دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری
پژوهشنامه مدیریت حوزه آبخیز

"مقاله پژوهشی"

نقش اندوده سطحی در غلظت رسوب و هدررفت خاک از کرت‌های آزمایشگاهی تحت شبیه‌سازی باران‌های متوالی

رضا زارعی[1] و عبدالواحد خالدی درویشان[2]

۱- دانشجوی دکتری، گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، مازندران، ایران
۲- دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، گروه آبخیزداری، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، مازندران، ایران، (نویسنده مسوول: a.khaledi@modares.ac.ir)
تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۸/۱۷
صفحه: ۲۳۰ تا ۲۴۲

چکیده مبسوط

مقدمه و هدف: خاک یکی از مهم‌ترین سرمایه‌های ملی هر کشور محسوب می‌شود. از آنجایی که تاثیرات تخریب خاکدانه‌ها و تشکیل اندوده سطحی بر افزایش سیل‌خیزی،کاهش حاصلخیزی خاک و افزایش میزان فرسایش موضوع مهمی است، لذا هدف پژوهش حاضر، بررسی نقش اندوده سطحی در غلظت رسوب و هدررفت خاک است.

مواد و روش‌ها: پژوهش حاضر در دو بافت خاک لومی–شنی و لومی–شنی–رسی تحت تاثیر سه توالی بارندگی با شدت‌های بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت با فواصل ۱۰ روز و به مدت ۱۵ دقیقه در کرت‌های فرسایشی کوچک با ابعاد ۰/۵×۰/۵ متر با شیب ۱۸ درصد مورد بررسی قرار گرفت. همچنین برای اندازه‌گیری اندوده سطحی از دو شاخص میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌های سطح خاک و اسکنر سه‌بعدی با دقت ۲۰ میکرومتر استفاده شد.

یافته‌ها: نتایج نشان داد که توالی بارندگی بر غلظت رسوب و هدررفت خاک تاثیر معنی‌دار ($p<0/01$) داشت. در اثر توالی بارندگی هدررفت خاک در بافت لومی–شنی در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت حدود ۴۵ درصد افزایش یافت در حالی که در شدت بارندگی ۹۰ میلی‌متر در ساعت حدود ۳۸ درصد کاهش یافت و در بافت لومی–شنی–رسی به‌ترتیب در شدت های بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت هدررفت خاک به ترتیب ۵ و ۶۷ درصد کاهش یافت. میزان غلظت رسوب نیز بعد از توالی‌های بارندگی کاهش یافت. نتایج اندازه‌گیری هدررفت خاک نشان داد که از بارندگی اول تا بارندگی سوم جز در بافت لومی–شنی در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت، در هر دو خاک ، میزان رسوب خروجی کاهش یافت. نتایج حاصل از اسکنر سه‌بعدی در شدت بارندگی ۵۰ میلی‌متر در ساعت نشان داد زبری سطح خاک در بافت لومی–شنی از ۱/۳۰ به ۱/۱۸ میلی‌متر و در بافت لومی–شنی–رسی از ۱/۸۰ به ۱/۳۱ کاهش یافت، اما در شدت بارندگی ۹۰ میلی‌متر در ساعت میزان زبری افزایش یافت و از تشکیل اندوده سطحی جلوگیری گرد.

نتیجه‌گیری: زبری سطح خاک و اندوده سطحی حاصل از بارندگی قبلی قادر است شرایط سطح خاک و رواناب و هدررفت خاک را در مقیاس کرت تغییر دهد و شدت این تغییرات تحت تاثیرات متقابل شدت بارندگی و بافت خاک می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: اسکن سه‌بعدی، پایداری خاک‌دانه، زبری سطح خاک، جدایش خاک، غلظت رسوب

مقدمه

خاک به‌عنوان بستر اصلی تولید در جوامع بشری، جز یکی از مهم‌ترین سرمایه‌های ملی هر کشور محسوب می‌شود که بیشتر تولیدات بشر به طور مستقیم و غیرمستقیم از آن تامین می‌شود و اساس بسیاری از تمدن‌های بزرگ و کهن جهان بر باروری و حفاظت از خاک استوار بوده است (۳۶). حفاظت از منابع خاک و آب نیازمند مطالعه و اندازه‌گیری دقیق عوامل مؤثر و تحلیل فرآیندهای حاکم بر فرسایش و تخریب خاک می‌باشد (۳۸). فرسایش آبی یکی از گسترده‌ترین انواع فرسایش خاک می‌باشد که تعادل بین نیروی حرکت آب در سطح خاک و مقاومت خاک را بیان می‌کند (۵۷). یکی از تغییراتی که در سطح خاک ناشی از فرسایش آبی ایجاد می‌شود تشکیل اندوده سطحی[1] در سطح خاک است که در نتیجه از هم پاشیدگی خاکدانه‌های سطحی و پراکنش به اطراف در اثر برخورد قطرات باران و پاشمان و قرارگیری ذرات ریزتر در منافذ خاک و تشکیل اندوده سطحی به ضخامت چند میلی‌متر در سطح خاک می‌شود (۴) و تفاوت اندوده سطحی با سله خاک[2] این است که به طور کلی اندوده سطحی فاز اولیه در تشکیل پوسته فیزیکی خاک است و سله خاک حاصل خشک و سخت شدن لایه اندوده سطحی است (۲۴). پژوهش‌های متعددی در مورد تاثیر بافت بر میزان هدررفت خاک و رسوب و همچنین تاثیر شدت بارش بر تشکیل اندوده سطحی انجام شده که در زیر به این موارد پرداخته شده است.

ون تای و همکاران (۵۳) با بررسی خاک‌های جنگلی در چین نشان دادند با گذشت زمان از یک رخداد بارندگی، غلظت رسوب افزایش یافته و پس از گذشت زمان، به حالت پایدار می‌رسد. اسلامی و واعظی (۱۲) به بررسی تخریب خاک‌دانه‌ها طی رخدادهای یکسان باران در پنج طبقه اندازه خاک‌دانه از یک خاک لومی–رسی–شنی پرداختند. نتایج نشان داد که تفاوتی معنی‌دار بین رخدادها از نظر غلظت و مقدار رسوب وجود دارد. تحلیل نتایج حسن‌زاده و همکاران (۱۶) نشان داد در کرت‌های آزمایشی، در نمونه بافت‌های مختلف، تحت رخدادهای بارش شبیه‌سازی شده، از رخداد اول تا رخداد چهارم، غلظت رسوب، افزایش و پس از آن ثابت است. ارپول و کانگا (۱۱) پس از ارزیابی اثرات بارندگی‌های متوالی شبیه‌سازی شده با شدت ۶۰ میلی‌متر در ساعت روی رواناب و فرسایش، به ویژه فرسایش پاشمانی و سطحی دو نوع خاک لومی–رسی و لومی–سیلتی با شیب ۳۰ درصد در ترکیه اذعان نمودند که هدررفت خاک در بارندگی‌های متوالی بیش‌تر از اولین بارندگی و فرسایش پاشمانی در بارندگی اوّل بیش‌تر از بارندگی‌های بعدی بوده است. راموس و همکاران (۳۵) به بررسی تعیین فرآیندهای فرسایشی حاصل از اندوده سطحی در منطقه آنویا اسپانیا پرداختند. نتایج نشان داد که در ۱۰ نوع خاک سطحی، تلفات و هدررفت خاک به‌طور معنی‌داری حساس به اندوده سطحی تشکیل شده در سطح خاک است. پژوهش‌ها نشان دادند بین رواناب، رسوب و مواد

