

# ارزیابی تغییرات حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک در ارتباط با نوع مدیریت اکوسیستم مرتعی و استوکیومتری عناصر در سطوح مختلف عمق خاک

بهزاد بهتری<sup>۱</sup>، زینب جعفریان<sup>۲\*</sup> و حسینعلی علیخانی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری علوم مرتع، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه کشاورزی و منابع طبیعی ساری  
b.behtari@gmail.com

۲. دانشیار، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی ساری

halikhan@ut.ac.ir

۳. استاد، گروه علوم و مهندسی خاک، دانشکده خاکشناسی، دانشگاه تهران

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۱۵

تاریخ وصول مقاله: ۱۳۹۶/۰۸/۲۲

## چکیده

پاسخ تجزیه ماده آلی خاک در ارتباط با دما در مراتع که بزرگ‌ترین مخزن ذخیره کربن در اکوسیستم‌های خاکی هستند، نقش مهمی در چرخه کربن و تغییرات اقلیمی دارد. نوع مدیریت سرزمین عناصر غذایی و استوکیومتری آن‌ها، عواملی هستند که ممکن است بر حساسیت دمایی تجزیه خاک تأثیرگذار باشند. به همین منظور حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با نوع مدیریت مرتع، استوکیومتری عناصر و عمق خاک در این مطالعه بررسی شد. تعداد ۶۰ نقطه در سطح هر شیوه مدیریتی مرتع (حفاظت‌شده، چرانشده و تخریب‌شده) به صورت کاملاً تصادفی انتخاب و از هر نقطه، سه سطح عمقی ۰ تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متری خاک برداشت و در نهایت ۱۵ نمونه همگن خاک در هر سطح عمقی در هر شیوه مدیریتی به دست آمد و در سه سطح دمایی ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درجه انکوباسیون شد. از روش جذب قلیا، تنفس هتروتروفیک تعیین و  $Q_{10}$  محاسبه شد. آنالیز رگرسیون و تجزیه واریانس به منظور بررسی روابط بین پارامترها استفاده شد. نوع مدیریت مرتع و عمق تأثیر معناداری بر  $Q_{10}$  نشان داد؛ به طوری که مقدار  $Q_{10}$  در مرتع چرانشده ۱۰/۲۱ و در مرتع حفاظت‌شده ۰/۹۷ بود. به جز مرتع تخریب‌شده، مقدار  $Q_{10}$  روند افزایشی با افزایش عمق داشت. دو مدل لگاریتمی و خطی بهترین مدل برازش شده به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با کربن آلی خاک به ترتیب در مرتع چرانشده ( $p < 0/01$ ) و حفاظت‌شده ( $p < 0/05$ ) بود. روند تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با استوکیومتری C:N و P:N در مرتع چرانشده و حفاظت‌شده به ترتیب خطی و چندجمله‌ای درجه دوم بود. بالا بودن کیفیت کربن خاک مطابق با تئوری آنزیمی - جنبشی می‌تواند یکی از علل کاهش  $Q_{10}$  در مرتع حفاظت‌شده و همچنین افزایش  $Q_{10}$  با عمق باشد. مدل U شکل تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با نیتروژن با استفاده از تئوری تغذیه کاوی قابل تفسیر است. با افزایش نسبت C:N کیفیت سوبسترا و به عبارتی راندمان مصرف کربن کاهش یافته و در نتیجه  $Q_{10}$  افزایش می‌یابد. با توجه به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با استوکیومتری عناصر، می‌توان به نقش نیتروژن در افزایش راندمان مصرف کربن و کاهش انتشار دی‌اکسید کربن در اکوسیستم‌ها اشاره کرد.

## کلیدواژه

انکوباسیون، تنفس هتروتروفیک، کربن ناپایدار،  $Q_{10}$ .

هستند (IPCC 2007; Fang et al., 2005)، به طوری که

## ۱. سر آغاز

مراتع به عنوان وسیع‌ترین زیست‌بوم خشکی بیش از ۳۰

خاک‌ها، بزرگ‌ترین مخزن کربن در اکوسیستم‌های خاکی

فرسایش سطح خاک و افزایش اکسیداسیون کربن در قالب تولید دی‌اکسید کربن می‌شود (Hill et al., 2003). مشخص شده است که انتشار کربن از خاک در حدود ۱۰ برابر بیشتر از احتراق سوخت‌های فسیلی و جنگل‌زدایی از منابع مختلف است (Schimel et al., 2000). بنابراین حفاظت و مدیریت پایدار زیست‌بوم‌های وسیعی مانند مراتع، برای حفظ کربن خاک و کاهش گاز گلخانه‌ای دی‌اکسیدکربن بسیار مهم است.

در خاک‌های دارای زهکشی مناسب، ترکیب شیمیایی و همچنین زمان بازگشت کربن آلی خاک به‌طور معناداری با افزایش عمق خاک تغییر می‌کند (Schrumpp et al., 2013). مشخص شده است که جزء غیرفعال و سخت کربن آلی با عمق افزایش می‌یابد. به این معنی که ماده آلی موجود در عمق، کمتر قابلیت تجزیه زیستی داشته و ساختار پیچیده‌ای نسبت به ماده آلی سطح خاک دارد (Hassouna et al., 2010). بنابراین باید انتظار داشت حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی با عمق تغییر کند. نتایج متضادی در این باره وجود دارد؛ برخی از مطالعات حاکی از افزایش حساسیت دمایی (Fierer et al., 2003; Karhu et al., 2010) و برخی کاهش حساسیت دمایی (Gillabel et al., 2010) و برخی دیگر عدم تفاوت را نشان دادند (Fang et al., 2005). بنابراین مطالعه سطوح مختلف خاک به‌ویژه در اکوسیستم‌های طبیعی، درک ما از میزان انتشار گاز گلخانه‌ای دی‌اکسید کربن را بهبود خواهد داد.

کربن، نیتروژن و فسفر سه عنصر اساسی در ارگانسیم‌های زنده هستند که نسبت آن‌ها به‌عنوان شاخص‌های مهم در ساختار و عملکرد اکوسیستم‌ها مطرح هستند (Liu et al., 2017a). استوکیومتری (به‌طور مثال نسبت کربن به نیتروژن) تأثیر مهمی بر تجزیه ماده آلی خاک با تغییر دسترسی نسبی کربن و نیتروژن برای تجزیه‌کنندگان خاک دارد (He & Yu, 2016). استوکیومتری شاخصی مهمی در تعادل عناصر در فعل و انفعالات و فرایندهای اکولوژیکی است. با این حال

درصد کربن خشکی را در خود ذخیره کرده است (Schuman et al., 2002). تجزیه مواد آلی خاک به‌طور مثبتی با تغییرات دمایی در ارتباط است (Zimmermann & Bird, 2012). شاخص حساسیت دمایی (که با  $Q_{10}$  بیان می‌شود) به‌طور گسترده‌ای برای نشان دادن پاسخ تجزیه ماده آلی خاک به تغییرات دمای روزانه یا فصلی به کار می‌رود (Conant et al., 2011; Davidson & Janssens, 2006; Kirschbaum, 1995).  $Q_{10}$  شامل نسبت تغییرات تنفس هتروتروفیک خاک (انتشار دی‌اکسیدکربن) در دمای پایه و دمای پایه به‌اضافه ۱۰ درجه سانتی‌گراد است (Holland et al., 2000). افزایش تجزیه ماده آلی خاک به دلیل گرم‌تر شدن خاک‌ها در سناریو گرمایش جهانی سبب تولید گاز گلخانه‌ای دی‌اکسیدکربن شده و پیامد آن، بازخورد بالقوه مهمی در تغییرات اقلیمی خواهد داشت (Davidson & Janssens, 2006). دی‌اکسیدکربن به‌عنوان جزء اصلی (تقریباً ۸۰ درصد) گازهای گلخانه‌ای مطرح شده است (Johnson et al., 2007). بنابراین، برآورد دقیق حساسیت دمایی تجزیه کربن آلی خاک بسیار مهم است، چرا که بر پیش‌بینی‌های ما درباره تأثیر تغییرات آب و هوایی بر ذخایر کربن خاک تأثیر می‌گذارد (Holland et al., 2005; Fang et al., 2005). با این حال هنوز هیچ اجماعی در مورد تأثیر عوامل زیستی و غیرزیستی مختلف بر حساسیت دمایی تجزیه کربن آلی خاک وجود ندارد (Davidson & Janssens, 2006; Kirschbaum, 2006; Conant et al., 2011). برای مثال نوع مدیریت سرزمین (Yan et al., 2015) تأثیر برخی از عناصر و استوکیومتری آن‌ها (He & Yu, 2016) و همچنین تأثیر عمق خاک (Fierer et al., 2003; Gillabel et al., 2010) از عواملی هستند که ممکن است بر حساسیت دمایی تجزیه خاک تأثیرگذار باشد.

از آنجایی که محتوای کربن خاک وابسته به ورودی مواد آلی از پیکره گیاهان و بازگشت ریشه است، تخریب پوشش گیاهی یا کاهش ورودی‌ها مثلاً توسط چرا، باعث

## ۲. مواد و روش

### ۲.۱. منطقه مورد مطالعه و نمونه برداری خاک

یک اکوسیستم مرتعی با سه شیوه مدیریتی متفاوت (چرا شده، حفاظت شده و تخریب شده) در منطقه فندقلوی نمین استان اردبیل (شمالی ۳۸° ۲۷' ۳۸° ۲۴' ۳۸°، شرقی ۴۸° ۱۸' ۴۸° ۲۰' ۴۸°) با سطح ارتفاعی ۱۳۵۰-۱۵۰۰ متر از سطح دریا، متوسط بارندگی ۳۸۰ میلی متر در سال، در مجاور هم انتخاب شد. بخش از اکوسیستم مرتعی در بازدیدهای میدانی براساس پارامتر درصد پوشش گیاهی موجود (با استفاده از پلات یک مترمربعی) و برخی از شواهد ظاهری مانند نمایان شدن سطح خاک، وجود علائم فرسایش سطحی و برخی گونه‌های زیاد شونده به عنوان نوع مدیریت چرا شده تعیین شد. شدت چرا در مرتع چرا شده متوسط تا زیاد بود. بخش دیگری از اکوسیستم مرتعی که توسط فنس حفاظت شده بود و دارای پوشش متراکمی از گراس و فورب‌های چندساله و عدم چرا یا دیگر بهره‌برداری‌ها بود به عنوان نوع مدیریت حفاظت شده انتخاب شد. در این مرتع گونه‌های کم شونده مانند *Bromus tomentellous* Boiss.، *Festuca ovina* L. و *Trifolium pratense* L حضور داشت. عدم پوشش گیاهی و یا عمدتاً گونه‌های مهاجم مانند *Eryngium* با درصد خاک لخت بالا، فرسایش سطحی و شیارهای سیمای کلی مرتع تخریب شده بود. خصوصیات اولیه مناطق مدیریتی انتخاب شده در جدول ۱ ارائه شد.

