دگرگونی و تحول در ویژگی‌های خاکها تحت تأثیر پستی و بلندی و سفره‌ی آب زیرزمینی در منطقه‌ی دشت ارژن، استان فارس

خاطره نوبهاران [*1]، سیدعلی ابطحی [2]، سیروس شاکری [3]

تاریخ دریافت: 1390/11/12 تاریخ پذیرش: 1391/2/13

چکیده

به منظور بررسی اثرات پستی و بلندی و سفره‌ی آب زیرزمینی بر تحول خاکها، منطقه‌ی دشت ارژن با وضعیت رطوبتی خاک زریک و وضعیت حرارتی مزیک انتخاب گردید. ابتدا با استفاده از عکسهای هوایی و نقشه های پستی و بلندی، موقعیت و وضعیت تقریبی منطقه‌ی مشخص شد. سپس یک مقطع طولی و یک مقطع عرضی در نظر گرفته شد و جمعاً 6 خاکرخ در منطقه‌ی حفر گردید، که از آنها، 4 خاکرخ به عنوان خاکرخ‌های شاهد منطقه‌ی انتخاب شدند. نتایج تشریح خاکرخ و مطالعات صحرایی نشان دادند که در گیتاشناسی رسوبات آبرفتی- واریزه ای بادبزنی شکل خاکها در راسته های اِنتی سول و اینسپتی سول، و در گیتاشناسی‌های دشتهای دامنه‌ای و اراضی، پست خاکها در راسته اینسپتی سول جای می‌گیرند. از نظر خصوصیات فیزیکو- شیمیایی نیز تفاوتهای قابل توجهی در نوع بافت، میزان و ژرفا شستشوی آهک، مواد آلی، درصد رطوبت اشباع، pH، EC و CEC دیده شد. از مهمترین فرایندهای خاکسازی در این منطقه‌ی می‌توان به تجمع مواد آلی در سطح خاک، و تشکیل افق‌های کمبیک و کلسیک اشاره کرد. در این منطقه‌ی، به دلیل کشت کار بی رویه، شرایط رنگ و ضخامت برای تشکیل اپی پدون مالیک تأمین نگردید، که می توان آن را یک تهدید جدی برای خاکهای ایران قلمداد کرد؛ یعنی، به دلیل فرسایش زیاد و کشاورزی ناپایدار، خاکها به تدریج از راسته مالی سول به اینسپتی سول تبدیل می شود. نتایج کانی شناسی نیز نشان دادند که در این منطقه‌ی میزان اسمکتیت نسبت به کانیهای دیگر برتری نسبی دارد، و پس از آن کائولینیت، ایلیت و کلریت در مراتب بعدی قرار می‌گیرند. علت بیشتر بودن اسمکتیت نسبت به سایر کانیها را می توان احتمالاً به زیاد بودن آن در مواد مادری، و تبدیل ایلیت به اسمکتیت نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: پستی و بلندی، سفره‌ی آب زیرزمینی، کانی شناسی، دشت ارژن.

[1] - دانشجوی کارشناسی ارشد رشته خاک شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس

[2] - استاد دانشکده کشاورزی شیراز

[3] - مربی گروه کشاورزی دانشگاه پیام نور جمهوری اسلامی ایران

*- نویسنده مسئول: K. Nobaharan@yahoo.com

مقدمه

خاک یکی از منابع طبیعی تقریباً غیر قابل بازگشت بوده، و به عنوان مهمترین بستر حیات دارای جایگاه ویژه ای در بوم نظام هر منطقه‌ی می باشد (ظهیرنیا و محمودی، 1382). افزایش فوق العاده جمعیت از یک طرف، و تقاضای انسان برای بهبود معیارهای زندگی از سوی دیگر، مستلزم توجه به تمام شؤون وابستگی بشر به طبیعت بوده، و در این بین خاک از جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. با توجه به اهمیتی که خاک در ارتباط با تامین غذای جمعیت رو به رشد جهان ایفا می‌کند، شناختن کلیه‌ی خصوصیات خاک، اعم از ریخت‌شناسی، فیزیک وشیمیایی و کانی شناسی ضروری است (رضاپور و باقر نژاد، 1380).

اقلیم متغیر مستقلی در تشکیل خاک است و از دو عامل رطوبت و حرارت تشکیل یافته است (بای بوردی، 1372). هنگامی که صحبت از اقلیم می شود منظور انعکاس عوامل و فراسنج‌های جوی در سطح زمین، آن هم در معبر زمان است. شاید بتوان از اقلیم به عنوان یک عامل بسیار موثر در تکوین و مراحل خاکسازی یاد کرد، زیرا آب، که رکن اصلی فعل و انفعالات شیمیایی و حیات نباتی و حیوانی است در این مقوله قرار می گیرد (رامشت و سیف، 1379). گونه‌ی رس نیز تحت تأثیر اقلیم قرار دارد. معمولاً رس اسمکتیت در اقلیمهای خشکتر و کائولینیت در اقلیم‌های گرم و مرطوبتر یافت می‌شود (حق نیا، 1375).

اولیائی و ابطحی (1378) در بررسی اثر اقلیم بر تکامل خاکهای دو منطقه‌ی جنگلی در استان فارس نتیجه گرفتند که کانیهای رسی عمده خاکها در منطقه‌ی پیراشکفت ممسنی با بارندگی بیشتر به ترتیب اسمکتیت، ورمیکولیت، ایلیت و کلریت بوده، در حالی که در منطقه‌ی خشکتر میان جنگل فسا، ایلیت، کلریت، اسمکتیت و کوارتز به ترتیب کانی‌های رسی غالب این منطقه‌ی بوده‌اند.

مهجوری (1975) ضمن مطالعه‌ی شش خاک آهکی در سه منطقه‌ی ایران، ورمیکولیت و میکا را کانیهای عمده تشخیص داده و اعلام می کند که تشکیل ورمیکولیت در خاکهای فوق، به دلیل تغییر ساختمانی مواد مادری بر اثر هوادیدگی میکا به ورمیکولیت می‌باشد.

پستی و بلندی نه تنها به خودی خود نقش مهمی را در تکامل و تکوین خاک ایفا می کند، بلکه عوامل حساس جوی چون دما و رطوبت را تغییر می-دهند. لذا این عامل به عنوان یک تغییر دهنده اقلیم در سطح ناحیه ای مطرح می شود (رامشت و سیف، 1379). پستی و بلندی یکی از متغیرهای مستقل در تشکیل خاک است. پستی و بلندی نه تنها مقدار آب وارد شده در خاک را تعیین می کند، بلکه با تسریع در عمل فرسایش، تکامل خاک را به تعویق می اندازد. پستی و بلندی از طریق تأثیر بر زهکشی و نگهداری آب در خاک می تواند بر تشکیل خاک و تفاوت بین خاکها اثر بگذارد (فوث و تورک، 1978). ینی(1983) نیز اشاره می کند که اگرچه پستی و بلندی به تنهایی دارای اثر خاکسازی نمی باشد، ولی بر زهکشی اثر می‌گذارد. زهکشی به نوبه خود بر تشکیل و تکامل خاک موثر است.

ظهیرنیا و محمودی (1382) پستی و بلندی و شیب را مهمترین عامل در تشکیل و تکامل خاک ایستگاه کوهین می‌دانند. مطالعات کانی شناسی آنها نشان دادند که کانیهای رسی خاکهای این ایستگاه به ترتیب ایلیت، اسمکتیت، ورمیکولیت و مقدار کمی کلریت، کائولینیت و پالیگورسکیت بوده، و با حرکت از نقاط با شیب و ارتفاع بیشتر به قسمتهای با شیب کمتر و تکامل خاکرخی بیشتر، بر میزان کانی‌های گروه اسمکتیت افزوده، و از میزان کانیهای ایلیت و کلریت کاسته می‌شود.

