محیط زیست طبیعی، مجله منابع طبیعی ایران
دوره ۷۰، شماره ۱، بهار ۱۳۹۶
صفحات: ۲۱۰-۱۹۷

بررسی عوامل مؤثر بر کربن آلی خاک در یک برش اقلیمی در استان کرمانشاه

الهام منصوری[۱]؛ علیرضا کریمی[۲*]، حجت امامی[۲]، یحیی پرویزی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد گروه علوم خاک، دانشکدهٔ کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
۲- دانشیار گروه علوم خاک، دانشکدهٔ کشاورزی، دانشگاه فردوسی مشهد
۳- عضو هیئت علمی بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع‌طبیعی کرمانشاه، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، کرمانشاه، ایران

(تاریخ دریافت:۱۳۹۴/۸/۹ ؛ تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۶/۳۰)

چکیده

کربن آلی خاک، به‌عنوان یکی از ارکان باروری، سلامت و کیفیت خاک شناخته شده است. در مقیاس منطقه‌ای اقلیم می‌تواند به صورت مستقیم و غیرمستقیم تعیین کنندهٔ مقدار کربن آلی خاک باشد. هدف از این پژوهش، بررسی تأثیر عوامل مؤثر بر مقدار و تغییرات کربن آلی خاک در خاک سطحی در امتداد یک برش اقلیمی در استان کرمانشاه بود. در این منطقه، دما از ۶ تا ۱۸/۴ درجهٔ سانتی‌گراد و بارندگی از ۲۷۳ تا ۸۳۵ میلی‌متر تغییر می‌کند. در این منطقه، دما از ۶ تا ۱۸/۴ درجهٔ سانتی‌گراد و بارندگی از ۲۷۳ تا ۸۳۵ میلی‌متر تغییر می‌کند. ارتفاع منطقهٔ مورد مطالعه از سطح دریا ۶۰۹ تا ۱۸۸۱ متر است. بین بارندگی و دما با ارتفاع همبستگی قوی وجود داشت ک، با افزایش ارتفاع، دما کاهش و بارندگی افزایش پیدا می‌کند. برای این مطالعه در امتداد یک برش اقلیمی، تعداد ۵۶ نمونه خاک از دو عمق ۱۵- ۰ و ۳۰- ۱۵ سانتی‌متری خاک‌های تشکیل شده در موقعیت‌های با شیب یکسان (بخش تخت شیب) رسوبات آهکی کرتاسه با کاربری مرتع برداشت شد. مقدار کربن آلی خاک در عمق ۱۵-۰ سانتی‌متری از ۱/۲ تا ۲/۴۴ درصد و در عمق ۳۰-۱۵ سانتی‌متری از ۰/۴ تا ۲/۶۱ درصد تغییر می‌کرد. میانگین کربن آلی خاک در دو عمق به‌ترتیب ۱/۲ و ۱/۰۴ درصد بود. بین مقدار کربن آلی خاک و پارامترهای اقلیمی ارتباط معنی‌داری دیده نشد. به نظر می‌رسد دامنهٔ تغییرات دما و بارندگی در این منطقه در حدی نیست که تأثیر قابل توجهی بر تولید زیست توده داشته باشند. همبستگی مثبت بین کربن آلی خاک با مقدار رس و سیلت و همبستگی منفی با مقدار شن، نشان داد که در این منطقه، تفاوت در توزیع اندازهٔ ذرات خاک، عامل اصلی تغییرات کربن آلی خاک است. افزایش ذرات ریز در خاک از یک سو با افزایش حاصلخیزی خاک و در نتیجه ایجاد شرایط برای ایجاد پوشش گیاهی مناسب، باعث تولید کربن آلی بیشتر می‌شوند؛ از سوی دیگر، با تشکیل کمپلکس‌های رس (سیلت)-هوموس، مواد آلی را از تجزیه محافظت می‌کنند.

کلید واژگان: کربن آلی خاک، اقلیم، توزیع اندازهٔ ذرات خاک، کرمانشاه

* نویسنده مسئول: شماره تماس: ۰۹۸۹۱۳۱۰۹۴۸۹۱+
Email: karimi-a@um.ac.ir

۱. مقدمه

مواد آلی خاک کلیدی‌ترین عامل در باروری و کیفیت خاک، حفاظت محیط زیست، ارتقاء کیفیت و کمیت آب، تصفیهٔ آلاینده‌ها و انتقال و ذخیره آب و املاح می‌باشد. همچنین، این جزء از خاک، سیستم ایمنی خاک و دیگر ارکان اکوسیستم است و مهم‌ترین نقطهٔ امید برای اصلاح تغییرات اقلیمی و کاهش گازهای گلخانه‌ای در جو زمین است (Izaurralde *et al*., 2007)). ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک به شدت تحت تأثیر مواد آلی خاک قرار دارند (Gregorich *et al*., 1994; Larson *et al*., 1991). خاک پس از اقیانوس‌ها، بزرگ‌ترین منبع ذخیرهٔ کربن است و بیشتر از ۷۵٪ کربن آلی زمین را در خود جای داده است که حدود ۴ تا ۵ برابر مقدار کربن آلی موجود در گیاهان زنده است (Lal, 2004). میزان مادهٔ آلی خاک‌ها از کمتر از یک درصد در مناطق خشک تا بیشتر از ۴۰ درصد در خاک‌های پیت متغیر است (Post, 1993).

Jenny (1941) عوامل مؤثر بر تشکیل خاک و عوامل مؤثر بر آن را تشریح کرد. از بین این عوامل، اقلیم در مساحت‌های زیاد، تأثیر کاملاً مشخصی بر نوع خاک‌ها و ویژگی‌های آن‌ها از جمله کربن آلی دارد. میزان کربن ذخیره شده در خاک، حاصل تعادل بین دو فرآیند مهم زیستی است که باعث تولید مواد آلی از یک سو و تجزیهٔ مواد آلی از سوی دیگر می‌شود. این دو فرآیند دارای کنترل کننده‌های فیزیکی و زیستی قوی هستند که مهم‌ترین آن‌ها شرایط اقلیمی، خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و زیستی خاک، ترکیب شیمیایی و نوع بقایای گیاهی، غیرقابل دسترس بودن مواد آلی برای موجودات خاک، مدیریت زراعی و برهمکنش این عوامل می‌باشد (Post, 1993).

تغییرات اقلیمی هم به‌صورت طبیعی و هم به‌دلیل تأثیر فعالیت‌های انسانی گریزناپریز است و بررسی کربن آلی در اقلیم‌های متفاوت می‌تواند الگویی از تغییرات کربن در اثر اقلیم ارائه دهد (Singh *et al*., 2011; Shakiba and Rahnama, 2003). درمیان پارامترهای اقلیمی، دما و بارندگی از مهم‌ترین عناصری هستند که بیشترین تأثیر را در کنترل میزان مواد آلی درخاک دارا می‌باشند. دما یکی از مؤثرترین پارامترها است، چرا که این پارامتر نه تنها نرخ فرآیندهای شیمیایی، بیولوژیکی و فیزیکی را درخاک کنترل می‌کند، بلکه بر نرخ رشد گیاهان تأثیر مستقیم دارد (Shakiba and Rahnama, 2003). تحقیقات نشان داده است که معمولاً با کاهش دما در هر شرایطی از بارندگی، مقدار کربن آلی خاک افزایش می‌یابد (Singh *et al*., 2011; Shakiba and Rahnama, 2003). همچنین، میزان کربن آلی خاک‌ها معمولاً با افزایش میزان بارندگی افزایش می‌یابد ولی در هر سطحی از بارش میزان آن با افزایش دما کاهش می‌یابد. با افزایش دما، فعالیت میکروبی و درنتیجه سرعت تجزیهٔ بقایای گیاهی تازه و هوموس موجود در خاک افزایش می‌یابد (Jenkinson, 1965).