نمونه‌های خاک به صورت تصادفی از مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده در سه سطح عمقی ۰ تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ۲۰ تا ۳۰ سانتی متری خاک در اواسط دوره رویشی منطقه برداشت شد. نمونه‌های خاک الک (>۲ میلی متر) و بلافاصله به یخچال (دمای ۵ درجه سانتی‌گراد) آزمایشگاه منتقل شد (Zimmermann & Bird, 2012).

شناخت روی ارتباط استوکیومتریک بین عناصر خاک و تأثیر آن بر حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک هنوز محدود است (Liu et al., 2017a). شناخت تأثیر استوکیومتری عناصر بر حساسیت دمایی خاک سبب خواهد شد مدیریت مناسبی در اکوسیستم‌های طبیعی به منظور کنترل تجزیه ماده آلی خاک و در نتیجه کاهش میزان انتشار گاز گلخانه‌ای دی‌اکسید کربن داشته باشیم. برآوردها نشان داده است که میزان تجزیه ماده آلی خاک در اثر مدیریت نامناسب سرزمین در حدود  $0.7 \pm 1/1$  پتا گرم (هر پتا گرم برابر ۱۰<sup>۱۵</sup> گرم) کربن در سال در دهه اول سال ۲۰۰۰ میلادی در مقیاس جهانی بوده است (Poepflau & Don, 2013). شواهد در ایران هم در چند دهه اخیر حاکی از مدیریت نامناسب چرای و تخریب شدید و کاهش کیفیت خاک در عرصه مراتع دارد (Nael et al., 2004) از آنجایی که پاسخ دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) به عنوان شاخصی در ارزیابی کیفیت خاک مطرح است، بررسی تأثیر فاکتورهای مؤثر در آن مانند مدیریت چرای و نسبت عناصر غذایی خاک (در قالب برنامه‌های اصلاحی کود دهی) کمک خواهد کرد تا با تغییر شیوه مدیریتی چرا و یا نوع کوددهی سبب کاهش تجزیه کربن آلی و در نتیجه افزایش کیفیت خاک شد که بالطبع پویایی پوشش و حفظ منابع پایه را به دنبال خواهد داشت. بنابراین هدف اصلی از این مطالعه بررسی حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) در ارتباط با نوع مدیریت اکوسیستم مرتعی (حفاظت شده، چرا شده و تخریب شده)، استوکیومتری عناصر کربن، نیتروژن و فسفر در سطوح عمقی ۰ تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ۲۰ تا ۳۰ سانتی متری خاک بود. در ضمن تغییرات عناصر غذایی کربن، نیتروژن و فسفر در ارتباط با نوع مدیریت اکوسیستم مرتعی و عمق خاک نیز به عنوان اهداف فرعی در این پژوهش مدنظر بود.

جدول ۱. میانگین  $\pm$  اشتباه استاندارد خصوصیات پوشش زمین ( $n=10$ ) و علائم فرسایش و شدت چرا در سه نوع مدیریت اکوسیستم مرتعی در منطقه مورد بررسی

نوع مدیریت اکوسیستم	درصد پوشش	درصد خاک لخت	شدت چرا	فرسایش
چرا شده	* $12 \pm 50$ درصد	$6 \pm 55$ درصد	متوسط تا زیاد	فرسایش ورقه‌ای
حفاظت شده	۱۰۰ درصد	صفر درصد	عدم چرا	عدم وجود فرسایش مشخص
تخریب شده	$4 \pm 15$ درصد	$11 \pm 80$ درصد	چرای مفرط	فرسایش شیاری

## ۲.۲. انکوباسیون دمایی و تجزیه خاک

ساعت) و به ۶۰ درصد ظرفیت نگهداری آب رسانده شد. این محدوده رطوبتی مناسب ترین محدوده رطوبتی برای تنفس خاک است (Ilstedt et al., 2000). رطوبت ایجاد شده در تمام طول انکوباسیون با وزن کردن نمونه‌ها در دوره‌های ۷ روزه حفظ شد. نمونه‌های هیدروکسید سدیم در فاصله زمانی ۱، ۴، ۷، ۱۴، ۲۱ و ۲۸ روز خارج و بعد از اضافه کردن محلول کلرید باریم یک نرمال و شناساگر فنول فتالین در مقابل اسید هیدروکلریک ۰/۱ نرمال تیترا شد (Liu, 2013). برای نمونه کنترل، دقیقاً به همین صورت عمل شد. برای محاسبه مقدار تنفس هتروتروفیک یا انتشار دی‌اکسید کربن خاک در هر نمونه از فرمول زیر استفاده شد:

$$R_H = \frac{V_1 - V_2 \cdot N \cdot 22}{dw} \quad (1)$$

که در آن  $R_H$ ، مقدار تنفس هتروتروفیک خاک (  $\text{mg CO}_2$   $\text{g}^{-1}$  soil)؛  $V_1$  (برحسب میلی‌لیتر)، حجم اسید هیدروکلریک مصرفی برای نمونه خالی؛  $V_2$  (میلی‌لیتر)، حجم اسید هیدروکلریک مصرفی برای هر نمونه؛  $N$ ، نرمالیت اسید مصرفی، ۲۲ ضریب تبدیل و  $dw$  (گرم) وزن خاک خشک در هر نمونه بود (Gutiérrez-Girón et al., 2015). مقدار کربن آلی خاک با استفاده از روش اکسیداسیون مرطوب  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7\text{-H}_2\text{SO}_4$  واکلی - بلک تعیین شد (Nelson & Sommers, 1999). غلظت نیتروژن در نمونه‌های خاک توسط هضم اسید، مطابق با روش کج‌لدال مشخص شد (Grimshaw et al., 1989) و از روش اولسن در تعیین غلظت فسفر خاک با استفاده از دستگاه اسپکتروفوتومتر استفاده شد (Iatrou et al., 2014).

۶۰ نقطه در سطح هر شیوه مدیریتی به صورت کاملاً تصادفی انتخاب و از هر نقطه، سه سطح عمقی ۰ تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ۲۰ تا ۳۰ سانتی متری خاک برداشته شد؛ سپس هر ۴ نمونه خاک در هر عمق مشخص، برای به دست آوردن نمونه همگن به صورت تصادفی با هم مخلوط شد (Pires et al., 2017) و در نهایت ۱۵ نمونه همگن خاک در هر سطح عمقی در هر شیوه مدیریتی به دست آمد در مجموع ۴۵ نمونه در هر شیوه مدیریتی. در ادامه ۵۰ گرم از نمونه‌های خاک همگن از مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده، و تخریب شده در سه سطح عمقی ۰ تا ۱۰، ۱۰ تا ۲۰ و ۲۰ تا ۳۰ سانتی متری خاک به طور جداگانه در داخل شیشه‌های مانسون نیم لیتری در سه سطح دمایی (۱۰، ۲۰ و ۳۰ درجه سانتی‌گراد) انکوباسیون شد (۵ نمونه برای هر سطح دمایی در هر عمق). بالاترین حجم بیومس ریشه و ماده آلی خاک در عمق ۰ تا ۳۰ سانتی متری خاک دلیل انتخاب این سطوح عمقی بود (Bremer & Ham, 2002). انتخاب محدوده دمایی براساس دمای حداقل، متوسط و حداکثر در فصل رشد در منطقه بود (براساس داده‌های هواشناسی ۱۰ ساله). یک فن برای ایجاد شرایط هوازی داخل شیشه تعبیه شد. نمونه‌های کنترل، بدون خاک و هم‌زمان با نمونه‌های خاک در نظر گرفته شد. مقدار ۱۵ میلی لیتر هیدروکسید سدیم یک نرمال در ظرف کوچک اسکات، برای به دام انداختن دی‌اکسید کربن انتشار شده ریخته و در داخل شیشه مانسون قرار داده شد (Song et al., 2010a; Xu et al., 2010). رطوبت هر نمونه با استفاده از روش وزنی اندازه‌گیری (۱۰۵ درجه سانتی‌گراد، ۲۴

مدیریتی اکوسیستم مرتع استفاده شد. مناسب‌ترین برآزش به داده‌ها براساس حداقل معیار اطلاعات آکائیک<sup>۴</sup> (AIC) انتخاب شد (Aho et al., 2014). داده‌ها به صورت میانگین  $\pm$  اشتباه استاندارد ارائه شد. تمامی آنالیزها توسط نرم‌افزار Spss نسخه ۲۳ و Sigmaplot نسخه ۱۲/۵ انجام شد. ابهامات در روش تحقیق رفع نشده است.

### ۳. نتایج

#### ۳.۱. حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>)

##### در اکوسیستم‌ها و سطوح عمقی خاک

میانگین تغییرات Q<sub>10</sub> در بین سه شیوه مدیریتی اکوسیستم مرتع (چرا شده، حفاظت‌شده و تخریب‌شده) در شکل ۱ ارائه شد. بر این اساس تفاوت معناداری بین هر سه نوع شیوه مدیریتی مورد بررسی مشاهده شد ( $p < 0.05$ ). بیشترین مقدار Q<sub>10</sub> در مرتع چرا شده با مقدار عددی ۱/۲۱ و کمترین مقدار Q<sub>10</sub> در مرتع تخریب‌شده با مقدار عددی ۰/۸۷ مشاهده شد. مقدار عددی Q<sub>10</sub> در مرتع حفاظت‌شده ۰/۹۷ بود.

