اثر شرایط ژئوپدولوژیک بر غلظت و توزیع برخی عناصر اصلی و کمیاب در خاک‌های جنگلی منطقه فومن- ماسوله

محسن نائل[۱]، احمد جلالیان[۱*]، حسین خادمی[۱]، محمود کلباسی[۱]، فرزاد ستوهیان[۲] و راینر شولین[۳]

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۴/۱۵ ؛ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۸/۳۰)

چکیده

عوامل زمین‌شناختی و خاک‌شناختی نقش بسیار مهمی بر رفتار عناصر در خاک‌های بکر دارند. به منظور تعیین نقش این عوامل بر غلظت و توزیع برخی عناصر اصلی و کمیاب در خاک، شش ماده مادری مختلف، شامل فیلیت، تونالیت، پریدوتیت، دولریت، شیل و سنگ آهک در منطقه فومن- ماسوله شناسایی و نحوه تشکیل و تکامل خاک‌های درجا در این مواد مادری مطالعه گردید. غلظت کل Si، Al، Ca، Mg، Fe، Ti، Mn، Ni، Co، Cr، Cu، Pb، V و Zn در کلیه افق‌های پدوژنیک و ژئوژنیک مورد مقایسه قرار گرفت و نقش ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری بر غلظت کل عناصر مذکور در خاک بررسی شد. به‌علاوه، الگوهای غنی‌شدن- تهی‌شدن عناصر کمیاب با استفاده از عنصر مرجع Ti بررسی شد. به طور کلی، عناصر Cr، Ni، Co و V در خاک‌های پریدوتیتی (به ترتیب ۹۸۴، ۲۸۵، ۵۳ و ۲۰۴ میلی‌گرم در کیلوگرم) و دولریتی (به ترتیب ۱۰۲۳، ۱۷۶، ۳۹ و ۱۸۵ میلی‌گرم در کیلوگرم) حداکثر هستند. هم‌چنین روند تغییرات Si و Al تا حد زیادی تحت تأثیر نوع ماده مادری است به طوری که کمترین مقادیر این عناصر در خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی و آهکی ملاحظه شد. حداکثر مقادیر Pb و Zn (به ترتیب ۲۷ و ۱۰۶ میلی‌گرم در کیلوگرم) در خاک‌های شیلی دیده شد. عناصر مختلف الگوهای غنی‌شدن- تهی‌شدن متفاوتی در یک خاک مشخص نشان دادند؛ به‌علاوه، یک عنصر مشخص نیز الگوهای متفاوتی را در خاک‌های با مواد مادری مختلف، و حتی در برخی موارد، در نیمرخ‌های مختلف با یک نوع ماده مادری خاص، نشان داد. سرب، Zn، Cu و Mn عموماً و در اکثر خاک‌رخ‌ها، به استثنای خاک‌های اسیدی و شدیداً آبشویی‌شده، غنی شده‌اند. در مقابل، Co، Cr، Fe، Ni و V، به ویژه در خاک‌های دیستریودپتز و یوتریودپتز، روند تهی‌شدن نشان می‌دهند. با این حال، عناصر مذکور در خاک‌های هپلیودآلفز و آرجی‌یوداولز، به موازات تشکیل افق‌های ایلوویال، روند غنی‌شدن نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: عناصر کمیاب، شاخص غنی‌شدن، ژئوشیمی خاک، پدوژنز، سنگ‌شناسی

۱. به ترتیب دانشجوی دکتری و اساتید خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲. استادیار زمین‌شناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه گیلان

۳. استاد حفاظت خاک، دانشگاه ETH زوریخ، سوئیس

* : مسئول مکاتبات، پست الکترونیکی: jalalian@cc.iut.ac.ir

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

مقدمه

مقدار و توزیع عناصر اصلی و کمیاب در محیط‌های خاکی بکر عمدتاً تابع دو عامل می‌باشد: ۱ــ ترکیب کانی‌شناسی مواد مادری ۲ـ فرآیندهای ژئوشیمیایی و پدوشیمیایی که در خلال عمل هوادیدگی و تشکیل خاک، بر روی مواد مادری صورت می‌پذیرند. از این رو، مقدار کل عناصر در خاک‌های با شرایط ژئوپدولوژیک مختلف، می‌تواند بسیار متفاوت باشد.

تفاوت بین غلظت عناصر در مواد مادری نسبت به خاک‌های حاصل از آنها در نتیجه اثر فرآیندهای خاک‌سازی است (۱۱). مهم‌ترین جنبه‌های پدوژنیک که رفتار عناصر را در خاک تحت تأثیر قرار می‌دهند عبارت‌اند از: ۱- رها شدن عناصر از مواد مادری در طی عمل هوادیدگی ۲- جابه‌جایی و تجمع اجزا تشکیل دهنده خاک، شامل رس‌های سیلیکاتی، اکسیدها و هیدراکسیدها و مواد آلی، که قابلیت جذب عناصر را دارند. این جابه‌جایی‌ها و تجمع‌ها از طریق فرآیندهای مهم خاک‌سازی مانند آبشستگی (Eluviation)، انباشتگی (Illuviation)، آبشویی، به هم‌آمیختگی خاک (Pedoturbation)، اکسایش و کاهش، کلات‌سازی (Chelation) و سیلیس‌زدایی انجام می‌پذیرد (۹، ۱۰، ۱۴ و ۲۸).

میانگین غلظت عناصر کمیاب در خاک‌ها تا حد زیادی مشابه میانگین غلظت این عناصر در مواد مادری آنها می‌باشد. بنابراین، در یک نوع خاک مشخص، غلظت این عناصر تا حد زیادی وابسته به نوع سنگ مادری است. به عنوان مثال غلظت عناصر Co و Ni در خاک‌های اسکاتلند، در اسپودوسول‌هایی که روی سرپانتین تشکیل شده‌اند خیلی بیشتر از اسپودوسول‌های با منشأ شیست و گرانیت گزارش شده است (۱۱). با این حال، دامنه تغییرات غلظت عناصر کمیاب در خاک‌ها عموماً بیشتر از مواد مادری است. به عنوان مثال، مقادیر حداقل و حداکثر عناصر Co، Cr و Zn در خاک‌ها به ترتیب در دامنه ۲۰۰، ۴۰۰۰-۳۰۰۰ و ۹۰۰ میلی‌گرم در کیلوگرم نوسان می‌کند (۱۱). تاکدا و همکاران (۳۱) نشان دادند که غلظت برخی از عناصر وابستگی شدیدی به نوع خاک دارد. به عنوان نمونه، خاک‌های آندی‌سول دارای مقادیر بالایی از عناصر بازی بودند که این امر منعکس کننده ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری این خاک‌ها بود. در مقابل، خاک‌های اولتی‌سول دارای مقادیر بسیار ناچیزی از عناصر Na، Mg، Ca و Sr بودند که این امر به خاطر هوادیدگی شدید این خاک‌هاست. هم‌چنین، تغییرات عناصر سنگین در افق‌های ژنتیکی و مواد مادری خاک‌های سیسیل ایتالیا نشان داد که ترکیب زمین‌شناختی مواد مادری تا حد بسیار زیادی غلظت عناصر سنگین موجود در خاک‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد، به طوری که می‌توان نیمرخ‌های مورد مطالعه را، از نقطه نظر غلظت عناصر سنگین، در دو گروه قرار داد: ۱- خاک‌هایی که دارای مواد مادری رسوبی هستند ۲- خاک‌هایی که دارای مواد مادری آتشفشانی هستند. البته تشابه بین مواد مادری و خاک‌های حاصل از آنها در خاک‌های آلفی‌سول و مالی‌سول که فاقد کربنات بودند دیده نشد. این خاک‌ها به طور معنی‌داری، در مقایسه با سنگ مادری آهکی خود، نسبت به فلزات سنگین غنی شده‌اند. علت این غنی شدن، فعال بودن فرآیند آهک‌زدایی در این خاک‌ها گزارش شد (۲۷).

در کل، غلظت عناصر کمیاب در خاک‌های دارای هوموس و رس زیاد و واکنش نزدیک به خنثی و قلیایی، مانند خاک‌های مالی‌سول و ورتی‌سول مناطق نیمه خشک حداکثر است. در یک منطقه مشخص، غالباً غلظت عناصر کمیاب در خاک‌های مالی‌سول بیشتر از انواع خاک‌های دیگر تشکیل شده در همان منطقه می‌باشد. در مقابل، این مقدار غالباً در خاک‌های اسپودوسول و خاک‌های شسته شده بسیار پایین است، به طوری که افق‌های الوویال (Eluvial) از نظر عناصر کمیاب فقیر بوده و تجمع این عناصر بیشتر در افق‌های B صورت می‌گیرد (۱۱).

در مطالعات فلزات سنگین در کشور ما عموماً توجه کمتری به تأثیر مواد مادری و نقش پیدایش و تشکیل خاک و فرآیندهایی که باعث غنی شدن و یا تهی شدن فلزات سنگین از خاک می‌گردد، شده است. در این مطالعات غالباً خاک سطحی مطالعه می‌شود و کل نیمرخ خاک در نظر گرفته نمی‌شود.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

به‌علاوه، در این رویکردها تغییرات طبیعی عناصر سنگین که به خاطر اثرات سنگ مادر و تکامل خاک رخ می‌دهد، نادیده گرفته می‌شود (۲ و ۶). از این رو، به کار بردن شاخص‌هایی که بتواند آثار ژئوپدولوژیک را در توزیع فلزات سنگین در خاک‌های مختلف لحاظ نماید، می‌تواند جنبه‌های تازه‌تری از رفتار این عناصر را توضیح دهد. یکی از این شاخص‌ها، شاخص غنی‌شدن (Enrichment factor) می‌باشد که غلظت فلزات سنگین در افق‌های ژنتیکی را نسبت به یک عنصر پایدار در خاک مانند زیرکونیوم یا تیتانیوم بیان می‌کند. با استفاده از این شاخص می‌توان سهمی که مواد مادری و هم چنین فرآیندهای پدوژنیک و آنتروپوژنیک در غلظت کل فلزات سنگین دارند را از یکدیگر جدا نمود (۱۳).

