

سیماهای کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نهشته لاتریت رسی تریاس- ژوراسیک در درازکوه، غرب دامغان، استان سمنان

فاطمه کنگرانی فراهانی^{۱*}، علی عابدینی^۲ و علی اصغر کلاگری^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه

*farahani_1893@yahoo.com

دریافت: ۹۱/۱۰/۱۸ پذیرش: ۹۲/۵/۳۰

چکیده

نهشته لاتریت رسی درازکوه، در فاصله ۸۵ کیلومتری غرب شهرستان دامغان، استان سمنان واقع می‌باشد. این نهشته به صورت لایه‌ها و عدسی‌های چین‌خوردگی، در مرز بین سازند کربناتی الیکا (تریاس) و شیلی و ماسه‌سنگی سازند شمشک (ژوراسیک) گسترش یافته است. کانسنگ‌های این نهشته عمدتاً دارای بافت‌های الییدی و پیزوبیدی می‌باشند. مطالعات کانی‌شناسی نشان می‌دهند که دیاسپور، بوهمیت، کانولینیت، آاناتاز، همتیت و گوتیت فازهای کانیاپی اصلی هستند که توسط مقادیر کم‌تری از کانی‌های فرعی نظیر روتیل، مگنتیت، شاموزیت، کوارتز، کلسیت و ایلیت همراهی می‌شوند. همچنین تجزیه و تحلیل‌های کانی‌شناسی آشکار می‌کنند که این نهشته دارای دو رخساره کانیاپی، (۱) احیایی و (۲) اکسیدی بوده که به ترتیب توسط آب‌های احیایی-قلیایی و اکسیدی-اسیدی تشکیل شده‌اند. با توجه به رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی، به نظر می‌رسد که این نهشته در طی تکوین خود فرآیندهای کانولینیتی‌شدن و لاتریتی‌شدن ضعیف را تجربه کرده و کانسنگ‌ها ترکیبی در حد رس بوکسیتی و لاتریت دارند. الگوی توزیع REE ها در کانسنگ‌ها به همراه روند تغییرات آن‌ها در عرض یک نیمرخ انتخابی دلالت بر منشاء نابرجا و پروتولیت عمدتاً مافیک برای نهشته دارند. نتایج به دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که عواملی نظیر پتانسیل یونی، روبش توسط اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی، درجه دسترسی به لیگندهای ارگانیکی، عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک سد ژئوشیمیایی، میزان انتقال کانی‌های مقاوم از سنگ مادر به کانسنگ‌ها و جذب سطحی نقش ارزنده‌ای در توزیع عناصر در طی تکوین این نهشته ایفا نموده‌اند. ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که فسفات‌های ثانویه (نظیر زینوتایم) میزبانان اصلی REE ها در کانسنگ‌های این نهشته هستند.

واژه‌های کلیدی: لاتریت رسی، زمین شیمی، کانی‌های میزبان، درازکوه، دامغان

مقدمه

طریق گسل‌ها و شکستگی‌ها و ته‌نشینی از آب‌های زیرزمینی در ذخایر نزدیک سطحی و یا از بخارات در ذخایر نزدیک به ساحل دریا نیز می‌توانند در توزیع عناصر جزیی موثر باشند. تشخیص هر کدام از موارد یاد شده، تنها در صورتی امکان‌پذیر است که سنگ مادر (پروتولیت نهشته‌های لاتریتی) قابل ردیابی باشد. مقاومت، مهاجرت و توزیع دوباره عناصر جزیی از کانی‌های سنگ مادر به لاتریت‌های تشکیل شده از موضوعات بسیار مهم و جالب برای پژوهش‌های ژئوشیمیایی محسوب می‌شوند. وقفه رسوبگذاری طی پرمین، پرموتریاس، تریاس- ژوراسیک، ژوراسیک و کرتاسه میانی در ایران سبب توسعه و تشکیل افق‌های متعدد لاتریتی و بوکسیتی در نواحی مختلف رشته کوه‌های البرز، زون ایران مرکزی، شمال غرب کشور و رشته کوه زاگرس شده است. نهشته‌های

در طی چند دهه‌ی اخیر، پژوهش‌های زیادی جهت تشخیص نحوه توزیع و رفتار در طی تکوین نهشته‌های لاتریتی و بوکسیتی [۷، ۱۰، ۳۰ و ۳۳] صورت گرفته است. در برخی از مطالعات انجام شده به بررسی تأثیر ترکیب کانی‌شناسی بر روی توزیع عناصر جزیی نظیر Ga [۱۱]، Ti [۴۲]، Zr، Y و Sc [۳۴]، U، Th، Zr و Nb [۳۳]، و REE ها [۱۷، ۲۸ و ۳۵] در لاتریت‌ها و بوکسیت‌ها پرداخته شده است. این بررسی‌ها نشان داده‌اند که در طی فرآیند لاتریتی‌شدن کانی‌های مختلف مرتبط با شرایط Eh-pH محیط دچار انحلال می‌شوند و اجزای تشکیل دهنده آن‌ها در ساختارهای بلوری و یا فازهای بی‌شکل ته‌نشین شده تحت شرایط سطحی در لاتریت‌ها به تله می‌افتند. عوامل بیرونی نظیر نفوذ محلول‌ها از