بر اساس مدل ارائه شده توسط McBratney و همکاران (۲۰۰۳) علاوه بر پنج عامل خاک‌سازی، خود ویژگی‌های خاک نیز کنترل کنندهٔ سایر ویژگی‌های خاک هستند. به‌عنوان مثال، مطالعات زیادی تأثیر شن، سیلت، رس و کربنات کلسیم را بر تغییرات کربن آلی خاک نشان داده‌اند (Sorensen *et al*., 1971; Pandey *et al*., 2010; Schimel *et al*., 1994).

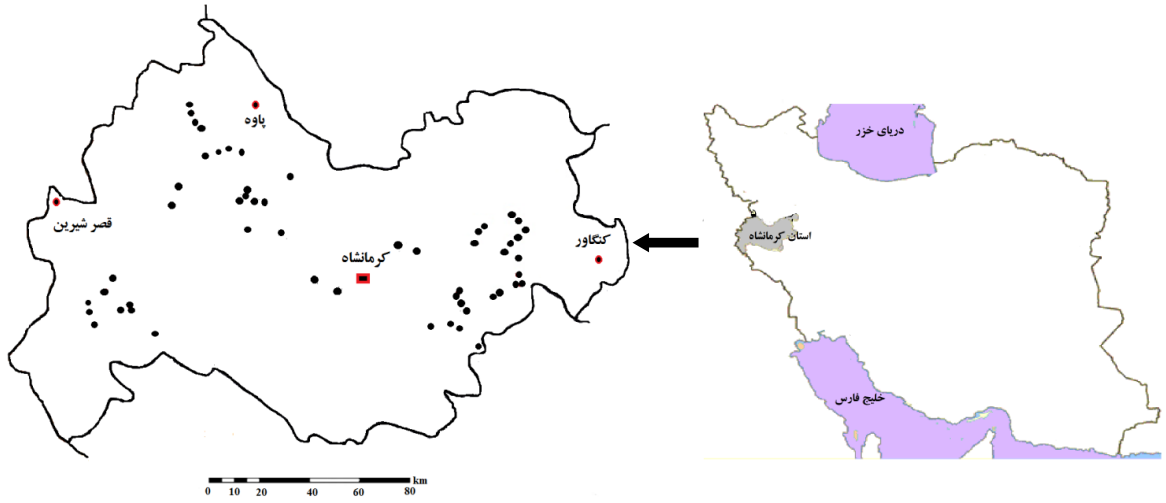
بیشتر مطالعات انجام شده در ایران و سایر نقاط جهان دربارهٔ کربن آلی خاک در یک اقلیم مشخص انجام می‌شود و معمولاً به تأثیر تغییرات کاربری، ویژگی‌های توپوگرافی و سایر ویژگی‌های خاک بر تغییرات کربن آلی خاک پرداخته‌اند (Van Oost *et al*., 2008; Mahmoodzadeh *et al*., 2012; Pandey *et al*., 2010) ولی مطالعات معدودی عوامل مؤثر بر تغییرات کربن آلی خاک در اقلیم‌های مختلف را بررسی کرده‌اند (Singh *et al*., 2011; Sinoga *et al*., 2012). استان کرمانشاه که در غرب کشور واقع شده‌است به‌دلیل وضعیت توپوگرافی، از اقلیم متنوعی برخوردار است. با

توجه به تنوع اقلیمی، این استان محل مناسبی برای بررسی تغییرات کربن آلی خاک در اقلیم‌های متفاوت و ارتباط آن با پارامترهای اقلیمی و سایر ویژگی‌های خاک است. این پژوهش با هدف بررسی عوامل مؤثر بر مقدار کربن آلی خاک در یک برش اقلیمی در مراتع استان کرمانشاه انجام شد.

۲. مواد و روش‌ها

استان کرمانشاه با حدود ۲۴۴۳۴ کیلومترمربع وسعت درمیانهٔ ضلع غربی کشور، بین ´۳۶ °۳۳ تا ´۱۵ °۳۵ عرض شمالی و ´۲۴ °۴۵ تا ´۳۰ °۴۸ طول شرقی قرار گرفته‌است. این استان از شمال به استان کردستان، از جنوب به استان‌های لرستان و ایلام، از شرق به استان همدان و از غرب به کشور عراق محدود شده‌است (شکل ۱). ارتفاع این استان از سطح دریا با میانگین ۱۲۰۰ متر از ۶۰۹ تا ۱۸۸۱ متر متغیر است.

نمونه‌برداری در ۵۶ نقطه از دو عمق ۱۵ – ۰ و ۳۰ – ۱۵ سانتی‌متر به صورت ترکیبی در مناطق مختلف اقلیمی انجام شد. نمونه‌ها در بخش تخت شیب (Summit) و بر روی مواد مادری یکسان (رسوبات آهکی دوران کرتاسه) برداشت شدند. بخش تخت شیب به این دلیل انتخاب شد که اثر عامل توپوگرافی که باعث تغییرات محلی ویژگی‌های خاک می‌شود در کل منطقه یکسان باشد و به دلیل ثابت نگه داشتن مدیریت، مواد مادری و توپوگرافی، می‌توان تغییرات کربن آلی خاک را تحت تأثیر اقلیم در نظر گرفت.



شکل ۱. محل نقاط نمونه‌برداری در استان کرمانشاه

نمونه‌ها پس از هوا خشک شدن و عبور از الک ۲ میلی‌متری به آزمایشگاه منتقل شدند. سنگریزه به روش حجمی، بافت خاک به روش پیپت (Gee and Bauder, 1986)، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی (Allison, 1960)، pH و EC در نسبت دو به یک آب به خاک و کربن آلی خاک به روش والکلی بلک اندازه‌گیری شدند (Walkley and Black, 1934). متغیرهای اقلیمی نقاط نمونه‌برداری شامل، متوسط بارندگی سالانه، متوسط دمای سالانه و کلاس اقلیمی که با استفاده از نقشه‌ها و گزارش مطالعات اقلیمی استان (شبیه سازی شده برمبنای آمار ۵۰ سالهٔ ایستگاه‌های سینوپتیک استان) تعیین شدند. برای تعیین پارامترهای اقلیمی درهرنقطه، نقشه‌های هم‌باران، هم‌دما و هم‌تبخیر مورد استفاده قرار گرفتند که این

پارامترهـا در جـدول ۱ نشـان داده شـده اسـت. جهـت آنالیزهای آماری از نرم افزار SPSS استفاده شد.

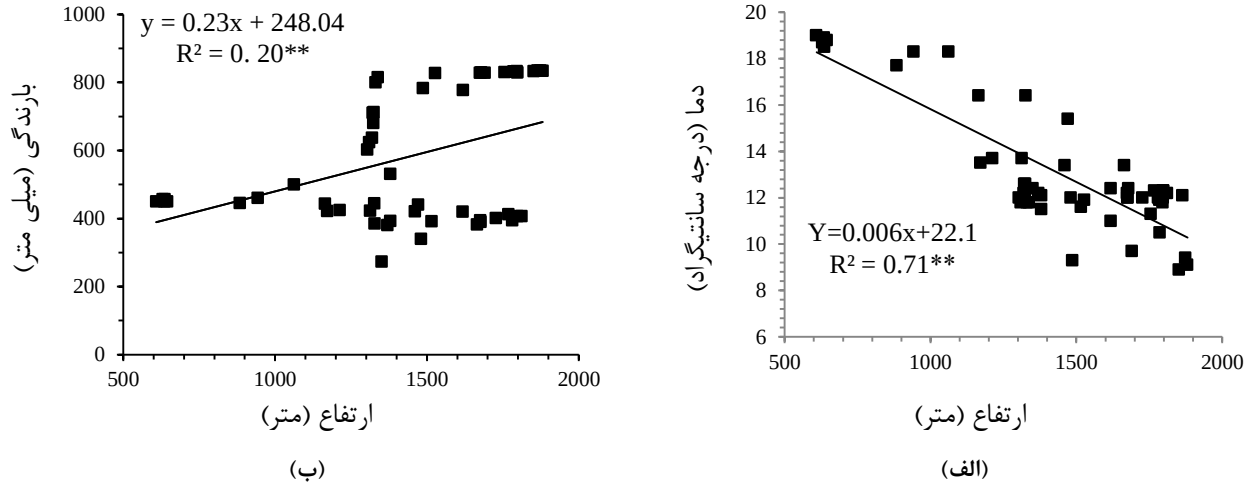
جدول ۱. پارامترهای اقلیمی در منطقهٔ مورد مطالعه