#### ۳.۲. حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>)

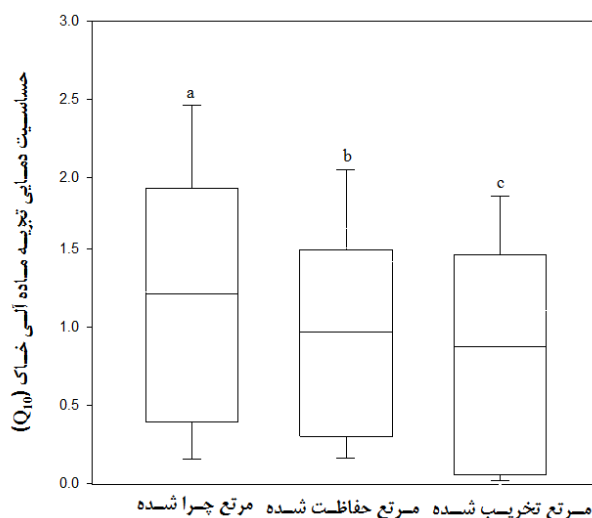
پس از تعیین مقدار تنفس هتروتروفیک خاک، حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) با استفاده از فرمول زیر محاسبه شد (Chen et al., 2000)

$$Q_{10} = R_{T_0+10} / R_{T_0}^{10/(T_0+10-T_0)} \quad (2)$$

که R<sub>T<sub>0</sub>+10</sub> و R<sub>T<sub>0</sub></sub> نرخ تنفس در دمای پایه (T به اضافه پایه به اضافه ۱۰ درجه سانتی‌گراد (T<sub>0</sub> + 10C°)) است.

#### ۴.۲. آنالیز آماری

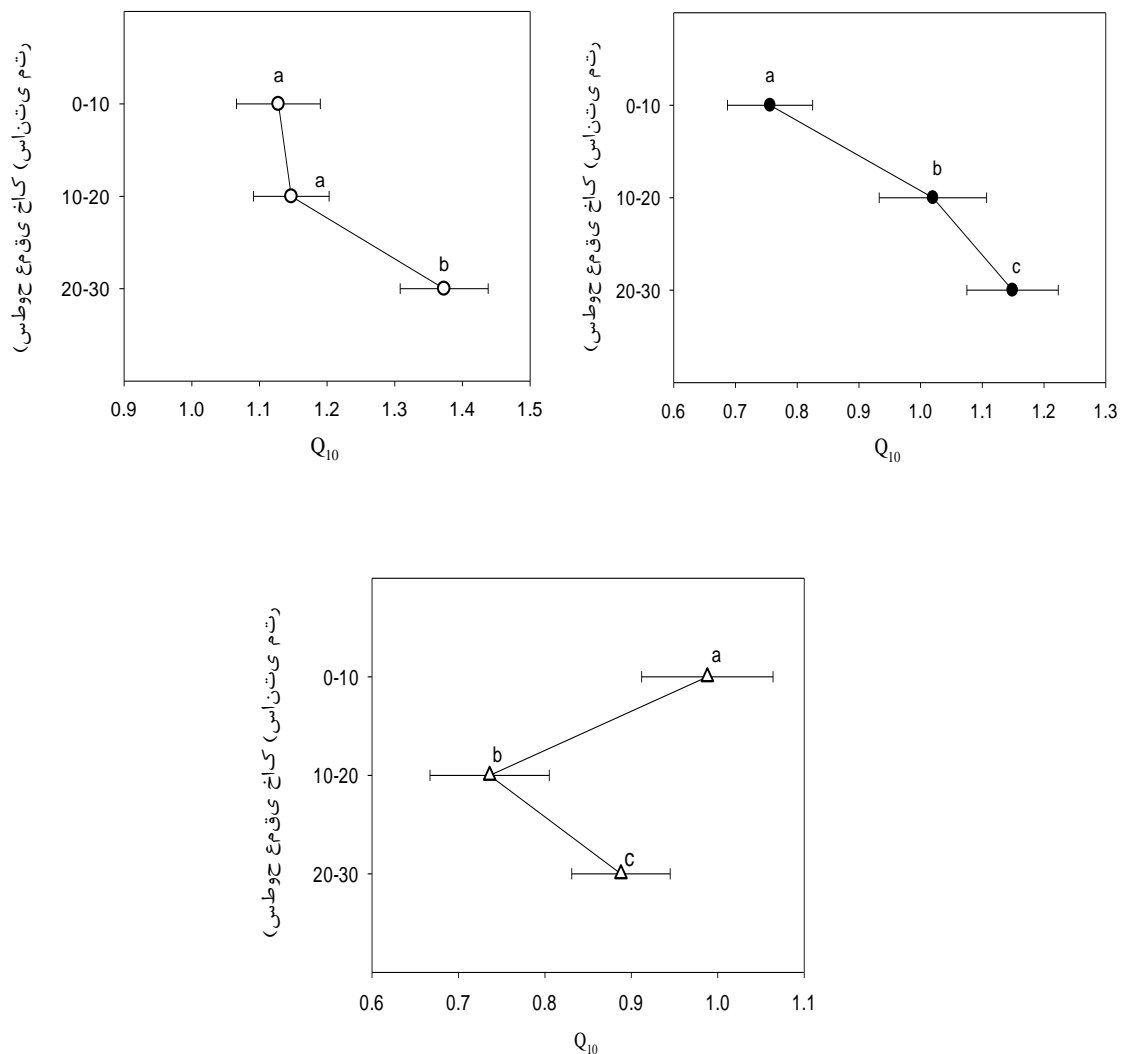
تفاوت بین حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) در بین سه شیوه مدیریتی اکوسیستم مرتع (حفاظت‌شده، چرا شده و تخریب‌شده) در هر سه سطح عمقی و همچنین تغییرات عناصر غذایی کربن، نیتروژن و فسفر در سطوح عمقی خاک در هر سه شیوه مدیریتی مرتع، با استفاده از آنالیز واریانس<sup>۳</sup> تعیین شد. از آزمون چند دامنه‌ای دانکن برای مقایسه میانگین در سطح ۵ درصد استفاده شد (Pandey et al., 2014). از آنالیز رگرسیون خطی و غیرخطی برای تشخیص روند تغییرات حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) در ارتباط با محتوای کربن آلی، نیتروژن و فسفر و استوکیمتری C:P، P:N، C:N خاک در سه سطح



شکل ۱. نمودار جعبه - ویسکرز تغییرات حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک (Q<sub>10</sub>) در بین سه شیوه مدیریتی اکوسیستم مرتع (حفاظت‌شده، چرا شده و تخریب‌شده). خط افقی وسط، میانگین و خطوط ویسکرز نشان‌دهنده کمترین و بیشترین داده است. مقایسه میانگین توسط آزمون چند دامنه‌ای دانکن ( $p < 0.05$ )

حفاظت شده هم بالاترین مقدار  $Q_{10}$  در عمق ۲۰-۳۰ سانتی متری (۱/۱۴۹) و کمترین مقدار  $Q_{10}$  در عمق ۱۰-۲۰ سانتی متری (۰/۷۵۶) بود. در مرتع تخریب شده بالاترین مقدار  $Q_{10}$  در عمق ۱۰-۲۰ سانتی متری (۰/۹۸۸) و کمترین مقدار در عمق ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک (۰/۷۳۶) مشاهده شد.

میانگین تغییرات  $Q_{10}$  در سه سطح عمقی ۱۰-، ۱۰-۰-، ۱۰- و ۲۰ و ۳۰-۲۰ سانتی متری خاک در سه نوع شیوه مدیریتی مورد بررسی، در شکل ۲ ارائه شد. در مرتع چرا شده بالاترین مقدار  $Q_{10}$  در عمق ۳۰-۲۰ سانتی متری خاک (۱/۳۷۳) مشاهده شد که با دو عمق دیگر تفاوت معنادار داشت. کمترین مقدار  $Q_{10}$  در این اکوسیستم در عمق سطحی مشاهده شد (۱/۱۲۸). به طور مشابه، در مرتع



شکل ۲. میانگین عددی  $Q_{10}$  در سه سطح عمقی ۱۰-، ۱۰-۰-، ۱۰- و ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک در مرتع چرا شده (O)، مرتع حفاظت شده (●) و مرتع تخریب شده (Δ) (خطوط افقی اشتباه استاندارد است).

نیترژن را نشان داد (به ترتیب ۰/۱۴۵ و ۰/۰۵ درصد) که با سطح ۰-۱۰ سانتی متری تفاوت معناداری نداشت (به ترتیب ۰/۱۳۴ و ۰/۰۴۹۵ درصد). بالاترین درصد نیترژن در عمق ۰-۱۰ و ۱۰-۲۰ سانتی متری در بین سه شیوه مدیریتی مورد بررسی در مرتع چرا شده مشاهده شد ولی در عمق ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک، بالاترین مقدار نیترژن در مرتع حفاظت شده وجود داشت (۰/۱۴۵ درصد).

بالاترین مقدار فسفر خاک در مرتع چرا شده و حفاظت شده در عمق ۰-۱۰ سانتی متری خاک مشاهده شد (به ترتیب ۶/۱۲۷ و ۶/۲۶۲ ppm) (جدول ۴). در حالی که سطح ۰-۱۰ سانتی متری در مرتع حفاظت شده تفاوت معناداری با عمق نخست نداشت. در مرتع تخریب شده عمق ۰-۲۰ سانتی متری خاک بالاترین مقدار فسفر را داشت (۷/۹۶۷ ppm) که با دو عمق دیگر تفاوت معناداری را نشان داد.

### ۲.۳. تغییرات کربن آلی، نیترژن و فسفر در اکوسیستم‌ها و سطوح عمقی خاک

بر اساس نتایج (جدول ۲)، بالاترین مقدار کربن آلی خاک در هر سه نوع شیوه مدیریتی در عمق ۰-۱۰ سانتی متری خاک و کمترین مقدار کربن آلی خاک در عمق ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک مشاهده شد. مرتع چرا شده بالاترین درصد کربن آلی خاک در عمق سطحی را نشان داد (۲/۶۶۱ درصد) هر چند با همان سطح در مرتع حفاظت شده تفاوت معناداری نداشت (۲/۶۴۴ درصد). در کل روند کاهش معنادار در مقدار کربن آلی خاک با افزایش عمق در هر سه شیوه مدیریتی دیده شد.

در مرتع چرا شده بالاترین درصد نیترژن خاک در عمق سطحی خاک (۰-۱۰ سانتی متری خاک) مشاهده شد (۰/۳۲۲ درصد) که با دو عمق دیگر تفاوت معناداری را نشان داد ( $p < 0.05$ ) (جدول ۳). در مرتع حفاظت شده و تخریب شده عمق ۰-۲۰ سانتی متری خاک بالاترین درصد

جدول ۲. تغییرات کربن آلی خاک ( $\pm$  اشتباه استاندارد) در مرتع چرا شده، حفاظت شده و تخریب شده در سه سطح عمقی ۰-۱۰، ۱۰-۲۰ و ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک

اکوسیستم	کربن آلی خاک (درصد)		
	۰-۱۰	۱۰-۲۰	۲۰-۳۰
مرتع چرا شده	۰/۰۲۷aA*	۱/±۲۶۱۰/۰۹bB	۰/±۵۰۵۰/۰۳۹cC
مرتع حفاظت شده	۲/±۶۴۴۰/۰۲۰aA	۲/±۴۰۶۰/۰۱۹bA	۲/±۰۵۳۰/۰۴۵cA
مرتع تخریب شده	۰/±۴۲۳۰/۰۱۲aB	۰/±۳۲۷۰/۰۲۱bC	۰/±۱۴۰/۰۰۵cC

\*حروف غیرمشترک کوچک در ردیف و حروف غیرمشترک بزرگ در ستون نشان دهنده معناداری (آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد).

