

تجزیه و تحلیل مقایسه‌ای خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک در فرسایش پذیری انواع پوسته‌های بیابانی (مطالعه موردی: تپه‌ماهورهای حاشیه دریاچه آجی‌گل - استان گلستان)

فاطمه قیطاسی^۱، علی محمدیان بهبهانی^{۲*}، محسن حسینعلی‌زاده^۳، حمیدرضا عسگری^۴

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۶/۲۹

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۰/۴

چکیده

در طول دو دهه گذشته، توجه فراوانی به نقش پوسته‌های بیولوژیک در اکوسیستم‌های خشک و نیمه‌خشک شده است. با توجه به نقش پوسته‌های زیستی سطحی خاک در بهبود خصوصیات فیزیکی و شیمیایی، و نبود اطلاعات کافی در خصوص ویژگی‌های ذاتی آن‌ها، این پژوهش می‌تواند در راستای درک مکانیسم مؤثر این پوسته‌ها مفید باشد. هدف از این پژوهش، بررسی خصوصیات فیزیکوشیمیایی، در خاک‌های دارای پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیکی (گل‌سنگ و خزه)، همچنین مطالعه ویژگی‌های شاخص فرسایش‌پذیری خاک و ارتباط متقابل آن‌ها، در منطقه تپه‌ماهورهای حاشیه دریاچه آجی‌گل در استان گلستان است. در این تحقیق، پس از انجام عملیات آزمایشگاهی و تعیین پارامترهای فیزیکوشیمیایی نمونه‌ها، همچنین تعیین شاخص فرسایش‌پذیری خاک با استفاده از روابط تجربی، به منظور بررسی و مقایسه میانگین خصوصیات فیزیکوشیمیایی پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیکی (گل‌سنگ و خزه) در نمونه‌های سطحی خاک، در سطوح معنی‌داری مختلف در محیط نرم‌افزار R استفاده شد. با انجام آزمون آماری ANOVA تفاوت بین متغیرهای مورد نظر در سه پوسته مطالعه شده (فیزیکی، گل‌سنگ و خزه) بررسی شد. نتایج آزمون‌های آماری انجام شده برای خصوصیات شاخص فرسایش‌پذیری ذرات خاک تشکیل‌دهنده رسوبات پوسته‌های فیزیکی، گل‌سنگ و خزه نشان داد که بین پوسته‌های فیزیکی - گل‌سنگ تفاوت معنی‌داری وجود ندارد، ولی این شاخص بین پوسته‌های فیزیکی - خزه و خزه - گل‌سنگ اختلاف معنی‌دار دارد. همچنین در بین خصوصیات فیزیکوشیمیایی مقدار کربن آلی، هدایت الکتریکی (EC)، پایداری خاک‌دانه، جورشدگی و میانگین قطر ذرات در پوسته‌های خزه - گل‌سنگ اختلاف معنی‌داری وجود نداشت. با توجه به مقدار p-value در خصوص اندازه ذرات تشکیل‌دهنده بافت خاک، بین تمامی ذرات رس، سیلت و شن برای نوع پوسته به‌استثنای خزه و گل‌سنگ از نظر درصد رس، اختلاف معنی‌داری در سطح ۰/۰۵ وجود داشت.

واژه‌های کلیدی: پوسته‌های بیابانی، فرسایش‌پذیری خاک، استان گلستان.

۱. دانشجوی کارشناسی ارشد مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

۲. استادیار گروه مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان، نویسنده مسئول: mohammadian@gau.ac.ir

۳. استادیار گروه مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

۴. دانشیار گروه مدیریت مناطق بیابانی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان

مقدمه

فرسایش خاک، به‌ویژه در نواحی خشک و نیمه‌خشک، به‌علت رسوب‌گذاری، آلودگی، تشدید سیلاب‌ها و آثار مخرب بر حاصلخیزی خاک حائز اهمیت است (علوی‌زاده و همکاران، ۲۰۱۳). فرسایش بادی فرایندی است که به‌سبب افزایش سرعت در اثر تلاطم باد در سطح خشک و عاری از پوشش ایجاد می‌شود؛ این وضعیت در زمین‌های با خاک نرم، لخت، خشک، صاف و دارای دانه‌بندی بیشتر قابل مشاهده است. بررسی‌های پیشین فرایندهای فرسایش بادی مشخص کرده که وقوع و شدت آن تحت‌تأثیر خصوصیات خاک است. فرسایش‌پذیری به‌عنوان یک از ویژگی‌های پویای خاک، به پایداری خاک‌دانه و درصد ذرات درشت اولیه که به فرسایش مقاوم‌اند، بستگی دارد و در کنار قدرت فرساینده‌گری یکی از عوامل اصلی در فرسایش خاک محسوب می‌شود (عسگری و همکاران، ۲۰۱۳). به‌طور کلی، فرسایش خاک ناشی از آب و باد به کاهش حاصلخیزی خاک، اثرات منفی بر روی تخریب زمین، کاهش تولید اراضی و سایر مشکلات زیست‌محیطی منجر شده و تهدیدی برای تولید پایدار محسوب می‌شود. در سطح جهان حدود ۵۴۹ میلیون هکتار در اثر فرسایش بادی تخریب شده که ۲۹۶ میلیون هکتار آن دارای فرسایش بادی شدید هستند (لال، ۲۰۰۳). در اثر فرسایش بادی، سالیانه حدود یک هزار میلیارد خسارت به‌صورت مستقیم و غیرمستقیم بر منابع طبیعی کشور وارد می‌شود و تأثیرات منفی این پدیده روی سلامت، اقتصاد، محیط‌زیست، مهاجرت و جابه‌جایی اجباری جمعیت مشهود است (فلاح‌تکار، ۲۰۱۴). به همین دلیل مطالعات زیادی به‌منظور درک بهتر چگونگی رخداد این پدیده انجام شده است (نوردسترم^۱، ۲۰۰۴؛ فلاح‌تکار، ۲۰۱۴). به‌رغم مطالعات انجام‌شده در زمینه فرسایش بادی در حوضه‌های کشور، هنوز جنبه‌های متعددی از این فرایند مطالعه نشده است. با توجه به اینکه مهار فرسایش بادی زمانی مؤثر خواهد بود که شناخت کافی در خصوص عوامل مؤثر بر آن وجود داشته باشد (محمودآبادی و همکاران، ۲۰۱۱)، شناسایی عوامل مؤثر بر فرسایش بادی و همچنین، فرایندهای مرتبط با

آن می‌تواند تا حد زیادی در ارائه راهکار و مهار این پدیده تخریب سرزمین مؤثر باشد (لوپز^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). ویژگی‌های ذاتی خاک مانند بافت خاک و مواد آلی خاک بر فرسایش خاک اثر مستقیم می‌گذارد. سرعت آستانه باد مهم‌ترین عامل در شروع حرکت ذرات خاک و پدیده فرسایش بادی بوده و بیشتر تحت‌تأثیر قطر ذرات خاک است (دلوری کامیاب و همکاران، ۲۰۱۰). بنابراین فرسایش‌پذیری خاک، یک شاخص ضروری برای مدیریت منطقه‌ای فرسایش اراضی به شمار می‌آید. عامل فرسایش‌پذیری خاک (K)، حساسیت ذاتی خاک را مشخص می‌کند و پارامترهای تعیین‌کننده آن شامل بافت خاک، میزان ماده آلی، نفوذپذیری خاک و سایر عوامل ذاتی مربوط به نوع خاک است. بنابراین مطالعه آن، یک عامل کلیدی و مهم در درک مکانیسم فرسایش بادی خاک است (بویکوس^۳، ۱۹۳۵).