نجفی قیری و ابطحی (1384) در بررسی اثر توپوگرافی بر تکامل و کانی شناسی خاکهای منطقه‌ی مبارک آباد نتیجه گرفتند که در اراضی نزدیک کوه (رسوبات واریزه ای- آبرفتی بادبزنی شکل)، خاکها دارای تکامل خاکرخی ضعیف بوده و در گروه بزرگ Haplorthents قرار می گیرند. در شیبهای ملایمتر (دشتهای دامنه ای)، کربناتها در افق‌های پایین تجمع پیدا کرده و افق کمبیک تشکیل شده است، لذا، این خاکها در گروه بزرگ Haplustepts قرار می گیرند. در وسط دشت (دشتهای آبرفتی)، خاکها تکامل بیشتری پیدا کرده و افق‌های کلسیک و ژیپسیک تشکیل شده

است، و این خاکها در گروه بزرگ Calciustepts جای می گیرند. مطالعات کانی شناسی آنها نیز نشان دادند که در واحدهای مختلف گیتاشناسی نوع کانیهای رسی مشابه، ولی مقدار نسبی آنها متفاوت می باشد، بطوری‌که از کوه به طرف دشت از اندازه ایلیت و کلریت کاسته شده و به مقدار مونت موریلونیت افزوده می شود، و این را نشان دهنده تبدیل کانیهای ایلیت و کلریت به مونت موریلونیت دانستند.

ساونی و همکاران (1992) در مطالعه ای که درباره‌ی ارتباط تکامل خاک و نوع گیتاشناسی در قسمتهای نیمه خشک ایالت پنجاب هند انجام دادند، این گونه نتیجه گرفتند که در گیتاشناسی هایی مانند کوهها و دشتهای دامنه ای، خاکهای جوان با تکامل اندک و یا بدون تکامل ایجاد شده، و در گیتاشناسی های پایدارتر از جمله پادگانه‌های قدیمی خاکهای تکامل یافته با افق آرجیلیک به وجود می آیند.

باقر نژاد (2000) ضمن بررسی کانیهای رسی واحدهای مختلف گیتاشناسی استان فارس، وجود کانیهای میکا،کلریت، اسمکتیت، ورمیکولیت،کانیهای مخلوط (ایلیت-اسمکتیت،کلریت-اسمکتیت) و پالیگورسکیت را گزارش نموده و اظهار می دارد که کانیهای رسی این خاکها در واحدهای مختلف گیتاشناسی از نظر نوع، کم و بیش مشابه، اما میزان نسبی آنها متفاوت است.

با توجه به اهمیت منطقه‌ی دشت ارژن از لحاظ کشاورزی، جهانگردی و زمین شناسی، به دلیل وجود سازندهای کارستی، بررسی ویژگیهای مختلف خاکهای این منطقه‌ی با نگرش علمی، که تا کنون توجه چندانی به جامع نگری آن معطوف نبوده است، کاملاً ضروری به نظر می رسد. لذا این تحقیق در جهت نیل به اهداف زیر انجام گردید:

1- بررسی خصوصیات ریخت‌شناسی و فیزیک و شیمیایی خاکهای منطقه‌ی مورد مطالعه.

2- بررسی نقش اقلیم در تشکیل و تکامل خاکهای منطقه‌ی مورد مطالعه.

3- تاثیر توپوگرافی در تحول خاکهای منطقه‌ی دشت ارژن.

4- تعیین نوع و منشاء کانیهای رسی در منطقه‌ی مورد مطالعه.

5- تاثیر سطح سفره‌ی آب زیرزمینی در تحول خاکهای منطقه‌ی دشت ارژن.

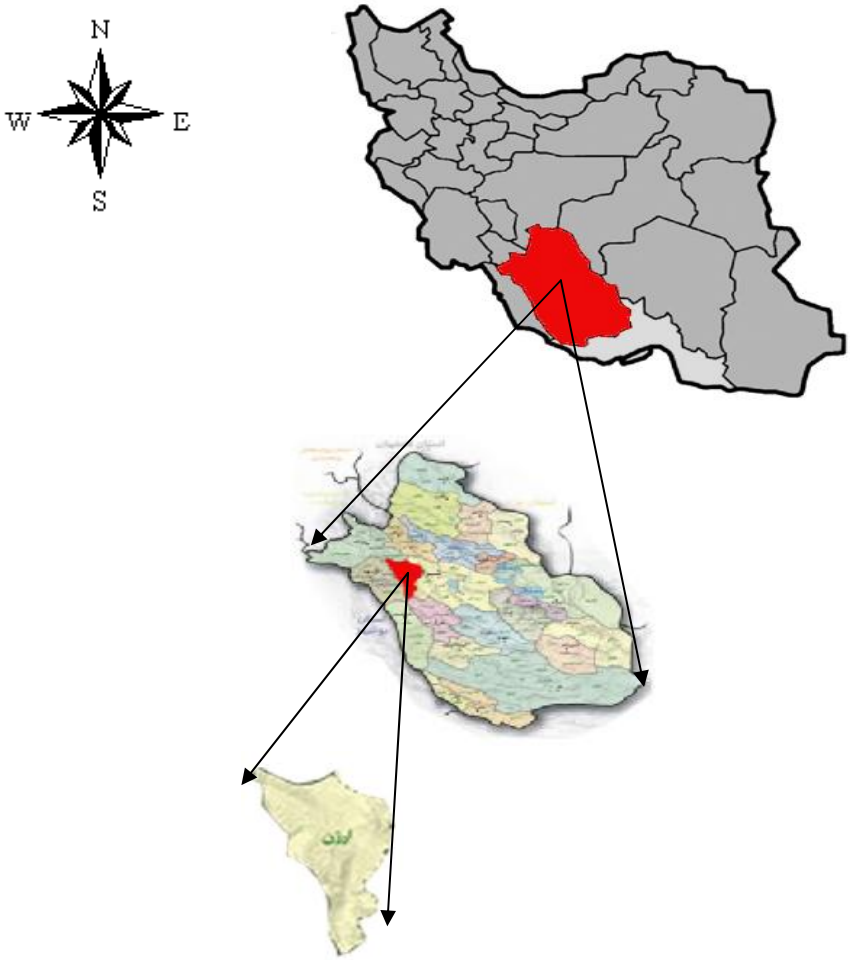
مواد و روشها

منطقه‌ی دشت ارژن در استان فارس، در 63 کیلومتری جنوب غربی شهر شیراز، در مسیر جاده شیراز-کازرون، و در محدوده‌ی طول شرقی '55 و 51^{o} الی '03 و 52^{o} و عرض شمالی '32 و 29^{o} تا '41 و 29^{o} قرار دارد.

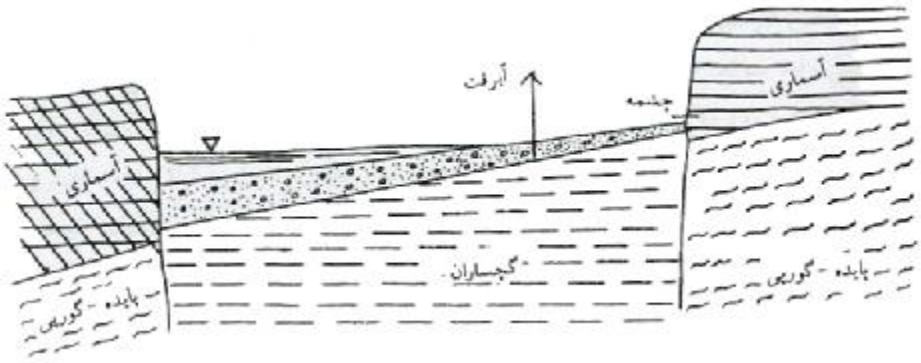
بر اساس آمار هواشناسی ایستگاه دشت ارژن، اندازه‌ی بارندگی سالانه‌ی منطقه‌ی دشت ارژن 807/8 میلی‌متر، و تبخیر سالانه آن 2355/6 میلی متر می باشد. میانگین دمای هوای سالانه‌ی این منطقه‌ی 13/8 درجه سانتی گراد، معدل حداکثر دمای سالانه 21 درجه سانتی گراد، و معدل کمترین دمای سالانه آن 6/7 درجه سانتی گراد است. میانگین سالانه‌ی درصد رطوبت نسبی نیز 54/2 گزارش شده است.

بلندیهای منطقه‌ی دشت ارژن از آهکهای آسماری تشکیل شده و گسل باختری سازند گچساران را تقریباً در مقابل سازند پابده گورپی قرار داده است؛ بنابراین، کلیه آبهای نفوذی در آهکهای آسماری غرب دشت در امتداد این گسل به صورت چشمه ای تخلیه می‌شود. سازندهای کف این دشت از لایه‌های تقریباً ناتراوای گچساران تشکیل شده‌اند؛ این طبقات به وسیله‌ی آبرفتهای جوان به ضخامت حدود 30 متر پوشانده شده‌اند. شیب این دشت از غرب به شرق می-باشد، بنابراین، کلیه آبهای منطقه‌ی، اعم از آب چشمه و جریانهای سطحی به شرق منطقه‌ی، که گودتر است، روان می‌گردند. در خاور منطقه‌ی لایه های آبرفتی در امتداد گسل، و در مجاورت آهک آسماری قرار دارند، درز و شکافهای گسل شرقی محل مناسبی برای نفوذ آب و توسعه‌ی ناهمواری کارستی می باشد، بنابراین آبهایی که به شرق دشت می رسند، در داخل آبرفتها نفوذ کرده، وارد درز و شکاف آهکهای شرقی شده، سپس از دشت بیرون رفته، و به محلهای گودتر شرق یا جنوب منطقه (گزارش دکتر قدرت‌الله فرهودی دریاچه پریشان) حرکت

می کنند (شکل 1). در حقیقت می‌توان گسل باختری دشت ارژن و گسل شرقی را زهکش دشت ارژن نامید (احمدی، 1390).



