

Surface Adsorption of Phosphorus and Determination of Buffering Indices in Different Soil Orders along a Climo-toposequence

MASOMEH MOAZALLAHI^{1*}, MAJID BAGHERNEJAD²

1. Former Graduate Student, Department of soil science, Shiraz University, Shiraz, Iran

2. Professor, Department of soil science, Shiraz University, Shiraz, Iran

(Received: Nov. 5, 2017- Revised: Feb. 11, 2018- Accepted: Feb. 18, 2018)

ABSTRACT

Soil phosphorus (P) buffering capacity of the soil is very important in plant nutrition and it is the most important soil property for determination of P release potential. In this study, 23 soil samples from different horizons of five orders along a climo-toposequence were collected to determine P sorption characteristics, P buffering indices and their relationship with the soil properties. According to the results, the L-shaped adsorption isotherm obtained from all the soil samples showed a high relatively tendency of the soils for P adsorption at low concentrations, which was well-fitted by the Freundlich, Langmuir and Temkin equations. This study also indicated that the adsorption processes in P concentrations less than 20 mg/l and precipitation processes in P concentration greater than 20 mg/l control the soil phosphorous. Among the different soil characteristics, organic matter and cation exchange capacity have a significant positive correlation with most of the P sorption properties. The overall results of this study showed that the Histosols and Mollisols orders (located at the end of the studied area), Aridisols and Inceptisols (located at the beginning of the study area) and Alfisols (located in the middle of the study area) have had the high to the low values of P buffering capacity, respectively. Therefore, simultaneous low and frequent application of organic and chemical fertilizers are suggested to reduce the P adsorption and to increase the P release at the end of the study area due to high phosphorus adsorption capacity.

KeyWords: Phosphorus, Surface adsorption isotherm, Calcareous soils, Adsorption equations

جذب سطحی فسفر و تعیین شاخص‌های بافری در راسته‌های مختلف خاک یک ردیف پستی بلندی - اقلیمی

معصومه معاذالهی^{۱*} و مجید باقرنژاد^۲

۱. دانش آموخته دکتری، بخش علوم و مهندسی خاک، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

۲. استاد، بخش علوم و مهندسی خاک، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۸/۱۴ - تاریخ بازنگری: ۱۳۹۶/۱۱/۲۲ - تاریخ تصویب: ۱۳۹۶/۱۱/۲۹)

چکیده

ظرفیت بافری فسفر خاک در تغذیه گیاهان بسیار مهم می‌باشد و مهمترین ویژگی خاک در تعیین پتانسیل رهاسازی فسفر در خاک محسوب می‌شود. بدین منظور، ۲۳ نمونه خاک متعلق به افق‌های ۵ راسته مختلف از یک ردیف پستی و بلندی - اقلیمی، جمع‌آوری تا مشخصات جذبی فسفر، روابط آن‌ها با خصوصیات مختلف خاک و شاخص‌های بافری آن تعیین شد. بر طبق نتایج، همدمای جذب سطحی L شکل بدست آمده از همه نمونه‌های مورد مطالعه، نشان از تمایل نسبتاً بالای خاک‌ها در غلظت‌های پایین فسفر داشت که بوسیله سه معادله فروندلیچ، لانگمویر و تمکین به خوبی پیش‌بینی شدند. مطالعه حاضر نشان داد در غلظت‌های فسفر کمتر از ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر، فرایندهای جذب سطحی و در غلظت‌های بیشتر از ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر، فرایندهای رسوب به عنوان فرایندهای کنترل‌کننده فسفر خاک می‌باشند. در بین خصوصیات مختلف خاک، ماده آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی همبستگی مثبت معنی‌داری با بیشتر خصوصیات جذبی فسفر نشان دادند. نتایج کلی مطالعه نشان داد، راسته‌های هیستوسولز و مالی‌سولز (راسته‌های انتهایی منطقه مورد مطالعه)، اربدی‌سولز و اینسپتی‌سولز (راسته‌های ابتدایی منطقه مورد مطالعه) و آلفی‌سولز (راسته میانی منطقه مورد مطالعه) به ترتیب از بیشتر به کمتر، شاخص‌های بافری فسفر را دارا بودند که نیاز است در راسته‌های انتهایی منطقه مورد مطالعه به واسطه بالای قابلیت جذب فسفر، کاربرد همزمان از کودهای آلی و شیمیایی در مقادیر کم اما در تناوب‌های بیشتر، جهت کاهش جذب سطحی و افزایش رهاسازی فسفر، انجام گیرد.

واژه‌های کلیدی: خاک‌های آهکی، فسفر، معادلات جذب، همدمای جذب سطحی

مقدمه

فسفر به عنوان یکی از مهمترین عناصر غذایی پرمصرف برای رشد گیاه معرفی می‌شود که به واسطه نقش مهمی که در متابولیسم سلولی دارد، دارای جایگاه ویژه‌ای در خاک و گیاه می‌باشد. جدا از نقش مهم این عنصر در ترکیبات ساختمانی و بیوشیمیایی سلولی، افزایش غلظت این عنصر در محیط‌های طبیعی می‌تواند منجر به مشکلات زیست‌محیطی مانند ائوتروفیکاسیون اکوسیستم‌های آبی شود (Devau et al., 2011; Torrent et al., 2007). فرآیندهای حیاتی گیاه بدون وجود فسفر امکان‌پذیر نبوده و دسترسی به یک غلظت قابل قبول فسفر محلول در خاک بسیار سخت می‌باشد. کاربرد کودهای فسفوری به خاک، به سبب واکنش‌های متفاوتی از یون‌های ارتوفسفات (HPO_4^{2-} و $H_2PO_4^-$) با اجزای مختلف خاک، تبدیل شکل‌های محلول به شکل‌های با حلالیت کمتر فسفات را به همراه دارد که تحت عنوان فرایندهای تثبیت/نگهداری^۱ شناخته می‌شوند

(Samadi, 2006). شناخت این فرایندها می‌تواند پژوهشگران را به منظور کاربرد هوشمندانه مقدار، نوع، زمان کاربرد و جایگذاری مناسب از کودهای فسفوری کمک کند (Samadi, 2006). رسوب و جذب سطحی به عنوان دو مکانسیم اصلی نگهداری فسفر در خاک محسوب می‌شوند که به ترتیب در غلظت‌های زیاد و کم از وجود یون‌های فسفات در خاک رخ می‌دهند (Pierzynski et al., 2005). فسفر معدنی اضافه شده به خاک می‌تواند بصورت جذب ضعیف (جذب فیزیکی از طریق نیروهای الکترواستاتیکی) یا قوی (جذب شیمیایی از طریق اتصال کووالانسی) بر روی سطوح با بار متغیر قرار بگیرد. جذب فسفر بوسیله خاک به صورت دوفازی^۲ می‌باشد (Sims and Pierzynski, 2005) که در مراحل اولیه، جذب به صورت غیر ویژه و با سرعت بالا به صورت تبادل لیگاندی بر روی لبه‌های کانی و پیوندهای کوتاه با هیدروکسیدهای کریستالی آهن و آلومینیوم و کربنات‌های کلسیم (بسته به نوع خاک) صورت می‌گیرد (Rayment and Lyons, 2011). در ادامه این

* نویسنده مسئول: masomehmoazallahi@gmail.com

1. P retention/P fixation

2. Biphasic

(منطقه لاله‌زار) و عرض‌های شمالی ۳۰ درجه (کرمان) و ۲۹ درجه (منطقه لاله‌زار) قرار گرفته است. ارتفاع متوسط منطقه ۱۸۴۰ متر (ابتدای منطقه مورد مطالعه) در کرمان و ۳۲۰۷ متر (انتهای منطقه مورد مطالعه) از سطح دریای آزاد در نزدیک بافت می‌باشد. شکل ۱ موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. چهار سطح ژئومورفولوژی در منطقه شناسایی و تعدادی پروفیل در این سطوح حفر شد که در بین چهار سطح مختلف، دو سطح ژئومورفولوژی دشت دامنه‌ای و اراضی پست کوه‌های لاله‌زار برای مطالعه حاضر انتخاب و در نهایت از بین آن‌ها تعداد پنج پروفیل به عنوان شاهد انتخاب و بر اساس راهنمای تشریح پروفیل، توصیف و نمونه‌برداری شد. شکل (۲) موقعیت هر بدون در سطوح ژئومورفولوژیک منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. از هر پروفیل، تعدادی نمونه برداشته شد و نمونه‌ها برای آزمایش‌های فیزیکی- شیمیایی معمول، کانی‌شناسی رسی و مطالعات همدمای جذب سطحی فسفر به آزمایشگاه منتقل شدند. برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های جمع‌آوری شده، با استفاده از روش‌های معمول اندازه‌گیری شد (Sparks, 1996).

شناسایی کانیهای رسی

به منظور تعیین ترکیب کانی‌های رسی بعضی از افق‌های خاک‌های مورد مطالعه، گام نخست از بین بردن مواد سیمانی آن‌ها بود که این مواد شامل کربنات‌ها، مواد آلی و اکسیدهای آهن و منگنز می‌باشند. روش Jackson (1975) و Kittrick and Hope (1963) جهت خروج کربنات‌ها ملاک عمل قرار گرفت. بدین صورت که کربنات‌ها به وسیله شستشو با بافر استات سدیم نرمال در پهاش ۴/۵ و در بن ماری و دمای حدود ۷۵ تا ۸۰ درجه سلسیوس خارج شد. به منظور خارج‌سازی ماده آلی از آب اکسیژنه ۳۰ درصد و حرارت ۸۰ درجه سلسیوس استفاده شد، که در این میان اکسید منگنز نیز خارج شد. سپس برای حذف اکسیدهای آهن از بافر دی تیونات سترات و بی‌کربنات سدیم (DCB) با پهاش برابر ۷/۳ در حمام بخار و دمای ۸۰-۷۵ درجه سلسیوس استفاده شد. پس از جداسازی رس بوسیله سانتریفیوژ، نمونه‌ها با منیزیم (کلرید منیزیم) و پتاسیم (کلرید پتاسیم) اشباع و این نمونه‌ها به ترتیب با گلیسرول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند. برای تعیین نیمه کمی کانی‌های رسی از نرم‌افزار Xpert Highscore استفاده شد که در این نرم‌افزار با استفاده از مساحت زیر پیک‌های مربوط به کانی‌ها از تیمار گلیسرول، نسبت کانی‌ها تعیین شد.