جدول ۳. تغییرات نیترژن خاک ( $\pm$  اشتباه استاندارد) در مرتع چرا شده، حفاظت شده و تخریب شده در سه سطح عمقی ۰-۱۰، ۱۰-۲۰ و ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک

اکوسیستم	نیترژن خاک (درصد)		
	۰-۱۰	۱۰-۲۰	۲۰-۳۰
مرتع چرا شده	۰/±۳۲۲۰/۰۲۲aA*	۰/±۰۸۳۵۰/۰۰۸bA	۰/±۰۳۸۳۰/۰۰۵cC
مرتع حفاظت شده	۰/±۱۳۴۰/۰۰۵aB	۰/±۰۷۸۷۰/۰۰۲bB	۰/±۱۴۵۰/۰۰۴۵aA
مرتع تخریب شده	۰/±۰۴۹۵۰/۰۰۲aC	۰/±۰۱۴۵۰/۰۰۱bC	۰/±۰۵۰۰/۰۰۲aB

\*حروف غیرمشترک کوچک در ردیف و حروف غیرمشترک بزرگ در ستون نشان دهنده معنی داری. (آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد).

جدول ۴. تغییرات فسفر خاک ( $\pm$  اشتباه استاندارد) در مرتع چرا شده، حفاظت شده و تخریب شده در سه سطح عمقی ۰-۱۰، ۱۰-۲۰ و ۲۰-۳۰ سانتی متری خاک

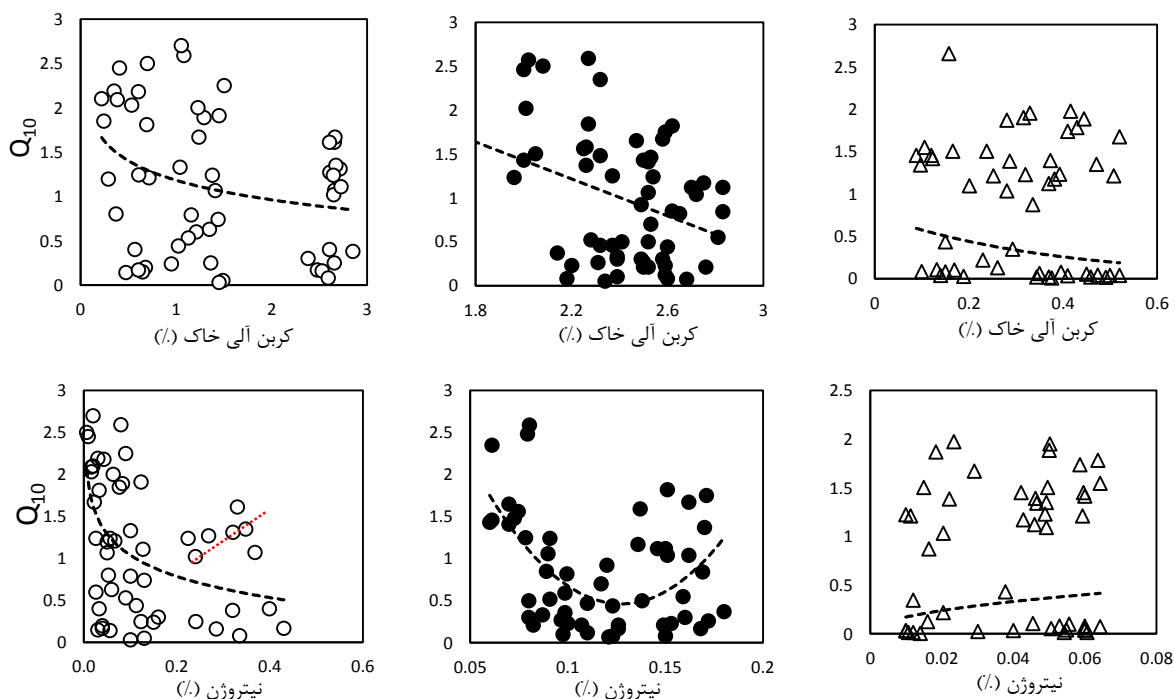
فسفر خاک (درصد)			اکوسیستم
۳۰-۲۰	۲۰-۱۰	۱۰-۰	
۵/±۶۲۸۰/۱۱bB	۵/±۴۶۱۰/۸۳bB	۶/±۱۲۷۰/۱۱aA*	مرتع چرا شده
۵/±۶۴۱۰/۱۲cB	۶/±۰۷۹۰/۱۱aA	۶/±۲۶۲۰/۱۲aA	مرتع حفاظت شده
۷/±۹۶۷۰/۳۴aA	۵/±۷۰۴۰/۱۸bB	۵/±۴۴۰/۱۵bB	مرتع تخریب شده

\*حروف غیرمشترک کوچک در ردیف و حروف غیرمشترک بزرگ در ستون نشان‌دهنده معناداری. (آزمون چند دامنه‌ای دانکن در سطح ۵ درصد).

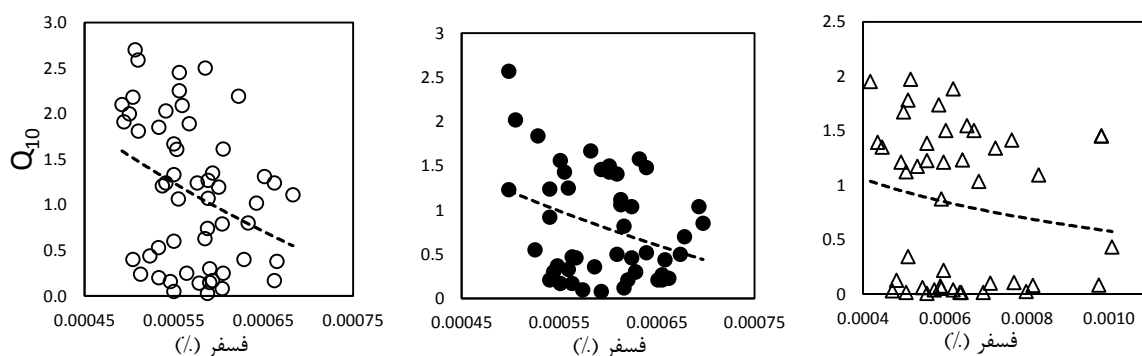
( $p < 0.05$ ). هر دو مدل روند کاهشی در مقدار  $Q_{10}$  با افزایش کربن آلی را نشان دادند. مدل لگاریتمی و خطی درجه دوم بهترین مدل‌های برازش شده به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با نیتروژن خاک به ترتیب در مرتع چرا شده و حفاظت شده بود ( $p < 0.01$ ). در هر سه شیوه مدیریتی مورد بررسی، مدل لگاریتمی با شیب منفی بهترین مدل‌های برازش شده به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با میزان فسفر خاک بود. هرچند که در مرتع تخریب شده مدل برازش شده معنادار نبود ( $p > 0.05$ ).

### ۳.۳. حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با کربن، نیتروژن و فسفر خاک در اکوسیستم مرتعی

آنالیز رگرسیون بین تغییرات  $Q_{10}$  با کربن آلی، نیتروژن و فسفر در شکل ۳ و جدول ۵ تا ۷ ارائه شد. با توجه به مقادیر ضریب تعیین رگرسیون و مقادیر معیار اطلاعات آکائیک، دو مدل لگاریتمی و خطی بهترین مدل برازش شده به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با کربن آلی خاک به ترتیب در مرتع چرا شده ( $p < 0.01$ ) و حفاظت شده بود







شکل ۳. ارتباط بین تغییرات حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با مقادیر کربن آلی، نیتروژن و فسفر خاک در مرتع چرا شده (O)، مرتع حفاظت شده (●) و مرتع تخریب شده (Δ). جزئیات مدل در جدول‌های ۴ تا ۶ ارائه شده است.

جدول ۵. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با مقادیر کربن آلی در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

AIC	MSE	MSR	p	F	r	مدل	df	شیوه مدیریتی مرتع
-۲۵/۷۷	۰/۵۸۷	۲/۹	۰/۰۳۱	۴/۹۴	۰/۳۰	$y = -0.318\ln(x) + 1.1828$	۴۵	چرا شده
-۳۵/۶۹۱	۰/۶۴	۴/۹۹	۰/۰۰۲	۱۰/۸۵	۰/۴۰	$y = -1.0531x + 3.5316$	۴۵	حفاظت شده
۶۱/۵۷	۳/۳۸	۶/۲۲	۰/۱۸۲	۱/۸۴	۰/۲۰	$y = 0.7508e^{-2.685x}$	۴۵	تخریب شده

MSR = میانگین مجذورات رگرسیون، MSE = میانگین مجذورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

جدول ۶. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با مقادیر نیتروژن در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

AIC	p	F	r	MSE	MSR	مدل	df	شیوه مدیریتی مرتع
-۳۲/۱۴	۰/۰۰۰۳	۱۴/۸۰	۰/۴۸	۰/۵۰۹	۷/۵۳	$y = -0.364\ln(x) + 0.1998$	۴۵	چرا شده
-۵۵/۴۹	۰/۰۰۰۳۷	۹/۲۶	۰/۵۱	۰/۳۳۸	۳/۱۳	$y = 283.82x^2 - 72.336x + 5.0711$	۴۵	حفاظت شده
۶۰/۹۸	۰/۴۶	۰/۵۴۷	۰/۱۶	۳/۴۵	۱/۸۹	$y = 1.5304x^{0.4753}$	۴۵	تخریب شده

MSR = میانگین مجذورات رگرسیون، MSE = میانگین مجذورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

جدول ۷. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با مقادیر فسفر در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

AIC	p	F	r	MSE	MSR	مدل	df	شیوه مدیریتی مرتع
-۲۶/۱۶	۰/۰۱۴	۶/۴۲	۰/۳۳۱	۰/۵۷۷	۳/۷۰	$y = -3.172\ln(x) - 22.569$	۴۵	چرا شده
-۵۰/۰۱	۰/۰۲۲	۵/۶۳	۰/۳۳۰	۰/۳۳۹	۱/۹۰	$y = -2.307\ln(x) - 16.329$	۴۵	حفاظت شده
-۲۸/۱۰	۰/۲۷۵	۱/۲۲	۰/۱۷	۰/۴۹۳	۰/۶۰۴	$y = -0.524\ln(x) - 3.0436$	۴۵	تخریب شده

