

اثر توأم تشکیل سله و درز و شکاف سطحی بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک

زهرا رضانی^{۱*}، علی‌رضا واعظی^۲، محمدحسین محمدی^۳، فاطمه بابایی^۴

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان

۲. دانشیار، دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان

۳. دانشیار، دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان

۴. دانشجوی دکتری، دانشکده کشاورزی دانشگاه زنجان، زنجان

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۰/۳ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۵/۳/۱۷ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۵/۸/۴)

چکیده

سطح اغلب خاک‌های مناطق خشک و نیمه‌خشک دارای سله، درز و شکاف است که تأثیر بسزایی بر هدایت هیدرولیکی خاک دارند. به این منظور در تحقیق حاضر به مطالعه تغییرات زمانی تراکم درز و شکاف، تشکیل سله و تأثیر این پدیده‌ها بر هدایت هیدرولیکی اشباع خاک پرداخته شد. آزمایش در سه خاک با بافت‌های (رسی، لومی و لومرس‌شنی) طی چهار تداوم باران (۱۵، ۳۰، ۴۵ و ۶۰ دقیقه) در ۸ تکرار طراحی شد. بر اساس نتایج، خاک لومرس‌شنی دارای کم‌ترین مقدار هدایت هیدرولیکی اشباع بود (۲۱/۰۲ cm/h). علت این موضوع ضخامت بیش‌تر سله (۳/۱۶ mm) و تراکم کم‌تر درز و شکاف (۱/۹۲ m²) در خاک لومرس‌شنی نسبت به دو خاک لومی و رسی ارزیابی شد. خاک رسی، به دلیل ضریب انبساط‌پذیری خطی بالاتر دارای بیش‌ترین تراکم درز و شکاف بود. این موضوع سبب افزایش هدایت هیدرولیکی این خاک نسبت به نمونه قبل از بارندگی شد.

واژه‌های کلیدی: تراکم درز و شکاف، ضخامت سله، ضریب انبساط‌پذیری خطی

مقدمه

با توجه به محدودیت منابع آب، جلوگیری از هدررفت آب باران و آبیاری از مزارع کشاورزی، به‌ویژه در مناطق خشک و نیمه‌خشک ضروری می‌باشد. بسیاری از خاک‌ها در این مناطق، دارای لایه‌ی سطحی فشرده‌ای هستند که تراکم بیش‌تر و تخلخلی کم‌تر نسبت به لایه‌های زیرین خود دارند (Neave and Rayburg, 2007). این لایه‌ها، هنگامی که خشک‌اند به‌عنوان سله^۱ و زمانی که مرطوب‌اند به‌عنوان اندوده‌ی سطحی^۲ شناخته می‌شوند. به عقیده محققین سله دارای منشأ فیزیکی می‌باشد به‌طوری‌که ابتدا خاکدانه‌ها در اثر قطرات باران و یا فرآیندهای شکستن تخریب می‌شوند، سپس ذرات پراکنده‌شده پس از ته‌نشینی در داخل فضاهای خالی خاک و مسدود کردن آن‌ها ایجاد یک‌لایه سطحی با نفوذپذیری کم می‌کنند (Neave and Rayburg, 2007). اغلب شاخص‌های حساسیت خاک به تشکیل سله، از طریق تغییرات اندازه خاکدانه‌ها و مقاومت خاکدانه‌ها در مقابل نیروهای مختلف برآورد می‌شود. به‌طوری‌که با افزایش

اندازه و پایداری خاکدانه‌ها میزان تشکیل سله در سطح خاک کاهش می‌یابد (Darkhal and Ahmadi, 2011). تجربه نشان داده است که تخریب خاکدانه‌ها و تشکیل اندوده متأثر است از؛ کانی‌شناسی و بافت خاک، توزیع اندازه‌ی خاکدانه‌ها، پایداری خاکدانه‌ها، چگالی ظاهری اولیه، توزیع مقدار رطوبت اولیه در نیم‌رخ خاک، درصد ماده آلی، درصد سدیم تبادلی خاک (Assouline and Mualem, 2002).

تشکیل سله در سطح خاک‌ها اغلب همراه با تشکیل درز و شکاف می‌باشد (Valentin, 1994). اغلب خاک‌ها در حین بارندگی با افزایش رطوبت، منبسط‌شده و بعد از بارندگی به دلیل کاهش رطوبت برآثر زهکشی و تبخیر، منقبض می‌شوند (Stolte et al., 1997). به هنگام خشک شدن این خاک‌ها رطوبت خاک کاهش یافته، اما هوایی جایگزین آن نمی‌شود، در نتیجه با انقباض خاک در سطح خاک درز و شکاف ایجاد می‌شود (Saeedi et al., 2014). مهم‌ترین خصوصیات خاک که در ارتباط با پتانسیل انقباض و انبساط می‌باشند شامل؛ مقادیر رس ریز و کل، ظرفیت نگهداری آب، چگالی ظاهری در حالت خشک و تر، مقادیر کربن آلی و معدنی، سطح ویژه ذرات خاک و ظرفیت تبادل کاتیونی خاک و کانی‌شناسی رس است (Kuhn and Bryan, 2004).