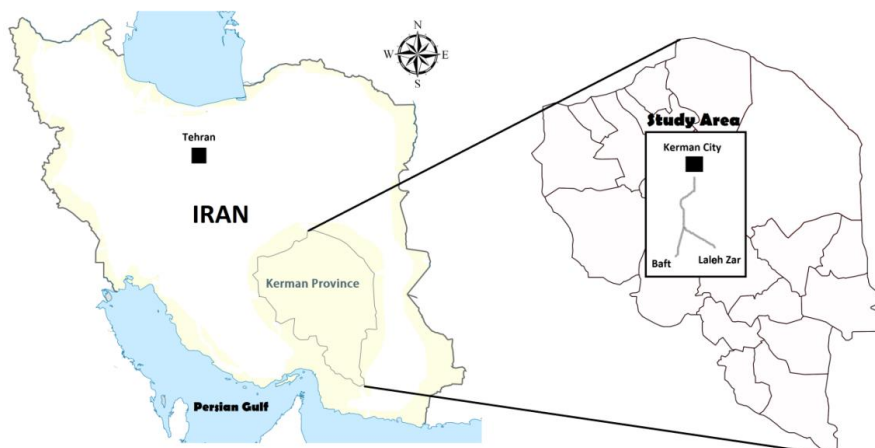
واکنش‌ها، جذب با سرعت پایین‌تری انجام گرفته که به تبع آن حرکت فسفر از طریق پخشیدگی به بخش‌ها داخلی خاک انجام گرفته و همچنین رسوب سطحی و پلیمریزاسیون فسفر در سطوح کانی‌ها انجام می‌گیرد (Correll, 1998).

همدمای جذب سطحی یکی از راه‌های مرسوم نمایش گرافیکی مقدار ترکیب جذب شده یا ماده جذب شده در رابطه با غلظت آن در محلول تعادل معرفی می‌شود (Selim, 2014). به عبارت دیگر ایزوترم‌های جذبی رابطه بین غلظت ماده حل‌شده بروی سطح یک جذب‌کننده به غلظت ماده حل‌شده در محلول که در یک دمای ثابت در حال تماس با یکدیگر می‌باشند، تعریف می‌شود (Selim, 2014). اطلاعات در مورد جذب سطحی و پدیده‌های جذبی می‌تواند به پژوهشگران در درک بهتر از جذب مواد حل‌شده و انتقال آنها در خاک، کمک شایانی نماید. تحقیقات انجام‌شده نشان می‌دهد که سن خاک می‌تواند به طور قابل توجهی بر فاکتورهای جذبی همچون پهاش، کربن آلی، نوع کانی‌های رسی و میزان کلسیم خاک تأثیر گذارد و سبب افزایش واکنش بین فسفر و کلسیم، آهن و آلومینیوم شود (Zou et al., 2011). رسته‌های خاکی مختلف با تکامل زمانی و کانی‌های رسی مختلف، پتانسیل جذب متفاوتی از فسفر را دارا می‌باشند (Mam Rasul and Saeed, 2014). Deckers et al. (1998) نشان دادند که کانی‌های رسی می‌توانند در مقایسه با خصوصیات فیزیکی و شیمیایی، تأثیر بیشتری بر جذب فسفر داشته باشند. در بسیاری از مطالعات انجام شده، ظرفیت کانی‌های رسی خاک (کائولینیت، مونتموریلونیت و ایلیت) برای اتصال فسفر در مقایسه با اکسیدهای آهن/آلومینیوم، نادیده گرفته شده است (Gérard, 2016). با توجه به مقدمه گفته شده و عدم تحقیقات کافی از همدمای جذب سطحی فسفر در خاک‌های متفاوت آهکی و رابطه آن با خصوصیات خاک، به‌خصوص کانی‌های رسی سیلیکاتی، تحقیق حاضر تلاش دارد به بررسی (۱) خصوصیات جذبی فسفر ۵ رسته خاکی (آریدی‌سولز، اینسیتی‌سولز، آلفی‌سولز، مالی‌سولز و هیستوسولز) مختلف از یک ردیف پستی بلندی اقلیمی (۲) رابطه بین پارامترهای جذب سطحی فسفر و خصوصیات فیزیکی- شیمیایی و کانی‌های رسی خاک‌های مذکور و (۳) تعیین شاخص‌های بافری و نیاز استاندارد فسفر خاک‌های مورد مطالعه بپردازد.

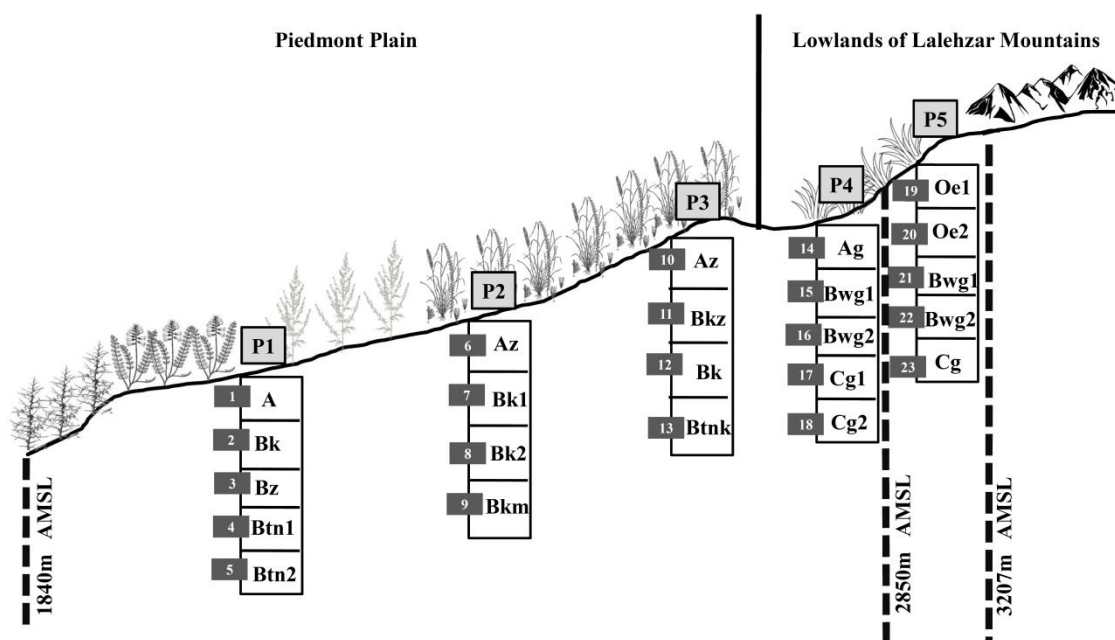
مواد و روش‌ها

تشریح موقعیت منطقه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی کرمان قرار گرفته است و از دشت کرمان تا لاله‌زار و بافت ادامه دارد و از نظر موقعیت جغرافیایی بین طول‌های شرقی ۵۷ درجه (کرمان) و ۵۶ درجه



شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه



شکل ۲. موقعیت هر پدون در سطوح ژئومورفولوژیک منطقه مورد مطالعه

همدمای جذب سطحی فسفر

جهت بررسی همدمای جذب سطحی فسفر در خاک‌های مورد مطالعه به ۲ گرم از هر نمونه خاک، ۴۰ میلی‌لیتر محلول ۰/۰۱ میلی مولار کلرید کلسیم حاوی سری‌های متفاوت از غلظت‌های فسفر (۰، ۵، ۱۰، ۱۵، ۲۰، ۲۵، ۳۰، ۶۰، ۹۰، ۱۲۰ و ۱۵۰ میلی‌گرم بر لیتر) از منبع پتاسیم دی هیدروژن فسفات (KH_2PO_4) اضافه شد. خاک‌ها بعد از بیست و چهار ساعت در دمای معین ۲۵ درجه سلسیوس تکان داده و سپس محلول‌های تکان داده شده، سانتریفیوژ و صاف شدند. اختلاف بین مقدار فسفر در محلول قبل و بعد از تعادل به عنوان فسفر جذب شده محاسبه شد. داده‌های به دست آمده از مقادیر جذب فسفر به معادلات مختلف همدمای جذب سطحی شامل معادلات

فروندلیچ، لانگمویر، تمکین و ادی هافستی (جدول ۱) برازش و مقادیر ضریب تبیین و خطای استاندارد هر معادله محاسبه و در پایان معادله‌هایی که دارای بیشترین ضریب تبیین و کمترین خطای استاندارد بودند به عنوان بهترین معادله‌های پیش‌بینی کننده همدمای جذب سطحی فسفر انتخاب شدند. پس از مدل‌سازی‌های انجام شده، با توجه به پارامترهای بدست آمده در معادلات ذکر شده، ظرفیت بافری حداکثر^۱ (حاصلضرب k در b) با استفاده از معادله لانگمویر و ظرفیت بافری تعادلی^۲ (حاصلضرب Kf در 1/n) با استفاده از معادله فروندلیچ

1. Maximum Buffering Capacity (MBC)

2. Equilibrium Buffering Capacity (EBC)

میلی گرم بر لیتر محاسبه شد (Abekoe and Sahrawat, 2001). در انتها، همبستگی ساده بین پارامترهای معادلات جذب و ویژگی‌های شیمیایی خاکها (آزمون پیرسون) و رسم نمودارها به ترتیب توسط نرم‌افزارهای SPSS و Excel انجام گرفت.

محاسبه شد (Börling *et al.*, 2001). همچنین میزان نیاز استاندارد فسفر^۱ نیز از شیب معادله فروندلیچ در غلظت ۰/۲

1. Standard Phosphorus Requirement (SPR)

جدول ۱. معادلات همدمای جذب سطحی مورد استفاده در تحقیق حاضر

ضرایب	معادله	مدل
K_F : ضریب توزیع $(L \cdot kg^{-1})$, $1/n$: ثابت فروندلیچ	$\log X = \log K_F + (1/n) \log C$	خطی فروندلیچ
K_L : ضریب لانگمویر $(L \cdot kg^{-1})$	$C/X = [1/(K_L \cdot b)] + (1/b)C$	خطی لانگمویر
b : حداکثر میزان جذب عنصر بروی خاک $(mg \cdot kg^{-1})$	$X = K_{1T} + K_{2T} \ln C$	تمکین
K_{1T} و K_{2T} : ضرایب ثابت جذب تمکین	$X = b_E - X/K_E C$	ادی هافستی
b_E : حداکثر جذب ادی-هافستی، K_E : ضریب ثابت ادی-هافستی		

X و C به ترتیب مقدار عنصر جذب شده در واحد وزن خاک $(mg \cdot kg^{-1})$ و غلظت عنصر در محلول تعادل $(mg \cdot L^{-1})$