تحقیق حاظر با هدف مطالعه اثر شرایط ژئوپدولوژیک مختلف بر غلظت و توزیع برخی عناصر اصلی و کمیاب، در خاک‌های درجای جنگلی شمال کشور که مواد مادری و شرایط خاک‌سازی گوناگونی را دارا هستند انجام گرفت. در این مطالعه پس از بررسی نحوه تشکیل و تکامل خاک‌ها، مقدار کل و الگوهای غنی‌شدن_تهی‌شدن برخی عناصر در نیمرخ خاک‌ها، با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مواد مادری و نیز شرایط خاک‌سازی حاکم، بررسی می‌شود.

مواد و روش‌ها

منطقه مطالعاتی یک نوار باریک به طول ۱۵ کیلومتر در منطقه فومن_ماسوله می‌باشد که بین طول‌های جغرافیایی ″۲۵ ′۵۸ °۳۶ و ″۳۳ ′۱۰ °۳۷ و عرض‌های جغرافیایی ″۲۰ ′۹ °۴۹ و ″۳۰ ′۱۲ °۴۹ واقع شده است. ارتفاع منطقه از سطح دریا بین ۲۰۰ تا ۱۱۰۰ متر می‌باشد. میانگین بارش و دمای سالانه منطقه به ترتیب ۱۲۰۰ میلی‌متر و ۱۲°C است. پوشش گیاهی منطقه از نوع پوشش جنگلی خزان‌کننده بوده و عمدتاً شامل گونه‌های *Alnus subcordata*، *Acer insigne*، *Carpinus betelus*، *Fagus orientalis* و *Zelkova carpinifolia* و *Mespilus germanica* می‌باشد. بر اساس مطالعات خاک‌شناسی انجام شده، رژیم رطوبتی و حرارتی خاک به ترتیب یودیک و مزیک است (۳).

زمین‌شناسی منطقه عمدتاً شامل سنگ‌های بازی و دگرگونی دوران پرکامبرین و پالئوزوئیک بوده که روی آنها شیل‌ها و سنگ‌های آهکی ژوراسیک و کرتاسه قرار گرفته است (۴). از بین مواد مادری عمده منطقه که از نظر ترکیب ژئوشیمیایی تفاوت‌های چشم‌گیری داشتند، شش نوع مختلف شامل فیلیت (سنگ دگرگونی)، تونالیت (آذرین حدواسط)، پریدوتیت (آذرین فوق‌بازی)، دولریت (آذرین بازی)، شیل و سنگ‌آهک، با توجه به نقشه‌های زمین‌شناسی و مطالعات صحرایی انتخاب شد. در هر یک از این مواد مادری نیمرخ‌ها و برش‌های متعددی مطالعه شد و در نهایت با توجه به مشاهدات مورفولوژیک صحرایی، نیمرخ‌هایی که نماینده خاک‌های درجا بوده و فاقد انقطاع سنگی بودند انتخاب شد (برای دولریت دو نیمرخ و برای سایر مواد مادری سه نیمرخ انتخاب شد). تشریح و توصیف صحرایی این خاک‌رخ‌ها مطابق دستورالعمل انجام گرفت (۲۹). علاوه بر نمونه‌برداری از افق‌های خاک، از سنگ بستر نیز نمونه‌برداری شد. تجزیه‌های فیزیکی و شیمیایی معمول شامل توزیع اندازه ذرات (۱۸)، درصد کربن آلی (۷)، ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) (۱۵)، درصد اشباع بازی (BS) (۱۶)، واکنش خاک (pH) (۲۶) و درصد کربنات کلسیم معادل (۸) برای افق‌های خاک به عمل آمد. مقدار کل برخی عناصر اصلی مانند Si، Al، Fe، Ti، Mg و Ca و برخی از عناصر کمیاب شامل Mn، Ni، Co، Cr، Cu، Pb، V و Zn در افق‌های خاک و سنگ بستر اندازه‌گیری شد. به این منظور مقدار ۴ گرم خاک و یا سنگ آسیاب شده (<۱۰۰µm) با ۰/۹ گرم موم (Hoescht wax) کاملاً مخلوط و تحت فشار ۱۵ تن به قرص‌هایی با ضخامت ۳۲ میلی‌متر تبدیل شد و با استفاده از دستگاه XRF (Spectro X-LAB 2000) غلظت کل عناصر تعیین شد. هم چنین از نمونه‌های سنگ، مقاطع نازک تهیه شد تا ترکیب کانی‌شناسی مواد مادری به کمک میکروسکوپ پولاریزان و به روش نیمه کمی تعیین گردد (۱).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

به منظور محاسبه غلظت لیتوژنیک عناصر در خاک‌های مورد مطالعه از عنصر مرجع Ti استفاده شد. غلظت لیتوژنیک عنصر M در یک افق مشخص با توجه به غلظت Ti در این افق و نسبت M/Ti در پایین‌ترین افق (C یاCB) توسط رابطه ۱ محاسبه گردید:

$$(M)_{lithogenic} = (Ti) * (M/Ti)_{lowest\ horizon} \quad [1]$$

تفاوت بین غلظت اندازه‌گیری شده و غلظت محاسبه شده (لیتوژنیک) عنصر M در یک افق مشخص به عنوان معیار غنی‌شدن_تهی‌شدن مورد استفاده قرار گرفت. به طوری که اگر این تفاوت یک عدد منفی باشد آن عنصر از افق مورد نظر تهی شده و اگر این عدد مثبت باشد عنصر غنی شده است. به‌علاوه، شدت غنی شدن بر اساس رابطه ۲ محاسبه گردید.

$$EF = (M/Ti)/(M/Ti)_{lowest\ horizon} \quad [2]$$

در این رابطه، M/Ti نسبت غلظت کل عنصر مورد نظر (M) به غلظت عنصر Ti در یک افق ژنتیکی مشخص، و $(M/Ti)_{lowest\ horizon}$ مقدار همین نسبت در پایین‌ترین افق می‌باشد. در صورتی که مقدار عددی EF کوچک‌تر از یک باشد، عنصر مورد نظر از افق خارج شده است و اگر این نسبت بیشتر از یک باشد، عنصر مورد نظردر افق ژنتیکی غنی شده است (۱۳).

نتایج و بحث

ماده مادری فیلیت (Ph) و خاک‌ها

ترکیب کانی‌شناسی سنگ دگرگونی فیلیت بر اساس مطالعه مقاطع نازک شامل کوارتز (۷۸٪)، کلریت (۲۰٪) و موسکویت و اکسیدهای آهن (۲٪) می‌باشد. خاک‌های مطالعه شده روی این ماده مادری در زیر گروه‌های تیپیک هپل‌یودآلفز (Typic Hapludalfs) و دیستریک یوتریودپتز (Dystric Eutrudepts) طبقه‌بندی می‌شوند. افق‌های مشخصه تشکیل شده شامل اکریک، کمبیک، کلسیک و آرجیلیک بوده و فرآیندهای غالب خاک‌سازی شامل جابه‌جایی رس، آبشویی و در یکی از نیمرخ‌ها، آهک‌زایی می‌باشد. میانگین واکنش خاک و درصد اشباع بازی در افق‌های غیر کربناته به ترتیب برابر ۷/۳ و ۶۶٪ است.

ماده مادری تونالیت (To) و خاک‌ها

این سنگ بستر یک دیوریت کوارتزدار (تونالیت) می‌باشد و ترکیب آن شامل پلاژیوکلازهای سدیمی آندزین و الیگوکلاز (۷۰٪)، کوارتز (۲۰٪)، اسفن (۷٪) و بیوتیت و کلریت (۳٪) می‌باشد. خاک‌های مطالعه شده در زیر گروه‌های تیپیک یوتریودپتز (Typic Eutrudepts)، تیپیک آرجی‌یوداولز (Typic Argiudolls) و تیپیک هپل‌یودآلفز طبقه‌بندی می‌شوند. افق‌های مشخصه تشکیل شده شامل مالیک، اکریک، کمبیک و آرجیلیک بوده و فرآیندهای غالب شامل رهاسازی و شستشوی کاتیون‌های بازی در برخی از افق‌ها بوده به طوری که میانگین واکنش خاک ۷/۱ و دامنه تغییرات درصد اشباع بازی در افق‌های مختلف ۱۰۰-۵۸ ٪ است. هم‌چنین فرآیند جابه‌جایی رس در نیمرخ‌های To2 و To3 فعال می‌باشد (جدول ۱).