لاتریتی و بوکسیتی رشته کوه‌های البرز به طور گسترده در محدوده زمانی تریاس تا ژوراسیک و به طور محدود در محدوده زمانی پرموتریاس گسترش یافته‌اند. از نهشته‌های لاتریتی زون البرز مرکزی به سن تریاس- ژوراسیک می‌توان به ذخایر شاه بلاغی [۲] و زان [۳] اشاره نمود. نهشته لاتریت رسی درازکوه نیز یکی دیگر از ذخایر لاتریتی زون البرز مرکزی به سن تریاس- ژوراستیک می‌باشد. این نهشته در فاصله ۸۵ کیلومتری غرب شهرستان دامغان، به مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 48'$ ، $53^{\circ} 56'$ طول شرقی و $0^{\circ} 58'$ ، 35° تا $3^{\circ} 36'$ عرض شمالی، در استان سمنان و در ورقه زمین‌شناسی کیاسر (به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) واقع است. نهشته لاتریت رسی درازکوه در مرز بین سازند کربناتی الیکا (تریاس) و سازند شیلی-ماسه‌سنگی شمشک (ژوراسیک) (که توسط رسوبات کواترنری پوشیده شده است) توسعه یافته است. مقدار ذخیره بخش‌های فقیر از آهن این نهشته در حدود ۱۰۰۰۰ تن می‌باشد. تاکنون مطالعه‌ای در خصوص ویژگی‌های کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ژنتیکی این نهشته انجام نگرفته است. این مطالعه به بررسی کانی‌شناسی، شرایط نهشت، محیط رسوبی و نحوه رفتار و علل تغییرات عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی در طی پیشرفت فرآیند لاتریتی‌شدن در نهشته درازکوه می‌پردازد.

زمین‌شناسی

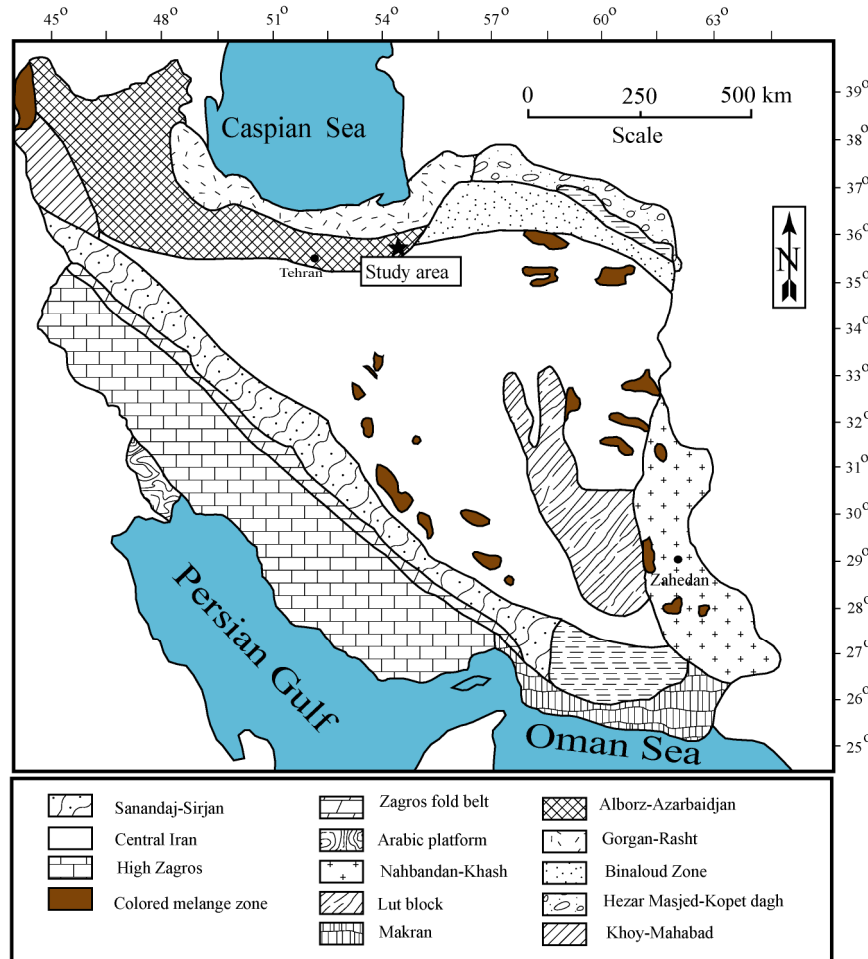
منطقه مورد مطالعه بر اساس رده‌بندی زون‌های ساختمانی ایران [۴] (شکل ۱) متعلق به زون البرز مرکزی می‌باشد. قدیمی‌ترین رسوبات منطقه مربوط به دوره زمانی کامبرین بوده و شامل شیل‌ها، دولومیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند باروت، شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند زاگون، ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ سازند لالون، و ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های کربناتی سازند میلا است. رسوبات سیلورین، اردوویسین و دونین زیرین در این منطقه رخنمون ندارند. روی رسوبات میلا در این منطقه، شیل‌ها و سنگ آهک‌های دونین بالایی (سازند جیروود) با یک ناپیوستگی هم‌شیب قرار گرفته‌اند. در طی کربونیفر رسوبگذاری در این منطقه صورت نگرفته است. سنگ‌های تریاس پیشین (سازند الیکا) با یک ناپیوستگی هم‌شیب و در بعضی نقاط با یک دگرشیبی بر روی شیل‌ها و سنگ