پوسته‌های زیستی خاک شامل برهم‌کنش متراکم بین ذرات خاک و موجودات زنده‌ای از قبیل سیانوباکتری، جلبک، قارچ، گل‌سنگ و بروفیت‌ها^۴ (خزه و جگرواش) در نسبت‌های مختلف‌اند که روی سطح خاک یا در داخل چند میلی‌متر فوقانی آن زندگی می‌کنند. ذرات پراکنده خاک به‌دلیل حضور و فعالیت این موجودات زنده به همدیگر متصل می‌چسبند و در نتیجه پوشش پوسته‌های زیستی به‌عنوان یک لایه منسجم سطح زمین را می‌پوشانند (بلنپ^۵، ۲۰۰۱). در واقع پوسته‌های زیستی به‌وسیله موجودات زنده و ترشحات آن‌ها ایجاد شده‌اند، درحالی‌که پوسته‌های شیمیایی و فیزیکی دارای خصوصیات غیرآلی هستند (بلنپ، ۲۰۰۳). به‌طوری‌که پوسته‌های شیمیایی اغلب در مناطق خشک که میزان تبخیر بسیار بیشتر از مقدار بارش است، تشکیل می‌شوند و عبارت‌اند از پوسته‌های سفیدرنگی که در خاک‌های با مقادیر زیاد نمک ایجاد شده‌اند. این پوسته‌ها اغلب نسبت به پوسته‌های ایجادشده به‌وسیله اثرات قطرات باران و تراکم رواناب (پوسته‌های فیزیکی) سخت‌تر هستند؛ زیرا ترکیباتی از قبیل نمک‌ها، آهنک و سیلیس طی تبخیر آب در سطح خاک ته‌نشین

2. Lopez
3. Bouyoucos
4. Berriophits
5. Belnap

1. Nordstrom

کربن آلی نسبت به خاک‌های بدون پوشش زیستی می‌شود. در طول دو دهه گذشته، توجه بسیاری به نقش پوسته‌های بیولوژیک و میکروبیولوژیک در اکوسیستم‌های خشک و نیمه‌خشک شده است. با توجه به نقش پوسته‌های زیستی سطحی خاک در بهبود خصوصیات فیزیکی و شیمیایی، و نبود اطلاعات کافی در زمینه اثر این پوسته‌ها بر فرسایش‌پذیری اراضی بیابانی شمال استان گلستان، این پژوهش می‌تواند در راستای درک مکانیسم مؤثر این پوسته‌ها در کنترل فرسایش مفید باشد. بنابراین، هدف از این پژوهش، بررسی تأثیر خصوصیات فیزیکوشیمیایی، روش‌های اندازه‌گیری و محاسبه آن در خاک‌های دارای پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیک (گل‌سنگ و خزه)، همچنین مطالعه ویژگی‌های شاخص فرسایش‌پذیری خاک و ارتباط متقابل آن‌ها در اراضی مشرف بر تالاب آجی‌گل در منطقه اینچه‌برون در شمال غربی استان گلستان است.

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در حاشیه دریاچه پلایایی آجی‌گل در شمال غربی استان گلستان و در جنوب شرق دریای خزر، بین عرض‌های جغرافیایی $28^{\circ} 38' 54''$ و $29^{\circ} 36' 56''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $37^{\circ} 23' 19''$ و $37^{\circ} 24' 23''$ شرقی واقع است (شکل ۱). بر اساس آمار ۱۰ سال اخیر (۱۳۸۰-۱۳۹۰) میزان متوسط بارش سالانه ایستگاه‌های هواشناسی موجود در منطقه (ایستگاه‌های کلیماتولوژی مزرعه نمونه ارتش و دشت گلستان) ۲۷۳ میلی‌متر است. بر اساس تقسیم‌بندی اقلیمی آمبرژه، اقلیم منطقه سرد و خشک است. میانگین دمای منطقه $17/8$ درجه سانتی‌گراد و مقادیر مطلق حداکثر و حداقل آن به ترتیب $42/8$ و $-5/5$ درجه سانتی‌گراد است.

سیمای عمومی منطقه به‌عنوان یک پهنه هموار و دارای دریاچه‌های فصلی شور، تپه‌های ماسه‌ای ساحلی فسیل‌شده با فعالیت فصلی (رخساره برجسته کوتاه‌تر سواحل شرقی دریای خزر)، کویرهای رسی و نمکی، بارخان مرکب و رسوبات لسی با آثار فرسایش بادی است (اوتق^۶ و همکاران، ۲۰۱۳) و به‌طور

می‌شوند. برخلاف پوسته‌های زیستی، پوسته‌های شیمیایی و فیزیکی هر دو باعث کاهش نفوذپذیری و موجب ماندابی شدن سطح خاک می‌شوند؛ به‌طوری که با تبخیر آب و تشکیل پوسته شیمیایی، و همچنین تجمع مقادیر سدیم و کربنات کلسیم، تشکیل آن را تشدید می‌کنند (بلنپ، ۲۰۰۳).

پوسته‌های زیستی علاوه بر بهبود خصوصیات فیزیکی خاک، باعث تغییراتی در خصوصیات شیمیایی در طول پروفیل خاک نیز می‌شوند. برای مثال بلنپ (۲۰۰۶)، اشاره کرده است که در خاک‌های آهکی بیابان، نفوذپذیری بیشتر پوسته‌های زیستی، باعث انتقال کربنات کلسیم بیشتری به اعماق می‌شود. وی با استفاده از تغییرات pH بین خاک‌های سطحی و زیرسطحی، این مسئله را به اثبات رساند. همچنین چامیزو^۱ و همکاران (۲۰۱۱) در اسپانیا نفوذپذیری کل را در دو بافت ریز و درشت در انواع پوسته‌ها مقایسه کردند؛ پوسته‌های فیزیکی حداقل $13/3$ میلی‌متر بر ساعت) و پوسته‌های خزه‌ای حداکثر $44/4$ میلی‌متر بر ساعت) میزان نفوذپذیری را نشان دادند؛ همچنین نفوذپذیری در پوسته‌های گل‌سنگی با بافت درشت $33/5$ ، و در بافت ریز $13/7$ میلی‌متر بر ساعت، سیانوباکتری در بافت درشت $20/1$ و در بافت ریز $23/2$ میلی‌متر بر ساعت گزارش کردند. این محققان دریافتند که با توسعه پوسته (از توالی‌های اولیه مانند سیانوباکتری‌های ابتدایی به سمت توالی‌های انتهایی مانند خزه و گل‌سنگ) مقدار کربنات کلسیم و pH کاهش یافته و مقدار هدایت الکتریکی و گچ در خاک‌های زیر پوسته‌های فیزیکی و همچنین لایه‌های عمقی نسبت به لایه‌های فوقانی، نسبت به خاک‌های زیر پوسته‌های سیانوباکتری ابتدایی و به‌خوبی توسعه یافته، بیشتر است. مواد آلی از طریق تأثیر بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک، نقش کلیدی در خصوصیات خاک ایفا می‌کنند (والن و چانگ^۲، ۲۰۰۲). پژوهش‌های انجام‌شده توسط بایمر و کلپاتک^۳ (۱۹۹۱)، دنین و گانور^۴ (۱۹۹۱)، کلاینر و هارپر^۵ (۱۹۷۲) نشان داده است که حضور پوشش‌های زیستی سبب افزایش مقدار