ماده مادری پریدوتیت (Pe) و خاک‌ها

این سنگ بستر یک سنگ فوق بازی با نام کلینو پیروکسینیت اولیوین‌دار می‌باشد که دارای ترکیب کلینوپیروکسین و اولیوین (به ترتیب ۸۰٪ و ۱۸٪) و بیوتیت می‌باشد. خاک‌های مطالعه شده در زیر گروه‌های تیپیک دیستریودپتز(Typic Dystrudepts) و دیستریک یوتریودپتز طبقه‌بندی می‌شوند و افق‌های مشخصه تشکیل شده شامل اکریک و کمبیک می‌باشد. افق‌های پدوژنیک عمدتاً دارای بافت لوم شنی و لوم رسی شنی هستند و فرآیند آبشویی در سرتاسر نیمرخ خاک‌ها فعال می‌باشد به طوری که تغییرات درصد اشباع بازی در افق‌های مختلف ۹۶-۵۰٪ است. شایان ذکر است که هرچند بافت این نیمرخ‌ها سبک و میزان شستشو نیز نسبتاً بالاست ولی فرآیند جابه‌جایی رس در آنها بارز نمی‌باشد. این امر به دلیل تحول کم این خاک‌ها و وجود مقادیر پایین رس در آنها می‌باشد. میانگین pH و CEC در این خاک‌ها به ترتیب ۷/۲ و ۲۴/۹ Cmol(+)/Kg است (جدول ۲).

ماده مادری دولریت (Do) و خاک‌ها

این سنگ بستر یک دولریت پیروکسین‌دار بوده که شامل

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

جدول ۱. برخی ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک در نیمرخ‌های منتخب

ماده مادری	نیمرخ	افق	عمق	pH (1:1)	CEC (Cmol(+)/Kg)	BS	O.M.	Sand	Silt	Clay	$CaCO_3$
								(%)			
فیلیت	Ph2	A	۰–۱۲	۷/۱	۴۵/۶	۵۴/۴	۴/۸	۲۴/۰	۴۱/۵	۳۴/۵	۱/۶
		Bt	۱۲–۵۵	۶/۸	۴۲/۷	۴۸/۹	۱/۰	۱۷/۳	۳۸/۸	۴۳/۹	۱/۵
		CB	۵۵–۷۵	۶/۹	۳۱/۳	۵۷/۱	۰/۸	۳۴/۰	۳۳/۳	۳۲/۷	۲/۳
	Ph3	A	۰–۱۷	۹/۴	۲۳/۴	۸۱/۱	۴/۰	۲۵/۳	۵۱/۳	۲۳/۴	۱/۶
		Bw1	۱۷–۲۵	۶/۵	۲۶/۱	۵۲/۶	۰/۸	۲۷/۸	۴۵/۸	۲۶/۴	۰/۸
		Bw2	۲۵–۸۵	۷/۳	۳۸/۰	۶۴/۵	۰/۵	۳۱/۴	۴۱/۵	۲۷/۱	۰/۹
		CB	۸۵–۱۰۵	۷/۰	۳۲/۳	۶۱/۸	۰/۳	۳۵/۱	۳۵/۳	۲۹/۶	۲/۶
تونالیت	To2	A	۰–۲۰	۶/۴	۳۷/۶	۵۷/۹	۵/۹	۲۱/۶	۵۴/۶	۲۳/۸	۱/۶
		Bw	۲۰–۴۲	۷/۰	۲۰/۰	۷۹/۷	۲/۲	۲۳/۱	۵۱/۴	۲۵/۵	۱/۱
		Bt	۴۲–۶۰	۷/۱	۲۱/۷	۶۹/۳	۰/۳	۲۵/۷	۴۲/۶	۳۱/۷	۱/۱
		BC	۶۰–۹۵	۷/۱	۱۵/۲	۷۴/۳	۰/۳	۴۳/۵	۳۷/۱	۱۹/۴	۲/۹
		C	۹۵–۱۱۵	۷/۱	۱۵/۷	۷۵/۳	۰/۲	۴۳/۲	۳۷/۴	۱۹/۴	۳/۵
پریدوتیت	Pe1	A	۰–۱۵	۶/۸	۳۴/۲	۴۸/۱	۴/۰	۶۱/۷	۱۷/۷	۲۰/۶	۱/۲
		Bw1	۱۵–۳۵	۷/۲	۲۹/۴	۵۴/۵	۰/۵	۵۷/۷	۱۷/۵	۲۴/۸	۰/۹
		Bw2	۳۵–۹۰	۷/۱	۳۱/۵	۵۹/۷	۰/۲	۵۲/۱	۱۷/۹	۲۹/۵	۰/۸
		C1	۹۰–۱۳۰	۷/۴	۴۵/۵	۵۷/۶	۰/۱	۷۱/۵	۱۷/۴	۱۱/۱	۰/۵
		C2	۱۳۰–۲۰۰	۷/۷	۹/۴	۸۱/۰	۰/۰	۹۵/۸	۳/۸	۰/۴	۰/۵
پریدوتیت	Pe2	A	۰–۱۲	۶/۹	۳۹/۶	۵۵/۰	۵/۰	۶۵/۶	۱۶/۴	۱۸/۰	۱/۷
		Bw1	۱۲–۴۵	۷/۰	۲۲/۸	۶۴/۸	۱/۰	۶۴/۹	۱۵/۵	۱۹/۶	۱/۰
		Bw2	۴۵–۶۵	۷/۲	۲۸/۸	۴۹/۷	۰/۰	۶۲/۴	۱۶/۱	۲۱/۵	۰/۸
		C	۶۵–۸۵	۷/۳	۱۶/۵	۶۳/۶	۰/۰	۸۷/۸	۸/۱	۴/۱	۰/۶
دولریت	Do1	A	۰–۱۰	۶/۸	۲۰/۴	۷۴/۹	۳/۶	۷۶/۹	۱۲/۰	۱۱/۱	۱/۷
		Bw1	۱۰–۴۵	۷/۱	۱۳/۵	۸۰/۰	۰/۸	۷۷/۵	۱۱/۳	۱۱/۲	۱/۰
		Bw2	۴۵–۶۰	۷/۲	۱۵/۷	۷۳/۵	۰/۳	۷۶/۶	۱۰/۸	۱۲/۶	۱/۴
		CB	۶۰–۸۵	۷/۳	۱۸/۳	۷۲/۵	۰/۰	۷۶/۷	۹/۸	۱۳/۵	۰/۵
شیل	Sh2	A	۰–۵	۶/۲	۴۰/۸	۶۶/۵	۵/۳	۲۹/۹	۴۳/۶	۲۶/۵	۱/۵
		Bw1	۵–۲۵	۶/۰	۲۳/۴	۵۷/۴	۲/۵	۳۰/۴	۴۱/۴	۲۸/۲	۰/۸
		Bw2	۲۵–۵۵	۵/۹	۱۹/۶	۴۸/۴	۰/۸	۳۲/۶	۴۱/۲	۶۲/۲	۰/۶
		BC	۵۵–۸۷	۵/۸	۲۱/۷	۵۹/۲	۰/۵	۳۷/۵	۳۳/۱	۲۹/۴	۰/۷
		CB	۸۷–۱۰۷	۵/۸	۲۵/۰	۶۳/۵	۰/۵	۳۱/۹	۳۴/۲	۳۳/۹	۰/۶
سنگ آهک	Li1	A	۰–۱۰	۷/۲	۵۷/۷	۴۹/۵	۳/۴	۳۹/۰	۳۹/۸	۲۱/۲	۳/۳
		AB	۱۰–۲۰	۷/۰	۶۳/۰	۴۷/۲	۲/۲	۳۱/۰	۳۷/۷	۳۱/۳	۲/۴
		Bw	۲۰–۴۰	۶/۶	۵۴/۴	۴۶/۹	۰/۲	۵۲/۱	۳۲/۲	۱۵/۷	۱/۱
		Bt1	۴۰–۶۵	۷/۰	۷۱/۴	۴۵/۵	۰/۴	۳۷/۸	۳۲/۵	۲۹/۷	۱/۵
		Bt2	۶۵–۸۵	۶/۵	۶۳/۰	۴۷/۱	۰/۴	۳۶/۵	۳۶/۲	۲۷/۳	۰/۹
		CB	۸۵–۱۰۵	۷/۴	۵۷/۶	۶۴/۶	۰/۱	۵۹/۰	۳۱/۶	۹/۴	۱۴/۶
		C	۱۰۵–۱۴۵	۷/۹	۴۳/۵	۸۰/۱	۰/۰	۶۱/۵	۳۱/۸	۶/۷	۵۰/۸

[Downloaded from jstmar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

جدول ۲. میانگین برخی از ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی به همراه غلظت کل برخی عناصر در کلیه نیمرخ‌های مورد مطالعه

ماده مادری	pH (1:1)	CEC (Cmol(+)/Kg)	BS	Sand	Silt	Clay	Si	Al	Ca
				(%)					
فیلیت (Ph)	۷/۳ ab	۳۱/۲ b	۷۲/۲ ab	۲۷/۰ c	۳۴/۴ a	۲۹/۸ a	۲۰/۹ a	۶/۹ a	۲/۵ b
تونالیت (To)	۷/۱ ab	۱۹/۷ c	۸۱/۵ a	۳۳/۶ bc	۳۷/۴ a	۲۱/۹ bc	۲۱/۶ a	۷/۳ a	۱/۳ b
پریدوتیت (Pe)	۷/۲ ab	۲۴/۹ bc	۶۰/۸ b	۷۰/۸ a	۱۰/۹ c	۱۵/۵ cd	۱۸/۳ b	۳/۳ c	۶/۸ a
دولریت (Do)	۷/۰ b	۱۹/۲ c	۷۱/۴ ab	۷۸/۶ a	۹/۷ c	۱۰/۳ d	۱۸/۱ b	۳/۸ c	۷/۳ a
شیل (Sh)	۶/۰ c	۲۶/۲ bc	۴۵/۶ b	۳۵/۵ bc	۲۶/۷ b	۲۶/۸ ab	۲۲/۳ a	۷/۱ a	۰/۴۶ b
سنگ‌آهک (Li)	۷/۵ a	۵۳/۰ a	۵۹/۷ b	۴۲/۳ b	۲۸/۲ b	۲۳/۸ ab	۱۶/۴ c	۵/۷ b	۷/۳ a