آهک‌های سازند جیروود قرار گرفته‌اند. سازند الیکا در بخش زیرین شامل سنگ آهک‌های نازک لایه دانه‌ریز بوده که بر روی آن دولومیت‌های قهوه‌ای و زرد رنگ ظاهر می‌شوند. پس از تشکیل دولومیت‌های الیکا (تریاس زیرین)، در تریاس بالایی رسوبگذاری انجام نشده است. فرسایش و هوازدگی در طی خشکی‌زایی علاوه بر ایجاد توپوگرافی کارستی در سطح دولومیت‌ها، سبب توسعه یک افق لاتریت رسی بر روی سازند الیکا در این منطقه شده است. در اوایل ژوراسیک، رسوبات قاره‌ای-کولابی سازند شمشک شامل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌ها همراه با رگه‌های زغال‌دار بر روی این افق بازماندی قرار گرفته‌اند. روی رسوبات سازند شمشک را مارن‌ها و سنگ آهک‌های دلیچای (ژوراسیک میانی) تشکیل می‌دهند که خود آن‌ها نیز توسط رسوبات آهکی و مارن‌های کرتاسه پوشیده شده‌اند. سازند فجن با سنگ‌شناسی کنگلومرا و سنگ آهک به سن پالئوسن با یک ناپیوستگی هم‌شیب بر روی رسوبات کرتاسه قرار گرفته است. جوان‌ترین رسوبات منطقه را مارن‌ها، شیل‌ها و سنگ آهک‌های ائوسن و رسوبات عهد حاضر تشکیل می‌دهند [۱] (شکل ۲).

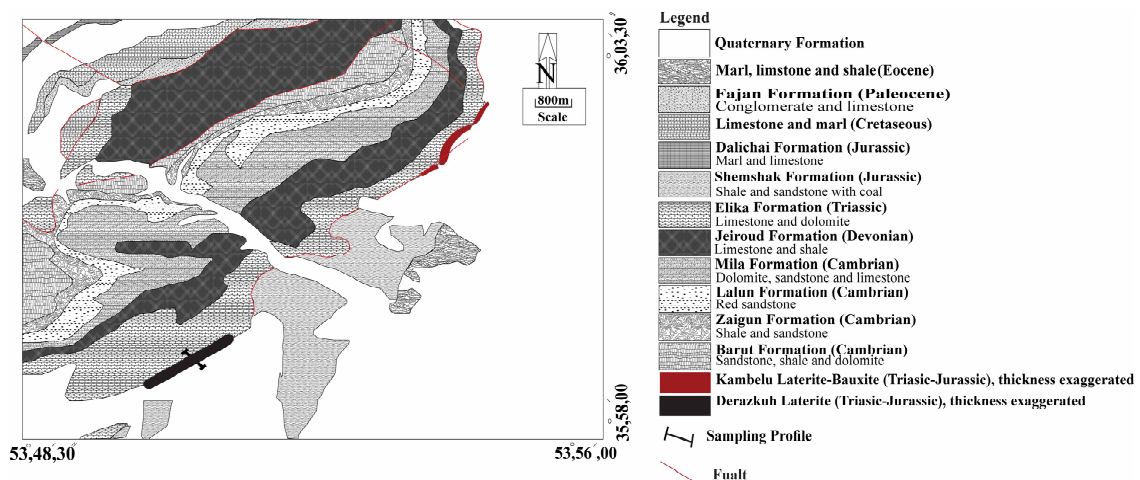
افق لاتریت رسی در سراسر منطقه در حد فاصل برونزد جوان‌ترین لایه‌های سازند الیکا با مناطق کم شیب پوشیده از رسوبات جدید دوران چهارم قرار گرفته است و به ندرت می‌توان همبری این ماده معدنی را با سازند شمشک مشاهده کرد. این افق لاتریتی به اشکال لایه‌ای و عدسی با روند ساختاری N-W در منطقه گسترش یافته (شکل ۲) و در مجموع طولی بالغ بر ۲ کیلومتر و ستبرای متغیر از ۲ تا ۱۰ متر دارد. ترادف سنگ‌شناختی قابل تشخیص در نیمرخ مورد بررسی بر روی یکی از عدسی‌ها (شکل ۳) به ترتیب از پایین به بالا شامل کانسنگ‌های لاتریتی، (۱) بنفش (VL)، (۲) قهوه‌ای (BL)، (۳) قرمز پایینی (LRL)، (۴) قرمز بالایی (URL)، (۵) صورتی (PL)، (۶) کرم قرمز (CRL)، (۷) کرم (CL)، (۸) سفید (WL) و (۹) خاکستری (GL) می‌باشد. در این منطقه گسل‌های امتدادی تعدادی جابجایی نسبتاً بزرگ در ماده معدنی ایجاد نموده‌اند که ایجاد حالت برشی در اکثر کانسنگ‌های لاتریتی نهشته درازکوه، آثار این فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه محسوب می‌شود. مزر کاملاً مشخصی بین نهشته با سازند الیکا وجود دارد (شکل ۴-الف). برونزدهای مربوط به واحد کرم گاهی به دلیل انحلال و آبشویی هماهنگ،

مواد ارگانیکی به شکل زغال‌سنگ در واحد خاکستری (شکل ۴-ت) از سیمای بارز زمین‌شناسی این نهشته هستند.