شکل 1- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه.



شکل 2- دشت ارژن را می توان نمونه مناسبی از یک پلژه محسوب کرد (احمدی، 1390).

در زمستان و بهار، به دلیل زیاد شدن جریانهای سطحی ورودی به دشت و محدود بودن ظرفیت آبگذری قسمت شرقی، مازاد آب در دشت ارژن ذخیره شده و آن را به صورت دریاچه‌ای در می آورد. در فصل تابستان و اوایل پاییز، بر اثر جریانهای سطحی ورودی به دشت و استفاده از آب چشمه، آبهای ذخیره شده به تدریج کاهش یافته و در اواخر تابستان و پاییز منطقه‌ی کاملاً خشک می گردد (احمدی، 1390).

به منظور بررسی تأثیر پستی و بلندی و سفره‌ی آب زیر زمینی بر تکامل خاکهای منطقه‌ی دشت ارژن، ابتدا با استفاده از عکسهای هوایی و نقشه های پستی و بلندی به مقیاس 1:50000 ، وضعیت تقریبی منطقه‌ی مشخص شد، و نهایتاً یک نقشه‌ی اجمالی از واحدهای گیتاشناسی منطقه‌ی مورد مطالعه تهیه گردید. سپس در دو نوار طولی و عرضی، جمعاً 6 خاکرخ در واحدهای مختلف گیتاشناسی حفر گردیدند که از بین آنها، 4 خاکرخ به عنوان خاکرخهای شاهد منطقه انتخاب شده و به لحاظ ریخت شناسی مورد مطالعه قرار گرفتند. نمونه برداری از افقها در تاریخ 1390/7/1 صورت پذیرفت. کلیه خاکرخهای حفر شده براساس راهنمای تشریح خاکرخ خاک (Soil Survey Staff, 1993) تشریح و براساس طبقه بندی جامع خاک آمریکا (Soil Taxonomy, 1999) و کلید رده بندی خاک (Keys to Soil Taxonomy, 2010) طبقه بندی شدند.

بلافاصله پس از انتقال نمونه ها به آزمایشگاه، کلیه آنها برای آزمایشهای فیزیکی، شیمیایی و کانی شناسی هوا خشک گردیده و پس از کوبیدن از الک 2 میلیمتری (شماره 10) عبور داده شدند. مطالعات آزمایشگاهی مراحلی به شرح زیر را در بر داشته اند:

- بافت خاک : پس از اکسایش مواد آلی (دی، 1965)، با روش هیدرومتری (بویوکوس، 1962) و با استفاده از محلول هگزا متافسفات سدیم جهت پراکنده کردن ذرات خاک و خواندن هیدرومتر در زمانهای 40 ثانیه و 2 ساعت اندازه گیری و تعیین گردید.

- درصد رطوبت اشباع: پس از اشباع کردن خاک نمونه ای از آن توزین و پس از خشک کردن آن در کوره و توزین مجدد از رابطه [100 x (وزن خاک خشک ÷ وزن رطوبت)] محاسبه گردید.

- واکنش خاک: در حالت گل اشباع و با استفاده از دستگاه pH متر دارای الکترود شیشه ای اندازه گیری شد.

- هدایت الکتریکی: با استفاده از دستگاه هدایت سنج الکتریکی در عصاره‌ی اشباع و تصحیح آن برای دمای 25 درجه سانتی گراد انجام شد (پیج و همکاران، 1987).

- کربن آلی: با کاربرد دی کرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ اکسایش آن صورت گرفته، سپس با کاربرد آمونیوم فرو سولفات نیم نرمال در مجاورت معرف فنانترولین با روش عیارسنجی اندازه گیری شد (نلسون، 1982).

- آهک: به روش خنثی کردن مواد خنثی شونده با اسید کلریدریک و عیارسنجی اسید اضافی با سود صورت پذیرفت (پیج و همکاران، 1987).

- ظرفیت تبادل کاتیونی: از روش جانشین کردن یون سدیم به جای کلیه‌ی کاتیونهای قابل تبادل با استفاده از محلول استات سدیم (pH=8/2)، و جدا کردن یونهای سدیم جانشین شده به‌وسیله‌ی محلول استات آمونیوم (pH=7)، و اندازه‌گیری سدیم جمع آوری شده در محلول (معادل کلیه‌ی کاتیونهای قابل تبادل) با دستگاه طیف سنج نوری تعیین گردید (چاپمن، 1965).

برای انجام آزمایشهای کانی شناسی رس، ابتدا نمونه-های خاک انتخاب شدند و 20 گرم نمونه‌ی عبور داده شده از الک 2 میلی متری جهت خالص سازی رس توزین شد. جهت از بین رفتن عوامل شیمیایی سیمان کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر، روشهای مهرا و جکسون (1960)، کیتریک و هوپ (1963) و جکسون (1975) ملاک عمل قرار گرفتند. پس از حذف کربناتها، مواد آلی و اکسیدهای آهن با کاربرد پیش تیمارهای مختلف، مرحله‌ی تفکیک جزء رس با کاربرد روش ته‌نشینی انجام شد. برپایه‌ی این روش، نمونه‌ی خاک به استوانه‌های یک لیتری منتقل گردید و با آب مقطر به حجم رسید. تعلیق حاصله کاملاً هم زده شد و پس از گذشتن حدود 7 ساعت تخلیه‌ی تعلیق از ژرفا 10 سانتی متری آن برای جدا کردن ذرات خاک کوچکتر از دو میکرون (رس)

صورت پذیرفت. آن مقدار معینی از رس خشک شده تحت 4 تیمار مختلف شامل اشباع سازی با کلرور منیزیم، اشباع سازی با کاربرد کلرور پتاسیم، اعمال تیمار اتیلن گلیکول بر نمونه‌ی اشباع از منیزیم، و بالاخره انجام تیمار حرارتی 550 درجه‌ی سانتی گراد بر نمونه های رس اشباع از پتاسیم قرار گرفت. جهت شناسایی کانیهای رسی نمونه ها از دستگاه پراش اشعه ایکس (XRD) نمونه‌ی D8 ADVANCE مستقر در گروه خاکشناسی دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان استفاده گردید. این دستگاه در زوایای 2Θ بین 2تا30درجه، ولتاژ 40کیلو ولت و جریان 30 میلی آمپر اشعه تولید می کند. جهت مطالعه‌ی نیمه کمی کانیها، از سطح زیر منحنی اوجهای رده‌ی اول کانیهای یافت شده در تیمار منیزیم-گلیسرول به عنوان شدت اوجها استفاده شد (جانز و همکاران، 1954) از شدت مزبور به عنوان معیاری برای نشان دادن مقدار تقریبی هر نوع رس به کار رفت.

بحث و نتیجه گیری

بررسی ویژگیهای فیزیکوشیمیایی خاکها

شکل: بررسی دانه بندی خاک منطقه‌ی مورد مطالعه حکایت از تنوع بافتی در خاکرخها دارد، بطوری‌که بافت‌های متوسط، متوسط لایی لایی، متوسط شنی، شن متوسط، متوسط رسی و متوسط رسی شنی در منطقه‌ی مشاهده شد. مقدار شن درکلیه‌ی نمونه ها بین 24 تا 80 درصد، اندازه لای بین 13 تا 59 درصد، و مقدار رس بین 5 تا 31 درصد نوسان داشت، اما در خاکرخها یک روند کاملاً همسان افزایش یا کاهش منظم در مقدار شن، لای و رس دیده نمی شد.