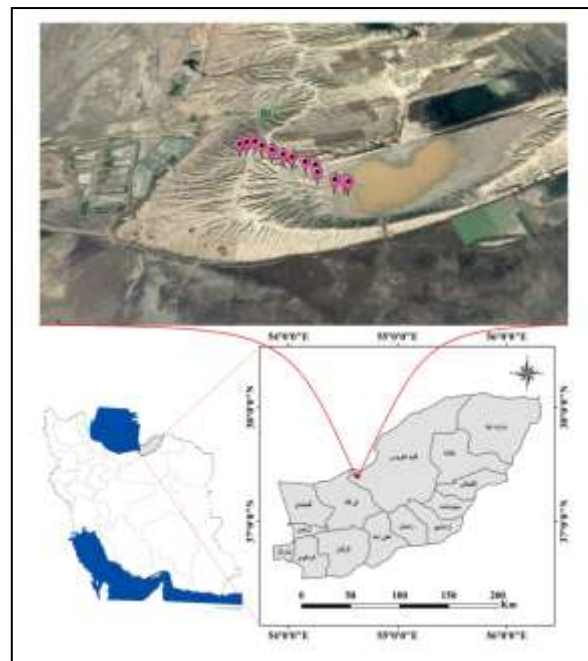
1. Chamizo
2. Whalen & Chang
3. Beymer & Klopatek
4. Dainin & Ganor
5. Kleiner & Harper

پس از انتقال نمونه‌ها به آزمایشگاه و عبور دادن از الک دومیلی متری، دانه‌بندی نمونه‌ها به کمک الک‌های استاندارد^۱ ASTM با استفاده از ۹ طبقه از غربال‌های استاندارد (شماره^۱ الک ۸ تا ۲۷۰) توسط شیکر^۲ به مدت ۱۵ دقیقه برای ۵۰۰ گرم از هر نمونه انجام شد. به منظور ارزیابی پایداری خاک دانه‌ها پارامتری با عنوان «میانگین وزنی قطر خاک دانه‌ها» معرفی شده که به اختصار به صورت MWD^۳ بیان می‌شود. هرچه کمیت MWD بزرگ‌تر باشد، پایداری نسبی خاک دانه‌ها نیز بیشتر است (بای بوردی^۴، ۱۹۹۳). برای تعیین شاخص‌های مورفومتری نمونه‌ها (میانگین، جورشدگی و کج‌شدگی) از نرم‌افزار GRADISTAT (بالات^۵، ۲۰۰۰) که بر مبنای روابط فولک^۶ (۱۹۷۴) است، استفاده شد (جدول ۱). پارامترهای شیمیایی اسیدیته خاک به روش الکتریکی با استفاده از دستگاه pH متر و هدایت الکتریکی خاک در عصاره خاک با استفاده از هدایت سنج الکتریکی اندازه‌گیری شد. به منظور تعیین درصد کربن آلی خاک، از روش والکی بلاک^۷ استفاده شد. بافت خاک به روش هیدرومتری (کلوت^۸، ۱۹۸۶) و پایداری خاک دانه‌ها با استفاده از الک تر اندازه‌گیری شدند (ون باول^۹، ۱۹۴۹).

در نهایت به منظور بررسی و مقایسه میانگین خصوصیات فیزیکوشیمیایی پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیکی (گل‌سنگ و خزه) در نمونه‌های سطحی خاک، در سطوح معنی‌داری مختلف در محیط نرم‌افزار R (جنتمن و ایهاکا^{۱۰}، ۱۹۹۵) استفاده شد.

کلی نشانگر محیطی شبه‌پلایا با اراضی شور و قلیایی و ماندابی، در فصول خشک مستعد فرسایش بادی و تشدید خطر بیابان‌زایی معرفی شده است.

از مهم‌ترین عوامل مؤثر در فرسایش‌پذیری، شوری خاک و شاخص پوشش گیاهی هستند که اهمیت زیادی دارند؛ رخساره شورزار نیز بیشترین آسیب‌پذیری را نسبت به فرسایش بادی در منطقه دارد (هنردوست و همکاران، ۲۰۰۹). نوع بافت منطقه از نوع سیلتی لوم است و آب‌وهوای آن تحت‌تأثیر باران‌های زمستان و پاییز و خشکی تابستان قرار دارد. باد غالب منطقه و بادهای فرساینده از سمت غرب به شرق منطقه می‌وزند (علی‌نژاد و همکاران، ۲۰۱۷).



شکل (۱): نقشه موقعیت نقاط نمونه‌برداری در منطقه مورد مطالعه

(تپه‌ماهورهای حاشیه دریاچه آجی گل استان گلستان)

Figure (1): Location of sampling points in study area (Hills of Marghera Lake, Golestan Province)

روش کار

روش تعیین پایداری خاک دانه

ابتدا با انجام عملیات میدانی، اراضی حاشیه دریاچه آجی گل که به عنوان منطقه‌ای دارای انواع پوسته‌های بیابانی (فیزیکی، خزه‌ای و گل‌سنگ) (شکل ۲) انتخاب شد، از هر نوع پوسته ۱۰ تا ۱۱ نمونه و در مجموع ۳۲ نمونه خاک از لایه ۰ تا ۵ سانتی متری سطح خاک و در امتداد یک ترانسکت خطی (شکل ۱) برداشت گردید.

1. American Standard Test Mesh
2. Shaker
3. Mean Weighing Diameter
4. Baybordy
4. Blott
5. Folk
6. Walkly - Black
7. klute
8. Van Bavel
10. Gentleman & Ihaka

$$K = \left\{ 0.2 + 0.3 \exp \left[-0.0256SAN \left(1 - \frac{SIL}{100} \right) \right] \right\} \cdot \left(\frac{SIL}{CLA + SIL} \right)^{0.3} \cdot \left[1 - \frac{0.25}{c + \exp(3.72 - 2.95c)} \right] \cdot \left[1 - \frac{07SN1}{SN1 + \exp(-5.51 + 22.9SN1)} \right] \quad (1)$$

که در آن، SAN درصد شن و ماسه، SIL درصد سیلت، CLA درصد رس و C مقدار کربن آلی به درصد است. همچنین مقدار اصلاحی K از طریق رابطه (۲) محاسبه شد. مقدار SN1 نیز از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$SN1 = 1 - \frac{SAN}{100}$$

پس از تعیین مقدار اولیه K از رابطه (۱)، مقدار اصلاح شده آن از رابطه (۲) تعیین می‌شود (یانگ و همکاران، ۲۰۰۵).

$$K_{Repic} = -0.01383 + 0.51575K_{epic} \quad (r=0.613) \quad (2)$$

جدول (۱): روش محاسبه شاخص‌های مورفومتری ذرات (فولک، ۱۹۷۴)
Table (1): Calculation method morphometric indices particles (Folk, 1974)