پارامتر	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار
بارندگی (mm)	۲۷۳	۸۳۵	۵۸۲	۱۹۲/۲
دما (^oC)	۶	۱۸/۴	۱۱/۹	۲/۸
دما/بارش	۲۲/۷۵	۱۳۹	۵۴/۹	۳۱/۶۲
تبخیر و تعرق (mm)	۱۰۰۰	۲۵۰۰	۱۹۶۸/۶	۳۶۹/۹
ارتفاع (m)	۶/۹	۱۸۸۱	۱۴۴۱/۵	۳۵۴/۵

۳. نتایج

۱.۳. ارتباط پارامترهای اقلیمی با ویژگی‌های خاک

قبل از بررسی تأثیر ویژگی‌های اقلیمی بر ویژگی‌هـای خاک، لازم است ارتباط بین ویژگی‌های اقلیمی با یکدیگر و ارتفاع بررسی شود. مطالعات نشـان داده‌انـد بـا افـزایش ارتفاع تا یک حد آستانه، بارندگی افـزایش و دمـا کـاهش پیدا می‌کند (Singh *et al*., 2011; Sinoga *et al*., 2012; Burke *et al*., 1989). در منطقهٔ مورد مطالعه نیز چنـین ارتباطی مشاهده شد (شکل ۲ الف و ب).



شکل ۲. ارتباط الف) دما و ب) بارندگی با ارتفاع

جـدول ۲ پارامترهـای انـدازه‌گیـری شـده در نقـاط نمونه‌برداری را نشان می‌دهد. با توجه به میانگن و انحراف معیار ذرات خاک، سیلت با میانگین ۴۹/۳ و ۵۰/۶ درصـد به‌ترتیب در عمق‌های ۱۵-۰ و ۳۰-۱۵ سانتی‌متری بخش غالب بافت خاک را تشکیل می‌دهد. مقـادیر مشـابه بـرای رس، ۱۹ و ۲۱/۸ درصد است که نسبت به شـن و سـیلت کمتر اسـت ولـی ضـریب تغییـرات آن در منطقـه بیشـتر است. مقدار شن، کـم‌تـرین ضـریب تغییـرات را در بـین ذرات دارد. در عمـق ۳۰-۱۵ سـانتی‌متـری بـه ازای کـم شدن مقدار شن، مقدار سیلت و رس اندکی افـزایش پیـدا کرده است.

جدول ۲. خلاصه ویژگی‌های خاک‌های مورد مطالعه

ویژگی‌های خاک	عمق ۱۵- ۰ سانتی‌متر					عمق ۳۰ – ۱۵				
	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات	حداقل	حداکثر	میانگین	انحراف معیار	ضریب تغییرات
اسیدیته	۷/۳	۷/۹	۷/۷	۰/۱۶	۲/۱	۷	۸	۷/۵	۰/۲۳	۳/۱
هدایت الکتریکی($dS\ m^{-1}$)	۱/۴	۴/۷	۲/۳	۰/۶۶	۲۸/۶	۱/۴	۴/۵	۲/۱	۰/۵۱	۲۴/۶
کربن آلی (٪)	۱/۶	۲/۴۴	۱/۲	۰/۵۷	۴۷/۲	۰/۴	۲/۶۱	۱/۰۴	۰/۵۹	۵۶/۵
کربنات کلسیم معادل (٪)	۰/۶	۴۰/۴	۱۷/۹	۱۴/۷	۸۲/۴	۰/۴	۴۱/۴	۱۸/۲	۱۵/۹	۸۴/۴
رس (٪	۵	۴۶/۲	۱۹	۹/۵	۵۰/۲	۲/۸	۵۴/۲	۲۱/۸	۱۱	۵۰/۵
سیلیت (٪)	۱۷/۷	۷۳/۸	۴۹/۳	۱۴/۵	۲۹/۳	۲۲	۷۶/۳	۵۰/۶	۱۴/۲	۲۷/۹
شن (٪)	۱/۹	۷۳/۷	۳۱/۷	۲۰/۵	۶۴/۵	۱/۹	۷۲/۲	۲۹/۳	۱۹/۱	۶۲/۳
سنگریزه (٪)	۵	۴۹	۲۵/۲	۱۰/۲	۴۰/۳	۹	۷۵	۳۰/۹	۱۲/۸	۴۱/۴

همبستگی اجزای خاک با پارامترهای اقلیمی معنی‌دار نیست؛ اگرچه به‌ترتیب همبستگی مثبت و منفی بین رس و شن با ارتفاع و پارامترهای اقلیمی وجود دارد (جدول ۳ و ۴) ولی در حدی نیست که آن را بتوان به اقلیم ربط داد. به نظر می‌رسد تفاوت پارامترهای اقلیمی در منطقه در حدی نیست که بتواند باعث تفاوت در اندازهٔ ذرات شود.

دامنهٔ تغییرات pH ۷/۳ تا ۸ است که در محدودهٔ شرایط طبیعی pH در سیستم CaCO3-CO2-H2O (Lindsay, 1979). خاک است. مقدار EC از ۱/۴ تا ۴/۷ متغیر است و میانگین EC در دو عمق ۲/۳ و ۲/۱ دسی زیمنس بر متر است و بر اساس مقادیر انحراف معیار و ضریب تغییرات، EC در دو عمق تفاوت قابل توجهی با یکدیگر ندارند. دامنهٔ تغییرات کربنات کلسیم از ۰/۴ تا ۴۱/۴ درصد متغیر است و میانگین آن در دو عمق ۱۷/۹ و ۱۸/۲ درصد است. کم‌ترین مقدار EC و کربنات کلسیم در مناطق با بارندگی زیاد و دمای کم (بارندگی بین ۶۴۴ تا ۷۶۰ میلی‌متر و دمای بین ۸/۶ تا ۱۰/۳ درجهٔ سانتی‌گراد) و بیشترین مقدار آن‌ها در مناطق اقلیمی دارای دمای بیشتر و بارندگی کمتر (بارندگی حدود ۴۳۴ میلی‌متر و دمای ۱۵/۷ درجهٔ سانتی‌گراد) قرار دارند.

EC و کربنات کلسیم با ارتفاع، همبستگی منفی و معنی‌دار دارند. همچنین، این دو ویژگی، با بارندگی همبستگی منفی و با دما ارتباط مثبت و معنی‌دار دارند (جدول ۳ و ۴). همان‌گونه که نشان داده شد، با افزایش ارتفاع، دما کمتر و بارندگی افزایش پیدا می‌کند (شکل ۲)، و در نتیجه، آبشویی در خاک‌های این مناطق بیشتر می‌شود، به دنبال آن مقدار EC و کربنات کلسیم کاهش پیدا می‌کند. شکل ۳ نیز این ارتباط را به خوبی نشان می‌دهد. مطالعات زیادی کاهش هدایت الکتریکی و کربنات کلسیم را با کاهش دما و افزایش بارندگی نشان داده اند (BagheriFam *et al*., 2013; Oztas *et al*., 2003; ZeraatPishe and Khormali, 2011). نکتهٔ قابل توجه این که تغییرات این دو ویژگی بیشترین همبستگی را با ارتفاع دارند و با دما و بارندگی همبستگی کمتری دارند. این وضعیت را می‌توان به این گونه توجیه کرد که ارتفاع به خودی خود یک متغیر مستقل است که بر بارندگی و دما مؤثر است و تأثیر این دو عامل را یک جا نشان می‌دهد.