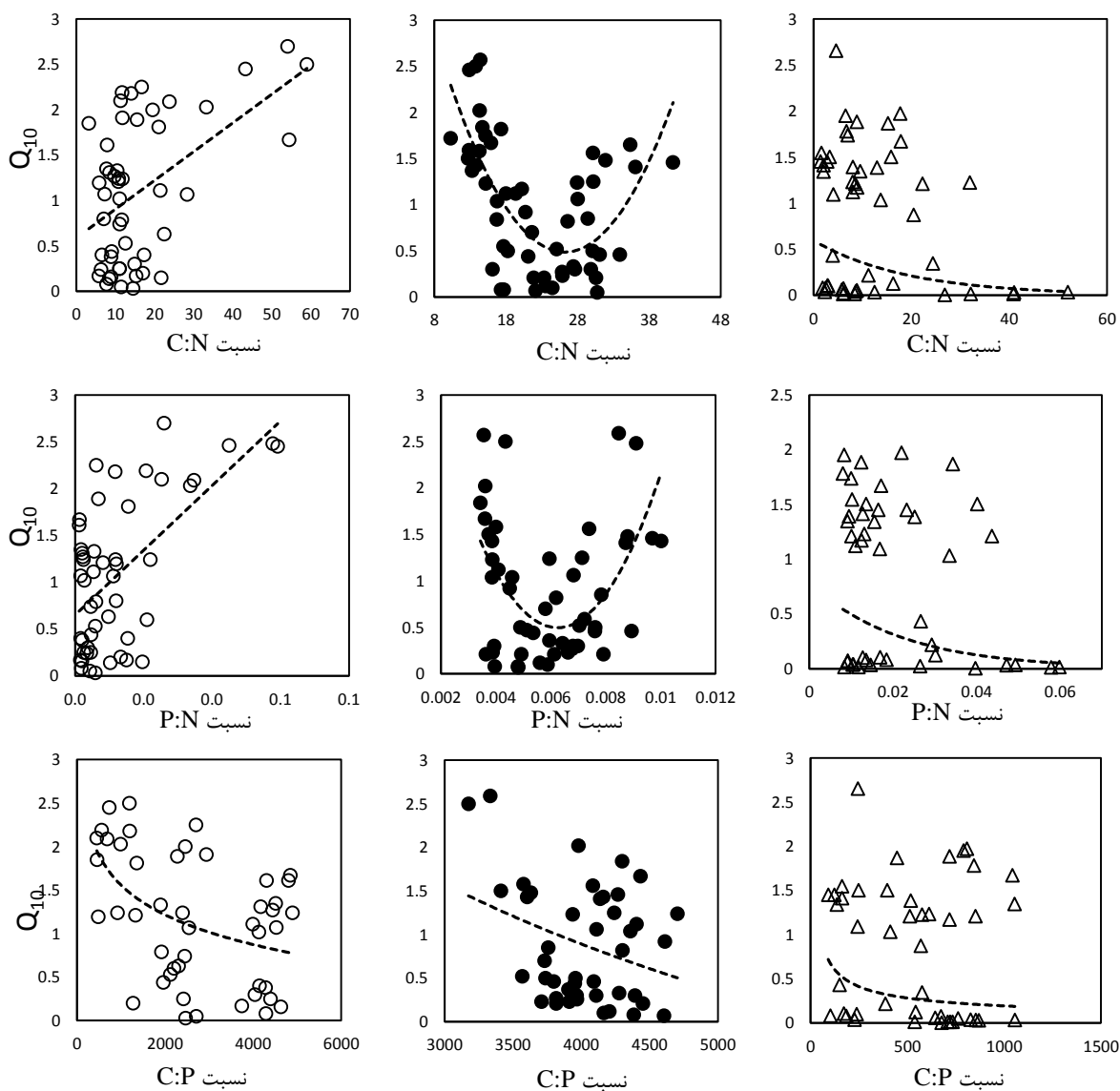
MSR = میانگین مجذورات رگرسیون، MSE = میانگین مجذورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

نمایی معنادار کاهش در ارتباط با افزایش نسبت C:N نشان داد ( $p < 0.05$ ). الگوی تغییرات مقدار  $Q_{10}$  در ارتباط با نسبت P:N مشابه نسبت C:N بود.

بر اساس تجزیه رگرسیون، رابطه لگاریتمی معنادار کاهش در مقدار  $Q_{10}$  در ارتباط با افزایش نسبت C:P در مرتع چرا شده ( $p < 0.01$ ) و حفاظت شده وجود داشت ( $p < 0.05$ ). بهترین مدل برازش شده به تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با افزایش نسبت C:P در مرتع تخریب شده مدل توانی بود؛ هرچند این مدل معناداری آماری با داده‌ها نشان نداد ( $p > 0.05$ ).

### ۴.۳. حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با استوکیومتری C:N، P:N و C:P در اکوسیستم مرتع

آنالیز رگرسیون بین تغییرات  $Q_{10}$  با نسبت‌های C:N، P:N و C:P در شکل ۴ و جدول ۸ تا ۱۰ ارائه شد. بر این اساس مقدار  $Q_{10}$  یک رابطه خطی معنادار افزایشی در ارتباط با افزایش نسبت C:N در مرتع چرا شده نشان داد ( $p < 0.001$ ). در مرتع حفاظت شده مدل خطی درجه دوم (U شکل) برازش مناسبی به داده‌های  $Q_{10}$  در ارتباط با تغییرات C:N داشت. مقدار  $Q_{10}$  در مرتع تخریب شده مدل



شکل ۴. ارتباط بین تغییرات حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با مقادیر استوکیومتری کربن آلی، نیتروژن و فسفر خاک در مرتع چرا شده (O)، مرتع حفاظت شده (●) و مرتع تخریب شده (Δ). جزئیات مدل‌ها در جدول‌های ۷ تا ۹ ارائه شده است.

جدول ۸. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با نسبت C:N در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

شیوه مدیریتی مرتع	df	مدل	MSR	MSE	r	F	p	AIC
چرا شده	۴۵	$y = 0.0316x + 0.5898$	۷/۷۱	۰/۴۹	۰/۵۰	۱۵/۸۸	>۰/۰۰۱	-۳۶/۸۰
حفاظت شده	۴۵	$y = 0.0071x^2 - 0.3733x + 5.3866$	۵/۹۵	۰/۳۷	۰/۶۸	۲۲/۱۵	>۰/۰۰۱	-۶۸/۲۴
تخریب شده	۴۵	$y = 0.5958e^{-0.052x}$	۱۶/۹۳	۳/۱۶	۰/۳۲	۵/۳۶	۰/۰۲۵	۵۸

MSR = میانگین مجزورات رگرسیون، MSE = میانگین مجزورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

جدول ۹. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با نسبت P:N در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

شیوه مدیریتی مرتع	df	مدل	MSR	MSE	r	F	p	AIC
چرا شده	۴۵	$y = 34.46x + 0.6531$	۱۰/۹۱	۰/۴۲	۰/۶۰	۲۶/۱	>۰/۰۰۱	-۳۹/۹۰
حفاظت شده	۴۵	$y = 117551x^2 - 1468.3x + 5.0812$	۳/۷۶	۰/۳۹	۰/۵۳	۹/۶۷	>۰/۰۰۱	-۴۷/۰۸
تخریب شده	۴۵	$y = 0.7845e^{-45.8x}$	۱۷/۹۷	۳/۲۵	۰/۳۴	۵/۵۲	۰/۰۲۴	۵۱/۵۳

MSR = میانگین مجزورات رگرسیون، MSE = میانگین مجزورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

جدول ۱۰. نتایج تجزیه رگرسیون حساسیت دمایی تجزیه ماده آلی خاک ( $Q_{10}$ ) در ارتباط با نسبت C:P در مرتع چرا شده، مرتع حفاظت شده و مرتع تخریب شده

شیوه مدیریتی مرتع	df	مدل	MSR	MSE	r	F	p	AIC
چرا شده	۴۵	$y = -0.492\ln(x) + 4.9565$	۵/۵۶	۰/۴۴	۰/۴۸	۱۲/۷۴	۰/۰۰۱	-۳۴/۸۰
حفاظت شده	۴۵	$y = -2.395\ln(x) + 20.754$	۱/۹۵	۰/۴۲	۰/۳۲	۴/۶۹	۰/۰۳۶	-۳۴/۸۵
تخریب شده	۴۵	$y = 8.3701x^{-0.546}$	۶/۱۴	۳/۳۹	۰/۲۱	۱/۸۱	۰/۱۸	۵۶/۴۷

MSR = میانگین مجزورات رگرسیون، MSE = میانگین مجزورات باقیمانده، AIC = معیار اطلاعات آکائیک

#### ۴. بحث

##### ۴.۱. تغییرات $Q_{10}$ در اکوسیستم مرتعی و سطوح

##### عمقی خاک

میزان  $Q_{10}$  در مرتع چرا شده به صورت معناداری بالاتر از مرتع حفاظت شده بود. به عبارتی نوع مدیریت بر مقدار  $Q_{10}$  تأثیر معناداری داشت (Lloyd & Taylor, 1994, Li et al., 2015b). مشابه نتیجه این مطالعه، He و همکاران (۲۰۱۳) نشان دادند که  $Q_{10}$  در مرتع چرا شده بالاتر از مرتع حفاظت شده بود. ممکن است کیفیت کربن آلی خاک (Iqbal et al., 2010) و یا مقدار و فعالیت آنزیمی از دلایل احتمالی این تفاوت‌ها باشد (Liu, 2013). مشخص شده

است، چرا یا بی‌برگی<sup>۵</sup> منظم، سبب کاهش تراکم بیومس ریشه و افزایش درصد توده مرده<sup>۶</sup> می‌شود، این افزایش در نسبت ریشه مرده به عنوان منبعی برای ارگانوسم‌های تجزیه‌کننده عمل کرده و به طور بالقوه ساختار جامعه میکروارگانوسمی تجزیه‌کننده ماده آلی خاک را تغییر می‌دهد (Lemaire et al., 2000). از طرفی در این مطالعه جز مرتع تخریب شده، با افزایش عمق خاک بر میزان عددی  $Q_{10}$  افزوده شد (شکل ۱). تا حدود زیادی مشخص شده است که جزء ناپایدار کربن<sup>۷</sup> با افزایش عمق کاهش یافته است (Jinbo et al., 2006; Xiao et al., 2016) و جزء پایدار (سخت) کربن افزایش می‌یابد (Yang et al., 2010; Fierer)

نوع مدیریت سرزمین تأثیر معناداری بر کسر کربن خاک داشته و تخریب سبب کاهش کربن خاک می‌شود. Li و همکاران (۲۰۱۵) در بررسی سه چمنزار آلبی با سه درجه تخریب، کمترین ارزش عددی  $Q_{10}$  را در چمنزار آلبی با بالاترین شدت تخریب - که به صورت زمین لخت بود - مشاهده کردند.

