه RBD بدست‌آمده برای این صفت به ترتیب برابر ۰/۷۰ و ۰/۸۲ بدست آمد (شکل ۲).

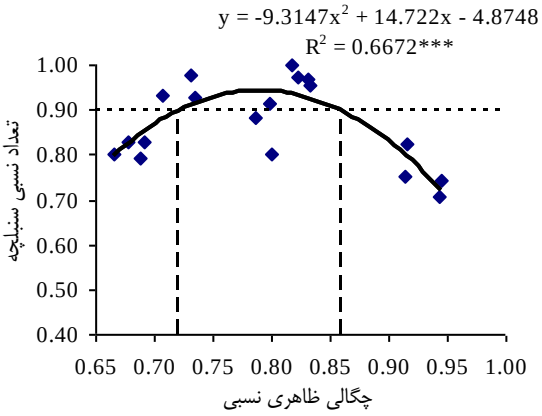


شکل ۲- رابطه ارتفاع نسبی گندم با چگالی ظاهری نسبی در خاک‌های مورد بررسی.

تعداد نسبی سنبلچه که ارتباط تنگاتنگی با عملکرد گندم دارد، رابطه معنی‌داری ($p <$ ۰/۰۰۱، R^2 = ۰/۶۷) با RBD برقرار کرد (شکل ۳). مقدار این صفت نیز با افزایش RBD از ۰/۶۶ افزایش یافته و در RBD برابر

با ۰/۷۹ به بیشینه مقدار خود (یعنی ۰/۹۴) رسیده و سپس با افزایش بیش‌تر RBD روند کاهشی نشان داد. دامنه بهینه RBD برای این صفت از ۰/۷۲ تا ۰/۸۶ بدست می‌آید. این دامنه وسیع‌تر از دامنهٔ RBD گزارش‌شده (۰/۷۷۵ تا ۰/۸۴۰) توسط کارتر (۱۹۹۰) برای تولید محصول گندم است. ریچرت و همکاران (۲۰۰۹) نشان دادند که محصول گندم در RBD برابر ۰/۸ به بیشینه مقدار خود می‌رسد وقتی از چگالی ظاهری خاک تحت تنش محوری محصور ۱۶۰۰ kPa به عنوان BD_{ref} استفاده شود. این مقدار بسیار نزدیک به مقدار RBD بهینه (۰/۷۹) بدست‌آمده برای تولید بیش‌ترین تعداد سنبلچه در این آزمایش است.

با توجه به سه صفت گیاهی بررسی‌شده، مقدار بهینه RBD (بدون توجه به نوع خاک) برای رشد رویشی گندم بهاره (رقم پیشتاز) را می‌توان برابر ۰/۷۸ و دامنهٔ بهینه RBD را ۰/۷۲ تا ۰/۸۲ در نظر گرفت. بنابراین با داشتن شرایط بهینه درجه تراکم خاک (۰/۷۸)، می‌توان چگالی ظاهری بهینه خاک برای رشد گندم بهاره را در هر مزرعه محاسبه کرده و آن را مدیریت کرد.



شکل ۳- رابطه تعداد نسبی سنبلچه گندم با چگالی ظاهری نسبی در خاک‌های مورد بررسی.

منابع

1- Beutler AN, Centurion JF, Roque CG, Ferraz MV, 2005. Optimal relative bulk density for soybean yield in Oxisols. Braz. J. Soil Sci. 29: 843–849.
2- Carter MR, 1990. Relative measures of soil bulk density to characterize compaction in tillage studies on fine sandy loams. Can. J. Soil Sci. 70: 425–433.
3- Dexter AR, Czyż EA and Gaţe OP, 2007. A method for prediction of soil penetration resistance. Soil Till. Res. 93: 412–419.
4- Guimarães CM, Stone LF and Moreira JAA, 2002. Soil compaction in a bean crop. II. Effect on root and shoot development. R. Bras. Eng. Agric. Ambient. 6: 213–218.
5- Håkansson I, 1990. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. Soil Till. Res. 16: 105–120.
6- Reicherta JM, Suzuki LEAS, Reinert DJ, Horn R and Håkansson I, 2009. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop production in subtropical highly weathered soils. Soil Till. Res. 102: 242–254.

تاثیرمدیریت کم آبیاری به روش خشکی موضعی ریشه (PRD) بر عملکرد کمی و کیفی انگور

رقیه رضوی[۱] ، محمدرضا امداد[۳] ، فرخ غنی شایسته[۲] ، عزیز مجیدی[۲]

۱- محقق هیئت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی آذربایجان غربی

۲- عضو هیئت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی آذربایجان غربی

۳- عضو هیئت علمی موسسه تحقیقات خاک و آب

مقدمه

مدیریت صحیح و بکار گیری تکنیکهای پیشرفته به منظور حفظ ذخیره رطوبتی خاک و افزایش ظرفیت نگهداری آب در خاک از جمله اقدامات موثر برای افزایش راندمان آبیاری می باشد. برای برنامه‌ریزان و کاربران آب بسیار مهم است که بدانند کارآیی مصرف آب در یک گیاه با مقادیر مختلف آب مصرفی چقدر می‌باشد. به لحاظ اهمیت میوه انگور بصورت تازه‌خوری و در صنایع تبدیلی و همچنین اهمیت آن در صادرات به صورت کشمش، ولی از سوی دیگر در سال های اخیر مشکل کمبود آب باغات انگور را تحت تاثیر خود قرار داده است. لذا با توجه به لزوم صرفه‌جویی در مصرف آب، تعیین واکنش انگور به کم آبی از اهمیت ویژه ای برخوردار است، بدون اینکه کیفیت محصول افت داشته باشد.

کم‌آبیاری به مجموعه تکنیک‌هایی گفته می‌شود که در آن، گیاه کمتر از نیاز کامل خود آب دریافت می‌کند. در کم‌آبیاری فرض بر این است که درصد کاهش عملکرد محصول، به اندازه درصد کاهش میزان مصرف آب آبیاری نیست. کم‌آبیاری به روش های مختلف از جمله کاهش مقدار آب آبیاری در مراحل خاصی از رشد گیاه یاکم آبیاری تنظیم شده (RDI) و خشکی موضعی ریشه (PRD) ، می تواند انجام گیرد. با توجه به اینکه منابع آبی در این مناطق محدود می باشد، اهمیت ترغیب به ذخیره آب بیش از پیش احساس می شود. ا ز سوی دیگر مقدار آب زیاد در کیفیت میوه اثر منفی داشته چون رشد سبزینه ای را افزایش داده و عدم تعادل موادغذایی را به دنبال داشته و ماده خشک میوه را کاهش می دهد (Herreo 1992) همچنین افزایش در حساسیت میوه به تشکیل ترک نیز گزارش شده است (sekse 1995) همچنین آب زیاد ضخامت کوتیکول را کاهش داده (Crisosto 1994) و موجب کاهش خیلی زیاد آب در زمان نگهداری و زمینه برای زخم پذیری حمله قارچی فراهم می شود. قطع ناگهانی آب و کاهش بسیار زیاد در آبرسانی به درختان انگور در حال رشد، منجر به پژمرده شدن برگهـا مـی شود.

PRD یک نوع مدیریت کم آبیاری است که تقریبا" نصف ریشه آبیاری می شود در حالیکه نصف دیگر خشک می ماند. بعد از مدت زمان معین قسمتهای تر و خشک در تناوب قرار می گیرند و موجب می شود که در منطقه ریشه ، ناحیه تر و خشک تشکیل شود و درهر آبیاری اینها جابجا شوند (Dry and Lovis , 1999) . روش PRD با تکیه بر علائم هورمونی بوده که این علائم از ریشه منشأ گرفته در پاسخ به پتانسیل های رطوبتی کم در منطقه ریشه صادر می شود، بیشتر بروز و تجمیع در جایی است که ریشه های خشک موجود بوده و منشأ اسید آبسیزیک (ABA) هستند که در تنظیم باز و بسته شدن روزنه ها دخالت دارد. (Loveys,

2003). بسته شدن معمولی روزنه ها در پاسخ به شرایط خشک خاک موجب می شود که بافت برگ حفظ شده و صدمه ی کاهش بیش از حد رطوبت برگ وارد نشود و میزان آب برگ با کاهش تعرق حفظ گردد. به کار گیری PRD نباید منجر به کاهش معنی دار در پتانسیل آب برگ در وسط روز نسبت به روشهای آبیاری استاندارد بشود. همچنین به کار گیری روش PRD در خاک هایی با نفوذپذیری ضعیف در صورت عدم کاربرد آب کافی ممکن است منجر به مشکلاتی بشود اگر آب کافی بکار برده نشود و تا جایی که راندمان آب کاربردی تا ۵۰ ٪ آبیاری طبیعی در سطح خاک پایین می افتد

مواد و روشها

آزمایش در قالب طرح بلوکهای کامل تصادفی با پنج تیمار در سه تکرار مورد اجرا قرار گرفت و تیمارهای مورد بررسی شامل :

E1 = انجام آبیاری به مقدار ۱۰۰ درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری کامل منطقه ریشه (تیمار شاهد)

E2– انجام آبیاری به مقدار ۷۵درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری کامل منطقه ریشه

E3– انجام آبیاری به مقدار ۷۵درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری نصف منطقه ریشه

E4 – انجام آبیاری به مقدار ۵۰درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری کامل منطقه ریشه

E5 – انجام آبیاری به مقدار ۵۰درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری نصف منطقه ریشه می باشد.

آبیاری اول در هر تیمار بطور کامل در منطقه ریشه انجام گرفته و آبیاری های بعدی با تعیین رطوبت خاک در تیمار شاهد و تخلیه مجاز رطوبتی تا ۶۰ در صد طوری انجام شد که رطوبت لازم تا حد ظرفیت مزرعه تامین شود . در تیمارهای با آبیاری نصف منطقه ریشه، فقط نصف منطقه ریشه آبیاری می شود. از آبیاری نیمه دیگر تا حد رسیدن به نزدیک نقطه پژ مردگی خودداری شد.

درختان انگور از رقم سلطانین و ۲۲ ساله بوده و به فواصل ۳×۲ متر از هم کاشته شده اند

این آزمایش در ایستگاه تحقیقاتی کهریز اجرا شده که ارتفاع ایستگاه از سطح دریا ۱۳۲۵ متر بوده و بین ۴۵درجه و۱ دقیقه طول شرقی و ۳۷ درجه و ۵۳ دقیقه عرض شمالی قرار دارد.حداکثر درجه حرارت مطلق ۳۸ و حداقل آن ۲۴– درجه سانتی گراد و متوسط بارندگی آن در حدود ۳۰۰ میلی متر می باشد. بر اساس مطالعات نیمه تفصیلی اراضی ایستگاه کهریز بر روی واحد فیزیوگرافی دشت آبرفتی رودخانه ای (river alovial plains) قرار گرفته است. خاک آن از رده Entisoils تحت گروه Typic zero flouvents و فامیلی آن Coarse loanymezic می باشد.

در این آزمایش دور آبیاری از فرمول زیر تعیین شد :

$$II = \frac{\left(\frac{F.C-\theta}{100} * G.s\right) * D}{ETp}$$

[۱]

که در این معادله I I = دور آبیاری (روز)،F.C = رطوبت خاک در حد ظرفیت مزرعه (درصد وزنی)،

θ = رطوبت موجود خاک (درصد وزنی)، G.s = جرم ویژۀ ظاهریg/cm^3 ، D = عمق توسعۀ ریشه cm

ETP = تبخیر و تعرق روزانه به میلی متر محاسبه شد.

جدول ۱: نتایج تجزیهٔ خاک محل اجرای آزمایش

عمق	درصد اشباع	هدایت الکتریکی ds/m	اسیدیته گل اشباع pH	درصد مواد خنثی شونده	درصد کربن آلی	فسفر قابل جذب ppm	پتاسیم قابل جذب pm	درصد شن	درصد لای	درصد رس
۰-۳۰	۳۲	۰/۴۴	۸/۲	۶/۳	۰/۶۶	۷/۲	۲۹۰	۳۸	۴۴	۱۸
۳۰-۶۰	۳۲	۰/۴۹	۸/۱	۶/۰	۰/۴۷	۲/۴	۱۷۰	۴۰	۴۱	۱۹

طبق جدول ۱ شوری خاک برای نباتات زراعی مناسب و خاک دارای اسیدیته (PH) قلیائی متوسط , مواد آلی خاک کم و فسفر قابل جذب کم تا متوسط و پتاسیم قابل جذب متوسط تا زیاد و بافت خاک از نوع لومی (Loam) می باشد.

در اواسط دورهٔ رشد (تیرماه) از نمونهٔ برگ برداشته شده تجزیه به عمل آمده که توصیه کودی سال بعد نیز بر مبنای نتایج تجزیه برگ و توصیه کارشناسان مربوطه بود. برای اندازه گیری آب مصرفی کرتها از کنتور استفاده شد. همچنین کارآیی مصرف آب (WUE) از فرمول زیر تعیین شد:

مقدار مصرف آب (مترمکعب در هکتار) / عملکرد (کیلوگرم درهکتار)= کارآیی مصرف آب

نتایج و بحث

پس از اعمال تیمارهای آزمایش ، اقدام به برداشت محصول نموده و پس از برداشت ،اندازه گیری آب آبیاری و اعمال تیمارها تا پایان فصل رشد ادامه داشت . مقادیر عملکرد تیمارهای ، مورد تجزیه و تحلیل آماری با استفاده از نرم افزار MSTATC قرار گرفته و همچنین کارآیی مصرف آب تیمارها نیز تجزیه و تحلیل آماری گردید میانگین عملکرد مربوط به سه تکرار و همچنین میانگین کارآیی مصرف آب تیمارهای مختلف و خصوصیات کمی و کیفی تعیین شد.

جدول ۲ : خلاصهٔ نتایج تجزیهٔ واریانس آزمایش

منابع تغییر	درجهٔ آزادی	عملکرد		کارآیی مصرف آب		مواد جامد محلول (Tss)		اسیدیته قابل تیتراسیون (Ta)		pH	
		MS	F	MS	F	MS	F	MS	F	MS	F
تکرار	۲	۸۲۹۷۵۷۲/۶۴۵	۰/۵۸۸۷	۰/۱۸۲	۰/۴۵۸۷	۳/۲۶۷	۲/۹۶۹۷	۰/۰۰۵	۰/۰۷۷۱	۰/۰۳۳	۱/۱۸۰۷
تیمارآبیاری	۴	۳۱۸۶۱۶۱۹/۳۷۲	*۲/۲۶۲۶	۰/۳۰۰	۰/۷۵۸۴	۲/۷۷۵	ns ۲/۵۲۲۷	۰/۰۴۶	۰/۷۶۰۳ ns	۰/۰۳۳	ns۱/۱۸۰۷
اشتباه	۸	۱۴۰۹۵۴۰۹/۸۲۸		۰/۳۹۶		۱/۱۰۰		۰/۰۶۱		۰/۰۲۸	
ضریب تغییرات (درصد)		۲۳/۳۳		۱۸/۹۳		۳/۹۲		۲۱/۳۳		۵/۰۶	

** معنی دار در سطح ۱٪ * معنی دار در سطح ۵٪ ns غیر معنی دار

خصوصیات کیفی ، ازجمله بریکس (TSS) (درصد مواد جامد) میوه ، اسیدیته قابل تیتر (TA) pH و سایر عوامل کیفی پس از نمونه برداری از میوه ها در آزمایشگاه تعیین شد. درنهایت اثرکم آبیاری در مراحل مختلف رشد تعیین شد .

طبق جدول ۲ نتایج تجزیه و تحلیل آماری بر روی ارقام هر سال نشان می دهد که:

اثر تیمار مقدار آب آبیاری بر روی عملکرد در سطح ۵٪ معنی دار بوده طوریکه تیمار E1 یعنی انجام آبیاری به مقدار ۱۰۰درصد نیاز آبی در کلیه مراحل رشد با آبیاری کامل منطقه ریشه دارای عملکرد بالاتری بوده ونسبت به سایر تیمار ها در کلاس بالاتری قرار دارد . حداکثر در صد قند و کارآیی مصرف آب از تیمار E5 به مقدار۲۸درصد و ۳/۸۹ کیلوگرم بر مترمکعب حاصل شده است.

مطابق جدول فوق اثر مقدار آبیاری بر روی کارآیی مصرف آب بسیار معنی دار بوده و انجام آبیاری به مقدار ۵۰ درصد نیاز آبی دارای کارآیی مصرف آب بیشتری شده است . مقایسه تغییرات کارآیی مصرف آب در تیمارهای مختلف نشان می دهد که با مصرف بیشتر آب گرچه عملکرد میوه ممکن است افزایش یابد لیکن روند تغییر کارآیی مصرف آب متفاوت می باشد. در شرایط کم آبیاری و با هدف افزایش کارآیی مصرف آب انجام آبیاری به مقدار ۵۰ درصد نیاز آبی توصیه می شود.

منابع

– فرشی، علی‌اصغر و محمد رضا شریعتی و رقیه جارالهی ومحمدرضا قائمی و مهدی شهابی فر و مسعود تولایی . ۱۳۷۶. برآورد نیاز آبی گیاهان زراعی و باغی کشور جلد دوم. نشر آموزش کشاورزی.

- Caruso; Joanne .2005.Implementiny partial rootzone drying.NPSI2. htt/www.npsi.giv.au

- Crisosto CH, Johnson RS, Luza JG and Crisosto GM, (1994) . Irrigation regimes affect fruit soluble solids concentration and Rate of water loss of o'Henry' peaches. HortScience 29;1169- 1171.

- Dry, P. R. and Loveys, B. R. 1999. Grapevine shoot growth and stomatal conductance are reduced when part of the root system is dried. Vitis 38(4): 151-156.

- Herrero A and Guardia J, (1992). Conservacion de Frutos, Manual Tecnico. Edicionrs Mundi – Prensa, Madrid.

- Loveys.B.(2003). Improving the water use efficirncy of horticltural rrops. NPIRD final Report CoH2. SZPP.

- Sekse L, (1995).Cuticular fracturing in fruits of sweet cherry (prunus avium L.) resulting from changing soil water contents. J Hortic Sci 70;631- 635.

بررسی تأثیر ویژگی‌های خاک بر فرسایش‌پذیری خاک مراتع فریدن با استفاده از باران‌ساز

حامد شهابی‌نژاد[۱]، محمد رضا مصدقی[۲]، محمدعلی حاج عباسی[۳]، شمس‌الله ایوبی[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان
۲- دانشیار گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان
۳- استاد گروه خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان

مقدمه

فرسایش خاک و پیامدهای ناشی از آن امروزه یکی از مهم‌ترین چالش‌های زیست‌محیطی به شمار می‌رود و به طور جدی منابع آب و خاک را تهدید می‌کند (کیانگ و همکاران، ۲۰۰۸). به طور کلی فرسایش خاک عبارت است از جابجایی ذرات خاک از یک مکان، و انتقال و رسوب‌گذاری آنها در مکان دیگر (رفاهی، ۱۳۸۵). در حال حاضر فرسایش خاک هر ساله حدود ۶۰۰ هزار هکتار از اراضی کشور را تخریب می‌کند. میانگین جهانی فرسایش خاک در دنیا ۵۷۰ تن در کیلومتر مربع در سال می‌باشد حال آنکه میانگین آن در ایران حدود چهار برابر بیش‌تر از میانگین جهانی (۲۵۰۰ تن در کیلومتر مربع در سال) گزارش شده است (جلالیان ۱۳۹۰). به‌طور کلی باید گفت که نوع بهره‌برداری از زمین و فرسایش خاک رابطه نزدیکی با یکدیگر داشته و در صورتی که بهره‌برداری بی‌رویه از زمین صورت گیرد فرسایش به شدت افزایش می‌یابد.

روان‌آب سطحی ناشی از بارندگی و فرسایش خاک، تابع عوامل مختلفی می‌باشد (بگوریا و همکاران ۲۰۰۶). از متغیرهای مهم در رخداد روان‌آب و فرسایش خاک، ویژگی‌های خاک می‌باشند. پژوهش‌های مختلفی در ارتباط با ویژگی‌های خاک مؤثر بر روان‌آب و فرسایش خاک انجام شده است. کوماندئور و همکاران (۱۹۹۲) به بررسی تغییرپذیری نفوذ آب به خاک و فرسایش خاک در زمین‌های جنگلی با استفاده از باران‌ساز پرداختند. نتایج نشان داد که میزان نفوذ در اثر افزایش چگالی ظاهری خاک کاهش می‌یابد. هم‌چنین آنها دریافتند که فرسایش خاک، هم‌بستگی مثبتی با حجم روان‌آب داشته و تحت تأثیر بافت خاک، شیب و پوشش سطحی خاک قرار دارد. کاسرمیرو و همکاران (۲۰۰۴) پژوهشی به منظور بررسی تأثیر پوشش گیاهی و متغیرهای خاکی بر فرسایش خاک با استفاده از باران‌ساز انجام دادند. نتایج نشان داد که اکثر متغیرهای خاکی هم‌بستگی ضعیفی با فرسایش خاک داشته، و در مقابل نوع پوشش گیاهی و درصد ماده آلی خاک را به عنوان عوامل اصلی کنترل‌کننده فرسایش خاک معرفی کردند.

با توجه به این‌که برآورد درست روان‌آب و فرسایش خاک و شناخت عوامل مؤثر بر رخداد آن در زمین‌های مرتعی کشور امری ضروری به نظر می‌رسد، لذا این پژوهش به منظور اندازه‌گیری روان‌آب و فرسایش خاک در کاربری مرتع با استفاده از باران‌ساز مصنوعی و ارتباط برخی از متغیرهای مهم خاک با میزان روان‌آب و فرسایش خاک انجام گرفت.

مواد و روش‌ها

این پژوهش در مراتع شهرستان فریدن بین طول‌های جغرافیایی ´۵۲ °۴۹ و ´۵۱ °۵۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۳۱ °۳۲ و ´۲۱ °۳۳ شمالی واقع در ۲۰۰ کیلومتری غرب استان اصفهان در زاگرس مرکزی انجام شد. میانگین ارتفاع منطقه از سطح دریا ۲۷۶۰ متر، و میانگین دما و بارندگی سالانه به ترتیب ۹/۴ درجه سانتی‌گراد و ۴۵۰ میلی‌متر است. در این پژوهش ۴۵ مکان به صورت تصادفی انتخاب شد و اندازه‌گیری‌ها در پای شیب (شیب حدود ۱۰٪) انجام شد.

برای بررسی اثر بارندگی بر فرسایش‌پذیری خاک، با توجه به شرایط و جاده‌های منطقه و ایستگاه‌های مورد بررسی، دستگاه شبیه‌ساز باران قابل‌حمل ساخته شد. این دستگاه با ابعاد ۳۰×۳۰ سانتی‌متر قادر است بارش‌های یکنواختی با

شدت‌های مختلف روی سطح مورد بررسی ایجاد کند. تنظیم شدت بارش بوسیله بطری ماریوت در دستگاه و با جابجایی لوله تنظیم فشار نسبت به سطح آب بطری انجام شد. حجم روان‌آب جمع‌آوری‌شده در پایان آزمایش یاداشت شده و برای اندازه‌گیری جرم رسوب به مدت ۲۴ ساعت در دمای ۷۰ درجه سانتی‌گراد قرار داده شد.

مقاومت برشی خاک در محل نیز در دو حالت خشک و مرطوب اندازه‌گیری شد. از پره برشی برای اندازه‌گیری مقاومت برشی (چسبندگی) لایه رویین خاک در شرایط زهکشی‌نشده (نزدیک اشباع در مکش ماتریک ۲ سانتی‌متر) و خشک استفاده شد. هم‌چنین نمونه‌های خاک از لایه ۰-۱۰ سانتی‌متری برداشت شده و به آزمایشگاه منتقل شد.

نمونه‌های خاک انتقال‌یافته به آزمایشگاه، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شده و بافت خاک به روش پیپت، درصد ماده آلی خاک به روش اکسایش تر یا والکی-بلاک (نیلسون ۱۹۸۶)، آهک خاک به روش تیتراسیون برگشتی اسید باقی‌مانده با سود نیم نرمال (نیلسون ۱۹۸۶)، و چگالی ظاهری (BD) خاک با نمونه‌های دست‌نخورده (حجم ۱۰۰ سانتی‌متر مکعب) اندازه‌گیری شد. برای مقایسه درجه تراکم خاک‌ها مستقل از نوع (بافت) خاک، چگالی ظاهری نسبی (RBD) محاسبه شد که حاصل تقسیم چگالی ظاهری طبیعی بر چگالی ظاهری مرجع می‌باشد.

برای تجزیه آماری داده‌ها از نرم‌افزار SPSS استفاده شد. در ابتدا نرمال‌بودن داده‌ها با آزمون کولموگروف-اسمیرنوف بررسی شد. سپس با ضرایب هم‌بستگی پیرسون، تأثیر متغیرهای خاک بر روان‌آب و فرسایش مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج و بحث

ماتریس هم‌بستگی بین متغیرهای اندازه‌گیری‌شده خاکی با میزان روان‌آب و رسوب در زمین‌های مرتعی مورد بررسی، در جدول ۱ ارائه شده است. انتایج نشان داد که درصد شن و ماده آلی خاک دارای هم‌بستگی منفی و مقاومت برشی خاک در حالت خشک دارای هم‌بستگی مثبت با مقدار روان‌آب در مراتع فریدن می‌باشند. هم‌چنین BD و RBD دارای هم-بستگی مثبت (ولی غیرمعنی‌دار) با مقدار روان‌آب بودند. سانتوس و همکاران (۲۰۰۳) نیز گزارش کردند که خاک‌های درشت‌بافت به دلیل شدت نفوذ آب بیش‌تر روان‌آب کم‌تری تولید می‌کنند و خاک‌های ریزدانه به دلیل منافذ ریز، دارای نفوذپذیری کم و در نتیجه روان‌آب بیش‌تری می‌باشند. نتایج هم‌بستگی بین روان‌آب و ماده آلی خاک گویای تأثیر مثبت ماده آلی در پایداری ساختمان و افزایش منافذ درشت پایدار خاک و کاهش آب‌دوی سطحی می‌باشد. سایگریست و همکاران (۱۹۹۸) بیان کردند که ماده آلی موجب افزایش تخلخل، گنجایش نگهداشت آب و در نتیجه افزایش نفوذپذیری خاک می‌شود.

هم‌بستگی مثبت مقاومت برشی خاک خشک با روان‌آب بیان‌کننده این است که با افزایش مقاومت مکانیکی خاک، حجم روان‌آب نیز افزایش می‌یابد که دلیل این موضوع می‌تواند افزایش سختی سطح خاک باشد. در واقع افزایش فشردگی و سختی سطح خاک باعث افزایش مقاومت مکانیکی خاک در حالت خشک می‌شود و این افزایش فشردگی هم‌چنین باعث کاهش تخلخل و نفوذپذیری خاک شده و موجب می‌شود که حجم بیش‌تری از آب ورودی جاری شود.

موثرترین عامل در کاهش مقدار رسوب، ماده آلی خاک می‌باشد (جدول ۱). این نتیجه با نتایج سایر پژوهش‌گران نیز هم‌خوانی دارد. برای نمونه کسرمیرو (۲۰۰۴)، تجادا و گونزالز (۲۰۰۸) به تاثیر مثبت افزایش ماده‌آلی در کاهش فرسایش و رسوب اشاره کرده‌اند. در واقع افزایش مقدار ماده آلی خاک باعث افزایش پایداری خاک‌دانه‌ها و بهبود ساختمان خاک شده و در نتیجه جداسازی ذرات از خاک در اثر نیروهای فرساینده کاهش می‌یابد.

نتایج هم‌بستگی نشان‌دهنده تأثیر منفی (اما غیرمعنی‌دار) درصد رس و شن بر مقدار رسوب در زمین‌های مرتعی است. ذرات رس همانند سیمانی بین ذرات در خاک‌دانه‌ها عمل کرده و به دلیل داشتن ویژگی پیوستگی، موجب افزایش ثبات خاک‌دانه‌ها و در نتیجه کاهش مقدار رسوب می‌شوند (آتو و همکاران ۲۰۰۸). ذرات شن نیز به دلیل وزن زیاد به سختی

جابجا می‌شوند و در برابر جابجایی و حمل توسط روان‌آب از خود مقاومت نشان می‌دهند. ولی درصد سیلت دارای هم-بستگی مثبت با مقدار رسوب بود چون ذرات سیلت نه پیوستگی و نه وزن کافی برای مقاومت در برابر روان‌آب را داشته و حساس‌ترین ذرات به فرسایش هستند.

جدول ۱- ضرایب همبستگی بین ویژگی‌های خاک، روان‌آب و فرسایش خاک در زمین‌های مرتعی فریدن

	رس	سیلت	شن	ماده آلی	چگالی ظاهری	چگالی ظاهری نسبی	آهک	مقاومت برشی در حالت خشک	مقاومت برشی در حالت مرطوب	روان‌آب
رس	۱									
سیلت	۰/۰۱	۱								
شن	-۰/۴۸**	-۰/۸۷**	۱							
ماده آلی	۰/۰۷	۰/۱۶	-۰/۱۸	۱						
چگالی ظاهری	-۰/۴۴**	-۰/۱۳	۰/۳۲*	-۰/۳۶**	۱					
چگالی ظاهری نسبی	-۰/۰۳	-۰/۱۵	۰/۱۵	-۰/۳۶*	۰/۹۱**	۱				
آهک	۰/۰۶	۰/۰۹	-۰/۱۱	-۰/۲۱	-۰/۰۳	۰/۰۰۸	۱			
مقاومت برشی در حالت خشک	-۰/۲۵	۰/۰۳	۰/۰۹	-۰/۲۰	۰/۳۹**	۰/۳۲*	۰/۰۳	۱		
مقاومت برشی در حالت مرطوب	-۰/۳۶*	-۰/۳۴*	۰/۴۷**	-۰/۰۱	۰/۳۷*	۰/۲۶	۰/۰۱	۰/۳۹**	۱	
روان‌آب	-۰/۰۵	۰/۱۹	-۰/۳۹*	-/۶۶**	۰/۱۵	۰/۲۵	۰/۰۰۲	۰/۵۱**	۰/۰۵	۱
رسوب	-۰/۲۹	۰/۱۲	-۰/۲۶	-۰/۵۶*	-۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۲۲	۰/۱۶	-۰/۱۲	-

** و * به ترتیب معنی‌داری هم‌بستگی در سطوح آماری ۹۹٪ و ۹۵٪

چون پس از اشباع‌شدن خاک سطحی یا تشکیل سله روان‌آب جاری شده و باعث جداسازی ذرات از خاک می‌شود، در نتیجه مقاومت برشی خاک در حالت مرطوب می‌تواند عامل تاثیرگذار در جداسازی اجزاء خاک باشد. در این پژوهش مقاومت برشی خاک در حالت مرطوب با مقدار رسوب هم‌بستگی منفی (اما غیرمعنی‌دار) نشان داد. به توجه به تاثیر چشم-گیر ماده آلی و مقاومت برشی خاک بر فرسایش‌پذیری خاک مراتع فریدن، مدیریت چرا و تردد دام در کاهش فرسایش خاک منطقه بسیار مهم است.

منابع

1. Attou, F., Bruand, A., Le Bissonnais, Y., 1998. Effect of clay content and silt-clay fabric on stability of artificial aggregates. Eur. J. Soil Sci. 49: 569–577.

2. Begueria, S., López-Moreno, J.I., Gómez-Villar, A., Rubio, V., Lana-Renault, N., García-Ruiz, J.M., 2006. Fluvial adjustments to soil erosion and plant cover changes in the Central Spanish Pyrenees. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 88 A, 177–186.

3. Casermeiro, M.A., Molina, J.A., Caravaca, M.T.D.L., Costa, J.H., Massanet, M.I.H., Moreno, P.S., 2004. Influence of scrubs on runoff and sediment loss in soils of Mediterranean climate. Catena 57: 91–107.

4. Geissen, V., Sánchez-Hernández, R., Kampichler, C., Ramos-Reyes, R., Sepulveda-Lozada, A., Ochoa-Goana , S., de Jong, B.H.J., Huerta-Lwanga, E., Hernández-Daumas, S., 2009. Effects of land-use change on some properties of tropical soils-An example from Southeast Mexico. Geoderma 151: 87–97

5. Santos, F.L., Reis, J.L., Martins, O.C., Castanheria, N.L., Serralherio, R.P., 2003. Comparative assessment of infiltration, runoff and erosion of sprinkler irrigation soils. Biosys. Eng. 86(3): 355–364.

6. Siegrist, S., Schaub, D., Pfiffner, L., Mader, P., 1998. Does organic agriculture reduce soil erodibility? The results of a long- term field study on loess in Switzerland. Agric. Ecosys. Environ. 9: 253–264.

7. Tejada, M., Gonzalez, J.L., 2008. Influence of two organic amendments on the soil physical properties, soil losses, sediments and runoff water quality. Geoderma 145: 325–334

۸. جلالیان، ا. ۱۳۹۰. تخریب خاک و پیامدهای آن در کشور. دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران، دانشگاه تبریز.

9. Commandeur, Paul.R., 1992. Soil erosion studies using rainfall simulation on forest harvested areas. In: British Columbia, Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions Proceedings of the Chengdu Symposium, July(1992). IAHS Publ. no. 209.

۱۰. رفاهی، ح. ۱۳۸۵. فرسایش آبی و کنترل آن. انتشارات دانشگاه تهران.