۲.۳. تغییرات کربن آلی خاک و ارتباط آن با ویژگی‌های اقلیمی

مقدار کربن آلی خاک در عمق صفر تا ۱۵ سانتی‌متری با میانگین ۱/۲ درصد از ۰/۱۶ تا ۲/۳ درصد

متغیر است. میانگین کربن آلی در عمق ۱۵ تا ۳۰ سانتی‌متری به ۱/۰۴ درصد کاهش می‌یابد و دامنهٔ تغییرات آن از ۰/۰۴ تا ۲/۶۱ درصد است. شکل ۴ ارتباط کربن آلی در عمق اول و دوم را نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود بین کربن آلی عمق ۱۵ – ۰ و کربن آلی عمق ۳۰ – ۱۵ رابطهٔ خطی وجود دارد که نشان می‌دهد روند تغییرات کربن آلی خاک در هر دو عمق در کل منطقه یکسان است.

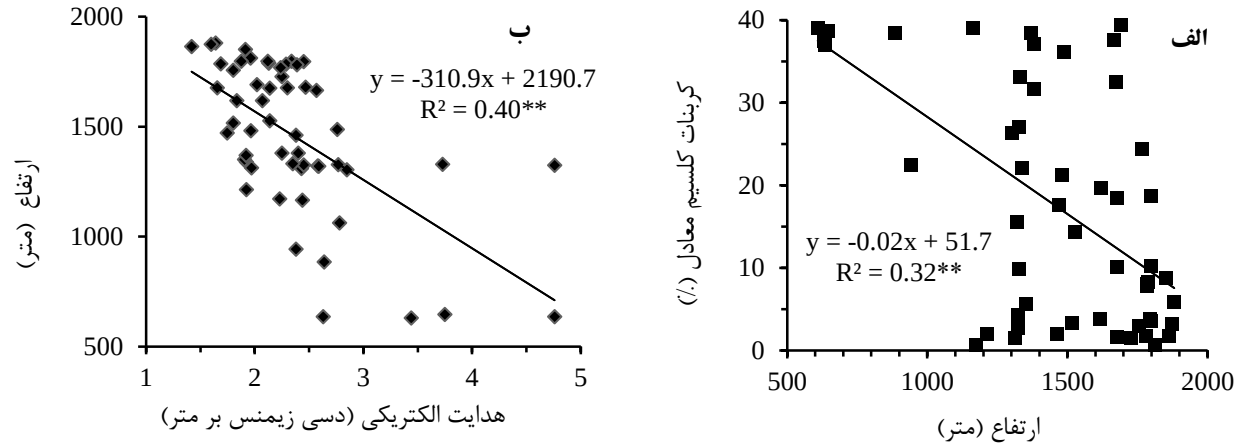
جدول ۳. ماتریس همبستگی بین ویژگی‌های خاک (۱۵ – ۰ سانتی‌متر) و پارامترهای اقلیمی

ویژگی	کربن آلی	اسیدیته	هدایت الکتریکی	کربنات کلسیم	رس	سیلت	شن	ارتفاع	بارندگی	دما	تبخیر و تعرق
اسیدیته	-۰/۲۲^{ns}										
هدایت الکتریکی	-۰/۴۳^{ns}	-۰/۰۲^{ns}									
کربنات کلسیم	-۰/۰۲^{ns}	۰/۱۹^{ns}	۰/۲۹**								
رس	۰/۵۰**	-۰/۰۶^{ns}	۰/۱۰^{ns}	-۰/۳۱*							
سیلت	۰/۴۷**	۰/۱۲^{ns}	۰/۳۶**	۰/۲۴^{ns}	۰/۴۳**						
شن	-۰/۵۷*	-۰/۰۶^{ns}	-۰/۳۰*	-۰/۰۳^{ns}	-۰/۷۷**	-۰/۹۱**					
ارتفاع	-۰/۰۲^{ns}	۰/۱۵^{ns}	-۰/۵۱**	-۰/۵۷**	۰/۲۵^{ns}	-۰/۱۳^{ns}	-۰/۰۲^{ns}				
بارندگی	-۰/۰۹^{ns}	۰/۱۵^{ns}	-۰/۱۴^{ns}	-۰/۱۳^{ns}	۰/۰۰^{ns}	۰/۱۶^{ns}	-۰/۱۲^{ns}	۰/۴۳**			
دما	-۰/۰۷^{ns}	-۰/۰۱^{ns}	۰/۳۹*	۰/۵۳**	-۰/۱۹^{ns}	۰/۰۵^{ns}	۰/۰۲^{ns}	-۰/۸۳**	-۰/۶۱**		
تبخیر و تعرق	-۰/۱۲^{ns}	۰/۰۸^{ns}	۰/۲۲^{ns}	۰/۳۳**	-۰/۱۳^{ns}	-۰/۰۹^{ns}	۰/۱۲^{ns}	-۰/۶۵**	-۰/۷۹**	۰/۸۳**	
بارش / دما	-۰/۰۲^{ns}	۰/۰۵^{ns}	-۰/۲۴^{ns}	-۰/۲۹^{ns}	۰/۰۹^{ns}	۰/۱۴^{ns}	-۰/۱۴^{ns}	۰/۵۷**	۰/۸۸**	-۰/۸۲**	-۰/۸۵**

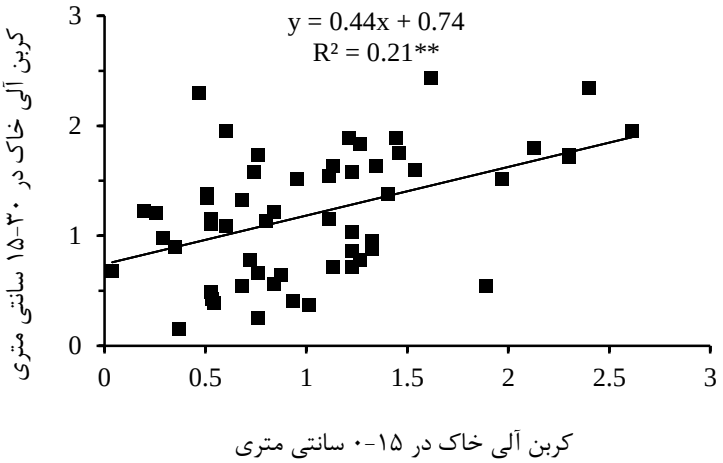
^{ns}: not significant, * ,** significant at p value <0.05 and 0.01 respectively

جدول ۴. ماتریس همبستگی بین ویژگی‌های خاک (۱۵-۳۰ سانتی‌متر) و پارامترهای اقلیمی

ویژگی	کربن آلی	اسیدیته	هدایت الکتریکی	کربنات کلسیم	رس	سیلت	شن	ارتفاع	بارندگی	دما	تبخیر و تعرق
اسیدیته	-۰/۲۱^{ns}										
هدایت الکتریکی	۰/۱۶^{ns}	-۰/۰۶^{ns}									
کربنات کلسیم	-۰/۱۶^{ns}	۰/۲۴^{ns}	۰/۵*								
رس	۰/۲۱*	-۰/۰۸^{ns}	۰/۱۵^{ns}	-۰/۰۹^{ns}							
سیلت	۰/۳۱*	۰/۲۰^{ns}	۰/۴۴**	۰/۲۶^{ns}	۰/۲۵^{ns}						
شن	-۰/۳۲*	-۰/۱۰^{ns}	-۰/۴۱**	-۰/۱۲^{ns}	-۰/۷۱**	-۰/۸۳**					
ارتفاع	۰/۰۱^{ns}	-۰/۰۰^{ns}	-۰/۴۰**	-۰/۵۵**	۰/۱۵^{ns}	-۰/۲۱^{ns}	۰/۰۹^{ns}				
بارندگی	-۰/۰۸^{ns}	۰/۱۴^{ns}	-۰/۱۶^{ns}	-۰/۱۱^{ns}	۰/۰۵^{ns}	۰/۱۰^{ns}	-۰/۸^{ns}	۰/۴۳**			
دما	-۰/۰۹^{ns}	-۰/۱۲^{ns}	۰/۳۳*	۰/۵۰*	-۰/۱۱^{ns}	۰/۰۵^{ns}	-۰/۰۲^{ns}	-۰/۸۳**	-۰/۶۱**		
تبخیر و تعرق	-۰/۰۹^{ns}	-۰/۱۰^{ns}	۰/۲۰^{ns}	۰/۳۰*	-۰/۰۹^{ns}	۰/۰۲^{ns}	۰/۰۲^{ns}	-۰/۶۵**	-۰/۷۹**	۰/۸۴**	
بارش / دما	-۰/۰۲^{ns}	۰/۱۶^{ns}	-۰/۲۲^{ns}	-۰/۲۶^{ns}	۰/۱۲^{ns}	۰/۰۹^{ns}	-۰/۰۹^{ns}	۰/۵۷**	۰/۸۸**	-۰/۸۲**	-۰/۸۳**