#### ۲.۴. تغییرات $Q_{10}$ در ارتباط با کربن، نیتروژن و فسفر در اکوسیستم مرتعی

در این مطالعه روند کاهشی در ارزش عددی  $Q_{10}$  با افزایش محتوای کربن در هر سه شیوه مدیریتی اکوسیستم مرتع مشاهده شد. Hamdi و همکاران (۲۰۱۳) در مطالعه ای مروری بر تحلیل مطالعات صورت گرفته در سال‌های اخیر درباره حساسیت دمایی خاک در ارتباط با شرایط خاک و روش‌های انکوباسیون پرداختند و نشان دادند که در کل رابطه خطی منفی معنادار بالایی بین مقدار  $Q_{10}$  با مقدار کربن آلی خاک در اکوسیستم‌های مرتعی و جنگلی وجود داشت که با نتایج این مطالعه به خصوص درباره مرتع حفاظت شده همخوانی کامل داشت. در مطالعه‌ای توسط Balogh و همکاران (۲۰۱۱) رابطه منفی بین  $Q_{10}$  و مقدار کربن آلی خاک در یک اکوسیستم مرتعی در شرایط عرصه مشاهده شد. بالا بودن مقدار کربن آلی در خاک می‌تواند در اثر وجود شرایط نامناسب محیطی مانند دمای پایین، سطح اکسیژن پایین و یا در نتیجه پایدار شدن، مانند تشکیل ترکیب شیمیایی سخت و یا حفاظت فیزیکی کربن آلی خاک توسط خاکدانه‌ها باشد (von Lützow & Kögel, 2009) در انکوباسیون به دلیل شرایط ایتیمال دمایی و رطوبتی، تا حدودی شرایط نامناسب تعدیل و یا رفع شده و پیامد آن افزایش غلظت کربن آلی ناپایدار ماندگرن قابل حل در آب است. بنابراین انکوباسیون مقدار بالای کربن آلی سبب رها شدن مقدار بالای کربن ناپایدار شده و در نتیجه مقدار  $Q_{10}$  کمتر می‌شود (Hamdi et al., 2013).

(et al., 2003). به‌رغم مطالعات گسترده، حساسیت دمایی کربن ناپایدار (کیفیت بالا) در مقابل کربن سخت (کیفیت پایین) هنوز سردرگم کننده است (Xu et al., 2010b). برای مثال، برخی از مطالعات قبلی نشان داد که حساسیت دمای کربن ناپایدار خاک ممکن است بیشتر (Fierer et al., 2008; Conant et al., 2005) معادل (Fang et al., 2005; Conen et al., 2006) و یا کمتر از (Xu et al., 2010b; Liski et al., 2000) کربن سخت خاک باشد. مشابه مطالعه حاضر، Karhu و همکاران (۲۰۱۰) و Fierer و همکاران (۲۰۰۳) فهمیدند که کاهش کیفیت کربن (درجه مقاومت به تجزیه میکروبی) با افزایش عمق، علت کاهش ارزش عددی  $Q_{10}$  در پروفیل خاک اکوسیستم جنگل و مرتع است. بنابراین با در نظر گرفتن برآیند دو نتیجه اساسی یعنی بالا بودن  $Q_{10}$  در مرتع چرا شده و همچنین روند افزایشی  $Q_{10}$  با عمق، می‌توان چند علت احتمالی را مطرح کرد؛ نخست اینکه پایین بودن سهم کربن ناپایدار در مرتع چرا شده، علت بالا بودن معنادار مقدار  $Q_{10}$  نسبت به مرتع حفاظت شده بود. Cao و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که سه سطح چرای کم، متوسط و شدید سبب کاهش میزان کربن آلی ناپایدار در یک اکوسیستم مرتعی نسبت به مرتع چرا نشده شد؛ در این مطالعه کاهش مقدار کربن آلی کل با افزایش عمق مشاهده شد؛ که با مطالعه حاضر همخوانی داشت. برداشت زیست توده گیاهی سطح زمین به‌طور مستقیم سبب کاهش ورودی بیومس لاشبرگ شده (Rui et al., 2011) و از این طریق مقدار کربن ناپایدار کاهش می‌یابد. از طرفی به دلیل پوشش گیاهی کم، میزان آبشویی و فرسایش در مرتع چرا شده بالا بوده و به دلیل قابل حل بودن کسرهایی از کربن ناپایدار، ممکن است از دسترس خارج شود (González-Domínguez et al., 2017). در مرتع تخریب شده کاهش شدید کربن آلی خاک که در اثر از بین رفتن پوشش گیاهی و فرسایش ایجاد شده، سبب کاهش جمعیت میکروبی و در نتیجه کم بودن میزان  $Q_{10}$  شده است. Kocytig و همکاران (۲۰۱۲) بیان کردند که

درصد کربن ناپایدار با سطح مشخصی از نیتروژن مصرف و درصد کربن آلی سخت در محیط بیشتر شده و در نتیجه مقدار  $Q_{10}$  افزایش یافته است (شاخه صعودی) (Ammann et al., 2014; Griepentrog et al., 2007). کربن قابل حل در آب (به عنوان جزء مهمی از کربن ناپایدار) با افزایش مقدار نیتروژن افزایش می یابد (Zhang et al., 2015) این نوع کربن به عنوان شاخص دسترسی کربن برای میکروارگانیزم های خاک شناخته شده است (Boyer & Groffman, 1996). بنابر آنچه گفته شد وجود نیتروژن کافی در اکوسیستم های مرتعی به ویژه در مرتع چرا شده می تواند سبب کاهش هدر رفت کربن در طول معدنی شدن ماده آلی خاک و در نتیجه کاهش انتشار دی اکسید کربن شود (Ammann et al., 2007).

در مطالعه حاضر، رابطه منفی لگاریتمی بین تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با میزان فسفر خاک در مرتع چرا شده و حفاظت شده مشاهده شد. مطالعات محدودی بر تأثیر فسفر بر چرخه کربن آلی خاک صورت گرفته است. کاهش مقدار  $Q_{10}$  با افزایش فسفر خاک در مطالعه Wang و همکاران (۲۰۱۷) گزارش شد. به نظر می رسد فسفر از طریق افزایش زیست توده میکروبی، به دلیل نقش مهم در مسیرهای سلولی متعدد (Stitt & Hurry, 2002)، سبب افزایش راندمان تجزیه کربن آلی شده و در نتیجه سبب کاهش مقدار  $Q_{10}$  می شود. با این حال بررسی بیشتر در این باره لازم است.

#### ۳.۴. تغییرات $Q_{10}$ در ارتباط با استوکیومتری

##### C:N:P

چرا می تواند سبب تغییر استوکیومتری کربن، نیتروژن و فسفر خاک شود (Bai et al., 2012). نسبت C:N در مرتع چرا شده رابطه خطی معناداری را در ارتباط با تغییرات  $Q_{10}$  نشان داد. Wang و همکاران (۲۰۱۷) اشاره کردند که پیامد بیشتر شدن نسبت C:N در خاک افزایش مقدار  $Q_{10}$  است. براساس تئوری کیفیت کربن مقدار  $Q_{10}$  بایستی با کاهش

در مرتع چرا شده مدل لگاریتمی کاهش می دهد. مقدار  $Q_{10}$  با افزایش نیتروژن خاک مشاهده شد. ولی در مرتع حفاظت شده این روند U شکل بود. Wang و همکاران (۲۰۱۷) نشان دادند که افزودن نیتروژن به خاک سبب کاهش مقدار عددی  $Q_{10}$  می شود. افزایش بیومس میکروبی ۱۰ تا ۵۰ درصد، کربن قابل حل در آب ۶ تا ۲۱ درصد و به عبارتی افزایش کربن ناپایدار سبب کاهش مقدار عددی  $Q_{10}$  بیان شد. در مطالعه دیگری Li و همکاران (۲۰۱۵) کاهش مقدار  $Q_{10}$  با افزایش سطح نیتروژن در اکوسیستم مرتعی را مشاهده کردند. بنابراین نتایج مطالعه حاضر در اکوسیستم مرتع چرا شده مطابق با تئوری آنزیمی-جنبشی<sup>۹</sup> یا تئوری کیفیت<sup>۱۰</sup> Agren و Bosatta (۱۹۹۹) است که بیان می کند سوبسترای دارای کیفیت پایین، دارای  $Q_{10}$  بالاتری است. در مرتع حفاظت شده دو روند کاهش و سپس افزایشی در مقدار  $Q_{10}$  در ارتباط با محتوای نیتروژن وجود داشت. به نظر می رسد مدل U شکل در مرتع حفاظت شده بازتاب واقعی تری از تغییر  $Q_{10}$  در ارتباط با نیتروژن را نشان می دهد چرا که برآزش همین مدل به داده های مرتع چرا شده هم، از جنبه معناداری آماری ممکن بود. به عبارتی در مرتع چرا شده هم، شاخه افزایشی، البته، به شکل نامحسوسی قابل مشاهده است (شکل ۲). برخی مطالعات رابطه مستقیم بین تغییرات  $Q_{10}$  با مقدار نیتروژن خاک را بیان کردند (Zhou et al., 2009; Schimel & Weintraub, 2003). شاید بتوان مدل U شکل تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با نیتروژن را با استفاده از تئوری تغذیه کاوی<sup>۱۱</sup> تفسیر کرد (Schimel & Weintraub, 2003; Craine et al., 2007). مطابق این تئوری، مواد غذایی مورد نیاز برای بیوسنتز، از تجزیه کربن آلی پایدار (سخت)، با استفاده از انرژی حاصل از کربن ناپایدار حاصل می شود؛ بنابراین کربن پایدار خاک تا سطحی مشخص از سطح نیتروژن، جوابگوی تولید انرژی برای تجزیه ماده آلی سخت را فراهم کرده و طبق آنچه پیش تر گفته شد، به دلیل وجود کربن ناپایدار مقدار  $Q_{10}$  کمتر شده (شاخه نزولی) تا اینکه

Poeplau و همکاران (۲۰۱۶) با نتایج مدل‌های ارائه شده در مطالعه حاضر مطابقت دارد.