ارزیابی عملگرهای مدل منطق فازی در پهنه بندی فرسایش خاک (حوزه آبخیز رود زرد)

محمد رضا انصاری[۱]، منوچهر گرجی[۲]، غلام عباس صیاد[۳] ، مهدی شرفا[۲]، اشکان یوسفی [٤]
۱- دانشجوی دکتری فیزیک و حفاظت خاک دانشگاه تهران
۲-دانشیاران گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه تهران
۳- استادیار گروه مهندسی علوم خاک دانشگاه شهید چمران اهواز
٤- فارغ التحصیل کارشناسی ارشد خاکشناسی دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

امروزه بهره‌برداری بهینه از منابع آب و خاک به عنوان کلید توسعه مورد توجه خاص بوده و در این میان موضوع فرسایش خاک و در نتیجه رسوب‌گذاری آن، به عنوان یکی از مسائل مهم مطرح می‌باشد. فرسایش خاک در حوزه‌های آبخیز با توجه به تاثیرات منفی آن در پائین دست و بدلیل از دست رفتن منابع ارزشمند خاک حوزه حائز اهمیت بالائی بوده است (صمدی بروجنی و همکاران، ۱۳۸۵). تلاش در جهت کاهش مقدار فرسایش با هدف نزدیک نمودن فعالیت‌ها برای حفاظت از خاک، از جمله اقدامات موثری است که می تواند منابع آب و خاک را در شرایط مطلوب خود در منطقه حفظ نماید. برای دستیابی به این مهم، شناخت فاکتورهای موثر در فرسایش و شناسایی مناسب ترین روش برای پهنه بندی خطر فرسایش بر اساس اصول و قواعد صحیح و نتیجه بخش لازم و ضروری می باشد. از جمله کاربردهای تئوری فازی در زمینه مطالعات ژئومورفولوژیکی و فرسایش، می توان به تحقیقات در زمینه ناپایداری شیب ها توسط لی وشی(۱۹۸۹) ، جانگ و همکاران(۱۹۹۲) اشاره کرد. ارزیابی عملگرهای مدل منطق فازی جهت پهنه بندی و تعیین محدوده های در معرض خطر فرسایش از اهداف این تحقیق می باشد.

مواد و روشها

در این پژوهش به منظور تهیه شکل سیمای فرسایش از مدل منطق فازی در اپراتورهای مختلف استفاده گردیده است. حوزه رودخانه رودزرد از سلسله جبال زاگرس سرچشمه می‌گیرد. حوزه آبریز رودزرد با مساحتی بالغ بر ۸۷۵ کیلومتر مربع یکی از زیر حوزه‌های آبخیز بزرگ مارون–جراحی در استان خوزستان می باشد که در طول جغرافیایی″۴۷ ′۳۹ °۴۹ تا ″۳۸ ′۱۰ °۵۰ شرقی و عرض جغرافیایی ″ ۷۸ ′ ۲۲ °۳۱ تا ″ ۵۲ ′ ۴۲ °۳۱ شمالی قرار گرفته است.

تهیه لایه‌های تلفیقی

در این پژوهش پنج لایه اطلاعاتی کاربری اراضی، تراکم زهکشی ، خاک، شیب و زمین شناسی حوزه تهیه و مورد استفاده قرار گرفت. نقشه کاربری اراضی با استفاده از تصاویر ماهواره ای لندست$^{+}$ETM سال 2002 تهیه شد. به منظور دقت بیشتر و بروز بودن واحدهای مختلف این نقشه مجدداً از طریق مطالعات میدانی، تکمیل و کنترل شد. همچنین نقشه زمین شناسی منطقه درمقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه گردید. هر کدام از نقشه های مزبور توسط نرم افزار ARC GIS10 رستری و رقومی شدند. با استفاده از نقشه توپوگرافی منطقه، الگوی رقومی ارتفاعی (DEM) ساخته شد. نقشه شیب حوزه با استفاده از نقشه DEM حوزه تهیه گردید. تراکم شبکه زهکشی در واقع نسبت طول آبراهه در واحد سطح است که با استفاده از نقشه آبراهه ها تهیه شد. سپس با استفاده از

نقشه های شیب، ژئومورفولوژی و زمین شناسی نقشه خاک در مقیاس اجزائ واحد اراضی حوزه تعیین شد. سپس شاخص فرسایش پذیری خاک با استفاده از نقشه خاک در مقیاس اجزا واحد اراضی تعیین گردید.

تلفیق لایه‌ها

نقشه تمامی لایه ها ابتدا طبقه بندی مجدد شده و به هر طبقه از هر نقشه، در رابطه با حساسیت نسبت به فرسایش امتیازی از صفر (کمترین حساسیت) تا ۳۰ (بیشترین حساسیت) تعلق گرفت. جهت فازی نمودن لایه های کاربری اراضی، تراکم زهکشی ، زمین شناسی، و فرسایش پذیری خاک از تابع عضویت خطی افزایشی و جهت لایه شیب از تابع عضویت سیگموئیدی افزایشی استفاده شد. سپس تلفیق لایه های فازی شده در قالب اپراتورهای جمع جبری فازی، ضرب جبری فازی، و فازی گاما با توان ۰/۲، ۰/۰۶/۴ و۰/۸ ، جهت پهنه بندی خطر فرسایش در سطح حوزه انجام شد. از طریق بررسی ارزش عددی پیکسل‌های مربوط به هر یک از نقشه های فرسایش پذیری خاک ساخته شده در هر مدل، چهار پهنه در سطح حوزه تعیین گردید. این چهار پهنه شامل پهنه هایی با فرسایش جزئی ، کم، متوسط و زیاد بودند.

تجزیه و تحلیل

اپراتور جمع جبری فازی:

این اپراتور، متمم ضرب متمم مجموعه ها به حساب می آید. به عبارت دیگر، در این عملگر، نقشه خروجی بر اساس بیشترین اشتراک ارزش عضویت فازی هر یک از عوامل، به عنوان زیربنای مجموعه ها در موضوع موردنظر، ساخته و تهیه می شود. به گونه ای که پذیرش یا رد فرضیه تعریف شده درباره موضوع مورد نظر، بر پایه ارزش عضویت هر یک از عوامل یا زیر مجموعه ها محاسبه می شود. در این اپراتور در نقشه خروجی، ارزش پیکسل ها به سمت یک میل می کند. . این عملگر زمانی استفاده می شود که نقشه های معیار اثر افزایشی بر روی هم داشته باشند. در این عملگر، مقادیر عضویت فازی در نقشه خروجی بزرگ شده و به سمت یک میل می کند(شریعت جعفری، ۱۳۸۶). فرمول اپراتور جمع جبری فازی به شرح زیر می باشد:

$$\mu_{combination} = 1 - (\prod_{i=1}^{n}(1-\mu_i))$$

μ_i: تابع عضویت فازی برای نقشه(i) ام و i: تعداد نقشه هایی که با یکدیگر تلفیق و ترکیب می شوند.

نقشه پهنه بندی دراین اپراتور بر اساس فرمول زیر استخراج شده است:

Erosion Fu=1-((1-slope Fu)×(1-geology Fu)×(1-landuse Fu)×(1-soil Fu)×(1-drainage density Fu))

اپراتور ضرب فازی:

در این اپراتور تمامی لایه های اطلاعاتی در هم ضرب می شوند. در این عملگر به دلیل تغییرات ارزش هر یک از زیر مجموعه ها در حد فاصل بین صفر و یک، که به صورت اعشاری هستند، میزان ارزش عضویت ترکیبی همواره کوچکتر از ارزش عضویت هر یک از زیر مجموعه ها یا از عوامل مشارکت کمتر است. رابطه این عملگر به شرح زیر است:

$$\mu_{combination} = \prod_{i=1}^{n}\mu_i$$

این اپراتور باعث می شود تا در نقشه خروجی، اعداد کوچکتر شده و به سمت صفر میل کنند. این عملگر زمانی استفاده می شود که نقشه معیار ها اثر کاهشی بر روی هم داشته باشند(شریعت جعفری، ۱۳۸۶).

براساس فرمول زیر نقشه پهنه بندی در این اپراتور استخراج می شود:

Erosion Fu=(slope Fu)×(geology Fu)×(landuse Fu)×(soil Fu)×(drainage density Fu)

فازی گاما: با در نظر گرفتن اختلاف آشکار بین نتیجه استفاده از عملگرهای جمع جبری فازی و ضرب فازی، یا به عبارتی جهت تعدیل حساسیت بسیار بالای اپراتور ضرب فازی و حساسیت بسیار کم اپراتور جمع جبری فازی، اپراتور دیگری به نام فازی گاما معرفی شده است که روابط این عملگر به صورت زیر است:

$$\mu_{combination} = (FuzzySum)^{\gamma} \times (Fuzzy\,\mathrm{Pr}oduct)^{1-\gamma}$$

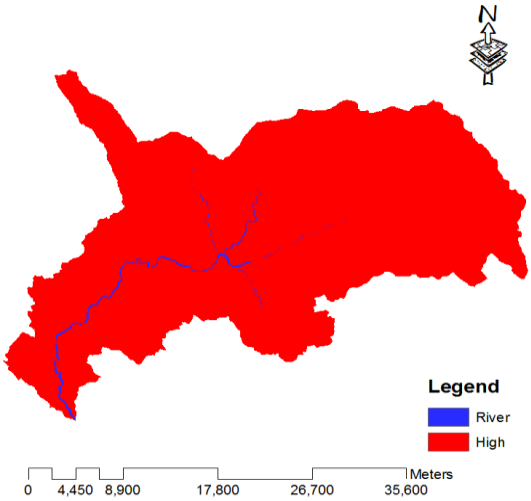
مقدار (y) در توابع گاما از ۰/۱ تا ۰/۹ متغیر است. در این تحقیق از تابع فازی گامای ۰/۲ ، ۰/۴ ، ۰/۶ و ۰/۸ استفاده شد. بنابراین در این مطالعه، تعریف توابع مربوط به عملگرهای گاما در محیط سیستم اطلاعات جغرافیایی به صورت زیر بودند:

تابع فازی گامای ۰/۲ $(Fs)^{0.2} \times (Fp)^{0.8}$ تابع فازی گامای ۰/۴ $(Fs)^{0.4} \times (Fp)^{0.6}$

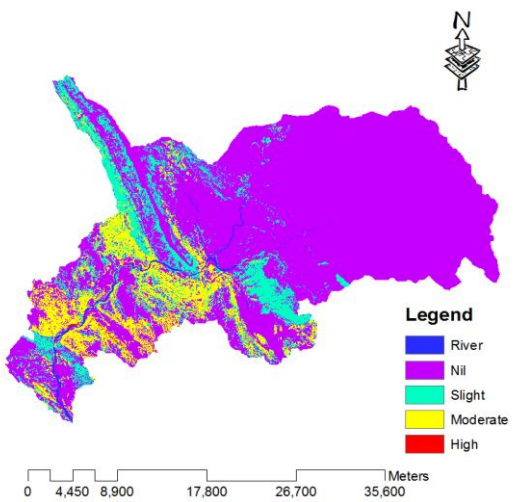
تابع فازی گامای ۰/۶ $(Fs)^{0.6} \times (Fp)^{0.4}$ تابع فازی گامای ۰/۸ $(Fs)^{0.8} \times (Fp)^{0.2}$

نتایج و بحث

تمامی نقشه های حاصله از مدل های مختلف فازی (شکل های ۱-۳) با شرایط طبیعی و نیز نقشه فرسایش مدل MPSIAC (شکل ۴) مقایسه گردیدند. در اپراتور جمع جبری فازی، تمام حوزه (شامل واحدهای دارای شرایط کاملاً متفاوت) جزو پهنه هایی با فرسایش پذیری زیاد قرار گرفتند (شکل ۱). با توجه به ماهیت این اپراتور چون ارزش پیکسل‌ها به سمت یک میل می کند، درنتیجه مقدار پیکسل بیشتری در یک کلاس (خیلی فرسایش پذیر) قرار می گیرد. در اپراتور ضرب جبری فازی، پهنه های با فرسایش پذیری جزئی ، ۷۵/۶۷ درصد از مساحت حوزه را در بر گرفتند و پهنه های با فرسایش پذیری زیاد ۶/۰۱ درصد از مساحت حوزه را شامل شدند. دراین اپراتور چون تمامی لایه ها در هم ضرب می شوند و به دلیل ماهیت اعداد، که همان درجه عضویت درمجموعه فازی است، این اپراتور باعث میشود تا درنقشه خروجی اعداد کوچکتر شده و به سمت صفر میل نمایند. درنتیجه تعداد پیکسل کمتری در کلاس فرسایش پذیری زیاد قرار میگیرند (شکل ۲).

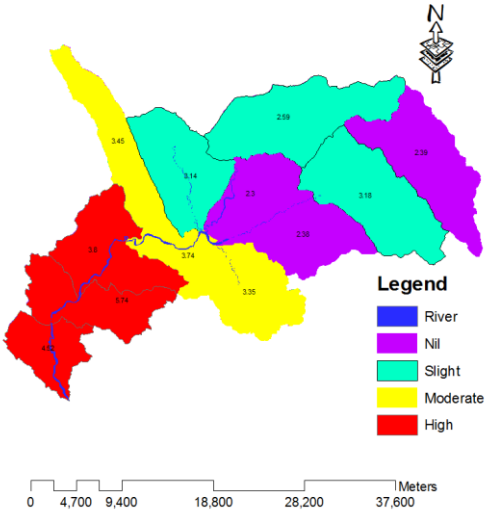


شکل ۱- سیمای فرسایش در عملگر جمع جبری فازی

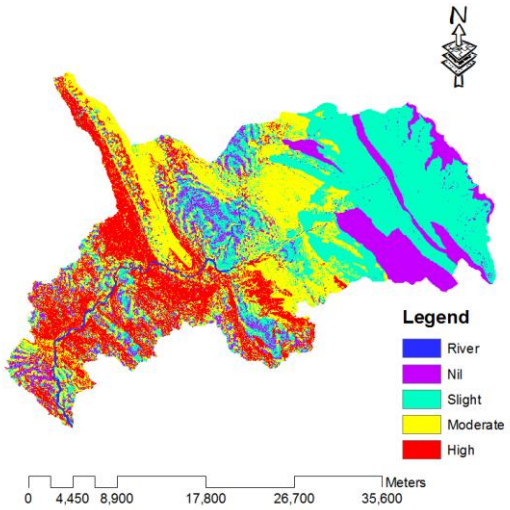


شکل ۲- سیمای فرسایش در عملگر ضرب جبری فازی

در الگوی فازی گاما، نقشه پهنه بندی فرسایش در توان ۰/۸ از دقت بالایی در پهنه بندی مناطق حساس به فرسایش برخوردار بود (شکل ۳) به گونه ای که نقشه پهنه های متوسط و زیاد فرسایش پذیر، تطابق مناسبی با شرایط طبیعی و نقشه فرسایش مدل MPSIAC حوزه داشته اند. در این اپراتور ۱۶/۱۸درصد از حوزه جزو پهنه های با فرسایش پذیری جزئی، ۳۵/۸ درصد جزو پهنه های با فرسایش پذیری کم، ۲۷/۸۲ درصد با فرسایش پذیری متوسط و نهایتاً ۲۰/۲ درصد با فرسایش پذیری زیاد بوده است. با توجه به نتایج ارائه شده می توان بیان نمود، که از میان اپراتورهای ذکر شده در تعیین شکل سیمای فرسایش، اپراتور فازی گاما ی ۰/۸ بهترین شکل سیمای فرسایش را برای حوزه آبخیز رود زرد ارائه نمود.



شکل ۳- سیمای فرسایش در تابع فازی گامای ۰/۸



شکل ٤- سیمای فرسایش در مدل MPSIAC

منابع

۱- شریعت جعفری، م و حامد پور، ر. ۱۳۸۶. پیش بینی خطر ناپایداری شیب های طبیعی با استفاده از عملگرهای ضرب .و جمع جبری فازی در البرز مرکزبی. مجله منابع طبیعی ایران ، شماره۳، ص ۷۵۷-۷۴۵.

۲- صمدی بروجنی، ح و شمسائی، م. ر. ۱۳۸۵. نقش و جایگاه آبخیزداری در آینده و کنترل و بهره‌برداری منابع آب کشور . دومین کنفرانس مدیریت منابع آب، دانشگاه صنعتی اصفهان، ۸ صفحه.

3- Jang, C.H., Lee, D.H., & Sheu, C., (1992), "Mapping Slope Failure Potential Using Fuzzy Sets", J. of Geotechnical Engineering, ASCE, Vol. 118, NO.3, Pp. 475-494.

4- Lee, D.H., Sheu, C., (1989), "A Fuzzy Model for the Evaluation of Slope Stability", Proc. of the Japan-China Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation Kyoto-Japan.

اثرات متقابل سالیسیلیک اسید و تنش‌های شوری و قلیائیت بر فتوسنتز، رشد، عملکرد و اجزائ عملکرد گوجه فرنگی

علی اشرف امیری نژاد[1]
۱-استادیار گروه علوم خاک پردیس کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه رازی

مقدمه

اسید سالیسیلیک، از گروه ترکیبات فنلی، در تنظیم فرآیندهای فیزیولوژیکی گیاه نظیر القای گلدهی، باز و بسته شدن روزنه‌ها و تنفس نقش دارد. شوری و قلیائیت خاک از مهمترین فاکتورهای محیطی محدود کننده تولید در مناطق خشک و نیمه خشک می‌باشند. تنش شوری خاک شامل تنش اسمزی و صدمه به وسیله یونها بوده اما در تنش قلیائیت اثرات pH بالا نیز وجود دارد. روش‌های افزایش مقاومت گیاهان به تنش‌های محیطی شامل روش-های اصلاحی و مهندسی ژنتیک و استفاده از مواد تنظیم کننده رشد گیاهی می‌باشد. اسید سالیسیلیک به عنوان یک تنظیم کننده رشد درونی، در گیاهانی که تحت تنش هستند نقش حفاظتی داشته و سبب افزایش مقاومت به تنش های شوری، خشکی و سرما در گیاهان می شود. مکانیسم عمل به نقش آن در تنظیم آنزیم‌های آنتی اکیسدانی و ترکیبات دارای گونه‌های اکسیژن فعال در گیاه برمی‌گردد. اهداف مطالعه حاضر عبارت بودند: ارزیابی اثرات تنش‌های شوری و قلیائیت بر رشد و عملکرد گوجه فرنگی، مقایسه تنش‌های شوری و قلیائیت در کاهش رشد و عملکرد و نیز ارزیابی اثرات استفاده از سالیسیلیک اسید در مقاومت به تنش‌های شوری و قلیائیت.

مواد و روشها

برای انجام آزمایش از گلدان‌های۷ کیلوگرمی استفاده شد. در داخل هر گلدان مخلوط خاکی (شامل خاک زراعی، ماسه بادی و کود دامی پوسیده به نسبت ۱:۱:۲) ریخته شد. تیمار سالیسیلسک اسید به صورت محلول پاشی برگی در غلظت‌های ۰، ۰/۷۵ و ۱/۵ میلی‌مولار تا خیس شدن کامل سطح برگ‌های هر گیاه انجام گرفت و با فاصله دو هفته یک بار دیگر تکرار شد. برای اعمال تیمار شوری از نمک‌های خنثی $NaCl:Na_2SO_4$ و به نسبت مولی ۱:۱ در دو غلظت ۰ و ۱۵۰ میلی‌مولار و برای اعمال تنش قلیائیت از نمک‌های قلیایی $NaHCO_3:Na_2CO_3$ و به نسبت مولی ۱:۱ در سه غلظت ۰، ۵۰ و ۱۰۰ میلی‌مولار استفاده شد. فاکتورهای اندازه‌گیری شده شامل اندازه‌گیری کلروفیل، تعداد میوه، میانگین وزن میوه ، قطر ساقه، ارتفاع بوته، سطح برگ، وزن خشک و وزن تر بوته و برگ، میزان مواد جامد محلول (TSS) میوه، تعیین محتوای نسبی آب (RWC)، جهت ارزیابی دوام غشاء سلولی نشت الکترولیت‌ها با استفاده از روش کورکماز و همکاران (۲۰۱۰)، سنجش پرولین و محاسبه عملکرد کل (میانگین عملکرد هر بوته) بودند. این تحقیق به صورت آزمایش فاکتوریل ۲×۳×۳ با فاکتورهای اصلی تنش شوری، تنش قلیائیت و اسید سالیسیلیک در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی و در سه تکرار انجام گرفت (در مجموع ۵۴ گلدان). به منظور انجام محاسبات آماری از نرم‌افزارهای

SAS و MSTAT-C استفاده گردید. همچنین مقایسه میانگین‌ها با استفاده از آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد انجام گرفت.

نتایج و بحث

جدول ۱ نتایج تجزیه واریانس داده‌ها را نشان می دهد. بر این اساس،اثرات متقابل شوری و قلیائیت بر عملکرد کل و اجزائ آن از قبیل وزن تر و خشک گیاه و وزن تر برگ در سطح ۵ درصد و بر وزن خشک برگ در سطح ۱ درصد آماری معنی‌دار شد. به طوری که در اثر تنش شوری عملکرد کل، وزن میوه، تعداد میوه، ارتفاع، سطح برگ، قطر ساقه، وزن تر گیاه، وزن خشک گیاه، وزن تر برگ و وزن خشک برگ بین ۲۰ تا ۵۰ درصد نسبت به شاهد کاهش یافته است. تنش قلیائیت نیز همانند تنش شوری سبب کاهش معنی دار پارامترهای رشد و عملکرد گیاه گردید. این نتایج بیانگر آن است که تنش همزمان شوری و قلیائیت اثرات مخربتری بر رشد و عملکرد گیاه داشته به طوریکه در تمامی صفات مورد ارزیابی، بیشترین کاهش رشد و عملکرد، در شدیدترین تیمار ترکیبی تنش (یعنی۱۵۰ میلی‌مولار شوری و ۱۰۰ میلی‌مولار قلیائیت) مشاهده می شود.

جدول۱- تجزیه واریانس صفات مورد بررسی در گیاه تحت تاثیر سالیسیلیک اسید، تنش شوری و تنش قلیائیت

	عملکرد کل	وزن میوه	تعداد میوه	ارتفاع	سطح برگ	قطر ساقه	وزن تر گیاه	وزن خشک گیاه	وزن تر برگ	وزن خشک برگ	شاخص کلروفیل
شوری	۱۴۴۰۱۰**	۱۱۱۲**	۵۶/۰۱**	۱۶۷۷**	۱۸۲۹**	۶۷/۷۸**	۵۹۴۹**	۹۲/۴۴**	۴/۱۸**	۰/۰۵**	۹۹۴/۸**
قلیائیت	۱۱۷۰۳**	۱۳۷**	۴/۶۶**	۲۲۸**	۹۳۶**	۲۱/۶۸**	۶۲۱**	۱۸/۰۷**	۰/۶۷**	۰/۰۲**	۷۹/۶**
اسید سالیسیلیک	۲۳۱۳**	۲۱	۵/۰۵**	۵۶**	۴۲۹**	۱/۵۱*	۱۸۷**	۳/۲۸**	۰/۰۴*	۰/۰۰۰۷**	۴۱/۰**
شوری×قلیائیت	۸۸۸**	۸۶**	۰/۲۹	۱/۴۰	۵۲	۰/۶۹	۶۲**	۵/۴۵**	۰/۱۶**	۰/۰۰۲*	۲/۸
شوری× اسید سالیسیلیک	۹۶۰**	۱۱	۰/۲۴	۴/۵۷	۲۳۷**	۱/۶۹*	۸	۰/۲۴	۰/۰۰۶	۰/۰۰۰۶	۰/۲

مقایسه میانگین اثرات شوری بر صفات مورد ارزیابی حاکی از کاهش معنی‌دار تمامی صفات مورد مطالعه به جزء مواد جامد محلول و پرولین دارد. میزان مواد جامد محلول و پرولین در سطح ۱ درصد آماری معنی‌دار شدند. همچنین مقایسه میانگین اثرات قلیائیت نشان می دهد که تمامی صفات تحت تاثیر تیمار قرار گرفته اند. مقایسه میانگین اثرات متقابل شوری و قلیائیت نیز نشان می دهد که بالاترین میزان عملکرد کل، وزن خشک و تر بوته، وزن تر و خشک برگ، و همینطور وزن میوه در ترکیب تیماری بدون تنش شوری و قلیائیت (شاهد) مشاهده می شود.

نتایج مقایسه میانگین ها بیانگر اثرات مثبت و معنی‌دار اسید سالیسیلیک بر اکثر صفات مورد ارزیابی بود، بطوریکه، اثرات متقابل آنها بر تمام صفات مورد ارزیابی معنی‌دار شد. به عبارت دیگر، استفاده از اسید سالیسیلیک هم در شرایط تنش شوری و هم در شرایط تنش قلیائیت سبب افزایش معنی‌دار صفات عملکرد کل، سطح برگ، ارتفاع بوته، تعداد میوه در بوته، وزن تر بوته، شاخص کلروفیل و کلروفیل b شد. به طوری که در اثر تنش شوری

و قلیائیت محتوای رطوبت نسبی، کلروفیل a، کلروفیل b، کلروفیل کل کاهش و میزان مواد جامد محلول، نشت الکترولیت‌ها و تجمع پرولین افزایش یافت که همه این عوامل نشان دهنده آثار تنش بر گیاه می‌باشند.
اثرات متقابل شوری و سالیسیلیک اسید بر صفات عملکرد کل و سطح برگ در سطح ۱ درصد و بر قطر ساقه و کلروفیل b در سطح ۵ درصد آماری معنی‌دار شد. اثرات متقابل قلیائیت و سالیسیلیک اسید نیز بر وزن تر و وزن خشک گیاه و شاخص کلروفیل در سطح ۵ درصد معنی‌دار شد. کمترین میزان عملکرد و اجزائ آن و بالاترین میزان مواد جامد محلول و پرولین در شدیدترین تیمار تنش شوری و قلیائیت بدست آمد.
با افزایش تنش شوری و قلیائیت میزان تجمع پرولین در برگ‌ها افزایش یافت(جدول ۲). تجمع پرولین در گیاهان تحت تنش می‌تواند موجب افزایش مقاومت گیاه در برابر صدمات ناشی از تنش شود. یکی از شاخص-های نشان‌دهنده وضعیت آب گیاه محتوای نسبی آب بافت گیاهی می‌باشد. در این تحقیق با افزایش تنش شوری و قلیائیت محتوای نسبی آب برگ کاهش یافت. تنش شوری و قلیائیت با افزایش غلظت املاح محلول خاک نوعی خشکی فیزیولوژیکی ایجاد می‌کنند که سبب کاهش جذب آب توسط ریشه می‌شوند. همچنین، افزایش نشت الکترولیت‌ها هم در شرایط شوری و هم در شرایط قلیائیت مشاهده شد، هر چند که بالاترین میزان نشت الکترولیت‌ها در تنش شوری ۱۵۰ میلی‌مولار به دست آمد. این نشان دهنده افزایش آسیب به غشاء سلولی و میزان آسیب وارد شده به گیاه در شرایط تنش شوری نسبت به قلیائیت است.

جدول ۲- مقایسه میانگین اثرات ساده تنش شوری، تنش قلیائیت و اسید سالیسیلیک بر صفات مورد مطالعه

تیمارها	سطوح متغیر هر تیمار	عملکرد کل (گرم در بوته)	وزن میوه (گرم)	تعداد میوه	ارتفاع (سانتی متر)	سطح برگ (سانتی متر مربع)	قطر ساقه (میلی‌متر)	وزن تر گیاه (گرم)	وزن خشک گیاه (گرم)	وزن تر برگ (گرم)	وزن خشک برگ (گرم)	شاخص کلروفیل
	صفات مورد ارزیابی											
شوری	۰ میلی‌مولار	۱۹۳	۳۳	۵/۸۵	۴۹	۶۱	۹/۱۳	۴۳	۸/۵۳	۷/۲۵	۰/۲۵	۱۸
	۱۵۰ میلی‌مولار	۹۳	۲۴	۳/۸۱	۳۸	۴۹	۶/۹۰	۲۳	۴/۷۷	۰/۶۹	۰/۱۸	۹
قلیائیت	۰ میلی‌مولار	۱۷۰	۳۳	۵/۲۷	۴۷	۶۲	۹/۱۳	۳۹	۷/۵۳	۷/۱۵	۰/۲۵	۱۶
	۵۰ میلی‌مولار	۱۴۷	۲۸	۴/۹۳	۴۳	۵۵	۸/۰۰	۳۵	۶/۸۷	۷/۰۰	۰/۲۴	۱۴
	۱۰۰ میلی‌مولار	۱۱۹	۲۶	۴/۲۴	۴۰	۴۷	۶/۹۳	۲۷	۵/۵۶	۰/۷۴	۰/۱۸	۱۳
سالیسیلیک اسید	۰ میلی‌مولار	۱۳۱	۳۰	۴/۲۱	۴۳	۵۱	۷/۸۳	۳۰	۶/۱۷	۰/۹۳	۰/۲۱	۱۱
	۰/۷۵ میلی‌مولار	۱۵۰	۲۸	۵/۱۶	۴۵	۶۰	۸/۳۶	۳۶	۶/۹۶	۷/۰۳	۰/۲۳	۱۵
	۱/۵ میلی‌مولار	۱۵۳	۲۸	۵/۱۱	۴۳	۵۴	۷/۸۸	۳۵	۶/۸۳	۰/۹۶	۰/۲۳	۱۳

میانگین‌هایی که در هر ستون دارای حرف مشترک هستند، فاقد اختلاف معنی‌داری براساس آزمون دانکن در سطح ۵ درصد می‌باشند.

نتایج حاصل از مقایسه میانگین‌ها همینطور نشان داد که با افزایش تنش شوری و قلیائیت ، مقدار کل مواد جامد محلول میوه افزایش یافت. در حقیقت کاهش شدید در برخی صفات همچون عملکرد تر و خشک در شرایط تنش همزمان شوری و قلیائیت مربوط به ریزش و کاهش سطح برگ در این تیمار می‌باشد. بدیهی است که با کاهش سطح برگ و ریزش برگ‌ها، گیاه آب کمتری را از طریق تعرق از دست می‌دهد، بنابراین محدود شدن سطح تعرق کننده را شاید بتوان یکی از پاسخ‌های گیاه به شرایط تنش قلمداد کرد.

از علائم تنش‌های محیطی در گیاهان کاهش میزان کلروفیل است. نتایج حاصل نشان داد که در اثر تنش شوری و قلیائیت شاخص کلروفیل، کلروفیل a، کلروفیل b و کلروفیل کل نسبت به شاهد کاهش یافته است. کاهش کلروفیل برگ می‌تواند به علت اختلال در جذب عناصر غذایی ضروری در سنتز کلروفیل باشد. تنش‌های شوری و قلیائیت همانند سایر تنش‌های محیطی در نهایت تنش اکسیداتیو ایجاد می‌کنند و موجب افزایش تولید انواع اکسیژن واکنش‌گر می‌شوند و کاهش میزان کلروفیل در این شرایط، نشان‌دهنده وسعت آسیب‌های اکسیداتیو است. در این مطالعه استفاده ازغلظت‌های ۱/۵ میلی‌مولار اسید سالیسیلیک سبب افزایش ۱۵ درصدی شاخص کلروفیل برگ‌ها نسبت به شاهد شد.

همچنین مقایسه میانگین اثرات متقابل اسید سالیسیلیک و تنش شوری و اسید سالیسیلیک و تنش قلیائیت حاکی از تاثیر مثبت و معنی‌دار این ماده در افزایش شاخص کلروفیل هم در شرایط تنش شوری و هم در شرایط تنش قلیائیت بود. نتایج حاصل از مقایسه میانگین اثرات متقابل اسید سالیسیلیک و شوری و همچنین اسید سالیسیلیک و قلیائیت نیز آشکار کرد که این ترکیب هم در شرایط تنش شوری، هم در شرایط تنش قلیائیت و همچنین در شرایط بدون تنش تاثیر مثبت و معنی‌داری بر عملکرد کل، سطح برگ، ارتفاع بوته، تعداد میوه در بوته، وزن تر بوته و کلروفیل b دارد. اثرات سه گانه شوری، قلیائیت و اسید سالیسیلیک نیز بر صفات وزن میوه، وزن تر گیاه، محتوای رطوبت نسبی، کلروفیل کل و کلروفیل b در سطح ۵ درصد و بر پرولین در سطح ۱ درصد معنی‌دار گردید.

منابع

1- Gao WZ, Zhang JT, Liu Z, Xu QT, Li XJ and Mu C, 2012. Comparative effects of two alkali stresses, Na_2CO_3 and $NaHCO_3$ on cellionic balance, osmotic adjustment, pH, photosynthetic pigments and growth in oat (*Avena sativa* L.). AJCS 6: 995-1003.
2- Ghorbani Javid M, Sorooshzadeh A, Moradi F, Modarre-Sanavy SAM and Allahdadi I, 2011. The role of phytohormones in alleviating salt stress in crop plants. Australian Journal of Crop Science 5: 726-734.
3- Horvath E, Szalai G and Janda T, 2007. Induction of abiotic stress tolerance by salicylic acid signaling. J. Plant. Growth. Regul. 26:290-300.
4- Korkmaz, A., Korkmaz, Y., and Demirkiran, A. R, 2010. Enhancing chilling stress tolerance of pepper seedling by exogenous application of 5-aminolevolinic acid. Environmental and Experimental Botany 67: 495-501.
5- Kuznetsov, V. I., and Shevykova, N. I, 1999. Proline under stress: Biological role, metabolism, and regulation. Russian Journal of Plant Physiology 46: 274-287.
6- Li C, Wang H, Wang H, Ni F and Shi D, 2012. Comparative investigation of single salts stresses and their mixtures on Eragrostioid (*Chloris virgata*) to demonstrate the relaxation effect of mixed anions. AJCS 6: 839-845.