جدول ۲. (ادامه)

ماده مادری	Mg (%)	Fe (%)	Mn	Co	Ni	Cr	Cu	Zn	Pb
					mg/kg				
فیلیت (Ph)	۱/۴ b	۴/۲ cd	۵۴۶/۲ d	۳۰/۱ c	۷۰/۸ c	۱۳۴/۲ b	۲۸/۱ bcd	۵۶/۸ c	۱۴/۰ b
تونالیت (To)	۰/۹۰ b	۳/۸ d	۵۱۵/۱ d	۳۲/۷ bc	۶۵/۳ c	۱۲۴/۳ b	۲۰/۳ d	۳۹/۱ d	۹/۱ cd
پریدوتیت (Pe)	۳/۹ a	۸/۲ a	۱۵۵۵/۲ a	۵۲/۸ a	۲۸۵/۲ a	۹۸۴/۳ a	۳۶/۱ ab	۶۵/۷ bc	۷/۱ cd
دولریت (Do)	۳/۵ a	۶/۸ b	۱۳۲۳/۳ b	۳۹/۲ b	۱۷۵/۸ b	۱۰۲۲/۵ a	۲۴/۸ cd	۶۸/۶ bc	۶/۱ d
شیل (Sh)	۰/۸۶ b	۴/۹ c	۱۴۹۲/۲ ab	۲۰/۴ d	۷۴/۲ c	۱۴۵/۹ b	۳۸/۴ a	۱۰۵/۵ a	۲۶/۹ a
سنگ‌آهک (Li)	۱/۳ b	۶/۶ b	۱۰۷۳/۱ c	۲۷/۲ cd	۴۶/۲ c	۱۴۳/۶ b	۳۱/۱ abc	۷۵/۲ b	۱۰/۵ bc

کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیم‌دار (۶۵٪)، پیروکسین‌های نوع مونوکلینیک و اوژیت (۱۸٪)، بیوتیت (۱۰٪) و اولیوین و مگنتیت (۷٪) می‌باشد. خاک‌های مطالعه شده در زیر گروه دیستریک یوتریودپتز طبقه‌بندی می‌شوند و افق‌های مشخصه تشکیل شده شامل اکریک و کمبیک می‌باشد. بافت کلیه افق‌های پدوژنیک شنی لومی بوده که این ویژگی، میراث بافت درشت ماده مادری (Pokilitic texture) است. میانگین درصد اشباع بازی، pH و CEC به ترتیب ۶۱٪، ۷/۰ و ۱۹/۲ Cmol(+)/Kg است (جدول ۲).

ماده مادری شیل (Sh) و خاک‌ها

نیمرخ‌های مورد مطالعه در این ماده مادری در نزدیکی ماسوله قرار داشته و نسبت به سایر نیمرخ‌ها در ارتفاع بالاتری واقع شده‌اند (۱۰۱۰ متر). بافت افق‌های پدوژنیک لوم رسی بوده و میانگین درصد اشباع بازی، pH و CEC به ترتیب ۷۱٪، ۶/۰ و ۲۶/۲ Cmol(+)/Kg می‌باشد (جدول ۲). افق‌های مشخصه تشکیل شده شامل اکریک و کمبیک بوده و خاک‌ها در زیر گروه دیستریک یوتریودپتز طبقه‌بندی می‌شوند.

ماده مادری آهکی (Li) و خاک‌ها

این ماده مادری یک سنگ کربناته عمیق بوده که دارای ۹۵٪ کربنات کلسیم دانه‌ریز (میکرایت) و دانه‌های تخریبی کوارتز و دانه‌های پیریت می‌باشد. نیمرخ‌های مورد مطالعه دارای افق‌های مشخصه اکریک، مالیک، کلسیک، آرجیلیک و کمبیک بوده و خاک‌ها در زیر گروه‌های تیپیک هپل‌یودآلفز، تیپیک دیستریودپتز و تیپیک کلسی‌یوداولز (Typic Calciudolls) طبقه‌بندی می‌شوند. میانگین درصد اشباع بازی، pH و CEC در این خاک‌ها به ترتیب ۶۵٪، ۷/۵ و ۵۳/۰ Cmol(+)/Kg می‌باشد (جدول ۲).

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

مقایسه برخی ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی و ژئوشیمیایی خاک‌ها

میانگین ویژگی‌های خاک‌های مورد مطالعه با استفاده از آزمون دانکن و با در نظر گرفتن مواد مادری مختلف به عنوان تیمار، مورد مقایسه قرار گرفت (جدول ۲). در بین خاک‌های مورد مطالعه، pH خاک‌های شیلی حداقل بوده و در دامنه ۵/۳ تا ۶/۵ تغییر می‌کند. به‌علاوه اشباع بازی این خاک‌ها نیز بین ۴۸ تا ۷۳ درصد تغییر می‌کند(جدول ۱). خاک‌های تشکیل شده روی شیل در مرتفع‌ترین بخش حوضه واقع شده‌اند و بدین ترتیب تحت تأثیر هوادیدگی سنگ‌های کربناته منطقه نیستند. آبشوئی مؤثر بیشتر، به دلیل واقع شدن این خاک‌ها در واحد ارضی تپه با شیب کم و هم‌چنین دریافت نزولات جوی بیشتر، از علل ثانوی این مشاهده هستند.

برخی از ویژگی‌ها در برخی از خاک‌ها به شدت تحت تأثیر نوع ماده مادری است. به عنوان نمونه درصد شن، سیلت و رس خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به نحو بارزی از خاک‌های دیگر متفاوت می‌باشند. همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد این دو ماده مادری جزء سنگ‌های درشت بلور هستند و از آنجایی که خاک‌های تشکیل شده روی آنها توسعه و تحول پروفیلی شدیدی نداشته‌اند، بسیاری از خصوصیات آنها توارثی بوده و بوسیله ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی مواد مادری کنترل می‌گردد. به‌علاوه، حداکثر غلظت منیزیم و کلسیم در همین خاک‌ها مشاهده می‌شود (خاک‌های آهکی نیز کلسیم بالایی دارند) که علت آن را می‌توان در ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها جستجو کرد (جدول ۲). در پریدوتیت، اولیوین‌های منیزیم‌دار و کلینوپیروکسین منشأ اصلی Mg می‌باشند و در دولریت، پیروکسین‌های مونوکلینیک و اوژیت منشأ این عنصر هستند. پلاژیوکلازها و پیروکسین‌ها منبع اصلی Ca در این خاک‌ها به شمار می‌روند.

مقدار Al در خاک‌های حاصل از پریدوتیت به طور معنی‌داری کمتر از بقیه خاک‌هاست. مقدار Si در خاک‌های تشکیل شده از سنگ آهک کمترین می‌باشد و این مقدار در خاک‌های با منشأ پریدوتیت و دولریت در مرتبه بعدی قرار دارد (جدول ۲). ترکیب کانی‌شناسی سنگ آهک دارای مقدار بسیار کمی Si به شکل کوارتز است. از طرف دیگر غلظت Al و Si نیز در سنگ‌های فوق‌بازی و بازی نسبت به سایر سنگ‌های مورد مطالعه کمتر می‌باشد. تغییرات Fe نیز از روند تقریباً مشابهی پیروی می‌کند. این عنصر در خاک‌های با منشأ پریدوتیت حداکثر بوده (۸/۲٪) و خاک‌های دولریتی و آهکی از این نظر در مرتبه دوم قرار دارند. وجود درصد بالایی از سیلیکات‌های آهن و منیزیم در پریدوتیت و دولریت توضیح دهنده مقدار بالای Fe در این خاک‌هاست. هر چند آهن تحت تأثیر هوادیدگی از کانی‌های اولیه آزاد شده و وارد فازهای متحرک‌تر می‌شود، ولی از آنجایی که درجه تحول و توسعه این خاک‌ها پایین است، هنوز می‌توان اثر نوع ماده مادری را بر غلظت این عنصر مشاهده نمود. در مقابل، آهن در خاک‌های آهکی مورد مطالعه بیشتر به صورت آهن آزاد و بی‌شکل وجود دارد، از طرف دیگر مقدار این عنصر در سنگ‌آهک بسیار پایین است (۱/۴٪)، بنابراین غلظت بالای Fe در خاک‌های آهکی مربوط به غنی‌شدن این عنصر در اثر فرآیند کربنات‌زدایی و تکامل پروفیلی بیشتر این خاک‌ها بوده وکمتر تحت کنترل مواد مادری می‌باشد (۵).

غلظت کل Mn خاک‌ها دارای ترتیب زیر می‌باشد: Ph =To < Pe = Do = Sh> Li (جدول ۲). تجزیه‌های سنگ بستر نشان می‌دهند که پریدوتیت و دولریت دارای درصد بالایی از Mn هستند (به ترتیب ۰/۱۲٪ و ۰/۱۴٪) حال آن که این مقدار در سایر مواد مادری، از جمله سنگ شیل (میانگین ۰/۰۱۹٪)، بسیار کمتر می‌باشد. علت غلظت بالای Mn در خاک‌های با منشأ شیل را می‌توان به نقش فرآیندهای خاک‌سازی در غنی کردن این عنصر در افق‌های ژنتیکی نسبت داد. نتایج مطالعات عصاره‌گیری متوالی (۲۵) نشان می‌دهد که در خاک‌های با منشأ پریدوتیت و دولریت بیشتر Mn در ساختمان کانی‌های سیلیکاتی و کانی‌های مقاوم به هوادیدگی قرار دارد، حال آن که در خاک‌های با منشأ شیل، بین ۷۰ تا ۸۰٪ این عنصر در

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

بخش‌های متحرک متمرکز شده است.