در کل، در این مطالعه مشخص شد که نوع مدیریت و حفاظت اکوسیستم مرتعی می‌تواند بر هدر رفت کربن از خاک مؤثر باشد. مرتع چرا شده با داشتن بالاترین مقدار عددی  $Q_{10}$  بالاترین میزان انتشار دی‌اکسید کربن و در نتیجه هدر رفت کربن را داشت. به نظر می‌رسد در مرتع حفاظت‌شده افزایش کیفیت ماده آلی خاک سبب کاهش مقدار  $Q_{10}$  شده است. مقدار کم ماده آلی در مرتع تخریب‌شده که می‌تواند به دلیل هدر رفت کربن از سطح مرتع تخریب در طی دوره تخریب بوده باشد؛ علت پایین بودن  $Q_{10}$  در این اکوسیستم بود. در کل روند کاهش در ارزش عددی  $Q_{10}$  با افزایش محتوای کربن، نیتروژن و فسفر مشاهده شد. این روندها مطابق با تئوری آنزیمی-جنبشی یا همان تئوری کیفیت Bosatta و Agren (۱۹۹۹) بود. به عبارتی افزایش محتوای این عناصر سبب افزایش کیفیت ماده آلی می‌شود. به نظر می‌رسد با توجه به نتایج به‌دست‌آمده از استوکیومتری نیتروژن با کربن و فسفر در این مطالعه، نیتروژن نقش مهم‌تری در افزایش کیفیت ماده آلی و کاهش  $Q_{10}$  و به عبارتی کاهش میزان انتشار گاز گلخانه‌ای دی‌اکسید کربن داشت.

#### یادداشت

1. stoichiometry
2. recalcitrant
3. ANOVA
4. Akaike information criterion
5. defoliation
6. necromass
7. labile Carbon
8. biomass
9. enzyme-kinetic theory
10. q-theory
11. nutrient mining

کیفیت منبع کربن افزایش یابد (Bosatta & Agren, 1999). با افزایش نسبت C:N کیفیت سوبسترا پایین می‌آید؛ یعنی راندمان مصرف کربن پایین می‌آید و در نتیجه  $Q_{10}$  افزایش می‌یابد (Song et al., 2010) به عبارتی دیگر با کمتر شدن نسبت C:N، دسترسی کربن برای میکروارگانیسم‌ها بیشتر شده و در نتیجه مقدار  $Q_{10}$  کمتر می‌شود. He و همکاران (۲۰۱۶) به رابطه‌ی نمایی بین شاخص کیفیت ماده آلی و نسبت N:C اشاره داشتند. مطالعات متعدد دیگری به رابطه مثبت بین نسبت C:N و  $Q_{10}$  اشاره کرده‌اند (Liu et al., 2015b, Fan et al., 2017). در مرتع حفاظت‌شده رابطه خطی درجه دوم U شکل، تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با نسبت C:N را نشان داد. با توجه به مدل خطی مشابه در ارتباط با  $Q_{10}$  و نیتروژن در این شیوه مدیریتی (شکل ۳)، می‌توان به تأثیر مهم و اثرگذار نیتروژن در کارایی مصرف کربن در استوکیومتری C:N توسط میکروارگانیسم‌ها پی برد. به عبارتی دیگر مدل تغییرات کربن در ارتباط با  $Q_{10}$ ، به‌طور کامل از مدل تغییرات نیتروژن تبعیت می‌کند. علاوه بر کربن، به نظر می‌رسد الگوی دسترسی فسفر در خاک هم از مدل تغییرات نیتروژن خاک تأثیر می‌پذیرد (به دلیل شباهت مدل تغییرات  $Q_{10}$  در ارتباط با نسبت P:N). بنابراین می‌توان نیتروژن را عامل محدودکننده در دسترسی کربن و فسفر خاک توسط میکروارگانیسم‌ها بیان کرد. ارتباط معنادار کاهش در نسبت C:P خاک در مرتع چرا شده و حفاظت‌شده با افزایش  $Q_{10}$  مشاهده شد. در کل مطالعات روی استوکیومتری P:N و C:P خاک بسیار محدود است. با این حال در مطالعه‌ای توسط Poeplau و همکاران (۲۰۱۶) مشاهده شد که نسبت C:P پایین، به افزایش تولید دی‌اکسید کربن بیشتری در واحد سطح می‌انجامد. با در نظر گرفتن این اصل که رابطه مستقیمی بین  $Q_{10}$  و تولید دی‌اکسید کربن در واحد سطح وجود دارد (Conant et al., 2011) نتیجه مشاهده شده توسط

## منابع

- Aho, K., Derryberry, D. and Peterson, T. 2014. Model selection for ecologists: the worldviews of AIC and BIC. *Ecology*, 95:631-6.
- Ammann, C., Flechard, C., Leifeld, J., Neftel, A. and Fuhrer, J. 2007. The carbon budget of newly established temperate grassland depends on management intensity, 121:5-20
- Bai, Y., Wu, J., Clark, C. M., Pan, Q., Zhang, L., Chen, S., Wang, Q. and Han, X. 2012. Grazing alters ecosystem functioning and C:N:P stoichiometry of grasslands along a regional precipitation gradient. *Journal of Applied Ecology*, 49:1204-1215.
- Bosatta, E. and Agren, G. 1999. Soil organic matter quality interpreted thermodynamically. *Soil Biology and Biochemistry*, 31:1889-1891.
- Boyer, J.N. and Groffman, P.M. 1996. Bioavailability of water extractable organic carbon fractions in forest and agricultural soil profiles. *Soil Biology and Biochemistry*, 28: 783-790.
- Bremer, D.J. and Ham, J.M. 2002. Measurement and modeling of soil CO<sub>2</sub> flux in a temperate grassland under mowed and burned regimes. *Ecological Applications*, 12:1318-1328
- Cao, J., Wang, X., Sun, X., Zhang, L. and Tian, Y. 2013. Effects of grazing intensity on soil labile organic carbon fractions in a desert steppe area in Inner Mongolia. *SpringerPlus*, 2: S1.
- Chen, H., Harmon, M., Griffiths, R. and Hicks, W. 2000. Effects of temperature and moisture on carbon respired from decomposing woody roots, 138:51-64.
- Conant, R.T., Drijber, R.A., Haddix, M.L., Parton, W.J., Paul, E.A., Plante, A.F., Six, J. and Steinweg, J.M. 2008. Sensitivity of organic matter decomposition to warming varies with its quality. *Global Change Biology*, 14:868-877.
- Conant, R.T., Ryan, M.G., Ågren, G.I., Birge, H.E., Davidson, E.A., Eliasson, P.E., Evans, S.E., Frey, S.D., Giardina, C.P., Hopkins, F.M., Hyvönen, R., Kirschbaum, M.U.F., Lavalley, J.M., Leifeld, J., Parton, W.J., Megan Steinweg, J., Wallenstein, M.D., Martin Wetterstedt, J.Å. and Bradford, M.A. 2011. Temperature and soil organic matter decomposition rates – synthesis of current knowledge and a way forward. *Global Change Biology*, 17:3392-3403
- Conen, F., Leifeld, J., Seth, B. and Alewell, C. 2006. Warming mineralizes young and old soil carbon equally. *Biogeosciences*, 3:515–519.
- Craine, J.M., Morrow, C. and Fierer, N. 2007. microbial nitrogen limitation increases decomposition. *Ecology*, 88:2105-2113.
- Davidson, E.A. and Janssens, I.A. 2006. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440:165-173.
- Fan, L.-C., Yang, M.-Z. and Han, W.-Y. 2015. Soil Respiration under Different Land Uses in Eastern China. *PLoS ONE*, 10: e0124198.
- Fang, C., Smith, P., Moncrieff, J.B. and Smith, J.U. 2005. Similar response of labile and resistant soil organic matter pools to changes in temperature. *Nature*, 433: 57-59.
- Fierer, N., Allen, A.S., Schimel, J.P. and Holden, P.A. 2003. Controls on microbial CO<sub>2</sub> production: a comparison of surface and subsurface soil horizons. *Global Change Biology*, 9:1322-1332.
- Fierer, N., Craine, J.M., Mclauchlan, K. and Schimel, J.P. 2005. Litter quality and the temperature sensitivity of decomposition. *Ecology*, 86:320-326.
- Gillabel, J., Cebrian-Lopez, B., Six, J. and Merckx, R. 2010. Experimental evidence for the attenuating effect of SOM protection on temperature sensitivity of SOM decomposition. *Global Change Biology*, 16: 2789-2798.
- González-Domínguez, B., Studer, M.S., Hagedorn, F., Niklaus, P.A. and Abiven, S. 2017. Leaching of soils during laboratory incubations does not affect soil organic carbon mineralisation but solubilisation. *PLoS ONE*, 12: e0174725.
- Griepentrog, M., Bodé, S., Boeckx, P., Hagedorn, F., Heim, A. and Schmidt, M.W.I. 2014. Nitrogen deposition promotes the production of new fungal residues but retards the decomposition of old residues in forest soil fractions. *Global Change Biology*, 20: 327-340.