شبیه سازی عددی انتقال نانوذرات در ستون شنی تحت شرایط جریان اشباع پایدار

امیرحسین رمضانپور اصفهانی[۱]، احمد فرخیان فیروزی[۲]، غلامعباس صیاد[۲]، علیرضا کیاست[۳]

۱-دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی، گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید چمران اهواز

۲-استادیار گروه خاکشناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه شهید چمران اهواز

۳-دانشیار گروه شیمی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

ذرات آهن صفرظرفیتی به دلیل سطح‌ویژه‌ی زیاد و قابلیت انتقال الکترون قابلیت بالایی در حذف آلاینده‌های زیست محیطی دارند. در دهه اخیر از این ذرات در اندازه میکرو در سازه‌هایی به نام دیواره‌ی واکنشزای نفوذپذیر در مسیر حرکت آلاینده‌ها استفاده می‌شد. این روش، به‌دلیل اندازه‌ی بزرگ ذرات و مشکلات اقتصادی و اجرایی، به مرور از سوی پژوهشگران محیط زیست کنار گذاشته شد. ازاین‌رو، در سال‌های اخیر نانوذرات آهن صفرظرفیتی با اندازه‌ی کوچکتر و سطح‌ویژه بیشتر جایگزین روش قبلی گردید. در این تکنیک، نانوذرات را به صورت مستقیم به منبع آلاینده در آب‌های زیرزمینی تزریق می‌کردند. عوامل زیادی نظیر اسیدیته آبخوان‌ها، غلظت اولیه نانوذرات، ترکیبات شیمیایی آبخوان‌ها و شدت جریان آب‌های زیرزمینی تاثیر قابل توجهی بر انتقال نانوذرات در محیط‌های متخلخل –به ویژه– آبخوان‌های شنی دارد(هی و همکاران، ۲۰۰۹). به همین دلیل، انتقال نانوذرات در محیط متخلخل و عوامل موثر بر انتقال و رسوب نانوذرات از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار است. به طور کلی، شبیه‌سازی عددی انتقال ذرات تصویر بهتری را از عملکرد این ذرات در محیط متخلخل به وجود می‌اورد. هدف از این مطالعه، شبیه‌سازی عددی انتقال نانوذرات آهن صفرظرفیتی پایدارشده با پلی‌اکریلیک‌اسید در محیط متخلخل اشباع توسط نرم‌افزار HYDRUS-1Dمی-باشد.

مواد و روش‌ها

ساخت نانوذرات:نانوذرات آهن صفرظرفیتی به کار برده شده در این مطالعه بر اساس احیای نمک آهن به عنوان احیاشونده توسط بوروهیدریدسیدم به عنوان یک احیاکننده‌ی قوی در حضور پلی‌اکریلیک‌اسید با توجه به معادله زیر تهیه گردید(لیو و همکاران، ۲۰۰۵):

$$Fe(H_2O)_6^{2+} + 2BH_4^- \rightarrow Fe^0 + 2B(OH)_3 + 7H_2 \uparrow \quad (۱)$$

معادله: در این پژوهش به منظور پیش‌بینی انتقال نانوذرات در محیط متخلخل از مدل سینتیک تک‌مکانی استفاده گردید(بیلز و همکاران، ۱۹۹۱).

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C}{\partial z^2} - \nu\frac{\partial c}{\partial z} - k_{att}C + k_{\det}\frac{\rho_b}{\theta}S \quad (۲)$$

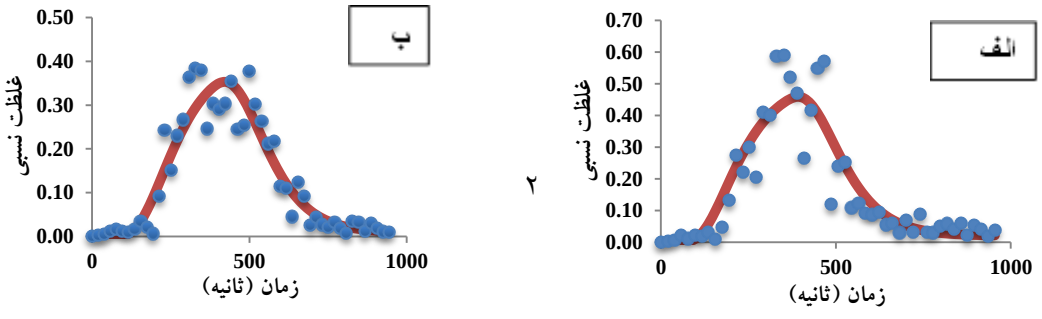
$$\frac{\rho_b}{\theta}\frac{\partial s}{\partial t} = k_{att}C - k_{\det}\frac{\rho_b}{\theta}S \quad (۳)$$

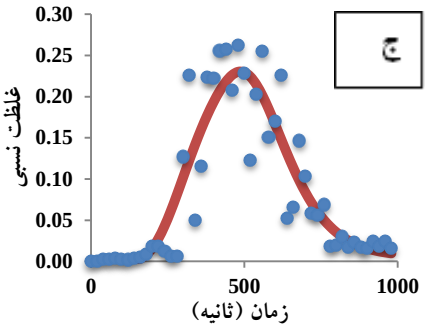
که در آن C غلظت نانوذرات در فاز محلول خاک (mg/L)، s غلظت نانوذرات جذب شده (mg/g)، زمان (دقیقه)، ρ_bجرم ویژه ظاهری (g/cm^3)، θ تخلخل کل، z طول ستون خاک (سانتی‌متر) و k_{att}و k_{det}به ترتیب نرخ جذب و واجذب نانوذرات می‌باشد.

آزمایش انتقال نانوذرات: آزمایش‌های انتقال نانوذرات ساخته‌شده در ستون‌های شنی به طول ۱۰ و قطر داخلی ۲/۵ سانتی‌متر و تحت شرایط جریان اشباع صورت گرفت. برای این منظور نخست ستون آزمایش توسط ذرات شن با قطر ۰/۶-۰/۳ میلی‌متر و با وزن مخصوص ظاهری و تخلخل به ترتیب ۱/۶۸-۱/۶۵ و ۰/۳۹-۰/۳۷ به روش پرکردن در حالت مرطوب پر شد. سپس ظرف شیشه‌ای محتوی سوسپانسیون نانوذرات با غلظت‌های ۰/۱، ۰/۵ و ۲ گرم بر لیتر، اسیدیته ۷/۵ و قدرت یونی ۱ میلی‌مولار درون دستگاه اوتراسونیک قرار داده شد و با شدت جریان ثابت به مدت ۳۰۰ ثانیه توسط پمپ پریستالتیک وارد ستون خاک گردید. پس از آن به منظور تکمیل نمودن منحنی رخنه انتقال نانوذرات، محلول زمینه حاوی ۰/۰۱ مولار کلریدسدیم به مدت ۷۰۰ ثانیه به ستون آزمایش تزریق گردید. همچنین جهت تعیین اثر قدرت یونی محلول بر انتقال نانوذرات، سوسپانسیون حاوی ۰/۲ گرم بر لیتر نانوذرات با اسیدیته ۷/۵ و قدرت‌های یونی ۱، ۱۰ و ۱۰۰ میلی‌مولار به مدت ۳۰۰ ثانیه و در ادامه محلول زمینه به مدت ۷۰۰ ثانیه به ستون آزمایش تزریق شد. پس از پایان آزمایش، نمونه‌های حاوی زه‌آب، توسط اسیدکلریدریک رقیق (2 M HCl) هضم گردید و غلظت آهن موجود در آن توسط دستگاه جذب اتمی تعیین شد. افزون‌بر این به منظور تعیین پارامترهای مدل سینتیک تک‌مکانی انتقال نانوذرات از نرم‌افزار HYDRUS-1D به روش حل معکوس استفاده شد.

نتایج و بحث

تاثیر غلظت نانوذرات: شکل ۱ منحنی انتقال نانوذرات آهن صفرظرفیتی در غلظت‌های مختلف را نشان می‌دهد. همانگونه که در شکل نشان داده شده، با افزایش غلظت اولیه نانوذرات، انتقال آن‌ها در ستون‌های شن کاهش یافت. با توجه به شکل افزایش غلظت اولیه نانوذرات از ۰/۱ به ۲ گرم بر لیتر سبب کاهش حداکثر غلظت نسبی ذرات از ۰/۶۰۱ به ۰/۲۶۷ گردید. به طور کلی با افزایش غلظت نانوذرات، تصادم موجود میان آن‌ها به دلیل حضور نیروهای جذب-کننده‌ی مغناطیسی افزایش یافته که این امر منجر به افزایش قطر ذرات و در نتیجه رسوب آن‌ها در ستون شن می‌شود. ضرایب جذب و واجذب و ضریب تبیین مدل سینتیک تک‌مکانی انتقال نانوذرات در جدول ۱ گزارش شده است. نظر به جدول ۱، میزان ضرایب جذب نانوذرات نسبت به ضرایب واجذب در تمامی غلظت‌های به کار برده شده بیشتر است که این امر نشان‌دهنده تمایل زیاد این ذرات به رسوب بر روی دانه‌های شن موجود در محیط متخلخل را نشان می‌دهد. همچنین ضرایب تبیین بالای به دست آمده از مدل، قابلیت بالای آن را در برازش داده‌های مربوط به آزمایش انتقال نانوذرات نشان می‌دهد.



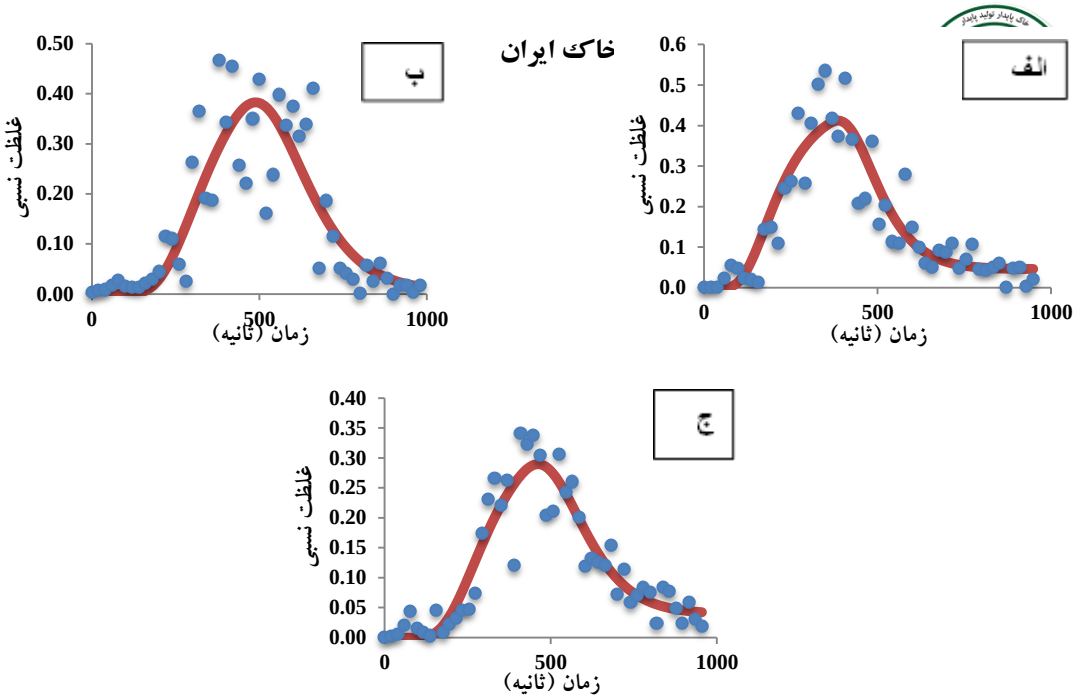


شکل ۱: منحنی رخنه انتقال نانوذرات آهن صفرظرفیتی در غلظت‌های مختلف ۰/۱، ۰/۵ و ۲ گرم برلیتر (دایره‌های توپر: داده‌های مشاهده شده، خط ممتد: داده‌های برازش داده شده)

جدول ۱: پارامترهای مدل سینتیک تک‌مکانی برازش داده‌شده بر منحنی رخنه نانوذرات در غلظت‌های مختلف.

ضرایب	غلظت نانوذرات (گرم بر لیتر)			قدرت یونی (میلی‌مولار)		
مدل	۲	۰/۵	۰/۱	۱۰۰	۱۰	۱
k_{att}	۰/۹۲×۱۰$^{-۲}$	۱/۰۲×۱۰$^{-۲}$	۱/۰۹×۱۰$^{-۲}$	۰/۹۶×۱۰$^{-۲}$	۰/۸×۱۰$^{-۲}$	۱/۱۹×۱۰$^{-۲}$
k_{det}	۱/۱۶×۱۰$^{-۵}$	۱/۶×۱۰$^{-۵}$	۴/۵۱×۱۰$^{-۵}$	۱/۱۷۶×۱۰$^{-۴}$	۱×۱۰$^{-۷}$	۱/۲۳۰×۱۰$^{-۴}$
R^2	۰/۷۷	۰/۸۸	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۷۳	۰/۸۳

تاثیر قدرت یونی: منحنی رخنه انتقال نانوذرات به همراه داده‌های برازش داده‌شده توسط مدل در شکل ۲ نشان داده شده است. مطابق شکل۲، با افزایش قدرت یونی محلول از ۱ به ۱۰۰ میلی‌مولار میزان انتقال نانوذرات در محیط متخلخل کاهش چشمگیری پیدا کرد به گونه‌ای که حداکثر غلظت نسبی انتقال ذرات از ۰/۵۴۲ به ۰/۳۴۷ کاهش یافت. به طور کلی، افزایش قدرت یونی در نتیجه افزایش کاتیون‌های یک یا دوظرفیتی در محلول سبب کاهش قطر لایه دفع‌کننده الکترواستاتیک شده که این امر رسوب نانوذرات به سطوح ذرات شن را تسهیل می‌کند. نتایج بن‌موشه و همکاران(۲۰۱۰) نشان داد که ارتقای غلظت سدیم از ۱ به ۱۰۰ میلی‌مولار، انتقال نانوذرات اکسیدهای فلزی را در ستون شن کاهش داد. باتوجه به جدول ۱، مقدار عددی نرخ جذب نانوذرات در قدرت‌های یونی مختلف در مقایسه با نرخ واجذب به طور معنی‌داری بیشتر مشاهده شد که نشان‌دهنده تمایل زیاد نانوذرات به جذب بر روی ذرات شن می‌باشد.



شکل ۲: منحنی رخنه انتقال نانوذرات آهن صفرظرفیتی در قدرت‌های یونی مختلف ۱، ۱۰ و ۱۰۰ میلی‌مولار کلریدسدیم (دایره‌های توپر: داده‌های مشاهده شده، خط ممتد: داده‌های برازش داده شده)

نتیجه‌گیری

در این مطالعه شبیه‌سازی عددی انتقال نانوذرات صفرظرفیتی تحت تاثیر غلظت‌های مختلف نانوذرات و قدرت‌های یونی مختلف توسط مدل سینتیک تک مکانی و نرم‌افزار HYDRUS-1Dصورت گرفت. نتایج مطالعه نشان داد که افزایش غلظت نانوذرات و قدرت یونی سبب رسوب ذرات در ستون شن شده و از انتقال آن‌ها جلوگیری به عمل آورد. همچنین میزان نرخ جذب در مقایسه با نرخ واجذب ذرات به طور معنی‌داری بیشتر بود که این مساله نشان‌دهنده رسوب بالای این ذرات در ستون شن می‌باشد. در نهایت، با توجه به نتایج آزمایش، مدل سینتیک تک‌مکانی و نرم‌افزار HYDRUS-1Dقابلیت زیادی در شبیه‌سازی انتقال نانوذرات دارند

منابع

1- Liu YQ, Choi H, Dionysiou D and Lowry GV, 2005. Trichloroethylene hydrodechlorination in water by highly disordered monometallic nanoiron. Chemistry of Materials 17:5315-5322.

2- Bales RC, Hinkle SR, Kroeger TW and Stocking K, 1991. Bacteriophage adsorption during transport through porous media: Chemical perturbation and reversibility. Environmental Science & Technology 25: 2088-2095.

3- Ben-mushe T, Dror Iand Berkowitz B, 2010.Transport of metal oxide nanoparticles in saturated porous media. Chemosphere 81:387-393.

4- He F, Zhang M, Tianwei Q and Dongye Z, 2009. Transport of carboxymethyle cellulose stabilized iron nanoparticles in porous media column experiments and modeling. Journal of Colloid and Interface Science 334: 96-102.

انتقال نانوذرات آهن صفر ظرفیتی پایدار شده با کربوکسی متیل سلولز در محیط متخلخل

فاطمه نورعلی‌وند[1]، احمد فرخیان فیروزی[2]، مصطفی چرم[3]
۱-دانشجوی کارشناسی ارشد خاکشناسی، گروه خاکشناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز
۲- استادیار گروه خاکشناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- دانشیار گروه خاکشناسی، دانشگاه شهید چمران اهواز

مقدمه

نانوذرات موادی هستند که اندازه‌ای کمتر از ۱۰۰ نانومتر دارند. به علت واکنش‌پذیری بالا، استفاده از آنها در کارهای صنعتی و تجاری بصورت روز افزون در حال افزایش است و محیط زیست در آینده در معرض غلظت زیادی از نانوذرات قرار خواهد گرفت بنابراین بررسی فرآیند انتقال نانوذرات در محیط مورد توجه پژوهشگران قرار گرفته است. پژوهش‌های انجام شده در زمینه انتقال نانوذرات مختلف شامل نانوذرات کربن‌دار، اکسید تیتانیوم و آهن صفر ظرفیتی در محیط متخلخل نشان داده است که تحرک نانوذرات تحت تأثیر ویژگی‌های نانوذرات، pH محلول، قدرت یونی (غلظت کاتیون‌های دو ظرفیتی و یک ظرفیتی) و ویژگی‌های محیط متخلخل (اندازه ذرات، سطح مخصوص، نوع مواد آلی و معدنی خاک) قرار دارد (پتوسا و همکاران،۲۰۱۰). همچنین نتایج این پژوهش‌ها نشان داده که انتقال نانوذرات به علت هم‌آوری و رسوب آنها در محیط متخلخل بصورت قابل توجهی کاهش می‌یابد. اما اصلاح ویژگی‌های سطحی نانوذرات به وسیله پلیمرها، سورفکتانت‌ها و پایدارسازها می‌تواند پایداری کلوئیدی و تحرک نانوذرات را در محیط متخلخل افزایش دهد (فانگ و همکاران،۲۰۰۹). به منظور بررسی انتقال نانوذرات در محیط متخلخل اثر غلظت نانوذرات و اصلاح ویژگی‌های نانوذرات با پلیمر کربوکسی متیل سلولز، بر فرآیند انتقال نانوذرات در خاک شنی مورد بررسی قرار گرفت.

مواد و روشها

ساخت نانوذرات آهن صفر ظرفیتی پایدار شده با کربوکسی متیل سلولز به روش احیای شیمیایی با بوروهیدرید سدیم انجام شد(سیرتی‌یو و همکاران،۲۰۱۱). برای بررسی انتقال نانوذرات در خاک از ستون‌های شیشه‌ای به طول ۴۰ سانتی‌متر و قطر داخلی ۲/۵ سانتی متر استفاده شد. ستون خاک به روش خیس بصورت همگن پر شد. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه در جدول(۱) ارائه شده است.

ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک مورد مطالعه

ویژگی خاک	مقدار
اسیدیته	۸/۲۴
هدایت الکتریکی(میلی‌زیمنس برسانتی‌متر)	۱/۳۶

بافت خاک	شنی
جرم ویژه ظاهری(گرم بر سانتی‌متر مکعب)	۱/۶
جرم ویژه حقیقی(گرم بر سانتی‌متر مکعب)	۲/۶۷

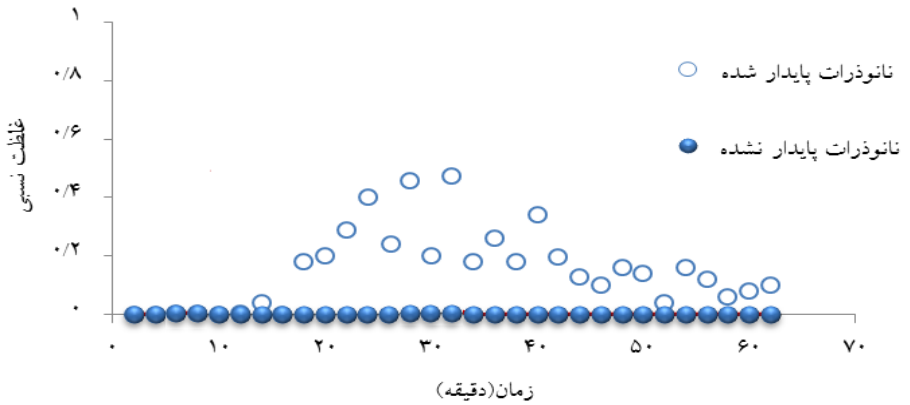
انتقال نانوذرات

ابتدا محلول زمینه ۰/۰۱ مولار کلرید کلسیم به ستون‌های خاک پمپ شد تا شدت جریان عبوری از ستون با زمان ثابت شده و تمام منافذ محیط متخلخل با محلول ۰/۰۱ مولار کلرید کلسیم اشباع شود. بعد از اشباع شدن تمام منافذ محیط متخلخل با محلول ۰/۰۱ مولار کلرید کلسیم، سوسپانسیون نانوذرات پایدار نشده (۰/۵ گرم بر لیتر) و نانوذرات پایدار شده (۰/۵ و ۱ گرم بر لیتر) با محلول زمینه ۰/۰۱ مولار کلرید کلسیم ۱۵ دقیقه اولتراسونیک شد و با یک پالس ۱۵ دقیقه‌ای به ستون آزمایش پمپ شد و مجدداً محلول زمینه ۰/۰۱ مولار کلرید کلسیم جایگزین شد و در نهایت مقدار آهن نمونه‌ها در زه‌آب‌های جمع آوری شده با استفاده از دستگاه جذب اتمی برای بررسی میزان انتقال نانوذرات در خاک مورد آزمایش، تعیین شد. قبل از اندازه‌گیری میزان آهن، برای هضم نانوذرات موجود در زه‌آب‌های جمع‌آوری شده از اسید کلریدریک ۲ مولار استفاده شد.گام نخست در مدل‌سازی انتقال ذرات کلوئیدی در خاک استفاده از مدل جریان توده‌ای–انتشار است. بدین‌ترتیب، مکانیزم‌های مختلف موثر بر انتقال نانوذرات در خاک در مدل اصلاح شده CDE در نظر گرفته شده است.

نتایج و بحث

اثر کربوکسی متیل سلولز بر انتقال نانوذرات آهن صفر ظرفیتی

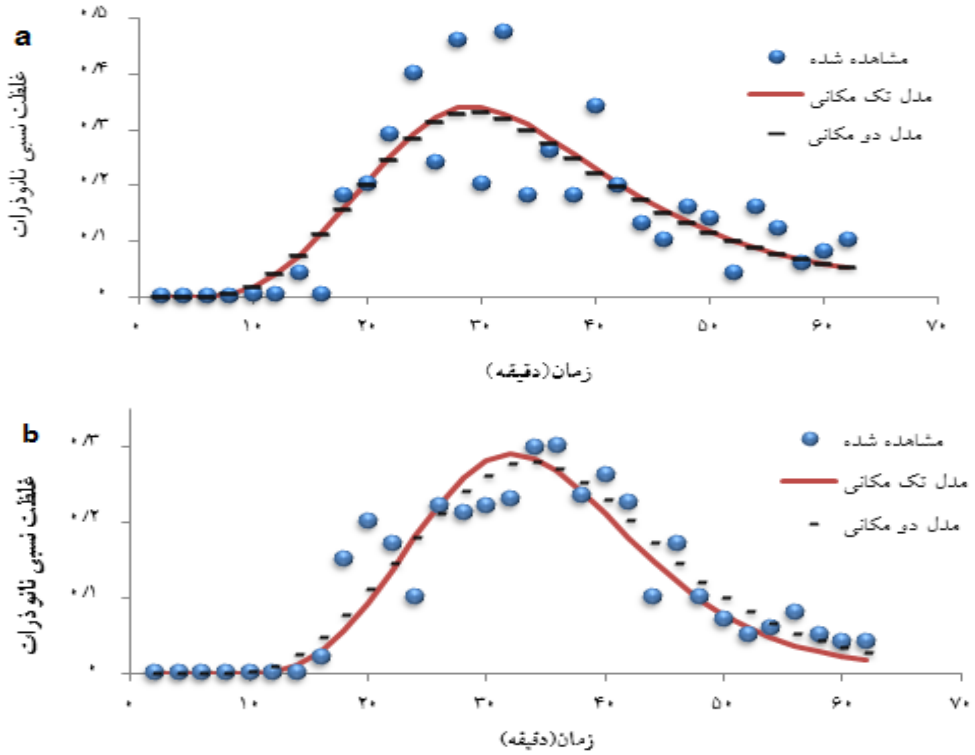
به منظور بررسی اثر پایدارسازها بر انتقال نانوذرات آهن از پلیمر کربوکسی متیل سلولز برای پایداری کلوئیدی نانوذرات استفاده شد. نتایج انتقال سوسپانسیون ۰/۵ گرم بر لیتر نانوذرات پایدار نشده و پایدار شده با کربوکسی متیل سلولز در شکل (۱) نشان داده شده است. بر اساس نتایج بدست آمده غلظت نانوذرات پایدار نشده در زه‌آب خروجی تا پایان آزمایش صفر بود. نتایج پژوهش لین و همکاران (۲۰۱۰) نشان داد که نانوذرات آهن صفر ظرفیتی بدون پوشش به علت هم‌آوری ذرات و ته‌نشینی روی ذرات محیط متخلخل، تحرک کمی دارند. با توجه به شکل (۱) کربوکسی متیل سلولز روی پایداری کلوئیدی و انتقال نانوذرات موثر بود و حداکثر غلظت نسبی نانوذرات پایدار شده در غلظت ۰/۵ گرم بر لیتر نانوذرات، ۰/۴۷ بدست آمد. کربوکسی متیل سلولز از طریق گروه‌های کربوکسیلیک با نانوذرات پیوند برقرار می‌کند و با افزایش دفع الکترواستاتیک بین ذرات از هم‌آوری ذرات جلوگیری کرده و باعث ریزتر شدن اندازه ذرات و افزایش انتقال آنها در محیط متخلخل می‌شود (زیونگ و همکاران،۲۰۰۹).



شکل ۱- منحنی رخنه انتقال نانوذرات در خاک شنی

اثر غلظت نانوذرات بر انتقال نانوذرات آهن صفر ظرفیتی پایدار شده با کربوکسی متیل سلولز در خاک شنی

در این پژوهش اثر غلظت ۰/۵ و ۱ گرم بر لیتر نانوذرات بر انتقال آن در خاک شنی بررسی شد. با استفاده از برنامه HYDRUS-1D مدل سینتیک تک مکانی و دو مکانی جذب - واجذب بر منحنی‌های رخنه انتقال نانوذرات در خاک شنی، برازش داده شد. پارامترهای معادله انتقال املاح (D و V) با استفاده از برنامه CXTFIT که معادله CDE را بصورت تحلیلی برای شرایط مرزی معین حل می‌نماید تخمین زده شد (تُرید، ۱۹۹۹). پارامترهای انتقال (V و D) و شدت جریان دارسی (q) که در آزمایشگاه اندازه‌گیری شد برای تعیین ورودی‌های مدل HYDRUS_ID شامل رطوبت حجمی ($\theta = \frac{q}{v}$) و ضریب انتشارپذیری ($\lambda = \frac{D}{v}$) به منظور شبیه سازی انتقال نانوذرات استفاده شدند. در شکل (۲) منحنی رخنه اندازه‌گیری شده و برآورد شده نانوذرات با برنامه HYDRUS-1D نشان داده شده است. پارامترهای برآورد شده مدل سینتیک تک مکانی و دو مکانی جذب- واجذب نانوذرات در جدول (۲) ارائه شده است. با افزایش غلظت نانوذرات، غلظت نسبی آنها در زه‌آب خروجی از ۰/۴۷ (غلظت ۰/۵ گرم بر لیتر) به ۰/۳ (غلظت ۱ گرم بر لیتر) کاهش یافت. پراکندگی مقادیر اندازه‌گیری شده نشان دهنده ناهمگنی فیزیکی و شیمیایی و وجود مکان‌های با انرژی دفع و جذب متفاوت است. با افزایش غلظت، نرخ جذب نانوذرات در هر دو مدل تک مکانی و دو مکانی افزایش یافت. پالایش فیزیکی (به دام افتادن نانوذرات در منافذ خاک) و فرآیندهای پخشیدگی و رسوب ذرات در محیط متخلخل انتقال نانوذرات را در خاک کاهش می‌دهند (فانگ و همکاران،۲۰۰۹).



شکل(۲) منحنی رخنه انتقال نانوذرات اندازه‌گیری شده و برآورد شده با برنامه HYDRUS-1D در محیط متخلخل(غلظت نانوذرات: a: ۰/۵ گرم بر لیتر و b: ۱ گرم بر لیتر).

جدول(۲) پارامترهای مدل سینتیک تک مکانی و دو مکانی برازش داده شده بر منحنی رخنه نانوذرات

پارامتر	۰/۵ گرم بر لیتر		۱ گرم بر لیتر	
$Att_1(s^{-1})$	۱/۲×۱۰$^{-۴}$	۲/۷۵×۱۰$^{-۳}$	۲/۵۴×۱۰$^{-۴}$	۲/۹۸×۱۰$^{-۴}$
$Det_1(s^{-1})$	۱×۱۰$^{-۶}$	۱/۱۳×۱۰$^{-۵}$	۱×۱۰$^{-۵}$	۱×۱۰$^{-۵}$
$Att_2(s^{-1})$	-	۳/۳۱×۱۰$^{-۴}$	-	۲/۹۸×۱۰$^{-۳}$
$Det_2(s^{-1})$	-	۴/۹×۱۰$^{-۵}$	-	۱×۱۰$^{-۵}$
R^2	۰/۷۲	۰/۷۳	۰/۶۷	۰/۷۳
RMSE	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۳

RMSE: جذر متوسط مربع خطا

نتایج آزمایش انتقال نانوذرات آهن صفر ظرفیتی پایدار نشده و نانوذرات پایدار شده در خاک شنی نشان داد پوشش نانوذرات با کربوکسی متیل سلولز با افزایش دفع الکترواستاتیک بین ذرات از هم‌آوری ذرات جلوگیری کرده و باعث ریزتر شدن اندازه ذرات و افزایش انتقال آنها در محیط متخلخل می‌شود. نتایج شبیه‌سازی انتقال نانوذرات آهن صفر ظرفیتی پایدار شده در خاک شنی با مدل‌های سینتیک تک مکانی و دو مکانی جذب–واجذب برنامه HYDRUS-ID و مقادیر بدست آمده برای جذر متوسط مربع خطا نشان داد که هر دو مدل برآورد مناسبی از انتقال نانوذرات در خاک داشتند.

منابع

1-Petosa A.R, Jaisi, D.P, Quevedo, I.R, Elimelech, M and Tufenkji, N, 2010. Aggregation and deposition of engineered nanomaterials in aquatic environments: role of physicochemical interactions. Environmental Science and Technology, 44(17): 6532-6549.

2- Fang J, Shan X-q, Wen B, Lin J-M and Owens G, 2009. Stability of titania nanoparticles in soil suspensions and transport in saturated homogeneous soil columns. Environmental Pollution, 157(4): 1101–1109.

3- Cirtiu C.M, Raychoudhury T, Ghoshal S and Moores A, 2011. Systematic comparison of the size, surface characteristics and colloidal stability of zero valent iron nanoparticles pre- and post-grafted with common polymers. Colloids and Surfaces A: Physicochem, 390(1-3): 95–104.

4- Lin Y.H, Tseng H.H, Wey M.Y and Lin M.D, 2010. Characteristics of two types of stabilized nano zero-valent iron and transport in porous media. Science of the Total Environment, 408(10): 2260–2267.

5- Xiong Z, Zhao D and Pan G, 2009. Rapid and controlled transformation of nitrate in water and brine by stabilized iron nanoparticles. Journal Nanopart Research, 11(4): 807–819.

6- Toride N, Leij F. J and van Genuchten M. Th, 1999. The CXTFIT Code for Estimating Transport Parameters from Laboratory or Field Tracer Experiments Version2.1. Research Report, vol. 137. U.S. Salinity Laboratory, Riverside, CA.

مدیریت آبیاری تکمیلی در گندم و حبوبات دیم با مقایسه بازده اقتصادی در راستای حفاظت و پایداری خاک

رقیه رضوی[۱]، ولیس بلسون[۱]، سعید غالبی[۲]، نرگس رضوی[۳]، حسن وطن خواه[۳]

۱- محققان مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی آذربایجان غربی

۲- عضو هیئت علمی موسسه تحقیقات خاک و آب

۳- کارشناسان بهداشت حرفه ای مرکز بهداشت آذربایجان شرقی

مقدمه

زراعت دیم که سطحی افزون بر ۶ میلیون هکتار را در استان های مختلف کشور در بر گرفته و افزون بر ۱۸/۶ میلیون تن تولید چهار محصول گندم، جو، نخود و عدس را بر عهده دارد، نیازمند مدیریت صحیح تر و اساسی تر حدود ۲۵ میلیارد متر مکعب بارشی است که بر این اراضی می بارد و متاسفانه در شرایط حاضر به طور متوسط به ازای هر ۴۰۰۰ لیتر بارش فقط ۱ کیلوگرم محصول دیم تولید می شود.

خشکی شایع ترین تنش محیطی است که تولید موفقیت آمیز محصولات زراعی در ایران و جهان را به مخاطره انداخته است. تنش آبی در هر مرحله از رشد کمی و کیفی متفاوت دارای اثرات متفاوت مورفولوژیکی ، فیزیولوژیکی و بیو شیمیایی روی گیاهان است. تحقیقات نشان داده است که در مناطق با بارندگی سالیانه ۳۰۰ تا ۳۵۰ میلی متر، میزان تولید محصول بستگی زیادی به تامین رطوبت دارد.