نتایج و بحث

مورفولوژی و رده‌بندی خاک‌های مورد مطالعه

شکل (۲) موقعیت هر پدون در سطوح ژئومورفیک مختلف در طول توالی پستی و بلندی- اقلیمی را نشان می‌دهد. دشت دامنه‌ای به عنوان اولین سطح ژئومورفیک مورد مطالعه در ابتدای ترانسکت محسوب می‌شود که بر حسب رژیم رطوبتی، به دو بخش اریدیک و زیریک تقسیم‌بندی شد. در بخش اریدیک این سطح ژئومورفیک، پدون P1 و در بخش زیریک دو پدون P2 و P3 شناسایی و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. پدون P1 بر اساس طبقه‌بندی آمریکایی، به صورت Calcic Haplosalids رده‌بندی شد که در این پدون سطوح سیاه حاصل از انحلال مواد آلی، در نتیجه تشکیل شرایط قلیا و ایجاد افق تحت‌الارض Sodic در سطح خاک، مشهود بود. وجود افق‌های سالیک و پتروکلسیک در پدون P2 سبب شد که این پدون برحسب خصوصیات بوجود آمده، تحت عنوان Petrocalcic Calcixerpts طبقه‌بندی شود. در انتهای دشت دامنه‌ای، در پدون P3 افزایش میزان رس در طول عمق خاک و تشکیل افق آرجیلیک و همچنین بالا بودن میزان SAR در عمق سبب تشکیل افق Bktn در نتیجه پراکنده شدن رس و در نهایت رده‌بندی این خاک به صورت Typic Natrixeralfs انجام شد. پدون‌های P4 و P5 از خاک‌های مورد مطالعه در این تحقیق، در اراضی پست از کوه‌های لاله‌زار واقع شدند. در پدون P4 وجود افق سطحی مالیک با مقدار ماده آلی در حدود ۳۲/۵ درصد، رژیم رطوبتی زیریک و اشباع بودن خاک از آب (برای مدت شش ماه در طول سال) سبب شد، خاک مورد مطالعه به صورت Typic Epiaquolls طبقه‌بندی شود. در پدون P5 مقدار مواد آلی (۴۶٪) بالاتر از پدون P4 (۳۲/۵) بدست آمد که این پدون به

عنوان یک خاک آلی با میزان تجزیه متوسط از مواد آلی تحت عنوان Typic Haplohemists طبقه‌بندی شد. جریانات آبی حاصل از ذوب شدن برف‌های موجود در روی کوه و همچنین بارش‌های مداوم سبب شده است که شرایط برای تجزیه مواد آلی این بخش فراهم نباشد. نتایج این بخش از مطالعه نشان داد که در طول حرکت از پایین ترانسکت به سمت بالای ترانسکت، پستی و بلندی و اقلیم به صورت بسیار واضحی تغییر کرده و این می‌تواند دلیل اصلی تنوع خاکی در طول ترانسکت مورد مطالعه باشد.

خصوصیات فیزیکی شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه در جدول (۲) نشان داده شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود، همه خاک‌های مورد مطالعه، به‌استثنای خاک‌های راسته مالی-سولز، قلیایی می‌باشند، به نحوی که مقادیر پ‌هاش در خاک‌های مورد مطالعه در محدود ۶/۱ تا ۸/۷ مشاهده شد. میزان ماده آلی و کربنات کلسیم معادل نیز به ترتیب در خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۰/۲ تا ۴۶/۳٪ و ۷/۵ تا ۳۲/۵٪ بدست آمد. بیشترین مقادیر ماده آلی در خاک‌های مالی-سولز (با میانگین ۱۲/۷۱٪) و هیستوسولز (با میانگین ۲۲/۳۴) مشاهده شده که موقعیت بوجود آمده در تشکیل این خاک‌ها، شرایط مناسبی را برای تجزیه مواد آلی فراهم ساخته است. بیشترین کمترین میزان کربنات کلسیم به ترتیب در راسته‌های اینسپتی-سولز و مالی-سولز مشاهده شد. مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی بدست آمده در خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۵/۵ تا ۱۲۰/۱ سانتی‌مول بار بر کیلوگرم بدست آمد. کمترین و بیشترین میزان از ظرفیت تبادل کاتیونی بدست آمده در خاک‌های مورد مطالعه، به ترتیب در راسته‌های آلفی-سولز و

هر چند که مقدار فسفر کل در نمونه خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۲۴۸ تا ۱۸۱۲ میلی‌گرم بر کیلوگرم، با متوسط ۷۰۱/۷۳ میلی‌گرم بر کیلوگرم، بدست آمد، اما فقط ۲۰٪ از نمونه‌های مورد مطالعه دارای حداقل میزان بهینه فسفر قابل دسترس در خاک (۱۸ میلی‌گرم بر کیلوگرم) بودند. به طور کلی می‌توان بیان کرد که تنوع خصوصیات فیزیکی و شیمیایی بدست آمده در خاک‌های مورد مطالعه می‌تواند به نحو مناسب تری در تفسیر بهتر از وضعیت جذب فسفر و روابط آن با خصوصیات مختلف خاک، کمک نماید.

هیستوسولز مشاهده شد. مقادیر فسفر قابل دسترس عصاره-گیری با روش اولسن در راسته‌های مختلف به صورت معنی‌داری با یکدیگر متفاوت بود، به نحوی که مقادیر بدست آمده از این پارامتر در محدوده ۱/۵ تا ۱۳۸/۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم با متوسط ۴۳/۱۲ میلی‌گرم بر کیلوگرم بودند. بیشترین به کمترین میزان از فسفر قابل دسترس به ترتیب در راسته‌های هیستوسولز (۱۲۳/۶۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم)، مالی‌سولز (۱۹/۲۴ میلی‌گرم بر کیلوگرم)، آلفی‌سولز (۹/۰۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم)، اینسپتی‌سولز (۵/۹۷ میلی‌گرم بر کیلوگرم) و اریدی‌سولز (۲/۰۴) مشاهده شد.

جدول ۲. برخی از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	شماره پروفیل	رده‌بندی	افق مشخصه	عمق نمونه (cm)	pH	OM	CCE	Clay %	Sand	CEC	Olsen-p	Total P
					-					Cmol (+) kg ⁻¹	mg kg ⁻¹	mg kg ⁻¹
S1	P1	Aridisols	A	۵-۰	۷/۴	۰/۸	۲۵/۲	۲۹	۱۶	۱۹/۱	۳/۵	۳۷۸
S2	P1	Aridisols	Bk	۳۰-۵	۷/۳	۰/۵	۲۵/۶	۲۵	۳۷	۱۵/۵	۱/۸	۳۵۶
S3	P1	Aridisols	Bz	۶۰-۳۰	۷/۵	۰/۶	۱۹/۳	۲۵	۷۵	۱۴	۱/۸	۳۱۱
S4	P1	Aridisols	Btm1	۹۰-۶۰	۷/۷	۰/۲	۱۶	۳۱	۳۵	۱۷/۱	۱/۵	۲۸۷
S5	P1	Aridisols	Btm2	۱۲۰-۹۰	۷/۶	۰/۴۵	۱۵/۱	۴۷	۳۵	۲۵/۳	۱/۶	۲۴۸
S6	P2	Inceptisols	Az	۲۰-۰	۷/۴	۰/۴۳	۲۱/۷	۲۲	۶۲	۱۴/۱	۸/۵	۳۱۵
S7	P2	Inceptisols	Bk1	۷۰-۲۰	۷/۵	۰/۳۵	۲۰/۲	۱۶	۷۲	۱۱/۴	۷/۵	۲۸۸
S8	P2	Inceptisols	Bk2	۱۰۰-۷۰	۷/۸	۰/۵۲	۲۵/۵	۱۴	۷۲	۹/۵	۵/۸	۲۷۴
S9	P2	Inceptisols	Bkm	۱۳۲-۱۰۰	۷/۷	۰/۴۲	۳۲/۵	۱۶	۵۶	۱۰/۲	۲/۱	۲۶۶
S10	P3	Alfisols	A	۵-۰	۷/۴	۰/۸۵	۱۲/۵	۱۹	۷۵	۱۱/۳	۱۴/۱	۴۱۳
S11	P3	Alfisols	Bkz	۲۰-۵	۷/۴	۰/۳۸	۱۷/۳	۲۱	۷۵	۱۴/۲	۱۴/۵	۳۸۹
S12	P3	Alfisols	Bk	۶۵-۳۰	۷/۵	۰/۲۵	۱۶/۸	۱۳	۸۱	۶/۵	۵/۲	۳۶۵
S13	P3	Alfisols	Btnk	۱۰۰-۶۵	۷/۷	۰/۲	۲۸/۵	۲۳	۵۵	۱۱/۷	۲/۴	۳۷۸
S14	P4	Mollisols	Ag	۳۰-۰	۶/۱	۳۲/۵	۱۰/۵	۴۴	۳۴	۸۲/۳۶	۲۲/۳	۸۷۳
S15	P4	Mollisols	Bwg1	۶۰-۳۰	۶/۴	۱۱/۴	۹/۸	۳۲	۴۶	۴۳/۵	۲۰/۵	۸۳۴
S16	P4	Mollisols	Bwg2	۹۰-۶۰	۷/۵	۶/۱	۹/۱	۱۶	۶۶	۲۳/۵	۳۱/۱	۸۵۴
S17	P4	Mollisols	Cg1	۱۲۰-۹۰	۶/۸	۶/۰۵	۱۰/۳	۱۸	۶۰	۲۵/۸	۱۶/۸	۸۱۲
S18	P4	Mollisols	Cg2	۱۵۰-۱۲۰	۷	۷/۵	۸/۵	۲۲	۵۶	۱۵/۷	۱۵/۵	۷۸۹
S19	P5	Histosols	Oe1	۳۰-۰	۷/۵	۴۶/۳	۱۵/۱	۱۴	۳۶	۱۲۰/۱	۱۲۲/۴	۱۸۱۲
S20	P5	Histosols	Oe2	۶۰-۳۰	۷/۱	۲۶/۷	۹	۳۰	۲۸	۸۶/۷	۱۰۲/۵	۱۶۸۷
S21	P5	Histosols	Bwg1	۹۰-۶۰	۷/۱	۱۸/۹	۱۲/۶	۴۳	۵	۷۰/۲	۱۳۸/۶	۱۴۷۷
S22	P5	Histosols	Bwg2	۱۲۰-۹۰	۷/۲	۹/۵	۷/۵	۳۳	۳۲	۴۴/۳	۱۲۰/۵	۱۴۱۹
S23	P5	Histosols	Cg	۱۵۰-۱۲۰	۷	۱۰/۳	۹/۱	۲۶	۲۸	۳۹/۱	۱۳۴/۳	۱۳۱۵

OM: ماده آلی؛ CCE: کربنات کلسیم معادل؛ Clay: رس؛ Sand: شن؛ CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی؛ Olsen-P: فسفر قابل دسترس؛ Total-P: فسفر کل

کانی‌های رسی

افق‌های خاک شناسایی و به صورت کمی گزارش شد (جدول ۳). در راسته اریدی‌سولز، کانی‌های پالیگورسکایت، کلریت، کائولینیت، ایلیت، اسمکتیت یافت شد. بیشترین نوع کانی از نظر کمی در این راسته اسمکتیت و کمترین آن‌ها کانی‌های کلریت و کائولینیت بود. تغییرات کانی‌شناسی در دو راسته اینسپتی‌سولز و آلفی‌سولز به مانند راسته اریدی‌سولز بوده و بیشترین نوع کانی از نظر کمی در این راسته‌ها اسمکتیت و کمترین آن‌ها کانی‌های کلریت و کائولینیت بودند. در طرف مقابل، به دلیل رطوبت زیاد در موقعیت شیب در دو راسته مالی