عامل آماری	فرمول
میانگین	$Mz = \frac{\phi 16 + \phi 50 + \phi 84}{3}$
جورشدگی	$\alpha = \frac{\phi 84 - \phi 16}{4} + \frac{\phi 95 - \phi 5}{6.6}$
کج‌شدگی	$SKI = \frac{\phi 16 + \phi 84 - 2\phi 50}{2(\phi 84 - \phi 16)} - \frac{\phi 5 + \phi 95 - 2\phi 50}{2(\phi 95 - \phi 5)}$
$\phi 16$: قطر ذرات معادل ۱۶ درصد در نمودار فراوانی تجمعی برحسب فی	
$\phi 50$: قطر ذرات معادل ۵۰ درصد در نمودار فراوانی تجمعی برحسب فی	
$\phi 84$: قطر ذرات معادل ۸۴ درصد در نمودار فراوانی تجمعی برحسب فی	

برآورد شاخص فرسایش‌پذیری خاک

رابطه فرسایش‌پذیری پوسته‌های خاک در مدل EPIC مدل‌سازی شده است. در این تحقیق از رابطه (۱) برای مدل‌سازی مقادیر K در خاک‌های با پوسته‌های بیولوژیک و فیزیکی استفاده شد (یانگ و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل (۲): تصاویر پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیک خاک
Figure (2): Images of physical and biological soil crusts

نتایج

نتایج حاصل از مقایسه کلی ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی و حساسیت‌پذیری به فرسایش پوسته‌های مورد بررسی، در جدول (۲) نشان داده شده است.

جدول (۲): مقایسه خصوصیات گرانولومتری و فیزیکی رسوب انواع پوسته‌های بیابانی

Table (2): Comparison of sediment granulometric and physico-chemical characteristics of various desert crusts

p-value	خزه			گل‌سنگ			فیزیکی			نوع پوسته متغیر
	میانگین	حداقل	حداکثر	میانگین	حداقل	حداکثر	میانگین	حداقل	حداکثر	
$4/12 \times e^{-13} ***$	۵/۳	۲/۲	۱۲/۲	۷/۲	۴/۲	۱۰/۲	۱۷/۷۴	۱۶/۲	۲۲/۲	رس (%)
$5/97 \times e^{-107} ***$	۳۹/۹	۲۹/۲	۴۵/۲	۵۰/۲	۳۷/۲	۵۹/۲	۵۴/۰۱	۵۱/۲	۵۷/۲	سیلت (%)
$7/88 \times e^{-11}$	۵۴/۷۸	۴۸/۶	۶۸/۶	۴۲/۶	۳۰/۶	۵۴/۶	۲۸/۲۳	۲۰/۶	۳۲/۶	ماسه (%)
$0/181 *$	۲/۰۷	۰/۳۹	۳/۷۰۵	۲/۶۸	۰/۵۸۵	۴/۸۶	۱/۳۵	۰/۹۷۵	۱/۹۵	کربن آلی (%)
$0/174$	۷/۰۳	۶/۵۹	۷/۵۴	۷/۳۲	۶/۸	۷/۶	۶/۹۸	۵/۸	۷/۶۶	pH
$2 \times e^{-16} ***$	۰/۹۸	۰/۴۲	۲/۵۹	۱/۷۵	۰/۴۲	۴/۹۴	۲۰/۳۲	۱۵/۳۳	۲۶	(dS/m)EC
$2/78 \times e^{-105} ***$	۱۱/۰۹	۵/۴۱۲	۲۰/۷۵۲	۹/۸۵	۴/۱۳۵	۲۲/۰۵۷	۱	۰/۰۴	۲/۹۲	پایداری خاک‌دانه
$0/248$	۰/۱۹	-۰/۰۱۲	۰/۴۸۹	۰/۳۲	-۰/۱۰۷	۰/۴۵۸	۰/۲۴	۰/۰۴۶	۰/۴۳	کج‌شدگی (μm)
$6/66 \times e^{-18} ***$	۱/۷	۱/۵۶۳	۲/۰۱۲	۱/۹	۱/۳۶۴	۲/۱۸۹	۲/۳۴	۲/۱۷۴	۲/۶۰۱	جورشدگی (μm)
$9/4 \times e^{-14} ***$	۱۲۶/۲	۱۰۶/۵	۱۶۴/۸	۱۴۷/۵	۱۱۰	۱۷۱/۸	۳۰۷/۲	۲۵۴/۱	۴۱۰/۶	میانگین قطر ذرات (μm)
$2/57 \times e^{-5} ***$	۲/۷۴	۱/۵۰۴	۴/۳۲۰	۱/۰۸	۰/۹۱۱	۴/۱۳۶	۰/۲۵	۰/۶۷۱	۲/۱۹۳	فرسایش‌پذیری (k)

*** معنی‌داری در سطح ۹۹ درصد؛ * معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد

نتایج حاصل از آزمون‌های صورت‌گرفته در سطح معنی‌داری ۵ درصد برای مقدار ذرات رس خاک پوسته‌های فیزیکی - گل‌سنگ و همچنین فیزیکی - خزه، نشان‌دهنده تفاوت معنی‌دارند و این فاکتور برای پوسته‌های خزه و گل‌سنگ تفاوتی نشان نداد. این آزمون برای فاکتور سیلت نشان‌دهنده وجود معنی‌داری در بین پوسته‌های فیزیکی - خزه و همچنین خزه - گل‌سنگ است.

نتایج نشان داد مقدار کربن آلی، EC، پایداری خاک‌دانه، جورشدگی و میانگین قطر ذرات در پوسته‌های خزه - گل‌سنگ تفاوت معنی‌دار ندارند (شکل ۳ و ۴). نتایج آزمون‌های آماری انجام‌شده برای خصوصیات شاخص فرسایش‌پذیری ذرات خاک تشکیل‌دهنده رسوبات پوسته‌های فیزیکی، گل‌سنگ و خزه نشان داد که بین پوسته‌های فیزیکی - گل‌سنگ تفاوت معنی‌داری وجود نداشته ولی این شاخص بین پوسته‌های فیزیکی - خزه و خزه - گل‌سنگ اختلاف معنی‌دار دارد.

با توجه به مقدار p-value در خصوص اندازه ذرات تشکیل‌دهنده بافت خاک، بین تمامی ذرات رس، سیلت و ماسه برای ۳ نوع پوسته به‌استثنای خزه و گل‌سنگ درباره رس، اختلاف معنی‌داری در سطح ۰/۰۵ وجود داشت.

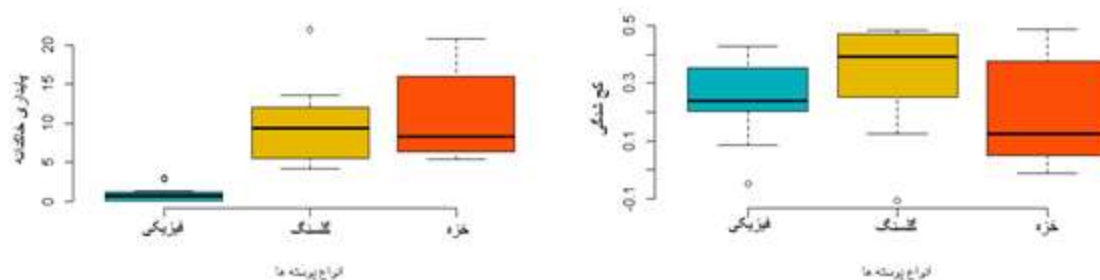
با انجام آزمون آماری ANOVA تفاوت بین متغیرهای مورد نظر در سه پوسته مطالعه‌شده (فیزیکی، گل‌سنگ و خزه) مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۳).