آبیاری تکمیلی به عنوان راه حلی برای تولید محصول و جلوگیری از فرسایش خاک بخصوص در سال های با شرایط توزیع نامتعادل بارندگی از دیر باز مطرح بود (**Salkini ,1990**). طبق نتایج بدست آمده از تحقیقات آبیاری تکمیلی با انجام یک یا دو بار آبیاری تکمیلی در مراحل حساس به کمبود آب، عملکرد دانه ۲ تا ۵ برابر افزایش می یابد(**Salkini ,1990**). به دلیل کاهش بارندگی در سالهای اخیر تعیین کارآیی مصرف آب آبیاری تکمیلی (بارندگی + آبیاری تکمیلی) می تواند راهکار مناسبی جهت دست یابی به حداکثر تامین رطوبت در تولید اقتصادی با کیفیت مناسب را در محصولات زراعی محقق سازد. برای مثال مطابق نتایج تحقیقات انجام گرفته، کارآیی مصرف آب ناشی از بارندگی برای گندم دیم بطور متوسط ۰/۳۴ کیلوگرم بر مترمکعب و همچنین برای گندم آبی بطور متوسط ۱ کیلوگرم بر مترمکعب محاسبه شده است ولی با انجام آبیاری تکمیلی مقدار کارآیی مصرف آب برای گندم دیم تا ۲/۲ کیلوگرم بر مترمکعب افزایش یافته است. تفاوت در مقادیر بارندگی سالیانه، تیمارهای آبیاری تکمیلی را تحت الشعاع قرار داده و از لحاظ دوره زمانی بارش، دو مرحله عموما" ممکن است بیشترین تاثیرات را به خود ببیند، یکی در زمان کاشت که ممکن است اولین بارندگی مؤثر پاییز با تاخیر مواجه باشد و استفاده از بارش های پاییزی میسر نگردد و دیگری در شروع مرحله زایشی است که ممکن است آخرین بارندگی مؤثر بهاره زودتر از روال معمول خاتمه یافته و در مراحل حساس رشد گیاه (گل دهی تا رسیدن) رطوبت کافی برای تشکیل و رسیدن دانه وجود نداشته باشد، لذا می توان با انجام مدیریت مناسب به افزایش عملکرد محسوسی دست یافت و بسته به شرایط منطقه ای در گیاهانی مانند عدس و نخود، آبیاری تکمیلی از گلدهی تا مرحله رشد غلافها سبب افزایش عملکرد می شود(مرکز تحقیقات کشاورزی آذربایجان غربی ، ۱۳۷۴ تا ۱۳۷۷).

مواد و روشها

این آزمایش در قالب طرح بلوک های کامل تصادفی برای سه محصول ودر هر محصول دو نوع رژیم آبیاری تکمیلی در چهار تکرار و به مدت دو سال زراعی در ایستگاه تحقیقات دیم ارومیه به صورت زیر اجرا شد:

W0 کشت گندم دیم بدون آبیاری تکمیلی

W1 انجام ۵۰ میلی متر در مرحله خوشه رفتن کامل و ۵۰ میلی متر در شروع مرحله شیری شدن آبیاری تکمیلی گندم

L0 کشت عدس دیم بدون آبیاری تکمیلی

L1 انجام آبیاری ۵۰ میلی متر قبل از مرحله گل دهی و ۵۰ میلی متر در اواسط مرحله غلاف بندی تکمیلی عدس

C0 کشت نخود دیم بدون آبیاری تکمیلی

C1 انجام آبیاری ۵۰ میلی متر قبل از مرحله گل دهی و ۵۰ میلی متر در اواسط مرحله غلاف بندی تکمیلی نخود

جدول ۱ : نتایج تجزیه خاک محل اجرای آزمایش

عمق	درصد اشباع	هدایت الکتریکی	pH	درصد مواد خنثی شونده	کربن آلی درصد	فسفر قابل جذب p.p.m	پتاسیم قابل جذب p.p.m	شن ٪	سیلت ٪	رس ٪	آهن π.π.μ	منگنز p.p.m	روی p.p.m	مس p.p.m
۰-۳۰	۵۳	۰/۵۱	۷/۹	۲۱	۰/۹۰	۱۱	۳۲۰	۱۳/۶	۴۱/۶	۴۴/۸	۳/۴۰	۴/۱۷	۰/۵۲	۲/۱
۳۰-۶۰	۵۵	۰/۵۶	۷/۹	۴۴	۰/۵۹	۲/۲	۱۱۰	۱۱/۶	۳۲/۶	۵۵/۸	۲/۸۰	۴/۲۸	۰/۶۶	۲/۰۶

نتایج تجزیه خاک قبل از کشت نشان می دهد که مقدار املاح برای نباتات زراعی مناسب و خاک دارای pH قلیائی کم ، مواد آلی خاک متوسط و فسفر و پتاسیم قابل جذب نیز متوسط کم و مقدار آهن و روی کم و فسفر و مس درحد مطلوب و مقدار منگنز خاک خیلی کم بود . بافت خاک رسی لومی (Silty clay) می باشد مقدار بارندگی در طول فصل زراعی ۱۶۴/۷ میلی متر بوده و کارآیی مصرف آب تیمارها، در تیمار شاهد با توجه به مقدار بارندگی، و در تیمار های آبیاری تکمیلی مجموع مقدار بارندگی و آبیاری تکمیلی استفاده شده است.

برای محاسبه کارآیی مصرف آب(Water Use Efficiency) از تقسیم عملکرد(کیلوگرم در هکتار) بر مقدار آب مصرفی (کیلوگرم در هکتار) استفاده شده است.

نتایج و بحث

پس از اجرای آزمایش عملکرد کمی وکیفی هر محصول تعیین گردید. میانگین کل عملکرد دانه (کیلوگرم در هکتار) ، وزن هزار دانه(گرم) ، کارآیی مصرف آب (کیلوگرم بر مترمکعب) در جدول زیر ارائه شده است:

جدول۲ : میانگین کل عملکرد دانه ، وزن هزار دانه ، کارآیی مصرف آب و درآمد ناخالص (هزار ریال)

	W0	W1	L0	L1	C0	C1
عملکرددانه	۱۸۹۵/۵	۳۳۳۵	٤۳٦/۲	۱۳۹۷/۵	۸۳۵	۱۸۹۰
وزن هزار دانه	۳۸	٤۹/۷	۹۷	۱۲٦/۸	۳٦۳/٦	٤۲۵/۷
کارآیی مصرف آب	۱/۱۵	۱/۲٦	۰/۲٦	۰/۵۳	۰/۵	۰/۷۱
درآمد ناخالص	۱۱۳۷۳	۲۰۰۱۰	٦۵٤۳	۲۰۹٦۲/۵	۱۰۰۲۰	۲۲٦۸۰

تجزیه و تحلیل آماری با استفاده از نرم‌افزار MSTATC و Excel بر روی نتایج عملکرد محصول و کارآیی مصرف آب دو سال صورت گرفت تجزیه و تحلیل آماری با استفاده از نرم‌افزار MSTATC و Excel بر روی نتایج عملکرد محصول و کارآیی مصرف آب دو سال صورت گرفت و مقایسه میانگین ارقام بر اساس آزمون دانکن انجام شد.

جدول ۳ تجزیه واریانس تیمارهای آزمایش

منابع	درجه آزادی	میانگین مربعات								
		نخود			عدس			گندم		
		عملکرد	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	عملکرد	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	عملکرد	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب
تکرار	۳	٤۵۹٦/۸٦	۸٦٦/٦۹	۰/۰۱۲	۵۷۳/٦۸	۳۲/۳۱۵	۰/۰۰٤	۲٦٤۲۰/٤۱۷	٦/۷۵۵	۰/۰۲۰
تیمار	۱	۲۲۲٦۰۵۰	۷۹۳۸	۰/۰۹۷	۱۸۵۰۷۹۱/۷۹۵	۲۱۱۹/۰۰۵	۰/۱۷٤	٤۱٤٤۳۲۰/۵	۲۷۰/۲۸۱	۰/۰۲۳
اشتباه	۳	۱٦۷۰/۷۰۲	۳۹۳/٦۹	۰/۰۰٤	۷۳/۹۰۵	٤٤/٦۰۲	۰/۰۰۱	٤۸۹٤٦/۰۸۳	۱۲/۷۰۱	۰/۰٤۱

نتایج تجزیه و تحلیل آماری نشان می دهد که اثر تیمار آبیاری تکمیلی برروی عملکرد دانه ، کارآیی مصرف آب و وزن هزار دانه در سطح یک درصد معنی‌دار شدند ودر تمامی محصولات فوق آبیاری تکمیلی مقدار عملکرد دانه را بطور معنی داری افزایش داده است. همچنین اثر تیمار آبیاری تکمیلی بر روی کارآیی مصرف آب در سطح یک درصد معنی‌دار شده و کارآیی مصرف آب از انجام آبیاری تکمیلی در محصول عدس به مقدار ۱۰۰ درصد و در محصول نخود به مقدار ۴۵ درصد و در گندم به مقدار ۱۵ درصد افزایش یافته است.

جدول ٤ مقدار ضریب همبستگی بین عملکرد دانه با وزن هزار دانه و کارآیی مصرف آب در تیمارهای آزمایش

تیمار	C0		C1		L0		L1		W0		W1	
	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب	وزن هزار دانه	کارآیی مصرف آب
عملکرد	۰/٦٦	۰/۸۵	۰/۹۳	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۳	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۸۵

نتایج آزمایش نشان داد که همبستگی بین عملکرد دانه با وزن هزار دانه و کارآیی مصرف آب بخصوص در تیمارهای آبیاری تکمیلی معنی‌دار بود. از نظر سود دهی اقتصادی و کسب درآمد ناخالص حداکثر درآمد از انجام آبیاری تکمیلی در محصول نخود به مقدار ۲۲۶۸۰ هزار ریال حاصل شده که نسبت به درآمد شاهد بیش از دو برابر افزایش نشان می دهد این افزایش درآمد در محصول عدس بیش از سه برابر شده است که درآمد ناخالص در محصول عدس ۲۰۹۶۲/۵ هزار ریال بوده که مقدار کمی با درآمد نخود متفاوت است ولی افزایش درآمد در گندم کمتر از دو برابر می باشد. بنابراین انجام آبیاری تکمیلی در عدس از نظر افزایش کارآیی مصرف آب و کسب درآمد ناخالص اقتصادی تراست و پس از آن محصول نخود بوده و بازده اقتصادی آبیاری تکمیلی گندم کمتر از دو محصول فوق می باشد به عبارت دیگر بازده اقتصادی آبیاری تکمیلی در حبوبات بالاتر از گندم می باشد .

منابع

۱- آی دی تی یر ، ام ام پیت ترجمه حسینی ، م – کوچکی ، ع – ۱۳۷۲ . رابطه آب وخاک در گیاهان زراعی ، انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد ۵۶۰ صفحه

۲ – خدابنده ، ناصر، ۱۳۷۱. غلات، چاپ دوم، شماره ۲۰۳۵ – انتشارات دانشگاه تهران .

۳ – مرکز تحقیقات کشاورزی آذربایجان غربی ۱۳۷۴– ۱۳۷۵–۱۳۷۶ – ۱۳۷۷–. گزارشات پژوهشی بخش تحقیقات خاک و آب

4-Dorbus J and Icassan A.B.yield response to water, food and water organisation of united Nations No33

5 – Salkini , A. B, and E ,R Perrier.1990. Supplemental irrigation: farm research to extension. Annual Report. ICARDA, pp 240- 257.

حل عددی معادله ریچاردز یک بعدی با استفاده از تکنیک ساده سازی توابع هیدرولیکی خاک

فاطمه کاراندیش
استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه زابل

مقدمه

جریان غیر اشباع آب در خاک اهمیت زیادی در مسایل آبیاری و زهکشی، هیدرولوژی و حرکت املاح در خاک دارد. جریان غیر اشباع در خاک و در نتیجه شبیه سازی پتانسیل ماتریک آب خاک و یا توزیع رطوبت در خاک با استفاده از رابطه ریچاردز بیان می شود. نظر به غیرخطی بودن توابع هیدرولیکی در شرایط غیراشباع، حل معادله ریچاردز مستلزم استفاده از روشهای عددی تفاضل محدود و المانهای محدود می‌باشد (Phoone و همکاران، ۲۰۰۷). یکی از بزرگترین معضلات در روشهای حل عددی معادله ریچاردز، عدم همگرایی و یا همگرایی کند در رسیدن به جواب می‌باشد. Ceila و همکاران، ۱۹۹۰، علت همگرایی کند را عدم رعایت توازن جرم در یک المان در زمان استفاده از معدله ریچاردز بر پایه هد فشار عنوان نموده و راهکار این معضل را استفاده از شکل ترکیبی معادله ریچاردز بیان نموده‌اند. از طرف دیگر، Paniconi و Putti، ۱۹۹۴، معتقدند که سرعت همگرایی در هنگام حل معادله غیرخطی ریچاردز به نحوه بکارگیری تکنیک‌های ساده‌سازی و فرایند تکرار بستگی دارد. Tan و همکاران، ۲۰۰۴، بیان داشته‌اند که استفاده از یک تکنیک ساده‌سازی مناسب برای تابع هدایت هیدرولیکی غیر اشباع تاحد زیادی سرعت همگرایی را بهبود خواهد بخشید. در این مطالعه، با استفاده از روش تفاضل محدود به حل عددی معادله ریچاردز یک بعدی با تکنیک ساده‌سازی توابع هیدرولیکی پرداخته شده است.

مواد و روشها

معادلات مورد استفاده

در این مطالعه، معادله ریچاردز بر پایه فشار ماتریک در نظر گرفته شده است. تابع مشخصه رطوبتی خاک در رابطه با استناد به روابط ون گنوختن (۱۹۸۰) به صورت رابطه ذیل بیان شد:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1+(ah)^b\right]^c} \qquad (۱)$$

که در این رابطه θرطوبت حجمی، θ_s رطوبت اشباع، θ_r رطوبت باقیمانده در نقطه پژمردگی،a : پارامتر شکل دارای بعد (L-1) و b و c پارامترهای شکل هستند که در آن $c=1-\frac{1}{b}$ می باشد. ون گنوختن (۱۹۸۰) با استفاده از مدل هدایت معلم (۱۹۷۶)، رابطه ذیل را برای هدایت هیدرولیکی در خاک غیر اشباع پیشنهاد کرده است که در این تحقیق به کار برده شده است:

$$K(\Theta)=K_s\Theta^{\frac{1}{2}}\left[1-(1-\Theta^{\frac{1}{c}})^c\right]^2 \quad (۲)$$

در این رابطه k_s هدایت هیدرولیکی اشباع و Θ رطوبت نرمالیزه شده می‌باشد.

منفصل نمودن معادله ریچاردز با استفاده از تفاضل محدود

یک روش تفاضل محدود با استفاده از روش اولر برگشتی برای حل معادله ریچاردز یک بعدی در گام زمانی جاری (n+1) می تواند به صورت ذیل بیان شود (Celia و همکاران، ۱۹۹۰):

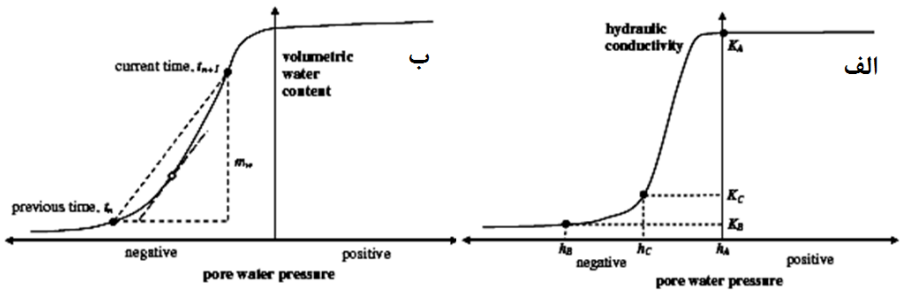
$$\frac{1}{\Delta z}\left[K^{i+1/2}_{n+1,m}\left(\frac{H^{i+1}_{n+1,m+1}-H^{i}_{n+1,m+1}}{\Delta z}\right)-K^{i-1/2}_{n+1,m}\left(\frac{H^{i}_{n+1,m+1}-H^{i-1}_{n+1,m+1}}{\Delta z}\right)\right]=C^{i}_{n+1,m}\left(\frac{H^{i+1}_{n+1,m+1}-H^{i}_{n}}{\Delta t}\right) \quad (۴)$$

که در این رابطه $H^i_{n,m}$ مقدار هد فشار در گره i ام و تکرار m ام از گام زمانی n ام و ΔZ و Δt به ترتیب گام های زمانی و مکانی می باشد. در رابطه بالا مقدار هدایت هیدرولیکی در هر تکرار به صورت متوسط آن در دو گره تعریف می‌شود. در معادله بالا، اگر منظور از $A^i_{j,m}$، مقدار پارامتر A در گره i ام و گام زمانی j ام و تکرار m ام باشد، آنگاه با توجه به شکل کلی معادله ریچاردز که با استفاده از تکنیک تفاضل محدود منفصل شده است (رابطه ۷)، می توان دریافت که دو پارامتر $H^{i+1}_{n+1,m+1}$ و $K^{i+1}_{n+1,m}$ که خود معرف $H^{i+1}_{n+1,m}$ می باشد، مجهول می باشند.

تکنیک‌های ساده‌سازی

ساده سازی تابع هدایت هیدرولیکب غیراشباع خاک

اگر تابع هدایت هیدرولیکی دارای یک شیب تند باشد، عدم ساده‌سازی آن مشکلات زیادی را در طی فرایند حل فراهم می‌آورد. در این شرایط (شکل ۱–الف)، جواب بین حدود بالا و پایین آن نوسان کرده و سرعت همگرایی را به دلیل تکرارهای بسیار، کاهش می‌دهد. به همین دلیل استفاده از یک روش ساده سازی می تواند بسیار در رسیدن سرع به جواب درست موثر باشد.



شکل (۱): تابع هدایت هیدرولیکی با شیب تند (ب) و محاسبه شیب منحنی مشخصه رطوبتی

یکی از راهکارها برای ساده سازی هدایت هیدرولیکی، استفاده از تکنیک گوس سیدل[1] می باشد. در این تکنیک، هدایت هیدرولیکی به بر حسب متوسط هد محاسبه شده در دو تکرار قبل به صورت رابطه ۵ محاسبه می شود:

[1] - Gauss - Seidel

$$K^{i}_{n+1,m} = K\left(\frac{H^{i}_{n+1,m} + H^{i}_{n+1,m-1}}{2}\right) \quad (۵)$$

در این تکنیک، مقادیر محاسبه شده در گام های زمانی قبل وارد معادله نمی‌شود. بنابراین باز اجازه نوسان بیش از اندازه حول حدود بالا و پایین هدایت هیدرولیکی گرفته شده و در نهایت سرعت همگرایی افزایش خواهد داشت.

ساده سازی ظرفیت رطوبتی

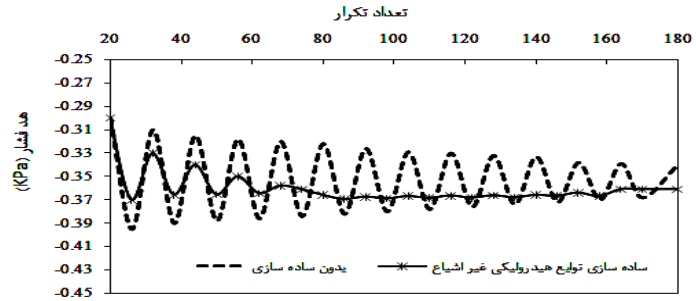
C(h) ظرفیت ویژه رطوبتی که از m_w و γ_w به دست می آید که m_w شیب منحنی مشخصه رطوبت خاک[۲] می‌باشد. مطابق با شکل ا–ب، محاسبه این شیب با تخمین شیب با وتر[۳] معروف از رابطه ذیل به دست می‌آید:

$$C^{i}_{n+1,m} = \frac{\theta^{i}_{n+1,m} - \theta^{i}_{n}}{H^{i}_{n+1,m} - H^{i}_{n}} \quad (۷)$$

نتایج

ارزیابی تاثیر ساده‌سازی توابع هیدرولیکی غیراشباع خاک بر سرعت همگرایی

نتایج بررسی تاثیر ساده‌سازی تابع غیراشباع خاک در شکل ۲ ارایه شده است. بررسی نتایج ارایه شده حاکی از آنست که اعمال ساده‌سازی روی توابع هیدرولیکی غیراشباع خاک تاحد زیادی تعداد تکرارها در رسیدن به جواب نهایی را کاهش داده و بر سرعت همگرایی می‌افزاید.



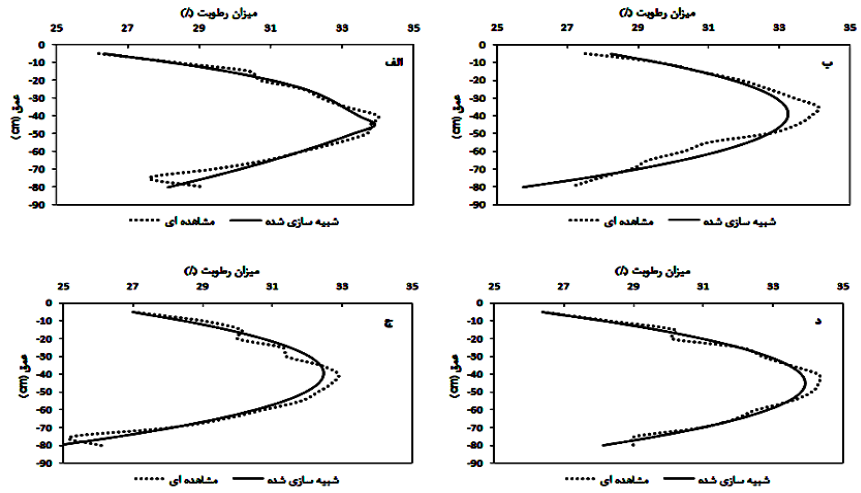
شکل (۲): بررسی تاثیر استفاده از تکنیک ساده‌سازی توابع هیدرولیکی غیراشباع خاک در سرعت همگرایی

ارزیابی دقت مدل در تعیین موقعیت جبهه رطوبتی

به منظور ارزیابی دقت مدل در برآورد موقعیت جبهه رطوبتی، از داده‌های مشاهده‌ای بدست آمده در سطح مزرعه استفاده شد. در این راستا، با اعمال حجم معینی از آب آبیاری در یک سیستم آبیاری قطره‌ای، روند پیشروی جبهه رطوبتی در زیر قطره‌چکان در چهار زمان مختلف با استفاده از پروب رطوبت سنج الکترومغناطیس TRIME-FM از سطح خاک تا عمق ۸۰ سانتیمتر در فواصل عمقی ۵ سانتیمتر ثبت شد. همچنین موقعیت جبهه رطوبتی با استفاده از مدل، پس از واسنجی پارامترهای هیدرولیکی خاک، در زمانهای مذکور شبیه‌سازی شد (شکل ۳). بررسی شکل ۳ نشان می‌دهد که مدل توانایی بالایی در تعیین موقعیت جبهه رطوبتی دارد. بعلاوه استفاده اا‌ز پارامترهای ارزیابی MAE و MBE و همچنین میزان همبستگی بین مقادیر مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده نیز صحه بر نتایج بدست آمده می‌گذارد (جدول ۱). با این وجود، مقادیر ارایه شده در جدول ۱ حاکی از آنست که قابلیت مدل در خاک خشک بیشتر از خاک مرطوب می‌باشد.

---

[2] - Soil Water Characteristic Curve.
[3] - Chord Slop Approximation.



شکل (۳): مقایسه موقعیت جبهه رطوبتی در دو حالت مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده در چهار زمان

جدول (۱): میزان خطا (MAE) و انحراف (MBE) و ضریب همبستگی بین مقادیر مشاهده‌ای و شبیه‌سازی شده

نوبت اندازه‌گیری	MBE	MAE	R2
الف	0.01	0.39	0.94
ب	-0.06	0.54	0.91
ج	-0.06	0.46	0.93
د	-0.03	0.32	0.97

جمع بندی

در این مطالعه، به حل عددی معادله ریچاردز یک‌بعدی با استفاده از روش تفاضل محدود و با تکنیک ساده‌سازی پرداخته شده است. نتایج نشان داد استفاده از این تکنیک، سرعت همگرایی را بهبود بخشیده است. مقایسه مقادیر شبیه‌سازی شده و مشاهده‌ای موقعیت جبهه رطوبتی نیز حاکی از قابلیت این مدل در تعیین موقعیت جبهه رطوبتی در خاک غیر اشباع می‌باشد. با این وجود نتایج حاکی از آنست که قابلیت مدل در خاکهایی با رطوبت کمتر قابلیت بالاتری در مقایسه با رطوبت‌های بالاتر دارد.

منابع

1- **Celia MA, Bouloutas E, Zarba RL 1990.** A general massconservative numerical solution for the unsaturated flow equation. Water Resour Res 26(7):1483–1496
2- **Karthikeyan M, Tan TS, Phoon KK 2001.** Numerical oscillation in seepage analysis of unsaturated soils. Can Geotech J 38(3):639–651.
3- **Paniconi C, Putti MA 1994.** A comparison of Picard and Newton iteration in the numerical solution of multidimensional variably saturated flow problems. Water Resour Res 30(12):3357–3374.
4- **Phoon Kok-Kwang, et. Al. 2007.** "Numerical simulation of Richards equation in partially saturated porous media: under-relaxation and mass balance"Geotech Geol Eng (2007) 25:525–541.
5- **Tan TS, Phoon KK, Chong PC 2004.** Propagation of wetting fronts in unsaturated soils. J Geotech and Geoenvir Engrg, ASCE, ASCE 130(3):254–263.
6- **van Genuchten MTh 1980.** A closed-form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci J 44(5):892–898.

تعیین موقعیت جبهه رطوبتی در خاک

فاطمه کاراندیش[1]، علی شاهنظری[2]

۱- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه زابل

۲- استادیار گروه مهندسی آب دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

مقدمه

تعیین دقیق موقعیت جبهه مرطوب در خاک غیر اشباع در مسایل ژئوتکنیکی و زیست‌محیطی مثل انتقال املاح، از اهمیت بالایی برخوردار است. پیشروی جبهه مرطوب در خاک نوعی حرکت غیراشباع محسوب شده و اهمیت زیادی در مسایل آبیاری و زهکشی، هیدرولوژی و حرکت املاح در خاک داشته و با رابطه ریچاردز بیان می‌شود. لذا حل عددی و یا تحلیلی این معادله می‌تواند راهی برای تعیین موقعیت جبهه مرطوب شود. نداشتن اطلاعات جزئی در مورد خواص هیدرولیکی خاک، هزینه بر بودن و زمان بر بودن طرح، تعیین موقعیت جبهه مرطوب در خاک مزرعه را با مشکل مواجه می سازد. روابط پیچیده در مرزهای جبهه مرطوب و فقدان اطلاعات کافی از شرایط مرزی نیز اجرای مطمئن مدل هایی را که بر اساس رابطه ریچاردز اجرا می شوند با مشکل مواجه می-سازد. بنابراین استفاده از این مدل ها در بسیاری شرایط غیر قابل اجرا می شود. نظر به اهمیت تعیین موقعیت جبهه رطوبتی در خاک، در این پژوهش، تحقیقات صورت گرفته در این راستا مورد بررسی قرار گرفته است.

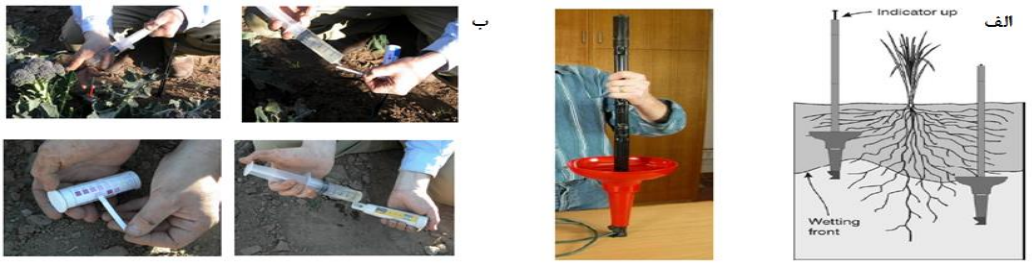
تعیین جبهه رطوبتی با استفاده از تعیین میزان رطوبت خاک

تعیین میزان رطوبت خاک یکی از بهترین راهکارهای تعیین وضعیت جبهه رطوبتی در خاک می‌باشد. بدین منظور می‌توان وضعیت رطوبت را با استفاده از روش‌های مستقیم چون تعیین نسبت جرمی رطوبت، درصد حجمی رطوبت و یا با استفاده از روشهای غیرمستقیم چون استفاده از نوترون‌متر، دستگاه تابش گاما و یا استفاده از روش انعکاس سنجی زمانی تعیین نمود. امروزه به دلیل دشواریهای نمونه‌برداری با استفاده از اوگر در تعیین میزان رطوبت خاک و همچنین خطرات ناشی از کاربرد دستگاه نوترون‌متر و تابش گاما، استفاده از تکنیک انعکاس سنجی زمانی (Time Domain Reflectometry, TDR) بر پایه ثابت دی‌الکتریک خاک از جایگاه ویژه‌ای برخوردار شده است. سهولت اندازه‌گیری و امکان داده‌برداری پیوسته از جمله مزایای این روش می‌باشد.

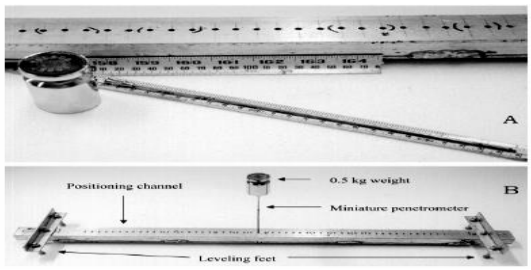
یکی از ابزارهای جدید در تعیین وضعیت جبهه رطوبتی در خاک Full Stop WFD (Water Front Detector) می باشد (NPSI Factsheet، ۲۰۰۷) (شکل ۱-الف). اولین ورژن این وسیله در سال ۲۰۰۴ اختراع شد. این وسیله بیشتر برای مدیریت آبیاری و تعیین عمق آب نفوذ یافته به خاک به منظور تشخیص زمان آبیاری مورد استفاده قرار می‌گیرد. یکی از موثرترین عوامل در کارایی این وسیله، عمق نصب آن می باشد که البته در آبیاری های مختلف با هم فرق دارند. این عمق در آبیاری بارانی ۴۰ و برای آبیاری قطره‌ای ۶۰ سانتیمتر گزارش شده است (NPSI Factsheet، ۲۰۰۷). از جمله مزای دیگر این دستگاه علاوه بر تعیین موقعیت جبهه مرطوب، تعیین کیفیت آب آبیاری بعد از عبور از منطقه ریشه است (Stirzaker، ۲۰۰۵). Wells و همکاران (۲۰۰۷) روشی برای اندازه گیری عمق پیشروی جبهه مرطوب در خاک های مختلف تحت یک بارش مصنوعی را با استفاده از یک نفوذ سنج مخروطی[1] ساده و ارزان ارایه کردند (شکل ۲). این دستگاه اغلب برای تعیین قدرت خاک، تراکم خاک و مقاومت مکانیکی ظاهری خاک در برابر رشد ریشه به کار برده شده است

[1] - Cone Penetrometer.

(Perumpral، ۱۹۸۷). مقادیر استانداردهای این دستگاه به وسیله ASAE (۲۰۰۶) ارایه شده است. با توجه به اینکه میزان مقاومت خاک ارتباط محکمی با میزان تری خاک دارد (Hillel، ۱۹۸۰)، لذا می‌توان از داده‌های این دستگاه برای تعیین میزان رطوبت خاک استفاده نمود. این روش در شرایطی که ناهمگنی بیولوژیکی مثل ریشه‌ها و... دارند، قابل استفاده نمی‌باشد.



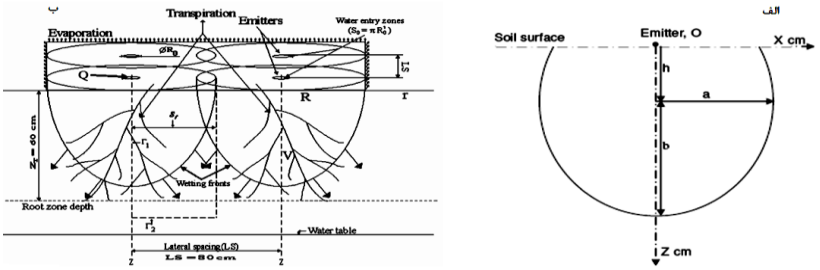
شکل (۱): الف- نمایش Full Stop WFD و ب- قرائت کیفیت آب آبیاری نمونه برداری شده با دستگاه در مزرعه



شکل (۲): شمای یک نفوذ سنج مخروطی

مدل نمودن پیشروی جبهه مرطوب در خاک

یکی از مهمترین کاربردهای تعیین جبهه رطوبتی درخاک، تعیین حجم خیس شده زیر یک قطره‌چکان در سیستم آبیاری قطره‌ای می‌باشد. مدل‌های تجربی، فیزیکی و نیمه تجربی بسیاری در این راستا ارایه شده است. Acar و همکاران (۲۰۰۹) جهت توسعه مدل پیشروی جبهه رطوبتی، از شکل ۳ برای یک تصور فیزیکی از حجم جبهه مرطوب استفاده کردند. در این شکل a نصف پیشتری پیشروی افقی، Voz حداکثر فاصله عمودی طی شده و b و h فواصل نشان داده شده در شکل ۳-الف می باشد.



شکل (۳): الف- مدل فیزیکی Acar و همکاران، ۲۰۰۹ ب- مدل فیزیکی سه بعدی Elmaloglou و Malamos (۲۰۰۹).