در بسیاری از مطالعات انجام شده، ظرفیت کانی‌های رسی خاک (کائولینیت، مونتوریلونیت و ایلیت) برای اتصال فسفر در مقایسه با اکسیدهای آهن/آلومینیوم، دست کم گرفته شده است. بسته به تبلور این کانی‌ها (به عنوان مثال سطح ویژه) ظرفیت اتصال فسفر به کانی‌های رسی، حتی می‌تواند از اکسیدها آهن/آلومینیوم تجاوز کند (Gérard, 2016). لذا، به منظور بررسی اثرات کانی‌های رسی افق‌های خاک بر فرایند همدمای جذب سطحی فسفر، کانی‌های رسی ثانویه در بعضی از

کیلوگرم مشاهده شد. میزان جذب در بیشترین غلظت از فسفر به کار برده شده (۱۵۰ میلی‌گرم در لیتر) در خاک‌های اریدی سولز، اینسپتی سولز، آلفی سولز، مالی سولز و هیستوسولز به ترتیب به مقدار ۱۵۴۲، ۱۳۷۶، ۱۱۵۶، ۱۳۳۴ و ۲۲۵۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم بدست آمد. روند تغییرات جذب فسفر با افزایش عمق در خاک‌های مورد مطالعه متفاوت بود، به نحوی که در راسته‌های اریدی سولز، اینسپتی سولز و مالی سولز بیشترین جذب در سطح و با افزایش عمق روند نامنظمی از جذب فسفر مشاهده شد. در طرف مقابل در راسته آلفی سولز، کمترین میزان از جذب در لایه سطحی خاک مشاهده شد که با افزایش عمق روند افزایشی نامنظمی را نشان داد. در راسته هیستوسولز برخلاف سایر راسته‌ها بیشترین میزان از جذب در سطح بوده که روند منظم کاهشی از جذب فسفر با افزایش عمق، مشهود بود. در مطالعات گذشته نشان داده شده است که در خاک‌های آهکی، فسفر جذب شده بشدت متاثر از واکنش‌های جذب و رسوب سطوح کربنات‌ها قرار می‌گیرد (Amer et al., 1985; Jalali, 2007). پدیده جذب به عنوان پدیده برتر در غلظت‌های کمتر از 10^{-4} مولار (۳/۱ میلی‌گرم بر لیتر) معرفی می‌شود (Hamad et al., 1992). تحت این شرایط، اکسیدهای آهن و سطوح لبه کانی‌های رسی تمایل بیشتری برای جذب نسبت به کربنات کلسیم دارند (Pena and Torrent, 1990). اضافه کردن فسفر به سوسپانسیون کلسیت، در حالی که غلظت فسفر بالاتر از 10^{-4} مولار (۳/۱ میلی‌گرم بر لیتر) باشد، سبب ایجاد حالت فوق اشباع و در نتیجه ایجاد ترکیب فسفر نامحلول و کاهش حلالیت فسفر بوسیله فرایند رسوب می‌شود (Amer et al., 1985). در مطالعه حاضر می‌توان بیان کرد، مقدار فسفر مورد نیاز برای رسید به این غلظت، در محدوده ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر از فسفر به کار برده شده، می‌باشد (شکل ۳). بنابراین می‌توان گفت، مقادیر کمتر از ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر فرایند جذب سطحی به عنوان فرایند برتر می‌باشد، در حالی که بالاتر از این مقدار به وسیله فرایند رسوب کنترل می‌شود. برازش مدل‌های مختلف در این مطالعه بر داده‌های همدمای جذب سطحی فسفر نشان داد که سه معادله فروندلیچ، لانگمویر و تمکین، بر خلاف معادله ادی هافستی، توانسته‌اند به خوبی ارتباط بین فسفر محلول و فسفر جذب سطحی شده را توصیف کنند (جدول ۴). نتایج تحقیقات Börling et al. (2001) نشان داد، داده‌های جذب سطحی تعدادی از خاکهای اراضی کشاورزی سوئد با هر دو معادله لانگمویر و فروندلیچ قابل توصیف می‌باشند و تفاوتی بین این دو معادله از نظر ضرایب تبیین مشاهده نشد. Mam Rasul and Saeed (2014) در مطالعات خود در کردستان عراق بر جذب فسفر در گروه بزرگ‌های خاک‌های مختلف (Xerorthents, Haploxererts, Haploxerolls, Calcixerolls)

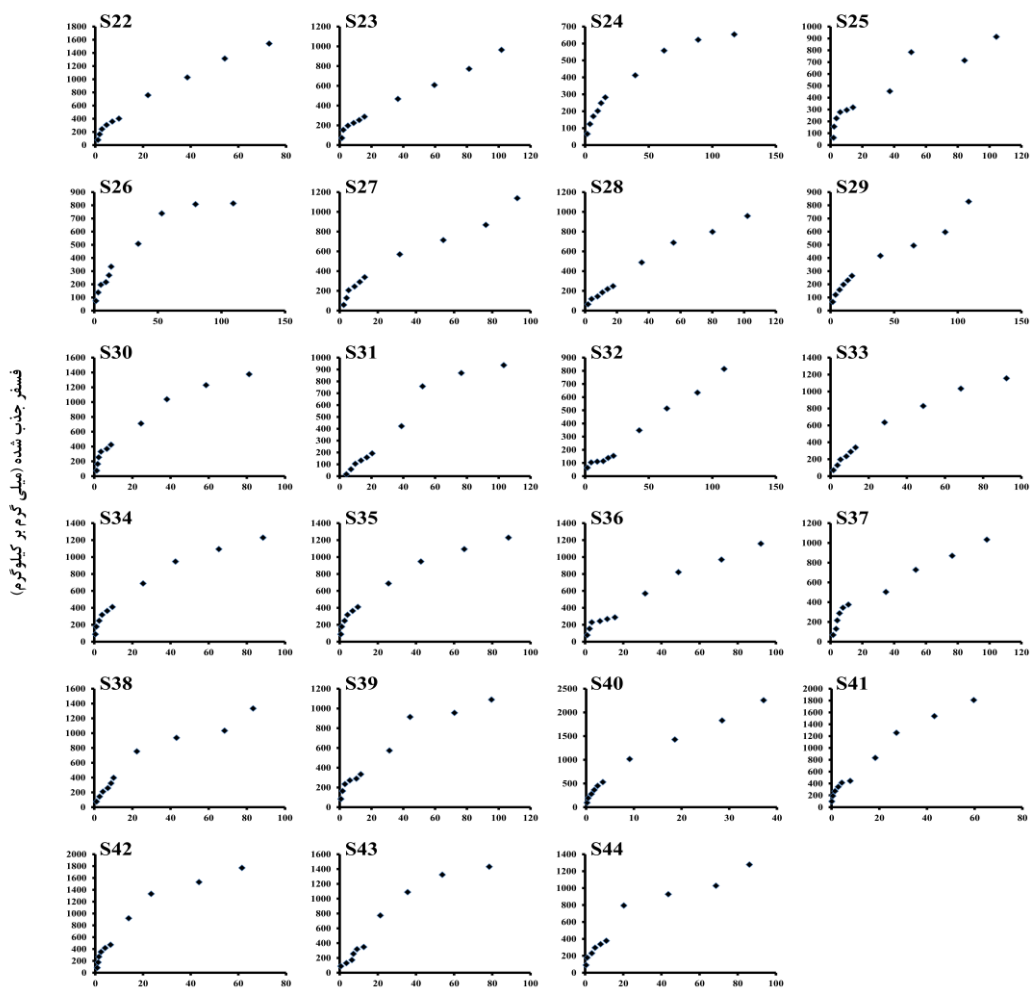
سولز و هیستوسولز، کانی رسی پالیگورسکایت یافت نشده و پیش‌بینی می‌شود که این کانی به اسمکتیت تبدیل شده باشد. سایر کانی‌های موجود در سه راسته قبلی به استثنای پالیگورسکایت، در دو راسته مالی سولز و هیستوسولز نیز قابل مشاهده بودند. به طور کلی از ابتدا (اریدی سول‌ها) به سمت انتهای منطقه مورد مطالعه (هیستوسول‌ها) با افزایش میزان بارندگی و رطوبت، پالیگورسکایت به دلیل ناپایداری در رطوبت زیاد از بین رفته است و کانی‌های اسمکتیت و ورمی کولیت غالب شده‌اند. همچنین به دلیل اینکه راسته‌های مالی سولز و هیستوسولز در انتهای منطقه در موقعیت ژئومورفولوژی اراضی پست قرار گرفته و به دلیل دریافت آب حاصل از ذوب برف و بارندگی نسبتاً بالا، شرایط برای تشکیل اسمکتیت به صورت نشو فرم وجود دارد.

همدمای جذب سطحی فسفر

در ابتدای آزمایش برای حصول از مدت زمان لازم برای رسیدن به فرایند تعادلی، بررسی سینتیک جذب فسفر انجام شده (داده‌های حاصل از آزمایش‌های سینتیک، در این تحقیق نشان داده نشده است) نشان داد که مدت زمان ۲۴ ساعت به عنوان زمانی مناسب جهت رسیدن به تعادل می‌باشد، لذا آزمایش ایزوترم جذبی فسفر در مدت ۲۴ ساعت انجام گرفت. تغییرات میزان فسفر جذب شده بوسیله خاک‌های مورد مطالعه در شکل (۳) نشان داده شده است. روند بدست آمده از تغییرات همدمای جذب سطحی فسفر نشان می‌دهد، با افزایش میزان غلظت فسفر تعادلی، جذب سطحی فسفر افزایش یافته است. از طرفی، با افزایش میزان غلظت تعادلی، شیب جذب کاهش یافته است که دلیل آن کاهش فضا‌های جذب برای فسفر بروی سطوح خاک می‌باشد. بر اساس طبقه‌بندی Giles et al. (1974) نوع منحنی ایجاد شده در نمونه‌های خاک از نوع ایزوترم جذبی L شکل می‌باشد که این نوع از منحنی نشان دهنده تمایل بالای نسبی جذب بخش جامد در غلظت‌های پایین می‌باشد (Sparks, 2003). در غلظت‌های مختلف از فسفر اضافه شده، نتایج نشان داد که راسته‌های آلفی سولز (در افق‌های زیرسطحی) و هیستوسولز (افق‌های سطحی) به ترتیب کمترین و بیشترین میزان از جذب فسفر را دارا می‌باشند.