* نویسنده مسئول : ramezani_zahra@znu.ac.ir

1. Crust
2. Seal

تحت تأثیر رطوبت و ظرفیت انقباض خاک قرار گرفت. ویژگی‌های سطح یکی از مهم‌ترین عوامل کنترل میزان نفوذ آب به خاک است. در اغلب مناطق خشک و نیمه‌خشک سطح خاک در اثر ضربه قطرات باران مستعد تشکیل اندوده و سله می‌باشد. همچنین پس از خشک شدن خاک، در سطح آن درز و شکاف تشکیل می‌شود. با توجه به اثرات سله و درز و شکاف بر فرآیند نفوذ، بررسی ویژگی‌های سله و درز و شکاف حائز اهمیت می‌باشد. بررسی‌های جداگانه‌ی در زمینه تأثیر حضور سله و درز و شکاف در سطح خاک بر هدایت هیدرولیکی خاک صورت گرفته است؛ اما در کم‌تر تحقیقاتی به بررسی توأم این دو پدیده بر نفوذپذیری خاک پرداخته شده است. هدف از این پژوهش بررسی تغییرات هدایت هیدرولیکی متأثر از تشکیل سله و درز و شکاف در سطح خاک است.

مواد و روش‌ها

برای انجام این پژوهش نمونه‌های خاک دارای بافت متفاوت از عمق صفر تا ۳۰ سانتی‌متر از سه زمین در محدوده‌ی بین عرض‌های جغرافیایی ۳۶ درجه و ۴۱ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۴۵ دقیقه شمالی و طول جغرافیایی ۴۸ درجه ۲۷ دقیقه تا ۴۸ درجه و ۵۶ دقیقه شرقی در سال ۱۳۹۲ برداشت شد. آزمایش برای سه نوع بافت (رسی و لومی و لوم‌رسی‌شنی) و در چهار تداوم بارندگی (۱۵، ۳۰، ۴۵ و ۶۰ دقیقه) در هشت تکرار مجموعاً در ۹۶ واحد آزمایشی طراحی شد. نمونه‌های خاک برداشت‌شده پس از غربال شدن از الک ۱۲ میلی‌متر به داخل جعبه‌های فلزی به ابعاد 100×50 سانتی‌متر و عمق ۱۵ سانتی‌متر منتقل شدند. ابتدا یک‌لایه فیلتر ماسه‌ای در کف جعبه‌ها ریخته و سپس خاک موردنظر تا ۱۰ سانتی‌متری به جعبه‌ها اضافه شد. سطح خاک‌های درون جعبه تسطیح گردید. مقدار شن، سیلت و رس با روش هیدرومتر تعیین شد (Bouyoucos, 1962). هدایت هیدرولیکی اشباع خاک (Ks) با روش درجای تک حلقه‌ی نفوذ اندازه‌گیری شد (Wu et al., 1999). شاخص ضریب انبساط خطی از طریق نسبت اختلاف طول فتیله تهیه‌شده از خاک در حالت تر و خشک به طول فتیله در حالت خشک به دست آمد. به‌منظور تعیین میانگین وزنی قطر خاکدانه‌ها در حالت خشک^۳ (MWD_{dry}) نمونه‌ای از خاک درون هر فلوم از سری الک‌ها (۴/۷۵، ۲، ۱/۱۸، ۰/۶، ۰/۲۵) و ۰/۱۵ میلی‌متر) عبور داده و توزین شد. پس از تعیین میزان شن هر بخش، MWD_{dry} با استفاده از رابطه زیر تعیین گردید

اندوده، سله و درز و شکاف موجود در سطح خاک از عوامل پویای مؤثر بر نفوذ آب به خاک هستند (Takele and Lascano, 2012؛ Assouline, 2004). ویژگی‌هایی مثل ضخامت، چگالی و کانی‌شناسی سله بر میزان هدایت هیدرولیکی آن مؤثر می‌باشند (Assouline, 2004). در اغلب مطالعات تشکیل سله در سطح خاک همراه با کاهش نفوذ آب به خاک است (West et al., 1992؛ McIntyre, 1958). طبق نتایج، Asadi et al. (2007) میزان نفوذپذیری خاک با افزایش تشکیل اندوده سطحی کاهش می‌یابد و در نتیجه شدت تولید رواناب افزایش می‌یابد. اما میزان این کاهش وابسته به خصوصیات سله متغیر است، به طوری که طبق نتایج Bhardwaj et al. (2010) سله خاک‌های محتوای شن بالا دارای هدایت هیدرولیکی بالاتری نسبت به خاک‌های دارای رس و سیلت بالا است. همچنین مقدار هدایت هیدرولیکی اندوده و سله علاوه بر نوع بافت خاک به نوع رس موجود در خاک هم وابسته است. به صورتی که هدایت هیدرولیکی اندوده خاک‌های حاوی مقادیر زیاد ورمیکولیت به‌عنوان یک رس منبسط شونده^۱، کمتر از آن در رس‌های دیگر می‌باشد. با این حال، در کنار سله، حضور درز و شکاف به سبب جریان ترجیحی موجب افزایش سرعت انتقال آب به سطوح زیرین خاک می‌شود (Takele and Lascano, 2012). از ویژگی‌های درز و شکاف که بر خواص هیدرولوژی خاک مؤثر است می‌توان به طول و عرض، عمق و پیوستگی درز و شکاف اشاره کرد (Peron et al., 2012). طی تحقیقی Ran et al. (2012) دریافتند سطوح خاک دارای اندوده، مسبب تغییر الگوی نفوذ در شرایط آزمایشی یکسان می‌باشد، همچنین تداوم بارندگی از عوامل مهم در بروز درز و شکاف در خاک‌های مورد مطالعه آن‌ها بود. در مطالعه‌ی Hoogmoed and Bouma (1980) با استفاده از شبیه‌ساز باران به بررسی مکانیزم نفوذ آب به داخل استوانه‌های پر از خاک پرداختند. آن‌ها سه روش برای نفوذ آب به داخل خاک شناسایی کردند: الف) نفوذ افقی به‌صورت شبکه‌ای در سطح خاک، ب) جریان گرانشی آب باران در محل‌های مشخص در طی آب ماندگی در طول نوارهایی در جداره درز و شکاف‌ها و ج) نفوذ آزاد آب به داخل سطح ستون‌های منشوری شکاف‌ها به‌وسیله‌ی جریان ماتریسی^۲. همچنین در طی پژوهشی Dasog et al. (1988) به‌منظور اندازه‌گیری درز و شکاف‌ها از روش شبکه‌بندی سطح به‌وسیله‌ی خطوط شفاف استفاده کردند. مطابق نتایج آنان، درز و شکاف

1. Expanding clay
2. Matrix flow

به‌عنوان قطر سله حاصله از هر فلوم معرفی شد.