Schwartzman و Zar (۱۹۸۶) یک روش ساده و نیمه تجربی را برای تعیین ابعاد هندسی جبهه مرطوب در خاک ارایه کردند. در مدل ایشان فرض شده که این ابعاد به نوع خاک، دبی قطره چکان در واحد طول لاترال و مقدار کل آب وارد شده به خاک بستگی دارد. به منظور لحاظ کردن نوع خاک، هدایت هیدرولیکی آن وارد مدل گردید. ایراد روش این است که مدل مذکور، موقعیت جبهه مرطوب را تنها به صورت تابعی از هدایت هیدرولیکی

اشباع خاک بیان می کند. به این ترتیب، اگرچه بسیاری از پیچیدگی های مربوط به حل های عددی ساده می-شود، اما کاربرد مدل را تنها به شرایط بررسی جبهه مرطوب در زیر قطره چکان ها محدود می‌سازد.

Singh و همکاران (۲۰۰۶) با اصلاح مدل Schwartzman و Zar (۱۹۸۶) به ارایه یک مدل نیمه تجربی با استفاده از آنالیز ابعادی برای تعیین مشخصات هندسی خاک خیس شده تحت آبیاری قطره ای با لاترال‌های نصب شده در عمق مشخصی از خاک پرداختند. Elmaloglou و Malamos در سال ۲۰۰۹، به بررسی چگونگی تعیین عمق و شعاع پیشروی جبهه مرطوب در خاک زیر قطره چکان ها با ارایه یک مدل غیر خطی پرداختند. علت غیر خطی بودن مدل لحاظ کردن میزان تبخیر از سطح خاک و جذب آب توسط ریشه می باشد. در این تحقیق از راوابط ون گنوختن برای توصیف خواص هیدرولیکی خاک استفاده شده است. شکل ۳- ب مدل فیزیکی به کار برده شده در این تحقیق را نشان می دهد. Healy و Warrick، ۱۹۸۸، تکنیکی برای تخمین جبهه رطوبتی متغیر با زمان در زیر یک قطره چکان در سطح خاک پرداختند. در این مدل، ساده سازی با استفاده از مفاهیمی چون محیط همگن، عدم لحاظ تبخیر و تعرق و رطوبت اولیه یکنواخت در خاک صورت گرفته است. علاوه بر مدل‌های تجربی و مفهومی، با استفاده از حل عددی معادله ریچاردز، مدل‌های عددی بسیاری نیز توسعه داده شده است که یکی از پرکاربردترین و قویترین این مدل‌ها، مدل HYDRUS می‌باشد (Ajdari، ۲۰۰۸، saintenoy، ۲۰۰۶). علی رغم تحقیقات بسیاری که در راستای تعیین موقعیت جبهه رطوبتی در زیر یک قطره‌چکان انجام شده، تنها در تعداد محدودی از این مطالعات شبیه سازی جبهه رطوبتی با لحاظ نمودن تاثیر تبخیر و تعرق (Warrick et al., 1979; Jurry et al., 1991; Wu et al., 1999; Elmaloglou and Malamos, 2005) و شرایط منقطع جریان (Levinetal, 1979; Cote et al., 2003; Mostaghitmi, 1981; Elmaloglou and Diamantopoulos, 2007) پرداختند.

عوامل موثر بر پیشروی جبهه رطوبتی در آبیاری قطره‌ای

Thabet و Zayani (۲۰۰۸) به بررسی اثر دبی‌های مختلف قطره‌چکان در آبیاری قطره‌ای روی الگوی پیشروی جبهه مرطوب پرداختند. نتایج نشان داد دبی بالاتر، پیشروی عمودی و مورب بیشتری را باعث می‌شود. این در حالیست که در مدت زمان‌های آبیاری بالاتر میزان پیشروی عمودی جبهه رطوبتی مستقل از دبی شده‌است. همچنین در زمان‌های بالاتر، منحنی تمایل به مماس و ثابت شدن در مقدار معلومی دارد. Elmaloglou و Diamantopoulos (۲۰۰۷) با استفاده از مدل ارایه شده به وسیله Elmaloglou و Malamos (۲۰۰۶) که قادر به تخمین موقعیت جبهه مرطوب با لحاظ اثر جذب آب توسط ریشه و تبخیر از سطح می باشد، اثر دبی و عمق آب اعمال شده به خاک را روی مشخصه های جبهه مرطوب مورد بررسی قرار دادند. در این راستا، دو نوع خاک از کلاس ۱۲ USDA انتخاب و خواص هیدرولیکی آن با استفاده از روابط ون گنوختن (۱۹۸۰) تعیین شد. آبیاری با دبی های ۲ و ۴ لیتر بر ساعت و عمق آب ۳۰ میلیمتر در دو حالت مداوم و منقطع انجام شد. نتایج نشان داد نفوذ عمودی جبهه مرطوب در دبی کمتر عمیق‌تر بوده و در همین مدت با دبی ثابت، آبیاری منقطع عمق نفوذ بیشتری را منتج می‌شود. اما در زمان های طولانی تر این اختلاف بین آبیاری منقطع و پیوسته ناچیز می‌شود. بعلاوه نتایج بدست آمده موید این مطلب است که نفوذ عمقی در خاک شن لومی بیشتر از لوم سیلتی می‌باشد. آبیاری منقطع باعث کاهش بین ۰/۸ تا ۳٪ نفوذ زیر منطقه ریشه شود. نتایج مطالعات Singh و همکاران (۲۰۰۶) نشان داد عمق جبهه پیشروی با افزایش عمق نصب لاترال افزایش می‌یابد. افزایش دبی نیز اثر مشابه بر عمق و عرض جبهه مرطوب داشت. بعلاوه به ازای یک دبی و عمق نصب معلوم، هرچه مدت

آبیاری بیشتر می شود مشخصه‌های جبهه مرطوب افزایش می‌یابد وحجم آن را افزایش می‌دهد. Clark و همکاران (۱۹۹۳) میزان پیشروی افقی جبهه رطوبتی را به ازای تغییر دبی در محدوده ۱/۵ تا ۱/۹ لیتر بر ساعت را بین ۱۵/۵ تا ۲۰ سانتی‌متر گزارش نموده‌اند. Acar و همکاران (۲۰۰۹) تاثیر دبی قطره‌چکان را روی ابعاد جبهه رطوبتی بررسی کرده و به این نتیجه رسیده‌اند که هر دو مشخصه حرکت عمودی و افقی جبهه رطوبتی در نتیجه افزایش دبی، افزایش می‌یابد. Elmaloglou و Diamantopoulos (۲۰۰۷) تاثیر اعمال آبیاری متناوب با بازه‌های زمانی مختلف در آبیاری قطره‌ای را روی میزان نفوذ عمقی در پایین محدوده توسعه ریشه با استفاده از تعیین موقعیت جبهه رطوبتی در اطراف یک قطره‌چکان بررسی کرده و اظهار نموده‌اند که آبیاری قطره‌ای روشی کارامد در کنترل میزان نفوذ عمقی لوده و موجبات افزایش کارایی مصرف آب را فراهم می‌آورد.

منابع

اژدری، خلیل. ۱۳۸۷. شبیه سازی توزیع رطوبت در خاک در سیستم آبیاری و قطره ای با استفاده از مدل HYDRUS-2D. مجله علوم کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه صنعتی شاهرود. جلد پانزدهم. شماره اول.

Acar, B., et. Al., 2009. Effect of applied water and discharge rate on wetted soil volume in loam or clay-loam soil from an irrigated trickle source.

ASAE. 2006. Soil cone penetrometer S313.3. p. 902–904. *In* ASAE Standards. ASAE, St Joseph, MI.

Clark, C. A., Sranley, F. S., and Zazueta, F. S., 1993. Qualitative sensing of water movement from a point-source emitter on a sandy soil. Transactions of ASAE, 9 (3): 299-303.

Cote, C.M., Bristow, K.L., Charlesworth, P.B., Cook, F.J., Thorburn, P.J., 2003. Analysis of soil wetting and solute transport in subsurface trickle irrigation. Irrig. Sci. 22,143–156.

Elmaloglou, ST., and Malamos, N., 2009. Estimation of Width and Depth of the Wetted Soil Volume Under a Surface Emitter, Considering Root Water-Uptake and Evaporation. Water Resour Manage (2007) 21:1325–1340 DOI 10.1007/s11269-006-9084-5.

Elmaloglou. S., and Diamantopoulos, E., 2007. Wetting front advance patterns and water losses by deep percolation under the root zone as influenced by pulsed drip irrigation. agricultural water management 90. 1 60 – 1 63.

Elmaloglou, S., Malamos, N., 2006. A methodology for determining the surface and vertical components of the wetting front under a surface point source, with root water-uptake and evaporation. J. Irrig. Drain. 55 (1), 99–111.

Elmaloglou S, Malamos N (2005) Estimation of the wetted soil volume depth, under a surface trickle line source, considering evaporation and water extraction by roots. Irrig and Drain 54:417–430.

Healy, R.W., Warrick, A.W., 1988. A generalized solution to infiltration from a surface point source. Soil Sci. Soc. Am. J. 52 (5), 1245–1251.

Hillel, D. 1980. Stress–strain relations and soil strength. p. 347–351. *In* Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York.

Jury, WA., Gardner, WR., Gardner, WH., 1991. Soil physics. John Wiley, New York, p 328.

Levin, I., Van Rooyen, P.C., Van Rooyen, F.C., 1979. The effect of discharge rate and intermittent water application by pointsource irrigation on the soil moisture distribution pattern. Soil Sci. Soc. Am. J. 43, 8–16.

Mostaghami, S., Mitchell, KJ., Lembke, WD., 1981. Effect of discharge rate on distribution of moisture in heavy soils irrigated from a trickle source. Trans. ASAE, 25: 2081-2085.

NPSI Factsheet 2007/2 - May 200.

Perumpral, J.V. 1987. Cone penetrometer applications: A review. Trans. ASAE 30:939–944.

Phoon Kok-Kwang, et. Al. (2007). "Numerical simulation of Richards equation in partially saturated porous media: under-relaxation and mass balance"Geotech Geol Eng (2007) 25:525–541.

Saintenoy, A., et. Al. 2006. Evaluating Ground-Penetrating Radar use for water infiltration monitoring.

Schwartzman, M., Zur, B., 1986. Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. J. Irrig. Drain. Eng. 112 (3), 242–253.

Singh, D. K., et. Al., 2006. Simulation of soil wetting pattern with subsurface drip irrigation from line source. agricultural water management 8 3 (2 0 06) 1 30 – 1 34.

Stirzaker. R., 2005. Managing irrigation with a Wetting Front Detector. *UK Irrigation No. 33 Summer 2005*.

Thabet, M., and Zayani, Kh., 2008. Wetting peattern under trickle source in a loamy sand soil of south Tonisia. American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci., 3(1): 38-42.
Wells, R. R., et al., 2007. A Simple Technique for Measuring Wetting Front Depths for Selected Soils. SSSAJ: Volume 71: Number 3.
Wu, J., Zhanh, R., Gui, S., 1999. Modeling soil water movement with water uptake by roots. Plant Soil 215:7–17.

تاثیر عملیات خاک‌ورزی و گلخرابی بر نفوذپذیری خاک اراضی تحت کشت برنج شمال کشور

محسن لطفی[۱]، داود اکبری نودهی[۲]، علی چراتی[۳]، ولی الله کریمی[٤]

۱- **دانشجوی کارشناسی ارشد دانشکده علوم خاک دانشگاه علوم و تحقیقات تهران**

۲- **دانشگاه آزاد اسلامی، واحد قائمشهر، گروه آبیاری، قائمشهر، ایران**

۳- **عضو هیئت علمی مرکز تحقیقات کشاورزی و منابع طبیعی مازندران**

٤- **مدرس مرکز ترویج و توسعه تکنولوژی هراز**

مقدمه

هدف‌های اصلی عملیات سالانه‌ی خاکورزی عبارت اند از ایجاد شرایطی مطلوب و پایدار در خاک که ضمن ایجاد بستر مناسب برای بذر، زمینه‌ی مطلوبی برای تکامل ساقه و ریشه یا غده‌ی گیاه فراهم کند. علاوه بر این، در انجام این عملیات اختلاط کامل بقایای گیاهی و کودهای مختلف با خاک، سهولت حرکت و کار ماشین‌های کاشت و داشت، و نیز مبارزه با عوامل زیان‌آور برای گیاه مورد نظر است. به طور خلاصه می‌توان ایجاد و حفظ نرمی یا پوکی خاک را مهمترین هدف خاکورزی دانست. (شفیعی، ۱۳۸۷). کشاورزان، در مرحله عملیات خاکورزی ثانویه شالیزارها، طی عملیاتی تحت عنوان پادلینگ(گل خرابی، گلآب، شله زنی) خاک را با آب مخلوط می کنند تا ضمن نرم و آماده نمودن زمین برای نشاکاری، تلفات نفوذ آب به خاک را کاهش دهند. از هدف‌های عمده گلخرابی می‌توان موارد زیر را نام برد:۱- تسهیل در عمل نشاکاری، ۲- مبارزه با علفهای هرز، ۳- مخلوط کردن یکنواخت کود با خاک، ۴- جلوگیری از نفوذ زیاد آب به خاک، ۵- تسطیح زمین، ۶- تسهیل در جذب عناص ر غذایی خاک توسط ریشه و ۷- فراهم نمودن محیط مناسب برای رشد و توسعه ریشه(فوکدا ۱۹۷۹). آماده سازی یک زمین شالیزاری شامل خیساندن، شخم و گلخرابی(پادلینگ) است. گلخرابی(پادلینگ) عمدتا برای کنترل علفهای هرز انجام می شود، همچنین احتباس آب را افزایش داده، نفوذپذیری خاک را کاهش می‌دهد و زمینه تسطیح زمین برای نشاء را فراهم میکند. (دداتا،۱۹۸۱). کوکال و سیدهو در بررسی‌های سه ساله خود روی یک خاک لوم شنی نشان دادند که با افزایش شدت پادلینگ، سرعت نفوذ آب به خاک بطور معنی‌داری تا ۳۰ درصد کاهش می‌یابد. (کوکال و سیدهو ۲۰۰۴).

مواد و روش‌ها

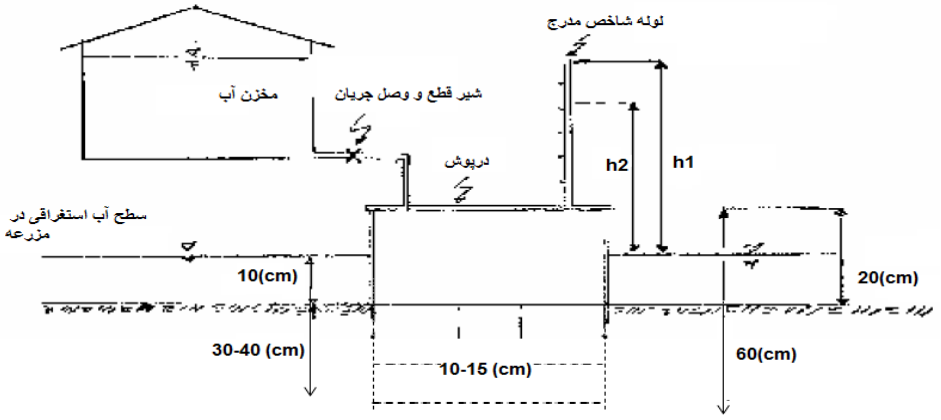
طرح بصورت اسپلیت پلات و بر پایه بلوک‌های کامل تصادفی در سه تکرار انجام گرفت. در این پژوهش زمین مورد مطالعه تحت دو تیمار اصلی، T_1 (بدون شخم) و T_2 (با شخم) و چهار تیمار فرعی، P_1 (یک بار عبور رتیواتور)، P_2 (دو بار عبور رتیواتور)، P_3 (سه بار عبور رتیواتور) و P_4 (چهار بار عبور رتیواتور) قرار گرفت و نمونه‌ها تهیه و اندازه‌گیری‌ها در آزمایشگاه انجام شد. سطوح مختلف گلخرابی به صورت عملی روی خاک زمین شالیزاری با بافت لوم اعمال و پارامترهای نفوذپذیری خاک در آن اندازه‌گیری شد.

اندازه‌گیری نفوذپذیری به‌روش سریع

اندازه‌گیری نفوذپذیری پس از اعمال خاکورزی و گلخرابی صورت گرفت. برای اندازه‌گیری نفوذ از روش سریع(مخصوص زمین‌های شالیزاری) استفاده شد. این روش در اکثر کشورهای آسیایی جنوب شرقی که زراعت برنج در اراضی شالیزاری آنها کشت غالب محسوب می گردد، اجرا می‌شود. برای این منظور دستگاهی شامل سیلندر آهنی به قطر داخلی ۲ و طول ۳۰ سانتی متر، مخزن آب به حجم ۵ لیتر با شیر قطع و وصل و لوله پلاستیکی به قطر داخلی یک سانتی‌متر و یک خط‌کش مدرج به طول ۳۰ سانتی متر که در کنار لوله پلاستیکی کار گذاشته می‌شود، ساخته شد. در این روش، سیلندر آهنی تا عمق ۱۵ الی ۲۰ سانتی متر داخل خاک نصب گردید و سپس برای ایجاد بالاترین ارتفاع آب در لوله پلاستیکی، آب از مخزن به سمت لوله پلاستیکی هدایت شد. پس از آن شیر مخزن را بسته و افت آب در لو له پلاستیکی نسبت به زمان های مختلف یادداشت شد . نفوذ عمقی آب در خاک با استفاده از فرمول زیر محاسبه شد :

$$P = \left(\frac{a}{L}\right)\left(\frac{2.3L}{t_i - t_f}\right) \times \log\left(\frac{h_1 + L}{h_2 + L}\right) \times 86400$$

که در این معادله P مقدار نفوذپذیری (cm/day)، a سطح مقطع لوله شاخص و مدرج (cm^2)، A سطح مقطع داخلی استوانه فلزی (cm^2)، L عمق کوبیده شده استوانه فلزی در نیمرخ خاک (cm)، h_1 : ارتفاع اولیه سطح آب در لوله شاخص و مدرج نسبت به سطح آب استغراقی در مزرعه(cm) ، در زمان t_i، h_2 : ارتفاع سطح آب در لوله شاخص و مدرج نسبت به سطح آب استغراقی در مزرعه (cm)، در زمان t_f و t_n : مدت زمان تجمعی از شروع اندازه گیری افت سطح ایستابی در لوله شاخص (s) و برابر با، $t_f - t_i$ می باشد.



شکل ۱- تصویر فرضی برای اندازه‌گیری نفوذپذیری به روش سریع

پس از اندازه‌گیری‌ها و ثبت تمامی داده‌ها، داده‌ها با استفاده از نرم افزار MSTAT-C مورد تجزیه و تحلیل آماری قرار گرفت. مقایسه میانگین‌ها به کمک آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح احتمال ۵ درصد انجام شده و نمودارها به کمک نرم‌افزار (Excel) ترسیم شدند.

نتایج و بحث

نفوذپذیری

نتایج تجزیه واریانس داده‌های حاصل از اندازه‌گیری نفوذپذیری نشان دهنده تاثیر هر دو عامل خاک‌ورزی و گلخرابی روی نفوذپذیری در سطح ۵ درصد بود.

جدول ۳، نشان دهنده کاهش نرخ نفوذپذیری در بین تیمارهای فرعی با افزایش سطح گلخرابی می‌باشد. بطوریکه در هر تیمار اصلی هر چه از P1 (گلخرابی کم) به P4 (گلخرابی بسیار زیاد) پیش می‌رویم کاهش معنی‌داری در سطح نفوذپذیری مشاهده می‌شود که نشانگر کاهش بیشتر تعداد خلل و فرج در تیمار های گلخرابی زیاد است که در نتیجه سبب اختلاف معنی‌داری در هر تیمار نسبت به تیمار بعد خود شده است.

همانطور که در شکل ۲، ملاحظه می‌شود اختلاف معنی‌داری در میزان میانگین نفوذپذیری بین دو تیمار اصلی وجود دارد، به طوریکه تیمار بدون خاکورزی با میانگین نفوذپذیری ۴/۸۲۸ میلی‌متر بر روز بالاتر از تیمار خاکورزی با میانگین نفوذپذیری ۴/۲۶۲ میلی‌متر بر روز قرار گرفته است، که این اختلاف معنی‌دار به سبب ناپایداری خاکدانه‌ها در تیمار خاکورزی در نتیجه شخم و متعاقب آن عملیات گلخرابی پس از آن می‌باشد که دو عامل مذکور در برخورد با هم سبب بروز تعداد حداقلی خلل و فرج درشت و حداکثری خلل و فرج ریز می‌شوند.

شکل ۳، نشان دهنده روند نزولی میزان نفوذپذیری در سطوح مختلف گلخرابی است. همانطوری که ملاحظه می‌شود تیمار P1 بیشترین میانگین نفوذپذیری و تیمار P4 کمترین میانگین نفوذپذیری را دارا هستند. لازم به ذکر است که چهار تیمار گلخرابی در روند کاهشی نفوذ نسبت به هم اختلاف معنی‌داری نیز دارند. کوکال و سیدهو(۲۰۰۴) دریافتند که هر چه به سمت شدت‌های بالاتر گلخرابی پیش رویم به دلیل افزایش نسبت خلل و فرج ریز به خلل و فرج درشت میزان نفوذپذیری بطور معنی‌داری کاهش می‌یابد.

شکل ۴، اثرات متقابل دو تیمار خاکورزی و گلخرابی را بر روی میزان نفوذپذیری نشان می‌دهد. بطوریکه در شکل۴ ملاحظه می‌شود، در هر تیمار اصلی خاکورزی با افزایش میزان شدت گلخرابی میزان نفوذپذیری کاهش یافته، حال آنکه این کاهش نفوذ در تیمار با خاکورزی بیشتر از تیمار بدون خاکورزی است. همینطور در تیمارهای گلخرابی متناظر تیمار مربوط به اعمال خاکورزی(T2) دارای میزان نفوذپذیری کمتری نسبت به تیمار بدون خاکورزی است، که با اختلافی معنی‌دار نسبت به تیمار مجاور خود قرار گرفته است.

جدول۱- برخی خصوصیات فیزیکو شیمیائی خاک محل آزمایش

Texture	%			ppm		%				pH	EC ds/m
نوع بافت	Clay	Silt	Sand	av.K	av.P	O.C	O.M	N	T.N.V		
Loam	۳۹	۵۵	٦	۲۳۰	۱۵	۱/۳۵	۲/۳۲	۰/۱۳	۱٦/۹	۷/٦	۰/٤۷

جدول ۲- نتایج تجزیه واریانس تاثیر خورزی و گلخرابی بر روی پارامتر های نفوذپذیری خاک

منابع تغیر	درجه آزادی	میانگین مربعات نفوذپذیری (میلی‌متر بر روز)
تکرار	۲	۰/۰۰۴ ns
خاکورزی(T)	۱	۱/۹۷۸**
خطای آزمایش	۲	۰/۰۰۵
گلخرابی(P)	۳	۸/۰۴۴**
اثر متقابل(T×P)	۳	۰/۰۸۴**
خطای آزمایش	۱۲	۰/۰۰۳
ضریب تغییرات (درصد)		۱/۲۸

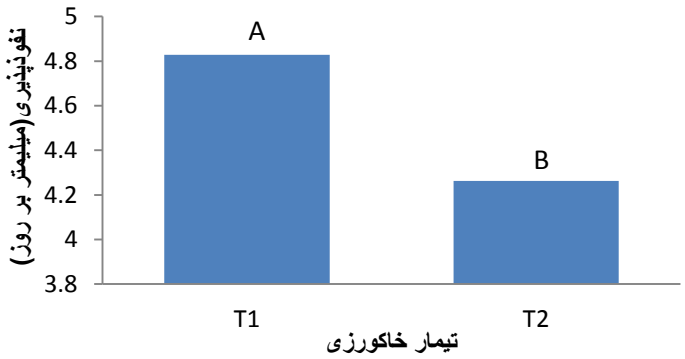
ns نشانه عدم معنی‌دار بودن

** نشان دهنده اختلاف معنی‌داری در سطح احتمال ۵ درصد

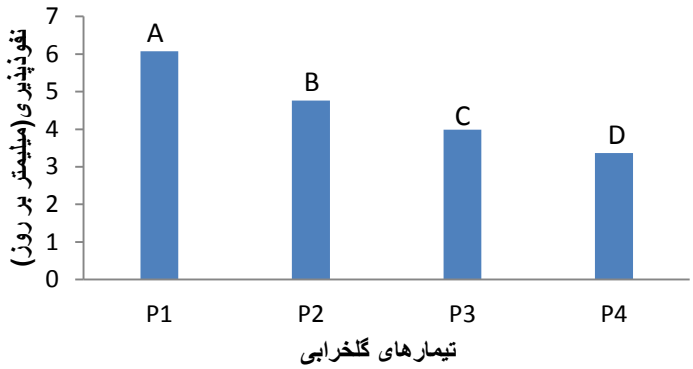
جدول۳- مقایسه میانگین اثر خاکورزی و گلخرابی بر نفوذپذیری خاک

تیمار	P1	P2	P3	P4	میانگین اثر اصلی خاکورزی
T0	۶/۲۷^{a}	۵/۱۹^{c}	۴/۳۲^{d}	۳/۵۳^{f}	۴/۸۳ A
T1	۵/۸۷^{b}	۴/۳۳^{d}	۳/۶۵^{e}	۳/۱۹^{g}	۴/۲۶ B
میانگین اثراصلی گلخرابی	۶/۰۷ A	۴/۷۶ B	۳/۹۸ C	۳/۳۶ D	

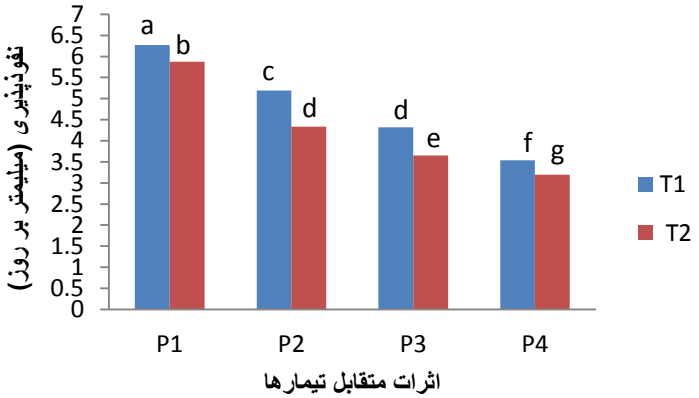
***: میانگین های مشابه با حروف کوچک (اثر متقابل) و حروف بزرگ (اثرات اصلی) طبق آزمون دانکن در سطح ۵ درصد تفاوت معنی‌داری ندارند.**



شکل ۲. نمودار میزان تغییرات نفوذپذیری تیمار خاکورزی. T_1: تیمار بدون خاک‌ورزی، T_2 : تیمار خاک‌ورزی.



شکل ۳. نمودار میزان تغییرات نفوذپذیری تیمار گلخرابی.P_1 : گلخرابی کم، P_2: گخرابی متوسط، P_3: گلخرابی نسبتا زیاد، P_4: گلخرابی زیاد



شکل ٤- نمودار اثرات متقابل تیمارهای خاکورزی و گلخرابی بر میزان نفوذپذیری. T_1: تیمار بدون خاک‌ورزی، T_2 : تیمار خاک‌ورزی. P_1: گلخرابی کم، P_2: گخرابی متوسط، P_3: گلخرابی نسبتا زیاد، P_4: گلخرابی زیاد

منابع

۱- شفیعی، س. ا. ۱۳۸۷. ماشین های خاکورزی. انتشارات دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی تهران. صفحات۱۲-۱ و ۱۰۹-۱۰۶ و ۱۲۸-۱۲۵ و ۱۴۳-۱۴۲.

2- De Datta, S.K. (1981). Principles and Practices of Rice Production. IRRI, Los Baños, Philippines, 618 pp.
3- Fukda, H. and H. Tsutsvi. 1979. Rice irrigation in Japan.
4- Kukal, S.S. and A.S. Sidhu. 2004. Percolation losses of water in relation to pre-puddling tillage and puddling intensity in a puddled sandy loam rice (*Oryza sativa* L.) field. Soil and Tillage Res. 78: 1-8.

بررسی تاثیر مهمترین خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک بر روی رشد و نمو بادام کوهی در اراضی منطقه ذوب آهن اصفهان

محمد اقتداری[1]، احمد جلالیان[2] ،علی اصغر بسالت پور[3]

دانشجوی کارشناسی ارشد علوم خاک دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

دکتری تخصصی علوم خاک،استاد دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

دکتری تخصصی علوم خاک ، استاد یار دانشگاه ولیعصر رفسنجان

مقدمه

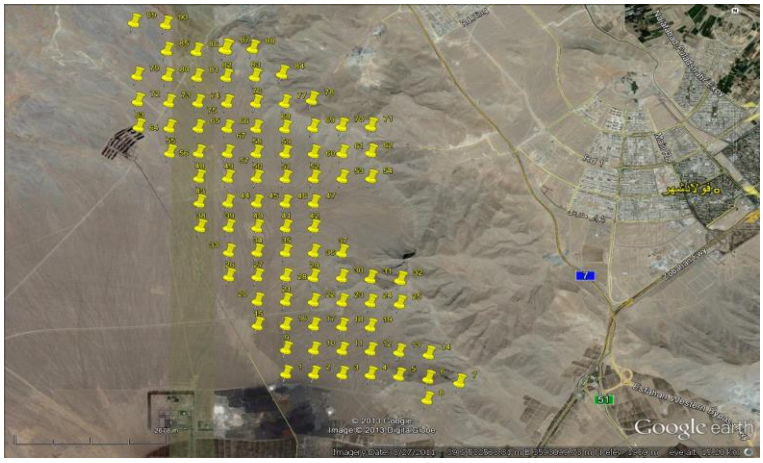
خاک یکی از اجزای اصلی اکوسیستم می‌باشد و نقش گسترده‌ای برای رشد گیاهان ایفا می‌کند، خصوصیات خاک به میزان کمی ارتباط با نوع پوشش گیاهی دارد، اما ترکیب گونه‌های گیاهی می‌تواند به میزان زیادی تحت تاثیر فاکتورهای خاک باشد(آلوارز روگل[1] و همکاران، ۲۰۰۶). به طور کلی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک نقش مهمی در استقرار، رشد و پراکنش گیاهان بیابانی ایفا می‌کند(محمودی و همکاران ۱۳۹۱). گیاه بادام کوهی در خاکهای عمیق تا نیمه‌عمیق، سنگریزه‌دار و بر روی تشکیلات آهکی– سیلیسی در شیبهای ملایم کوهستانها می‌روید (الوانی‌نژاد، ۱۳۷۸). این گیاه در تابستانهایی گرم و خشک، زمستانهایی سرد با مقدار بارندگی کم بخوبی رشد می‌کند. بوته این گیاه مقامت زیادی به شرایط نامطلوب محیط زیست دارد، به همین منظور گیاهی بسیار مناسب در احیا مناطق تخریب شده است(جوزی [2]و همکاران، ۲۰۱۱). در تحقیقات انجام شده در اراضی جنگل‌کاری شده بوسیله بادام کوهی در منطقه شهیون شهرستان دزفول به این نتیجه رسیدکه ایجاد پوشش گیاهی باعث بالا رفتن ذخیره غذایی و ماده آلی خاک در جهت حفظ خاک و افزایش جذب و نگهداری رطوبت به وسیله ریشه و لاشبرگ گیاه بادام کوهی گردیده است(بهداروند و همکاران،۱۳۸۹).به صورت خلاصه می‌توان گفت هدف از این تحقیق بررسی تاثیر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک منطقه بر روی رشد گیاه بادام کوهی در اطراف کارخانه ذوب آهن و همچنین تعیین مهمترین خصوصیات موثر خاک بر روی رشد مطلوب این گیاه بود.

مواد و روشها

این تحقیق در منطقه اطراف کارخانه ذوب آهن اصفهان به وسعت ۱۷۰۰ هکتار زیر کشت گونه‌ی گیاهی بادام کوهی *(Amygdalus Scoparia)* واقع شده بین طول‌های جغرافیایی "۱۵و ۵۱ تا "۲۵ و ۵۱ و عرض جغرافیایی "۲۵ و ۳۲ تا "۳۲ و ۳۲ ، با ارتفاع از سطح دریا ۱۶۹۲ متر، حداکثر، حداقل و متوسط درجه حرارت سالیانه منطقه به ترتیب ۴۰/۷، ۱۲/۵– و ۱۶/۵ سانتی‌گراد و متوسط بارندگی سالیانه منطقه ۱۶۹/۱ میلیمتر انجام گرفت. نقاط مورد نظر برای نمونه‌برداری ابتدا توسط عکس‌های هوایی، عکس ماهواره‌ایی و دستگاه GPS تعیین گردیدند. سپس نمونه‌برداری به روش تصادفی با فواصل یکسان به تعداد ۹۰ نقطه از دو عمق ۰–۳۰ و۳۰–۶۰

1 - Alvarez-Regel et al.
2- Juzi

سانتی‌متری(در مجموع ۱۸۰ نمونه) انجام گرفت (عکس شماره۱). نمونه‌های خاک هوا خشک و از الک ۲ میلیمتری عبور داده شدن و سپس جهت انجام آزمایشات فیزیکی و شیمیایی به آزمایشگاه خاکشناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان منتقل شدند.