غلظت Co و Ni در خاک‌های پریدوتیتی بیشترین و خاک‌های دولریتی از این نظر در مرتبه دوم قرار می‌گیرند. هم‌چنین، غلظت Cr و V در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی بیشتر از سایر خاک‌ها می‌باشد (جدول ۲). منابع نشان می‌دهند که Cr و V اساساً در سنگ‌های فوق‌بازی و بازی جای‌گرفته و تغییرات آنها در خاک‌های مختلف از مواد مادری به ارث می‌رسد. بنابراین، بالاترین غلظت‌های Cr و V در خاک‌های با منشأ فوق‌بازی و بازی گزارش شده است (به ترتیب ۰/۴-۰/۲٪ و ۴۶۰-۱۵۰ میلی‌گرم در کیلوگرم) (۲۰). هم چنین در مورد عناصر Co و Ni، بیشترین غلظت‌ها مربوط به سنگ‌های فوق‌بازی و خاک‌های حاصل از آنها گزارش شده است (۲۰). به‌علاوه، هم‌بستگی مثبت و بالایی بین این عناصر مشاهده شد که بیانگر رفتار مشابه آنها در خاک‌های مورد مطالعه می‌باشد (۵).

غلظت Co، Cr، Ni و V در خاک‌های تونالیتی در مقایسه با خاک‌هایی که از مواد مادری بازی و فوق‌بازی تشکیل شده‌اند به طور معنی‌داری کمتر بوده (این تفاوت در مورد غلظت Co در خاک‌های تونالیتی و دولریتی معنی‌دار نیست) ولی در مقایسه با خاک‌های فیلیتی تفاوت اساسی نشان نمی‌دهد (جدول ۲). به طور کلی فراوانی این عناصر در سنگ‌های آذرین با افزایش میزان سیلیس کاهش می‌یابد و در سنگ‌های گرانیتی به حداقل می‌رسد، به طوری که مقدار Co، Cr و Ni در سنگ‌های اسیدی به ترتیب ۱۵-۱، ۱۲۰-۵ و ۹۰-۵ میلی‌گرم در کیلوگرم گزارش شده است (۲۰). روند مذکور در سنگ‌های آذرین، به طور مشابهی در خاک‌های حاصل از سنگ‌های پریدوتیت، دولریت، تونالیت و فیلیت نیز به چشم می‌خورد، به طوری که فراوانی بالای سیلیس در خاک‌های تونالیتی و فیلیتی با غلظت‌های پایین عناصر Co، Cr، Ni و V در این خاک‌ها منطبق است. از این رو می‌توان نتیجه گرفت که فراوانی این عناصر در خاک‌های مذکور هم‌چنان تحت کنترل نوع ماده مادری بوده و بدین ترتیب تأثیر عوامل وراثتی در فراوانی این عناصر بیشتر از عوامل غیر وراثتی (عوامل خاک‌ساز یا عوامل انسانی) می‌باشد.

تغییرپذیری Cu در بین خاک‌های مورد مطالعه کمتر از سایر عناصر کمیاب می‌باشد (جدول ۲) ولی وقتی منحصراً سنگ بستر و افق‌های C و CB در نظر گرفته شوند، مقدار این عنصر در خاک‌های پریدوتیتی و دولریتی به طور معنی‌داری بیشتر از سایر مواد مادری می‌باشد (نتایج ارائه نشده است). منابع نشان می‌دهند که فراوانی Cu در سنگ‌های بازی (۱۶۰-۳۰ میلی‌گرم در کیلوگرم) خیلی بیشتر از سنگ‌های اسیدی (۳۰-۴ میلی‌گرم در کیلوگرم) و در سنگ‌های فوق‌بازی (۴۰-۱۰ میلی‌گرم در کیلوگرم) حالت بینابینی دارد (۱۲). رس‌ها و شیل‌ها نیز بعد از سنگ‌های آذرین فوق‌بازی و بازی دارای مقادیر قابل توجهی از عناصر Cu، Zn وPb هستند که این امر به خاطر توانایی بالای این رسوبات در جذب یون‌های فلزی می‌باشد (۱۰). نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که مقدار کل Zn در خاک‌های با منشأ شیل حداکثر می‌باشد (میانگین ۱۰۵/۵ میلی‌گرم در کیلوگرم) و وقتی منحصراً سنگ بستر و افق‌های C و CB در نظر گرفته شوند، مقدار این عنصر در مواد مادری دولریتی هم قابل توجه خواهد بود (میانگین ۷۸/۱ میلی‌گرم در کیلوگرم). منابع نشان می‌دهند که عنصر Zn در سنگ‌های آذرین، تقریباً به طور یک‌نواختی توزیع شده است، به طوری که میانگین آن در سنگ‌های اسیدی مانند گرانیت و سنگ‌های بازی به ترتیب ۴۰ و ۱۰۰ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. در سنگ‌های رسوبی، حداکثر غلظت Zn در شیل‌ها و رسوبات رسی گزارش شده است (۱۲۰-۸۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم) (۲۰). کیکنز (۲۱) گزارش می‌دهد که خاک‌های مختلف نواحی معتدل و مرطوب اروپا توزیع نسبتاً یک‌نواختی از عنصر Zn دارند، به طوری که حداقل غلظت این عنصر در خاک‌های اسپودوسول و آلفی‌سول (به ترتیب ۲۸ و ۳۵ میلی‌گرم در کیلوگرم) و حداکثر آن در خاک‌های فلوونت و هیستوسول (به ترتیب ۶۰ و ۵۸ میلی‌گرم در کیلوگرم) اندازه‌گیری شده است. در کل می‌توان گفت که فرآیندهای خاک‌سازی باعث می‌گردند تأثیر نوع مواد مادری بر مقدار کل Cu و Zn کمتر شود.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

غلظت سرب در خاک‌های شیلی حداکثر (۲۶/۹ میلی‌گرم در کیلوگرم)، در خاک‌های دولریتی، پریدوتیتی و تونالیتی حداقل (به ترتیب ۶/۱، ۷/۱ و ۹/۱ میلی‌گرم در کیلوگرم) می‌باشد. به طور کلی سرب تمایل دارد در سنگ‌های آذرین اسیدی و رسوبات رسی (۴۰- ۱۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم) بیشتر از سنگ‌های فوق‌بازی و رسوبات آهکی (۱۰-۰/۱ میلی‌گرم بر کیلوگرم) متمرکز شود (۲۰). بنابراین، روند تغییرات این عنصر در خاک‌های مورد مطالعه بسیار هم‌آهنگ با فراوانی این عنصر در سنگ‌های مادری متناظر می‌باشد. با این وجود، فراوانی Pb در افق‌های خاک‌ساز و به ویژه در افق‌های سطحی به طور بارزی بیشتر از سنگ‌بستر می‌باشد (جدول ۳). منابع نشان می‌دهند که مقدار این عنصر در خاک‌های طبیعی شدیداً وابسته به نوع ماده مادری بوده ولی به خاطر گستردگی وسیع آلودگی سرب، اغلب خاک‌ها به ویژه در افق‌های سطحی، نسبت به این عنصر غنی شده‌اند (۲۰). شدت غنی شدن سرب در افق‌های سطحی خاک‌های مورد مطالعه نیز بسیار بالا محاسبه شده است (جدول ۳). غنی شدن سرب در خاک‌های جنگلی مناطق دور دست سوئیس، جایی که چندان تحت تأثیر نهشته‌های اتمسفری نبوده است نیز گزارش شده است (۱۳). به‌علاوه، در بسیاری از اکوسیستم‌های طبیعی و غیر آلوده، به ویژه اکوسیستم‌های جنگلی، غنی شدن سرب در خاک‌های سطحی گزارش شده است و علت آن به ظرفیت بالای این اکوسیستم‌ها در جذب ذرات آئروسلِ حامل سرب نسبت داده شده است (۱۷)، هرچند نقش مستقیم گیاه در جذب انفعالی این عنصر و چرخش آن در پدوسفر نیز بی‌تأثیر نمی‌باشد (۱۳). به‌علاوه، هم‌بستگی مثبت و بالایی بین این عنصر و درصد رس و مواد آلی وجود دارد که بیانگر نقش این اجزا در تثبیت سرب می‌باشد (۵).