شکل ۳- تغییرات الف) کربنات کلسیم و ب) هدایت الکتریکی با ارتفاع



شکل ۴- ارتباط مقدار کربن آلی در عمق ۱۵ – ۰ و ۳۰ – ۱۵

تجمع کربن آلی در سطح خاک و کاهش آن با عمق شناخته شده است. معمولاً الگوی کاهش کربن آلی خاک با عمق به‌صورت نمایی است ولی شیب کاهش تا عمق ۳۰ سانتی‌متری کم است و پس از آن افزایش پیدا می‌کند (Roose *et al*., 2006; Shaoshan *et al*., 2010). به همین دلیل، تفاوت کربن آلی خاک در دو عمق معنی‌دار نیست. Faghihinia و همکاران (۲۰۱۳) در بررسی مقدار کربن آلی خاک‌های منطقهٔ فراشبند استان بوشهر در دو عمق ۱۰ – ۰ و ۲۰ – ۱۰ را نشان دادند که مقدار کربن آلی سطحی بیشتر از عمق ۲۰ – ۱۰ است اما این اختلاف معنی‌دار نبود. Sinoga و همکاران (۲۰۱۲) در مطالعه‌ای در جنوب اسپانیا مشاهده کردند که کربن آلی خاک در عمق ۵ – ۰ سانتی‌متر از ۶/۴ تا ۳۵/۰۴ مگاگرم در هکتار نسبت به عمق ۱۵ – ۱۰ سانتی‌متر با مقدار ۵/۲ تا ۲۴/۸ مگاگرم در هکتار بیشتر بود. Woomer و همکاران (۲۰۰۴) میزان کربن ذخیره شده در

خاک و گیاه را در سنگال بررسی کردند و نشان دادند که حدود ۶۰ درصد از کربن آلی خاک، در عمق ۲۰ سانتی‌متری از سطح خاک ذخیره شده است. Parvizi و همکاران (۲۰۰۷ و ۲۰۱۳) کربن آلی خاک را در چهار کلاس کیفی خیلی کم یا فقیر، کم، متوسط و زیاد (به ترتیب معادل کربن آلی خاک کمتر از ۰/۶، ۰/۶ – ۱/۲، ۱/۲ – ۱/۷۵ و بیش از ۱/۷۵ درصد) برای ایران پیشنهاد می‌کنند. براساس طبقه‌بندی ذکر شدهٔ کلاس کیفی کربن آلی خاک در منطقهٔ مورد مطالعه، کلاس کم است.

طبق نظریهٔ Jenny (۱۹۴۱) از بین عوامل تشکیل دهندهٔ خاک، اقلیم تأثیر کاملاً مشخصی بر نوع خاک‌ها و ویژگی‌های آن‌ها از جمله کربن آلی دارد. کربن آلی در خاک معمولاً با کاهش دما در هرشرایطی از بارندگی افزایش خواهد داشت (Singh *et al.*, 2011; Shakiba and Rahnama, 2003). در مطالعهٔ حاضر، میانگین بارندگی و دما در خشک‌ترین و گرم‌ترین اقلیم موجود برابر است با ۴۴۴/۸ میلی‌متر و ۱۵/۸ درجهٔ سانتی‌گراد است و در مرطوب‌ترین و سردترین اقلیم موجود برابر با ۷۶۰/۳ میلی‌متر و ۸/۷ درجه سانتی‌گراد است و مقدار کربن آلی خاک در این دو اقلیم، به‌ترتیب ۱/۰۲ و ۱/۳۶ درصد است که تفاوت معنی‌داری ندارند. Maghami Moghim و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه‌ای بر روی خاک‌های مراتع منطقهٔ روئین واقع در استان خراسان شمالی با میانگین بارندگی و دمای سالیانه به ترتیب، ۳۵۱ میلی‌متر و ۸/۳ درجهٔ سانتی‌گراد مقدار کربن آلی خاک را به طور میانگین ۱/۴ درصد برآورد کردند. Wang و همکاران (۲۰۰۸) در پژوهشی در شمال شرق چین با میانگین بارندگی ۵۸۲ میلی‌متر و دمای سالیانهٔ ۴/۸ درجهٔ سانتی‌گراد، مقدار کربن آلی خاک را در دیم ۱/۴۸درصد اعلام کردند که علت این افزایش مقدار کربن در این مناطق، احتمالاً کم بودن دمای سالیانه است که از تجزیهٔ مواد آلی جلوگیری می‌کند. Parvizi و همکاران (۲۰۱۳) طی مطالعه‌ای در حوزهٔ مرک استان کرمانشاه با متوسط دمایی سالانه ۵ تا ۱۲ درجهٔ سانتی‌گراد و میانگین بارندگی ۷۹۸ و متوسط تبخیر و تعرق سالانه ۸۲۲ میلی‌متر مقدار متوسط کربن آلی خاک کاربری مرتع را ۲/۰۵ به دست آوردند که با توجه به بارندگی زیاد و دما و تبخیر و تعرق کم، تجمع کربن آلی در خاک امری طبیعی است. با توجه به مطالب گفته شده به‌نظر می‌رسد دما نسبت به بارندگی، تأثیر بیشتری در افزایش کربن آلی خاک دارد.

همان گونه که در جداول همبستگی ۳ و ۴ مشاهده می‌شود، هیچ ارتباط معنی‌داری بین کربن آلی خاک در این مناطق با تغییرات دما و بارندگی مشاهده نمی‌شود.

۴. بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات بسیاری، اثر بارندگی و دما را بر میزان کربن آلی خاک مورد بررسی قرار داده‌اند. Burke و همکاران (۱۹۹۸) کربن آلی خاک در مراتع آمریکا با دامنهٔ بارندگی ۳۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متر درسال و دامنهٔ دمای ۴ تا ۲۳ درجهٔ سانتی‌گراد را بررسی کردند و نشان دادند که کربن آلی خاک با افزایش دما تا ۱۷ درجهٔ سانتی‌گراد کاهش می‌یابد و بعد از آن ثابت می‌شود. همچنین، نشان دادند که کربن آلی خاک با افزایش بارندگی تا حدود ۸۰ سانتی‌متر افزایش می‌یابد و بعد از آن ثابت می‌شود. علت افزایش کربن آلی با افزایش بارندگی تأثیر افزایش تولیدات گیاهی و افزایش ورودی کربن آلی به خاک است. دلیل ثابت شدن کربن آلی خاک یکسان شدن تولید و تجزیهٔ کربن آلی خاک در بارندگی بیشتر از ۸۰ سانتی‌متر بیان شد. در یک بررسی سرعت تجزیهٔ بقایای گیاهی نشان‌دار در دو اقلیم متفاوت، یکی منطقهٔ معتدله (انگلستان) با متوسط دمای سالیانه ۸/۹ درجهٔ سانتی‌گراد و دیگری در مناطق حاره (نیجریه) با متوسط دمای سالیانهٔ ۲۶/۱ درجهٔ سانتی‌گراد، در خاک‌هایی با میزان و نوع رس یکسان مورد ارزیابی قرار گرفت (Jenkinson, 1965). نتایج نشان داد اگرچه الگوی تجزیه در هردو خاک یکسان است ولی سرعت تجزیه در منطقهٔ