در خاکرخ شماره‌ی 1، با افزایش ژرفا، مقدار شن افزایش و مقدار لای کاهش پیدا کرده است اما مقدار رس از افق اول به افق دوم افزایش نشان داده و در افق سوم (C) تقریباً ثابت باقی مانده است. در خاکرخ شماره 2، همراه با افزایش ژرفا، درصد شن ابتدا کاهش، سپس افزایش و بعد از آن مجدداً در افق 3C کاهش پیدا کرده است. درصد لای با افزایش ژرفا تا افق 2C کاهش پیدا کرده اما در افق 3C مقدار آن افزایش پیدا می کند. درصد رس ابتدا افزایش پیدا کرده است؛ به انقطاع سنگی (افق IIC) که برخورد می کنیم، مقدار آن کاهش یافته و مجدداً در افق 3C افزایش می یابد. در خاکرخ شماره‌ی 3، از افق سطحی تا افق $2C_g$ شاهد افزایش مقدار شن می باشیم (از 31% به 80%)، و در افق $3C_g$ مقدار آن کاهش یافته است. اندازه‌ی لای نیز مشابه خاکرخ شماره‌ی 2، تا افق $2C_g$ کاهش پیدا کرده، اما در افق $3C_g$ افزایش می یابد. مقدار رس در این خاکرخ نوسان زیادی دارد. در افق سطحی اندازه‌ی آن 17 درصد است. در افق B_{g1} مقدار آن افزایش می یابد (23%)، در افق B_{g2} درصد رس کاستی می پذیرد (17%). در افق $2C_g$ مقدار رس بیشتر کاهش می یابد (7%) و در افق $3C_g$ افزایش رس اتفاق افتاده است (17%). در خاکرخ شماره‌ی 4، مقدار شن روند نامنظمی دارد. با افزایش ژرفا، درصد شن ابتدا کمی افزایش می یابد (از 36% به 38%) سپس اندکی کاهش می یابد (36%)، و دوباره در افق B_{k1} به مقدار بیشتری کاهش می یابد (26%)، در افق‌های B_{k2} و C مقدار آن افزایش یافته و به ترتیب 28 و 68 درصد می‌شود. اندازه‌ی لای از افق سطحی (Ap) به B_{w1} 10 درصد کاهش می یابد. در افق B_{w2} مقدار آن مجدداً کمی کاهش می یابد (47%)، در افق B_{k1} مقدار آن کمی افزایش می یابد (55%) و در افقهای B_{k2} و C مقدار آن کاهش یافته و به ترتیب به 48 درصد و 16 درصد می-رسد. درصد رس از افق سطحی تا افق پنجم (B_{k2}) افزایش یافته و از 5 به 24 می رسد، اما در افق C مقدار آن کاهش یافته و به 16 تنزل می یابد.

آهک: در خاکهای مورد مطالعه، کمترین درصد آهک 47/5 می باشد که در افق سطحی (Ap) خاکرخ شماره‌ی 1 دیده می شود؛ بیشترین مقدار آن، 80/5 درصد است که در افقهای B_{g2} , $2C_g$ خاکرخ شماره‌ی 3 و افق C خاکرخ شماره‌ی 4 وجود دارد، ولی اندازه‌ی آن در هر یک از خاکرخها، همراه با افزایش ژرفا روند کاهشی یا افزایشی منظمی را نشان نمی دهد.

کربنات معدنی غالب در خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک، کربنات کلسیم است. مقدار کربنات کلسیم در خاکها، معرف نوع و بود یا نبود افق کلسیک و وضعیت عناصر غذایی در آنهاست (ملکوتی و همایی، 1373). تجمع آهک یکی از موارد مهم در تشخیص تکامل خاک در ایران و بویژه در منطقه‌ی مورد مطالعه می باشد. بی

شک مهمترین فرایند خاکسازی در خاکهای آهکی، آهکی شدن است. از فرایندهایی کـه موجـب افـزایش آهـک بـه خاک می گردد، انتقال آهک بر اثر بالا آمدن آب از طریق نیروی مویینگی در نقاطی که سفره‌ی آب زیرزمینی بالا و حاوی کربنات کلسیم است، مـی باشـد (رابـن هورسـت و همکاران، 1984). در این مناطق بر اثـر تبخیـر سـطحی، آب با نیروی موئینگی به سوی سطح خـاک جریـان بایـد. کربنات و بی کربنات موجود در آب زیرزمینی نیز هماننـد سایر املاح در آب حل شده و همراه آن بـه سـطح خـاک انتقال می یابند زمانی که میزان آب، و یا فشار گـاز CO_2 کاهش یابد، کربنـات و بـی کربنـات بـه صـورت کربنـات کلسیم رسوب مـی‌کننـد. همچنـین، در منـاطقی کـه در فصل خشک آبیاری صـورت مـی‌گیـرد، آب تـا ژرفـای در خاک نفوذ می‌کند؛ سپس تبخیر موجـب حرکـت آب بـه سمت سطح خاک می گردد. این پدیـده موجـب حرکـت املاح، از جمله کربنات و بی کربنات شده، و در ژرفـای از خاک که رطوبت کاهش می یابد، به صورت آهک رسـوب می کند. به نظر می رسد که در خاکهـای وسـط دریاچـه (گیتاشناسی Lowlands) این فرایند عامل موثری باشد.

خرمالی و همکاران (2006) فرایندهای پیچیده‌ای ماننـد حـل شـدن (هوادیـدگی) و انتقـال و رسـوب را در تشکیل کربنات های خاک مؤثر دانسته و اظهار می دارند در شـرایط مرطـوب و فشـار نسـبی نسـبتاً بـالای CO_2، کربنات سنگ زایشی حل شده و به ژرفا خاک حرکت می کند. همگام بـا کـاهش رطوبـت خـاک، آهـک (کلسـیت) رسوب خواهد کرد (وانگ و اندرسون، 1998). باقر نـژاد و دالریمپل (1993) اظهار می دارند: همان‌گونه کـه رس از طریق درز و شکافها از افقهای سطحی شسـته شـده و در افقهـای زیرسـطحی رسـوب مـی‌کنـد، امـلاح و از جملـه کربناتها، نیز به صورت فیزیکی و در قالب دانـه هـای ریـز همـراه بـا آب انتقـال مـی یابنـد. ایـن درز و شـکافها در مناطقی که دارای نوسانات فصلی رطوبت می باشند، دیده می شوند، و این امر سبب انبسـاط و انقبـاض رسـها مـی گردد. با توجه به درشت بافت بودن، و وجود مقدار زیادی سنگریزه در واحد گیتاشناسی رسوبهای آبرفتی- واریزه‌ای بادبزنی شکل، امکان حرکت آهک بـه مقـدار کـم از ایـن طریق امکان پذیر است.

کربن آلی: مواد آلـی در خاکهـای مـورد مطالعـه بین 0/16 درصد در افق $2C_g$ خاکرخ شـماره 3 تـا 1/83 درصد در افق A همین خاکرخ متغیـر اسـت. در خـاکرخ شماره‌ی 1، کربن آلی با افـزایش ژرفـا کـاهش مـی یابـد. درضمن این خاکرخ در موقعیتی قرار گرفته اسـت کـه در آن عملیات کشت و کار انجام می شود؛ لذا میـزان کـربن آلی افق سطحی آن نسـبت بـه خاکرخهـای دیگـر کمتـر است. در خاکرخ شـماره‌ی 2، کـربن آلـی رونـد کاهشـی منظم را در لایه های اول تا چهارم دارد، اما در افق پنجم اندازه‌ی آن (0/59) درصد نسبت به افـق چهـارم (0/51) درصد افزایش پیدا کرده اسـت کـه ایـن را مـی تـوان بـه انقطاع سنگی نسبت داد. در خاکرخ شماره‌ی 3، وضـعیتی مشابه خاکرخ شماره‌ی 2 وجود دارد، بطـوری‌کـه از لایـه های اول تا چهارم شاهد کـاهش مقـدار کـربن آلـی مـی باشیم، اما در افق پنجم مقدار آن (0/27) درصد نسبت به افق چهارم (0/16) درصد افزایش پیدا کرده است، که این را نیز می توان به انقطاع سنگی مربوط دانست. در خاکرخ شماره‌ی 4، کربن آلی بطور کلی از سطح خاکرخ به طرف پایین خاکرخ کـاهش پیـدا کـرده، امـا در افقهـای سـوم، چهارم و پنجم مقدار آن (0/39) ثابت باقی مانده است.