شکل ۱- نمایی از تعیین و توزیع یکنواخت از ۹۰ نقطه نمونه‌برداری خاک توسط عکس‌های هوایی و برنامه GIS

آنالیزهای آزمایشگاهی شامل pH بادستگاه pHمتر (کلوت[1]، ۱۹۸۶)، هدایت‌الکتریکی عصاره اشباع (ECe) توسط دستگاه هدایت‌سنج مترپگ[2] و همکاران، ۱۹۹۱)، پتاسیم به روش استات آمونیوم توسط دستگاه فلیم‌فتومتر، فسفر قابل جذب از روش اولسن (۱۹۸۲) و توسط دستگاه اسپکتروفوتومتر،کربن آلی به روش اکسیداسیون تر (نلسون و سامر[3]، ۱۹۸۷)، آهک به روش تیتراسیون(آدرانو[4]، ۱۹۹۸) و بافت به روش هیدرومتر (بای بوردی، ۱۳۷۹) انجام گرفت. همچنین اندازه تاج پوش و ارتفاع بوته‌های بادام کوهی نیز در نزدیکتر محل به نمونه‌برداری خاک توسط متر اندازه‌گیری شد. نتایج حاصله توسط برنامه Statistica 10 مورد آنالیز آماری قرار گرفتند.

نتایج و بحث

عناصر غذایی مورد نیاز گیاه و شرایط ساختمانی خاک به عنوان محیط استقرار گیاه از اهمیت بالایی برخوردار است ولی علاوه بر مقدار عناصر غذایی خاک اطلاع از نحوه توزیع این عناصر در منطقه نوع رابطه مثبت یا منفی که با شاخص‌های رشد دارند، نیز حائز اهمیت است. جدول شماره ۱ میزان حداقل، حداکثر و میانگین پارامترهای خاک موثر بر روی شاخص‌های رشد گیاه بادام کوهی را نشان می‌دهد.

ارتفاع گیاه بادام کوهی در منطقه ذوب آهن به ترتیب بیشترین تاثیر مثبت را از صد رس خاک، فسفر و ماده الی خاک با ضریب رگرسیون ۰/۱۷، ۰/۱۱ و ۰/۰۰۲ در لایه سطحی خاک می‌پذیرد، چرا که رس مهمترین ذره حمل‌کننده عناصر غذایی است. همچنین مقدار فسفر خاک نیز به عنوان یکی از مهمترین عناصر غذایی خاک

1-Klute
2- Page et al.
3- Nelson and Sammer
4- Adrano

برای گیاهان بویژه در خاک‌های ایران توسط دو بخش رس (رسوب بر سطح کلوئید) و ماده آلی کنترل می‌شود. این در حالی است که درصد سنگریزه، سیلت و پ–هاش نیز بیشترین همبستگی منفی با ضریب رگرسیون ۰/۱۹–، ۰/۱۶– و ۰/۱۱– را با ارتفاع گیاه بادام کوهی از خود در منطقه مورد مطالعه نشان دادند. پ–هاش خاک از لحاظ تاثیرگذاری بر روی قابلیت دسترسی عناصر غذایی و سنگریزه و سیلت از لحاظ تاثیری که بر روی ساختمان خاک و میزان نفوذ ریشه گیاه دارند قابل اهمیت هستند.

جدول ۱- اطلاعات کلی مربوط به متغییرها در لایه سطحی و زیر سطحی خاک

		شاخص آماری				
پارامتر	عمق نمونه برداری (سانتی‌متری)	میانگین	کمینه	بیشینه	واریانس	انحراف معیار
رس (درصد)	۰–۳۰	۱۹/۸۵	۸/۵۰	۴۲/۵۰	۴۲/۶۶۵	۶/۵۳
	۳۰–۶۰	۲۱/۲۱	۱۰/۰۰	۴۲/۵۰	۳۱/۷۵۸	۵/۶۴
سیلت (درصد)	۰–۳۰	۳۱/۷۳	۱۴/۰۰	۶۴/۵۰	۷۵/۴۴۱	۸/۶۸
	۳۰–۶۰	۲۸/۵۲	۱۲/۵۰	۴۴/۰۰	۵۱/۶۸۲	۷/۱۹
شن (درصد)	۰–۳۰	۴۸/۷۸	۲۷/۵۰	۷۵/۵۰	۱۴۱/۶۲۴	۱۱/۹۰
	۳۰–۶۰	۵۰/۲۷	۲۷/۵۰	۷۷/۵۰	۱۰۹/۶۶۴	۱۰/۴۷
آهک (درصد)	۰–۳۰	۳۵/۱۱	۲۷/۶۴	۴۶/۵۶	۱۵/۲۳۵	۳/۹۰
	۳۰–۶۰	۳۵/۵۳	۲۶/۷۸	۴۸/۲۸	۱۳/۷۰۵	۳/۷۰
ماده آلی(درصد)	۰–۳۰	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۳۵	۰/۰۰۵	۰/۰۷
	۳۰–۶۰	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۳۵	۰/۰۰۴	۰/۰۶
پ– هاش	۰–۳۰	۸/۵۷	۷/۹۶	۸/۹۳	۰/۰۳۰	۰/۱۷
	۳۰–۶۰	۸/۶۰	۸/۰۴	۸/۹۲	۰/۰۳۲	۰/۱۸
شوری	۰–۳۰	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۲۵	۰/۰۰۱	۰/۰۳
	۳۰–۶۰	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۲۷	۰/۰۰۱	۰/۰۳
تبادل پتاسیم قابل	۰–۳۰	۳۱۶/۳۸	۱۰۶/۰۰	۶۸۰/۰۰	۱۷۲۳۴/۹۳۴	۱۳۱/۳۲
	۳۰–۶۰	۳۰۹/۴۲	۱۱۶/۰۰	۵۸۰/۰۰	۱۵۳۳۱/۸۸۷	۱۲۳/۸۲
فسفر قابل تبادل	۰–۳۰	۴۲/۱۶	۲۱/۹۴	۹۷/۴۶	۱۵۸/۹۴۳	۱۲/۶۱
	۳۰–۶۰	۴۱/۴۵	۱۷/۳۲	۶۵/۶۹	۱۰۱/۶۵۴	۱۰/۰۸

همچنین مطابق نتایج حاصله در همین عمق پهنای تاج پوش بادام کوهی نیز با درصد رس، سنگریزه و شوری خاک بیشترین همبستگی مثبت را داشت در حالی که پهنای گیاه بادام کوهی بیشترین رابطه منفی را با درصد سیلت خاک داشت. دلیل امر می‌تواند مربوط به اثر منفی که این ذره خاک بر روی میزان تهویه و ساختمان خاک دارد و همچنین فاقد عناصر غذایی قابل مصرف توسط گیاهان است توجیح‌پذیر می‌باشد.

مقایسه میانگین اثر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک بر ارتفاع گیاه در لایه زیرین خاک(۰–۳۰ سانتی‌متری) نیز تقریبا روند مشابه‌ایی مانند لایه سطحی دنبال کرد. به گونه‌ایی که درصد ماده آلی و رس خاک و عوامل موثر

بر ساختمان خاک مانند درصد سنگریزه و شن به ترتیب بیشترین همبستگی مثبت را با میزان رشد گیاه (ارتفاع گیاه) داشت. در مقابل، پ–هاش خاک، شوری و پتاسیم نیز بیشترین اثر منفی را در میزان افزایش شاخص ارتفاع گیاه داشت. پهنای تاج نیز در مقابل عواملی خاک در عمق ۳۰–۶۰ سانتی‌متری تاثیرپذیری زیادی از پارامترهای موثر بر ساختمان خاک به عنوان مانعی بر نفوذ ریشه گیاه یا میزان تهویه خاک مثل درصد سنگریزه، درصد شن و درصد آهک خاک داشت. عوامل خاکی مانند میزان فسفر، رس، ماده آلی، پ–هاش و شوری خاک در مقام‌های بعدی از لحاظ تاثیر گذاری بر میزان تاج پوش درخت بادام کوهی در منطقه بودند.

به طور کلی می‌توان گفت که عوامل تغذیه‌ایی گیاه مانند رس، ماده آلی و فسفر و عوامل مربوط ساختمان و میزان تهویه خاک مانند درصد سنگریزه و سیلت به ترتیب بیشترین تاثیر مثبت یا منفی را بر روی میزان افزایش ارتفاع گیاه بادام کوهی به ویژه در خاک سطحی که بیشترین تراکم ریشه رخ می‌دهد را دارند، در حالی که پهنای گیاه بیشترین تاثیر را در مجموع می‌توان گفت از عوامل ساختمانی می‌پذیرد.

منابع

۱- الوانی‌نژاد، س.، ۱۳۷۸. بررسی عوامل موثر بر پراکنش گونه بادام کوهی در دو منطقه مختلف استان فارس. پایانامه کارشناسی ارشد جنگلداری. دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس. صفحه ۱۴۴.

۲- بای بوردی، م.، ۱۳۷۲، فیزیک خاک، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه تهران، ص.۵۲تا۵۳.

۳- بهداروند، م.، حسینی، س.م.، باقر نبوی، س. و صیاد، م. ۱۳۹۰، بررسی تاثیرات پوشش علفی در منطقه جنگلکاری شده با گونه بادام کوهی (Amygdalus scoparia) روی ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی خاک در زاگرس میانی. فلصنامه علمی تخصصی اکوسیستم‌های طبیعی ایران، سال اول، شماره سوم. صفحه ۲۹–۳۶.

۴- محمودی، ع.، چکش، ب.، و رستاقی، ع.ا.، ۱۳۹۱. مقایسه اثرات خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک در رویشگاههای طبیعی و دست کاشت تاغ(مطالعه موردی حسین‌آباد غیناب سربیشه–بیرجند). اداره کل منابع طبیعی و آبخیزداری خراسان جنوبی.

5- Adrano DC, 1998. Trace element in the terrestrial environment, Springer Vslley, New York, 520 PP.

6- Alvarez-Rogel J, Carrasco L, Marin CM, and Martinez-Sanchez JJ,. 2006. Soil of dune coastal salt marsh system in relation to groundwater level. Micro-topography and vegetation under a semiarid Mediterranean climate in SE Spine. Catena.69:111-121.

7- Jozi SA, Moradi -Majd N, Rezaian S, and Jesmani Tafti N, 2011. Evaluation of Ecological Capability of Amygdalus Scoparia Habitat Condition in Bolhasan Dezfol of Iran Zone by Using of MCDA Method. 2011 2nd International Conference on Environmental Engineering and Applications IPCBEE vol.17 (2011) IACSIT Press, Singapore. PP: 164-168.

8- Klute A, 1986. Methods of soil Analysis. Part 1, Physical and Mineralogical Methods. Soils. Soc. Amer Inc.

9- Nelson DW and Sommers LE, 1987, Total carbon, organic carbon and organic matter, PP. 539-577.

مطالعه آزمایشگاهی تأثیر ارتفاع آب آبیاری بر ضرایب معادله نفوذ فیلیپ

امیر شهریاری[۱]، مریم نوابیان[۲]، مهدی اسمعیلی ورکی[۲]، محمدرضا خالدیان[۲] و عاطفه صبوری[۳]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه مهندسی آب، دانشگاه گیلان
۲- استادیار گروه مهندسی آب، دانشگاه گیلان
۳- استادیار گروه زراعت و اصلاح نباتات، دانشگاه گیلان

مقدمه

شناخت فرآیند نفوذ آب به خاک، از اطلاعات بنیادی مورد نیاز برای انجام یک طراحی کارآمد و پر ثمر سامانه‌های آبیاری و زهکشی و کنترل فرسایش خاک در حوزه‌های آبخیز می‌باشد و دقت بالاتر در برآورد آن باعث شبیه‌سازی، طراحی و مدیریت بهتر حوزه‌های آبخیز، منابع آب، سامانه آبیاری و حفاظت خاک می‌شود (موخیبیر ۲۰۰۸). نفوذ بر حسب تعریف عبارت از وارد شدن آب از سطح زمین به داخل ناحیه غیر اشباع خاک است. ورود آب به داخل خاک در نتیجه تأثیر توأم نیروهای ثقلی و مویینگی صورت می‌گیرد. نیروی ثقل فقط در جهت قائم عمل می‌کند، اما نیروی مویینگی در ابتدا که خاک خشک بوده و منافذ مویین خالی از آب است هم در جهت عمودی و هم در جهت افقی عمل می‌کند ولی به‌تدریج که منافذ از آب اشباع شود تنها نیروی ثقل دخالت کرده و جریان نفوذ عمدتاً قائم می‌باشد. نفوذ از بافت و ساختمان خاک، پوشش گیاهی، شیب زمین، کیفیت آب و ارتفاع آب روی سطح خاک تأثیر می‌پذیرد. در راستای اهمیت این فرآیند، طی چند دهه اخیر سعی شده روش‌های مناسبی به‌منظور برآورد آن به کار گرفته شود که نیاز به اندازه‌گیری‌های صحرایی نداشته باشد (میشرا، ۲۰۰۳؛ رائول، ۱۹۷۶). این مدل‌ها در سه دسته: (۱) فیزیکی، (۲) نیمه تجربی و (۳) تجربی طبقه‌بندی می‌شوند (ما و همکاران، ۲۰۱۰). مدل‌های فیزیکی بر اساس قوانین بقای جرم و انرژی به صورت معادلات ریاضی پیچیده‌ی خطی و غیرخطی ارائه شده‌اند که از جمله آن‌ها می‌توان به گرین- آمپت، فیلیپ، مین و لارسون، اسمیت و اسمیت و پارلنگ اشاره کرد(میشرا، ۲۰۰۳). در معادله فیلیپ (معادله ۱) در اوایل نفوذ، ضریب ثابت مربوط به قابلیت جذب آب (Sp) که تابع مکش خاک است غالب بوده و در اواخر نفوذ ضریب ثابت هدایت هیدرولیکی (Ap) غالب است. تجربه نشان داده است که این معادله برای دوره‌های طولانی‌تر و بیشتر از چند ساعت نتایج بهتری نشان می‌دهد.

$$i = Sp(t)^{0.5} + Ap(t) \qquad [۱]$$

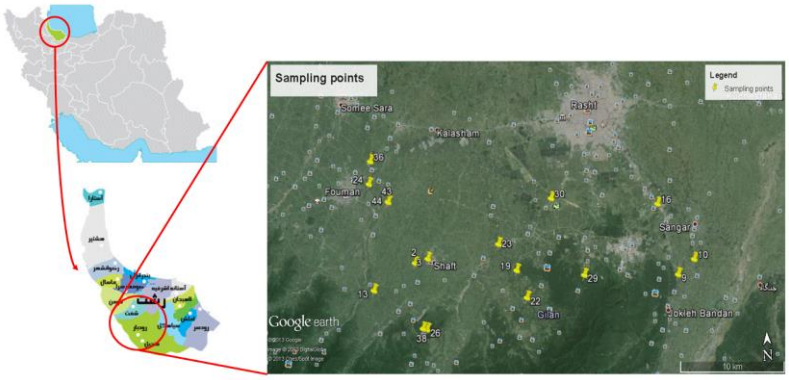
در این معادله i عمق آب نفوذ یافته برحسب سانتی‌متر، t زمان نفوذ بر حسب دقیقه، Sp ضریب ثابت مربوط به جذب آب $cm/(\min)^{0.5}$ و Ap ضریب ثابت مربوط به آبگذری $cm/(\min)$ می‌باشد.

در استان گیلان، اراضی شالیزاری به صورت کرتی و غرقاب آبیاری می‌شوند، از آنجا که ارتفاع آب آبیاری در طول فصل رشد بر حسب نیاز آبی گیاه و شدت‌های متفاوت بارندگی متغیر است، و همچنین با توجه به محدودیت معادله فیلیپ در خصوص لحاظ نمودن تأثیر ارتفاع آب آبیاری بر نفوذ، هدف از این پژوهش بررسی اثر ارتفاع آب آبیاری بر ضرایب معادله نفوذ فیلیپ در برخی کلاس‌های بافتی خاک بخشی از دشت فومنات در استان گیلان بود.

مواد و روش‌ها

به منظور بررسی اثر ارتفاع آب آبیاری بر نفوذ، ۱۷ نمونه خاک در استان گیلان بین عرض "۴۹°۱۶'۲۸/۳۲ و "۴۹°۴۳'۱۱/۳۷ شرقی و طول "۳۷°۵'۱۷/۷۳ و "۳۷°۱۶'۲۰/۵۶ شمالی در دشت فومنات برداشت شد. موقعیت

منطقه و محل‌های نمونه‌برداری در شکل ۱ نشان داده شده است. کلاس بافتی خاک نقاط برداشت شده و دامنه تغییرات برخی خصوصیات تأثیرگذار بر میزان نفوذ خاک در جدول ۱ و ۲ ارائه شده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری

جدول۱- مقادیر حداقل، حداکثر و متوسط خصوصیات فیزیکی نمونه‌های خاک مورد مطالعه

پارامتر	حداکثر	حداقل	متوسط
درصد رطوبت ظرفیت زراعی	۳۰/۱۴	۵۰/۶۶	۴۰/۱۳
جرم مخصوص ظاهری (گرم بر سانتی‌متر مکعب)	۱/۲۷	۱/۸۷	۱/۵۷
جرم مخصوص حقیقی (گرم بر سانتی‌متر مکعب)	۲/۵۷	۲/۷۶	۲/۶۲
تخلخل (درصد)	۴۳	۹۶	۶۸
درصد شن	۲/۳۳	۳۹/۰۴	۱۲/۵۸
درصد سیلت	۳۱/۶۳	۸۶/۵۹	۵۴/۷۱
درصد رس	۵/۹۱	۴۴/۴۷	۳۲/۷۱

به‌منظور انجام آزمایش‌ها و شبیه‌سازی نفوذ، مدل فیزیکی مطابق شکل ۲ ساخته شد و آزمایش نفوذ برای هر نمونه‌ی خاک در ۳ تیمار ارتفاع آب ۳، ۵ و ۷ سانتی‌متری در ۳ تکرار صورت گرفت. به‌منظور ثابت نگه‌داشتن ارتفاع آب روی خاک، از شناور استفاده شد. قرائت مقدار آب نفوذ یافته در مخزن آب در زمان‌های مشخص در طول بازه زمانی ۱۰ ساعت انجام شد. آزمایش به صورت فاکتوریل در قالب طرح کاملاً تصادفی انجام شد. پس از جمع‌آوری داده‌ها ابتدا آزمون فرضیات تجزیه واریانس انجام شد تا در صورت نیاز تمهیدات لازم برای ایجاد توزیع نرمال خطاهای آزمایشی انجام شود. سپس تجزیه واریانس و مقایسه میانگین‌ها به روش توکی در سطح ۵ درصد با استفاده از نرم افزار SAS انجام شد.

جدول۲- بافت خاک‌های مناطق نمونه‌برداری شده

کلاس بافت خاک	شماره نمونه
Silty Clay	۱-۵-۱۲
Silty Clay Loam	۲-۴-۹-۱۱-۱۳-۱۴-۱۵-۱۶-۱۷
Clay Loam	۳-۷-۱۰
Silty	۶
Silty loam	۸



شکل ۲- مدل فیزیکی ساخته شده برای انجام آزمایش‌های نفوذ

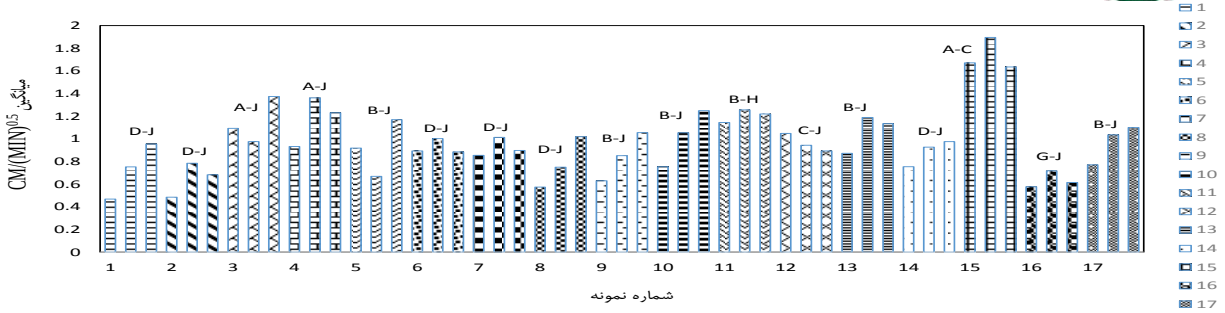
نتایج و بحث

نتایج تجزیه واریانس در جدول ۳ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود ضرایب معادله فیلیپ برای فاکتور بافت خاک و ارتفاع آب، در سطح احتمال ۱ درصد و اثر متقابل آن‌ها نیز برای ضریب Sp و Ap به‌ترتیب در سطح احتمال ۵ و ۱ درصد معنی‌دار بود. این موضوع نشان می‌دهد مقدار نفوذ در مناطق نمونه‌برداری شده متفاوت از یک‌دیگر بوده و لذا اندازه‌گیری این شاخص، برای استفاده صحیح از منابع آب برای هر منطقه امری اجتناب‌ناپذیر است. با توجه به اثر متقابل‌های معنی‌دار بین دو فاکتور بافت خاک و ارتفاع آب مقایسه‌ای بین تأثیر فاکتور ارتفاع آب در سه سطح ۳، ۵ و ۷ سانتی‌متری برای هر ۱۷ خاک صورت گرفت که در شکل‌های ۳ و ۴ نشان داده شده است که نتایج حاکی از این مطلب بود برای هر دو ضریب معادله فیلیپ اگرچه اثر ارتفاع آب بر روی بافت‌های مختلف متفاوت از هم بودند اما برای هر بافت خاک اختلاف بین سه سطح معنی‌دار نبود. بنابراین ارتفاع آب‌های مورد آزمایش (۳، ۵ و ۷ سانتی‌متر) بر ضرایب نفوذ معادله فیلیپ خاک‌های منطقه تأثیر معنی‌داری نداشت. از آن‌جا که ارتفاع آب آبیاری مورد آزمایش با محدوده تغییرات متداول ارتفاع آب آبیاری در اراضی شالیزاری مطابقت دارد، می‌توان از این دستاورد در بررسی بیلان آب در مطالعات مربوط به برآورد رواناب در این اراضی به دلیل تأثیر نداشتن ارتفاع آب بر محاسبات نفوذ بهره جست. جدول ۴ مقادیر میانگین ضرایب Sp و Ap برای هر گروه از بافت خاک مورد آزمایش در سه سطح ارتفاع آب (۳، ۵ و ۷ سانتی‌متر) را نشان می‌دهد. البته باید خاطر نشان نمود مطابق نتایج مندرج در جدول ۴ مقادیر این ضرایب در ارتفاع ۳ سانتی‌متری نسبت به ۵ و ۷ سانتی‌متری تفاوت محسوسی نشان داد که این مسئله نشان از کمتر بودن نسبی میزان آب نفوذ یافته در ارتفاع ۳ سانتی‌متری نسبت به ۵ و ۷ سانتی‌متری است.

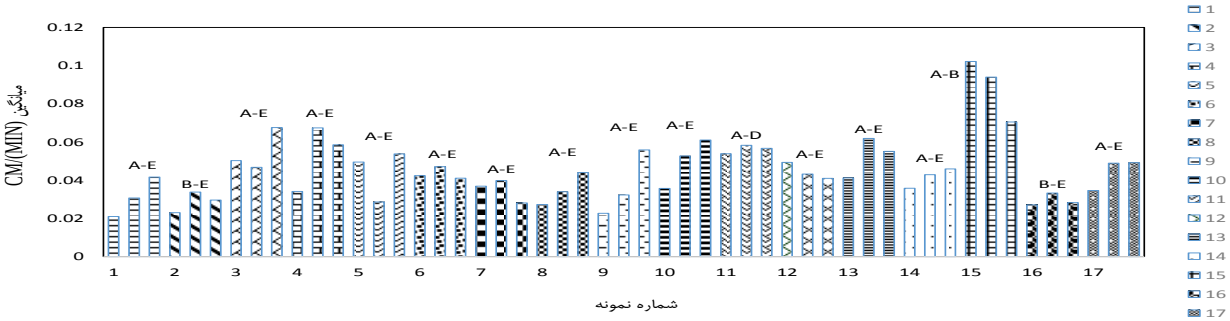
جدول۳- تجزیه واریانس تأثیر تیمار خاک و ارتفاع آب و اثر متقابل آن‌ها بر ضرایب معادله فیلیپ

منابع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات	
		Sp	Ap
خاک	۱۶	۰/۶**	۰/۱۳**
ارتفاع آب	۲	۰/۶۴**	۰/۱۷**
خاک در ارتفاع آب	۳۲	۰/۰۶*	۰/۰۴**
خطا	۱۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱
کل	۱۵۲		
CV (%)		۱۸/۸۱	۱۸/۶۳

** و * به ترتیب معنی‌داری در سطوح احتمال ۵٪ و ۱٪.



شکل ۳- مقایسه تیمارهای ۳، ۵ و ۷ سانتی‌متری ارتفاع آب در ضریب Sp برای ۱۷ نمونه خاک بر اساس آزمون توکی در سطح احتمال ۵٪



شکل ٤- مقایسه تیمارهای ۳، ۵ و ۷ سانتی‌متری ارتفاع آب در ضریب Ap برای ۱۷ نمونه خاک بر اساس آزمون توکی در سطح احتمال ۵٪

جدول٤- مقادیر میانگین ضرایب Sp وAp برای هر گروه از بافت خاک مورد آزمایش در سه تیمار ارتفاع آب

بافت خاک	ارتفاع آب (cm)	میانگین Sp $cm/(min)^{0.5}$	میانگین Ap cm/(min)	بافت خاک	ارتفاع آب (cm)	میانگین Sp $cm/(min)^{0.5}$	میانگین Ap cm/(min)
Silty Clay	۳	۰/۴۶۸	۰/۰۲۱	Silty Loam	۳	۰/۵۷۵	۰/۰۲۸
	۵	۰/۷۵۲	۰/۰۳۱		۵	۰/۷۵۰	۰/۰۳۵
	۷	۰/۹۵۴	۰/۰۴۲		۷	۱/۰۱۹	۰/۰۵۰
Silty	۳	۰/۸۹۴	۰/۰۴۳	Silty Clay Loam	۳	۰/۷۷۱	۰/۰۳۵
	۵	۱/۰۰۳	۰/۰۴۷		۵	۱/۰۳۶	۰/۰۴۹
	۷	۰/۸۸۴	۰/۰۴۱		۷	۱/۱۰۰	۰/۰۵۰
Clay Loam	۳	۰/۹۰۱	۰/۰۴۱				
	۵	۱/۰۱۴	۰/۰۹۳				
	۷	۱/۱۷۴	۰/۰۵۲				

منابع

سپهوند ع.، طایی سمیرمی م.، میرنیا خ. و مرادی ح. ۱۳۹۰. ارزیابی حساسیت مدل‌های نفوذ نسبت به تغییرپذیری رطوبت خاک. نشریه آب و خاک ،دانشگاه فردوسی مشهد. ۲۵ (۲): ۳۴۶-۳۳۸.

کرمی ع.، همایی م.، بای‌بوردی م. و محمودیان شوشتری م.، ۱۳۹۱. کمّی سازی پارامترهای نفوذ آب به خاک با استفاده از مقیاس سازی. مجله پژوهش آب ایران، سال ششم، شماره یازدهم، صفحه‌های ۶۵ تا ۷۳.

طباطبایی، س.ح.، ۱۳۸۳. تغییرات زمانی معادله نفوذ آب در آبیاری جویچه‌ای متأثر از بافت خاک و مدیریت مزرعه. رساله دکتری آبیاری و زهکشی، دانشکده کشاورزی دانشگاه تهران.

Ma Y, Feng S, Su D, Gao G and Huo Z, 2010. Modeling water infiltration in a large layered soil column with a modified Green-Ampt model and HYDRUS-1D. Computers and Electronics in Agriculture 71: 40-47.

Mishra S.K, Tyagi J.V and Singh V.P, 2003. Comparison of infiltration models. Hydrological Processes 17: 2629-2652.

Mukheibir P, 2008. Water resources management strategies for adaptation to climate-induced impacts in South Africa. Water Resource. Management. 22:1259 –1276.

Rawls W, Yates P and Asmussen L, 1976. Calibration of selected infiltration equations for the Georgia Coastal Plain. Agricultural Research Service Report ARS-S-113.

بررسی نیاز مواد اصلاح کننده در آبشویی نیمرخ خاک منطقه رامشیر خوزستان

منصور شعبانی[1]، کامران محسنی‌فر[2]، ابراهیم پناهپور[2]
۱ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان. گروه خاکشناسی.
۲ عضو هیات علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات خوزستان. گروه خاکشناسی.

مقدمه

شوری پس از خشکی از مهم‌ترین و متداول‌ترین تنش‌های محیطی در سطح جهان و از جمله ایران است. (آخانی و قربانلی ، ۱۹۹۳). بخش قابل توجهی از اکوسیستم های طبیعی و زراعی دنیا تحت تنش شوری قرار داشته. (هافزی و همکاران ،۲۰۰۷) و خاک‌های تحت تاثیر شوری در بیش از ۱۰۰ کشور جهان با خصوصیات و گستردگی‌های متفاوت وجود دارند. (رنجاسامی ، ۲۰۰۵). از آن جایی که معمولاًدر مناطق خشک و نیمه‌خشک آب مصرفی در کشاورزی حاوی مقادیری از املاح محلول است، در طی زمان به ویژه با وضعیت زهکشی نامناسب و ضعیف، موجبات تراکم نمک‌های محلول را در خاک فراهم می‌سازد. در طی آبیاری‌های مکرر و با گذشت زمان مقدار زیادی از نمک به خاک اضافه شده، در نهایت در اثر شوری این اراضی، خاک‌ها تبدیل به سرزمین‌های شور و بی‌حاصل می‌شود. (چن و همکاران،۲۰۰۲). راهکارهای مختلفی برای گسترش تولیدات کشاورزی در یک محیط شور وجود دارد که از جمله آن ها اصلاح کردن محیط برای گیاه، و اصلاح گیاه برای محیط می‌باشد. (بهارات وشارما ،۲۰۰۵) بهسازی خاک‌های شور معمولاً با جابجایی نمک‌های تجمع یافته در سطح به پایین آغاز می‌شود و اصلاح این خاک‌ها با قطع جریان صعود کاپیلاری نیز مورد مطالعه قرار گرفته است. (یلفدر و همکاران ،۲۰۰۰). ریو (۱۹۵۷)، دیلمان (۱۹۶۳)، هافمن (۱۹۸۰)، پذیرا و کاواچی (۱۹۸۱) و ورما وگوپتا (۱۹۸۹) در ارتباط با تعیین مقدار آب لازم برای آبشویی نمک‌های محلول از نیم رخ خاک‌ها، انواعی از مدل‌های تجربی با روابط ریاضی توابع هذلولی، نمایی و توانی را ارائه کردند که هر یک از این روابط بر پایه بافت خاک، مقدار شوری اولیه و شرایط محل اجرای آزمونهای آبشویی تعیین شده‌اند. برای تعیین این روابط به غیر از رابطه ریو (۱۹۵۷) از روش آبشویی غرقاب متناوب استفاده شده است. پذیرا و کشاورز (۱۹۹۸) به منظور برآورد آب مورد نیاز آبشویی نمک‌های محلول در زمینهای شور و سدیمی جنوب شرقی استان خوزستان مدل تجربی (توانی) را ارائه دادند محسنی فر و همکاران (۲۰۰۶) به منظور بررسی امکان آبشویی نمکهای محلول از نیم رخ خاکها در منطقه ای در جنوب استان خوزستان یک مدل تجربی (ریاضی) معکوس ارائه داده و هم خوانی مناسبی بین ارقام نظری و تجربی را گزارش نمودند. هدف از اجرای این پژوهش، انجام آزمون‌های مزرعه‌ای در زمین‌های شهرستان رامشیر استان خوزستان برای بررسی شستشوی سدیم و املاح و نیاز مواد اصلاح کننده می‌باشد

مواد و روشها

منطقه مورد مطالعه، به مساحت ۲۲۰۰۰ هکتار واقع در جنوب شرق استان خوزستان و در محدوده شهرستان رامشیر واقع شده است.

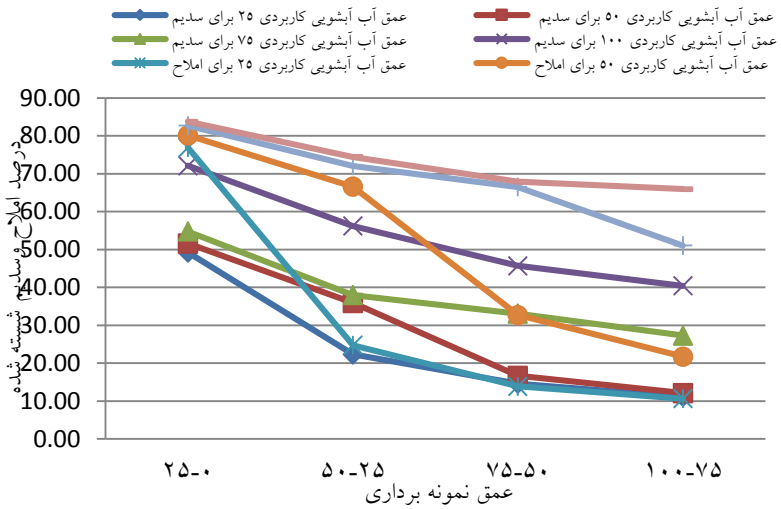
قطعه زمینی با کیفیت شیمیایی شور و سدیمی در بخشی از اراضی شهرستان رامشیر روستای سن انتخاب گردید. از سیزده کرت درست شده دوازده کرت، هر کرت به ابعاد ۱×۱ متر برای این آزمایش با چهار تناوب و سه تکرار برای تعیین مدل آبشویی با پشته‌های محکم با خاک خارج از کرت به طوری که فاصله کرت‌ها از هم یک متر در نظر گرفته شد، ایجاد گردید ضمناً به منظور تعیین میزان املاح قبل از آبشویی از یک کرت به عنوان شاهد بدون اضافه کردن آب اقدام به نمونه برداری گردید. در دور اول به هر کدام از کرت‌ها ۲۵ سانتی‌متر یا ۲۵۰ لیتر آب اضافه گردید و به طور تصادفی از هر کدام از تکرارها یک کرت انتخاب نموده و پس از خروج آب ثقلی از اعماق ۲۵-۰، ۵۰-۲۵، ۷۵-۵۰ و ۱۰۰-۷۵ سانتی‌متری با استفاده از اگُر خاکشناسی اقدام به نمونه برداری گردید.