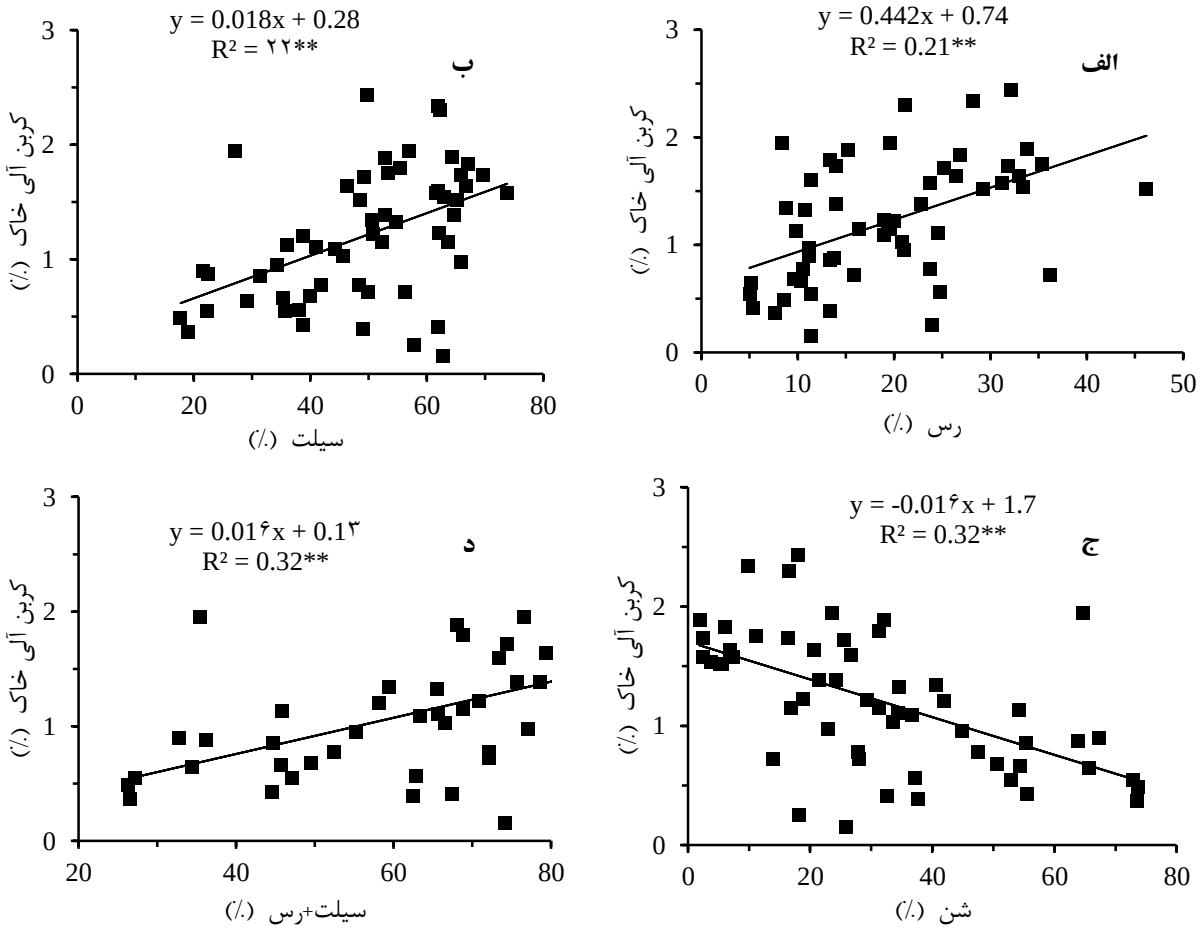
حاره ۴ برابر سریع‌تر از منطقهٔ معتدل است . بنابراین، به عنوان یک اصل و با در نظر گرفتن شرایط یکسان، خاک‌های مناطق گرم‌تر در مقایسه با خاک‌های مناطق سردتر دارای مادهٔ آلی کمتری هستند. بعد از دما، مهم‌ترین عامل اقلیمی تأثیرگذار بر کربن آلی بارندگی است. Singh و همکاران (۲۰۱۱) در مطالعهٔ کربن آلی خاک در اقلیم‌های مختلف در غرب هیمالیا در کشور هند در دامنه وسیعی از دما (۵ تا ۲۵ درجهٔ سانتی‌گراد) و بارندگی (۲۰۰ تا حدود ۱۴۰۰ میلی‌متر) نشان دادند با افزایش بارندگی میزان کربن آلی خاک افزایش و سپس کاهش پیدا می‌کند. Alvarez and Lavado (۱۹۹۸) در بررسی عوامل اثرگذار بر مقدار کربن آلی در پامپا و چاکو (آمریکا) در شرایط اقلیمی میانگین دمای سالیانه ۱۴ تا ۲۴ درجهٔ سانتی‌گراد و میانگین سالانهٔ بارندگی ۲۰۰ تا ۱۲۰۰ میلی‌متر به این نتیجه رسیدند که کربن آلی خاک با دما ارتباط معنی‌داری ندارد اما با بارندگی همبستگی معنی‌دار دارد. آن‌ها همچنین نشان دادند که شاخص خشکی (بارش / دما) با کربن آلی خاک همبستگی دارد. Nichols (۱۹۸۴) در مطالعه‌ای به منظور بررسی ارتباط کربن آلی خاک با اقلیم و سایر ویژگی‌های خاک در دشت بزرگی در آمریکا که دارای متوسط بارندگی ۳۳ تا ۱۱۴ سانتی‌متر و متوسط دمای ۱۴ تا ۲۳/۳ درجهٔ سانتی‌گراد از رگرسیون گام به گام به این نتیجه رسیدند که ارتباط مثبت و خیلی معنی‌داری بین کربن آلی و رس خاک (در سطح ۰/۰۱) و همین‌طور ارتباط مثبت و معنی‌داری بین کربن آلی و بارندگی (در سطح ۰/۰۵) وجود دارد.

با دقت در مطالعاتی که به نتایج آن‌ها اشاره شد، کربن آلی خاک در دامنهٔ وسیعی از بارندگی (۲۰۰ تا ۱۴۰۰ میلی‌متر) و دما (۵ تا ۲۵ درجهٔ سانتی‌گراد) بررسی شده است. (Singh *et al*., 2011; Sinoga *et al*., 2012; Burke *et al*., 1989). در منطقهٔ مورد مطالعه، بارندگی از ۴۴۷ تا ۷۵۶ میلی‌متر و دما از ۶ تا ۱۸ درجهٔ سانتی‌گراد متغیر است. به‌نظر می‌رسد تفاوت بارندگی و دما در منطقهٔ مورد مطالعه، تأثیری بر تغییرات کربن آلی خاک نداشته است. با توجه به مطالب گفته شده، عواملی غیر از ویژگی‌های اقلیمی بر میزان کربن آلی مؤثر هستند که در بخش بعدی به آن‌ها پرداخته خواهد شد.

بر اساس داده‌های جدول‌های ۳ و ۴، مقدار کربن آلی خاک درعمق ۱۵ - ۰ سانتی‌متری همبستگی مثبت و معنی‌داری با مقدار رس و سیلت و همبستگی منفی با مقدار شن دارد. در عمق ۳۰-۱۵ سانتی‌متری نیز همین همبستگی‌ها با شدت کمتر برقرار است. نمودار پراکنش کربن آلی خاک در مقابل ذرات خاک در عمق ۱۵ – ۰ سانتی‌متری (شکل ۵) نشان می‌دهند که اجزای ریز خاک (سیلت و رس) عامل اصلی افزایش کربن آلی در خاک هستند. در شکل ۵ (د) ارتباط کربن آلی خاک با مجموع سیلت و رس نشان داده شده است که نشان دهندهٔ این ارتباط قوی است.