پس از اتمام هر رخداد بارندگی و خشک شدن خاک درون جعبه‌ها ابتدا تصاویر با وضوح 1536×2048 پیکسل، از سطح خاک به‌وسیله دوربین تهیه شد. پس از حذف قسمت‌های اضافی تصاویر و پرداخت تصاویر توسط نرم‌افزار Photoshop نسخه CS6 تصاویر وارد نرم‌افزار GSA Image Analyser نسخه ۳.۹.۵ استفاده شد.



شکل ۱. آنالیز تصویر سطح خاک رسی توسط نرم‌افزار GSA Image Analyser

این نرم‌افزار بر اساس رنگ درز و شکاف‌ها، بین پیکسل‌های دارای شکاف و پیکسل‌های فاقد شکاف تفاوت قائل شده و میزان درز و شکاف‌ها را به‌صورت درصد پیکسل دارای درز و شکاف به پیکسل کل ارائه می‌دهد. برای به‌دست آوردن طول تجمعی درز و شکاف و همچنین تراکم آن‌ها ابعاد تصاویر برای نرم‌افزار تعریف شد، سپس بر اساس ابعاد تصویر، طول درز و شکاف‌ها به‌وسیله نرم‌افزار محاسبه شد. تراکم درز و شکاف از نسبت طول درز و شکاف‌ها به مساحت فلوم به‌دست آمد.

منحنی تغییرات زمانی ضخامت سله، چگالی سله، تراکم درز و شکاف و هدایت هیدرولیکی خاک ترسیم شد. به‌منظور ترسیم نمودارها و برازش خطوط رگرسیونی از نرم‌افزار Excel نسخه ۲۰۱۰ استفاده شد. نوار خطای منحنی‌ها با استفاده از شاخص خطای معیار (STDEV) مطابق رابطه‌ی زیر محاسبه شد:

$$\frac{\sqrt{\frac{\sum(x-\bar{x})^2}{n-1}}}{\sqrt{n}} \quad (\text{رابطه ۳})$$

که در آن n تعداد تکرار و x مقادیر هر داده و \bar{x} میانگین تکرارهای داده‌ها می‌باشد.

(Yoder, 1936):

$$MWD_{dry} = \frac{\sum_{i=1}^n [(X_i M_i) - S_i]}{M_t - S_t} \quad (\text{رابطه ۱})$$

که در آن: MWD_{dry} میانگین وزنی قطر خاکدانه در حالت خشک (میلی‌متر)، X_i میانگین قطر خاکدانه‌های بخش i ام (میلی‌متر)، M_i جرم خاکدانه‌های بخش i ام (گرم)، S_i جرم شن بخش i ام (گرم)، M_t جرم کل خاکدانه‌ها (گرم) و S_t جرم کل شن (گرم) می‌باشد.

مقدار ماده آلی به روش سوزاندن تر (Nelson and Sommers, 1982)، درصد کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون (Page, 1987) و ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) به روش Bower (1952) اندازه‌گیری شدند. غلظت سدیم محلول در عصاره اشباع با استفاده از دستگاه فلیم‌فتومتر (Chapman and Pratt, 1978) با مدل JENWAY PFP7 تعیین شد. درصد سدیم تبدالی (ESP) از رابطه زیر به‌دست آمد:

$$ESP = \frac{\text{میلی‌اکی‌والان سدیم تبدالی در صد گرم خاک}}{CEC} \quad (\text{رابطه ۲})$$

برای اعمال باران، دستگاه شبیه‌ساز باران طراحی و ساخته شد. صفحه بارش این دستگاه از چهار عدد نازل از نوع جارویی^۱ با قطر دهانه‌ی چهار میلی‌متر تشکیل شده بود که روی صفحه‌ی فلزی به ابعاد ۱ متر در ۱/۵ متر نصب شده بودند. صفحه‌ی بارش بر چارچوبی فلزی به ارتفاع ۲/۸ متر قرار گرفت. شدت باران تولیدی دستگاه در محدوده ۶۵ تا ۷۰ میلی‌متر بر ساعت قرار داشت و میانگین قطر قطرات بر اساس روش گلوله آردی (Hudson, 1964) برابر ۱/۴۰ میلی‌متر بود. یکنواختی باران در سطح صفحه‌ی بارش بر اساس ضریب یکنواختی کریستینسن (Christiansen, 1942) برابر ۹۰ درصد بود که نشان‌دهنده‌ی یکنواختی بالای توزیع بارش در سطح صفحه بارش بود (Christiansen, 1942). هر یک از خاک‌ها تحت تأثیر یک رخداد بارندگی ثابت تحت شیب متوسط ۱۰ درصد قرار گرفتند.

پس از اعمال باران، فلوم‌ها به مدت چند روز در معرض هوای آزاد قرار گرفتند تا خشک شوند. روش اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی خاک پس از باران مطابق با روش اندازه‌گیری آن پیش از باران تعیین شد. به این منظور از روش تک سیلندر نفوذ بهره گرفته شد (Wu et al., 1999). سیلندر مورد استفاده در این آزمایش دارای قطر ۸ سانتی‌متر و ارتفاع ۱۰ سانتی‌متر بود.