شاخص غنی‌شدن (EF)

در این بخش، خاک‌رخ‌های Ph1 و Do2 از محاسبات کنار گذاشته شد، چرا که ویژگی‌های فیزیکی این خاک‌ها وجود پیوستگی سنگ‌شناختی (Lithologic continuity) در آنها را تأیید نمی‌کرد. توزیع فراوانی تجمعی شاخص غنی‌شدن برای تمام خاک‌رخ‌ها (به جز Ph1 و Do2) و تمام افق‌ها (به جز پایین‌ترین افق‌های که به عنوان افق مرجع در نظر گرفته شده‌اند) نشان می‌دهند که شدت تهی شدن عناصر کمیاب دارای ترتیب زیر می‌باشد (۵):

Co >Fe >Ni >Cr =V >Mn >Cu >Zn >Pb

به طوری که Pb، Zn، Cu و Mn به ترتیب در ۲۴، ۳۹، ۵۰ و ۵۴ درصدِ کل نمونه‌ها تهی شده‌اند، حال آن که عناصر V، Ni، Fe و Co در بیش از ۷۰ درصد کل نمونه‌ها تهی شده‌اند. کلیه عناصر فوق (به جز Pb) دارای پتانسیل یونی متوسط بوده، این بدان معنی است که این عناصر پس از آزاد شدن از کانی‌های اولیه، تمایل شدیدی به تشکیل پیوند با اکسیژن مولکول‌های آب و ایجاد هیدرواکسیدهای نامحلول دارند. بنابراین شاخص پتانسیل یونی، رفتار غنی شدن را برای تمام این عناصر پیش‌بینی می‌نماید. با این حال باید در نظر داشت که سرنوشت عناصر در پدوسفر، برآیند دو عامل غنی شدن و تهی شدن می‌باشد که هر یک از این عوامل، تحت کنترل فرآیندهای مختلفی می‌باشند: از یک طرف، رها شدن عناصر در اثر هوادیدگی و نیز چرخش زیستی آنها باعث غنی شدن عناصر در خاک می‌گردند، از طرف دیگر، آبشویی مؤثر عناصر که توسط شرایط شیمیایی و بیوشیمیایی پدوسفر متعین می‌شود، باعث تهی شدن آنها از خاک می‌گردد. در این رابطه، نقش پوشش گیاهی در تولید مواد آلی محلول که توانایی کمپلکس کردن عناصر کمیاب را داشته و به خروج آنها از محیط خاک کمک می‌کنند بسیار حائز اهمیت می‌باشد (۱۳). به‌علاوه، تهی شدن کم Mn، Cu و Zn را می‌توان به چرخش زیستی شدید این عناصر مغذی در محیط فعالیت ریشه گیاه نسبت داد (۱۹).

رفتار غنی‌شدن و تهی‌شدن یک عنصر خاص در مواد مادری مختلف و حتی در پاره‌ای از موارد، در نیمرخ‌های مختلف مربوط به یک ماده مادری خاص متفاوت است. به‌علاوه، در یک نیمرخ خاص، رفتار عناصر مختلف می‌تواند بسیار متفاوت

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

جدول ۳. شاخص غنی‌شدن عناصر کمیاب در برخی از نیمرخ‌های منتخب (عنصر مرجع Ti)

نیمرخ	افق	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	V	Zn
Ph2	A	۰/۷۸	۰/۹۲	۱/۰۹	۱/۰۱	۱/۵۵	۱/۰۰	۱/۳۱	۰/۸۹	۱/۲۵
	Bt	۰/۸۲	۰/۹۶	۱/۲۶	۱/۰۶	۱/۴۷	۱/۰۱	۱/۳۹	۰/۹۴	۱/۳۳
	CB	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Ph3	A	۰/۴۸	۰/۵۹	۰/۵۳	۰/۵۱	۱/۲۷	۱/۵۱	۰/۹۶	۰/۵۳	۰/۶۹
	Bw1	۰/۶۱	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۵۹	۱/۰۴	۰/۶۲	۰/۹۵	۰/۶۲	۰/۶۷
	Bw2	۰/۹۵	۰/۹۱	۱/۰۹	۱/۰۱	۱/۰۹	۱/۰۰	۱/۱۰	۰/۸۸	۱/۱۲
	CB	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
To2	A	۰/۵۹	۰/۹۱	۱/۶۴	۰/۹۰	۲/۶۷	۰/۸۱	۴/۱۸	۰/۸۳	۲/۲۱
	Bw	۰/۷۵	۱/۱۰	۱/۴۸	۰/۹۳	۲/۳۵	۰/۸۶	۳/۵۷	۰/۸۵	۱/۹۷
	Bt	۱/۰۱	۱/۲۰	۱/۹۵	۱/۱۵	۱/۵۰	۱/۱۱	۳/۸۱	۱/۱۰	۲/۲۱
	BC	۰/۶۹	۱/۰۰	۱/۰۲	۰/۹۶	۱/۷۳	۰/۸۳	۱/۳۵	۱/۰۴	۱/۰۱
	C	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Pe1	A	۰/۵۳	۰/۲۸	۱/۲۳	۰/۸۸	۰/۸۲	۰/۵۹	۱/۵۸	۰/۷۵	۱/۱۴
	Bw1	۰/۵۳	۰/۲۷	۱/۴۶	۰/۹۴	۰/۸۳	۰/۶۱	۱/۴۲	۰/۷۵	۱/۲۶
	Bw2	۰/۶۶	۰/۲۴	۱/۴۶	۰/۹۳	۰/۸۰	۰/۵۷	۱/۴۲	۰/۷۵	۱/۱۵
	C1	۰/۷۸	۰/۲۴	۱/۹۲	۰/۹۲	۰/۷۵	۰/۵۷	۱/۱۵	۰/۷۶	۱/۱۹
	C2	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Pe2	A	۰/۴۹	۰/۵۰	۰/۵۷	۰/۵۴	۰/۷۰	۰/۴۰	۲/۵۸	۰/۶۵	۰/۶۶
	Bw1	۰/۴۸	۰/۵۳	۰/۵۴	۰/۵۸	۰/۶۷	۰/۴۶	۱/۷۲	۰/۶۷	۰/۶۷
	Bw2	۰/۵۳	۰/۵۲	۰/۷۴	۰/۶۵	۰/۶۹	۰/۵۴	۱/۸۰	۰/۶۶	۰/۷۳
	C	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Do1	A	۰/۷۶	۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۸۱	۱/۰۶	۰/۷۰	۲/۱۳	۰/۷۷	۰/۹۰
	Bw1	۱/۰۹	۰/۹۷	۰/۷۸	۰/۸۶	۱/۰۸	۰/۷۳	۱/۷۰	۰/۸۵	۰/۸۴
	Bw2	۱/۰۳	۰/۹۷	۰/۹۳	۰/۹۸	۱/۰۶	۰/۹۴	۱/۲۵	۱/۰۲	۱/۰۱
	CB	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Sh2	A	۰/۴۲	۰/۸۳	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۸۲	۰/۷۵	۰/۹۴	۰/۸۶	۰/۹۷
	Bw1	۰/۳۷	۰/۸۴	۰/۶۲	۰/۶۲	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۸۴	۰/۷۵	۰/۸۱
	Bw2	۰/۳۸	۰/۸۴	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۸۶	۰/۸۰	۰/۸۲
	BC	۰/۶۳	۱/۰۷	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۵	۱/۰۴	۰/۹۷	۰/۹۹	۰/۹۵
	CB	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰
Li1	A	۰/۴۲	۰/۹۸	۱/۲۰	۱/۲۰	۰/۹۰	۱/۳۵	۱/۵۷	۱/۱۵	۱/۱۹
	AB	۰/۷۵	۱/۰۰	۱/۲۹	۱/۲۹	۰/۹۰	۱/۲۹	۱/۳۳	۱/۱۹	۱/۱۴
	Bw	۰/۸۶	۱/۳۷	۱/۱۱	۱/۱۱	۱/۰۴	۱/۵۷	۰/۸۵	۱/۰۸	۱/۰۰
	Bt1	۰/۷۲	۰/۹۴	۱/۳۸	۱/۳۸	۰/۹۹	۱/۶۱	۱/۰۲	۱/۲۵	۱/۱۶
	Bt2	۰/۷۸	۱/۱۸	۱/۲۷	۱/۲۷	۱/۰۹	۱/۸۷	۰/۷۷	۱/۲۳	۱/۱۰
	CB	۰/۷۶	۱/۲۸	۰/۹۴	۰/۹۴	۱/۱۰	۱/۳۶	۰/۶۸	۱/۰۱	۱/۰۲
	C	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰	۱/۰۰

[Downloaded from jstmar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

باشد، از این رو در این بخش فقط به ارائه نتایج و بحث ۸ نیمرخ می‌پردازیم (جدول ۳). در خاک‌رخ Ph2 (تیپیک هپل‌یودآلفز)، عناصر Cu، Mn، Pb و Zn در سرتاسر سولوم غنی‌شده‌اند، حال آن که Fe تنها به مقدار جزئی در افق آرجیلیک غنی شده است. شدت غنی‌شدن برای Mn، Pb و Zn بیشتر از Cu و Fe می‌باشد. مقدار شاخص غنی‌شدن برای Ni نشان می‌دهد که غلظت این عنصر توسط ورودی لیتوژنیک کنترل می‌شود (EF=۱). در مقابل، در خاک‌رخ Ph3 (دیستریک یوتریودپتز) تمام عناصر به جز Mn و Pb در خاک تهی شده‌اند. این تفاوت رفتار در خاک‌رخ‌های Ph2 و Ph3 را می‌توان به تفاوت میزان رس و نیز تفاوت فرآیندهای خاک‌سازی که در آنها غلبه دارد نسبت داد. به عبارت دیگر، فرآیند تهی‌شدن در خاک دیستریک یوتریودپتز فعال‌تر از خاک تیپیک هپل‌یودآلفز می‌باشد. به نظر می‌رسد غنی شدن عناصر کمیاب با تشکیل خاک‌های آلفی‌سول شدت می‌گیرد.