1- Surface Sealing
2- Soil crust

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

مادری خاک‌ها وابستگی وجود دارد (۵۲). پژوهش واعظی و همکاران (۴۸) بر روی تحلیل تاثیر بارش بر ویژگی‌های خاک و هدررفت خاک در شرایط آزمایشگاهی نشان داد در رخداد رگبارهای اولیه به دلیل رطوبت پیشین خاک و فراوانی خاکدانه‌های پایدار، پایین‌ترین مقدار هدررفت خاک مشاهده شد. راموس و همکاران (۳۴) در بررسی خاک‌های تحت خاک‌ورزی و بدون خاک‌ورزی بر رشد دانه ذرت دریافتند که میزان نفوذ در اثر خاک‌ورزی افزایش یافت و میزان تشکیل اندوده سطحی در خاک خاک‌ورزی شده نسبت به خاک‌های بدون خاک‌ورزی کاهش می یابد. تغییرات میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌ها به عنوان شاخصی از تشکیل و تشدید اندوده سطحی نیز توسط پژوهش‌گران مورد توجه قرار گرفته است. از جمله والتی و همکاران (۵۰) و فرناندز راگا و همکاران (۱۳) دریافتند که کاهش میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌ها و تشکیل اندوده سطحی متاثر از افزایش انرژی جنبشی قطرات باران است. سیفی و همکاران (۴۱،۴۲) نیز سرعت تشکیل اندوده سطحی در خاک‌های با بافت شنی، لومی–رسی و رسی با شدت‌های مختلف بارش و شیب‌های مختلف در مقیاس کرت یک مترمربعی را در شرایط آزمایشگاه مورد بررسی قرار داده و دریافتند که سرعت تشکیل اندوده سطحی در خاک‌ها، شدت‌ها و شیب‌های مختلف بین شش تا ۱۰۲ دقیقه متغیر بوده و خاک با بافت رسی و لومی–شنی به‌ترتیب کم‌ترین و بیش‌ترین سرعت تشکیل اندوده سطحی را داشتند. اسدی و همکاران (۳) نیز در پژوهشی به بررسی تاثیر مدت زمان بارش بر ضخامت اندوده سطحی تشکیل شده با اشعه ایکس پرداختند و به این نتیجه رسیدند که ویژگی‌های بافت خاک و ماده آلی بیش‌ترین نقش را در ضخامت اندوده سطحی تشکیل شده دارد. ذرات درشت‌تر خاک عامل دیگر تعیین کننده حجم و غلظت رسوبات در خاک‌ها هستند (۴۶،۱۹). بررسی نقش اندوده سطحی و پوسته فیزیکی خاک در افزایش مقاومت ذرات تشکیل‌دهنده سطح خاک نشان داد که در خاک لومی–سیلتی با تشکیل پوسته فیزیکی مقاومت سطحی خاک افزایش می‌یابد (۸،۵۷،۵۴). فرسایش خاک باعث تشکیل اندوده‌سطحی در محل برجای‌گذاری رسوبات ریزدانه شده و همین امر عمدتاً موجب کاهش ضریب زبری شده و فرسایش خاک را افزایش می‌دهد (۵،۳۴،۲۵). به طور کلی پاسخ خاک در برابر فرآیندهای فرسایشی پیچیده است و تحت تاثیر پایداری خاکدانه قرار دارد (۷) و در هر رخداد بارش به دلیل تغییر در ساختمان خاک و رطوبت اولیه، مقدار هدررفت خاک و آب متفاوت است (۳). سه عامل، انرژی جنبشی قطرات باران، ویژگی‌های خاک و فیزیوگرافی دامنه‌ها بیش‌ترین تأثیر در پایداری خاک‌دانه‌ها و ایجاد اندوده‌ی سطحی دارند و از بین ویژگی‌های خاک، بافت، ساختمان و ماده آلی از اهمیت بیش‌تری در فرآیند پاشمان و تشکیل اندوده سطحی برخودار می‌باشند (۲۷).

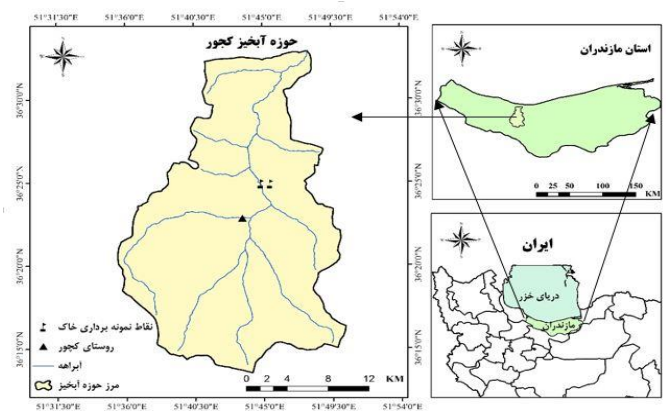
نوآوری پژوهش حاضر در این بوده است که نقش توالی باران به صورت جداگانه و متقابل با شدت باران و بافت خاک بر میزان تشکیل اندوده سطحی و تأثیر آن بر مؤلفه غلظت رسوب و هدررفت خاک مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین از اسکنر سه بعدی برای برآورد میزان زبری سطح خاک با دقت کمتر از ۲۰ میکرومتر و ارتباط آن با اندوده سطحی استفاده شد. در پژوهش حاضر نقش اندوده‌سطحی و اثر باران‌های متوالی در دو نوع بافت خاک در متغیرهای غلظت رسوب و هدررفت خاک مورد بررسی قرار گرفت.

مواد و روش‌ها

تهیه خاک و آماده‌سازی کرت‌های آزمایش

در پژوهش حاضر تیمارهای مورد بررسی شامل دو نوع بافت خاک (لومی–شنی و لومی–شنی–رسی)، دو شدت بارندگی (شامل ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر درساعت) و سه توالی بارندگی (با فواصل ۱۰ روز) و اثر متقابل این تیمارها بر همدیگر بوده است. همچنین طرح آزمایشی مورد استفاده در این پژوهش فاکتوریل بوده و اثر جداگانه و متقابل همه تیمارها بر همدیگر در نظر گرفته شده است. خاک از عمق ۲۰ سانتی‌متری سطح خاک (۲۴) از دو منطقه مرتعی محدوده روستاهای کدیر و کجور در استان مازندران (شکل ۱) برداشته شد و آزمایش با سه تکرار تحت شبیه‌سازی باران در دو شدت و سه بارندگی متوالی، مجموعا در ۳۶ کرت در شرایط آزمایشگاهی انجام شد. بافت خاک در این دو نقطه متفاوت از هم بودند و هدف از این پژوهش بررسی رابطه تشکیل اندوده سطحی در تیمارهای مختلف شدت بارش و بافت خاک و تأثیر آن بر نفوذ و رواناب و هدررفت خاک بود. همچنین حوزه آبخیز کجور حوزه آبخیز آموزشی و پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس است و وجود داده ها و اطلاعات پژوهش های پیشین در این حوزه آبخیز از دلایل انتخاب این نقاط برای برداشت خاک بوده است. موقعیت بافت لومی–شنی–رسی با طول و عرض جغرافیایی به‌ترتیب "۲۳/۵ ۴۵ °۵۱ و "۴۲/۵ ۲۴ °۳۶ و بافت لومی–شنی با طول و عرض جغرافیایی "۵۹/۱۲ ۴۴ °۵۱ و "۴۸/۵ ۲۴ °۳۶ برای نمونه‌برداری انتخاب شد (۱۵) و نمونه‌ها به آزمایشگاه دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تربیت مدرس انتقال داده شد.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]



شکل ۱- موقعیت حوزه آبخیز کجور و نقاط نمونه‌برداری خاک
Figure 1. Location of the Kojoor watershed and soil sampling points

برای آماده‌سازی خاک از روش کار پیشنهادی کوکال و سرکار (۲۴) استفاده شد. به همین منظور ابتدا دو نوع بافت مختلف خاک هوا خشک شد و بقایای گیاهی و سنگ و سنگ‌ریزه آنها حذف (۲) و سپس از الک چهار میلی‌متری به دلیل حفظ اثر خاک‌دانه‌های بزرگ‌تر از دو میلی‌متر در فرسایش و رواناب عبور داده شد (۴۳) و به‌صورت لایه‌بندی به ضخامت ۱۳ سانتی‌متر در داخل کرت‌هایی آهنی دارای دیواره‌هایی از جنس پلکسی‌گلاس با توانایی بالا در تحمل فشارهای جانبی و صفحه زهکشی در کف، مجهز به یک سرریز به منظور جمع‌آوری رواناب و رسوب به ابعاد ۰/۵×۰/۵ متر و ارتفاع ۰/۳ متر ریخته شد. برای شبیه‌سازی بهتر شرایط طبیعی، یک لایه پوکه معدنی به‌صورت تغییر تدریجی اندازه ذرات از بادامی تا ریزدانه (ساختار فیلتری) به ضخامت ۱۷ سانتی‌متر در کف فلوم‌ها و زیر خاک مورد آزمایش ریخته شد (۹،۱۰،۲۲). سپس خاک تا رسیدن به جرم مخصوص ظاهری که برای بافت لومی–شنی برابر ۱/۴۷ و لومی– شنی–رسی ۱/۶۰ گرم در سانتی‌متر مکعب است، غلتک زده شد (۲۱،۲۲). پس از این مرحله کرت‌ها به‌منظور تأمین شرایط رطوبت پیشین خاک و متناسب با شرایط طبیعی، حدود ۲۴ ساعت تحت شرایط اشباع از کف قرار گرفته و سپس به مدت ۲۴ ساعت رها شده تا به حالت نزدیک به رطوبت ظرفیت مزرعه[1] برسند (۲۳،۲۴).

اندازه‌گیری ویژگی‌های خاک

در ادامه ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌ها نیز به روش‌های زیر اندازه‌گیری شد، بافت خاک به روش هیدرومتری، وزن مخصوص ظاهری به روش کلوخه‌ای (۵۵)، محتوای ماده آلی به روش والکی بلک (۲۸)، pH با استفاده از pH متر و هدایت الکتریکی با استفاده از EC متر اندازه‌گیری شد.