به‌منظور اندازه‌گیری ضخامت سله، سله‌های ظاهر شده در سطح خاک (۶ قطعه) به‌وسیله کاردک برداشته و ضخامت آن‌ها به‌وسیله کولیس تعیین شد و سپس قطر میانگین سله‌ها

نتایج و بحث

نتایج مربوط به تجزیه خاک‌ها در جدول (۱) ارائه شده است. نتایج نشان داد که میانگین قطر خاکدانه‌ها با کاهش رس خاک کاهش یافت و به ترتیب به صورت رسی < لومی < لومرسی شنی بود. این نتیجه مطابق نتایج Kay and Angers (1999) بود. مطابق نتایج Fox and Bissonais (1998) خاک‌های دارای رس بالا کم‌تر مستعد تشکیل اندوده است. اما یافته‌های Bu et al. (2013) نشان داد که افزایش رس همراه با افزایش حساسیت خاک به تشکیل اندوده است. همچنین مطابق با یافته‌های Cary and Evans (1974) فراوانی بالای سیلت سبب کاهش پایداری و تشکیل اندوده شده است. بر اساس طبقه‌بندی سازمان حفاظت خاک آمریکا (SCS) خاک رسی و لومی جزء کلاس خاک‌های با انبساط پذیری متوسط (۰/۰۳-۰/۰۶) و خاک لومرسی شنی جزء کلاس خاک‌های با انبساط پذیری کم (۰/۰۳) می‌باشند (Soil Coservation Service, 1971).

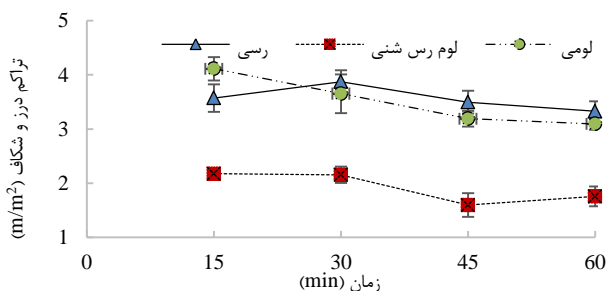
تمام خاک‌های مورد مطالعه از لحاظ کربنات کلسیم جز

خاک‌های آهکی می‌باشند. کربنات کلسیم از طریق مکانیزیم‌های مختلفی سبب بهبود ساختمان خاک می‌شود (Shainberg et al., 1981). کربنات کلسیم می‌تواند: (۱) به‌عنوان عامل سیمانی کننده سبب افزایش پایداری خاکدانه‌ها و کاهش فروپاشی آن‌ها شود، (۲) با حفظ غلظت محلول خاک و همآوری ذرات رس، از انتشار ذرات رس جلوگیری می‌کند و (۳) با کاهش ESP خاک از طریق جابه‌جایی سدیمی جذبی با کلسیم ناشی از انحلال کربنات کلسیم از فروپاشی خاکدانه‌ها جلوگیری می‌کند. مقادیر ماده‌ی آلی خاک تأثیر بسزایی بر پایداری خاکدانه‌های با ESP پایین دارد (Golchin et al., 1995). تمام خاک‌های مورد مطالعه از لحاظ ماده آلی فقیر بودند. در پژوهشی Le Bissonais and Arrouays (1997) نشان دادند که افزایش مقدار ماده آلی به ۲/۳ تا ۳/۵ درصد موجب کاهش شکسته شدن خاکدانه‌ها، انتشار خاک و تشکیل اندوده سطحی تحت ضربه قطرات باران می‌شود.

جدول ۱. ویژگی‌هایی فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

درصد ماده سدیم تبادل	کربنات کلسیم (%)	ماده آلی (%)	هدایت هیدرولیکی (cm/h)	انبساط‌پذیری خطی (%)	میانگین قطر خاکدانه‌ها (mm)	رس (%)	سیلت (%)	شن (%)	
۲/۲۲	۲۷/۲۷	۰/۵۵	۱۸/۹	۰/۰۶	۱/۹۸	۵۱/۱۵	۳۰/۴۰	۱۸/۴۵	رسی
۰/۱۲	۳۷/۵۶	۰/۶۰	۳۱/۰۳	۰/۰۱	۱/۲۰	۲۶/۱۶	۳۶/۴۰	۳۷/۴۴	لومی
۰/۲۰	۲۵/۲۰	۰/۴۰	۲۲/۸۶	۰/۰۵	۱/۰۵	۲۳/۴۷	۲۶/۲۰	۵۰/۳۳	لومرسی شنی

موضوع می‌تواند مقادیر مختلف رطوبت جرمی در هنگام عکس‌برداری باشد. تراکم درز و شکاف موجود در سطح وابسته به رطوبت موجود در خاک است، به‌گونه‌ای که با کاهش رطوبت خاک میزان تراکم درز و شکاف کاهش می‌یابد (He et al., 2015).



شکل ۲. تغییرات تراکم درز و شکاف در طی بارندگی

تغییرات زمانی ضخامت سله

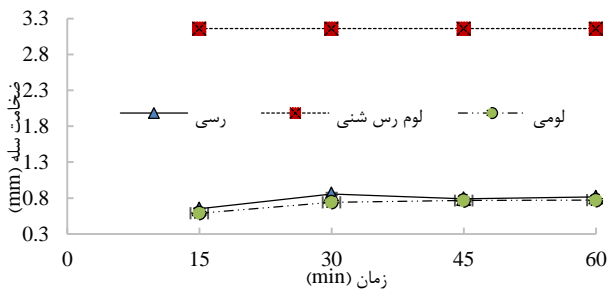
بیش‌ترین ضخامت سله در خاک لومرسی شنی (۳/۱۶ میلی‌متر) و کم‌ترین آن در خاک لومی (۰/۷۱ میلی‌متر) مشاهده شد (شکل

با توجه به جدول (۱) در هر سه خاک مورد مطالعه افزایش هدایت هیدرولیکی اشباع متناسب با کاهش درصد سدیم تبادل است. افزایش سدیم تبادل می‌تواند سبب افزایش پراکنش رس‌ها و مسدود شدن منافذ توسط رس‌ها شود. این موضوع می‌توان باعث کاهش هدایت هیدرولیکی اشباع خاک شده باشد.