کرت‌های نمونه برداری شده از دور آزمایش حذف، و۲۵۰ لیتر آب دیگر به کرت‌های باقی مانده آب اضافه گردید و پس از خروج آب ثقلی از هر کدام از تکرارها به طور تصادفی از اعماق ۲۵-۰، ۵۰-۲۵، ۷۵-۵۰ و ۱۰۰-۷۵ سانتی‌متری اقدام به نمونه‌برداری گردید. به همین ترتیب تا عمق ۱۰۰ سانتی‌متری اقدام به آبشویی و نمونه‌برداری نموده و نمونه‌ها پس از خشک شدن در هوای آزاد جهت محاسبه EC ، SAR به آزمایشگاه ارسال گردید. با استفاده از نرم‌افزار Excel درصد املاح و سدیم شسته شده برای اعماق مختلف آب آبیاری رسم شد.

نتایج و بحث

قبل از اعمال آبشویی بیشترین هدایت الکتریکی مربوط به عمق ۰-۲۵ سانتی‌متری یعنی ۴۸٫۶ دسی‌زیمنس بر متر می‌باشد که پس از انجام آبشویی در عمق ذکر شده به طور متوسط شوری خاک به۸٫۹۵ $\frac{ds}{m}$ کاهش پیدا کرده است. تا عمق ۱۰۰ سانتی‌متری خاک با اضافه کردن ۱۰۰ سانتی‌متر آب آبیاری به صورت میانگین از ۲۷٫۰۳ به ۱۶٫۹۳ $\frac{ds}{m}$ کاهش پیدا کرده است.

پس از رسم منحنی درصد املاح شسته شده مطابق شکل ۱، بیانگر این است که همراه با کاربرد ۱۰۰ سانتی‌متر آب آبیاری به منظور شستشوی املاح شستشوی سدیم به موازی با آن صورت نمی‌گیرد و خطر سدیم شدن اراضی وجود دارد. بنابراین نیاز، به اضافه کردن مواد اصلاح کننده خواهیم داشت.



شکل ۱- درصد املاح و سدیم شسته شده نسبت به عمق آب آبشویی

همراه با کاربرد ۱۰۰ سانتی‌متر آب کاربردی به منظور شستشوی املاح شستشوی سدیم موازی با آن صورت نمی‌گیرد و خطر سدیم شدن، اراضی را تهدید می‌کند. لذا نیاز به اضافه کردن مواد اصلاح کننده می‌باشد. زیرا سدیم کمتری همزمان با شستشوی املاح شسته می‌شود و باقی ماندن سدیم بدون املاح منجر به قلیایی شدن اراضی می‌گردد. بنابراین در شرایط معمولی خطر سدیمی شدن خاک وجود دارد و اضافه کردن مواد اصلاح کننده جهت آبشویی و اصلاح این خاک لازم می‌باشد. پیشنهاد می‌شود این آزمایش با استفاده از مقادیر مختلف مواد اصلاح کننده (آهک، گچ، اسیدسولفوریک، گوگرد ...) تکرار گردد. این آزمایش در مناطق دیگر با شوری و اسیدیته‌های متفاوت انجام گیرد و بهترین، جامع‌ترین و کامل‌ترین مدل برای خاک‌های منطقه تعیین گردد.

منابع

۱- آقاخانی، ع.۱۳۸۴.بررسی تاثیر شوری آب آبیاری و آبشویی خاک بر عملکرد گندم، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی اصفهان، دانشکده کشاورزی.

2- Akhani, H., and Ghorbanli, M. 1993. A contribution to the halophytic vegetable and flora of Iran. P 35-44, In: H. leith and A.A. Al Massom (eds), Towards the rational use of high salinity tolerant plants, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

3- Bharat, R., P. Sharma and S. Minhas. 2005. Strategies for managing saline alkali waters for sustainable agricultural production in South Asia,Agricultural Water Management,78:136-151.

4- Chen, S., Li, J., Fritz, E., Wang, S. & Huttermann, A. (2002). Sodium and chloride distribution in roots and transport in three poplar genotypes under increasing NaCl stress. Forest Ecol. Manage, 168: 217-230.

5- Ghassemi, F., A.J. Jakeman and H.A. Nix. 1995. Salinization of land and water resources. Center for Resource and Environmental studies. The Australian National University. Canberra ACT 0200. Australia.

6- Gilfedder, M.R., G. Mein and L.D. Connel. 2000. Border irrigation field experiment.II: Salt transport.J. Irrig.Drainage Eng. ASCE,126:92-97.

7- Guideline for application of the empirical and theoretical soil desalinization models. 2006. Publication No. 359, Management and Planning Organization of Iran.(In Persian)

8- Hafsi, C., Lakhdar, A., Rabhi, M., Debez, A., Abdelly, C., and Ouerghi, Z. 2007. Interactive effects of salinity and potassium availability on growth, water status, and ionic composition of Hordeum maritimum. J. Plant Nutr. Soil Sci. 170: 469-473.

9- Mohsenifar, K., Pazira, E., and Najafi, P. 2006. Evaluation different type of leaching models in two pilots of South-east Khuzestan Province. Journal of Research in Agricultural Science. 1:2. (In Persian).

10- Movahhedy-Dehnavy, M., Modarres-Sanavy, S. A. M. & Mokhtassi-Bidgoli, A. (2009). Foliar application of zinc and managanese improres seed yield and quality of safflower (Carthamus tinctorius L.) grown under water deficit stress. Industrial crops and products, 30: 82-92.

11- Pazira, E., 1997. Study on appropriate of leaching water for soil salt removal from saline and sodic soils of middle part of Khuzestan Province. Journal of Agricultural Engineering Research, 2:7. (In Persian).

12- Rajabzadeh, F., Pazira, E., and Mahdian, M.H. 2009. Comparison of three soil salt-leaching methods, in middle part of Khuzestan Province, 11th Iranian Soil Science Congress, Soil Management and Food Security, Gorgan. (In Persian).
13- Rengasamy, P. 2005. World salinisation with emphasis on Australia. Comp.Biochem. Phys. 141: 337-348.

مقایسه و ارزیابی برازش سه مدل ریاضی منحنی مشخصه رطوبتی خاک به روش بهینه‌سازی

شکوفه صالحی خشکرودی[1]، محمد علی غلامی سفیدکوهی[2]، میرخالق ضیاءتبار احمدی[3]، میثم رمضانی[4]
۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد آبیاری و زهکشی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری
۲- استادیار آبیاری و زهکشی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری
۳- استاد آبیاری و زهکشی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری
٤- دانشجوی دکتری آبیاری و زهکشی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع‌طبیعی ساری

مقدمه

منحنی مشخصه رطوبتی از جمله شناسه‌های مهم فیزیکی و هیدرولیکی خاک و بیانگر رابطه بین پتانسیل ماتریک و رطوبت خاک است. این ویژگی هیدرولیکی در مسائل آب و خاک مانند آبیاری و زهکشی، حفاظت خاک و حرکت املاح در خاک از اهمیت بسیاری برخوردار است. منحنی مشخصه‌ی رطوبتی خاک نسبت به زمان و مکان متغیر است و اطلاعات لازم در مورد ویژگی‌های فیزیکی خاک از قبیل تخلخل، هدایت هیدرولیکی را ارائه می‌کند. این منحنی به دلیل متأثر بودن از نیروهای جاذبه بین ذرات، شکل خلل و فرج خاک و همچنین تنوع بسیار زیاد این پارامترها حتی برای خاک خاص به قدری پیچیده است که هیچ رابطه ریاضی رضایت بخشی برای پیش‌بینی آن ارائه نشده است (عباسی، ۱۳۸۶). با این وجود تاکنون محققان علوم خاک مدل‌های مختلفی را به‌منظور پیش‌بینی منحنی مشخصه رطوبتی خاک ارائه داده‌اند.

کمپل در سال ۱۹۷۴ یک مدل فیزیکی-تجربی ارائه نمود که به صورت تابع نمایی قابل‌بیان است. این مدل دارای یک نقطه ناپیوستگی در نقطه ورود هوا می‌باشد. با وجود کارایی قابل‌قبول این مدل در مکش‌های کم، در مکش‌های نزدیک به نقطه پژمردگی از دقت زیادی برخوردار نیست (عباسی، ۱۳۸۶). هاتسون و کاس (۱۹۸۴) مدل کمپل را اصلاح و تابع سهموی را جایگزین تابع نمایی کردند. این مدل برخلاف رابطه کمپل، رابطه‌ای پیوسته بوده و برای همه‌ی رطوبت‌ها قابل استفاده است. مدل بروکز و کوری در سال ۱۹۶۴، برای بررسی جریان نفت در خاک بسط داده‌شده و به دلیل شکل ریاضی آن در فیزیک آب و خاک نیز مورد استفاده قرار گرفته است. این مدل مشابه مدل کمپل بوده، با این تفاوت که در این مدل رطوبت باقی‌مانده در خاک (Θ_r) نیز در نظر گرفته شده است. دیگر پارامتر موثر در این مدل، شاخص توزیع اندازه خلل و فرج خاک (λ) است. این مدل برای خاک‌های درشت بافت و دست‌خورده که λ بزرگ‌تری دارند موفق بوده و برای خاک‌های ریزبافت و دست‌نخورده که λ کوچک‌تری دارند موفق نبوده است (عباسی، ۱۳۸۶).

ون‌گنوختن (۱۹۸۰) مدلی ارائه داد که می‌توان گفت رایج‌ترین مدل ارائه‌شده برای مدل‌سازی منحنی مشخصه‌ی رطوبتی می‌باشد. تحقیقات مختلف نشان می‌دهد که این مدل در مکش‌های نزدیک به نقطه اشباع دقت کمی دارد. وگل و سیلسرووا در سال ۱۹۸۸ رابطه ون‌گنوختن را اصلاح نمودند و نشان دادند که مدل اصلاح‌شده در مکش‌های ماتریک نزدیک ناحیه اشباع دارای انعطاف بیشتری نسبت به مدل ون‌گنوختن می‌باشد. یکی از جدیدترین مدل‌های ارائه‌شده در این زمینه، مدل فردلاند و زینگ (۱۹۹۴) می‌باشد. این محققان با ارائه دو معادله مجزا با عناوین مدل پایه و مدل تصحیح‌شده و صحت‌سنجی این مدل‌ها، نتیجه گرفتند که این معادلات در بازه وسیع‌تری از بافت خاک ($۱۰^{۶}$- ۰ کیلو پاسکال) برای خاک‌های شنی، سیلتی و رسی از برازش خوبی برخوردار هستند. یکی از محدودیت‌های مدل‌های پیشنهادی، عدم محاسبه صریح ضرایب معادلات و نیاز به برازش مدل‌ها بر روی داده‌های اندازه‌گیری شده برای به‌دست آوردن این ضرایب می‌باشد. البته اخیراً

نرم‌افزارهای رایانه‌ای مانند ROSETTA و RETC (شاپ و همکاران، ۲۰۰۱; ون‌گنوختن و همکاران، ۱۹۹۱) برای پیش‌بینی و یا برازش ضرایب معادلات پر کاربرد مانند مدل ون‌گنوختن ارائه شده‌اند ولی تا کنون نرم‌افزاری برای برازش ضرایب معادلات جدید از جمله مدل فردلاند و زینگ ارائه نشده است.
این مطالعه با سه هدف ۱) مقایسه دقت مدل ون‌گنوختن (۱۹۸۰) و مدل‌های فردلاند و زینگ (۱۹۹۴) در برازش بر روی داده‌های اندازه‌گیری‌شده، ۲) کاربرد روش ساده بهینه‌سازی در برازش مدل‌ها و ۳) بررسی تأثیر ضریب تصحیح در دقت معادله فردلاند و زینگ انجام شده است.

مواد و روشها

برای رسیدن به اهداف پژوهش از ۱۵۸ نمونه خاک از دو بانک اطلاعات خاک، شامل بانک اطلاعاتی کرنلیس دارای ۵۸ نمونه خاک (کرنلیس و همکاران، ۲۰۰۱) و IGBP-DIS دارای ۱۰۰ نمونه خاک (تمپل و همکاران، ۱۹۶۶) استفاده‌شده است. اطلاعات غالب این بانک‌های اطلاعاتی شامل درصد شن، رس و سیلت خاک، چگالی ظاهری و رطوبت حجمی در مکش‌های مختلف می‌باشد. برخی از آماره‌ها مانند کمینه، بیشینه، میانگین و انحراف معیار خصوصیات فیزیکی خاک‌های مورد استفاده در این پژوهش در جدول (۱) ارائه شده است. منحنی مشخصه رطوبتی در این خاک‌ها از رطوبت اشباع تا مکش ۱۵۰۰۰ سانتی‌متر اندازه‌گیری شده است.

جدول ۱- خصوصیات فیزیکی بانک‌های اطلاعاتی خاک

	بانک داده کرنلیس (N=۵۸)				بانک داده IGBP-DIS (N=۱۰۰)			
متغییر	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف معیار	کمینه	بیشینه	میانگین	انحراف معیار
مقدار رس (درصد)	۲	۶۴	۱۵/۲۵	۱۲/۱۸	۳/۴	۹۱/۱	۴۰/۷۴	۲۲/۹۶
مقدار سیلت (درصد)	۱	۷۹	۳۵/۰۹	۲۲/۱۴	۰/۸	۷۶	۲۹/۲۱	۱۹/۴۱
مقدار شن (درصد)	۴	۹۶	۴۹/۶۸	۲۸/۳۶	۰/۵	۹۵/۸	۳۰/۰۶	۲۵/۳۱
چگالی ظاهری ($gr.cm^{-3}$)	۱/۰۵	۱/۷۷	۱/۴۷	۰/۱۶	۰/۵	۱/۶۹	۱/۱۹	۰/۳۲
رطوبت اشباع (m^3/m^3)	۰/۳۱	۰/۶۳	۰/۴۱	۰/۰۶	۲۸/۶	۷۸/۴	۵۱/۷۸	۱۱/۴۴

مدل‌های ون‌گنوختن (۱۹۸۰)، فردلاند و زینگ (۱۹۹۴) و ضریب تصحیح مدل فردلاند و زینگ به ترتیب به شرح زیر می‌باشند:

$$\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}=\left[1+(\alpha h)^n\right]^{-m} \qquad (۱)$$

$$\frac{\theta}{\theta_s}=C(h)\left[\ln(e+(\alpha h)^n)\right]^{-m} \qquad (۲)$$

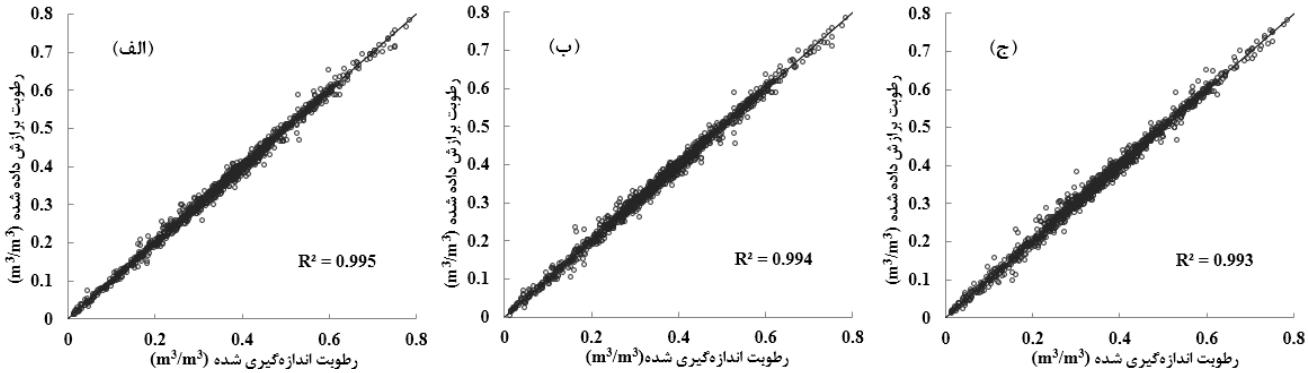
$$C(h)=\frac{-\ln(1+h/h_r)}{\ln(1+(1000000/h_r)}+1 \qquad (۳)$$

در این معادلات، θ_s رطوبت حجمی اشباع خاک، θ_r رطوبت باقی‌مانده در خاک، h_r مکش معادل رطوبت باقی‌مانده در خاک و n ،α و m پارامترهای تجربی می‌باشند. همچنین پارامترهای m و α به ترتیب از صفر تا یک و از صفر تا بینهایت قابل تغییر هستند. برای هر یک از مدل‌ها، سعی در برازش هر یک از این معادلات بر

روی نمونه‌های خاک مذکور با استفاده از روش بهینه‌سازی با هدف کمینه‌سازی مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) شد. بدین منظور از افزونه سلور نرم‌افزار ماکروسافت اکسل استفاده شد.
به‌منظور مقایسه و ارزیابی انعطاف‌پذیری و امکان برازش مدل‌ها بر روی مقادیر اندازه‌گیری‌شده، از پارامترهای میانگین باقی‌مانده‌ها (MR)، مجذور میانگین مربعات خطا (RMSE) و ضریب آکائیک (AIC) استفاده شد.

نتایج و بحث

در شکل (۱) مقادیر رطوبت اندازه‌گیری‌شده در مقابل رطوبت برازش داده‌شده برای سه مدل ذکر شده رسم شده است.



شکل ۱- رطوبت اندازه‌گیری‌شده در مقابل رطوبت برازش داده‌شده برای سه مدل الف) ون‌گنوختن، ب) فردلاند و زینگ (بدون ضریب تصحیح) و ج) فردلاند و زینگ (با ضریب تصحیح)

همان‌گونه که شکل (۱) نشان می‌دهد، به‌طور کلی برازش تمامی مدل‌ها قابل‌قبول می‌باشد. همچنین می‌توان نتیجه گرفت که روش بهینه‌سازی پیشنهاد شده، درحالی‌که بسیار ساده می‌باشد، از کارایی خوبی نیز برخوردار است. بنابراین برای برازش مدل‌های منحنی مشخصه می‌توان به راحتی از نرم‌افزار در دسترس، ماکروسافت اکسل استفاده نمود و بدین‌منظور نیاز به استفاده از نرم‌افزارهای پیچیده‌ای همچون متلب نمی‌باشد. هر چند از لحاظ بصری تفاوت چندانی بین شکل‌های فوق نمی‌باشد، ولی قابل مشاهده است که تراکم نقاط حول خط یک‌به‌یک به ترتیب از شکل ۱-الف، ۱-ب و ۱-ج به مقدار کمی کاهش می‌یابد. این مطلب نشان از کاهش توانایی در مدل‌سازی منحنی مشخصه رطوبتی خاک (هر چند به مقدار کم)، به ترتیب بین مدل‌های ون‌گنوختن، فردلاند و زینگ (بدون ضریب تصحیح) و فردلاند و زینگ (با ضریب تصحیح) دارد.
پارامترهای آماری محاسبه‌شده در جدول (۲)، نتایج فوق را تأیید می‌نماید. به طور کلی کمترین مقدار RMSE برای تمامی داده‌ها مربوط به مدل ون‌گنوختن (۰/۰۱۰۳) و بعد از آن متعلق به مدل فردلاند و زینگ (بدون ضریب تصحیح) می‌باشد. بیشتر بودن این مقدار در مدل فردلاند و زینگ (با ضریب تصحیح) نسبت به سایر مدل‌ها نشان از آن دارد که اضافه شدن ضریب تصحیح به معادله فردلاند و زینگ، برای نمونه خاک‌های استفاده‌شده در این پژوهش، نه تنها نتوانسته دقت این مدل را افزایش دهد، بلکه به مقدار کمی، دقت آن را کاهش داده است.

جدول۲- پارامترهای آماری محاسبه‌شده برای روش‌های مختلف

مدل	بانک داده کرنلیس (N=۵۸)			بانک داده IGBP-DIS (N=۱۰۰)			تمام داده‌ها (N=۱۵۸)		
	RMSE	MR	AIC	RMSE	MR	AIC	RMSE	MR	AIC
ون گنوختن	۰/۰۰۸۷	۰/۰۰۱	-۲۴۵۶	۰/۰۱۱	۰/۰۰۳	-۳۵۸۰	۰/۰۱۰۳	۰/۰۰۲	-۳۱۶۷
فردلاند و زینگ، (بدون ضریب تصحیح)	۰/۰۰۹۶	-۰/۳۱۴	-۲۴۰۹	۰/۰۱۳	-۰/۳۸۲	-۳۴۸۶	۰/۰۱۱۵	-۰/۳۵۷	-۳۰۹۱
فردلاند و زینگ (با ضریب تصحیح)	۰/۰۰۹۱	-۰/۳۱۴	-۲۴۳۴	۰/۰۱۴۱	-۰/۳۸۲	-۳۳۹۷	۰/۰۱۲۳	-۰/۳۵۷	-۳۰۴۴

البته ضریب ذکر شده برای افزایش دقت مدل‌سازی در مکش‌های بسیار زیاد (تا حدود $۱۰^{۶}$ کیلوپاسکال)، به این معادله اضافه شده است و با توجه به عدم اندازه‌گیری رطوبت و مکش در مکش‌های زیاد در بانک‌های خاک استفاده‌شده در این پژوهش، می‌توان انتظار داشت که تأثیر این ضریب در افزایش دقت در مکش‌های کم مشهود نباشد. به طور کلی کمتر بودن دقت مدل فردلاند و زینگ نسبت به مدل ون‌گنوختن با نتایج باقری و زمردیان (۱۳۹۱) مغایرت دارد. این پژوهشگران نتیجه گرفته بودند که مدل فردلاند و زینگ تخمین نسبتاً بهتری از مدل ون‌گنوختن ارائه می‌دهد.

مقادیر مثبت MR نشان می‌دهد که برازش مدل ون‌گنوختن منجر به مقدار کمی بیش‌برآورد می‌شود. همچنین برازش مدل‌های فردلاند و زینگ به طور کلی باعث می‌شود مقادیر برازش‌داده‌شده کمتر از مقادیر واقعی باشند (مقادیر منفی MR). با توجه به مقدار ضریب AIC بهترین مدل برای برازش بر روی داده‌های استفاده‌شده در این پژوهش، مدل ون‌گنوختن انتخاب می‌شود.

منابع

۱-عباسی ف، ۱۳۸۶. فیزیک خاک پیشرفته. انتشارات دانشگاه تهران.

۲-باقری، پ و زمردیان س.م.ع.، ۱۳۹۱. تخمین منحنی مشخصه رطوبتی و هدایت هیدرولیکی غیراشباع خاک در تراکم‌های مختلف دو نمونه خاک با بافت متفاوت. مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی-علوم آب و خاک، جلد هفدهم، شماره ۶۳، صفحه‌های ۱۷۹ تا ۱۹۰.

3- Cornelis WM, Ronsyn, J, Van Meirvenne M. and Hartmann R, 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the soil moisture retention curve. Soil Science Society of America Journal. 65:638–648.
4- Fredlund DG. and Xing A, 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. Can. Geotech. J. 31: 521–532.
5- Schaap MG, Leij FJ, van Genuchten MTh, 2001. ROSETTA: a computer program for the estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. J Hydrol. 251:151-162.
6- van Genuchten MTh, 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci Soc Am J. 44:892–898.
7- van Genuchten MTh, Leij FJ, and Yates SR, 1991. The RETC Code for quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils, Version 1.0. US Salinity Laboratory, USDA, Riverside, California.

اثر منبع و مقدار نیتروژن بر ویژگی‌های رشد ذرت در سطوح مختلف فشردگی خاک

فاطمه جلیلیان[۱]، نصرت اله نجفی[۲] و عادل ریحانی‌تبار[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
۲- دانشیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز
۳- استادیار گروه علوم خاک، دانشکده کشاورزی، دانشگاه تبریز

مقدمه

در طی ۳۰ سال گذشته به‌دلیل مکانیزه شدن کشاورزی و افزایش وزن ماشین‌های کشاورزی، فشردگی خاک به‌صورت یک مشکل چند بعدی در مقابل کشاورزی پایدار قد علم نموده است که شامل اثر متقابل ماشین، خاک، گیاه و اقلیم است. فشردگی خاک عبارت است از کاهش تخلخل خاک همراه با خروج هوا از منافذ آن. تغییر شکل ایجاد شده بر اثر تردد ماشین‌های سنگین در حالت تر در سطح خاک، پس از برطرف شدن نیروهای خارجی، به حالت اول برنمی‌گردد (جانسون و بیلی، ۲۰۰۲). عامل‌های مؤثر بر شدت فشردگی ایجاد شده ناشی از تردد ماشین آلات سنگین در مزرعه عبارتند از میزان و توزیع فشار ایجاد شده از طریق وسیله مورد نظر و ویژگی‌های خاک مثل بافت، ساختمان و میزان آب خاک (هاکانسون و ورهیس، ۱۹۹۸). برای تعیین قابلیت فشردگی خاک از میزان تغییر برخی ویژگی‌های فیزیکی از قبیل جرم مخصوص ظاهری، تخلخل و نسبت پوکی استفاده شده است (کالری، ۱۹۹۳). نیرویی که ریشه گیاه برای غلبه بر مقاومت مکانیکی خاک و نفوذ در آن اعمال می‌کند بسته به نوع گیاه از ۰/۲۴ تا ۱/۵۴ مگاپاسکال متفاوت است (گریسن، ۱۹۸۶). عملکرد ذرت در بیشتر مناطق خشک ونیمه‌خشک کشور به دلیل پایین بودن مقدار مواد آلی خاک و کمبود نیتروژن پایین است. این مشکل باید با استفاده از کودهای نیتروژن برطرف شود. متأسفانه این کودها به‌صورت مؤثر استفاده نشده و کارایی آنها پایین است (ملکوتی و نفیسی، ۱۳۷۱). متولی و همکاران (۱۹۹۸) در مقایسه استفاده از کودهای شیمیایی نیتروژن و کودهای آلی (کود دامی و کود سبز) بر عملکرد ذرت اظهار نمودند مصرف کود شیمیایی نیتروژن در کوتاه مدت عملکرد را به‌طور معنی‌داری نسبت به کود آلی افزایش می‌دهد.

مواد و روش‌ها

این تحقیق در ایستگاه تحقیقاتی دانشکده کشاورزی دانشگاه تبریز در شرایط مزرعه‌ای و آزمایشگاهی انجام شد. ابتدا قطعه زمینی انتخاب و از عمق ۲۰-۰ سانتی‌متری آن نمونه مرکب تهیه شد و بعد از هواخشک کردن و عبور از الک دو میلی‌متری، ویژگی‌های شیمیایی و فیزیکی اندازه‌گیری شد. سپس گلدان‌های مخصوصی از جنس لوله‌های پی‌وی‌سی به قطر داخلی ۱۵/۴ سانتی‌متر تهیه شد. خاک قطعه زمین انتخابی از الک ۴/۷۵ میلی‌متری عبور داده شد و خوب مخلوط شد و درصد رطوبت هواخشک آن تعیین شد. سپس آزمایشی به‌صورت فاکتوریل و در قالب طرح بلوک‌های کامل تصادفی با ۱۴ تیمار و ۳ تکرار جمعاً ۴۲ واحد آزمایشی انجام شد. فاکتورها شامل منبع و مقدار نیتروژن در ۷ سطح، شاهد، کودهای اوره، نیترات‌آمونیوم و سولفات‌آمونیوم هر یک در ۲ سطح (۱۵۰ و ۳۰۰ mg N/kg) و جرم مخصوص ظاهری (به‌عنوان شاخصی از فشردگی خاک) در ۲ سطح (۱/۲ و ۱/۷ g/cm^3) بود. ابتدا ۱۰ کیلوگرم خاک خشک عبور یافته از الک ۴/۷ میلی‌متری توزین شد و در یک تشتک ریخته شد. سپس یک‌سوم کودهای نیتروژن به‌صورت محلول به آن افزوده شد. سپس با افزودن آب

مقطر رطوبت خاک به حدود ظرفیت مزرعه رسانده شد. برای انجام دقیق و یکنواخت عمل فشردگی، لوله‌های پی‌وی‌سی از قاعده به بالا به سه قسمت مساوی تقسیم و با ماژیک علامت‌گذاری شد. آنگاه خاک مورد نظر با توجه به یک‌سوم وزن کل، در ۳ نوبت فشرده شد. برای فشردن خاک در هر قسمت از ارتفاع لوله پی‌وی‌سی، از یک پتک فلزی استفاده شد. پس از ایجاد سطوح فشردگی مورد نظر برای اینکه بذرها به راحتی جوانه بزنند به ارتفاع ۵ سانتی‌متر خاک نرم روی خاک متراکم شده هر لوله ریخته و پس از آماده‌سازی گلدان‌ها، در هر گلدان تعداد ۸ بذر ذرت (*Zea mays* L.) رقم سینگل کراس ۷۰۴ کاشته شد و پس از استقرار گیاهان به سه عدد تنک شد. گلدان‌ها با آب یکسانی آبیاری شد. برای تعیین آب آبیاری مورد نیاز از تشت تبخیر استفاده شد. کودهای نیتروژن در سه بار مصرف شد. یک‌سوم آن‌ها قبل از کشت به‌صورت محلول به خاک هر تیمار افزوده و خوب مخلوط شد. یک‌سوم آن نیز یک ماه بعد از کشت و یک‌سوم بعدی دو ماه بعد از کشت به‌صورت محلول به خاک هر تیمار اضافه شد. در طول دوره رشد شاخص کلروفیل برگ‌ها، قطر ساقه در محل طوقه، طول و عرض برگ‌ها، ارتفاع گیاهان تعیین شد. گیاهان پس از ۴ ماه رشد برداشت و وزن تر و خشک بخش هوایی آنها تعیین شد. تجزیه آماری داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای MSTATC و SPSS و مقایسه میانگین‌ها با آزمون LSD در سطح احتمال پنج درصد انجام شد. هدف از انجام این تحقیق بررسی اثر منبع و مقدار نیتروژن بر ویژگی‌های رشد ذرت در سطوح مختلف فشردگی خاک بود.

نتایج و بحث

تجزیه واریانس نشان داد که اثرهای اصلی نیتروژن و فشردگی خاک و اثر متقابل آنها بر وزن تر و خشک بخش هوایی، قطر ساقه، ارتفاع گیاه، عرض برگ و شاخص کلروفیل برگ‌های ذرت معنی‌دار بود (جدول ۲).

مقایسه میانگین‌ها با آزمون LSD در سطح احتمال پنج درصد نشان داد که با افزایش سطوح فشردگی خاک وزن تر و خشک بخش هوایی، قطر ساقه، طول و عرض برگ و ارتفاع گیاه ذرت به‌طور معنی‌داری کاهش یافت (جدول ۱).

بیشترین وزن خشک بخش هوایی و شاخص کلروفیل در جرم مخصوص ظاهری ۱/۲ g/cm^3 در کود اوره سطح ۳۰۰ mg N/kg مشاهده شد.

کمترین قطر ساقه و عرض برگ در جرم مخصوص ظاهری ۱/۷ g/cm^3 و بدون مصرف کود نیتروژن (شاهد) مشاهده شد. فشردگی خاک به دلایل مختلف سبب کاهش رشد و عملکرد گیاهان می‌گردد که از جمله آنها تخریب ساختمان خاک، کاهش مقاومت خاکدانه‌ها و امکان ایجاد فرسایش خاک، کاهش رشد ریشه و عدم دسترسی آن به مواد غذایی، کاهش تهویه خاک، کاهش سرعت حرکت آب و مواد غذایی به‌طرف ریشه می‌باشند. قابل ذکر است که اگرچه کل زیست توده ریشه ممکن است ثابت بماند ولی حجم کمتری از خاک برای جذب آب و مواد غذایی در اختیار ریشه قرار خواهد گرفت (نادیان و همکاران، ۱۹۹۸). در خاک‌های فشرده، مقاومت مکانیکی خاک در برابر رشد ریشه و کاهش تهویه اغلب از دلایل اصلی برای کاهش عملکرد است و به‌طور معنی‌داری ظرفیت تولید خاک را مختل می‌کند (سوان و وان، ۱۹۸۱). رشد ریشه گیاهان در خاک فشرده زیرین به‌طور مستقیم با افزایش مقاومت مکانیکی خاک و به‌طور غیرمستقیم به‌واسطه کمبود اکسیژن محدود می‌شود که این امر سبب تجمع نیتروژن معدنی در خاک زیرین و ممانعت از جذب آن توسط گیاه می‌شود (کاستیلو و همکاران،۱۹۸۲).

هارداس و اراجین هروستوس (۱۹۸۵) در بررسی‌های جداگانه در مورد تأثیر نیتروژن بر عملکرد ذرت به ترتیب به‌کارگیری ۱۸۰ و ۲۰۰ کیلوگرم نیتروژن در هکتار را برای دستیابی به عملکرد مطلوب ذرت گزارش نمودند. لیپیک و استپ‌نیوسکی (۱۹۹۵) گزارش دادند که معدنی شدن نیتروژن در خاک فشرده به‌وسیله کاهش تهویه خاک، کاهش نفوذ آب در خاک و افزایش سطح رواناب تحت تأثیر واقع می‌شود.