آماده‌سازی شبیه‌ساز باران

شبیه‌سازهای باران ابزارهای کارآمد و مناسبی برای بررسی تغییرات خاک تحت فرآیند فرسایش هستند (۳،۴). برای انجام این پژوهش از دستگاه شبیه‌ساز باران، طراحی و ساخته شده در دانشکده منابع طبیعی دانشگاه تربیت مدرس استفاده شد. این شبیه‌ساز باران از نوع تحت فشار بوده و با ارتفاع ریزش ۲/۵ متر و مناسب برای دسترسی نسبی به سرعت حد قطرات مورد استفاده قرار گرفت (۲۲،۲). به منظور رسیدن به حداکثر تشابه ویژگی‌های فیزیکی باران شبیه‌سازی شده شامل دانه‌بندی و قطر قطرات با باران طبیعی، پیش‌بینی‌ها و اندازه‌گیری‌ها و واسنجی‌های لازم در سامانه شبیه‌ساز باران صورت گرفت (۲۱). با توجه به امکان وزش باد، برای اطمینان از این‌که در حین اجرای هر یک از تیمارها اختلالی در شدت بارندگی شبیه‌سازی شده ایجاد نشود از سامانه بادگیر استفاده شد. شرایط دقیق بارش طرح با انجام آزمایش‌های متعدد با استفاده از دو نازل استاندارد 3/8 S24 BEX:W و همچنین فشارهای مختلف از نقطه نظر موارد مختلف شدت، توزیع یک‌نواخت، قطر قطره و پوشش زمینی واسنجی شد. در این پژوهش شدت بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر بر ساعت مد نظر قرار گرفت که به ترتیب سرعت متوسط قطرات ۴/۰۹ و ۴/۰۰ متر در ثانیه، میانگین قطر قطرات ۱/۰۸ و ۱/۰۲ میلی‌متر، انرژی جنبشی ۸/۹۷ و ۸/۰۰ ژول بر ثانیه و ضریب یکنواختی ۸۸ و ۹۱ درصد برآورد شده است (۲۲). در این آزمایش دو شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر بر ساعت بر اساس منحنی‌های شدت–مدت–فراوانی ایستگاه سینوپتیک کجور انتخاب شدند.

اندازه گیری غلظت رسوب و هدررفت خاک

شبیه‌سازی باران از زمان شروع رواناب تا اتمام آزمایش با فواصل زمانی ۳ دقیقه‌ای که در مجموع زمان کل نمونه‌گیری ۱۵ دقیقه بود در طول مدت اعمال بارش، رواناب و هدررفت خاک طی پنج مرتبه و هر سه دقیقه یک بار اندازه‌گیری شدند. مقدار رواناب با استفاده از اندازه‌گیری مخلوط رواناب و رسوب با استفاده از استوانه مدرج اندازه گیری شد و غلظت رسوب در نمونه‌های رواناب با استفاده از روش تخلیه آب (۱۵،۳۲،۳۹،۵۱) و برجاگذاری رسوب اندازه‌گیری شد (۴۰،۳۹). سپس نمونه رواناب و رسوب به‌مدت ۲۴ ساعت به حالت سکون قرار داده شد تا رسوب داخل آن به طور کامل ته‌نشین گردد و پس از تخلیه آب اضافی نمونه‌ها تا حد امکان، رسوب ته‌نشین شده با آب مقطر به داخل ظرف‌های آلومینیومی با وزن مشخص منتقل شد. سپس به مدت ۲۴ ساعت در کوره با دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته و خشک شد (شکل ۲) در نهایت اختلاف وزن نمونه‌های خشک شده با وزن اولیه ظرف آلومینیومی حاوی آن (ظرف آلومینیومی فاقد رسوب) با

1- Field Capacity

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

کمک ترازوی با دقت ۰/۰۰۱ گرم به‌عنوان وزن رسوب در نظر گرفته شد (۱۴،۴۳،۴۴). پس از تناسب حجم و تبدیل واحدهای داده‌های اولیه در هر یک از نمونه‌ها، غلظت رسوب و مقدار هدررفت خاک از سطح هرکرت به‌ترتیب به‌صورت گرم بر لیتر و گرم بر متر مربع محاسبه شد. برای محاسبه میزان غلظت رسوب، ابتدا هدررفت خاک از هر کرت محاسبه شده و برای هر کرت میانگین‌گیری صورت گرفت. سپس مقدار حجم رواناب خروجی از هر کرت محاسبه گردید و به مانند هدررفت خاک برای هر کرت میانگین‌گیری صورت گرفت. آن‌گاه برای محاسبه غلظت رسوب میانگین، میانگین هدررفت خاک بر میانگین رواناب هر کرت تقسیم شد.



شکل ۲- برجاگذاری نمونه‌های رواناب و رسوب به مدت ۲۴ ساعت (بالا) و قرار دادن نمونه‌های رسوب تغلیظ شده در آون با دمای ۱۰۵ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲۴ ساعت (پایین)

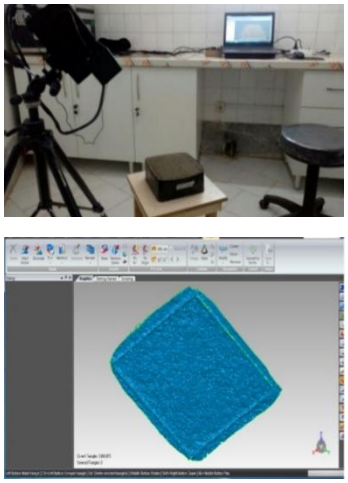
Figure 2. Placement of runoff and sediment samples for 24 hours (up) and placement the concentrated sediment samples in the oven at 105 °C for 24 hours (down)

محاسبه شاخص‌های مورد نیاز در تحلیل اندوده سطحی خاک

برای اندازه‌گیری اندوده سطحی شاخص‌ها و روش‌های مختلفی وجود دارد که با توجه به موجودیت ابزار و قابلیت‌های آزمایشگاهی در پژوهش حاضر از تغییرات دو شاخص میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌های سطح خاک (MWD[1]) حاصل از روش الک تر[2] و شاخص متوسط زبری سطح خاک (MSSR[3]) حاصل از کاربرد اسکنر سه‌بعدی استفاده شد (۳۱،۵۷). برای محاسبه میانگین وزنی قطر خاکدانه‌های خاک با استفاده از روش الک تر ابتدا ذرات خاک، هواخشک و پس از عبور از صافی ۲ و ۴ میلیمتر به مدت ۳۰ دقیقه بر روی پارچه مرطوب قرار گرفتند و پس از آن ذرات خاک مرطوب در سری الک‌ها با کاهش قطر (به‌ترتیب ۲/۰۰، ۱/۰۰، ۰/۵۰ و ۰/۲۵ میلی‌متر) قرار داده شد و سری الک‌ها در زیر آب به آرامی و به مدت ۱۰ دقیقه با سرعت ثابت تکان داده شدند. در نهایت میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌های خاک پس از خشک کردن از طریق میانگین وزنی قطر ذرات باقیمانده در الک‌های با قطر مختلف بدست آمد (۳۱). به منظور محاسبه شاخص متوسط زبری سطح خاک با استفاده از اسکنر مدل ES-Scan-D نوع نوری با دقت ۲۰ میکرون و پس از بارندگی استفاده شد. برای تهیه تصویر از سطح هر کرت، اسکن سطح کرت در چهار جهت انجام شد و سپس در نرم‌افزار Shining 3D این چهار تصویر با هم ادغام شده و به یک تصویر سه بعدی تبدیل شدند. بعد از اتمام اسکن کرت‌ها، از تصاویر تهیه شده به وسیله اسکنر سه‌بعدی متغیرهای کمی از قبیل میانگین زبری سطح خاک (MSSR) با برداشت پنج نقطه از چهار گوشه و مرکز تصاویر به کمک نرم‌افزار Geomagic Studio و سپس میانگین‌گیری از پنج نقطه، مقدار متوسط زبری بدست آمد (۱۷) (شکل ۳).

1- Mean Weighted Diameter 2- Wet Sieving 3- Mean Soil Surface Roughness

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]



شکل ۳- نمایی از اسکنر سه‌بعدی و کرت در حال اسکن (بالا) و تصویر تهیه شده از سطح کرت توسط اسکنر سه بعدی (پایین)
Figure 3. View of the 3D scanner and the plot being scanned (up) and the image taken of the plot surface by the 3D scanner (down)

تحلیل داده‌ها

به‌منظور انجام تحلیل‌های آماری پس از اجرای آزمایش با توجه به تعداد کم داده‌ها، نرمال بودن با استفاده از آزمون کولموگروف-اسمیرنوف در سطح اعتماد ۹۵ درصد مورد ارزیابی قرار گرفت (۳۶). با توجه به نرمال بودن داده‌ها، برای بررسی اثر تیمارها و مقایسه اختلاف بین میانگین‌ها از تحلیل واریانس یک طرفه (ANOVA) و برای ارزیابی تفاوت معنی‌داری بین سطوح مختلف اندوده سطحی و بافت خاک از آزمون Duncan ($p<۰/۰۵$) استفاده شد (۵۱). هم‌چنین برای بررسی اثر تیمارهای مختلف شدت و توالی بارندگی و بافت خاک بر متغیر درصد کاهش قطر خاک‌دانه‌های سطح خاک از آزمون تحلیل واریانس یک‌طرفه استفاده شد. کلیه‌ی آزمون‌های آماری برای تحلیل داده‌ها با استفاده از نسخه ۲۳ نرم‌افزار SPSS انجام شد.