تغییرات زمانی تراکم درز و شکاف

بر اساس نتایج، کم‌ترین مقادیر تراکم درز و شکاف در خاک لومرسی شنی (به‌طور میانگین ۱/۹۲ متر بر مترمربع) و بیش‌ترین آن در خاک رسی (به‌طور میانگین ۳/۵۶ متر بر مترمربع) مشاهده شد (شکل ۲). معمولاً برای بیان ظرفیت انقباض و انبساط خاک از ضریب انبساط‌پذیری خطی خاک استفاده می‌شود (McCormack and Wilding, 1975). در بافت‌های مورد مطالعه با افزایش ضریب انبساط‌پذیری، تراکم درز و شکاف در سطح خاک افزایش یافت. در کل با گذشت زمان تراکم درز و شکاف در تمامی خاک‌ها روند کاهشی داشت. مسبب این

ضخامت بود و احتمالاً به دلیل مقاومت برشی بالایی که داشت در برابر فرسایش لایه سطحی مقاوم بود.



شکل ۳. تغییرات ضخامت سله در طی بارندگی

هدایت هیدرولیکی

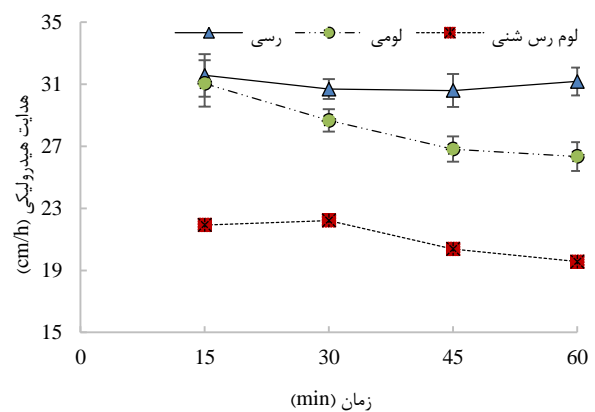
مطابق شکل (۴) کم‌ترین هدایت هیدرولیکی مربوط به خاک لوم‌رسی‌شنی بود (۲۱/۰۲ cm/h). در این خاک هدایت هیدرولیکی نسبت به نمونه قبل از باران دارای روندی کاهشی بود. در پژوهشی Edwards and Larson (1969) نشان دادند فرآیند تشکیل اندوده در طول بارندگی، هدایت هیدرولیکی اشباع را به شدت کاهش می‌دهد. در طی بارندگی رفته‌رفته در اثر ضربه قطرات باران، تخریب خاکدانه‌ها افزایش و تخلخل خاک کاهش می‌یابد. بنابراین هدایت هیدرولیکی خاک پس از بارندگی علاوه بر ضخامت سله تشکیل شده در سطح خاک به چگالی سله و تراکم خاک زیرین هم وابسته می‌باشد (Assouline, 2004). علاوه بر این موارد تراکم کم‌تر درز و شکاف در خاک لوم‌رسی‌شنی نسبت به خاک لومی و رسی می‌تواند علت کاهش بیش‌تر هدایت هیدرولیکی در این خاک باشد. حضور درز و شکاف‌ها در سطح خاک موجب افزایش نفوذ ترجیحی و هدایت هیدرولیکی اشباع خاک می‌شود (Liu et al., 2003). همچنین علت افزایش هدایت هیدرولیکی در دو خاک لومی و رسی نسبت به نمونه قبل از بارندگی حضور درز و شکاف ارزیابی شد. در خاک رسی، احتمالاً میزان بالای رس قابل‌انتشار سبب شد تا با شروع بارندگی ذرات رس منتشرشده به داخل منافذ خاک رفته و با مسدود کردن خلل و فرج خاک سبب کاهش هدایت هیدرولیکی شوند. با این وجود، حضور درز و شکاف در حین اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی اشباع، سبب افزایش نفوذ ترجیحی و در نتیجه هدایت هیدرولیکی اشباع گردید. این مطلب مطابق با نتایج Stolte et al. (1997) است که دریافتند هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده در نمونه خاک‌های دارای درز و شکاف، بیش‌تر از نمونه‌های با سله بدون درز و شکاف بود. در دو خاک لومی و لوم‌رسی‌شنی روند کاهشی نسبتاً مشابهی در هدایت هیدرولیکی مشاهده شد اما در خاک

(۳). در خاک لوم رس شنی نسبت به دو خاک لومی و رسی مواد پیونددهنده (رس، کربنات کلسیم و ماده‌ی آلی) دارای فراوانی کم‌تری بود. همین موضوع می‌تواند سبب افزایش حساسیت به انتشار رس و تشکیل اندوده در این خاک نسبت به دو خاک لومی و رسی باشد. مطابق نتایج Ben-Hur et al. (1985) خاکی با مقدار رس پایین‌تر از ۲۰ درصد دارای پایداری خاکدانه خیلی کم است. در این خاک‌ها هرچه مقدار رس افزایش یابد مقدار انتشار ذرات رس طی بارندگی افزایش می‌یابد (Wakindiki and Ben-Hur, 2002). بنابراین، با افزایش مقدار رس تا ۲۰ درصد، هدایت هیدرولیکی اشباع در اثر تشکیل اندوده کاهش می‌یابد. در مقایسه با افزایش مقدار رس در خاک به بیش‌تر از ۲۰ درصد، نقش رس به‌عنوان اتصال‌دهنده ذرات افزایش یافته و پایداری خاکدانه‌های سطحی در مجاورت انرژی ضربه قطرات باران افزایش می‌یابد و بدین گونه تشکیل اندوده کاهش و هدایت هیدرولیکی افزایش می‌یابد.