سولومون و همکاران (2002) بیان می دارنـد کـه مواد آلی از طریق تأثیر بر خصوصـیات فیزیکـو شـیمیایی خـاک، و همچنـین تنظـیم فعالیتهـای میکروبـی، نقشـی کلیدی را در باروری خاک ایفا مـی کننـد. از بـین بـردن پوشـش دایمـی زمـین، تخریـب و آتـش زدن جنگلهـا، و عملیات کارورزی اراضی باعث هدر رفتن مـاده‌ی آلـی آن می گردد. کشاورز سنتی در نـواحی خشـک مـانع حفـظ مـاده‌ی آلـی خـاک مـی شـود (ال سـوایفی و همکـاران، 1985). بطور کلی، دلایل کـاهش مـاده‌ی آلـی در خـاک پس از کشت و زرع عبارتند از: کاهش تولید ماده‌ی آلـی، افزایش دما در مزارع آیش (تجزیه‌ی مواد آلـی طـی دوره های آیش به دلیل وجـود رطوبـت کـافی و دمـای بـالاتر، شدیدتر می باشد)، تـامین رطوبـت در فصـل گـرم براثـر آبیـاری، تجزیـه‌ی ریشـه هـا و دیگـر بقایـا در خـاک و فرسایش (در سطوح شیبدار).

از عوامل مؤثر بر ماده‌ی آلی خاک می توان به اقلـیم، بافت خاک و عملیات کشـاورزی اشـاره نمـود. در شـرایط

مشابه مقدار ماده‌ی آلی خاکهای ریزبافت بیشتر از خاکهای درشت بافت است (اردلان و ثواقبی، 1389).

- **درصد رطوبت اشباع**: در کلیه‌ی افقهای خاکرخهای مورد مطالعه، درصد رطوبت اشباع با مقدار رس، درصد مواد آلی و تا حدودی مقدار لای رابطه‌ی مستقیم دارد، و همگام با افزایش این عوامل، درصد رطوبت اشباع نیز افزایش می یابد. در افقهایی که مقدار شن زیادی دارند، درصد رطوبت اشباع نیز به شدت کاهش می یابد، بطوری که در افق $2C_g$ خاکرخ شماره 3، که مقدار شن 80 درصد می باشد، درصد رطوبت اشباع به 22/92 درصد تنزل پیدا کرده است. به هر حال، درصد رطوبت اشباع در افقهای مختلف خاکرخهای مورد مطالعه بین 56/55 در افق A خاکرخ شماره‌ی 3 تا 22/92 در افق $2C_g$ همین خاکرخ، نوسان می کند.

واکنش خاک (pH) : واکنش خاک یا pH بیانگر میزان اسیدی بودن یا قلیاییت خاک است. قابلیت استفاده عناصر غذایی مورد نیاز گیاهان، میزان فعالیت ریز جانداران و تحرک فلزات سنگین از جمله مواردی هستند که تحت تأثیر pH خاک قرار دارند . درخاکهای منطقه‌ی مورد مطالعه، pH گل اشباع در محدوده‌ی قلیایی ضعیف (7/9-7/2) می باشد. در واقع، به لحاظ درصد بالای کربنات کلسیم در مواد مادری، pH این خاکها عمدتاً بالاتر از 7/5 است. می توان گفت که در خاکرخهای مورد مطالعه با افزایش ژرفا، pH افزایش می یابد.

هدایت الکتریکی عصاره اشباع خاک: در خاکهای منطقه‌ی دشت ارژن، در گیتاشناسی های مختلف، EC عصاره اشباع خاکها بسیار کم است، که دلیل اصلی آن وجود بارندگی زیاد در این منطقه‌ی، تراوایی خوب، و در نتیجه امکان آبشویی و خروج نمکها از خاکرخ خاک می باشند. مقدار EC در افقهای مختلف خاکرخهای مورد مطالعه از 0/36 دسی زیمنس بر متر در افق B_{g2} خاکرخ شماره 3 تا 1/04 دسی زیمنس بر متر در افق A همین خاکرخ متغیر است. می‌توان تجمع املاح در افق سطحی خاکرخ شماره‌ی 3 را بر اثر پدیده‌ی موئینگی در فصل تابستان دلیل بر اندک فزونی EC آن نسبت به دیگر افقها دانست، لکن در کل، میزان EC با افزایش ژرفا از روند خاصی پیروی نمی کند.

ظرفیت تبادل کاتیونی: شاید مهمترین خاصیت شیمیایی خاکها، توانایی آنها در ابقاء و تبادل یونهای مثبت بر سطح کلوئیدها باشد. ظرفیت تبادل کاتیونی یکی از مهمترین تفاوتهای موجود بین خاکها و دیگر محیطهای رشد گیاهان است (مجللی، 1373). اندازه‌ی CEC خاکها غالباً به مقدار مواد آلی، بافت خاک و نوع کانیهای رسی وابسته است (خرسات و کودا، 2006).

بیشترین و کمترین مقدار CEC به ترتیب در افق سطحی (A_p) خاکرخ شماره‌ی 4 و در افق دوم (B_{W1}) همین خاکرخ برابر با 24/8 و 5/9 سانتی مول بر کیلوگرم می باشد. به نظر می رسد که در خاکهای مورد مطالعه، CEC با درصد رس و مواد آلی رابطه‌ی مستقیم و با درصد شن رابطه‌ی عکس دارد. البته، نوع رس نیز از اهمیت زیادی در اندازه‌ی CEC خاکها برخوردار است. گرچه در بعضی از افقها مقدار رس قابل توجه و یا مقدار شن کم است، اما CEC خاکها آن‌گونه که انتظار می رود به دست نمی آید. جدول شماره‌ی 1 ویژگیهای فیزیکوشیمیایی خاکرخهای مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

جدول 1- ویژگیهای فیزیکی و شیمیایی خاکرخ های مورد مطالعه

شماره خاکرخ	گیتاشناسی	افق	ژرفا	شن	لای	رس	بافت	CCE	کربن آلی	رطوبت اشباع	pH	EC (dSm^{-1})	CEC (cmole(+) kg^{-1})
				(%)					(%)				
	تەنشستهای	A_P	0-12	42	40	18	L	48	0/62	44/19	7/8	0/68	24/5
	آبرفتی-واریزه ای	C_K	12-75	44	22	34	SCL	64/5	0/39	48/34	7/9	0/47	15
1	بادبزنی شکل	C	75-150	52	20	28	SCL	78/5	0/16	37/49	7/8	0/46	13/4
		A_P	0-15	44	38	18	SiL	83/5	1/48	43/03	7/6	0/72	13/9
		B_{W1}	15-55	30	44	26	SiL	82/5	1/17	47/98	7/7	0/60	13/2
2	دشتهای دامنه ای	B_{W2}	55-100	25	49	26	L	74/5	0/66	44/91	7/8	0/51	16/4
		2C	100-130	48	28	24	L	83	0/35	31/31	7/8	0/50	13/8
		3C	130-150	20	48	32	CL	77/5	0/51	47/95	7/8	0/53	15/2
		A	0-15	18	58	24	SiL	77	1/83	56/55	7/2	1/04	17
		B_{g1}	15-70	40	36	24	L	84	0/59	44/04	7/6	0/64	16/8
3		B_{g2}	70-100	56	22	22	L	87/5	0/27	32/62	7/7	0/36	12/6
	اراضی پست	$2C_g$	100-135	78	10	12	LS	89	0/12	22/92	7/7	0/46	14/7
		$3C_g$	135-150	67	13	20	SL	81/5	0/31	27/89	7/7	0/48	8
		A_P	0-22	46	44	10	SiL	58/5	1/44	43/86	7/6	1/02	24/8
4	دشتهای	B_{W1}	22-55	36	42	22	L	61/5	0/43	50/15	7/8	0/46	5/9
	دامنه ای	B_{W2}	55-75	36	40	24	L	63	0/35	49/29	7/8	0/45	16/7
		B_{K1}	75-100	18	58	24	SiL	61	0/27	46/38	7/8	0/86	15/3
		B_{K2}	100-120	28	48	24	L	63/5	0/12	45/71	7/8	0/45	18/1
		C	120-150	68	16	16	SL	82/5	0/12	30/07	7/9	0/51	9/2

بررسی رده بندی خاکهای مورد مطالعه

گرچه اندازه‌ی بارندگی در منطقه‌ی دشت ارژن مناسب به وجود آوردن خاکهای تحول یافته می باشد، اما به دلیل شدیداً آهکی بودن، عوامل خاکساز نتوانسته اند تأثیر چندانی در تحول و تکامل خاک داشته باشند. خاکهای موجود در منطقه‌ی تماماً بدون تکامل خاکرخی، و یا دارای تکامل اندک بوده و شامل راسته های انتی سول و اینسپتی سول با اپی پدون اکریک، و افقهای زیر سطحی کمبیک و کلسیک می باشند.