جدول (۳): معنی‌داری بین انواع پوسته‌ها

Table (3): Significance between different types of crusts

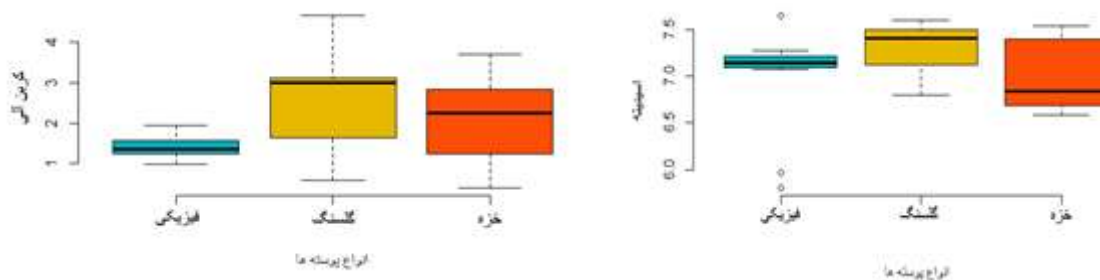
p-value	p-value	p-value	پوسته متغیر
$16/78 \times 10^{-2} *$	$10^{-10} *$	$10^{-8} *$	رس
$12/06 \times 10^{-6} *$	$6 \times 10^{-7} *$	$19/01 \times 10^{-2} *$	سیلت
$13/46 \times 10^{-6} *$	$10^{-9} *$	$126 \times 10^{-5} *$	ماسه
$32/97 \times 10^{-2}$	$25/11 \times 10^{-2}$	$13/52 \times 10^{-4}$	کربن آلی
$67/76 \times 10^{-2}$	10^{-9}	10^{-8}	EC
$81/79 \times 10^{-2}$	$5/43 \times 10^{-6}$	$4/038 \times 10^{-5}$	پایداری خاک‌دانه
$74/59 \times 10^{-4}$	10^{-7}	$4/18 \times 10^{-5}$	جورشدگی
$3/07 \times 10^{-1}$	10^{-7}	10^{-8}	میانگین قطر ذرات
$43/85 \times 10^{-4} *$	$1/62 \times 10^{-5} *$	$11/37 \times 10^{-2}$	فرسایش‌پذیری

* معنی‌داری در سطح ۹۵ درصد



شکل (۳): نمودار جعبه‌ای بین خصوصیات فیزیکی انواع پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیکی

Figure (3): Box diagram between physical characteristics types of physical and biological crusts



شکل (۴): نمودار جعبه‌ای بین خصوصیات شیمیایی انواع پوسته‌های فیزیکی و بیولوژیکی

Figure (4): Box diagram between physical characteristics types of physical and biological crust

فیلیپ و بلنپ^۱ (۱۹۹۸) عنوان می‌کنند که تثبیت کربن در حضور پوسته گل‌سنگ و خزّه افزایش می‌یابد. خاک‌های بدون پوسته‌های بیولوژیک مواد آلی کمتری دارند (کلاینر و هارپر، ۱۹۷۲).

بافت خاک: بافت خاک فراوانی نسبتی ذرات ماسه، رس و سیلت را در نمونه خاک نشان می‌دهد. بافت خاک به‌ویژه با تأثیر خود روی وضعیت رطوبت خاک می‌تواند تعیین‌کننده رشد گیاهان و میزان تولید محصول در یک منطقه باشد (محمودی و حکیمیان، ۱۹۹۷). بافت خاک در ترکیب و توزیع گونه‌هایی از اجتماع پوسته‌های بیولوژیک تأثیر می‌گذارد. به‌طور کلی، خاک‌هایی با بافت لوم سیلتی به میزان بیشتری جمعیت‌های مختلفی از سیانوباکترها، گل‌سنگ‌ها و خزّه‌ها را در مقایسه با خاک‌های با بافت شنی نرم و رسی ریز نگه می‌دارند (کلاینر و هارپر، ۱۹۹۷). با توجه به آزمایش‌های بافت خاک، بافت خاک منطقه در پوسته‌های خزّه و گل‌سنگ از نوع لومی-سیلتی است و وضعیت مناسبی را برای رشد خزّه و گل‌سنگ فراهم کرده است. در پوسته‌های فیزیکی که به‌علت برخورد قطرات باران یا تجمع آب در

بحث و نتیجه‌گیری

کربن آلی خاک: کربن آلی خاک به‌دلیل اثرات تعیین‌کننده بر ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و زیستی خاک مانند قدرت نگهداری آب و در دسترس قرار دادن آن، چرخه عناصر غذایی، رشد ریشه گیاه، شدت جریان گازها و حفاظت خاک، نقش تعیین‌کننده‌ای بر پایداری کیفیت خاک، تولید محصول و کیفیت محیط‌زیست دارد (والن و چانگ، ۲۰۰۲). چنان‌که مشاهده می‌شود، مقدار کربن آلی خاک در اراضی دارای پوسته گل‌سنگ و خزّه، به میزان معنی‌دار و قابل توجهی در مقایسه با خاک دارای پوسته فیزیکی افزایش یافته است؛ از لحاظ آماری بین این دو نمونه اختلاف معنی‌داری وجود دارد. این نتیجه با نتایج حاصل از پژوهش نیک‌نهاد قرماخر و همکاران (۲۰۱۷) مطابقت می‌کند؛ آن‌ها دریافتند افزایش میانگین درصد کربن آلی خاک در تمامی مناطق دارای پوسته‌های بیولوژیک در مقایسه با منطقه متناظر آن، تفاوت معنی‌داری ($P < 0.05$) دارد.

پوسته‌های بیولوژیک خاک نقش بسزایی در تولید کربن آلی از طریق تثبیت کربن (بایمر و کلوپاتک، ۱۹۹۱) و تجزیه مواد آلی (دنین و گانور، ۱۹۹۱) در خاک‌های خشک دارند.

pH خاک: طبق نتایج به دست آمده از تحقیق حاضر، مقدار میانگین اسیدیته خاک (pH) برای پوسته‌های خزه و گل‌سنگ و فیزیکی، به ترتیب ۷/۰۳، ۷/۳۲، ۶/۹۸ بود که عدم تفاوت معنی داری بین این سه پوسته و قلیایی بودن خاک را نشان داد؛ از جمله علل آن می‌توان به وجود آهک در خاک و بارندگی کم منطقه اشاره کرد؛ هر چند سطح پوسته‌های فیزیکی اندکی اسیدی‌تر نشان می‌دهد. وجود آهک در خاک از تغییرات pH خاک جلوگیری می‌کند و سبب قلیایی شدن خاک می‌شود. همچنین بارندگی کم آن سبب عدم آبرسانی املاح و تغییرات pH می‌شود. مطالعات نیک‌نهاد قرماخر و همکاران (۲۰۱۷) نشان داد که در مناطق مورد مطالعه، میانگین اسیدیته خاک افزایش یافته است، اما تفاوت معنی داری در میانگین اسیدیته خاک دارای پوسته‌های بیولوژیک و متناظر فاقد پوسته بیولوژیک مشاهده نمی‌شود ($P > 0.05$).