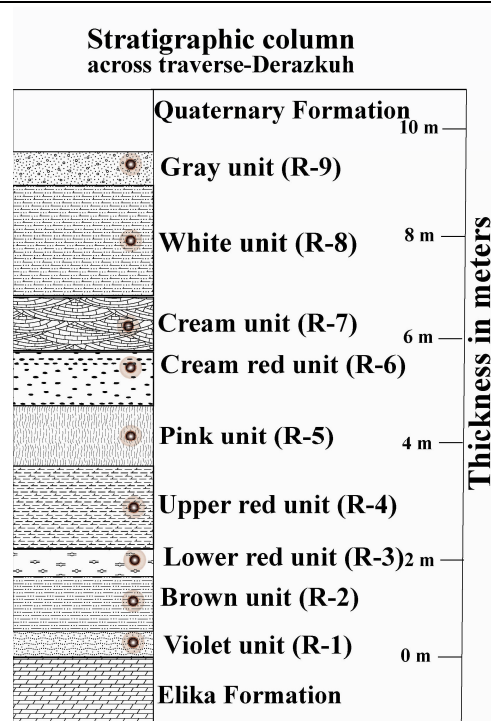
طرح‌های چند رنگی نشان می‌دهند. وجود نودول‌های آهن‌دار در واحد قهوه‌ای (شکل ۴-ب) و قرمز پایینی، لیمونیت‌زایی در سطح کانسنگ‌های لاتریتی سفید و قهوه‌ای (شکل ۴-پ)، حضور مقادیر قابل ملاحظه‌ای از



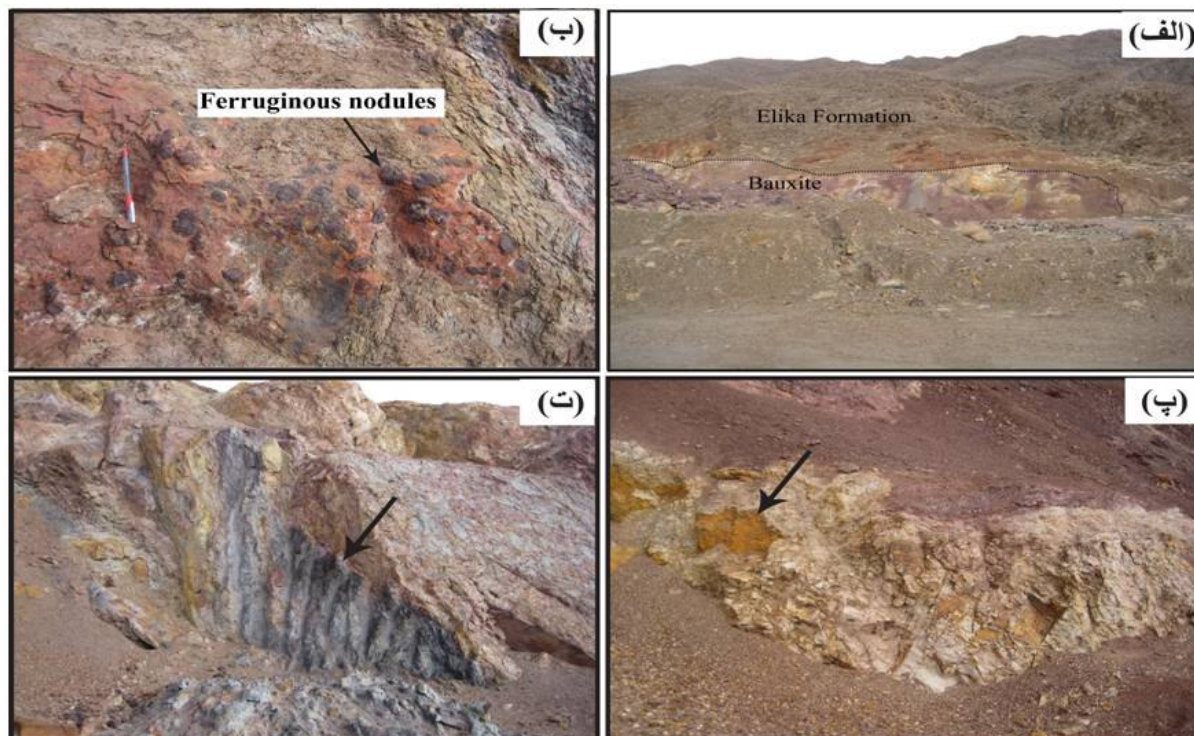
شکل ۱. موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زون‌های ساختاری ایران [۴]



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه [۱] که در آن موقعیت افق لاتریتی درازکوه مشخص شده است.



شکل ۳. ستون چین‌شناسی نیم‌رخ انتخابی در عرض افق لاتریتی درازکوه. محل نمونه‌هایی که مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفته‌اند با دایره نشان داده شده‌اند.



شکل ۴. الف مرز مشخص بین عدسی لاتریتی با سازند الیکا (دید به سمت شمال)، ب) وجود نودول‌های آهن‌دار در واحد قهوه‌ای، پ) لیمونیت‌زایی در سطح کانسنگ‌های لاتریتی سفید (دید به سمت شمال) و ت) مقادیر قابل ملاحظه‌ای از مواد ارگانیکی به شکل زغال سنگ در واحد خاکستری (دید به سمت شرق).