در خاکرخ شماره‌ی 1 که شامل تەنشستهای آبرفتی واریزه ای بادبزنی شکل است، خاکها جوان و بدون تکامل خاکرخی می باشند، که بطور دایم بوسیله فرسایش حاصل از تخریب بلندیها فزونی می یابند، ولی به دلیل شیب زیاد و فرسایش آبی، تشکیل افقهای مشخصه در این خاکها صورت نمی گیرد. این خاکها جز افق سطحی اکریک افق مشخصه‌ی دیگری نداشته، و دارای سنگ و سنگریزه زیادی در سطح و ژرفا می باشند؛ بنابراین، آنها در راسته‌ی انتی سول جای می گیرند. نجفی قیری و ابطحی (1384) و گلکار و همکاران (1390) نیز در مطالعات خود، در واحد گیتاشناسی اراضی بادبزنی شکل سنگریزه دار، خاکهای راسته‌ی انتی سول را مشاهده کرده‌اند. در خاکرخ شماره‌ی 2 که روی واحد گیتاشناسی دشتهای دامنه ای واقع گردیده، به علت شیب کم مقدار آب بیشتری در خاک نفوذ می کند که باعث هوادیدگی و انتقال زیادتر مواد، و در نتیجه تنوع بیشتر در خاکرخ خاک می گردد؛ با این وجود، تنها افق زیر سطحی کمبیک را در این خاکرخ مشاهده می کنیم؛ بنابراین، از نظر طبقه بندی، در راسته‌ی اینسپتی سول قرار می گیرد. نجفی قیری و ابطحی(1384)، گلکار و همکاران (1390)، و بادآهنگ و باقرنژاد (1384) نیز در مطالعات خود راسته‌ی اینسپتی سول را روی واحد

گیتاشناسی دشتهای دامنه ای ملاحظه نمودند. در خاکرخ شماره‌ی 3 که روی اراضی پست حفر گردیده، وضعیت خاکرخ تحت تأثیر نوسان سفره‌ی آب زیرزمینی قرار گرفته، و آثار آبگرفتگی و شرایط احیاء تقریباً در کل خاکرخ مشهود است (از ژرفای 15 سانتی متری به بعد). بطور کلی، تالابها و اراضی پست، به دلیل وضعیت پستی و بلندی خاص خود، تأثیر ات قابل توجهی را بر ویژگیهای خاک دارند. این عامل به دلیل تأثیری که در تراوایی آب، انتقال آب، ایجاد اقلیم موضعی، ثبات خاکدانه ها، آبدوی و فرسایش می گذارد، در تشکیل و تکامل خاک موثر است؛ بنابراین، در خاکرخ مذکور، خاک به علت آبگرفتگی و ایجاد حالت کاهشی، در راسته‌ی اینسپتی سول قرار می گیرد. خاکرخ شماره‌ی 4 مجدداً روی واحد گیتاشناسی دشتهای دامنه ای واقع گردیده، و از نظر تکامل خاکرخی وضعیت بهتری را نسبت به همتای خود (خاکرخ شماره‌ی 2) دارد بطوری که در آن، افزون بر افق زیرسطحی کمبیک، افق کلسیک نیز تشکیل شده است؛ بنابراین، خاکرخ مزبور در طبقه بندی جزء راسته‌ی اینسپتی سول قرار گرفته و تکامل یافته ترین خاک در این منطقه‌ی به شمار می رود. جدول 2 رده بندی آمریکایی خاکهای مورد مطالعه را تا حد تحت گروه نشان می دهد.

جدول 2- رده بندی خاکهای مورد مطالعه بر اساس کلید رده بندی خاک

شماره خاکرخ	واحد گیتاشناسی	کاربری اراضی	رده بندی آمریکایی
1	تەنشستهای آبرفتی- واریزه ای بادبزنی شکل	زراعی	Typic Xerorthents
2	دشتهای دامنه ای	مرتع	Typic Haploxerepts
3	اراضی پست	دریاچه	Typic Haplaquepts
4	دشتهای دامنه ای	زراعی	Typic Calcixerepts

نتایج کانی شناسی

شکل‌های (3) و (4) منحنی‌های اشعه ایکس دو نمونه از خاکهای منطقه‌ی را نشان می دهند. با توجه به منحنیها، چون اوج 14 آنگستروم در تیمار اتیلن-گلیکول منبسط گردیده و شدت آن نسبتاً زیاد است، بنابراین وجود مقدار زیادی کانی اسمکتیت محرز می گردد. اوج 7 آنگسترومی نیز در تیمار پتاسیم حرارت از بین رفته که بیانگر وجود کانی کائولینیت به مقداری قابل توجه می باشد. کانیهای دیگر شامل ایلیت (10آنگستروم) و کلریت (14آنگستروم) می باشند که مقدار آنها کم است. نتایج XRD بخش رس نشان دادند که کانیهای رسی موجود در این منطقه‌ی به ترتیب شامل اسمکتیت، کائولینیت، ایلیت و کلریت بوده، و اسمکتیت کانی غالب خاکهای این منطقه‌ی به شمار می رود. جابریان و همکاران (1390) نیز در مطالعات خود، اسمکتیت را فراوانترین کانی رسی خاکهای مناطق با بارندگی زیاد معرفی کرده‌اند.

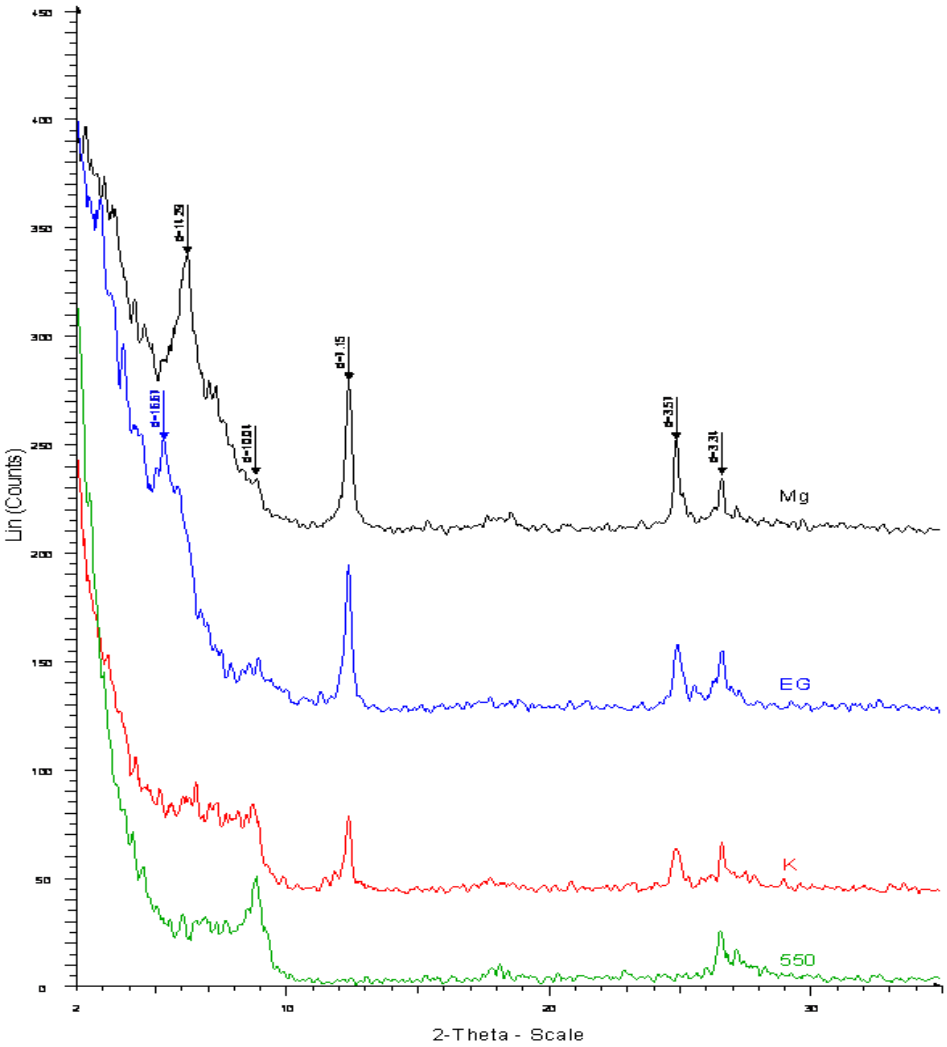
می‌توان منشاء اسمکتیت را در خاکهای مورد مطالعه به ارث رسیدن از مواد مادری (بادآهنگ و باقرنژاد،1384)، تبدیل ایلیت به اسمکتیت (فانینگ و همکاران، 1389) و ایجاد اسمکتیت به صورت درجازا در خاکهای با زهکشی ضعیف (ویانی و همکاران، 1983) که در رابطه با خاکرخ شماره‌ی 3 مصداق دارد، دانست.