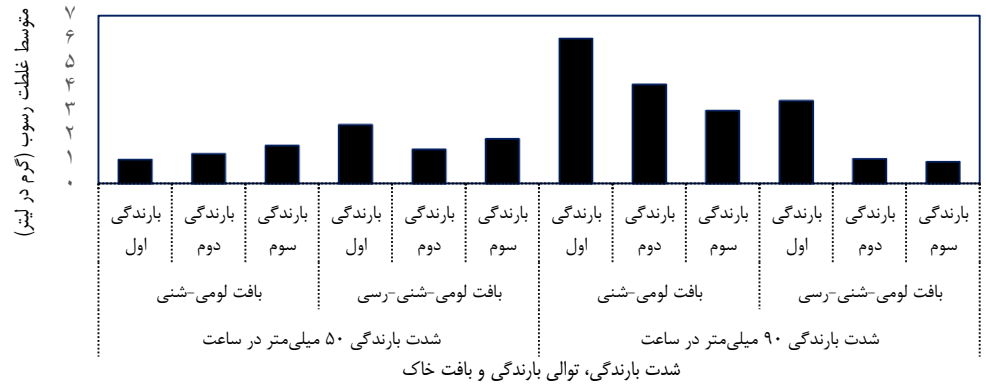
نتایج و بحث

در پژوهش حاضر به منظور بررسی اثر اندوده سطحی حاصل از توالی بارندگی‌ها بر میزان غلظت رسوب خروجی از کرت‌های آزمایشی در تکرارهای مختلف، غلظت متوسط رسوب خروجی طی شدت‌های بارندگی ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت با تداوم ۱۵ دقیقه با فاصله زمانی ۱۰ روز از هم در سه توالی بارندگی اندازه‌گیری شد. تحلیل مربوط به متوسط غلظت رسوب نشان داد که در بافت لومی-شنی در شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت، میزان تغییرات متوسط غلظت رسوب از بارندگی اول به بارندگی سوم به ترتیب ۳۶/۷۷ درصد افزایش و ۴۹/۶۶ درصد کاهش یافت و در بافت لومی-شنی-رسی در شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت به ترتیب ۲۴/۰۸ و ۷۳/۷۰ درصد کاهش یافت (شکل ۴).

در پژوهشی مشابه صادقی و همکاران (۴۰) بیان کردند علی‌رغم افزایش میزان حجم رواناب به سبب افزایش توالی، میزان هدررفت خاک و در نتیجه میزان ذرات قابل حمل کاهش یافته و به تبع آن با افزایش توالی میزان غلظت رسوب کاهش یافته است. میزان غلظت رسوب به جز در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت و در بافت لومی-شنی در بقیه شدت‌ها و بافت‌ها در ابتدا زیاد بود که با یافته‌های اسدی (۳) مبنی بر این‌که مهمترین عامل ایجاد غلظت رسوب زیاد در اوایل بارندگی، وجود مقداری ذرات ریز مجزا در خاک است که با شروع رواناب به یکباره شسته می‌شوند مطابقت دارد. این ذرات در مطالعات آزماشگاهی به طور معمول طی مراحل نمونه‌برداری، الک کردن و آماده کردن کرت‌ها بوجود می‌آیند (۲۹). در بافت لومی-شنی در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت و در بافت لومی-شنی-رسی در هر دو شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت میزان غلظت رسوب از بارندگی اول به سمت بارندگی سوم کاهش یافت.

نتایج جدول (۱) نشان داد، شدت بارندگی با سطح اعتماد ۹۹ درصد بر میانگین غلظت رسوب اثر معنی‌دار دارد چون با توجه به این‌که میزان ماده آلی دو نوع خاک کم است و چون این عامل در میزان رواناب خروجی و رسوب تاثیر کاهنده دارد (۷،۳۷) لذا در اثر بارش، میانگین غلظت افزایش پیدا کرده است. اثر بافت خاک نیز بر میانگین غلظت رسوب با سطح اطمینان ۹۹ درصد معنی‌دار گزارش شد. تاثیر شدت دربارندگی و شدت در بافت بر میانگین غلظت رسوب با سطح اطمینان ۹۹ درصد معنی‌دار گزارش شد و تاثیر متقابل شدت و توالی بارندگی و بافت خاک بر میانگین غلظت رسوب غیر معنی‌دار بدست آمد.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]



شکل ۴- میانگین غلظت رسوب (گرم در لیتر) در دو بافت خاک و دو شدت بارندگی طی سه بارندگی متوالی
Figure 4. Average sediment concentration (g l^{-1}) in two soil textures at two rainfall intensities during three subsequent rainfalls

جدول ۱- نتایج مدل خطی عمومی برای شناسایی آثار اصلی متقابل شدت بارندگی، توالی بارندگی و بافت خاک بر متغیرهای رسوب
Table 1. The results of general linear model for identifying main and interaction effects of rainfall intensity, rainfall sequence and soil texture on sediment variables

منبع اثر	متغیر وابسته	درجه آزادی	میانگین مربعات	آماره F	سطح معنی داری
شدت بارندگی	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۱	۱۳/۶۳۵	۴۳/۰۴۷	**۰/۰۰۰
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۰/۰۶۵	۶/۷۰۳	**۰/۰۲۴
	وزن رسوب (گرم)		۵۴۲/۴۵۰	۱۲۳/۲۷۷	**۰/۰۰۰
توالی بارندگی	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۲	۴/۷۵۷	۱۵/۰۱۹	**۰/۰۰۱
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۰/۰۳۱	۳/۲۱۸	(ns)۰/۷۶
	وزن رسوب (گرم)		۳۸/۷۳۸	۸/۸۰۴	**۰/۰۰۴
بافت خاک	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۱	۵/۸۳۱	۱۸/۴۰۹	**۰/۰۰۱
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۰/۰۰۶	۰/۵۸۷	(ns)۰/۴۵۸
	وزن رسوب (گرم)		۱۷۸/۸۷۰	۴۰/۶۵۰	**۰/۰۰۰
شدت بارندگی × توالی بارندگی	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۲	۴۹/۶۶۹	۱۱/۲۸۸	**۰/۰۰۲
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۳/۹۳۴	۱۲/۴۲۰	**۰/۰۰۱
	وزن رسوب (گرم)		۰/۰۱۷	۱/۷۵۶	(ns)۰/۲۱۴
شدت بارندگی × بافت خاک	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۱	۲۹۵/۵۴۲	۶۷/۱۶۵	**۰/۰۰۰
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۱۵/۶۶۶	۴۹/۴۵۶	**۰/۰۰۰
	وزن رسوب (گرم)		۱۶۷	۰/۰۰۰	(ns)۰/۹۸۴
توالی بارندگی × بافت خاک	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۲	۶/۰۱۷	۱/۳۶۸	(ns)۰/۲۹۲
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۰/۳۹۹	۱/۲۵۸	(ns)۰/۳۱۹
	وزن رسوب (گرم)		۰/۰۲۷	۲/۷۸۰	(ns)۰/۱۰۲
شدت بارندگی × توالی بارندگی × بافت خاک	میانگین غلظت رسوب (گرم درلیتر)	۲	۰/۳۲۹	۱/۰۳۸	(ns)۰/۳۸۴
	جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)		۰/۰۰۲۴	۲/۵۱۸	(ns)۰/۱۲۲
	وزن رسوب (گرم)		۴۰۳	۰/۰۹۲	(ns)۰/۹۱۳

**، * و ns: به‌ترتیب معنی‌داری در سطح اطمینان ۹۹ و ۹۵ درصد و غیر معنی‌دار

بر اساس تفکیک سطوح توالی با آزمون دانکن در جدول (۲) میانگین غلظت رسوب در بارندگی دوم و سوم اختلاف معنی‌دار با بارندگی اول دارد و بنابراین بارندگی دوم و سوم در زیرگروه یک و بارندگی اول در زیر گروه دو قرار می‌گیرد.

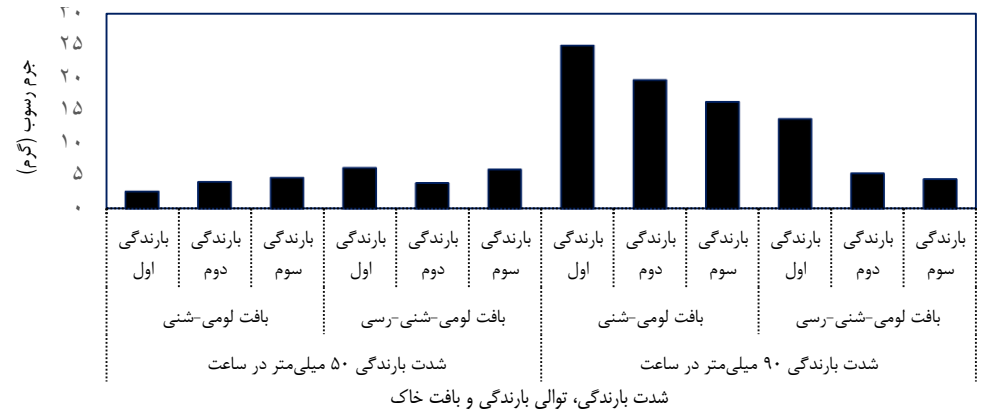
جدول ۲- نتایج اثر سطوح توالی بارندگی بر متغیرهای رسوب با استفاده از آزمون دانکن
Table 2. The results of the effects of rainfall sequence levels on sediment variables using Duncan test

متغیر مورد بررسی	زیر گروه یک	زیر گروه دو	زیرگروه سه
جرم رسوب (گرم)	بارندگی دوم و سوم	بارندگی اول	---
میانگین غلظت رسوب (گرم در لیتر)	بارندگی دوم و سوم	بارندگی اول	---
جرم رسوب پس از قطع بارش (گرم)	بارندگی اول، دوم و سوم	---	---

نکته: یا همه بارندگی‌ها در یک گروه هستند یا اگر تفکیک شده‌اند همیشه شرایط بارندگی اول جداست که نشان می‌دهد نسبت به دو بارندگی دیگر شرایط متفاوتی دارد.