EC خاک: با توجه به نتایج به دست آمده می‌توان دریافت که پوسته‌های زیستی در مقایسه با پوسته‌های فیزیکی، نفوذپذیری اولیه را افزایش می‌دهند؛ این امر می‌تواند به دلیل وجود زبری ناشی از پوسته‌ها باشد. اما علاوه بر این، پوسته‌های زیستی بر نفوذپذیری نهایی نیز مؤثرند، به طوری که نسبت به سطوح بدون پوسته دو برابر سرعت نفوذپذیری دارند که متأثر از دیگر اثرات پوسته‌های زیستی بر خصوصیات خاک از قبیل ماده آلی و خاک‌دانه‌سازی است (کاکه^۵ و همکاران، ۲۰۱۴). پوسته‌های زیستی علاوه بر افزایش نفوذپذیری باعث افزایش مقدار آب قابل دسترس در خاک شده است؛ این امر می‌تواند به دلیل زبری ناشی از پوسته‌های زیستی باشد که زمان نگهداری آب را تا حد زیادی افزایش می‌دهند و موجب افزایش فرصت نفوذ و کاهش رواناب می‌شوند (بلنپ، ۲۰۰۶). همچنین ریزجانداران پوسته‌ها می‌توانند چندین برابر حجم و وزن خود آب جذب نمایند و مانند مالچ زنده عمل کنند (بلنپ، ۲۰۰۶). بعد از بارش باران به سرعت عمل آبروشی در آن‌ها صورت می‌گیرد و حجم قابل توجهی از آب را در خود

سطح خاک ایجاد می‌شوند، میزان رس در خاک آن بیشتر بوده و باعث تراکم و چسبندگی بیشتر این پوسته شده است. ولی در پوسته‌های خزه و گل‌سنگ به علت وجود رشته‌های هیف‌مانند در بخش زیرین خود، سبب تجزیه خاک زیرین شده و بافت پایدارتری را ایجاد کرده‌اند.

پایداری خاک‌دانه‌ها: پایداری خاک‌دانه‌ها، میزان

مقاومت آن‌ها در برابر گسیخته شدن توسط نیروهای خارجی، به ویژه نیروهای مرتبط با آب است که عواملی مانند بافت خاک، نوع رس، کاتیون‌ها، مقدار و نوع مواد آلی خاک و همچنین نوع و اندازه جمعیت میکروبی خاک بر پایداری خاک‌دانه‌ها مؤثرند.

طبق نظر محققان، پایداری خاک‌دانه‌ها به عواملی مانند بافت خاک، نوع رس، کاتیون‌ها، مقدار و نوع مواد آلی و همچنین نوع و اندازه جمعیت میکروبی خاک وابسته است؛ به گونه‌ای که وجود مواد آلی در خاک نقش اساسی در پایداری خاک‌دانه‌ها ایفا می‌کنند (کاویدیر^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). این در حالی است که وجود رشته‌های هیف بخش قارچی در بخش زیرین گل‌سنگ و خزه باعث اتصال ذرات خاک به یکدیگر و تشکیل خاک‌دانه‌های پایدار می‌شوند. این نتایج با یافته بسیاری از پژوهشگران از جمله بار اور و دنین^۲ (۱۹۸۹)، الدریدج و گرین^۳ (۱۹۹۴) و رولدان^۴ و همکاران (۱۹۹۴) مطابقت دارد. طبق نتایج به دست آمده از آزمایش‌های انجام گرفته، میانگین پایداری خاک‌دانه‌ها در پوسته‌های خزه و گل‌سنگ، به ترتیب ۱۱/۰۹ و ۹/۸۵ و در پوسته‌های فیزیکی عدد ۱ به دست آمد. در پوسته‌های زیستی به علت دارا بودن مواد آلی بیشتر نسبت به پوسته‌های فیزیکی، تولید خاک‌دانه‌های پایدارتر مشاهده می‌شود. همچنین مزیت این پوسته‌ها نسبت به پوسته‌های فیزیکی، وجود بخش‌های رشته‌ای‌مانند است که همچون ریشه گیاه عمل می‌کند و با اتصال ذرات به یکدیگر سبب ایجاد خاک‌دانه‌های پایدار می‌شود.

1. Kavadir
2. Bar-Or & Danin
3. Eldridge & Greene
4. Roldan

به سهولت تخریب پذیرند؛ در اولین مرحله تخریب مقدار زیادی از این یون‌ها هدر می‌رود و در اثر عمل آبشویی از خاک خارج می‌شود (مجللی، ۲۰۰۷). طبق نتایج پژوهش حاضر، با توجه به نفوذپذیری بیشتر در پوسته‌های زیستی، می‌توان گفت آبشویی این یون‌ها و سایر املاح در طی وقوع بارندگی موجب کاهش مقادیر آن‌ها در پوسته‌های زیستی نسبت به پوسته‌های فیزیکی شده است و سدیم به‌علت بار الکتریکی کمتر نسبت به کلسیم و منیزیم سریع‌تر آبشویی می‌شود که این از لحاظ سدیمی شدن خاک دارای اهمیت می‌باشد. همچنین عوامل فراوانی از جمله درصد رس زیاد، تراکم و فشردگی خاک، درصد سدیم تبادل‌ی زیاد و بالا بودن سطح آب زیرزمینی مانع آبشویی می‌شود و در اثر پدیده موئینگی، املاح در سطح خاک تجمع پیدا می‌کنند (برزگر، ۲۰۱۰). طبق نتایج پژوهش حاضر، پوسته‌های فیزیکی دارای درصد رس حداقل ۱۶/۲ و حداکثر ۲۲/۲ ولی پوسته‌های خزه و گلسنگ به ترتیب دارای حداقل و حداکثر ۲/۲ و ۱۲/۲ و ۴/۲ و ۱۰/۲ درصد رس بودند. همچنین مقدار حداکثر و حداقل درصد مواد آلی در پوسته‌های فیزیکی خزه و گلسنگ به ترتیب (۱/۹۵، ۰/۵۸۵) و (۱/۹۵، ۰/۳) است که تفاوت معنی‌داری نسبت به پوسته‌های فیزیکی دارند. همان‌طور که گفته شد درصد این دو عامل تأثیر بسزایی در میزان شوری سطح دارد که پوسته‌های فیزیکی دارای درصد رس بیشتر و در نتیجه چسبندگی بیشتر و منافذ کمتر و آبشویی کمتری هستند و نیز مواد آلی کمتری دارند و شوری آن‌ها بیشتر است. همچنین به‌علت سطح ایستابی بالا و ایجاد موئینگی، تبخیر و تعرق زیاد سطح پوسته‌های فیزیکی به‌علت وجود نمک، متراکم‌تر و دارای سله است و شوری آن بیشتر است. پوسته‌های زیستی با وجود تراکم‌پذیری کمتر و خاک‌دانه‌سازی، در نتیجه افزایش منافذ درشت در خاک‌های پوسته‌دار، طی فرایند تبخیر با حرکت موئینگی، مقدار املاح کمتری مجدداً بالا می‌آیند و از آنجایی که در این خاک‌ها سدیم تبادل‌ی مشکل‌ساز نیست، معمولاً خاک حالت هموار داشته و گذرپذیری نسبت به آب در آن‌ها مناسب است (اوستان، ۲۰۰۴).