کائولینیت در محیطهای اسیدی که یونهای کلسیم، منیزیم و آهن آبشویی می شوند، تشکیل می-گردد. این کانی اغلب از فلدسپارها و میکاها در ضمن آبشویی املاح در محیطهای اسیدی حاصل می گردد؛ بنابراین، آب و هوای منطقه‌ی باید مرطوب بوده و زهکش خاک مانعی برای آبشویی و انتقال یونهای فوق الذکر نباشد تا این کانی به وجود آید. در خاکهای منطقه‌ی دشت ارژن، با توجه به pH حدود 7 الی 8، شرایط تشکیل کائولینیت مهیا نیست، ولی با توجه به وجود کائولینیت در نمونه ها که مقدار آن نیز نسبتاً زیاد است، می توان گفت این کانی از مواد مادری به ارث رسیده است. خرمالی و ابطحی (2001) وجود کانی کائولینیت را در خاکهای مناطق خشک گزارش کرده، و منشاء ارثی را عامل اصلی وجود آن در خاک می دانند.

ایلیت و کلریت در خاکرخهای مورد مطالعه وجود دارد، و منشاء آنها موروثی است. بارنهیسل و برچ (1988) عقیده دارند که امکان هوادیدگی کلریت در مناطق خشک و نیمه خشک وجود ندارد، زیرا برای هوادیدگی

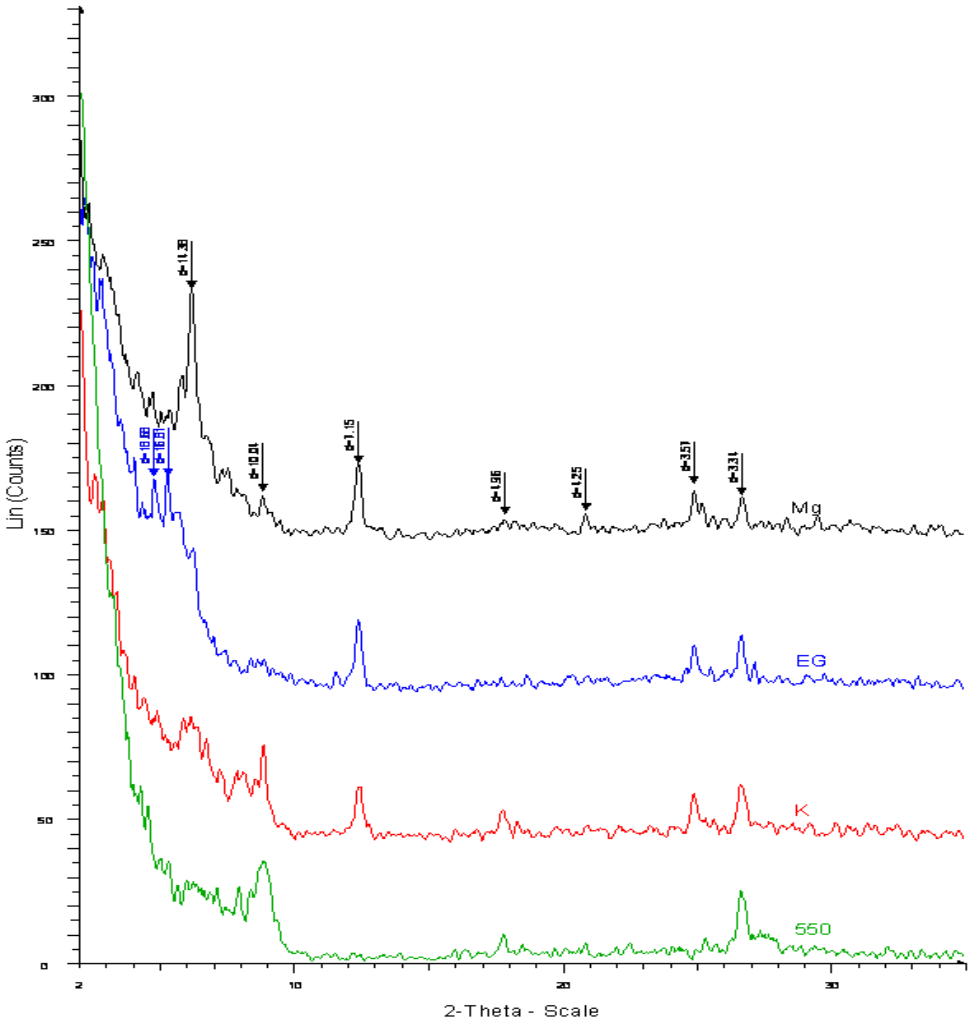
کلریت آبشویی شدید، pH کمتر از 6، دمای زیاد، و در نتیجه خروج هیدروکسیدهای بین لایه ای لازم است، و در خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک قسمت اعظم کلریت یا کائولینیت موروثی می باشد.

علت کمبود کانی ایلیت در خاکهای مورد مطالعه، تخلیه‌ی خاک از پتاسیم بر اثر عملیات کشت و کار است. تریبوت و همکاران (1987) نشان دادند در صورتی که کودهای پتاسه در خاکهای زراعی مصرف نشوند، بر اثر برداشت دایمی پتاسیم به وسیله‌ی گیاهان، کانی ایلیت در اراضی دارای pH زیاد به اسمکتیت، و خاکهای دارای pH کم به کانی مختلط ایلیت- اسمکتیت تبدیل می-شود. علت کمبود کانی کلریت در خاکهای مورد مطالعه کمی آن در مواد مادری می باشد.



شکل 3-منحنی پراش پرتو ایکس خاکرخ شماره‌ی 2

افق B_{W1} : 55-15 سانتیمتر



شکل4- منحنی پراش پرتو ایکس خاکرخ شماره‌ی 3
افق B_{g1} : 70-15 سانتیمتر

نتیجه گیری کلی

نتایج کانی شناسی نشان دادند که گونه‌ی رسی غالب در منطقه‌ی اسمکتیت می باشد. برای تشکیل اسمکتیت در خاک، زهکشی ضعیف تا متوسط، و بالا بودن سطح آب زیرزمینی ضروری است؛ بنابراین، در خاکرخ شماره‌ی 3 (موقعیت دریاچه) که وضعیت زهکشی ضعیف است، و تغلیظ آب زیرزمینی با تبخیر صورت می گیرد، اسمکتیت به صورت درجا تشکیل می شود. همچنین، اسمکتیت می تواند از هوادیدگی کانی ایلیت حاصل گردد، که برای این عمل، و خروج پتاسیم از لایه های ایلیت و تبدیل آن به اسمکتیت، غلظت خیلی کم پتاسیم در محلول خاک الزامی است. به نظر می رسد که مهمترین عامل تشکیل کانی اسمکتیت در منطقه‌ی، دو عامل فوق باشند. اثر دیگر وضعیت زهکشی در خاکرخ شماره‌ی 3 مشهود است، به‌طوری که در این خاکرخ، خاک به علت آبگرفتگی و ایجاد حالت کاهشی، در راسته‌ی اینسپتی سول قرار گرفته است.

همچنین، به دلیل وجود فرسایش و کشت و کار مداوم در منطقه‌ی مطالعاتی ، ضخامت افقهای سطحی خاکرخها و مقدار ماده‌ی آلی آنها کاهش یافته، و شرط رنگ و ضخامت برای تشکیل اپی پدون مالیک تامین نمی گردد، که این را می توان زنگ خطری برای خاکهای

راسته‌ی مالی سول ایران قلمداد کرد. یعنی به دلیل کشت و کار بی رویه و عدم توجه به کشاورزی پایدار، خاکها به تدریج از راسته‌ی مالی سول به اینسپتی سول تبدیل می شوند.