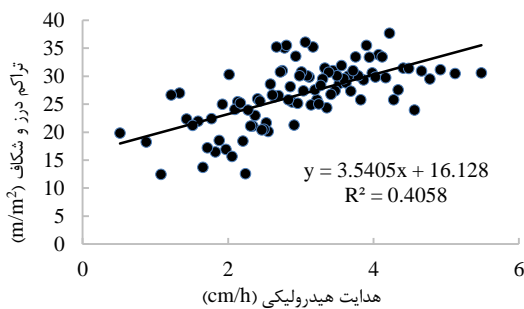
اگرچه به سبب مقادیر زیاد رس انتظار می‌رفت که خاک رسی با تشکیل اندوده‌ی کم‌تری مواجه شود، با این حال به نظر می‌رسد که ESP بالاتر این خاک نسبت به خاک لومی شرایط را برای کاهش پایداری خاکدانه در برابر ضربه قطرات باران و افزایش انتشار رس‌ها فراهم کرده است. در اغلب موارد افزایش ESP تا حدود بالای ۲/۵ درصد، نیروهای لازمه جهت حفظ خاکدانه را تضعیف می‌کند و بدین وسیله موجب افزایش تمایل رس‌ها به انتشار می‌شود (Ben-Hur, 2008). اگرچه هر سه خاک مورد مطالعه جزء خاک‌های آهکی به شمار می‌روند اما همان‌طور که مشاهده شد آهک موجود در کاهش میزان انتشار رس در این خاک‌ها چندان مؤثر نبوده است. هر چند که در آغاز بارش باران، کربنات کلسیم الکترولیت کافی در محلول خاک آزاد می‌کند تا از انتشار رس و در نتیجه گرفتگی منافذ خاک جلوگیری کند. با این حال، اندوده تا ۰/۵ سانتی‌متر سطحی خاک در اثر شستشوی سریع و کاهش غلظت الکترولیت‌های سطحی خاک توسط آب باران تشکیل می‌شود. بنابراین انتشار رس و تشکیل اندوده حتی در خاک‌های آهکی می‌تواند رخ دهد (Ben-Hur, 2008). همین موضوع در دو خاک لومی و رسی سبب شد تا با افزایش تداوم بارندگی ضخامت سله افزایش یابد. اما در ادامه بارندگی با توجه به شستشوی سطح توسط جریان رواناب، ضخامت سله کاهش می‌یابد که با یافته‌های McIntyre (1958) مطابقت دارد. این دو روند (تشکیل و شستشوی لایه اندوده‌ی سطحی) در ادامه سبب ثابت شدن ضخامت اندوده‌ی سطحی شدند. اما در خاک لوم‌رسی‌شنی به دلیل حساسیت بالای این خاک به تشکیل اندوده، سله تشکیلی در ابتدا دارای حداکثر

رابطه‌ی بین هدایت هیدرولیکی با تراکم درز و شکاف و ضخامت سله مطابق شکل (۵) رابطه‌ی مستقیمی بین هدایت هیدرولیکی با تراکم درز و شکاف مشاهده شد ($R^2=0/40$) که این موضوع بیانگر این مطلب است که حضور درز و شکاف در سطح خاک موجب افزایش جریان ترجیحی و در نتیجه هدایت هیدرولیکی اشباع می‌شود. رابطه معکوس مابین هدایت هیدرولیکی و ضخامت سله ($R^2=0/55$)، اثر کاهنده‌ی تشکیل سله را بر هدایت هیدرولیکی اشباع نشان می‌دهد. در نتیجه هدایت هیدرولیکی اشباع اندازه‌گیری شده متأثر از عواملی همچون ضخامت و چگالی سله، تراکم لایه تخریب‌شده واقع در زیر لایه‌ی سله و تراکم درز و شکاف‌ها بود. خاک لوم‌رس‌شنی با ضخامت سله‌ی بالاتر و تراکم کم‌تر درز و شکاف نسبت به دو خاک لومی و رسی با بیش‌ترین کاهش در هدایت هیدرولیکی مواجه شد. اگرچه برخی مطالعات میدانی نشان دادند که در سطوح دارای درز و شکاف، ۷۰ تا ۸۵ درصد نفوذ آب به‌وسیله جریان ترجیحی رخ می‌دهد (Zhang et al., 2014)، اما باید توجه داشت که اثر درز و شکاف بر هدایت هیدرولیکی وابسته به ویژگی‌هایی از جمله تراکم، حجم، عمق و پیوستگی درز و شکاف‌ها است.

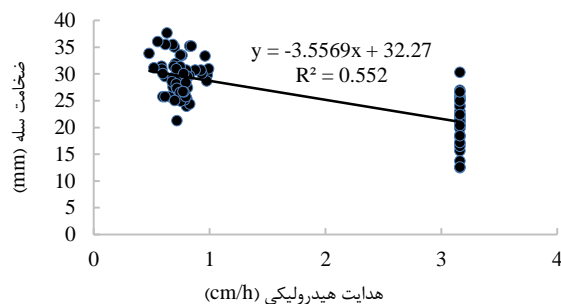
رسی این روند مشاهده نشد. خاک رسی دارای تراکم درز و شکاف بیش‌تری نسبت به دو خاک دیگر بود در نتیجه می‌توان گفت هدایت هیدرولیکی این خاک تحت تأثیر حضور درز و شکاف روند خاصی نداشت. روند کاهشی هدایت هیدرولیکی در خاک لومی می‌تواند به دلیل افزایش تشکیل سله در سطح و همچنین افزایش تراکم خاک زیرین در اثر افزایش تخریب خاکدانه در حین بارندگی باشد. در خاک لوم‌رس‌شنی نیز این روند کاهشی می‌تواند به سبب افزایش چگالی سله با افزایش تداوم بارندگی باشد.