در خاک‌رخ To2 (تیپیک آرجی‌یوداولز)، رفتار عناصر کمیاب بسیار شبیه به خاک‌رخ Ph2 می‌باشد، با این تفاوت که Cr، Ni و V در افق‌های B، به ویژه افق Bt، به مقدار کمی غنی شده‌اند (جدول ۳ و شکل ۱) . این شباهت را شاید بتوان به فرآیند جابه‌جایی رس که در هر دو خاک‌رخ (Ph2 و Do2) غلبه دارد نسبت داد. شرما و همکاران در مطالعه خاک‌های هپل‌یودآلفز و هپل‌یوست‌آلفز در منطقه پنجاب هند دریافتند که غلظت Fe و Cu در افق‌های ایلوویال بیشتر از افق‌های سطحی و عمقی‌تر می‌باشد (۳۰). توزیع فلزات سنگین در نیمرخ خاک بسیار تحت تأثیر فرآیند تشکیل افق‌ها، به ویژه افق آرجیلیک می‌باشد، به طوری که عناصر رهاشده در اثر هوادیدگی، توسط ذرات رس جذب شده و با انباشتگی ذرات رس، در افق B تجمع می‌یابند (۲۲).

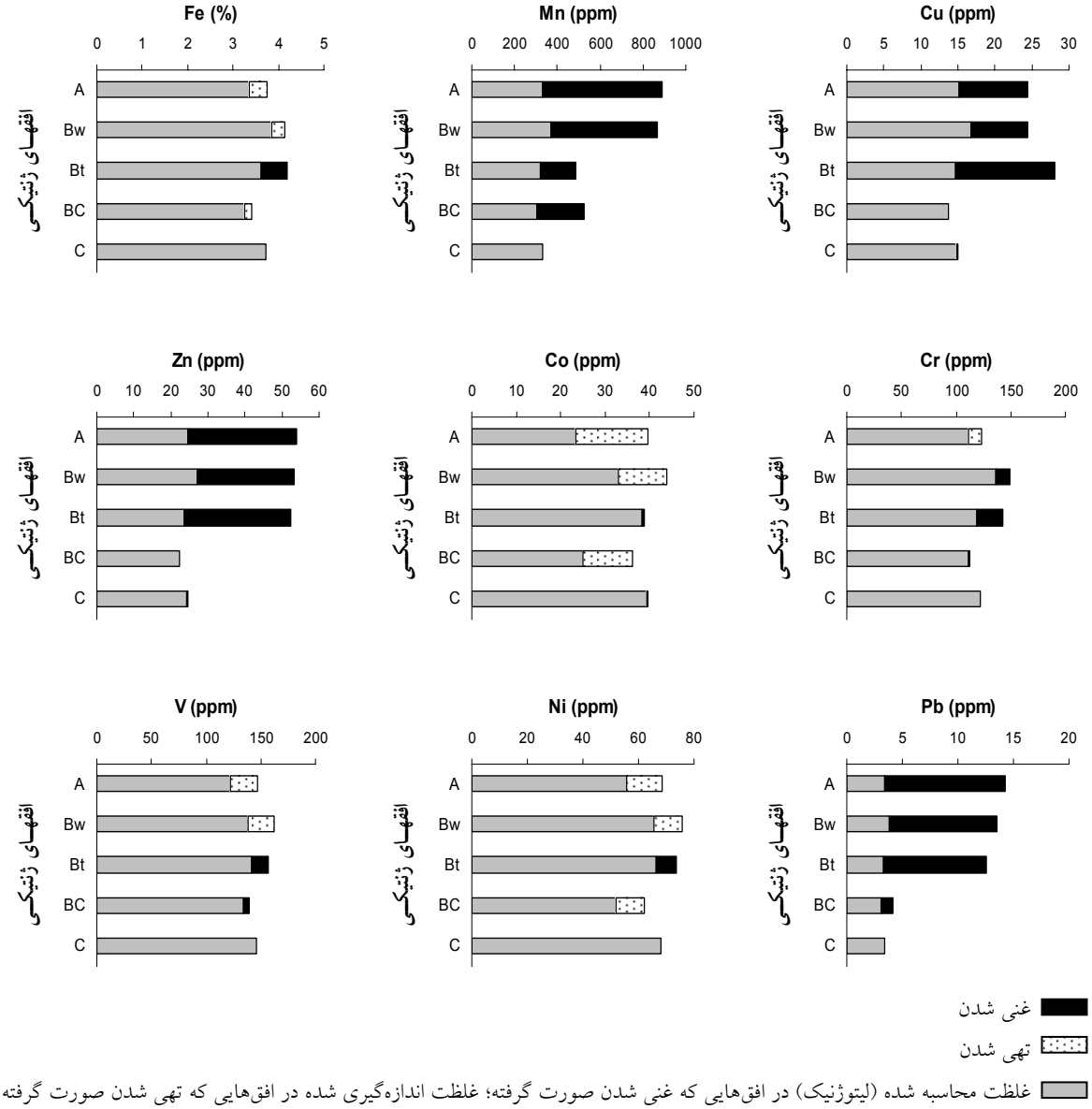
در خاک‌رخ Sh2 (دیستریک یوتریودپتز) که اسیدی‌ترین خاک در منطقه مطالعاتی می‌باشد، Fe، Co، Cr، Cu، Ni، Pb و V از سرتاسر پروفیل تهی شده‌اند. شدت تهی‌شدن برای Co حداکثر، و برای Pb، Cr و Zn حداقل می‌باشد. در مقابل، Mn به طور جزئی در این خاک‌رخ غنی شده است. به طور کلی، ترکیبات معدنی و آلی عناصر کمیاب دارای تحرک بیشتری در شرایط اسیدی هستند (۱۱)، از این رو به نظر می‌رسد این عامل مهم‌ترین نقش را در تهی‌سازی این عناصر به عهده داشته باشد. به‌علاوه، جذب اختصاصی عناصر واسطه توسط اکسیدهای آهن وابستگی شدیدی به pH داشته و در خاک‌های با اسیدیته کمتر از ۶ این پیوند بسیار ضعیف است. از این رو، این جذب نمی‌تواند در نگهداری طولانی مدت این عناصر در خاک‌های اسیدی نقش مهمی داشته باشد (۲۳).

در خاک‌رخ Li1 (تیپیک هپل‌یودآلفز)، عناصر Ni، V، Zn، و تاحد زیادی Cu به طور یکسانی در سرتاسر خاک غنی شده‌اند. سرب نیز در افق‌های A، AB و Bt1 غنی شده و در سایر افق‌ها تهی شده است. در مقابل، Co و Mn از این نیمرخ تهی شده‌اند. به‌علاوه، Fe و Cr نیز تا حد زیادی روند تهی شدن را نشان می‌دهند، با این تفاوت که در برخی از افق‌های B به طور جزئی غنی شده‌اند.

در خاک‌رخ Pe1 (تیپیک دیستریودپتز)، تمام عناصر کمیاب، به استثنای Cu، Pb و Zn، از سرتاسر خاک تهی شده‌اند. شدت تهی شدن برای Cr حداکثر، برای Mn، V و Co متوسط، و برای Fe حداقل می‌باشد (جدول ۳). در خاک‌رخ Pe2 (دیستریک یوتریودپتز)، فرآیند تهی شدن برای تمام عناصر کمیاب، به استثنای Pb مشاهده می‌شود. در خاک‌رخ Do1 (دیستریک یوتریودپتز)، رفتار Fe، Cr، Cu، Ni، و تاحد زیادی، V و Zn مشابه یکدیگر می‌باشد. این عناصر تمایل دارند که در خاک تهی شوند، تنها استثنا V و Zn در افق Bw2 است. در مقابل، Mn به مقدار بسیار جزئی در سرتاسر این خاک‌رخ غنی شده است. همین روند برای Co نیز در افق‌های تحت الارضی مشاهده می‌شود. شدت غنی شدن Pb در این خاک‌رخ بیشتر از سایر عناصر می‌باشد. لذا به طور کلی، در خاک‌رخ‌های Pe1، Pe2 و Do1، فرآیند تهی شدن برای بیشتر عناصر، بجز Pb، رخ داده است. تیجانی و همکاران (۳۲) علت تهی شدن Co، Cr، Ni، Pb، V و Zn در خاک‌های کم‌تحول تشکیل شده از

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]



شکل ۱. غلظت کل اندازه‌گیری شده و محاسبه شده (لیتوژنیک) عناصر کمیاب در نیمرخ To2 (محاسبه شده با استفاده از رابطه ۱). (در هر شکل رنگ مشکی و منقوطه به ترتیب میزان غنی شدن و تهی شدن را نشان می‌دهند. قسمت خاکستری، در افق‌هایی که غنی شدن رخ داده بیانگرغلظت لیتوژنیک (محاسبه شده)، و در افق‌هایی که تهی شدن رخ داده بیانگرغلظت اندازه‌گیری شده می‌باشد).

پیگماتیت را به سرعت پایین رهاسازی این عناصر در طی هوادیدگی نسبت دادند که این امر خود معلول غلظت پایین عناصر کمیاب در پیگماتیت، نسبت به سایر مواد مادری می‌باشد (۳۲). حال آن که در مورد خاک‌رخ‌های Pe1، Pe2 و Do1 که مقدار زمینه عناصر کمیاب در مواد مادری بالا می‌باشد، علت تهی شدن آنها را می‌توان به فراوانی نسبتاً بالای کانی‌های حساس به هوادیدگی در این خاک‌ها و شستشوی شدید خاک‌ها نسبت داد. به‌علاوه، مقدار کم رس و اکسی‌هیدراکسیدهای Fe و Mn در این خاک‌ها مانع ایجاد شرایط لازم برای تجمع این عناصر می‌گردد. نتایج عصاره‌گیری متوالی نیز نشان می‌دهد که تمرکزکلیه عناصر (به جز Pb) در این خاک‌رخ‌ها در بخش باقیمانده می‌باشد (۲۵). این امر، استدلال مبنی بر عدم وجود

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

شرایط لازم برای غنی شدن عناصر کمیاب در این خاک‌ها را بیشتر تأیید می‌کند.