مواد و روش‌ها

پس از چندین مرحله پیمایش‌های صحرایی و نمونه‌گیری‌های تصادفی به منظور شناسایی خصوصیات واحدهای مختلف بازماندی در عدسی‌های لاتریتی، نیمرخ عمود بر یکی از عدسی‌ها که دارای بیش‌ترین تنوع در ویژگی‌های مزوسکوپی کانسنگ‌ها (نظیر رنگ، چگالی، بافت و سختی) بوده است، برای نمونه‌برداری سیستماتیک انتخاب شد. نمونه‌برداری سیستماتیک از این نیمرخ ۹/۵ متری در فواصلی از ۰/۵ الی ۱/۵ انجام گردید. به دلیل سختی پایین، فقط تعداد هفت برش صیقلی و نازک از کانسنگ‌ها تهیه و مبادرت به مطالعات میکروسکوپی شد. از میان کانسنگ‌های لاتریتی جمع‌آوری شده از نیمرخ انتخابی، تعداد ۵ نمونه انتخاب و به منظور شناسایی فازهای کانایی نامشخص توسط پراش پرتو X (XRD) (مدل D4) در شرایط تشعشع $\text{CuK}\alpha$ ، کرما‌تورهای گرافیتی، ولتاژ ۴۰ کیلو ولت، جریان ۴۰ میلی‌آمپر، سرعت اسکن ۲ درجه در هر دقیقه و بازه اسکن ۲ الی ۷۰ درجه در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور تجزیه شدند. برای شناسایی کانی‌های رسی نمونه‌های یاد شده چهار تیمار شامل اشباع از پتاسیم، اشباع با پتاسیم و دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد، اشباع با منیزیم و اتیلن گلیکول انجام شد. برای تعیین ترکیب شیمیایی کانسنگ‌ها، تعداد ۹ نمونه در آزمایشگاه ACME کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. مقادیر اکسیدهای اصلی و فرعی به وسیله ICP-ES و مقادیر عناصر جزئی و نادرخاکی به روش ICP-MS تعیین گردیدند. مقادیر پرت گرمایی ^{1}LOI به وسیله اختلاف در وزن نمونه‌ها قبل و بعد از گرم کردن در 1000°C به مدت یک ساعت توسط آزمایشگاه یاد شده اندازه‌گیری شدند.

نتایج و بحث

کانی‌شناسی

مطالعات میکروسکوپی بر روی اغلب کانسنگ‌های لاتریت رسی درازکوه به دلیل سستی امکان‌پذیر نمی‌باشد. با این وجود، در تعدادی از نمونه‌هایی که مقاطع میکروسکوپی از آن‌ها تهیه گردید، بافت‌های الییدی و پیزویدی از فراوانی به نسبت قابل ملاحظه‌ای برخوردار است. هسته

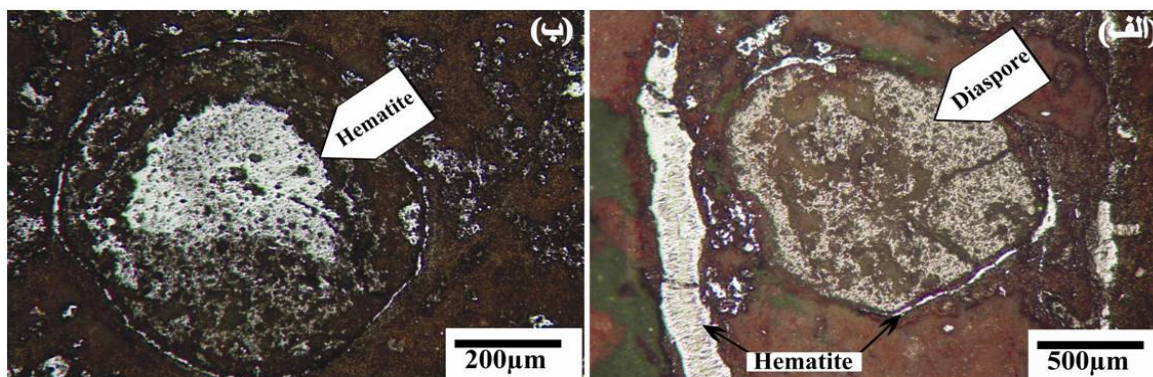
کنکرسین‌های الییدی و پیزویدی عمدتاً دیاسپوری و هماتیتی می‌باشد (شکل‌های ۵- الف و ۵- ب). ریز رگچه‌های آهنی و رسی به طور گسترده در نمونه‌های مورد مطالعه قابل تشخیص هستند (شکل ۵- الف). بر اساس نتایج تجزیه پراش اشعه X، افق بازماندی درازکوه متشکل از کانی‌های اصلی دیاسپور، بوهمیت، کائولینیت، آناتاز، هماتیت و گوتیت می‌باشد که توسط کانی‌های فرعی نظیر روتیل، کلسیت، کوارتز، ایلیت، مگنتیت و شاموزیت در مقادیر جزئی در کانسنگ‌های مختلف همراهی می‌شوند (شکل ۶).