جدول ۱- مقایسه میانگین‌های وزن تر و خشک بخش هوایی، قطر ساقه، شاخص کلروفیل، طول برگ، عرض برگ و ارتفاع ذرت تحت اثرات متقابل فشردگی خاک، منبع و مقدار کود نیتروژن

ویژگی‌های رشد	جرم مخصوص ظاهری (g/cm^3)	بدون کود (شاهد)	اوره (mg N/kg)		نیترات آمونیوم (mg N/kg)		سولفات آمونیوم (mg N/kg)	
			۱۵۰	۳۰۰	۱۵۰	۳۰۰	۱۵۰	۳۰۰
وزن تر بخش هوایی (g/pot)	۱/۲	۱۰۴/۴e	۱۹۳/۹c	۲۸۷/۸a	۲۱۵/۶b	۲۷۲/۹a	۲۲۷/۶b	۲۷۷/۱a
	۱/۷	۵۷/۰g	۷۵/۹fg	۱۵۷/۳d	۱۵۴/۳d	۲۱۵/۶b	۱۸۳/۶c	۷۸/۳f
وزن خشک بخش هوایی (g/pot)	۱/۲	۲۱/۵e	۴۱/۴c	۷۱/۷a	۴۶/۳c	۶۵/۰b	۴۷/۲c	۶۳/۶b
	۱/۷	۱۱/۱f	۱۴/۸f	۳۳/۴d	۳۱/۷d	۴۲/۵c	۴۱/۰c	۱۵/۳ef
قطر ساقه (cm)	۱/۲	۱/۴f	۱/۸e	۲/۴ab	۲/۲bc	۲/۲ab	۲/۱۶c	۲/۵a
	۱/۷	۱/۲g	۱/۳f	۱/۸e	۱/۹de	۲/۱cd	۱/۹de	۱/۴f
ارتفاع گیاه (cm)	۱/۲	۷۵/۵c	۷۶/۵c	۸۲/۰abc	۹۰/۰a	۸۱/۰abc	۷۹/۵bc	۷۵/۰c
	۱/۷	۵۹/۵d	۶۱/۸d	۷۸/۰bc	۷۸/۰bc	۸۷/۰ab	۷۸/۵bc	۶۴/۵d
طول برگ (cm)	۱/۲	۳۸/۸ef	۴۰/۲de	۴۴/۵ab	۴۶/۰a	۴۴/۲ab	۴۲/۵bcd	۳۹/۰ef
	۱/۷	۳۶/۸f	۳۷/۰f	۴۳/۲a-d	۴۵/۲ab	۴۳/۶abc	۴۰/۷cde	۳۶/۰f
عرض برگ (cm)	۱/۲	۷/۰f	۷/۸cde	۸/۹a	۸/۲b	۸/۹a	۸/۱bc	۸/۳b
	۱/۷	۵/۷g	۶/۹f	۷/۹bcd	۷/۶de	۸/۳b	۷/۶e	۶/۹f
شاخص کلروفیل	۱/۲	۳/۶ef	۴/۱cde	۶/۱a	۴/۲cde	۴/۶bc	۴/۱cde	۳/۶ef
	۱/۷	۵/۱b	۳/۰g	۲/۸g	۴/۴cd	۳/۲fg	۳/۹de	۳/۷ef

در هر ستون، میانگین‌های دارای حداقل یک حرف لاتین مشترک، در سطح احتمال ۵ درصد با آزمون LSD تفاوت معنی‌داری ندارند.

جدول ۲-تجزیه واریانس تأثیر فشردگی خاک، منبع و مقدار کود نیتروژن بر وزن تر و خشک بخش هوایی، قطر ساقه، طول برگ، عرض برگ، شاخص کلروفیل و ارتفاع ذرت

منبع تغییر	درجه آزادی	میانگین مربعات						
		وزن تر بخش هوایی (g/pot)	وزن خشک بخش هوایی (g/pot)	قطر ساقه (cm)	ارتفاع گیاه (cm)	طول برگ (cm)	عرض برگ (cm)	شاخص کلروفیل
تکرار	۲	۲۴۱/۲$^{n.s}$	۳۳/۷۴$^{n.s}$	۰/۰۰۷$^{n.s}$	۱۰/۴۵$^{n.s}$	۲/۵۵$^{n.s}$	۰/۰۳$^{n.s}$	۰/۱۱$^{n.s}$
منبع و مقدار نیتروژن	۶	۹۲۵۷۵/۰۷*	۵۹۵۶/۴۳*	۱/۷۲*	۵۸۵/۰۱*	۳۴/۵۶*	۸/۸۳*	۳/۷۷*
فشردگی	۱	۱۸۵۱۰/۷۵*	۱۰۵۹/۸۵*	۰/۵۹*	۳۱۱/۳۱*	۶۵/۴۳*	۳/۴۲*	۰/۸۰*
منبع و مقدار نیتروژن × فشردگی	۶	۴۹۹۵/۷۹*	۳۴۸/۴۹*	۰/۱۵*	۹۷/۷۰*	۱/۵۲$^{n.s}$	۰/۱۸*	۳/۳۶*
خطای آزمایش	۲۶	۱۴۱/۱۲$^{n.s}$	۱۴/۰۹$^{n.s}$	۰/۰۲$^{n.s}$	۳۰/۱۲$^{n.s}$	۳/۳۴$^{n.s}$	۰/۰۵$^{n.s}$	۰/۱۲$^{n.s}$
ضریب تغییرات (٪)		۶/۶۵	۹/۶۲	۷/۵	۷/۲	۴/۴۳	۲/۹۲	۸/۷۳

n.s و * به‌ترتیب غیرمعنی‌دار و معنی‌دار در سطح احتمال ۵٪

منابع

۱. ملکوتی، م. ج. و م. نفیسی. ۱۳۷۱. مصرف کود در اراضی زراعی فاریاب و دیم. انشارات دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

2. Castillo, S.R., R.H. Dowdy., J.M. Bradford and W.E. Larson. 1982. Effects of applied mechanical stress on plant growth and nutrient uptake. Agron. J. 74(3): 526-530.
3. Cullery, J.L.B. 1993. Density and compressibility. In: Carter, M.R. (Ed.), Soil Sampling and Methods of Analysis. Lewis Publishers. Boca Raton. Fla. USA. 529-540.
4. Greacen, E.L. 1986. Root response to soil mechanical properties. Trans. 13th Cong. Int. Soc. Soil. Sci. Hamburg. 5: 20-47.
5. Hakansson, I. and W.B. Voorhees. 1998. Soil compaction. In: Lal, R., W.H. Blum, C. Valention, B.A. Stewart (Eds.), Methods for Assessment of Soil Degradation. CRC Press. Boca Raton. FL. 167-179.
6. Hardas, G. an d M.K. Aragiaanne-Hrestous. 1985. Long term fertilizer trail in the Kopais area with a two-yearrotation of maize and wheat. I: The effect of N. P. and K. application on yield. Georgike Ereuna. 9: 81-90.
7. Johnson, C.E. and A.C Bailey. 2002. Soil compaction. In: Advances in soil dynamics. ASAE. 2: 155-178.
8. Lipiec, J. and W. Step Niewski. 1995. Effect of soil compaction and tillage systems on uptake and losses of nutrients. Soil. Til. Res. 35: 37-52.
9. Mathuva, M.N., M.R. Rao., P.C. Smithson and R. Coe. 1998. Improving maize (*Zea mays L.*) yield in semiarid highlands of Kenya; Agroforestry or inorganic fertilizers. Field. Crop. Res. 55: 57-72.
10. Nadian H., S.E. Smit., A.M. Aiston, R.S. Murray and B.D. Siebert. 1998. Effects of soil compaction on phosphorous uptake and growth of Trifolium subterraneum colonized by four species of vesicular arbuscular mycorrhizal fungi. New Phytol. 139: 155-165.
11. Soane, B.D., P.S. Blackwell, J.W. Dickson and D.J. Painter. 1981. Compaction under tyers and other running gear. Soil. Til. Res. 1: 373-400.

EFFECT OF SOIL CONDITIONERS AND GEOGRIDES ON RUNOFF AND SEDIMENT LOSS IN STEEP SLOPS, USING RAINFALL SIMULATOR

H. ROUHIPOUR[1], A. AKBARZADEH[2]
1- Associate professor, Research Institute of Forests and Rangelands, P.O. Box 13185-116 Iran. Tehran
2- Master student, Department of Soil science, College of Agriculture and Natural Resources, University of Tehran, Karaj, Iran.

SUMMARY
This study examines the influence of soil conditioners, both synthetic material and natural amendment, and geogrides on stabilization of steep slopes in order to control erosion and sediment loss. Laboratory experiments were carried out using rainfall simulator and small flume facilities. 216 experiments were conducted on a heavy clay soil taken from a marl hill located on the downstream part of Zanjan river catchment, Zanjan province of Iran. For all the experiments approximately 100 Kg of soil was packed in the 1×1× 0.1 meter flume and leveled manually. For each experiment, 3 slopes, ranging between 5 to 20 percent, were used. Treatments were five types of geogrids (made from polypropylene materials) with regular grid network of square apertures with 5.5, 3, 1.5, 1 and 0.5 cm, diameter and two soil conditioners of Gypsum and PAM (Polyacrylamide). Soil surface with and without treatments in the flume were subjected to 3 simulated rainstorm intensity of 25, 50 and 75 mm h^{-1}, on 4 different slopes of 15, 20 ,25 and 30 percent. Runoff water, percolation water, sediment yield, shear strength of soil surface and splash of soil particles were measured for each run which lasted for 60 minutes. The results showed that all treatments significantly reduced sediment loss compared to the control. Furthermore, results showed that geogids with apertures of 1.5 and 0.5 cm diameter were the most effective treatments in controlling sediment loss and runoff. It was found that application of 30 Mg ha^{-1} gypsum reduced sediment loss by 92% compared to control treatment. Furthermore amending soil surface with soil conditioners did not reduce runoff significantly compared to control treatment at steep slopes.
Key words: Soil conditioners, geogrid materials, simulated rainfall, runoff and sediment yield.

INTRODUCTION
Numerous studies have shown that dissipation of raindrop energy by any means, natural or artificial, leads to reduce erosion. In particular Ziegler and Sutherland (1998) claimed that some of erosion control materials (natural and synthetic) are able to reduce runoff and sediment loss significantly compared to control.
Agassi (1997) used 5 types of geomembranes to reduce runoff and erosion on 50% slope under laboratory and field conditions. The membranes dissipated the energy of impacting drops and reduced runoff significantly compared with the control. There was no significant difference among membranes regarding their effect on runoff. Another way of increasing the stability of soil structure is by the use of soil conditioners, which improve the physical properties of soils, and these include synthetic polymers and natural material like gypsum (Ben-Hur, 2006).
Polyacrylamide (PAM) is one of the synthetic polymers with the ability to enhance soil stabilization. This polymer is able to reduce soil detachment, maintain the soil structure and increase infiltration rate early in the rain events. PAM has been shown to be an effective polymer in reducing erosion in furrow irrigation on fine silt/clay soils (Lado et al., 2004.).
Another group of soil conditioners are the cementations-based binders such as gypsum. Calcium ions are effective at improving soil structure and increasing water infiltration. In addition, calcium and sulfur are important micronutrients for plants (Alcordo and Rechcigl, 1995). Tang et al., (2006) reported that because of the economical advantages of gypsum, application of PAM along with gypsum can be

recommended for increasing their efficiency in promoting aggregate stability and reducing runoff and sediment yield.

The present study was therefore, carried out with the objective of testing the effect of soil conditioners and geogids materials on stabilization of sloping soil bed, using rainfall simulator and small flume facilities.

METHODS AND MATERIALS

The site of sampling was in a village in Zanjan province of Iran, located on downstream side of Zanjanrood River. Sampling was conducted on 15 cm of the soil surface from one of the sloping lands of this region. Experimental treatments consisted of soil without cover and amendments (control), and soil with geogrid covering and amendments. For each experiment approximately 100 kg of soil was packed in the 1×1×0.1 m tilting flume (adjustable between 0 and 50% slope), leveled manually, and then saturated for 24 hours.

Before each run geogrid was installed on soil surface with U shape steel pins to provide complete contact with the soil surface (Fig.1). Five types of geogrid (made from polypropylene materials) with regular grid network of square apertures with 5.5, 3, 1.5, 1 and 0.5 cm in diameter, were used in these experiments.



Fig.1 Experimental flume with geogrid network

For amendments treatments dry granular anionic PAM copolymer with a molecular weight of about 5 Mg mole/L was used. Before the application of PAM this polymer was dissolved in water and then sprayed on the soil surface with 3 solution concentration of 25, 50 and 75 kg ha^{-1}. Also 10, 20 and 30 Mg ha^{-1} dry powder of natural inorganic gypsum was mixed with upper 5 mm of the soil surface. Also combination of 25 kg ha^{-1} PAM + 10 Mg ha^{-1} gypsum, 50 kg ha^{-1} PAM + 20 Mg ha^{-1} gypsum and 75 kg ha^{-1} PAM + 30 Mg ha^{-1} gypsum was investigated in this study**.**

A spray-type rainfall simulator with oscillating nozzle was used in the studies. Mean drop size of produced rainfall was 1.5 mm diameter with a kinetic energy of 15.1 J mm m^{-2}. Runoff and percolated water, sediment yield, shear strength of soil surface and splash of soil particles were measured for each run. Runoff was collected at different time interval for 60 minutes after runoff initiation. Weight and volume of runoff samples were recorded. Sediment concentrations were

determined gravimetrically using the evaporation method from collected runoff samples at different times (Brakensiek *et al*., 1979). Splashed soil particles were collected and measured for each run after drying the samples in the oven.
Water stable aggregate (WSA) and mean weight diameter of soil particles (MWD) before and after treatment with soil conditioners were determined using wet sieving method. Soil shear strength was measured with Tore vane.

RESULTS AND DISCUSSION

All measured sediment concentrations; runoff rates and percolated water were calculated and plotted against the treatments used in this study. As an example, the effect of geogrids on reducing sediment concentration is presented in Fig. 2. As shown in this figure at 30 % slope and three rainstorm intensities, with decreasing the aperture of geogrid network, sediment concentration is reduced due to more coverage of soil bed with geogrid. The same trend was found for other three slopes investigated. The effect of gypsum and Polyacrylamide (PAM) on reducing runoff rate and sediment concentration was carried out in the same manner as Fig.1 not shown here.

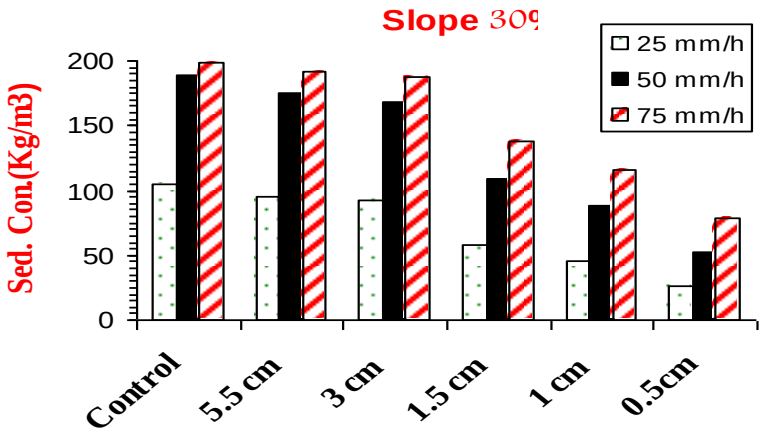


Fig.2 Changes in sediment concentration with geogrid of different aperture diameters at 30% slope and three simulated rain intensities.

The results of the experiments in terms of soil conditioners indicate that the application of inorganic gypsum on clay soil at different slops and rain intensities reduced sediment loss by 11-44, 48-64, and 85-92% for the application rates of 10, 20 and 30 Mg ha^{-1} respectively when compared with the control. The higher efficiency of 30 Mg ha^{-1} gypsum in reducing sediment loss was presumably due to improving soil aggregate stability.
Application of PAM up to 50 kg ha^{-1} had no significant effect on reducing sediment concentration at high slope of 30% under rain intensities of 50 and 75 mm h^{-1}. Whereas, the effect of same amount of PAM was relatively high at 15, 20 and 25% slopes under all rain intensities used in this study.

Combined application of 75 kg ha^{-1} PAM plus 30 Mg ha^{-1} gypsum reduced soil loss to a non-detectable level as compared with control (~ 99 %). Although the effect of Pam as a soil binding agent in the flocculation of clay particles and improvement of soil physical properties is evident from the results, but a significant reduction in sediment loss was not achieved with the use of this Soil conditioner alone. Because of the economic advantages of gypsum, application of PAM in combination with gypsum can be recommended for increasing its efficiency.

CONCLUSIONS

It can be concluded that despite the effectiveness of synthetic polymers such as PAM in reducing sediment loss and increasing aggregate stability, its application cannot be recommended due to high cost and difficulties in its application to soil. It was found that the application of gypsum alone reduced soil erosion by as high as 92% compared with the control. Thus the easily applicable gypsum, together with its low cost, makes it a suitable soil amendment for erosion control in steep slope with high clay marl formations. Application of gypsum with PAM resulted in significant improvements in soil loss over PAM alone. Further research is needed to refine the appropriate rates of PAM application for a variety of slopes, soil type, and climatic conditions.
It was also shown that geogrid or geotextile with apertures of 1.5, 1 and 0.5 cm in diameter were the most effective cover in reducing sediment loss . Hence, it can be concluded that minimum ground cover 36%, provided by geotextile with 1.5 cm aperture diameter is sufficient for significant reduction in soil loss from all slopes.

REFERENCES

1- Agassi, M. 1997. Stabilizing steep slopes with geomembranes. *Soil Technology.10 (3): 225-234.*
2- Alcordo, I.S. and Rechcigl, J.E., 1995. Soil Amendments and Environmental Quality. (Ed. J.E. Rechcigl). *CRC Press, Boca Raton, FL, USA.*
3- Ben-Hur, M. 2006. Using synthetic polymers as soil conditioners to control runoff and soil loss in arid and semi-arid regions. a review. *Aus. J. Soil. Res. 44: 191–204.*
4- Brakensiek, DL., Osborn, HB., Rawls, WJ. 1979. Field manual for research in agricultural hydrology. *USDA. Agric. Handb. 224. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.*
5- Lado, M., Paz, A., Ben-Hur, M. 2004. Organic matter and aggregate size interactions in infiltration, seal formation and soil loss. *Soil Science Society of America Journal 68, 935–942.*
6- Tang, Z., Lei, T., Yu, J., Shainberg, I., Mamedov, A.I., Ben-Hur, M., and Levy, G.J. 2006. Runoff and interrill erosion in sodic soils treated with dry PAM and phosphogypsum. *Soil Sci. Soc. Am. J., 70, 679-690.*
7- Ziegler, AD., Sutherland, RA. 1998. Reduction in interrill sediment transport by rolled erosion control systems. *Soil Till. Res. 45: 265- 278.*

قابلیت استفاده از داده های اقلیمی CRU در شبیه سازی برخی ویژگی های هیدرولوژیکی با استفاده از مدل SWAT

لیدا واصل[۱]، غلامعباس صیاد[۲]، علی اصغر بسالت پور[۳]، محمد علی کلی[٤]
۱- دانشجوی کارشناسی ارشد
۲- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه شهید چمران اهواز
۳- استادیار دانشکده کشاورزی دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان
٤- کارشناس مسئول حوزه آبخیز سد

مقدمه

اقدامات مدیریتی نقش مهمی در کنترل فرسایش خاک در حوزه‌های آبخیز دارد. جهت برنامه‌ریزی و اقدامات مدیریتی مناسب برای کنترل فرسایش خاک در حوزه‌های آبخیز می‌بایست برآورد دقیقی از ویژگی‌های هیدرولوژیکی در حوزه آبخیز داشت. از مهم‌ترین روش‌های برآورد رواناب استفاده از مدل‌های بارش – رواناب همچون مدل SWAT (Soil and Water Assessment Tool) می‌باشد. مدل SWAT دارای اساس فیزیکی بوده و در حوزه‌های آبخیزی که فاقد آماربرداری منظم هستند، قابل استفاده است.

داده‌های اقلیمی به ویژه داده‌های بارش از مهم‌ترین داده‌های ورودی به مدل‌های هیدرولوژیکی (هم‌چون مدل SWAT) می‌باشند که به شکل معنی‌داری بر کارایی مدل‌ها در شبیه‌سازی رواناب و رسوب اثر داشته و از اصلی-ترین منابع عدم قطعیت در ساختار این مدل‌ها می‌باشند. مشکل عمده در بسیاری از حوزه‌های آبخیز در دنیا، کمبود یا فقدان داده‌های اقلیمی، از دست رفتن اطلاعات روزانه، عدم اندازه گیری و عدم دقت داده‌ها می باشد که این مسئله منجر به ایجاد خطا در ضرایب و برآورد ناصحیح توسط مدل‌های هیدرولوژیکی می‌شود (سوری نژاد، ۱۳۸۱). امروزه پژوهشگران به دلیل وجود این مشکلات و به منظور افزایش دقت برآورد مدل‌های هیدرولوژیکی، به استفاده از داده‌های شبیه‌سازی شده در مقیاس جهانی روی آورده‌اند. گاهاً این داده‌ها می‌تواند شامل تلفیقی از داده‌های مذکور و داده‌های ایستگاه‌های حوزه آبخیز مورد مطالعه نیز باشند (بسالت پور و همکاران۲۰۱۲). از جمله مجموعه داده‌های جهانی می‌توان به مجموعه داده‌های بارش و درجه حرارت روزانه برآورد شده برای جهان توسط مرکز تحقیقاتی BADC (British Atmosphere Data Center) که با عنوان مجموعه داده‌های CRU (Climatic Research Unit) شناخته می‌شود، اشاره نمود. در این پژوهش نیز امکان استفاده از داده‌های اقلیمی CRU برای شبیه‌سازی برخی پارامترهای هیدرولوژیکی حوزه آبخیز رودخانه کهنک در استان خوزستان با استفاده از مدل SWAT بررسی گردید.

مواد و روش‌ها

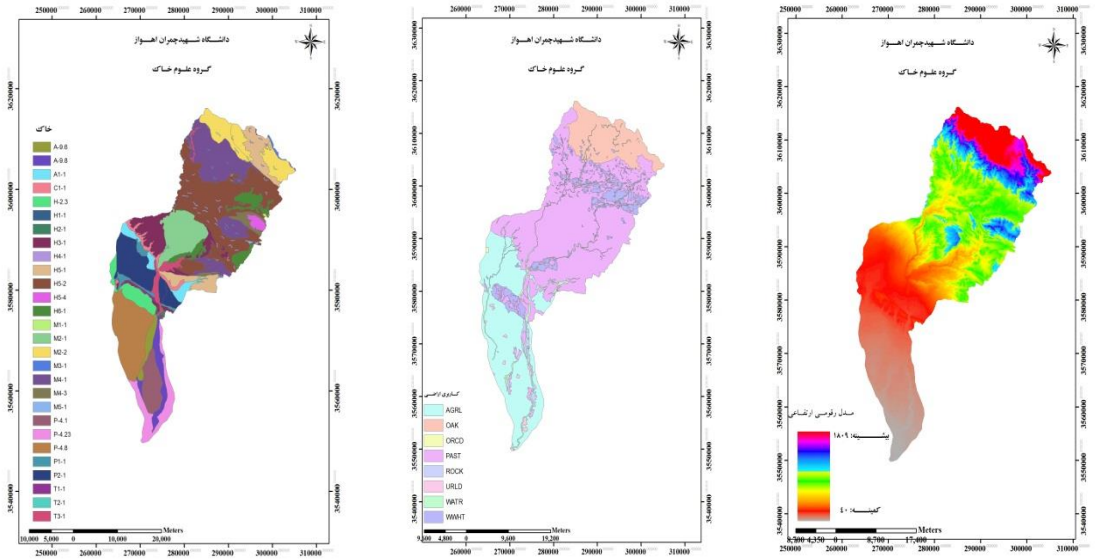
حوزه رودخانه کهنک با مساحتی حدود ۱۳۱۱ کیلومترمربع در محدوده طول‌های جغرافیایی ۲۸ °۴۸ تا َ۵۵ °۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۰۳ °۳۲ تا َ۳۹ °۳۲ شمالی واقع شده است. این منطقه محدوده شمال استان خوزستان را دربر می‌گیرد. آب رودخانه کهنک نهایتاً به رودخانه دز وارد می‌گردد. میانگین بارش سالانه ۵۶۰ میلی متر، بیشینه ارتفاع حوزه ۱۸۰۹ متر و کمینه ارتفاع آن ۴۰ متر می‌باشد.

داده‌های اقلیمی

اطلاعات اقلیمی مورد استفاده برای ساخت مدل SWAT، شامل دو مجموعه داده‌ها بود. مجموعه اول، داده‌های اقلیمی بدست آمده از ایستگاه‌های حوزه مورد مطالعه یا اطراف آن که شامل بارش، کمینه و بیشینه دمای روزانه، سرعت باد، تابش خورشیدی و رطوبت نسبی بود. کمینه و بیشینه دمای روزانه برای حوزه مورد مطالعه از ایستگاه‌های سدتنظیمی، گتوند و سد دز، اطلاعات بارش روزانه از ایستگاه‌های ماهوربرنجی، سدتنظیمی، گتوند، سد دز و هفت تپه از سال ۱۹۹۲ تا دسامبر ۲۰۰۶ میلادی مورد استفاده قرار گرفت. مجموعه دوم نیز شامل داده‌های جهانی تهیه شده توسط واحد تحقیقات اقلیمی (CRU) مرکز تحقیقاتی BADC بود. این اطلاعات شامل پوشش ابر، دامنه درجه حرارت روزانه، دوره تناوب یخبندان، بارش روزانه، متوسط درجه حرارت روزانه، متوسط ماهانه درجه حرارت بیشینه روزانه، فشار تبخیر و تناوب روزهای مرطوب می‌باشد. از جمله مزیت‌های مجموعه داده‌های CRU آن است که این داده‌ها فاقد آمار گم‌شده بوده و دارای پراکنش منظم می‌باشند.

مدل‌سازی با SWAT

مدل رقومی ارتفاعی (DEM)، به همراه نقشه‌های کاربری اراضی و خاک از جمله داده‌های ورودی به مدل SWAT می‌باشند که برای منطقه مورد مطالعه تهیه و به مدل وارد شدند (شکل ۱). اطلاعات مربوط به کاربری اراضی منطقه شامل باغ، جنگل، مرتع، زراعت آبی، زراعت دیم، مسکونی، اراضی بدون پوشش، بیرون زدگی سنگی و مسیل می‌باشد. هم‌چنین اطلاعات خاکشناسی منطقه از نقشه های با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ تهیه شد. نقشه رقومی ارتفاع DEM با اندازه سلولی ۱۰ متر در ۱۰ متر تهیه گردید. سپس از داده‌های حوزه مورد مطالعه و داده‌های جهانی به عنوان اطلاعات ورودی به مدل استفاده گردید و ایستگاه آب‌سنجی زورآباد به عنوان خروجی حوزه به مدل معرفی شد. پارامترسازی مدل در محیط نرم‌افزار ArcGIS با استفاده از ArcSWAT 2009 و به صورت ماهانه برای یک دوره ۱۵ ساله انجام شد (از سال ۱۹۹۲ تا ۲۰۰۶).

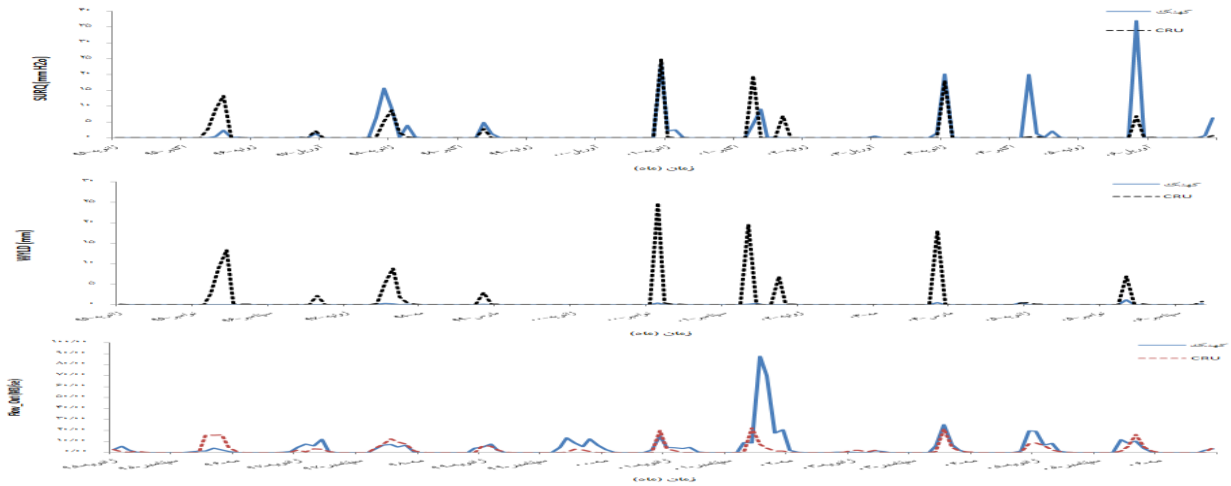


الف ب ج

شکل ۱. نقشه‌های ورودی به مدل SWAT: الف)نقشه رقومی ارتفاعی ب)نقشه کاربری اراضی ج)نقشه خاک

نتایج و بحث

شکل ۲ نمایان‌گر نتایج حاصل از اجرای اولیه مدل با استفاده از مجموعه داده‌های اقلیمی مختلف (داده‌های اقلیمی حوزه آبخیز کهنک و داده‌های اقلیمی CRU) برای شبیه‌سازی برخی پارامترهای هیدرولوژیکی در حوزه آبخیز کهنک می‌باشد. با توجه به این شکل مشخص است که مدل ساخته شده با داده‌های اقلیمی CRU در مقایسه با مدل ساخته شده با داده‌های اقلیمی جمع‌آوری شده در منطقه، با دقت نسبتاً قابل قبولی، بیشتر پارامترها به ویژه پارامترهای SURQ[۱]، Flow_Out[۲] و Sed_Out[۳] را شبیه‌سازی نموده است. همان‌گونه که در این شکل مشخص است، مدل با داده‌های CRU شبیه‌سازی خوبی از روند جریان به ویژه جریان های بیشینه در محاسبه پارامترهای Flow_Out و Sed_Out داشته است. با این وجود مدل شبیه‌سازی قابل قبولی از پارامتر WLYD[۴] نداشته و در بیشتر موارد بیش‌برآوردی از این پارامتر داشته است. در پژوهش‌هایی مشابه بسالت پور و همکاران (۲۰۱۲) به قابلیت استفاده از داده‌های CRU برای شبیه‌سازی رواناب و رسوب در حوزه آبخیز بازفت (از زیرحوزه‌های کارون شمالی) اشاره نمودند. مون و همکاران (۲۰۰۴) گزارش نمودند که استفاده از داده‌های بارش NEXRAD (Next-Generation Weather Radar) در شبیه‌سازی رواناب با استفاده از مدل SWAT نتایجی مشابه و حتی گاهاً نتایج بهتر نسبت به زمانی‌که از داده‌های ایستگاه‌های موجود استفاده شد، گردید. استراوچ و همکاران (۲۰۱۱) برای بررسی عدم قطعیت در پارامترسازی و خروجی مدل SWAT از مجموعه داده‌های بارش مختلف به عنوان ورودی استفاده نمودند. ایشان گزارش کردند که اگرچه شبیه‌سازی رواناب توسط همه مدل‌های طراحی شده با مجموعه داده‌های بارش مختلف رضایت‌بخش بود اما عدم قطعیت در پارامترهای مدل به صورت معنی‌داری به نوع مجموعه داده بارش بستگی داشت.

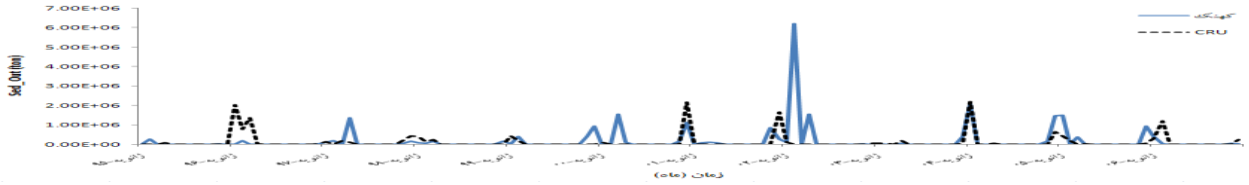


۱- روانابی که وارد جریان رودخانه می‌شود

۲-رواناب خروجی از هر زیرحوزه

۳- رسوب خروجی از هر زیرحوزه

۴- جریان خالصی که از هر زیرحوزه وارد جریان رودخانه می‌شود



شکل ۲. نتایج شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولوژیکی برای مجموعه داده‌های اقلیمی CRU و کهنک

بنابراین با توجه به نتایج این مطالعه به نظر می‌رسد که بتوان از داده‌های جهانی برای شبیه‌سازی پارامترهای هیدرولوژیکی (به ویژه پارامترهای Flow_Out و Sed_Out) در حوزه‌های آبخیز با محدودیت داده‌های اقلیمی در دسترس و یا با داده‌های نامطمئن استفاده نمود.

منابع

۱- سوری نژاد، ع.، ۱۳۸۱. برآورد حجم رواناب حوزه آبخیز رودخانه کشکان با استفاده از GIS. مجله پژوهش-های جغرافیایی، شماره ۴۳. صفحه‌های ۵۷ تا ۸۰.

2- Besalatpour A, Hajabbasi MA, Ayoubi S and Jalalian A, 2012. Identification and prioritization of critical sub-basins in a highly mountainous watershed using SWAT model. Eurasian Journal of Soil Science 1 : 58-63.

3- Moon J, Srinivasan R and Jacobs J, 2004. Stream flow estimation using spatially distributed rainfall in the Trinity River basin, Texas. Trans ASABE 47: 1445-1451.

4- Strauch M, Bernhofer, C, Koide S, Volk M, Lorz C and Makeschin F, 2011. Using precipitation data ensemble for uncertainty analysis in SWAT stream flow simulation. Journal Hydrol 415: 413-424.