در کمترین غلظت بکار برده شده از فسفر در فرایند جذب (۵ میلی‌گرم در لیتر)، مقدار فسفر جذب شده بین ۱۶ (۱۶٪) درصد از فسفر اضافه شده) و ۹۸ میلی‌گرم بر کیلوگرم (۹۸٪) درصد از فسفر اضافه شده) بدست آمد. در حالی که در بیشترین غلظت از فسفر بکار برده شده (۱۵۰ میلی‌گرم در لیتر) مقدار فسفر جذب شده در محدوده ۶۳۴ (۲۱/۱۳) درصد از فسفر اضافه شده) تا ۲۲۵۶ (۷۵/۵) درصد از فسفر اضافه شده) میلی‌گرم بر

نشان دادند که گروه بزرگ Haploxyererts بیشترین جذب فسفر و Xerorthents کمترین جذب فسفر را دارا می‌باشند. همچنین آنها بیان نمودند که هر دو معادله لانگمویر و فروندلیچ پیش‌بینی بالایی از مقدار جذب فسفر را دارا می‌باشند.



غلظت فسفر تعادلی (میلی‌گرم بر لیتر)

شکل ۳. همدمای جذب سطحی فسفر در خاک‌های مورد مطالعه

جدول ۲. تجزیه نیمه کمی کانی‌های رسی در بخش رس برخی از خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	شماره پدون	افق	Illite	Smectite	Palygorskite	Kaolinite	Chlorite
S1	۱	A	++	++++	+	+	-
S2	۱	Bk	++	++++	+	+	+
S3	۱	Bz	+++	+++	+	+	+
S7	۲	Bk1	+++	+++	-	+	++
S8	۲	Bk2	+++	++++	-	-	+
S9	۲	Bkm	+	++++	+	+	-
S11	۳	Bkz	++	++++	+	+	+
S14	۴	Ag	++	+++	*	+	++
S15	۴	Bwg1	++	++++	*	+	+
S19	۵	Oe1	+	++++	*	+	+
S20	۵	Oe2	+	++++	*	+	-

*: تشخیص داده نشد < ۱۰، +: ۱۰-۲۰٪، ++: ۲۰-۳۰٪، +++: ۳۰-۴۵٪، ++++: >۴۵-۵۵٪، %۴۵-۳۰، %۳۰-۲۰، %۲۰-۱۰، %۱۰-۰، %۰-۱۰

جدول ۴. پارامترهای و ضرایب تشخیص معادلات همدمای جذب سطحی فسفر برآزش داده شده بر داده‌های جذب فسفر در خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	معادله فروندلیچ			معادله لانگمویر			معادله تمکین			معادله ادی هافستی		
	n	K_F	R^2	b	K_L	R^2	K_1	K_2	R^2	B_E	K_E	R^2
S1	۱/۵۴۷	۱۰۰/۱۴۳	۰/۹۷۸	۲۰۰۳/۲۳۳	۰/۰۳۵	۰/۹۲۷	۳۳۳/۲۷۰	-۱۳۱/۹۶۹	۰/۹۰۵	۱۴۸۳/۵۴۰	-۰/۰۵۹	۰/۷۳۳
S2	۱/۸۹۰	۷۳/۸۵۳	۰/۹۶۹	۱۰۹۰/۱۷۹	۰/۰۳۱	۰/۸۸۰	۱۸۳/۲۳۷	-۹۴/۰۰۳	۰/۸۵۴	۶۸۹/۲۵۴	-۰/۰۹۱	۰/۵۴۸
S3	۱/۸۸۰	۵۸/۹۸۸	۰/۹۸۶	۷۸۳/۰۸۸	۰/۰۴۰	۰/۹۸۶	۱۴۹/۰۸۹	-۸۹/۳۸۵	۰/۹۵۶	۶۶۸/۴۳۶	-۰/۰۵۶	۰/۸۷۵
S4	۱/۹۳۴	۸۴/۱۸۷	۰/۸۸۱	۹۹۷/۳۶۷	۰/۰۴۵	۰/۹۱۱	۱۸۳/۴۴۱	-۵۹/۳۸۸	۰/۸۹۶	۷۱۲/۶۵۵	-۰/۱۰۵	۰/۵۳۵
S5	۱/۸۰۳	۷۰/۸۶۱	۰/۹۸۴	۱۰۱۸/۴۳۸	۰/۰۳۹	۰/۹۶۹	۱۸۹/۱۴۴	-۹۹/۱۶۳	۰/۹۲۱	۸۰۶/۴۱۱	-۰/۰۶۵	۰/۷۵۳
S6	۱/۴۸۴	۵۳/۷۶۹	۰/۹۵۵	۱۴۴۳/۹۸۰	۰/۰۲۴	۰/۹۱۹	۲۵۵/۲۵۳	-۲۳۰/۳۴۵	۰/۹۲۴	۱۱۳۸/۰۴۶	-۰/۰۳۶	۰/۷۱۸
S7	۱/۴۶۰	۳۹/۳۷۵	۰/۹۸۸	۱۵۱۸/۷۸۴	۰/۰۱۴	۰/۸۳۸	۲۲۶/۶۲۶	-۲۵۶/۱۳۳	۰/۸۶۴	۸۸۳/۲۲۹	-۰/۰۳۶	۰/۵۴۶
S8	۱/۷۷۹	۵۲/۳۵۵	۰/۹۹۲	۹۰۷/۰۰۳	۰/۰۲۸	۰/۸۹۷	۱۶۳/۴۷۰	-۱۳۱/۴۳۱	۰/۸۷۱	۶۷۳/۶۳۸	-۰/۰۵۲	۰/۶۹۷
S9	۱/۶۷۹	۱۱۲/۸۷۹	۰/۹۲۸	۱۶۷۴/۶۹۰	۰/۰۴۶	۰/۹۵۰	۲۹۸/۴۰۹	-۶۸/۹۷۷	۰/۹۴۴	۱۲۰۸/۸۹۲	-۰/۰۹۰	۰/۶۳۷
S10	۰/۸۲۱	۴/۷۴۴	۰/۹۵۹	-۱۶۷۰/۱۷۴	-۰/۰۰۴	۰/۱۳۹	۳۲۰/۱۱۶	-۶۱۸/۶۵۴	۰/۸۹۱	-۳۴۵/۸۹۷	۰/۰۱۴	۰/۳۰۹
S11	۱/۵۶۶	۳۰/۵۴۱	۰/۸۹۵	۱۵۷۹/۷۱۰	۰/۰۰۷	۰/۳۴۰	۱۷۴/۱۶۹	-۲۲۵/۸۷۲	۰/۷۴۱	۴۵۷/۶۴۱	-۰/۰۷۷	۰/۲۰۷
S12	۱/۴۳۱	۱۸/۴۸۱	۰/۹۳۰	۱۳۸۰/۶۸۲	۰/۰۰۶	۰/۴۵۱	۱۴۹/۳۰۴	-۲۳۰/۹۱۴	۰/۷۸۷	۳۶۹/۶۸۰	-۰/۰۶۱	۰/۱۸۶
S13	۱/۴۴۶	۵۵/۹۸۵	۰/۹۹۴	۱۶۹۷/۷۹۶	۰/۰۲۲	۰/۹۶۵	۲۸۰/۱۶۵	-۲۴۷/۸۹۰	۰/۹۱۴	۱۳۸۱/۱۹۴	-۰/۰۳۰	۰/۸۲۶
S14	۲/۰۳۷	۱۴۳/۴۴۱	۰/۹۸۳	۱۳۵۷/۴۳۰	۰/۰۶۷	۰/۹۶۴	۲۲۶/۳۲۲	۶۳/۷۷۰	۰/۹۱۸	۹۷۲/۳۵۴	-۰/۱۵۸	۰/۶۹۷
S15	۱/۷۷۴	۸۲/۷۶۸	۰/۹۵۶	۱۴۶۶/۰۶۱	۰/۰۲۸	۰/۸۰۹	۲۲۹/۸۶۹	-۱۰۹/۴۷۶	۰/۸۳۴	۸۶۰/۴۹۱	-۰/۰۸۸	۰/۵۲۱
S16	۱/۷۴۶	۷۸/۵۶۸	۰/۹۲۲	۱۱۷۶/۹۳۷	۰/۰۴۰	۰/۹۳۲	۲۱۸/۳۲۴	-۱۰۷/۶۳۱	۰/۹۳۹	۹۶۳/۴۴۵	-۰/۰۶۱	۰/۷۲۸
S17	۱/۵۰۲	۷۴/۷۴۸	۰/۹۸۳	۱۷۰۰/۱۵۳	۰/۰۳۰	۰/۹۵۴	۲۹۸/۵۶۴	-۱۸۹/۹۴۰	۰/۹۱۹	۱۴۷۴/۳۰۵	-۰/۰۳۹	۰/۸۳۵
S18	۱/۹۴۴	۱۰۴/۹۳۶	۰/۹۷۱	۱۲۸۶/۹۵۸	۰/۰۴۲	۰/۹۰۶	۲۱۲/۱۴۴	-۲۷/۰۰۹	۰/۸۵۹	۸۴۲/۱۳۷	-۰/۱۲۱	۰/۵۸۷
S19	۱/۷۳۵	۲۷۱/۹۲۸	۰/۹۹۴	۲۵۶۰/۶۲۵	۰/۱۰۱	۰/۹۲۶	۳۹۳/۵۲۹	۳۵۹/۴۰۶	۰/۸۶۴	۱۶۱۸/۳۰۶	-۰/۲۶۹	۰/۶۰۰
S20	۲/۱۹۱	۲۴۰/۳۶۳	۰/۹۷۱	۲۰۱۶/۵۰۸	۰/۰۷۳	۰/۸۵۶	۲۵۹/۲۰۴	۳۰۶/۵۱۵	۰/۷۶۸	۹۴۸/۰۱۱	-۰/۸۷۱	۰/۳۰۹
S21	۱/۵۸۷	۱۵۷/۹۷۵	۰/۹۴۸	۲۱۸۴/۹۸۶	۰/۰۶۱	۰/۹۶۷	۳۸۵/۰۳۰	۳۱/۹۹۳	۰/۹۴۶	۱۶۷۸/۳۴۷	-۰/۰۹۹	۰/۷۰۵
S22	۱/۴۹۳	۷۷/۲۸۱	۰/۹۱۹	۲۶۹۵/۹۵۲	۰/۰۱۶	۰/۶۰۳	۳۱۹/۱۱۰	-۱۸۲/۱۹۶	۰/۷۸۰	۸۴۶/۵۲۹	-۰/۱۶۵	۰/۱۹۱
S23	۲/۰۱۰	۱۳۵/۴۸۱	۰/۹۷۱	۱۴۰۲/۴۴۴	۰/۰۵۶	۰/۹۳۵	۲۲۵/۴۰۷	۵۱/۷۷۷	۰/۸۶۴	۸۷۱/۸۲۵	-۰/۱۹۸	۰/۵۲۰