تعیین شرایط محیط تشکیل نهشته لاتریت رسی درازکوه

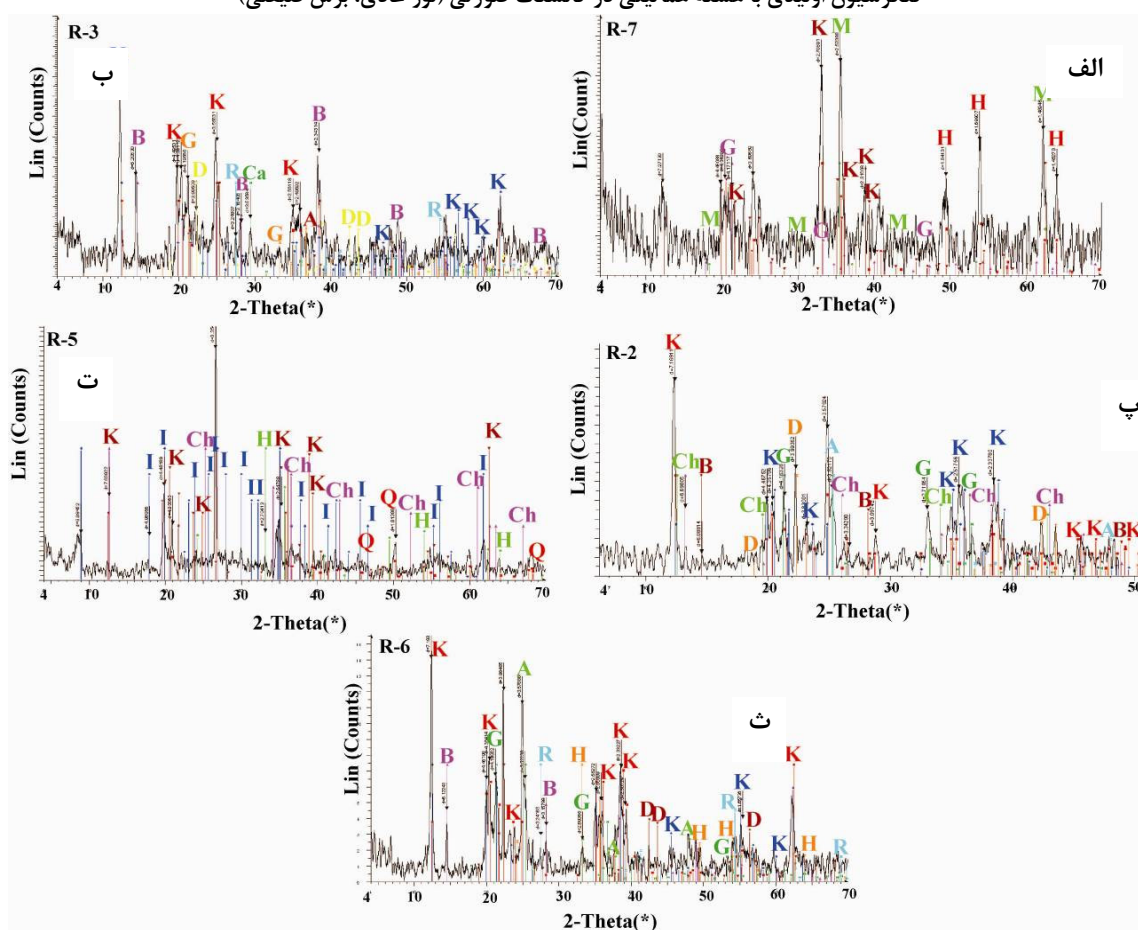
کائولینیت کانی فراوان نهشته درازکوه است که به طور عمده در متن کانسنگ‌ها و به صورت پر کننده درزه‌ها و شکستگی‌ها توسعه یافته است. pH مناسب جهت تشکیل کائولینیت حدود ۴ می‌باشد. با توجه به حضور کائولینیت در تمامی کانسنگ‌ها احتمالاً تغییرات pH محلول‌های مسئول لاتریتی‌شدن در محدوده ۴ تا ۸ بوده است. بوهمیت و دیاسپور در این نهشته از فراوانی یکسانی برخوردار هستند. با توجه به حضور بوهمیت در ترکیب کانی‌شناسی نهشته درازکوه، عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی و از همه مهم‌تر گذشت زمان، به نظر می‌رسد که گیبسیت فاز اولیه آلومینیوم‌دار در این نهشته بوده است که تحت تأثیر عملکرد فرآیندهای تکتونیکی و فشار طبقات بالایی به بوهمیت و نهایتاً بوهمیت به طور بخشی به دیاسپور تبدیل شده است. مطالعات انجام شده نشان می‌دهد گیبسیت عمدتاً در شرایط اکسیدان و اسیدی ضعیف تا قلیایی متوسط تشکیل می‌شود [۵۲]. تشکیل شاموزیت و هماتیت در متن کانسنگ‌های مختلف در این نهشته به طور قطع همزمان نبوده است [۱۴]. شاموزیت در شرایط احیایی تشکیل می‌شود (pH بین ۷ تا ۸ و Eh بالاتر از ۰/۲- یا pH بین ۸ تا ۹ و Eh بالاتر از صفر). این در صورتی است که تهنشست هماتیت و گوتیت در شرایط تقریباً قلیایی و اکسیدان صورت می‌گیرد (pH بالاتر از ۷ و Eh بالاتر از ۰/۲-). همچنین، تشکیل هماتیت و گوتیت می‌تواند نتیجه اکسیداسیون Fe^{2+} آزاد شده از شاموزیت باشد [۵۲]. آناتاز نیز در ذخایر لاتریتی در

رخساره احیایی قرار دارد، مشتمل بر هماتیت، گوتیت و گیبسیت (کانی آلومینیوم‌دار اولیه نهشته) است. بر اساس پایداری کانی‌های یاد شده [۵۲]، به نظر می‌رسد که آب‌هایی با ماهیت احیایی-قلیایی تا اکسیدی-اسیدی به ترتیب در توسعه و تشکیل رخساره‌های اول و دوم نهشته لاتریت رسی درازکوه دخالت داشته‌اند (شکل ۷).