تحلیل نتایج مربوط به جرم رسوب در شکل (۵) نشان داد که در بافت لومی-شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت، وزن رسوب از توالی بارندگی اول به سمت توالی بارندگی سوم ۴۴/۵۳ درصد افزایش یافته است در واقع با افزایش رخدادهای بارندگی به دلیل تخریب بیشتر سطح خاک، میزان هدررفت خاک افزایش یافت.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]



شکل ۵- میانگین جرم رسوب (گرم) در دو بافت خاک و دو شدت بارندگی طی سه بارندگی متوالی

Figure 5. Average of sediment mass (g) in two soil textures at two rainfall intensities during three subsequent rainfalls

با توجه به جدول (۳) از آنجایی که درصد ماده آلی بافت لومی-شنی پایین بوده و براساس جدول پایداری خاک‌دانه‌ها هیچ کدام از متغیرهای توالی بارندگی، بافت خاک و شدت بارندگی بر میزان پایداری قطر خاک‌دانه‌های سطح خاک معنی‌دار گزارش نشدند، لذا از این جهت خاک‌دانه‌های خاک مورد نظر ضعیف بوده و از آنجایی که مقاومت خاک سطحی و درصد ماده آلی از عوامل موثر بر میزان هدررفت خاک است به همین دلیل میزان هدررفت خاک در بافت لومی-شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت افزایش یافته است اما در همین بافت از توالی بارندگی اول به توالی بارندگی سوم میزان وزن رسوب در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت ۳۸/۳۴ درصد کاهش یافته است. اما در بافت لومی-شنی-رسی در شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت به ترتیب ۴/۴۷ و ۶۷/۰۳ درصد کاهش یافته است. هم‌چنین تحلیل مربوط به رسوب کل در جدول (۴) نشان داد که در بافت لومی-شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت میزان رسوب کل از بارندگی اول به بارندگی سوم ۴۳/۴۲ درصد افزایش یافته ولی در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت در این بافت ۳۴/۰۹ درصد کاهش یافت. اما در بافت لومی-شنی-رسی در هر دو شدت ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر در ساعت به ترتیب ۴/۸۷ و ۶۷/۷۲ درصد میزان رسوب کل کاهش یافت که با یافته‌های کانتون و همکاران (۶) مبنی بر افزایش رسوب با افزایش رواناب در سه رخداد بارندگی، مغایرت دارد. صادقی و همکاران (۳۹) نیز نشان دادند علی‌رغم افزایش میزان حجم رواناب به سبب افزایش توالی، میزان هدررفت خاک و در نتیجه میزان ذرات قابل حمل کاهش یافته و به تبع آن با افزایش توالی میزان غلظت رسوب کاهش یافته است.

جدول ۳- ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد بررسی

Table 3. Physical and chemical properties of the studied soils

نوع خاک	بافت	مقدار ذرات (درصد)			جرم مخصوص‌ظاهری (گرم در سانتی‌متر مکعب)	ماده آلی (درصد)	pH	EC (میکروزیمنس بر سانتی‌متر)
		شن	سیلت	رس				
خاک ۱	لومی-شنی	۷۰	۱۴	۱۶	۱/۴۷	۱/۵۹	۷/۹۱	۴۰۴
خاک ۲	لومی-شنی-رسی	۶۶	۱۴	۲۰	۱/۶	۲/۱۲	۷/۷۸	۱۲۱

جدول ۴- نتایج جرم رسوب کل با احتساب جرم رسوب پس از قطع شدن باران (گرم) در دو بافت خاک و دو شدت بارندگی طی سه بارندگی متوالی

Table 4. The results of total sediment mass including sediment mass after rainfall (g) in two soil textures at two rainfall intensities during three subsequent rainfalls

بافت	شماره کرت	بارندگی اول		بارندگی دوم		بارندگی سوم	
		شدت بارندگی (میلی متر در ساعت)					
		۵۰	۹۰	۵۰	۹۰	۵۰	۹۰
لومی-شنی	۱	۲/۰۹	۲۴/۶۰	۵/۸۸	۱۹/۲۶	۷/۹۴	۱۴/۲۰
	۲	۳/۳۳	۲۵/۶۷	۲/۵۱	۲۰/۵۲	۱/۶۴	۱۸/۹۳
میانگین		۲/۷۱	۲۵/۱۴	۴/۲۰	۱۹/۸۹	۴/۷۹	۱۶/۵۷
انحراف معیار		۰/۸۸	۰/۷۶	۲/۳۸	۰/۸۷	۴/۴۶	۳/۳۴
لومی-شنی-رسی	۱	۵/۵۰	۱۶/۳۵	۳/۹۸	۴/۹۶	۵/۰۱	۳/۳۹
	۲	۷/۲۴	۱۲/۰۳	۴/۰۵	۵/۹۸	۷/۱۲	۵/۷۸
میانگین		۶/۳۷	۱۴/۱۹	۴/۰۲	۵/۴۷	۶/۰۶	۴/۵۸
انحراف معیار		۱/۲۳	۳/۰۵	۰/۰۵	۰/۷۲	۱/۴۹	۱/۶۹

در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت در بافت لومی-شنی، هدررفت خاک افزایش پیدا کرد، اما در بافت لومی-شنی در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت و بافت لومی-شنی-رسی در شدت‌های ۵۰ و ۹۰ میلی‌متر بر ساعت میزان هدررفت خاک کاهش یافته است که با توجه به ثابت بودن رطوبت پیشین خاک، این عامل ناشی از اندوده سطحی ایجاد شده در سطح خاک به دلیل ماده آلی کم‌تر و توالی بارندگی است که باعث کاهش میزان رسوب خروجی از کرت‌ها شده است. چون در

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

بارندگی اول سله در سطح خاک وجود نداشته است و میزان رسوب خروجی در بارندگی‌های اول در همه شدت‌ها و بافت‌ها به جز در بافت لومی–شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت که میزان رسوب در بارندگی سوم بیشتر از بارندگی اول است، بیشتر بود که همسو و مطابق با نتایج واعظی است (۴۷).

همچنین براساس جدول (۱) شدت بارندگی با سطح اطمینان ۹۹ درصد بر میزان رسوب اثر معنی‌دار داشته است. درواقع بارش نقش مهمی در فرآیند بارش_رواناب و در نهایت هدررفت خاک دارد. توالی بارندگی نیز با سطح اطمینان ۹۹ درصد بر میزان رسوب خروجی تاثیر معنی‌دار داشته است که با یافته‌های بایهوا و همکاران (۵) که بیان کردند بارندگی‌های متوالی عامل مهم در تولید رواناب و رسوب هستند مطابقت دارد. بافت نیز بر میزان رسوب خروجی با سطح اطمینان ۹۹ درصد تاثیر معنی‌دار داشته است که با یافته‌های وهابی و نیکامی (۴۹) که به بررسی بافت خاک، رطوبت و شیب در میزان رسوب تولیدی پرداختند، و به این نتیجه رسیدند که رس، سیلت و رطوبت اولیه خاک هم بستگی مثبت با هدررفت خاک و درصد شن همبستگی منفی با میزان رسوب تولیدی و هدررفت خاک دارد هم‌سو می‌باشد. تاثیر متقابل شدت و توالی بارندگی و بافت خاک بر میزان رسوب خروجی غیرمعنی‌دار گزارش شد. بر اساس تفکیک سطوح توالی براساس جدول (۲) جرم رسوب نیز در بارندگی دوم و سوم اختلاف معنی‌دار با بارندگی اول دارد که ناشی از تشکیل اندوده سطحی تشکیل شده در سطح خاک می‌باشد. بنابراین بارندگی دوم و سوم در زیر گروه یک قرار گرفته و بارندگی اول در زیرگروه دو قرار می‌گیرد. رسوب پس از قطع بارش در هر سه بارندگی اختلاف معنی‌داری با هم ندارند و هر سه توالی بارندگی در یک زیر گروه قرار می‌گیرند.