- Grimshaw, H.M., Allen, S.E. and Parkinson, J.A. 1989. Nutrient elements. In: Allen, S.E. (ed.) *Chemical Analysis of Ecological Material*. Oxford: Blackwell Scientific.
- Gutiérrez-Girón, A., Díaz-Pinés, E., Rubio, A. and Gavilán, R. G. 2015. Both altitude and vegetation affect temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in Mediterranean high mountain soils. *Geoderma*, 237:1-8.
- Hamdi, S., Moyano, F., Sall, S., Bernoux, M. and Chevallier, T. 2013. Synthesis analysis of the temperature sensitivity of soil respiration from laboratory studies in relation to incubation methods and soil conditions. *Soil Biology and Biochemistry*, 58:115-126.
- Hassouna, M., Massiani, C., Dudal, Y., Pech, N. and Theraulaz, F. 2010. Changes in water extractable organic matter (WEOM) in a calcareous soil under field conditions with time and soil depth. *Geoderma*, 155:75-85.
- He, N., Wang, R., Yang, G., Jingzhong, D., Wen, X. and Guirui, Y. 2013. Changes in the temperature sensitivity of SOM decomposition with grassland succession: Implications for soil C sequestration, 3:5045-54.
- He, N. and Yu, G. 2016. Stoichiometrical regulation of soil organic matter decomposition and its temperature sensitivity. *Ecology and Evolution*, 6:620-627.
- Hill, M. J., Braaten, R. and Mckeon, G. M. 2003. A scenario calculator for effects of grazing land management on carbon stocks in Australian rangelands. *Environmental Modelling & Software*, 18:627-644.
- Holland, E.A., Neff, J.C., Townsend, A. R. and Mckeown, B. 2000. Uncertainties in the temperature sensitivity of decomposition in tropical and subtropical ecosystems: Implications for models. *Global Biogeochemical Cycles*, 14:1137-1151.
- Iatrou, M., Papadopoulou, A., Papadopoulou, F., Dichala, O., Psoma, P. and Bountla, A. 2014. Determination of Soil Available Phosphorus using the Olsen and Mehlich 3 Methods for Greek Soils Having Variable Amounts of Calcium Carbonate. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 45:2207-2214.
- Ilstedt, U., Nordgren, A. and Malmer, A. 2000. Optimum soil water for soil respiration before and after amendment with glucose in humid tropical acrisols and a boreal mor layer. *Soil Biology and Biochemistry*, 32:1591-1599.
- IPCC. 2007. Fourth assessment report, climate change 2007: synthesis report. Cambridge Univ. Press, Cambridge, UK.
- Iqbal, J., Hu, R., Feng, M., Lin, S., Malghani, S. and Ali, I.M. 2010. Microbial biomass, and dissolved organic carbon and nitrogen strongly affect soil respiration in different land uses: A case study at Three Gorges Reservoir Area, South China. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 137: 294-307.
- Jinbo, Z., Changchun, S. and Wenyan, Y. 2006. Land Use Effects on the Distribution of Labile Organic Carbon Fractions through Soil Profiles. *Soil Science Society of America Journal*, 70:660-667.
- Johnson, J.M.F., Franzluebbers, A.J., Weyers, S.L. and Reicosky, D.C. 2007. Agricultural opportunities to mitigate greenhouse gas emissions. *Environmental Pollution*, 150: 107-124.
- Karhu, K., Fritze, H., Tuomi, M., Vanhala, P., Spetz, P., Kitunen, V. and Liski, J. 2010. Temperature sensitivity of organic matter decomposition in two boreal soil profiles, 42: 72-82.
- Kirschbaum, M.U.F. 1995. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 27:753-760.
- Kirschbaum, M.U.F. 2006. The temperature dependence of organic-matter decomposition—still a topic of debate. *Soil Biology and Biochemistry*, 38:2510-2518.
- Kocyyigit, R. and Demirci, S. 2012. Long-term changes of aggregate-associated and labile soil organic carbon and nitrogen after conversion from forest to grassland and cropland in northern Turkey. *Land Degradation & Development*, 23:475-482.
- Lemaire, G., Hodgson, J., Moraes, A., Carvalho, P.C.F. and Nabinger, C. 2000. *Grassland Ecophysiology and Grazing Ecology*.
- Li, D., Luo, X. P., Cao, G. M., Wu, Q., Hu, Q. W., Zhuo, M. C. and Li, H. M. 2015a. Effect of degradation succession process on the temperature sensitivity of ecosystem respiration in alpine *Potentilla fruticosa* scrub meadow. *Huan Jing Ke Xue*, 36:1075-83.



- Li, J., He, N., Wei, X., Gao, Y. and Zuo, Y. 2015b. Changes in Temperature Sensitivity and Activation Energy of Soil Organic Matter Decomposition in Different Qinghai-Tibet Plateau Grasslands .PLOS ONE, 10:e0132795.
- Li, Y., Liu, Y., Wu, S., Niu, L. and Tian, Y. 2015c. Microbial properties explain temporal variation in soil respiration in a grassland subjected to nitrogen addition. 5.
- Liski, J., Ilvesniemi, H., Mäkelä, A. and Westman, C.J. 2000. Temperature Dependence of Old Soil Organic Matter. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29:56-57.
- Liu, H. 2013. Thermal response of soil microbial respiration is positively associated with labile carbon content and soil microbial activity .*Geoderma*. 193–194: 275-281.
- Liu, X., Ma, J., Ma, Z.-W. and Li, L.-H. 2017a. Soil nutrient contents and stoichiometry as affected by land-use in an agro-pastoral region of northwest China. *CATENA*, 150:146-153.
- Liu, Y., Wang, C., He, N., Wen, X., Gao, Y., Li, S., Niu, S., Butterbach-Bahl, K., Luo, Y. and Yu, G. 2017b. A global synthesis of the rate and temperature sensitivity of soil nitrogen mineralization: latitudinal patterns and mechanisms. *Glob Chang Biol*. 23:455-464.
- Lloyd, J. and Taylor, J.A. 1994. On the Temperature Dependence of Soil Respiration. *Functional Ecology*, 8:315-323.
- Nelson, D.W. and Sommers, L.E. 1999. Total carbon, organic carbon and organic matter. In: Sparks, D. L. (ed.) *Methods of Soil Analysis. Part 3. Chemical Methods*. Wisconsin, USA.
- Nael, M., Khademi, H. and Hajabbasi, M.A. (2004) 'Response of soil quality indicators and their spatial variability to land degradation in central Iran', *Applied Soil Ecology*, 27(3): 221–232. doi: <https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2004.05.005>.
- Pandey, D. *et al.* (2014) 'Recalcitrant and labile carbon pools in a sub-humid tropical soil under different tillage combinations: A case study of rice-wheat system', *Soil and Tillage Research*, 143(Supplement C), pp. 116–122. doi: <https://doi.org/10.1016/j.still.2014.06.001>.
- Pires, C. V. *et al.* (2017) 'Soil organic carbon and nitrogen pools drive soil C-CO<sub>2</sub> emissions from selected soils in Maritime Antarctica', *Science of The Total Environment*, 596–597, pp. 124–135. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.03.144.
- Poeplau, C. and Don, A. (2013) 'Sensitivity of soil organic carbon stocks and fractions to different land-use changes across Europe', *Geoderma*, 192, pp. 189–201. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2012.08.003>.
- Poeplau, C., Herrmann, A.M. and Kätterer, T. 2016. Opposing effects of nitrogen and phosphorus on soil microbial metabolism and the implications for soil carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry*. 100:83-91.
- Rui, Y., Wang, S., Xu, Z., Wang, Y., Chen, C., Zhou, X., Kang, X., Lu, S., Hu, Y., Lin, Q. and Luo, C. 2011. Warming and grazing affect soil labile carbon and nitrogen pools differently in an alpine meadow of the Qinghai-Tibet Plateau in China. *Journal of Soils and Sediments*. 11:903–914
- Schimel, D., Melillo, J., Tian, H., Mcguire, A. D., Kicklighter, D., Kittel, T., Rosenbloom, N., Running, S., Thornton, P., Ojima, D., Parton, W., Kelly, R., Sykes, M., Neilson, R. and Rizzo, B. 2000. Contribution of Increasing CO<sub>2</sub> and Climate to Carbon Storage by Ecosystems in the United States. *Science*. 287:2004.
- Schimel, J.P. and Weintraub, M.N. 2003. The implications of exoenzyme activity on microbial carbon and nitrogen limitation in soil: a theoretical model. *Soil Biology and Biochemistry*, 35:549-563.
- Schrumpf, M., Kaiser, K., Guggenberger, G., Persson, T., Kögel-Knabner, I. and Schulze, E. D. 2013. Storage and stability of organic carbon in soils as related to depth, occlusion within aggregates, and attachment to minerals. *Biogeosciences*, 10: 1675-1691.
- Schuman, G.E., Janzen, H.H. and Herrick, J. E. 2002. Soil carbon dynamics and potential carbon sequestration by rangelands. *Environmental Pollution*, 116:391-396.
- Song, M., Jiang, J., Cao ,G. and Xu, X. 2010. Effects of temperature, glucose and inorganic nitrogen inputs on carbon mineralization in a Tibetan alpine meadow soil. *European Journal of Soil Biology*, 46:375-380.
- Stitt, M. and Hurry, V. 2002. A plant for all seasons: alterations in photosynthetic carbon metabolism during cold acclimation in *Arabidopsis*. *Curr Opin Plant Biol*, 5: 199-206.

- Von Lützw, M. and Kögel-Knabner, I. 2009. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition—what do we know? *Biology and Fertility of Soils*, 46:1-15.
- Wang, R., Sun, Q., Wang, Y., Liu, Q., Du, L., Zhao, M., Gao, X., Hu, Y. and Guo, S. 2017. Temperature sensitivity of soil respiration: Synthetic effects of nitrogen and phosphorus fertilization on Chinese Loess Plateau. *Science of The Total Environment*, 574:1665-1673.
- Xiao, Y., Tong, F., Liu, S., Kuang, Y., Chen, B. and Huang, J. 2016. Response of soil labile organic carbon fractions to forest conversions in subtropical China. *Tropical Ecology*, 57:691-699.
- Xu, G., Chao, Z., Wang, S., Hu, Y., Zhang, Z., Duan, J., Chang, X., Su, A., Luo, C., Li, Y. and Du, M. 2010a. Temperature sensitivity of nutrient release from dung along elevation gradient on the Qinghai-Tibetan plateau. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*. 87:49-57.
- Xu, X., Zhou, Y., Ruan, H., Luo, Y. and Wang, J. 2010b. Temperature sensitivity increases with soil organic carbon recalcitrance along an elevational gradient in the Wuyi Mountains, China. *Soil Biology and Biochemistry*. 42:1811-1815.
- Yan, W., Hu, Z., Zhao, Y., Zhang, X., Fan, Y., Shi, P., He, Y., Yu, G. and Li, Y. 2015. Modeling Net Ecosystem Carbon Exchange of Alpine Grasslands with a Satellite-Driven Model. *PLoS ONE*. 10: e0122486.
- Yang, Y., Fang, J., Guo, D., Ji, C. and H. Ma, W. 2010. Vertical patterns of soil carbon, nitrogen and carbon: nitrogen stoichiometry in Tibetan grasslands, 7:1-24
- Zhang, Y., Guo, S., Liu, Q., Jiang, J., Wang, R. and Li, N. 2015. Responses of soil respiration to land use conversions in degraded ecosystem of the semi-arid Loess Plateau. *Ecological Engineering*. 74:196-205.
- Zhou, T., Shi, P., Hui, D. and Luo, Y. 2009. Global pattern of temperature sensitivity of soil heterotrophic respiration (Q10) and its implications for carbon-climate feedback. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 114:1-9.
- Zimmermann, M. and Bird, M.I. 2012. Temperature sensitivity of tropical forest soil respiration increase along an altitudinal gradient with ongoing decomposition. *Geoderma*, 187:8-15.