مطالعات متعدد نشان داده است که در مقیاس جهانی، خاک‌های رسی مواد آلی بیشتری در مقایسه یا خاک‌های شنی دارند و معمولاً رابطه بسیار نزدیکی بین میزان کربن آلی و مقدار رس و سیلت وجود دارد (Neill *et al*., 1997; Oades, 1993). ذرات ریز، هم‌زمان به دو طریق بر کربن آلی خاک مؤثر هستند. از یک سو، با افزایش رس و سیلت، قدرت خاک در تأمین و نگه‌داشت عناصر غذایی بیشتر می‌شود و به‌عبارت بهتر، حاصلخیزی خاک افزایش پیدا می‌کند (Oades, 1993)؛ از سوی دیگر، در زمان تشکیل خاکدانه، با مواد آلی کمپلکس رس-هوموس تشکیل می‌دهد و مواد آلی را در مقابل تجزیه حفاظت می‌کنند (Burke *et al*., 1989; Buschiazzo *et al*., 1991). بیش از ۹۰ درصد کل کربن آلی خاک‌ها به صورت کمپلکس‌های مواد آلی و رس وجود دارد (Crow *et al*., 2007) و جذب در سطح کانی‌های رسی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و آلومینیوم مؤثرترین فرآیند در حفظ مواد آلی از تجزیه میکروبی است (Mikutta *et al*., 2006). خاک‌های ریزبافت با تأثیر بر تجمع و الگوی معدنی‌شدن بر ذخیرهٔ کربن آلی خاک اثر می‌گذارند (Pandey *et al*., 2010;

Schimel *et al*., 1994). خاک‌های غنی از ذرات ریز مکانیسم‌های فیزیکی و شیمیایی لازم برای حفاظت ازکربن آلی خاک را در مقابل تجزیهٔ میکروبی فراهم می‌کنند (Pandey *et al*., 2010; Oades, 1988). درحالی که خاک‌های دارای بافت درشت‌تر به‌دلیل درصد بالای معدنی‌شدن و مکانیسم‌های ضعیف حفاظتی سطوح پایین‌تری از کربن آلی خاک دارند (Singh *et al*., 2011). همین دلایل عامل اصلی افزایش کربن آلی خاک با اجزای ریز خاک است (شکل ۵).



شکل ۵- ارتباط کربن آلی خاک با الف) رس، ب) سیلت، ج) شن و د) رس + سیلت در عمق ۱۵- ۰ سانتی‌متری

Bagherifam و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه‌ای در بخشی از مراتع شهرستان بجنورد به این نتیجه رسیدند که بین کربن آلی خاک و مقدار رس خاک رابطهٔ خطی وجود دارد. نتایج تحقیق Bahrami و همکاران (۲۰۱۳) نیز نشان داد که ذخایر کربن در خاک با محتوای رس خاک ارتباط دارد. Parsamansh و همکاران (۲۰۱۱) مطالعه‌ای به منظور بررسی رابطهٔ کربن آلی خاک با عمق در خاک‌های ورتی‌سول و اینسپتی‌سول در جنوب دشت بیله‌ور استان کرمانشاه انجام دادند. نتایج مطالعات نشان داد که میزان کاهش کربن آلی خاک با عمق در ورتی‌سول‌ها به‌دلیل پدیدهٔ پدوتوربیشن و کشت نسبت به خاک‌های اینسپتی‌سول کمتر است. ایجاد کمپلکس رس-هوموس قوی در ورتی‌سول‌ها سبب می‌شود میزان کربن آلی بیشتری را نسبت به اینسپتی‌سول‌ها در اعماق خود

ذخیره نمایند. خاک‌های ریزبافت با تأثیر بر تجمع و الگوی معدنی‌شدن بر ذخیرهٔ کربن آلی خاک اثر می‌گذارند (Pandey *et al*., 2010; Schimel *et al*., 1994).

نتایج تحقیقات Arab و همکاران (۲۰۰۵) نشان داد که در مراتع گون‌زار، با افزایش درصد سنگ و سنگریزه و شن در بافت خاک، ترسیب کربن افزایش یافته است. اما بررسی‌های این تحقیق بیان می‌کند که هرچه مقدار شن و سنگریزه بیشتر می‌شود مقدار مادهٔ آلی خاک کاهش می‌یابد. درحالی‌که خاک‌های دارای بافت درشت‌تر به‌دلیل درصد بالای معدنی‌شدن و مکانیسم‌های ضعیف حفاظتی سطوح پایین‌تری از کربن آلی خاک دارند (Singh *et al*., 2011).

با توجه به مطالب گفته شده می‌توان گفت که در منطقهٔ مورد مطالعه، تغییرات پارامترهای اقلیمی در حدی نیست که بر تغییرات کربن آلی خاک مؤثر باشد و عامل اصلی تغییرات کربن آلی خاک، تغییرات سیلت و رس است. نتایج حاصل از این پژوهش نشان داد که در استان کرمانشاه در خاک‌های تشکیل شده در قسمت بخش تخت شیب (Summit) مواد مادری آهکی کرتاسه، عوامل اقلیمی (بارندگی و دما) بر مقدار کربن آلی خاک تأثیر چندانی ندارند. در این منطقه، اختلاف دما و بارندگی آنقدر زیاد نیست که باعث تفاوت چشمگیر در تولید مواد آلی و حفظ آن‌ها در خاک شود. تغیرات پارامترهای اقلیمی در این منطقه فقط بر تغییرات هدایت الکتریکی و کربنات کلسیم معادل که حساسیت بیشتری نسبت به تغییرات دما و بارندگی دارند مؤثر بوده است. نتایج آنالیزهای همبستگی نشان داد که از میان ویژگی‌های خاک، رس و سیلت همبستگی مثبت و شن همبستگی منفی با مقدار کربن آلی خاک دارند. خاک‌های با رس و سیلت بیشتر، حاصلخیزی بیشتری دارند و باعث تولید بیشتر مواد آلی می‌شوند. از سوی دیگر، تشکیل کمپلکس‌های آلی با بخش رس، از تجزیهٔ مواد آلی جلوگیری می‌کند.

Reference

Allison, L.E., 1960. Wet combustion apparatus and procedure for organic and inorganic carbon in soil. Soil Science Socety America Proceeding, 24, 36-40.

Alvarez, R. and Lavado, R.S., 1998. Climate, organic matter and clay content relationships in the Pampa and Chaco soils, Argentina. Geoderma, 83, 127-141.

Amator, M. and Ladd, J.A. 1992., Decomposition of 14C-labelled glucose and legume material in soils: Properties influencing the accumulation of organic residue C and microbial biomass C. Soil Biology and Biochemistry, 24, 455-464.

Arab Ali, A. Hosseini, S.M. and Jalali, S., 2005. Effect of Acer Velutinum Boiss., Populus deltoids Marsh., Robinia pseudoacacia L., and Cupressus sempervirens L. Var. horizontalis on Some Physicochemical Soil Properties in East Haraz Plantation (Northern Iran). Water and Soil Journal, 19, 99-106. (In Persian)

Bagherifam, S., Karim,.A., Lakzian, A. and Izanloo, E., 2013. The effect of land use management on the variations of soil organic carbon, particle size distribution and aggregate stability along hillslope positions, in semi-arid areas of northern Khorasan. Journal of Soil and Water Conservation Research, 20, 51-73. (In Persian)

Bahrami, B., Erfanzadh, R. and Motamedi, J., 2013. The effect of slope and vegetation type on carbon sequestration in arid and semiarid rangelands in the North West of Iran, Journal of Soil and Water (Agricultural Science and Technology), 27, 711-703. (In Persian)

Burke, I.C. Yonker, C.M. Parton, W.J. Cole, C.V., Flach, K. and Schimel, D.S., 1989. Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in U.S. Grassland Soil. Soil Science Society America Journal, 53, 800-805.

Burt, R. (Ed)., 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. USDA-NRCS, Soil Survey Investigations Report No. 42. Version 4.0. Nebraska, 700 p.