ذخیره می‌کنند (کاپولا^۱ و همکاران، ۲۰۱۱؛ الدریچ و همکاران، ۲۰۱۰) که به‌مرور زمان به داخل خاک ترشح شده و بر بسیاری از خصوصیات خاک از جمله وضعیت شوری و سدیمی خاک تأثیر می‌گذارد. با توجه به افزایش نفوذپذیری و مقدار بیشتر آب قابل دسترس در سطوح پوسته‌دار نسبت به پوسته فیزیکی، می‌توان انتظار داشت که در سطوح پوسته بیولوژیکی، آبشویی صورت گیرد و به تدریج نمک‌های محلول، کانی‌های محلول‌تر خاک و کاتیون‌های بازی (کلسیم، منیزیم، سدیم و پتاسیم) از افق‌های سطحی خاک خارج شود و در نتیجه، واکنش شیمیایی خاک سطحی به میزان کمی کاهش یابد (بلنپ، ۲۰۰۶). بدین ترتیب آبشویی از غلظت املاح در افق‌های فوقانی می‌کاهد و تجمع کربنات‌ها باعث افزایش قلیایی بودن خاک می‌شوند؛ غلظت این املاح تحت پوسته‌های زیستی کمتر است و می‌تواند بیش از پیش باعث کاهش اسیدیته خاک در این افق شود. همچنین به‌دلیل فعالیت میکروبی بیشتر در خاک دارای پوسته‌های زیستی، منطقی است که اسیدیته خاک پایین‌تر باشد. جمعیت میکروبی و در نتیجه فعالیت‌های سوخت‌وساز از جمله تنفس تحت پوسته‌ها بیشتر است و منجر به تولید دی‌اکسیدکربن بیشتر می‌شود که در ترکیب با آب تولید اسیدکربنیک، بی‌کربنات و H می‌کند.

در مناطق خشک و نیمه‌خشک، یکی از عواملی که منجر به ایجاد خاک‌های متأثر از نمک می‌شود، پتانسیل تبخیر و تعرق بالا در این مناطق است که باعث افزایش غلظت نمک در خاک و آب‌های سطحی می‌گردد (اوستان^۲، ۲۰۰۴). با توجه به مجاورت منطقه مورد مطالعه به دریاچه پلایایی و بالا بودن سطح ایستابی آب در آن نواحی، وقوع پدیده خشکسالی در منطقه در طی چندین سال گذشته و پتانسیل تبخیر و تعرق بالا، قابل انتظار است که مقدار املاح و قابلیت هدایت الکتریکی زیاد باشد. در ضمن، کاتیون‌های قلیایی خاکی، پتانسیل یونی (نسبت شعاع به بار الکتریکی) بالایی دارند و کاملاً محلول هستند و

1. Coppola
2. Ostan

قطر میانگین ۱۴۷/۵ و ۱۲۶/۲ برحسب میکرومتر (μm) در گروه ماسه ریز قرار می گیرند.

شاخص فرسایش پذیری خاک پوسته ها: فرسایش

بادی تابع دو دسته از عوامل فرساینده و فرسایش پذیر است. فرسایش پذیری به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک مربوط می شود. فاکتور فرسایش که تابع ویژگی های فیزیکی شیمیایی خاک است، با توجه به فرمول فاکتور فرسایش پذیری محاسبه و نتایج آن برای سه پوسته فیزیکی خزه و گل سنگ به این صورت بوده که مقدار این پارامتر در پوسته های فیزیکی نسبت به پوسته های خزه و گل سنگ کمتر بوده و مقاومت بیشتری در برابر عامل فرساینده دارد؛ از جمله علل آن بیشتر بودن میانگین قطر ذرات (با توجه به جدول ۲) و وجود مقدار زیاد املاح در سطح آن از جمله نمک و سله بستن آن است.

جورشدگی: مقایسه آزمون معنی داری در سه پوسته نشان دهنده تفاوت معنی دار در بین پوسته های زیستی نسبت به فیزیکی است. ولی طبق نتایج حاصل و مقایسه میانگین آن ها با ضرایب فولک که بیانگر انواع جورشدگی است، در این سه نوع پوسته ذرات تشکیل دهنده خاک آن دارای جورشدگی مناسب نیستند. پوسته های فیزیکی و خزه و گل سنگ با جورشدگی ۲/۳۴، ۱/۷ و ۱/۹ میکرومتر (μm)، به ترتیب دارای جورشدگی بسیار بد، بد و بد هستند. همچنین محاسبات کج شدگی ذرات نشان دهنده عدم تفاوت معنی دار بین پوسته های زیستی و فیزیکی است و کج شدگی ذرات به سمت ذرات ریزدانه تا خیلی ریزدانه است. میانگین قطر ذرات نشان دهنده تفاوت معنی دار بین پوسته های زیستی و فیزیکی است؛ به طوری که پوسته های فیزیکی با قطر میانگین ۳۰۷/۲ در گروه ماسه متوسط و پوسته های زیستی با

منابع

- Alavizadeh, F., Naseri, K., Golkariyan, A., Tavili, A., 2013. Investigating the role of biological crusts (mosses) in conservation From surface soil to water erosion (Case study: Rangelands around Torog Dam in Khorasan Razavi province), Pasture and Watershed Journal, Iranian Natural Resources Journal. 67, (1): 83-92.
- Alinezhad, M., Hosseinalizade, M., Ownegh, M., Mohammadian Behbahani, A. M., 2017. Geomorpho-Pedological Analysis of Nebka Landscape in Sufikam Plain, Golestan Province. Journal of the Desert Ecosystem Engineering, Sixth year, number sixteen, Page 59-70.
- Asgari, H.R, Sarpasrt, M., 2013. Effect of hailing on soil erosion indices In sandy lands Taibad. Quarterly Journal of Research Environmental erosion research, Third Year, Issue, Summer 2013, pp. 1-10.
- Bar-Or, Y., Danin, A., 1989. Mechanisms of cyanobacterial crust formations and soilstabilization in the northwestern Negev. Israel Society of Microbiology, 13: 55-64.
- Barzegar, A. R., 2010. Fundamentals of Soil Physics. Shahid Chamran University Press. First Edition. 346 pages.
- Baybordy, M., 1993. Soil Physics. Tehran University Press, 671p. (In Persian).
- Belnap, J., 2003. Comparative Sturcture of Physical and Biological Soil Crusts. In: J. Belnap and O.L. Lange (eds). Biological Soil Crust: Structure, Function, and management. Springer-Verlag Berlin Hildberg. 2nd edition.
- Belnap, J. 2006. The potential roles of biological soil crusts in dryland hydrologic cycles. Hydrological Processes, 20(15): 3159-3178.
- Belnap, J. Laxalt M., Peterson P., 2001. Biological soil crusts: ecology and management: Bureau of Land Management, National Science and Technology Center.
- Beymer, R.J., Klopatek, J.M., 1991. Potential contribution of carbon by microphytic crusts in pinyon-juniper woodlands. Arid soil Research and Rehabilitation, 5: 187-98.
- Blott, S., 2000. A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. Surface processes and modern environments research group department of Geology, University of London.
- Bouyoucos, G. J., 1935. The clay ratio as a criterion of the susceptibility of soils to erosion. J. Am. Soc. Agron., 27: 738-741.
- Chamizo S., Cantón Y., Lázaro R., Solé-Benet