نتایج حاصل از آزمون تحلیل واریانس یک‌طرفه بر متوسط وزنی قطر خاک‌دانه‌های لایه سطحی خاک (میلی‌متر) با استفاده از الک تر در کرت‌های آزمایشی و در توالی‌ها و شدت‌های بارندگی و بافت خاک مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۵). نتایج نشان داد اثر توالی بارندگی، شدت بارندگی و بافت خاک بر نسبت کاهش قطر خاک‌دانه‌ها در اثر بارندگی معنی‌دار نشد. به عبارت دیگر اثر شدت بارندگی، توالی بارندگی و بافت خاک بر میزان پایداری خاک‌دانه معنی‌دار تشخیص داده نشد. به دلیل اینکه از مناطق مرتعی نمونه‌برداری صورت گرفته است میزان مواد آلی با توجه به جدول (۱) پایین است و همین عامل باعث کاهش مقاومت در مقابل نیروهای فرساینده شده است که با یافته‌های کریمی و همکاران (۲۰) مبنی بر این که MWD و پایداری کم خاک‌دانه‌ها به دلیل کمبود مواد آلی و نسبت جذب سدیم زیاد مطابقت دارد، هم‌چنین سیکس و همکاران (۴۵)، آندسودام و همکاران (۱) و مارکوئس و همکاران (۲۶) که در پژوهش خود به این نتیجه رسیدند که MWD و پایداری کم خاک‌دانه‌ها به علت نسبت جذب سدیم زیاد و فقیر بودن خاک و کاهش ماده‌آلی خاک است، مطابقت دارد. از انجا که پایداری خاک‌دانه‌های خاک به عنوان شاخص کلیدی برای ارزیابی ساختمان، کیفیت و سلامت خاک در نظر گرفته می‌شود (۱۸،۲۹)، بنابراین ساختمان خاک فعلی ما ضعیف بوده است. هم‌چنین به علت اینکه بافت دو نوع خاک از یک منطقه مرتعی برداشت شده است و با درصد کمی تفاوت در میزان رس نسبت به هم تقریبا از نظر بافتی در یک محدوده قرار می‌گیرند، بنابراین تخریب در هردو تقریبا یکسان هست. با توجه به این که بین پایداری خاک‌دانه و اندوده سطحی همبستگی بالایی وجود دارد(۲۵)، با افزایش پایداری ساختمان خاک از تشکیل اندوده سطحی کاسته می‌شود. با توجه به این که در پژوهش حاضر بیشتر قطر خاک‌دانه‌ها کاهش پیدا کرد و مقدار MWD کم شد چون مقدار ماده آلی در خاک‌ها کم بود، بنابراین مقاومت خاک‌دانه‌ها در برابر برخورد قطرات باران کمتر شده و به راحتی از هم پاشیده شد و به صورت ذرات و خاک‌دانه‌های کوچک قابل حمل در می‌آیند و باعث هددررفت خاک می‌شوند.بخشی از این ذرات و خاک‌دانه‌های کوچک همراه با آب باران در خاک نفوذ می‌کند و منجر به تشکیل اندوده سطحی می‌شود.

جدول ۵- نتایج تحلیل واریانس برای بررسی تاثیر توالی و شدت بارندگی و بافت خاک بر درصد کاهش قطر خاک‌دانه‌های سطح خاک

Table 5. The results of ANOVA to investigate the effect of sequence and intensity of rainfall and soil texture on the percentage of reduction in soil surface aggregate diameter

متغییرها	گروه	مجموع مربعات	درجه آزادی	میانگین مربعات	F	سطح معنی‌داری
توالی بارندگی	بین گروه‌ها	۲۶۲/۸۳۶	۲	۱۳۱/۴۱۸	۱/۶۷۰	۰/۲۴۲
	داخل گروه‌ها	۷۰۸/۴۱۴	۹	۷۸/۷۱۳	–	–
	کل	۹۷۱/۲۵۰	۱۱	–	–	–
شدت بارندگی	بین گروه‌ها	۴/۰۰۴	۱	۴۰/۰۰۴	۰/۴۳۰	۰/۵۲۷
	داخل گروه‌ها	۹۳۱/۲۴۶	۱۰	۹۳/۱۲۵	–	–
	کل	۹۷۱/۲۵۰	۱۱	–	–	–
بافت خاک	بین گروه‌ها	۲۰۱/۶۳۸	۱	۲۰۱/۶۳۸	۲/۶۲۰	۰/۱۳۷
	داخل گروه‌ها	۷۶۹/۶۱۲	۱۰	۷۶/۹۶۱	–	–
	کل	۹۷۱/۲۵۰	۱۱	–	–	–

میانگین میزان تغییرات زبری در بافت لومی–شنی در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت، قبل از بارندگی تا بارندگی سوم روند کاهشی را نشان می‌دهد و میزان زبری از ۱/۳۰ میلی‌متر از قبل اعمال بارندگی به ۱/۱۸میلی‌متر در بارندگی سوم رسیده است. هم‌چنین در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت در بافت لومی–شنی–رسی میزان زبری قبل از اعمال بارندگی تا بارندگی سوم کاهش پیدا کرد و از ۱/۸۰ میلی‌متر قبل از اعمال بارندگی به ۱/۳۱ میلی‌متر دربارندگی سوم رسید. در هر

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

دو بافت در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت با تشکیل اندوده سطحی مقاومت سطحی خاک افزایش یافته و از ایجاد زبری بیشتر در سطح خاک جلوگیری کرده است (جدول ۶). این شدت بارندگی نسبت به شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت پایین بوده در نتیجه مقاومت ایجاد شده حاصل از اندوده سطحی در سطح خاک از ایجاد زبری بیشتر توسط قطرات باران جلوگیری کرده و تغییرات زبری در این شدت بارندگی گرچه وجود دارد ولی به اندازه شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت نبوده و کمتر است. اما در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت در بافت لومی–شنی قبل از اعمال بارندگی میزان میانگین زبری ۱/۳۰ میلی‌متر بود که با شروع بارندگی و وقوع بارندگی اول به علت ضربه قطرات باران و کنش حاصل از ضربه قطرات باران میزان میانگین زبری به ۲/۳۴ میلی‌متر رسید. اگرچه در بارندگی دوم و سوم به ترتیب کاهش زبری و افزاش زبری اتفاق افتاده ولی میانگین این زبری‌ها بیشتر از میانگین زبری قبل از اعمال بارش بوده و به ترتیب برابر ۱/۹۷ و ۲/۳۷ میلی‌متر بدست آمد. هم‌چنین در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت در بافت لومی–شنی–رسی میزان زبری قبل از اعمال بارش برابر ۱/۸۰ بوده و بعد از وقوع اولین بارندگی این میزان زبری به ۲/۰۶ میلی‌متر رسید. در بارندگی دوم و سوم اگرچه به ترتیب افزایش و کاهش زبری اتفاق افتاد ولی در این بافت هم مشابه بافت لومی–شنی میزان میانگین زبری بیشتر از قبل اعمال بارندگی بدست آمده و به ترتیب برابر ۲/۵۰ و ۱/۹۹ بود. اگرچه در این شدت بارندگی اندوده سطحی در سطح خاک تشکیل شد ولی به دلیل انرژی قطرات باران در حین برخورد بر سطح خاک اندوده سطحی را از بین برده و از مقاومت خاک در مقابل قطرات باران کاسته شده و باعث افزایش زبری شده است که با یافته‌های پوئسون (۳۰) که به این نتیجه رسید که با افزایش شیب و شدت بارندگی لایه اندوده سطحی شسته شده و باعث افزایش زبری سطح خاک و افزایش شدت فرسایش و هدررفت خاک می‌شود مطابقت دارد.

جدول ۶- نتایج میانگین زبری سطح خاک (میلی‌متر) با استفاده از اسکنر سه بعدی در دو بافت خاک و دو شدت بارندگی طی سه بارندگی متوالی

Table 6. The results of mean soil surface roughness (mm) using 3D scanner in two soil textures at two rainfall intensities during three subsequent rainfalls

بافت	قبل از بارندگی		بارندگی اول		بارندگی دوم		بارندگی سوم	
	شدت بارندگی (میلی‌متر در ساعت)							
	۵۰	۹۰	۵۰	۹۰	۵۰	۹۰	۵۰	۹۰
لومی–شنی	۱/۳۰	۱/۳۰	۱/۲۰	۲/۳۴	۰/۹۹	۱/۹۷	۱/۱۸	۲/۳۷
لومی–شنی–رسی	۱/۸۰	۱/۸۰	۱/۶۰	۲/۰۶	۱/۲۰	۲/۵۰	۱/۳۱	۱/۹۹

جدول ۷- نتایج مدل خطی عمومی برای شناسایی آثار اصلی و متقابل شدت و توالی بارندگی و بافت خاک بر زبری سطح خاک با استفاده از اسکنر سه بعدی

Table 7. The results of general linear model for identifying main and interaction effects of rainfall intensity and sequence and soil texture on soil surface roughness using 3D scanner

متغیر	درجه آزادی	میانگین مربعات	آماره F	سطح معنی‌داری
شدت بارندگی	۱	۱۰/۳۰۸	۴۸/۶۹۲	۰/۰۰۰
توالی بارندگی	۳	۰/۲۲۲	۱/۰۵۰	۰/۳۷۷
بافت خاک	۱	۰/۷۹۸	۳/۷۶۸	۰/۰۵۷
شدت بارندگی × توالی بارندگی	۳	۱/۲۴۲	۵/۸۶۶	۰/۰۰۱
بافت خاک × توالی بارندگی	۳	۰/۴۰۸	۱/۹۲۸	۰/۱۳۴
شدت بارندگی × بافت خاک	۱	۰/۲۳۷	۱/۱۱۷	۰/۲۹۴
شدت بارندگی × توالی بارندگی × بافت خاک	۳	۰/۲۶۸	۱/۲۶۵	۰/۲۹۴

به طور کلی، نتایج حاصل از اسکن سه بعدی سطح خاک برای اندازه‌گیری میزان زبری قبل و بعد از بارندگی نشان داد که شدت بارندگی و اثر متقابل بافت خاک در شدت بارندگی از مهمترین عوامل موثر بر زبری سطح خاک هستند. با توجه به مطالبی که اشاره شد در شدت ۵۰ میلی‌متر در ساعت تغییرات زبری سطح خاک چندان زیاد نبود ولی در شدت ۹۰ میلی‌متر در ساعت این تغییرات کاملا مشخص بوده و زبری افزایش یافت چرا که با افزایش شدت بارندگی انرژی قطرات باران نیز افزایش یافت و به تبع آن هدررفت خاک و غلظت رسوب افزایش می یابد اما اثر توالی بارندگی بر میزان زبری معنی‌دار گزارش نشد. اگرچه طی توالی بارندگی میانگین زبری سطح خاک از بارندگی اول تا بارندگی سوم به طور قابل ملاحظه‌ای تغییر کرد (جدول ۶) ولی اثر معنی‌داری بدست نیامد (جدول ۷). نتایج این پژوهش با یافته‌های فرناندز–راگا و همکاران (۱۳) که به این نتیجه رسیدند که کاهش میانگین وزنی قطر خاک‌دانه‌ها، تشکیل اندوده سطحی و کاهش زبری سطح خاک متاثر از افزایش انرژی جنبشی قطرات باران است، مطابقت دارد.