روند تغییرات غنی شدن- تهی شدن عناصر در نیمرخ To2 در شکل ۱ ارائه شده است. همان طور که ملاحظه می‌شود عناصر غذایی Mn، Zn و Cu که شدیداً در محیط ریشه در گردش هستند (۱۲) در تمام افق‌های پدوژنیک غنی شده‌اند. این روند در مورد عنصر سنگین Pb نیز به چشم می‌خورد که علت آن را می‌توان به جذب این عنصر توسط موجودات زنده و حلالیت بسیار کم کانی‌های حاوی آن نسبت داد، هر چند برای این عنصر هیچ نقش بیولژیک شناسایی نشده است (۱۷). نتایج عصاره‌گیری متوالی نیز وجود سهم قابل توجی از Pb را در بخش متحرک تأیید می‌کند (۲۵). عناصر Fe، Cr، Ni، Co و V فقط در افق‌های ایلوویال، به ویژه آرجیلیک، غنی شده‌اند و از سایر افق‌ها تهی شده‌اند. بالا بودن واکنش خاک و نیز وجود رس بیشتر در این افق‌ها نسبت به افق‌های سطحی می‌تواند یکی از دلایل این مشاهده باشد.

نتیجه‌گیری

مقدار و توزیع عناصر کمیاب در خاک‌رخ‌های مورد مطالعه وابستگی زیادی به نوع ماده مادری، نوع عنصر و شدت فرآیندهای تشکیل خاک دارد. غلظت کل عناصر Co، Cr، Ni، V و تا حد زیادی Pb توسط ترکیب ژئوشیمیایی مواد مادری کنترل می‌شود؛ این روند برای عناصر Fe و Mn، در مورد خاک‌رخ‌هایی صادق است که توسعه پروفیلی کمی دارند. در مقابل، غلظت عناصر Cu و Zn در خاک‌ها بیشتر تحت کنترل فرآیندهای پدوفیتوژنتیک (Pedo-phytogenic) بوده تا عوامل سنگ‌شناختی. ارتباط نزدیکی بین توزیع عمقی عناصر کمیاب در خاک‌رخ‌ها و برخی از فرآیندهای خاک‌سازی مشاهده شد: در خاک‌های آلفی‌سول و مالی‌سول تشکیل شده روی فیلیت، تونالیت و سنگ‌آهک، و به موازات تشکیل افق آرجیلیک، تعدادی از عناصر غنی شده‌اند. شدت غنی‌شدگی در مورد Cu، Mn، Pb و Zn بیشتر از سایر عناصر است. در مقابل، فرآیند تهی‌شدن عناصر کمیاب (به استثنای Mn و Pb در برخی خاک‌ها) در خاک‌های پریدوتیتی، دولریتی و شیلی که دارای درصد اشباع بازی پایینی نیز هستند، غلبه دارد. طرف‌نظر از نوع ماده مادری و درجه تحول خاک، عناصر Pb، Zn، Cu، Mn کمتر از سایر عناصر تهی شده‌اند. این امر بیانگر تأثیرات مستقیم و غیر مستقیم فعالیت‌های زیستی در غنی‌سازی عناصر مذکور می‌باشد.

منابع مورد استفاده

۱. آدابی، م.ح. و م.ح. کریم‌پور. ۱۳۸۴. *نام‌گذاری و طبقه‌بندی جامع سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی*. انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

۲. امینی، م. ۱۳۸۲. مدل سازی روند تجمع عناصر سنگین در اکوسیستم‌های زراعی و ارزیابی عدم قطعیت آن در منطقه اصفهان. پایان‌نامه دکتری خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۳. دادفر، ع. ۱۳۷۸. *طرح بهره‌وری و مدیریت پارک جنگلی ماسوله- فومن*. جلد ۱، اداره کل منابع طبیعی استان گیلان.

۴. درویش‌زاده، ع. ۱۳۸۰. *زمین‌شناسی ایران*. انتشارات امیرکبیر، تهران.

۵. نائل، م. ۱۳۸۸. بررسی رابطه نحوه تشکیل و تحول خاک‌ها بر رفتار و توزیع برخی عناصراصلی و کمیاب در محیط خاک در منطقه فومن- ماسوله. پایان نامه دکتری خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

۶. یگانه، م. ۱۳۸۳. اثر لجن فاضلاب بر پارامترهای شوری و فلزات سنگین در پروفیل یک خاک آهکی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد خاک‌شناسی، دانشکده کشاورزی، دانشگاه صنعتی اصفهان.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]

7. Allison, L. E. 1965. Organic carbon. PP. 1372-1376. *In*: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White and F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. ASA, Madison, WI.
8. Allison, L. E. and C. D. Moodie. 1965. Carbonate. PP. 1387-1388. *In*: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White and F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. ASA, Madison, WI.
9. Alloway, B. J. 1990. The origins of heavy metals in soils. PP. 29-39. *In*: B. J. Alloway (Ed.), Heavy Metals in Soils. John Wiley & Sons Inc., New York.
10. Alloway, B. J. 1990. Soil processes and behavior of metals. PP. 7-28. *In*: B. J. Alloway (Ed.), Heavy Metals in Soils. John Wiley & Sons Inc., New York.
11. Aubert, H. and M. Pinta. 1977. Trace Elements in Soils. Elsevier Scientific Pub. Co., USA.
12. Baker, D. E. and J. P. Senft. 1995. Coper. PP. 179-205. *In*: B. J. Alloway (Ed.), Heavy Metals in Soils. John Wiley & Sons Inc., New York.
13. Blaser, P., S. Zimmermann, J. Luster and W. Shotyk. 2000. Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn in Swiss forest soils. Sci. of Total Environ. 249: 257-280.
14. Buol, S. W., R. J. Southard, R. C. Graham and P. A. McDaniel. 2003. Soil Genesis and Classification. 5th ed., Iowa State Press.
15. Chapman, H. D. 1965. Cation-exchange capacity. PP. 899-900. *In*: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White and F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. ASA, Madison, WI.
16. Chapman, H. D. 1965. Total exchangeable basis. PP. 902-904. *In*: C. A. Black, D. D. Evans, L. E. Ensminger, J. L. White and F. E. Clark (Eds.), Methods of Soil Analysis. Part 2: Chemical and Microbiological Properties. ASA, Madison, WI.
17. Davies, B. E. 1995. Lead. PP. 206-223. *In*: B. J. Alloway (Ed.), Heavy Metals in Soils. John Wiley & Sons Inc., New York.
18. Gee, G. W. and J. W. Bauder. 1986. Particle-size analysis. PP. 399-404. *In*: A. Klute (Ed.), Methods of Soil Analysis. Part 1: Physical and Mineralogical Methods. ASA, Madison, WI.
19. Goldschmidt, V. M. 1954. Geochemistry. *In*: A. Muir (Ed.), Geochemistry. Clarendon Press, Oxford.
20. Kabata-Pendias, A. and H. Pendias. 2001. Trace Elements in Soils and Plants. 3rd ed., CRC Press, USA.
21. Kiekens, L. 1995. Zinc, Heavy Metals in Soils. PP. 284-306. *In*: B. J. Alloway (Ed.), John Wiley & Sons Inc., New York.
22. Lee, B. D., B. J. Cartwr, N. T. Basta and B. Weaver. 1997. Factors influencing heavy metal distribution in six Oklahoma benchmark soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 61: 218-223.
23. Marques, J., D. G. Schulze, N. Curi and A. Mertzman. 2004. Trace element geochemistary in Brazilian Cerrado soils. Geoderma 121: 31-43.
24. McGrath, S. P. 1995. Chromium and Nickel. PP. 152-178. *In*: B. J. Alloway (Ed.), Heavy Metals in Soils. John Wiley & Sons Inc., New York.
25. Nael, M., H. Khademi, A. Jalalian, R. Schulin, M. Kalbasi and F. Sotohian. 2009. Effect of geo-pedological conditions on the distribution and chemical speciation of selected trace elements in forest soils of Western Alborz, Iran. Geoderma 152: 157-170
26. National Soil Survey Center. 1996. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigation Report. No.42, Lincoln, Nebraska.
27. Palumbo, B., M. Angelone, A. Bellanca, C. Dazzi, S. Hauser, R. Neri and S. Wilson. 2000. Influence of inheritance and pedogenesis on heavy metal distribution in soils of Sicily, Italy. Geoderma 95: 247-266.
28. Schaetzl, R. and S. Anderson. 2005. Soils, Genesis and Geomorphology. Cambridge University Press.
29. Schoeneberger, P. J., D. A. Wysocki, E. C. Benham and W. D. Broderson. 1998. Field Book for Describing and Sampling Soils. National Soil Survey Center, Lincoln, Nebraska.
30. Sharma, D. B., S. S. Mukhopadhyay and H. Arora. 2005. Total and DTPA-extractable micronutrients in relation to pedogenesis in some Alfisols of Punjab. Ind. Soil Sci. 170(7): 559-572.
31. Takeda, A., K. Kimura and S. Yamasaki. 2004. Analysis of 57 elements in Japanese soils, with special reference to soil group and agricultural use. Geoderma 199: 291-307.
32. Tijani, M. N., O. A. Okunlola and A. F. Abimbola. 2006. Lithogenic concentrations of trace metals in soils and saprolites over crystalline basement rocks: A case study from SW Nigeria. J. Afr. Earth Sci. 46: 427-438.

[Downloaded from jstnar.iut.ac.ir on 2024-03-29]

[DOR: 20.1001.1.24763594.1389.14.51.6.9]