Buschiazzo, D.E., Quiroga, A.R. and Stahr, K., 1991. Patterns of organic matter accumulation in soils of the Semiarid Argentinean Pampas. Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde, 154, 437-441.

Crow, S.E., Swantson, C. and Lajtha, K., 2007. Density fraction of forest soils: methodological question and interpretation of incubation result and turnover time in an ecosystem context. Biogechemistry, 85, 69-90.

Faghihinia, F. and Afzali, S.F. 2013. Interactions between soil properties and organic carbon in different Land use affected desertification phenomenon. The first international conference on Landscape Ecology, Isfahan. (In Persian)

Gee, G.W., Bauder, J.M. 1986. Partical-size analysis. In: Klute A (ed) Methods of soil snalysis. Part 1. physical and mineralogical methods. Agronomy Monogroph, No. 9.2nd Edition. American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, WI. pp 383-411.

Gregorich, E.G., Carter, M.R. Angers, D.A., Monreal, C.M. and Ellert, B.H., 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. Canadian Journal of Soil Science, 79, 367-385.

Izaurralde, R., Williams, C.J.R., Post, W.M. and Thomson, A.M., 2007. Long-term modeling of soil C erosion and sequestration at the small watershed scale. Climatic Change, 80, 73-90.

Jenkinson, D.S., 1965. Studies on the decomposition of plant material in soil Losses of carbon from, 14C labeled ryegrass incubated with soil in the field, Soil Science Journal, 16, 104-115.

Jenny, H., 1941. Factors of Soil Formation, A System of Quantitative Pedology. McGraw-Hill, NewYork, NY, 281 p.

Lal, R., 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change .Geoderma, 123, 1-22.

Larson, W.E. and Pierce, F.J., 1991. Conservation and enhancement of soil quality. In: Evaluation for Sustainable Land Management in the Developing World. IBSRAM Proc., 12th, Bangkok, Thailand. Int. Board for Soil Rec reation and Management, Jatujak, Thailand. pp. 175-203.

Lindsay, W.L., 1979. Chemical Equilibria in Soils. Wiley-Interscience Publication, 449 p.

Maghami Moghim, F., Karimi, A., Haghnia, G.H. and Doorandish, A., 2013. The possibility of Using Soil Organic Carbon as an Index of Decision Making for Land Use Change. Journal of Science and Technology of Agriculture and Natural Resources, Water and Soil Sciences, 65, 77-88. (In Persian)

Mahmoodzdeh, H., SheklAbadi, M., Mahboobi, A. and Kimiyaie, A., 2012. Effects of land management on soil organic carbon reserve in Zarivar Lake water shed Marivan, Sixth National Conference on Environmental Engineering, Tehran, Tehran University, Faculty of Environment. (In Persian)

McBratney, A.B., 2003. On digital soil mapping. Geoderam, 117, 3-25.

Mikutta, R., Kleber, M., Torn, M.S. and Jhan, R., 2006. Stabilization of soil organic matter: association with minerals or chemical recalcitrance? Biogeochemistry, 77, 25-56.

Natural Resources Conservation Service (NRCS), USDA., 1996. Soil Quality Information Sheet. Indicators for Soil Quality Evaluation.

Neill, C., Melillo, J., Steudler, P.A., Cerri, C.C., Moraes, J.F.L., Piccolo, M.C. and Brito, M., 1997. Soil carbon and nitrogen stocks following forest clearing for pasture in the southwestern Brazilian Amazon. Ecological Application, 7, 1216-1225.

Nichols, J.D., 1984. Relation of organic carbon to soil properties and climate in the southern great plains. Soil Science Society America Journal, 48, 1382-1384.

Oades, J.M., 1993. The role of biology on the formation, stabilization and degradation of soil structure. Geoderma, 59, 377-400.

Oades, J.M., Gillman, G.P. and Uehara G., 1989. Interactions of soil organic matter and variable charge clays. In: Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems. University of Hawaii Press: Honolulu. pp. 69-95.

Oades. J.M., 1988. The retention of organic matter in soils. Biogeochemistry, 5, 35-70.

Oztas, T., Koc, A. and Comakli, B., 2003. Change in vegetation and soil properties along a slop on overgrazed and eroded rangelands. Arid Environments, 55, 93-100.

Pandey, C.B., Chaudhari, S.K., Dagar, J.C., Singh, G.B. and Singh, R.K., 2010. Soil N mineralization and microbial biomass carbon affected by different tillage levels in a hot humid tropic, Soil and Tillage Research, 11, 33-41.

Parsamansh, N. Zarinkafsh, M. and Shahouei, S.S., 2011. The Study of organic carbon associated with clay and soil depth in two soil groups vertisols and inseptisols (Case Study Bilevar plain of Kermanshah). First National Congress of Science and Nnew Technologies in Agriculture, Zanjan, Zanjan University. (In Persian)

Parvizi, Y. and Gorji, M., 2013. Effect of dry land management factors on soil organic carbon in the Merck basin of Kermanshah, Land Management Journal, 1, 81-89. (In Persian)

Parvizi, Y., Gorji, M., Mahdiyan, M.H. and Omid, M., 2007. Soil organic carbon variability prediction and determinatiaon of physical and management variables impacts in a semi-arid rainfed watershed using multivariate canonical discriminate analysis (CDA) techniques. Journal of Water and Soil, 24: 745-756. (In Persian)

Post, W.M., 1993. Organic carbon in soil and global carbon cycle. In: M. Heiman (ed.) The Global Carbon Cycle. NATO ASI Series 1: Global Environmental Change, 15, 216-302

Roose, E.J., Lal, R., Feller, C., Barthes, B. and Stewart, B.A., 2006. Soil Erosion and Carbon Dynamics Advances in Soil Science. CRC Press, Boca Raton, USA, 376.

Schimel, D.S., Braswell, B.H., Holland, E.A., McKeown, R., Ojima, D.S., Painter, T.H., Parton, W.J., and Townsend, A.R., 1994. Climatic, edaphic, and biotic controls over storage and turnover of carbon in soils .Global Biogeochemistry Cycle, 8, 279-293.

Shakiba, A. and Rahnama, M., 2003. The impact of climate change on soil carbon variations. Third Regional Conference on Climate Change, Meteorological Organization, Isfahan. (In Persian)

Shaoshan, A., Mentler, A., Mayer, H. and Blum E.H.W., 2010. Soil aggregation, aggregate stability, organic carbon and nitrogen in different soil aggregate fractions under forest and shrub vegetation on the Loess Plateau, China. Catena, 81, 226-233.

Singh, S.K., pandey, C.B., Sidhu, G.S., Dipak, Sarkar, R.S., 2011. Concentration and stock of carbon in the soils affected by land uses and climates in the western Himalaya, India. Catena 87, 78-89.

Sinoga, J.D.R., Pariente, S., Diaz, A.R. and Murillo, J.F.M., 2012.Variability of relationships between soil organic carbon and some soil properties in Mediterranean rangelands under different climatic conditions (South of Spain). Catena, 94,: 17-25.

Van Oost, K., Six, J., Govers, G., Quine, T.A., and Gryze, S., 2008. Response to soil erosion: a carbon sink or source? Science 319, 1042.

Wang, Z.M., B. Zhang, K.S. Song, D.W. Liu, F. Li. Z.X. Guo and S. and M. Zhang., 2008. Soil organic carbon under different landscape attributes in crop lands of Northeast China. Plant Soil.Environ, 54, 420-427.

Walkley, A., Black, I.A. 1934. An examination of degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Science, 37, 29-38.

Woomer, P.L., Toure, A. and Sall, M., 2004. Carbon stocks in Senegals Sahel transition zone. Journal of Arid Environments, 59, 499-510.

ZeraatPishe, M. and Khormali, F., 2011. The Investigation of soil formation and evolution of losses derived soil in a climosequence, case study: eastern of Golestan province. Water and Soil Conservation, 18, 45-64. (In Persian)