شکل ۴. تغییرات هدایت هیدرولیکی خاک در طی بارندگی



شکل ۵. رابطه‌ی بین هدایت هیدرولیکی اشباع با تراکم درز و شکاف و ضخامت سله



لومی و رسی دارای بیش‌ترین کاهش بود. این خاک دارای بیش‌ترین ضخامت سله (به‌طور میانگین ۳/۱۶ میلی‌متر) و کم‌ترین مقادیر تراکم درز و شکاف (به‌طور میانگین ۱/۹۲ متر بر مترمربع) بود. به دلیل تراکم کم درز و شکاف در خاک لوم‌رس‌شنی هدایت هیدرولیکی در این خاک تنها تحت تأثیر ضخامت سله بود و تحت تأثیر درز و شکاف قرار نگرفت. همچنین در دو خاک لومی و رسی نسبت به نمونه قبل از بارندگی هدایت هیدرولیکی افزایش یافت علت این موضوع تراکم بالای درز و شکاف و ضخامت کم سله بود. باید توجه داشت که اثر سله بر هدایت هیدرولیکی وابسته به ویژگی‌هایی

نتیجه‌گیری کلی

در این پژوهش، اندازه‌گیری هدایت هیدرولیکی پس از اعمال باران شبیه‌سازی‌شده و خشک شدن خاک در شرایطی صورت گرفت که خاک نسبت به نمونه قبل از باران دچار تغییراتی از جمله تشکیل سله و ایجاد درز و شکاف در سطح خاک بود. حضور درز و شکاف در خاک موجب افزایش نفوذ ترجیحی و هدایت هیدرولیکی اشباع در خاک‌ها شد. در مقابل، سله تشکیلی در سطح خاک‌ها به دلیل تراکم بیش‌تر و تخلخل کم‌تر نسبت به قبل از بارندگی موجب کاهش نفوذ آب شد. بر اساس نتایج، هدایت هیدرولیکی خاک لوم‌رس‌شنی نسبت به دو خاک

این پدیده‌ها می‌باشد. به این منظور پیشنهاد می‌شود در پژوهش‌های آینده در مورد چگونگی تأثیر سله بر هدایت هیدرولیکی علاوه بر اندازه‌گیری ضخامت سله باید به بررسی چگالی سله هم پرداخته شود. همچنین در مورد درز و شکاف ایجادشده در سطح خاک علاوه بر اندازه‌گیری تراکم آن باید به بررسی عمق، حجم و پیوستگی درز و شکاف پرداخته شود تا بتوان به‌طور کامل اثر این پدیده را بر هدایت هیدرولیکی مورد ارزیابی قرارداد.

از جمله ضخامت و چگالی سله است. همان‌طور که در مورد خاک لوم‌رسی‌شنی بیان شد هدایت هیدرولیکی در این خاک به دلیل ضخامت بالای سله و همچنین افزایش چگالی سله در تداوم‌های طولانی‌تر بارندگی با کاهش بیش‌تری مواجه شد. علاوه بر تغییرات نام‌برده در سطح خاک، پس از بارندگی تمامی خاک‌ها با تخریب و تراکم لایه زیرین سله هم مواجه‌اند که به‌نوبه خود تأثیر بسزایی بر تغییرات هدایت هیدرولیکی دارد. از آنجایی که بررسی جداگانه اثر هر یک از این پدیده‌ها (سله و درز و شکاف) بر هدایت هیدرولیکی خاک مستلزم بررسی کامل خصوصیات