- A., Domingo, F., 2012. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. *Ecosystems*, 15(1): 148-161.
14. Coppola A., Basile A., Wang X., Comegna V., Tedeschi A., Mele G., Comegna, A., 2011. Hydrological behaviour of microbiotic crusts on sand dunes: Example from NW China comparing infiltration in crusted and crustremoved soil. *Soil and Tillage Research*, 117(0): 34-43.
 15. Dainin, A., Ganor, E., 1991. Trapping of airborne dust by mosses in the Negev Desert Earth Surf process Landforms, 16: 153-162.
 16. Delavary Kamyab, A., Khosravany, M. H., Rahbarnia, M., 2010. "Assessment of methods to determine the threshold velocity of wind erosion in Kavire Mighan. "first national conference on desertification and sustainable development of Iran's desert lagoons. Arak.
 17. Eldridge, D. J., Bowker M., Maestre F., Alonso P., Mau R., Papadopoulos J., Escudero, A., 2010. Interactive Effects of Three Ecosystem Engineers on Infiltration in a Semi-Arid Mediterranean Grassland. *Ecosystems*, 13(4): 499-510.
 18. Eldridge D.J., Greene, R.S.B., 1994. Assessment of sediment yield from a semi-arid red earth with varying cover of cryptogams. *J. Arzd Envir.* 26, (in press).
 19. Falahatkar, S., 2014. Management of soil carbonization in agricultural lands using the EPIC model, the 3rd National Conference on Environmental Natural Resources in Kurdistan, Kurdistan University.
 20. Folk, R. L., 1974. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company, Austin Texas, 182 p.
 21. Honardust, F., Vahedberdi, Sh, M., Birudian, N., Adhami mojarrad, M., 2009. "Evaluation and control planning of soil erosion using Scalogram Model". 5 th National Conference on Science and Engineering Watershed Management Iran, Iran Watershed Association. Karaj.
 22. Kakeh, J., Gorji, M., 2014. Studying The Effects of Biological Soil Crusts on Soil Saline-Sodic Properties (Rangeland of Qare Qir, Golestan Province). *Journal of Water and Soil*, 28(1): 230-238.
 23. Kavadir, Y., Ozcan, H., Kinci, H., Yigini, Y., 2004. The influence of clay content organic carbon and land use type on soil aggregate stability tensile strength. *Tork. J. Agron.* 28:155-162.
 24. Kleiner, E.F., Harper, K.T., 1972. Environment and community organization in grasslands on Canyonlands National Park. *Ecology*, 53(2): 299-309.
 25. Klute, A. 1986. *Methods of Soil Analysis: Part 1-Physical and Mineralogical Methods.* 2nd ED. Soil science society of America. 1188p.
 26. Lal, R., 2003. Soil erosion and global carbon budget. *Environ. Inter. J.* 29(4): 437-450.
 27. Lopez, M.V., J.M. de Dios Herrero, G.G. Hevia, R. Gracia, D.E., Buschiazzo, 2007. Determination of the wind-erodible fraction of soils using different methodologies. *Geo derma*, 139:407-411.
 28. Mahmoodabadi, M., Deghani, F., Azimzadeh, H. R., 2011. Study of the effect of soil particle size distribution On the severity of wind erosion. *Journal of Soil Management and Sustainable Production*, 1 (1): 98-81.
 29. Mahmoody, SH., Hakimian, M., 1997. *Fundamentals of soil science.* Tehran University Press, 701p. (In Persian).
 30. Mojallali, H., 2007. *Soil Chemistry.* Bohem, Publication Center for Academic Publishing. Third edition. 343 pages.
 31. Niknahad GHormakhar, H., Hoosainalizadeh, M., Komaki, Ch .B., Toghdari, A., Ashrafzadeh, M., 2017. Survey the relationship between biological crusts whit Soil characteristics and forage quality of some plant species. Research project report, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, Design ID: 93-324-33.
 32. Nordstrom, K.F., Hotta, S., 2004. Wind erosion from cropland in the USA: a review of problems, solutions and prospects. *Geoderma*. 121 (3-4): 157-167.
 33. Ostan, SH., 2004. *Soil chemistry with environmental perception.* First edition. Tabriz University Press. 454 pages.
 34. Ownegh, M., Honardoust, F., Karimi Sang chini, E., 2013. *Geotourism Attractions of Quaternary Phenomena in Sedimentary Basin of Gorgan Plain, Iran.* Scientific Quarterly Journal, *Geosciences* 22, 93-100.
 35. Phillips, S.L., Belnap, J., 1998. Shifting carbon dynamics due to the effects Of *Bromus tectorum* invasion on biological soil crusts. *Ecological Bulletin*, 79: 205.
 36. Roldan, A., Garcia, F., Lax, A., 1994. An incubation experiment to determine factors involving aggregation changes in an arid soil

- receiving urban refuses, *Soil Biochem.* 26: 1699-1707.
37. Van Bavel, C.M., 1949. Mean weight diameter of soil aggregates as a statistical index of aggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 14: 20-23.
38. Walkly, A., Black, I. A., 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Science* 37, 29-38.
39. Whalen, J.K., Chang, C., 2002. Macroaggregate characteristics for sustainable land use in Danangou catchment of the Loess Plateau, China, *Catena*, 54: 17-29.
40. Yang, S., Lian, Y. L., Yan, P., Tong C., 2005. A review of soil erodibility in water and wind erosion research. *Journal of Geographical Sciences*, 15(2):167-176.

Comparative analysis of soil physico-chemical properties in erodibility of various desert crusts (Case study: hills around Aji-Gol lake, Golestan province, Iran)

Fatemeh Gheytasi¹, Ali Mohammadian Behbahani², Mohsen Hosseinalizadeh³, Hamid Reza Asgari⁴

Received: 20/09/2018

Accepted: 25/12/2018

Extended abstract

Introduction: During the past two decades, the attention has been paid to the role of biological crusts in dry and semi-arid ecosystems. According to the roles of soil surface crusts in improving physical and chemical characteristics, and lack of sufficient information on their inherent characteristics, this research can be useful in understanding the mechanism of these crusts.

Materials and methods: The purposes of this study were investigating the physicochemical characteristics, methods of measuring and computing of these characteristics for physical and biological soils crusts (lichens and moss), studying the characteristics of soil erodibility index and their mutual relationship in the around Aji-Gol lake located in Golestan province. In this study, after laboratory operations for determination of physicochemical parameters, the soil erosion index using empirical relationships was considered. In order to compare the physicochemical characteristics of physical and biological crusts (lichens and moss) in surface soil samples, different levels of significance were investigated using environment package of R software. Based on ANOVA, the differences between variables were considered in the three studied crusts (physical, lichen, and moss).

Results: The results of statistical tests for the soil particle erodibility index showed that there was no significant difference between physical crusts-lichens ($P \geq 0.05$), but there were significant differences between the physical crusts-moss and moss-lichens ($P \leq 0.05$).

Discussion and Conclusion: There were no significant differences among physicochemical characteristics of organic carbon content, EC, aggregate stability, sorption and average particle diameter, and moss-lichen crusts ($P \geq 0.05$). With regards to the size particles of the soil texture, there were significant differences among all the particles of clay, silt, and sand belonged to 3 types of crusts (with the exception of moss and lichen in the clay) ($P \leq 0.05$).

Keywords: Desert crusts, Soil erodibility, Golestan province.

1. M.Sc Student, Department of Arid Zone Management, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources.

2. Assistant Professor, Department of Arid Zone Management, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources, (Corresponding author) mohammadian@gau.ac.ir

3. Assistant Professor, Department of Arid Zone Management, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources.

4 . Associate Professor, Department of Arid Zone Management, Gorgan University of Agricultural Sciences and Natural Resources.