مقادیر عددی بدست آمده K_F در خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۴/۷۴ تا ۲۷۱/۹۲ (لیتر بر کیلوگرم) به ترتیب در راسته‌های آلفی سولز و هیستوسولز مشاهده شد. (Jalali (2006) مقادیر بدست آمده از این پارامتر در خاک‌های آهکی همدان را در محدوده ۲ تا ۷۷ گزارش داد. میزان نیاز استاندارد فسفر (غلظت ۰/۲ میلی‌گرم در لیتر در معادله فروندلیچ) به عنوان پتانسیل جذبی فسفر محسوب می‌شود (Wang et al., 2000) که (Afif et al.) 1993 این غلظت را به عنوان غلظت کافی از فسفر مورد نیاز گیاهان معرفی می‌کنند که در خاک‌های مورد مطالعه این تحقیق در محدوده ۶/۶ تا ۲۸۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم بدست آمد (جدول ۵). Jalali (2006) در خاک‌های همدان و Abekoe and Sahrawat (2001) در خاک‌های شرق آفریقا به ترتیب این شاخص از فسفر را در محدوده ۳۷ تا ۵۸ و ۴۲ تا ۱۷۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم بدست آوردند. (Jafari et al.) 2015 در بررسی تعیین شاخص‌های بافری و نیاز استاندارد فسفر در چهار ردیف ارضی مناطق خشک و نیمه‌خشک با استفاده از همدماهای جذب سطحی (غلظت‌های صفر تا ۳۳ میلی‌گرم بر لیتر) نشان دادند که مقدار ثابت b معادله لانگمویر در چهار

در تحقیقاتی که توسط Rashmi et al. (2014) در خاک‌های ورتی‌سولز و اینسپیتی‌سولز بر پارامترهای جذبی فسفر انجام شد، نشان دادند که خاک‌های ورتی سولز جذب فسفر بالاتری نسبت به خاک‌های اینسپیتی‌سولز دارند. همچنین، این پژوهشگران بیان کردند که حداکثر جذب فسفر در معادله لانگمویر در خاک‌های ورتی‌سولز و اینسپیتی‌سولز به ترتیب ۱۱۹/۷ و ۴۶/۹ میلی‌لیتر بر گرم است. ثابت b معادله لانگمویر که بیانگر حداکثر جذب سطحی فسفر می‌باشد (Khorshid et al., 2009)، در خاک‌های مورد مطالعه، از ۴۳۸ تا ۲۵۶۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم متغیر می‌باشد که کمترین آن در راسته آلفی سولز و بیشترین میزان جذب در راسته هیستوسولز مشاهده شد. ثابت‌های بدست آمده از معادله فروندلیچ شامل عرض از مبدأ آن (K_F) و شیب آن ($1/n$) به ترتیب به عنوان مقدار جذب و انرژی جذب معرفی می‌شوند (Jalali, 2006). Bertrand et al. (2003) بیان کردند که مقادیر عددی بالای یک از شیب فروندلیچ نشان از غالب بودن پدیده رسوب در کنترل فسفر محلول خاک دارد. نتایج بدست آمده از مقادیر ($1/n$) از معادله فروندلیچ (جدول ۴) نشان از بالا بودن عددی یک در تمام نمونه‌های خاک دارد.

که بر اساس آن ظرفیت بافری بین ۱۰ و ۲۰ بسیار کم، ۲۰ تا ۳۰ کم، ۳۰ تا ۶۰ متوسط، ۶۰ تا ۹۰ بالا و بالای ۹۰ خیلی زیاد می-باشد. در بین خاک‌های مورد مطالعه، همه رسته‌ها، به استثنای دو خاک موجود در رسته آلفی-سولز (۵۵/۱ و ۵۱/۷ kg⁻¹ ظرفیت بافری)، ظرفیت بافری بسیار بالایی پیش‌بینی می‌شود. Bertrand *et al.* (2003) در بررسی ۲۲ خاک آهکی استرالیا نشان دادند که ۳۶، ۵۰ و ۱۴ درصد از خاک‌های مورد مطالعه به ترتیب دارای ظرفیت بافری متوسط، بالا و خیلی بالایی می‌باشند. این پارامتر به عنوان توانایی خاک در تعدیل تغییرات در غلظت فسفر در فاز محلول معرفی می‌شود که می‌تواند در نیازمندی گیاه و همچنین محیط‌زیست مورد اهمیت باشد، به نحوی که مقادیر بالاتر از ظرفیت بافری نیازمند مقدار بیشتری از فسفر برای فراهمی غلظت فسفر در فاز محلول می‌باشد. ظرفیت بافری حداکثر (حاصل‌ضرب k در b در معادله لانگمویر) به عنوان یکی دیگر از شاخص‌های ظرفیت بافری فسفر در محدوده ۸/۲۸ تا ۲۵۸/۶۲ (میلی‌لیتر فسفر بر گرم خاک) به ترتیب در رسته‌های آلفی سولز و هیستوسولز مشاهده شد (جدول ۵).

ردیف ارضی از ۲۹۴/۱ تا ۵۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم متغیر بوده است که بیشترین مقادیر این ثابت را در موقعیت‌های پایین‌دست مشاهده کردند. ظرفیت بافری فسفر^۱ برای هر خاک از شیب معادله خطی رسم شده از پلات فسفر جذب شده (میلی‌گرم بر کیلوگرم) در مقابل لگاریتم فسفر تعادلی (میکروگرم بر لیتر) در بخشی از نمودار که غلظت تعادلی کمتر از ۸ میلی‌گرم بر لیتر باشد (Bertrand *et al.*, 2003)، بدست می‌آید. در مطالعه حاضر تا غلظت حدود ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر از فسفر اضافه شده، در بیشتر خاک‌های مورد مطالعه، غلظت تعادلی کمتر از ۸ میلی‌گرم بر لیتر بود که با رسم نمودار ظرفیت بافری فسفر بدست آمد. مقادیر بدست آمده از این شاخص در خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۵۱/۷۷ تا ۶۰۵/۵۶ (kg⁻¹) با متوسط ۲۳۷/۸۲ (kg⁻¹) با ضریب رگرسیون بالای ۰/۹۳ بدست آمد (جدول ۵). Moody and Bolland (1999) خاک‌ها را بر اساس ظرفیت بافری فسفر به ۵ دسته تقسیم نمودند

1. Phosphorus Buffering Capacity (PBC)

جدول ۵. برخی شاخص‌های فسفری و نیاز استاندارد فسفر در خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	^۱ EBC	^۲ MBC	^۳ PBC	^۴ SPR
	(میلی‌لیتر فسفر بر گرم خاک)			(میلی‌گرم فسفر بر کیلوگرم خاک)
S1	۱۵۴/۹۲۱۲	۷۰/۱۱۳۱۶	۳۶۵/۸۳۸	۱۱۰/۵۱۰۶
S2	۱۳۹/۵۸۲۲	۳۳/۷۹۵۵۵	۱۷۸/۰۹۷۱	۷۹/۹۴۱۵۳
S3	۱۱۰/۸۹۷۴	۳۱/۳۲۳۵۲	۱۷۸/۰۹۰۲	۶۲/۰۱۳۴۳
S4	۱۶۲/۸۱۷۷	۴۴/۸۸۱۵۲	۳۸۲/۰۰۸۹	۹۸/۲۹۸۱۴
S5	۱۲۷/۷۶۲۴	۳۹/۷۱۹۰۸	۱۷۴/۸۲۸۷	۷۵/۳۰۴۹
S6	۷۹/۷۹۳۲	۳۴/۶۵۵۵۲	۳۴۰/۷۲۱۱	۶۱/۷۸۶۹۵
S7	۵۷/۴۸۷۵	۲۱/۲۶۲۹۸	۱۴۴/۵۰۸۹	۴۲/۲۸۸۴۵
S8	۹۳/۱۳۹۵۵	۲۵/۳۹۶۰۸	۱۶۴/۷۱	۵۴/۶۲۴۸
S9	۱۸۹/۵۲۳۸	۷۷/۰۳۵۷۴	۶۰۵/۵۶۴۷	۱۳۲/۲۸۶۳
S10	-*	-*	۲۳۵/۹۷۱۹	۶/۶۶۸۹۷۲
S11	۴۷/۸۲۷۲۱	۱۱/۰۵۷۹۷	۵۵/۱۷۸۰۴	۳۷/۰۹۶۷۸
S12	۲۶/۴۴۶۳۱	۸/۲۸۴۰۹۲	۵۱/۷۷۸۲۵	۲۲/۰۴۵۱۸
S13	۸۰/۹۵۴۳۱	۳۷/۳۵۱۵۱	۲۲۶/۶۹۵۵	۵۸/۹۴۸۵۷
S14	۲۹۲/۱۸۹۳	۹۰/۹۴۷۸۱	۲۶۰/۹۶۴۶	۱۵۱/۹۷۷۵
S15	۱۴۶/۸۳۰۴	۴۱/۰۴۹۷۱	۲۰۳/۶۳۲۴	۹۲/۲۶۱۱
S16	۱۳۷/۱۷۹۷	۴۷/۰۷۷۴۸	۳۸۵/۴۶۹۴	۹۰/۸۶۳۹
S17	۱۱۲/۲۷۱۵	۵۱/۰۰۴۵۹	۲۳۸/۶۱۷۱	۸۱/۴۴۰۹۴
S18	۲۰۳/۹۹۵۶	۵۴/۰۵۲۲۴	۲۱۳/۷۲۴۵	۱۱۳/۵۰۴۳
S19	۴۷۱/۷۹۵۱	۲۵۸/۶۲۳۱	۲۷۲/۰۰۹۳	۲۸۵/۰۹۴۷
S20	۵۲۶/۶۳۵۳	۱۴۷/۲۰۵۱	۱۶۷/۱۲۲۳	۲۵۹/۸۷۰۴
S21	۲۵۰/۷۰۶۳	۱۳۳/۲۸۴۱	۵۷۶/۳۳۱۷	۱۸۴/۰۱۸۴
S22	۱۱۵/۳۸۰۵	۴۳/۱۳۵۲۳	۱۱۹/۰۹۱۶	۹۴/۶۹۵۱۵
S23	۲۷۲/۳۱۶۸	۷۸/۵۳۶۸۶	۱۸۲/۴۸۹۶	۱۴۶/۳۵۲۷

۱: ظرفیت بافری تعادلی ۲: حداکثر ظرفیت بافری ۳: ظرفیت بافری فسفر ۴: نیاز استاندارد فسفر
*به دلیل پایین بودن مقادیر ضریب تبیین در معادله لانگمویر، این شاخص‌ها در این نمونه خاک محاسبه نشدند.