منابع

1. احمدی، ح. 1390. ژئومورفولوژی کاربردی. انتشارات دانشگاه تهران. صفحه 688.
2. اردلان، م؛ و غ. ثواقبی فیروز آبادی.1381. مدیریت حاصلخیزی خاک برای کشاورزی پایدار. ترجمه. انتشارات دانشگاه تهران. صفحه 387
3. اولیائی، ح، و ع. ابطحی. 1378. مقایسه خصوصیات ژئومورفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی، کانی شناسی و طبقه بندی خاکهای دو منطقه‌ی جنگلی با اقلیم های متفاوت در استان فارس. چکیده مقالات ششمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه فردوسی مشهد. صفحات 66-67.
4. بادآهنگ،ک، و م. باقر نژاد. 1384. بررسی خاکها و کانی های رسی دشت کوشکک استان فارس. مجموعه مقالات نهمین کنگره علوم خاک ایران. تهران.صفحات 403-404.
5. بای بوردی، م. 1372. خاک، پیدایش و رده بندی. انتشارات دانشگاه تهران. صفحه 646.
6. جابریان، ف، ع. ابطحی، ن. کریمیان، و م. باقرنژاد1390. بررسی ویژگی های فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و کانی شناسی خاکهای مناطق سپیدان، آسپاس، نی ریز و قیروکارزین استان فارس. مجموعه مقالات دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه تبریز.
7. حق نیا، غ. 1375. خاک شناخت. ترجمه. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
8. رامشت، م. ح، و ع. سیف. 1379. جغرافیای خاکها. انتشارات دانشگاه اصفهان.
9. رضاپور، س، و م. باقرنژاد.1380. بررسی و مطالعه خصوصیات ژنتیکی، موروفولوژیکی، فیزیکوشیمیایی، مینرالوژیکی و طبقه بندی خاکهای منطقه‌ی دلی مهرجان استان کهگیلویه و بویر احمد. چکیده مقالات هفتمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه شهرکرد.صفحات 148-149.
10. ظهیرنیا، ع، و ش. محمودی .1382. بررسی خصوصیات ریخت‌شناسی، فیزیکوشیمیایی، کانی شناسی و رده بندی خاکهای ایستگاه تحقیقات دیم و حفاظت خاک کوهین. چکیده مقالات هشتمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه رشت. صفحات 152-153.
11. گلکار،ا، ع. عباسپور، ح. جابری پوده، و ع. ابطحی.1390. بررسی تشکیل، تکامل و طبقه بندی خاکها تحت تأثیر ردیف پستی و بلندی در استان فارس (مطالعه موردی: دشت محمد آباد). مجموعه مقالات دوازدهمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه تبریز.
12. مجللی، ح. 1373. شیمی خاک. ترجمه. مرکز نشر دانشگاهی، تهران. صفحه 341.
13. ملکوتی، م. ج، و م. همایی.1373. حاصلخیزی خاکهای مناطق خشک «مشکلات و راه حل ها» انتشارات دانشگاه تربیت مدرس. صفحه 494.
14. نجفی قیری، م، و ع. ابطحی .1384. بررسی خصوصیات فیزیکوشیمیایی، مورفولوژیکی و کانی شناسی خاکهای منطقه‌ی مبارک آباد قیروکارزین استان فارس. مجموعه مقالات نهمین کنگره علوم خاک ایران. تهران.صفحات 452-453.
15. Baghernejad, M. 2000. Variation in soil clay minerals of semi-arid regions of Fars province, Iran. Iran Agric. Res. 19: 165-180.
16. Baghernejad, M.,and J.B. Dalrymple.1993. Colloidal suspensions of calcium carbonate in soils and their likely significance in the formation of calcic horizons. Geoderma 58: 17-41.
17. Barnhisel, R. I., and P.M. Bertsch.1988. Chlorite and hydroxy interlayer vermiculite and smectite. p. 729-788. In : J. B. Dixon and S. B. Weed (eds). 1989. Minerals in soil environment 2nd ed. SSSA. Book series. Madison. WI.

18. Bouyoucos, G. J. 1962. Hydrometer method improved for making particle size analysis of soils. Agron. J. 54: 464-465.
19. Chapman, H.D. 1965. Cation exchange capacity. In : Methods of soil analysis. Part 2. C.A. Black (ed.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA. pp. 132-147.
20. Day, P. R. 1965. Particle fractionation and particle-size analysis. p.545-567 In C.A. Black. (ed.), Methods of soil analysis. Part I. Agronomy 9, Soil Sci. Sco. Am. Madison, WI. pp. 545-567.
21. El-Swaify, S. A, P.T.J. Pathak. Rego, and S.Singh. 1985. Soil management for optimized productivity under rainfed conditions in the semi-arid tropics. Advances in Soil Science 1:1-63.
22. Fanning, D. S.,V.Z. Keramidas, and M.A.EL. Desoky. 1989. Micas. p 551-634.In J. B. Dixon.,and S. B. Weed. Minerals in soil environment (2ed) SSSA.Book series. Madison. WI.
23. Foth, H. D., and C.D.Turk. 1978. Fundamental of soil science. McGraw-Hill Book Co. New York.
24. Jackson, M. L. 1975. Soil Chemical analysis. Advanced-course. Unive-rsity of Wisconsin, College of Agriculture, Department of Soils, Madison, Wisconsin, USA.
25. Jenny, H. 1983. Factors of soil formation. McGraw Hill, New York. 281p.
26. Johns, W. D.,R.E. Grim, and W.F.Bradley. 1954. Quantitative est-imation of clay minerals by diffraction methods. J. Sediment. Petrol. 24: 242-251.
27. Khresat, S. A., and E.A. Qudah .2006. Formation and properties of aridic soils of Azraq Basin in northeastern Jordan. J. Arid Enviro 64: 116-136.
28. Khormali, F.,and A.Abtahi .2001. Soil genesis and mineralogy of three selected regions of Fars, Bushehr and Khuzestan provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions. Iran Agric Res. 20: 67-82.
29. Khormali, F.,A. Abtahi and G.Stoops .2006. Micromorphology of calcitic features in highly calcareous soils of Fars Province, Southern Iran. Geoderma 132: 31-46.
30. Kittrick, J. A., and E.W. Hope .1963. A procedure for particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis. Soil Sci. 96: 312-325.
31. Mahjoory, R. A. 1975. Clay mineralogy, physical and chemical properties of some soils in arid regions of Iran. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 39: 1157-1164.
32. Mehra, O. P., and M.L. Jackson .1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite citrate system with sodium bicarbonate. Clays Clay Mine 7: 317-327.
33. Nelson, R. E. 1982. Carbonate and gypsum. In: Methods of soil analysis. Part 2. A.L. Page, (ed.). American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA. pp. 58-69.
34. Page, M. C.,D.L. Sparks , M.R.Noll, and G.J. Hendricks.1987. Kinetics and mechanisms of potassium release from sandy Middle Atlantic Coastal Plain soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 51:1460-1465.
35. Rabenhorst, M. C.,L.P. Wilding and L.T. West.1984. Identification of pedogenic carboates using stable carbon isotope and micro fabric analysis. Soil Sci. Soc. Am. J. 48: 125-132.
36. Sawhney, J. S.,V.K. Verma, B.D.Sherma, and P.K.Sherma .1992. Pedogenesis in relation to physiography in semi-arid condition

of Punjab, India, Arid Soil Res and Rehab. 6: 93-103.
37. Soil Survey Staff. 1993. Soil Survey Manual. USDA. Hand book. No. 18. Washington, DC.
38. 38-Soil Survey Staff. 1999. Soil taxonomy, A basic system of soil classification for making and interpreting soil survey. USDA Handbook No. 436. 2nd ed. Government Printing Office, Washington, DC.
39. Soil Survey Staff. 2010. Keys to soil taxonomy, USDA. NRCS. 341p.
40. Solomon, D.,F. Fritzsche ,M. Tekalign ,J. Lemann, and W.Zech. 2002. Soil organic matter composition in the subhumid Ethiopian highlands as influenced by deforestation and agricultural management. Soil Sci. Soc. Am. J. 66: 68-82.
41. Tributh, H., E.V.Boguslawski , A.V. Lieres ,D. Steffens, and K. Mengel. 1987. Effect of potassium removal by crops on transformation of illite clay minerals. Soil Sci. 143: 404-409.
42. Viani, B. E.,A.S.AL. Mashhady, and J.B.Dixon .1983. Mineralogy of central alluvial basins. Soil Sci. Soc. Am. J. 47: 149-157.
43. Wang, D., and D.W. Anderson .1998. Stable carbon isotopes of carbonate pendants from Chernozemic soils of Saskatchewan, Canada. Geoderma 84: 309-322.