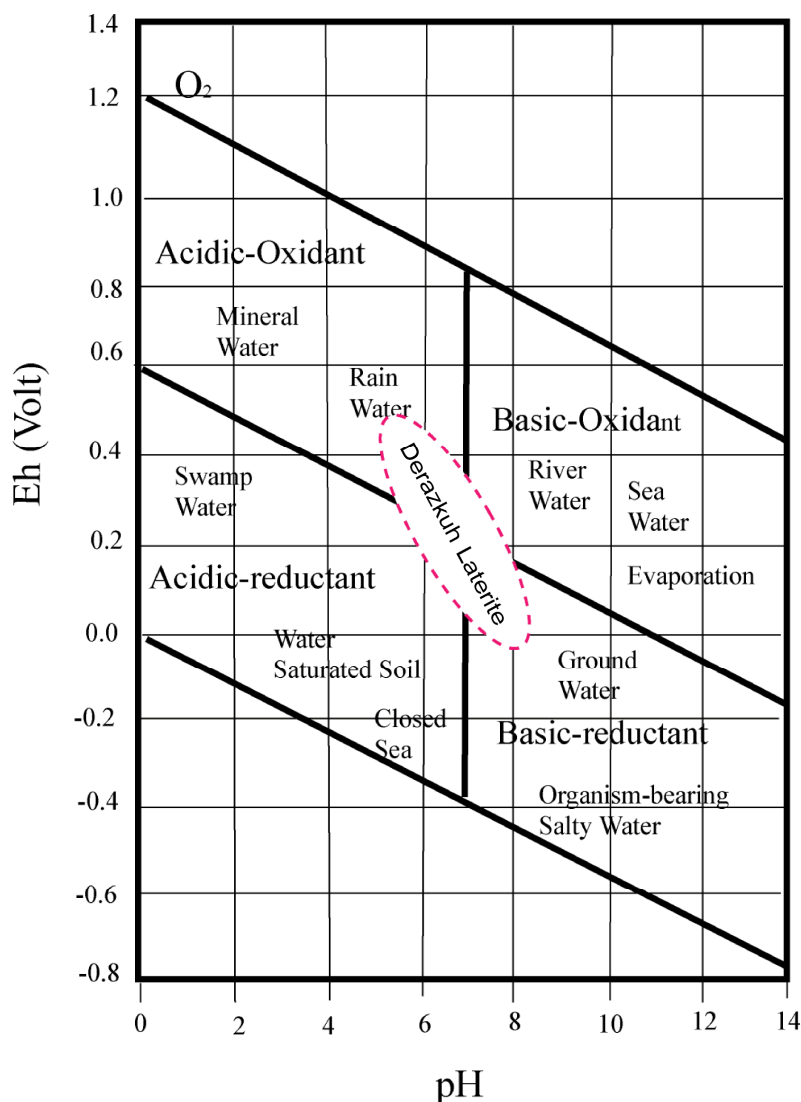
شرایط احیایی و pH پایین تشکیل می‌شود [۳۹]. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، افق لاتریتی درازکوه دارای دو رخساره کانیایی می‌باشد که در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت تشکیل شده‌اند. رخساره کانیایی اول که در شرایط احیایی تشکیل شده و نزدیک به سطح زمین قرار دارد، شامل کانی‌های شاموزیت و آاناتاز می‌باشد. رخساره کانیایی دوم که در شرایط اکسیدان شکل گرفته و در زیر



شکل ۵. الف) کنکریون پیزویدی با هسته دیاسپوری همراه با رگچه اکسید آهن در کانسنگ قهوه‌ای (نور عادی، مقطع صیقلی)، ب) کنکریون اوئیدی با هسته هماتیتی در کانسنگ صورتی (نور عادی، برش صیقلی)



شکل ۶. الگوهای پیک‌های XRD مربوط به پنج تیپ از کانسنگ‌های لاتریتی درازکوه. الف) کانسنگ قرمز پایینی (LRL)، ب) کانسنگ کرم (CL)، پ) کانسنگ صورتی (PL)، ت) کانسنگ قهوه‌ای (BL) و ث) کانسنگ کرم قرمز (CRL). علائم اختصاری به کار رفته عبارتند از: A-آاناتاز، B-بوهمیت، D-دیاسپور، G-گوتیت، K-کائولینیت، M-مگنتیت، Ca-کلسیت، R-روتیل، H-هماتیت، I-ایلیت، Ch-شاموزیت و Q-کوارتز



شکل ۷. دیاگرام Eh-pH محیط‌های اتمسفریک طبیعی با توجه به محدوده پایداری کانی‌ها که در آن موقعیت نهشته لاتریتی درازکوه مشخص شده است. مقادیر pH و Eh تشکیل کانی‌های گیبسیت، همتایت، گوتیت و شاموزیت از منبع [۵۲] اقتباس شده است.