بافری تعادلی و فسفر قابل دسترس و فسفر کل داشتند. *Anghinoni et al.* (1996) نشان دادند، از بین تمام خصوصیات شیمیایی خاک، تنها اکسیدهای آهن آزاد با ثابت b معادله لانگمویر ارتباط معنی‌داری دارد. *Shirvani and Shariatmadari* (2002) در مطالعه همدماهای جذب سطحی فسفر در خاک‌های آهکی اصفهان نتیجه گرفتند، پارامترهای b معادله لانگمویر و K_F معادله فروندلیچ با درصد رس، کربنات کلسیم معادل و CEC خاک همبستگی معنی‌داری داشته‌اند. *Jafari et al.* (2015) در بررسی همبستگی بین شاخص‌های بافری خاک و خصوصیات شیمیایی و فیزیکی خاک نشان دادند، به استثنای همبستگی مثبت با آلومینیوم قابل استخراج با دی-تیونات، شاخص‌های مربوطه، هیچ ارتباط معنی‌داری با خصوصیات خاک نداشته‌اند و بیان داشتند که احتمالاً خصوصیات دیگری از خاک مانند مواد آمورف دسیلیکاته، مقدار اولیه فسفر و یا نوع رس بر این شاخص‌های بافری مؤثر می‌باشند. *Sparks* (1999) در مطالعه خود بیان داشت، جذب فسفر توسط کانی‌های کائولینیت و اسمکتیت نسبت به کانی‌های ورمی‌کولیت و میکا به دلیل مکان‌های جذب بیشتر به میزان بیشتری صورت می‌پذیرد، اما تحقیق حاضر نتوانست رابطه‌ای معنی‌دار از اثرگذاری مثبت کانی‌های رسی بر شاخص‌های بافری فسفر و ثابت‌های معادلات جذب داشته باشد (جدول ۷). *Hussain et al.* (2004) در بررسی میزان جذب فسفر نشان دادند، ثابت معادله فروندلیچ (K_F) همبستگی مثبتی با کربنات کلسیم و رس خاک دارد، در حالی که ثابت $1/n$ همبستگی معنی‌داری با کربنات کلسیم، ظرفیت تبادل کاتیونی، رس و کلسیم و منیزیم تبادلی داشته است.

Jafari et al. (2015) در بررسی تعیین شاخص‌های بافری و نیاز استاندارد فسفر در مناطق خشک و نیمه‌خشک، محدوده این شاخص از ظرفیت بافری فسفر را $59/52$ تا $232/56$ (میلی‌لیتر فسفر بر گرم خاک) گزارش کردند. *Samadi* (2006) گزارش کرد که سطح اولیه فسفر در خاک می‌تواند بر شاخص‌های بافری خاک تأثیرگذار باشد. همچنین مقادیر ظرفیت بافری تعادلی (حاصلضرب K_f در $1/n$ در معادله فروندلیچ) در محدوده $26/4$ تا 526 (میلی‌لیتر فسفر بر گرم خاک) بدست آمده که به مانند ظرفیت بافری، حداقل و حداکثر این شاخص به ترتیب در راسته‌های آلفی-سولز و هیستوسولز مشاهده شد. بالاتر بودن شاخص ظرفیت بافری تعادلی در خاک‌های هیستوسولز نسبت به سایر خاک‌ها را می‌توان به بالاتر بودن سطح اولیه فسفر در این خاک‌ها ارتباط داد (*Jafari et al.*, 2015).

همبستگی پارامترهای معادلات جذب، شاخص‌های بافری فسفر و برخی خصوصیات خاک

همبستگی ساده انجام شده بین برخی پارامترهای استخراجی از معادلات جذب با برخی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک (جدول‌های ۶ و ۷) نشان داد که پهاش، کربنات کلسیم، رس و کانی‌های رسی شناسایی شده هیچگونه همبستگی معنی‌داری با شاخص‌های ظرفیت بافری فسفر و همچنین اجزای اصلی معادلات برازش شده همدمای جذب سطحی فسفر ندارد. در طرف مقابل دو خصوصیت ماده آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی همبستگی مثبت معنی‌داری با ثابت‌های معادله تمکین، ثابت b و K_F به ترتیب از معادلات لانگمویر و فروندلیچ، نیاز استاندارد فسفر، ظرفیت بافری حداکثر، ظرفیت

جدول ۶. ضرایب همبستگی بین برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه با برخی شاخص‌های جذب فسفر

	pH	OM	CCE	Clay	CEC	B_E	K_E	K_1	K_2	b	K_L	$1/n$	K_F	SPR	PBC	MBC	EBC	Olsen-P
B_E	۰/۰۹۲	۰/۴۰۹	۰/۱۱۹	۰/۱۶۰	۰/۴۴۰*	۱												
K_E	۰/۱۷۲	۰/۰۷۰	۰/۲۶۸	۰/۱۱۵	۰/۰۲۶	۰/۲۱۰	۱											
K_1	۰/۰۵۵	۰/۴۸۴*	۰/۰۴۳	۰/۰۸۱	۰/۵۲۸**	۰/۵۵۴**	۰/۰۷۳	۱										
K_2	۰/۱۳۲	۰/۷۶۰**	۰/۲۳۰	۰/۲۳۵	۰/۷۶۷**	۰/۵۵۶**	۰/۲۲۰	۰/۱۶۳	۱									
b	۰/۰۸۹	۰/۴۲۲*	۰/۰۰۹	۰/۱۴۲	۰/۴۵۵*	۰/۷۷۴**	۰/۲۷۰	۰/۳۱۶	۰/۶۲۴**	۱								
K_L	۰/۲۲۷	۰/۱۰۹	۰/۱۶۱	۰/۰۶۵	۰/۱۰۰	۰/۴۸۳*	۰/۳۴۹	۰/۳۴۴	۰/۳۴۰	۰/۷۲۶**	۱							
$1/n$	۰/۱۶۳	۰/۳۶۸	۰/۲۱۰	۰/۳۳۵	۰/۳۶۱	۰/۲۶۵	۰/۲۱۵	۰/۳۵۵	۰/۷۹۹**	۰/۳۸۳	۰/۵۰۱*	۱						
K_F	۰/۲۰۷	۰/۸۷۴**	۰/۲۵۷	۰/۲۲۲	۰/۸۸۶**	۰/۵۷۶**	۰/۱۱۵	۰/۴۹۲*	۰/۹۱۹**	۰/۵۴۰**	۰/۰۳۳	۰/۵۶۳**	۱					
SPR	۰/۱۹۹	۰/۶۸۲**	۰/۲۶۳	۰/۲۴۰	۰/۸۸۱**	۰/۵۸۷**	۰/۱۳۷	۰/۵۱۲*	۰/۹۱۳**	۰/۵۵۷**	۰/۰۴۱	۰/۵۵۵**	۰/۹۹۷**	۱				
PBC	۰/۱۴۵	۰/۰۹۷	۰/۲۰۷	۰/۱۴۱	۰/۱۳۰	۰/۵۱۵*	۰/۲۰۴	۰/۵۱۸*	۰/۱۶۵	۰/۱۰۷	۰/۰۹۳	۰/۰۰۳	۰/۲۹۱	۰/۳۳۱	۱			
MBC	۰/۱۲۹	۰/۸۸۵**	۰/۱۸۶	۰/۱۲۲	۰/۸۹۶**	۰/۶۲۲**	۰/۰۷۵	۰/۶۱۰**	۰/۸۴۳**	۰/۵۳۴**	۰/۰۲۷	۰/۳۷۵	۰/۹۵۹**	۰/۹۵۵**	۰/۳۳۵	۱		
EBC	۰/۲۵۵	۰/۸۴۹**	۰/۲۹۵	۰/۲۴۱	۰/۸۵۶**	۰/۴۶۶*	۰/۱۱۰	۰/۳۶۷	۰/۹۲۴**	۰/۴۶۷*	۰/۰۱۹	۰/۶۴۴**	۰/۹۸۳**	۰/۹۷۶**	۰/۲۰۵	۰/۸۹۹**	۱	
Olsen-P	۰/۱۸۹	۰/۶۶۶**	۰/۱۴۷*	۰/۲۳۷	۰/۷۲۲**	۰/۳۳۳	۰/۰۱۶	۰/۵۴۹**	۰/۵۵۵**	۰/۴۷۴*	۰/۰۷۰	۰/۱۹۲	۰/۶۸۱**	۰/۷۰۰**	۰/۰۸۷	۰/۶۷۴**	۰/۶۴۲**	۱
Total-P	۰/۴۰۴	۰/۸۳۰**	۰/۱۶۲**	۰/۲۰۴	۰/۸۵۹**	۰/۳۹۳	۰/۰۱۸	۰/۵۵۵**	۰/۶۷۰**	۰/۵۰۶*	۰/۰۶۶	۰/۲۹۷	۰/۸۰۲**	۰/۸۱۲**	۰/۰۶۲	۰/۷۷۴**	۰/۷۷۷**	۰/۹۱۸**

جدول ۷. ضرایب همبستگی بین کانی‌های رسی و برخی شاخص‌های جذب فسفر

	Smectite	Illite	Palygorskite	Chlorite	Kaolinite
B _E	۰/۱۰۱	۰/۱۱۳	-۰/۱۶۵	-۰/۰۵۳	-۰/۰۷۱
K _E	۰/۱۵۳	۰/۰۵۴	۰/۰۵۳	۰/۱۰۵	-۰/۳۲۱
K _۱	-۰/۲۴۲	۰/۲۶۲	-۰/۰۳۳	-۰/۲۲۶	۰/۱۴۴
K _۲	۰/۴۷۳	-۰/۲۶۹	-۰/۳۷۰	۰/۱۰۱	-۰/۵۲۵
b	۰/۳۱۳	-۰/۰۶۸	-۰/۲۴۱	۰/۱۷۲	-۰/۲۹۴
K _L	-۰/۲۸۲	۰/۰۸۳	۰/۰۹۴	-۰/۲۰۱	۰/۱۷۱
1/n	۰/۵۵۳	-۰/۴۰۸	-۰/۳۱۹	۰/۱۷۰	-۰/۴۸۰
K _F	۰/۳۷۷	-۰/۲۲۶	-۰/۳۶۱	۰/۰۲۹	-۰/۴۳۵
SPR	۰/۳۸۴	-۰/۲۲۸	-۰/۳۶۵	۰/۰۳۸	-۰/۴۳۵
PBC	-۰/۳۹۰	۰/۴۲۶	-۰/۰۰۳	-۰/۴۶۷	۰/۴۵۴
MBC	۰/۲۴۰	-۰/۰۸۶	-۰/۳۳۳	-۰/۰۵۱	-۰/۳۹۱
EBC	۰/۴۴۶	-۰/۳۱۶	-۰/۳۷۲	۰/۰۸۰	-۰/۴۵۹
Olsen-P	۰/۵۶۸*	-۰/۳۷۹	-۰/۳۳۳	۰/۲۶۸	-۰/۵۴۲
Total-P	۰/۵۶۴*	-۰/۴۱۵	-۰/۴۷۳	۰/۲۱۱	-۰/۴۶۴