در جمع‌بندی می‌توان گفت که افزایش زبری سطح خاک در باران‌های متوالی تحت بارندگی شدیدتر (۹۰ میلی‌متر بر ساعت) منجر به تغییرات در نفوذ، رواناب، غلظت رسوب و در نهایت میزان هدررفت خاک از کرت شده است. همچنین نتایج حاصل از اسکنر سه‌بعدی مؤید تأثیر مذکور در هر دو بافت خاک مورد بررسی است. نکته مهم این است که در شدت بارندگی ۹۰ میلی‌متر در ساعت میزان زبری سطح خاک افزایش یافته و از تشکیل اندوده سطحی تاحدودی جلوگیری گرده است. بنابراین زبری سطح خاک و اندوده سطحی حاصل از بارندگی قبلی قادر است شرایط سطح خاک و رواناب و هدررفت خاک را در مقیاس کرت تغییر دهد و شدت این تغییرات تحت تاثیرات متقابل شدت بارندگی و بافت خاک نیز

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

می‌باشد. پیشنهاد می‌شود که از نتایج پژوهش حاضر برای لحاظ تأثیر اندوده سطحی حاصل از باران‌های متوالی در محاسبات مربوط به رواناب و هدررفت خاک در هر دو مقیاس کرت و حوزه آبخیز و همچنین در طراحی سامانه‌های هشدار سیل در حوزه‌های آبخیز استفاده شود.

منابع

1. Adesodun, J.K., J.S.C. Mbagwu and N. Oti. 2005. Distribution of carbon, nitrogen and phosphorus in water-stable aggregates of an organic waste amended Ultisol in southern Nigeria. Bioresource Technology, 96(4): 509-516.
2. Agassi, M. and J. M. Bradford. 1999. Methodologies for interrill soil erosion studies. Soil and Tillage Research, 49(4): 277-287.
3. Asadi, H., S.H. Mahammodi and A. Heidari. 2007. Effect of surface sealing on sheet dynamic. Proceedings of the 12th Soil Science Conference of Iran, 1148-1149, Karaj, Iran (In Persian).
4. Assouline, S. and M. Ben-Hur. 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. Catena, 66(3): 211-220.
5. Baihua, F., T.H. Lachlan and C.E. Newham. 2010. A review of surface erosion and sediment delivery models for unsealed roads. Environmental Modelling & Software, 25(1): 1-14.
6. Cantón, Y., A. Solé-Benet and C. Asensio. 2009. Aggregate stability in range sandy loam soils relationships with runoff and erosion. Catena, 77(3): 192-199.
7. Chang, W.J. and D.J. Hills. 1993. Sprinkler droplet effects on infiltration. II: laboratory study. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 119(1): 157-169.
8. Cheng, Q. and W. Ma. Q. Cai. 2008: The Relative importance of soil crust and slope angle in runoff and soil loss: a case study in the hilly areas of the loess plateau, north china. GeoJournal, 71(2-3): 117-125.
9. Darboux, F., P. Davy, C. Gascuel-Odoux and C. Huang. 2002. Evolution of soil surface roughness and flowpath connectivity in overland flow experiments. Catena, 46(2): 125-139.
10. Defersha, M.B. and A.M. Melesse. 2012. Effect of rainfall intensity, slope and antecedent moisture content on sediment concentration and sediment enrichment ratio. Catena, 90: 47-52.
11. Erpul, G. and M. R. Canga. 1999. Effect of Subsequent Simulated Rainfalls on Runoff and Erosion, Turkish Journal of Agriculture and Forestry, 23(6): 65-666.
12. Eslami, S. and A. Vaezi. 2015. Investigation of runoff and sediment production under the same rainfall events in agricultural soil with different aggregate size. Journal of Water and Soil, 29(6): 150-160 (In Persian).
13. Fernández-Raga, M., R. Fraile, J.J. Keizer, M.E.V. Teijeiro and R.L.D. Marques. 2010. The kinetic energy of rain measured with an optical disdrometer: An application to splash erosion. Atmospheric Research, 96(2): 225-240.
14. Flanagan, D.C., K. Chaudhari and L.D. Norton. 2002. Polyacrylamide soil amendment effects on runoff and sediment yield on steep slopes: Part II. Natural rainfall conditions. Transactions of the ASAE, 45(5): 1339-1351.
15. Gholami, R. and S.H.R. Sadeghi. 2011. Effect of mild fire on infiltration, runoff and rangeland sedimentation in Kodir region. Watershed Management of Iran, 5(17): 23-32 (In Persian).
16. Hasan Zadeh, H., A.R. Vaezi and M.H. Mohammadi. 2013. Runoff changes in plot dimensions in specimens with different textures under the same events simulated rain. Iranian Soil and Water Research, 44(3): 243- 253 (In Persian).
17. Hekmat, H. 2012. Optical three-dimensional measuring devices technology and its application. Manufacturing and Production Magazine, 34: 96-99.
18. Herrick, J.E., W.G. Whitford, A.G. De. Soyza, J.W. Van Zee, K.M. Havstad and C.A. Seybold. 2001. Field soil aggregate stability kit for soil quality and raneland health evaluations. Catena, 44(1): 27-35.
19. Huang, J. and X. Zhao. 2013. Effects of rainfall intensity, underlying surface and slope gradient on soil infiltration under simulated rainfall experiments. Catena, 104: 93-102.
20. Karimi, H., M. Sofi, H. Hagh nia and R. Khorasani. 2005. Investigation of aggregate stability and soil erosion potential in loamy and sandy loam soils (Case study of Lamerd plain, Fars province). Agricultural Sciences and Natural Resources, 14(6): 11-20 (In Persian).
21. Khaledi Darvishan, A., V. Homayounfar and S.H.R. Sadeghi. 2016. The Impact of standard preparation practice on the runoff and soil erosion rates under laboratory conditions. Solid Earth, 7: 1293-1302.
22. Khaledi Darvishan, A., H. Sadeghi and M. Homaee. 2014. Influence of start time and runoff coefficient on rainfall intensity and previous soil moisture in laboratory plots. Iranian Water Research, 8(15): 41-49 (In Persian).
23. Kukal, S.S. and M. Sarkar. 2011. Laboratory simulation studies on splash erosion and crusting in relation to surface roughness and raindrop size. Journal of the Indian Society of Soil Science, 59(1): 87-93.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