REFERENCES

- Asadi, H., Mahmoud, n. And Heidari, or. 2007. Surface Sealing Formation effect on the dynamics of sheet erosion. Tenth Congress of Soil Science. Karaj, 1148-1149.
- Assouline, S. (2004). Rainfall-induced soil surface sealing: a critical review of observations, conceptual models and solutions. *Vadose Zone Journal*, 3: 570-591.
- Assouline, S. and Mualem, Y. (2002). Infiltration during soil sealing: The effect of areal heterogeneity of soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.* 38(12). doi: 10.1029/2001WR001168.
- 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.
- Ben-Hur, M. (2008). Seal Formation Effects on Soil Infiltration and Runoff in Arid and Semiarid Regions under Rainfall and Sprinkler Irrigation Conditions. Institute of Soil, Water and Environmental Sciences, ARO, Volcani Center, Bet-Dagan. 429-452.
- 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.
- Bouyoucos, G. J. (1962). Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. *Agronomy Journal*, 54, 464-465.
- Bower, C. A. (1952). Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Science*, 73:251-261.
- Bu, C.F., Gale, W.J., Cai, Q.G and Wu, S.F. (2013). Process and Mechanism for the Development of Physical Crusts in Three Typical Chinese Soils. *Pedosphere*. 23(3), 321-332.
- Cary, J. and Evans, D.D. (1974). Soil crust. *University of Arizona. Tucson. Tech. Bull No. 214.*
- Chapman, H. D. and Pratt, P. F. (1978). Methods of analysis for soils, plants and waters. *Division of agricultural sciences. University of California, USA.*
- Christiansen, J.E. (1942). Irrigation by sprinkling. California Agriculture. *University of California, Berkeley. Exp. Stn. Bull. 670.*
- Darkhal, .r. And Ahmad Ali. 2011. Susceptibility Index Surface Sealing Formation. Iranian Soil Science Congress, Tabriz.
- Dasog, G.S., Acton, D. F., Mermut, A. R. and De Jong, E. (1988). Shrink swell potential and cracking in clay soils of Saskatchewan. *Canadian Journal of Soil Science*, 68, 251-260.
- Edwards, W.M. and Larson, W.E. (1969). Infiltration of water into soils as influenced by surface seal development. *Transactions of the ASAE. American Society of Agricultural Engineers*, 12(4): 463-470.
- Fox, D.M. and Le Bissonnais, Y. (1998). Process-based analysis of aggregate stability effects on sealing, infiltration, and interrill erosion. *Society of America Journal*, 62: 717-724.
- Golchin, A., P. Clarke, J.M. Oades, and Skjemstad, J.O. (1995). The effects of cultivation on the composition of organic matter and structural stability of soils. *Australian Journal of Soil Research*, 33: 975-993.
- He, J., Wang, Y., Li, Y., Ruan, X.-c. (2015). Effects of leachate infiltration and desiccation cracks on hydraulic conductivity of compacted clay, *Water Science and Engineering*, doi: 10.1016/j.wse.04.004.
- Hoogmoed, W.B. and Bouma, J. (1980). A simulation model for predicting infiltration into cracked clay soil. *Society of America Journal*, 44: 458-461.
- Hudson, N.W. (1964). The flour pellet method for measuring the size of rain drops. *Research Bulletin. No.4, Dept. Conservation and Extension, Salisbury, Rhodesia.*
- Kay, B.P. and Angers, D. A. (1999). Soil structure. In: M.E. Sumner (ed.). *Handbook of Soil Science. CRC Press, New York, A-229A-269.*
- Kuhn, N.J. and Bryan, R.B. (2004). Drying, soil surface condition and interrill erosion on two Ontario soils. *Catena*, 57, 113-133.
- Le Bissonnais, Y. and Arrouays, D. (1997). Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility: II. Application to humic loamy soils with various organic carbon contents. *European Journal of Soil Science*, 48:39-48.
- Liu, C.W., Cheng, S.W., Yu, W.S. and Chen, S.K., (2003). Water infiltration rate in cracked paddy

- soil. *Geoderma*, 117: 169–181.
- McCormack, D. E. and Wilding, L.P. (1975). Soil Properties Influencing Swelling in Canfield and Geeburg Soils. *Soil Science Society of American Journal*. 39(3): 496-502.
- McIntyre, D.S. (1958). Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*, 85: 261–266.
- Neave, M.A. 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.
- Nelson, D. W. and Sommer, L. E. (1982). Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: Page, A. L. (Ed.), *Methods of Soil Analysis: Chemical and Microbiological Properties. American Society of Agronomy, Madison*, 9 (2):539–579.
- Page, A. L. (1987). Method of soil analysis. Part 2: chemical and microbiological properties. *Soil Science Society of American Madison, Wisconsin, USA*.
- Peron, H., Hueckel, T., Laloui, L. and Hu, L.B. (2012). Formation of drying crack patterns in soils: a deterministic approach. *Acta Geotechnica*. DOI 10.1007/s11440-012-0184-5.
- Ran, Q., Su, D., Li, P. and He, Z. (2012). Experimental study of the impact of rainfall characteristics on runoff generation and soil erosion. *Journal of Hydrology*, 424–425: 99–111.
- Saeedi, a., the Ghorbani Dashtaki, n., Khalili Moghaddam, b., Khdavrdylv, h. And Moradi, F. 2014. Evaluation models in swelling soil at the Zarindasht of Chaharmahal and Bakhtiari Province.. *Journal of soil (soil science and water)*. a. 196-189: (1) 28.
- Shainberg, I., Rhoades, L.D. and Prather, R. J. (1981). Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. *Soil Science Society of America Journal*, 45: 273-277.
- Soil Coservation Service, USDA. (1971). Guide for interpreting engineering uses of soil. p. 87. *USDA. U.S. Government printing office, Washington, D.C.*
- Stolte, J. Ritsema, C.J. and de Roo, A.P.J. (1997). Effects of crust and cracks on simulated catchment discharge and soil loss. *Journal of Hydrology*, 195: 279–290.
- Takele, M.D. and Lascano, R.J. (2012). Review Paper: Challenges and Limitations in Studying the Shrink-Swell and Crack Dynamics of Vertisol Soils. *Open Journal of Soil Science*. 2: 82-90.
- Valentin, C. (1994). Surface crusting, runoff, and erosion on steepplands and coarse material. *Soil Management Journals*, 3: 285–312.
- Wakindiki, I.I.C., and Ben-Hur, M. (2002). Soil mineralogy and texture effects on crust micromorphology, Infiltration and erosion. *Soil Science Society of America Journal*, 66: 897-905.
- West, L.T., Chiang, S.C. and Norton, L.D. (1992). The morphology of surface crusts. p. 73–93. In M.E. Sumner and B.A. Stewart (ed.) *Soil crusting: Chemical and physical processes*. Lewis Publishers, Boca Raton, FL.
- Wu, L., Pan, L., Mitchell, J. and Sanden, B. (1999). Measuring Saturated Hydraulic Conductivity using a generalized solution for Single-Ring Infiltrimeters. *Soil Science Society of America Journal*, 63: 788-792.
- Yoder, R.E. (1936). A direct method of aggregate analysis and a study of a physical nature of erosion losses. *Journal of American Agronomy*, 28: 337-351.
- Zhang, Z.B., Zhou, H., Zhao, Q.G., Lin, H. and Peng, X. (2014). Characteristics of cracks in two paddy soils and their impacts on preferential flow. *Geoderma*, 228–229: 114–121.