نتیجه‌گیری کلی

کاربرد فسفر بیش از حد نیاز گیاهان، می‌تواند منجر به آلودگی آب آشامیدنی و تخریب آب‌های سطحی شود. واکنش‌های جذب و واجذب، رسوب و حل شدن فسفر در خاک، از جمله فرایندهای مهمی می‌باشند که فراهمی فسفر را در محلول خاک کنترل می‌کنند. مطالعه همدمای جذب سطحی، از جمله روش‌های ارزیابی فراهمی فسفر در خاک می‌باشد که می‌تواند اطلاعات مفیدی در ارتباط با توانایی هر خاک در جذب فسفر و عوامل مؤثر بر آن و شاخص‌های بافیری ارائه کند. تحقیق حاضر تلاش داشت تا بتواند علاوه بر تعیین خصوصیات جذبی فسفر ۵ رسته خاکی (اریدی سولز، اینسپتی سولز، آلفی سولز، مالی سولز و هیستوسولز) مختلف و ارتباط آنها با خصوصیات مختلف خاک، به بررسی شاخص‌های بافیری و نیاز استاندارد فسفر بپردازد. بر طبق نتایج، در غلظت‌های مختلف از فسفر اضافه شده به خاک‌های مورد مطالعه، رسته‌های آلفی سولز (در افق‌های زیرسطحی) و هیستوسولز (افق‌های سطحی) به ترتیب کمترین و بیشترین میزان از جذب فسفر را دارا می‌باشند. جذب بیشتر از فسفر در رسته‌های هیستوسولز و مالی سولز در مقایسه با سایر رسته‌ها می‌تواند ناشی از بالاتر بودن مقادیر ماده آلی و ظرفیت تبادل کاتیونی این خاک‌ها باشد که نتایج همبستگی بین خصوصیات شیمیایی خاک‌ها و شاخص‌های جذبی فسفر، تأیید کننده این مسئله بود. مطالعه حاضر نشان داد، در مقادیر غلظت کمتر از ۲۰ میلی‌گرم بر لیتر از فسفر اضافه شده به خاک، فرایند جذب سطحی به عنوان فرایند برتر جذب بوده است، در

حالی که بالاتر از این غلظت، فرایند رسوب کنترل کننده مقدار فسفر در محیط خاک می‌باشد. برازش مدل‌های مختلف در این مطالعه بر داده‌های همدمای جذب سطحی فسفر نشان داد که سه معادله فروندلیچ، لانگمویر و تمکین، بر خلاف معادله ادی هافستی، توانسته‌اند به خوبی ارتباط بین فسفر محلول و فسفر جذب سطحی شده را توصیف کنند. برخلاف انتظار، هیچگونه همبستگی معنی‌داری بین کانی‌های رسی خاک‌های مورد مطالعه و خصوصیات جذبی فسفر مشاهده نشد. ظرفیت بافیری و شاخص نیاز استاندارد فسفر پایین‌تر از رسته‌های آلفی سولز، اریدی سولز و اینسپتی سولز نسبت به رسته‌های مالی سولز و هیستوسولز، نشان از پتانسیل جذب کمتر فسفر این رسته‌ها و به عبارتی افزایش فسفر قابل استفاده گیاه و کاهش نیاز به کوددهی، داشت. علی‌رغم بالا بودن مقادیر فسفر قابل دسترس در رسته‌های هیستوسولز و مالی سولز، پتانسیل جذب بالای این خاک‌ها می‌تواند سبب عدم راندمان بالای کاربرد کودهای فسفر شود که کاربرد کمتر از کودهای آلی و شیمیایی در زمان‌های متناوب کوتاه‌تر، جهت کاهش جذب سطحی و افزایش رهاسازی فسفر را طلب می‌کند. به منظور بررسی قابلیت بهتر از جذب فسفر برای گیاه و توصیه مناسب از مقادیر کودهای فسفوری در هر خاک، پیشنهاد می‌شود علاوه بر مطالعات همدمای جذب سطحی، غلظت سطح آستانه فسفر (۰/۲ تا ۰/۴ میلی‌گرم بر لیتر در محلول خاک) از مطالعات همدمای جذب استخراج و پاسخ گیاهی به این مقادیر بررسی و در نهایت توصیه کودی با دقت مناسبی انجام شود.

REFERENCES

- Abekoe, M. K., and Sahrawat, K. L. (2001). Phosphate retention and extractability in soils of the humid zone in West Africa. *Geoderma*, 102(1), 175-187.
- Afif, E., Matar, A., and Torrent, J. (1993). Availability of phosphate applied to calcareous soils of West Asia and North Africa. *Soil Science Society of America Journal*, 57(3), 756-760.
- Amer, F., Mahmoud, A. A., and Sabet, V. (1985). Zeta potential and surface area of calcium carbonate as related to phosphate sorption. *Soil Science Society of America Journal*, 49(5), 1137-1142.
- Anghinoni, I., Baligar, V. C., and Wright, R. J. (1996). Phosphorus sorption isotherm characteristics and availability parameters of Appalachian acidic soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 27(9-10), 2033-2048
- Bertrand, I., Holloway, R. E., Armstrong, R. D., and McLaughlin, M. J. (2003). Chemical characteristics of phosphorus in alkaline soils from southern Australia. *Soil Research*, 41(1), 61-76.
- Börling, K., Otabbong, E., and Barberis, E. (2001). Phosphorus sorption in relation to soil properties in some cultivated Swedish soils. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 59(1), 39-46.
- Correll, D. L. (1998). The role of phosphorus in the eutrophication of receiving waters: A review. *Journal of Environmental Quality*, 27(2), 261-266.
- Deckers J., F.O. Nachtergaele, and O.C. Spaargaren. (1998). *World Reference for Soil Resources: Introduction*. Acco, Leuven.
- Devau, N., Hinsinger, P., Le Cadre, E., Colomb, B., and Gérard, F. (2011). Fertilization and pH effects on processes and mechanisms controlling dissolved inorganic phosphorus in soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(10), 2980-2996.
- Gérard, F. (2016). Clay minerals, iron/aluminum oxides, and their contribution to phosphate sorption in soils—A myth revisited. *Geoderma*, 262, 213-226.
- Giles, C. H., Smith, D., and Huitson, A. (1974). A general treatment and classification of the solute adsorption isotherm. I. Theoretical. *Journal of colloid and interface science*, 47(3), 755-765.
- Hamad, M. E., Rimmer, D. L., and Syers, J. K. (1992). Effect of iron oxide on phosphate sorption by calcite and calcareous soils. *European Journal of Soil Science*, 43(2), 273-281.
- Hussain, M. S., Amadi, T. H., and Sulaiman, M. S. (2004). Characteristics of soils of a toposequence in northeastern Iraq. *Geoderma*, 33(1), 63-82.
- Jackson, M.L. 1975. *Soil chemical analysis-advanced course*. Univ. of Wisconsin College of Agric., Dept of Soils Sci., Madison, WI.
- Jafari, A., Shariatmadari, H. and Hejazi Mehrizi, M. (2015). Determination of phosphorus buffering capacity and standard phosphorus requirement in four toposequence from arid and semi-arid regions using sorption isotherms (A case study: Isfahan and Shahre-Kord). *Journal of Water and Soil Conservation*, 22(3), 89-103. (In Farsi)
- Jalali, M. (2006). Soil phosphorous buffer coefficient as influenced by time and rate of P addition: (Einfluss von Zeit und Phosphor-Applikationsrate auf den Bodenphosphor-Pufferkoeffizienten). *Archives of Agronomy and Soil Science*, 52(3), 269-279.
- Jalali, M. (2007). Phosphorus status and sorption characteristics of some calcareous soils of Hamadan, western Iran. *Environmental Geology*, 53(2), 365-374.
- Kittrick, J. A., and Hope, E. W. (1963). A procedure for the particle-size separation of soils for x-ray diffraction analysis. *Soil Science*, 96(5), 319-325.
- Khorshid, M., Hosseinpour, A., and Oustan, S. (2009). influence of poultry manure on sorption characteristics and standard phosphorus requirement in some calcareous soils of hamadan province. *Iranian Journal of Soil Research*, 40 (2), 139-147. (In Farsi)
- Mam Rasul, Gh.A., and Saeed, K.S. (2014). Phosphorus sorption in some great groups of iraqi kurdistan region. *Journal of Zankoy Sulaimani-Part A, (JZS-A), Special Issue*, 16:23-28.
- Moody, P. W., and Bolland, M. D. A. (1999). *Phosphorus. In 'Soil analysis: an interpretation manual'*. (Eds KI Peeverill, LA Sparrow, DJ Reuter) pp. 187-220.
- Pena, F., and Torrent, J. (1990). Predicting phosphate sorption in soils of Mediterranean regions. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 23(3), 173-179.
- Pierzynski, G. M., McDowell, R. W., Sims, J. T., and Sharpley, A. N. (2005). Chemistry, cycling, and potential movement of inorganic phosphorus in soils. *Phosphorus: Agriculture and the environment*, 53-86.
- Rashmi, I., Neenu, S., and Biswas, A. K. (2014). Phosphorus Sorption Parameters for Vertisol and Inceptisol of India. *Journal of Agroecology and Natural Resource Management*, 1(1), 26-27.
- Rayment, G. E., and Lyons, D. J. (2011). *Soil chemical methods: Australasia (Vol. 3)*. CSIRO publishing.
- Samadi, A. (2006). Phosphorus sorption characteristics in relation to soil properties in some calcareous soils of Western Azarbaijan province. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 8, 251-264.
- Selim, H. M. (2014). *Transport and Fate of Chemicals in Soils: Principles and Applications*. CRC Press.
- Shirvani M, Shariatmadari H. (2002). Application of sorption isotherms for determining the phosphorus buffering indices and the standard p requirement of some calcareous soils in isfahan. *Journal of Water and Soil Science*, (1) :121-130
- Sims, J.T., and Pierzynski, G.M. (2005). *Chemistry of phosphorus in soil*. In: Tabatabai, A.M., Sparks,

- D.L. (Eds.), Chemical Processes in Soil. SSSA Book Series 8. SSSA, Madison.
- Sparks, D. L. (1999). Kinetics and mechanisms of chemical reactions at the soil mineral/water interface. *Soil physical chemistry*, 2, 135-191
- Sparks, D. L. (2003). *Environmental soil chemistry*. Academic press.
- Sparks, D. L., Page, A. L., Helmke, P. A., Loeppert, R. H., Soltanpour, P. N., Tabatabai, M. A., and Sumner, M. E. (1996). Methods of soil analysis, Parts 2 and 3. *Chemical analysis. Soil Science Society of America, Madison, WI*.
- Torrent, J., Barberis, E., and Gil-Sotres, F. (2007). Agriculture as a source of phosphorus for eutrophication in southern Europe. *Soil Use and Management*, 23(s1), 25-35.
- Wang, X., Jackman, J. M., Yost, R. S., and Linquist, B. A. (2000). Predicting soil phosphorus buffer coefficients using potential sorption site density and soil aggregation. *Soil Science Society of America Journal*, 64(1), 240-246.
- Zou, P., Fu, J., and Cao, Z. (2011). Chronosequence of paddy soils and phosphorus sorption-desorption properties. *Journal of Soils and Sediments*, 11(2), 249-259.