24. Kukal, S.S. and M. Sarkar. 2010. Splash erosion and infiltration in relation to mulching and polyviny1 alcohol application in Semi-Arid Tropics. Archives of Agronomy and Soil Science, 56(6): 697-705.
25. Le Bissonnais, Y., A. Bruand and M. Jamagne. 1989. Laboratory experimental study of soil crusting: Relation between aggregate breakdown mechanisms and crust stucture. Catena, 16(4): 377-392.
26. Marques, M.J., S. García-Muñoz, G. Muñoz-Organero and R. Bienes. 2010. Soil conservation beneath grass cover in hillside vineyards under mediterranean climatic conditions (Madrid, Spain). Land Degradation & Development, 21(2): 122-131.
27. Merz, R., G. Blöschl and J. Parajka. 2006. Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. Journal of Hydrology, 331(3): 591-604.
28. Nosetto, M.D., E.G. Jobby and J.M. Paruelo. 2006. Carbon sequestration in semi-arid rangelands arid enviroment rangelands: comparison of pinus ponderosa plantation and grazing exclusion in NW Patagonia. Journal of Arid Environment, 67(1): 142-156.
29. Peyvaste, F., H. Asadi and M. Akef. 2010. Relationship between aggregate stability and surface sediment formation and its effect on soil erosion in laboratory conditions. Iranian Watershed Management Science and Engineering, 4(10): 8-18 (In Persian).
30. Poesen, J. 1984. The Influence of slope angle on infiltration rate and hortonian overland flow. Zeitschrift für Geomorpholgie, Supplement Band, 49: 117-131.
31. Pulido Moncada, M., D. Gabriels, D. Lobo, K. DeBeuf, R. Figueroa and W.M. Cornelis. 2014. A comparison of methods to assess susceptibility to soil sealing. Geoderma, 226-227: 397-404.
32. Putjaroon. W. and K. Pongboon. 1987. Amount of runoff and soil losses from various land-use sampling plots in sakolnakorn province, Thailand. Forest Hydrology and Watershed Management-Hydrologie Forestiere et Amenagement des Bassins Hydrologiques (Proceedings of the Vancouver Symposium) IAHS-AISH, Publication, 167: 231-238.
33. Quine, T.A., G. Govers, D.E. Walling, X. Zhang, P.J. Desmet, Y. Zhang and K. Vandaele. 1997. Erosion processes and landform evolution on agricultural land—new perspectives from caesium-137 measurements and topographic-based erosion modelling. Journal of the British Geomorphological Group, 22(9): 799-816.
34. Ramos, M., C.E. Pareja-Sánchez., D. Plaza-Bonilla, C. Cantero-Martínez and J. Lampurlanés. 2019. Soil sealing and soil water content under no-tillage and conventional tillage in irrigated corn: Effects on grain yield. Hydrological Processes, 33(15): 2095-2109.
35. Ramos, M.C., S. Nacci and I. Pla. 2000. Soil sealing and its influence on erosion rates for some soils in the mediterranean area. Soil Science, 165(5): 398-403.
36. Razali, N.M. and Y. Wah. 2011. Power comparisons of shapiro-wilk, kolmogorov-smirnov, lilliefors and anderson-darling tests. Journal of Statistical Modeling and Analytics, 2(1): 21-33.
37. Refahi, H. 2007. Water erosion and its control. 5th ed., University of Tehran Press, Tehran, Iran, 671 pp (In Persian).
38. Rodrigo Comino, J., T. Iserloh, T. Lassu, A. Cerdà, S.D. Keestra, M. Prosdocimi, C. Brings, M. Marzen, M. C. Ramos, J. M. Senciales and J.R. Sinoga. 2016. Quantitative comparison of initial soil erosion processes and runoff generation in spanish and german vineyards. Science of the Total Environment, 565: 1165-1174.
39. Sadeghi, S.H.R., L. Gholami, E. Sharifi Moghadam and A. Khaledi Darvishan. 2014. Scale effect on runoff and soil loss control using rice straw mulch under laboratory conditions. Solid Earth, 6: 2915-2938 (In Persian).
40. Sadeghi, S.H.R., E.S. Sharifi Moghadam and A. Khaledi Darvishan. 2016. Effects of subsequent rainfall events on runoff and soil erosion components from small plots treated by vinasse. Catena, 138: 1-12.
41. Seyfi, M., M. Neyshabori and H. Rohi pour. 2014. Investigation of the effect of soil surface coating on runoff and inter-furrow erosion using rain simulator. Iranian Watershed Management Science and Engineering, 23(7): 1-8 (In Persian).
42. Seyfi, M., M. Neyshabori, H. Rohipour and A. Ahmadi. 2014. Effect of surface coating on erosion of furrow substrate in slope and intensity of different rainfall in laboratory conditions. Water and Soil Research, 24(1): 55-66 (In Persian).
43. Shahbazi, A., F. Sarmadian, H. Refahi and M. Gorgi. 2005. Effect of polyacrylamide on saline sodium soils. Iranian Agricultural Sciences, 36(5): 1103-1112 (In Persian).
44. Shekofte, H., H. Refahi and M. Gorgi. 2005. Investigation of the effect of polyacrylamide chemical on soil erosion and runoff, Iranian Agricultural Sciences, 36(1): 177-186 (In Persian).
45. Six, J., K. Paustian, E.T. Elliott and C. Combrink. 2000. Soil structure and organic matter. Distribution of aggregate-size classes and aggregate-associated carbon. Soil Science Society of America Journal, 64(2): 681-689.
46. Vaezi, A.R. and H. Hasanzade. 2016. Temporal changes in runoff production and soil loss under rain Simulated. Proceedings of the 12th Iranian Soil Science Conference, 225-232 pp., Tabriz, Iran (In Persian).

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

47. Vaezi, A.R., H. Bayat and S. Rahmati. 2017. Analysis of the effect of successive showers on soil properties, surface runoff production and soil loss in Soils with different stability in small plots. Journal of Soil and Water Resources Protection, 7(2): 53-68 (In Persian).
48. Vaezi, A.R., H. Hasanzadeh and A. Cerdà. 2016. Developing an erodibility triangle for soil textures in semi-arid regions, NW Iran. Catena, 142: 221-232.
49. Vahabi, J. and D. Nikkami. 2008. Assessing dominant factors affecting soil erosion using a portable rainfall simulator. International Journal of Sediment Research, 23(4): 376-386 (In Persian).
50. Valette, G., S. Prévost, L. Lucas and J. Léonard. 2006. SoDA Project: A Simulation of soil surface degradation by rainfall. Computers and Graphics, 30(4): 494-506.
51. Walling. D.E., A.L. Collins, H.A. Sichinabula and G.J. Leeks. 2001. Integrated assessment of catchment suspended sediment budgets. Land Deggradation and Development, 12(5): 387-415.
52. Wang, P.K. and H.P. Pruppacher. 1977. Acceleration to terminal velocity of cloud and raindrops. Journal of Applied Meteorology, 16(3): 275-280.
53. Wen-Tai, Z.H., Y. Dong-Sheng, S. Xue-Zheng, T. Man-Zhi and L. Liu-Song. 2010. Variation of sediment concentration and its drivers under different soil management systems. Pedospher, 20(5): 578-585.
54. Yan F.L., Z.H. Shi, Z.X. Li and C.F. Cai. 2008. Estimating interrill soil erosion from aggregate stability of ultisols in subtropical China. Soil and Tillage Research, 100(1): 34-41.
55. Zarrin kafsh, M. 1992. Evaluation and morphology and quantitative analysis of soil, water and plants, Applied Soil Science. 2nd ed, University of Tehran Press, Tehran, Iran, 345 pp.
56. Zhao, L., X. Liang and F. Wu. 2014. Soil surface roughness change and its effect on runoff and erosion on the loess plateau of China. Journal of Arid Land, 6(4): 400-409.
57. Zheng, F.L. 2005. Effects of accelerated soil erosion on soil nutrient loss after deforestation on the loess plateau. Pedosphere, 15(6): 707-715.

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]

The Role of Surface Sealing on Sediment Concentration and Soil Loss in Laboratory Plots under Simulation of Subsequent Rainfalls

Reza Zarei[1] and Abdulvahed Khaledi Darvishan[2]

1- PhD Student, Department of Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Tarbiat Modares University, Noor, Mazandaran, Iran
2- Associate Professor, Department of Watershed Management, Faculty of Natural Resources, Tarbiat Modares University, Noor, Mazandaran, Iran, (Corresponding Author: a.khaledi@modares.ac.ir)
Received: 13March, 2022 Accepted: 8 November, 2022

Extended Abstract

Introduction and Objective: Soil is one of the most important national assets of any country. Since the effects of aggregate detachment and formation of surface sealing on increasing flood fertility, reducing soil fertility and increasing erosion is an important issue, the aim of this study was to investigate the role of surface sealing in sediment concentration and soil loss.

Material and Methods: The present study was performed on two loamy-sandy and loamy-sandy-clay soil textures under the influence of three rainfall sequences with intensities of 50 and 90 mm h^{-1} and duration of 15 minutes at the intervals of 10 days in small erosion plots with dimensions of 0.5×0.5 m with a slope of 18%. Also, two weighted average indices of the diameter of soil grains and a three-dimensional scanner with an accuracy of 20 micrometers were used to measure the surface coating.

Results: The results showed that rainfall sequence had a significant effect ($p < 0.01$) on sediment concentration and soil loss. As a result of the sequence of rainfall, the loss of soil in the loamy-sandy texture increased by about 45% in the rainfall intensity of 50 mm h^{-1}, while it decreased by 38% in the rainfall intensity of mm h^{-1}, and in the loamy-sandy-clay texture respectively Rainfalls of 50 and 90 mm h^{-1} reduced soil loss by 5 and 67%, respectively. Sediment concentration also decreased after rainfall sequences. The results of measuring soil loss showed that, except in loamy-sandy texture at an intensity of 50 mm h^{-1}, in both soils, the amount of soil loss decreased from the first rainfall to the third rainfall. The results of three-dimensional scanner at rainfall intensity of 50 mm h^{-1} showed that the soil surface roughness in loamy-sandy texture decreased from 1.30 to 1.18 mm and in loamy-sandy-clay texture decreased from 1.80 to 1.31 mm, but at rainfall intensity of 90 mm h^{-1}, the soil surface roughness increased and the formation of surface sealing was prevented.

Conclusion: The results showed that soil surface roughness and surface sealing resulting from previous rainfall can change soil surface conditions and runoff and soil loss at the plot scale and the intensity of these changes is under the interaction of rainfall intensity and soil texture.

Keywords: Aggregate Stability, Soil Detachment, Soil Surface Roughness, Sediment Concentration, 3D Scanning

[Downloaded from jwmr.sanru.ac.ir on 2026-11-25]
[DOR: 20.1001.1.22516174.1401.13.26.31.9]
[DOI: 10.52547/jwmr.13.26.230]