ژئوشیمی

ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی

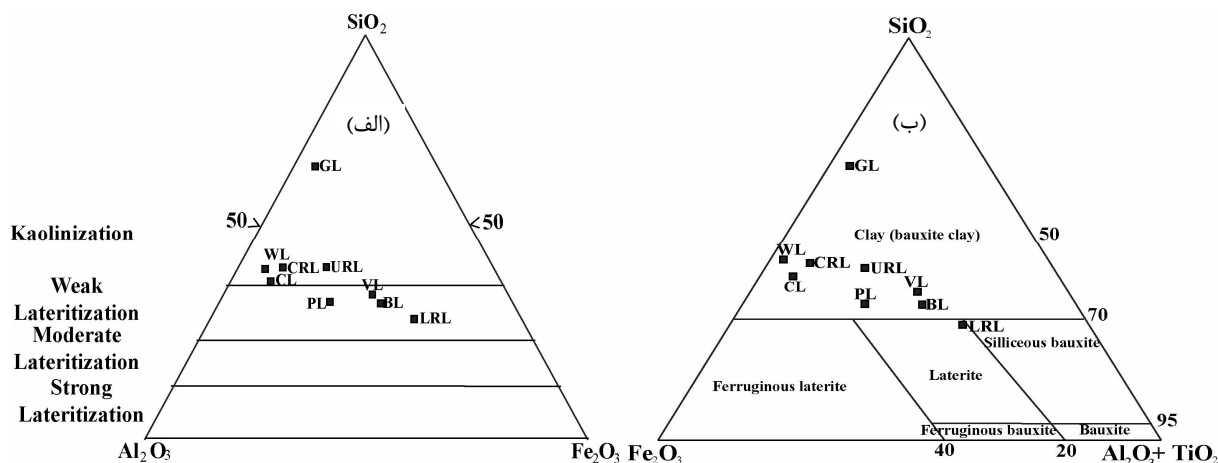
آنالیزهای شیمیایی نشان می‌دهند که در بین اکسیدهای تشکیل دهنده کانسنگ‌ها، اکسیدهای Al، Fe، Si و Ti از فراوانی قابل ملاحظه‌ای برخوردار هستند (جدول ۱). ترسیم مقادیر اکسیدهای Al، Fe و Si کانسنگ‌ها در نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ [۴۸] (شکل ۸-الف) نشان از این نکته دارد که تکوین و توسعه نهشته بازماندی درازکوه با کائولینیتی شدن و لاتریتی شدن ضعیف همراه بوده است. در این بین، فرآیندهای

کائولینیتی شدن موجبات تشکیل و توسعه واحدهای قرمز بالایی (URL)، کرم (CL)، کرم قرمز (CRL)، سفید (WL)، و خاکستری (GL) و فرآیندهای لاتریتی شدن ضعیف موجبات توسعه و تشکیل واحدهای بنفش (VL)، قهوه‌ای (BL)، قرمز پایینی (LRL) و صورتی (PL) را در سیستم فراهم نموده‌اند. همچنین ترسیم مقادیر اکسیدهای اصلی کانسنگ‌ها در نمودار سه متغیره $Al_2O_3+TiO_2-SiO_2-Fe_2O_3$ (شکل ۸-ب) [۶] نشان می‌دهد که تمامی کانسنگ‌های این نهشته ترکیبی در حد

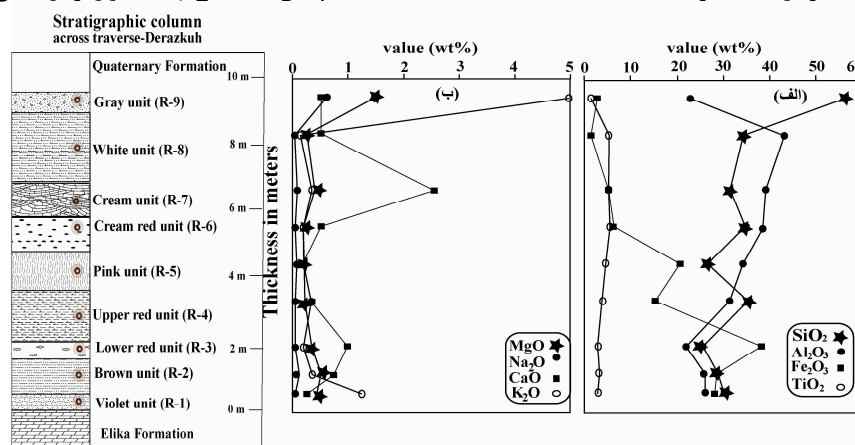
است. افزون بر موارد یاد شده، می‌توان استنباط نمود که توزیع Si و Al در این نیمرخ کمابیش در کنترل فرآیند آهن‌زدایی- آهن‌زایی قرار گرفته است.

با توجه به آنالیزهای شیمیایی مقادیر اکسیدهای Mg, Na, Ca و K در کانسنگ‌های مختلف لاتریتی از فراوانی به نسبت کمی برخوردار هستند (شکل ۹-ب). افزایش مقدار K_2O در واحد GL ($5/0 \text{ wt\%}$) می‌تواند به دلیل حضور کانی ایلیت باشد. همچنین، حضور کانی کلسیت (به صورت ریز رگچه) در واحد CL را می‌توان تنها دلیل منطقی برای فراوانی مقدار CaO ($2/54 \text{ wt\%}$) در نظر گرفت. با مقایسه نمودارهای مربوط به تغییرات اکسیدهای اصلی (شکل ۹-الف) و اکسیدهای فرعی (شکل ۹-ب) به نظر می‌رسد که سیلیسیوم به دلیل تشکیل کانی کائولینیت و عملکرد ضعیف فرآیندهای لاتریتی‌شدن نسبت به عناصر قلیایی و قلیایی خاکی با شدت کمتری شسته است. اکسیدهای P و Mn نیز به میزان کم در کانسنگ‌ها حضور دارند.

رس بوکسیتی داشته و تنها واحد RL ترکیبی در حد لاتریت دارد. بررسی روند تغییرات اکسیدهای اصلی در عرض نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد که Ti دارای کمترین تغییرات بوده ولی اکسیدهای Al, Fe و Si دارای روند تغییرات نامنظم می‌باشند (شکل ۹-الف). آنچه که از این تغییرات استنباط می‌شود این است که Fe دارای روند تغییرات نامنظم ولی کمابیش افزایشی به سمت سنگ بستر کربناتی دارد. به نظر می‌رسد که نفوذ آب‌های جوی فرورو با ماهیت اسیدی موجبات شستشوی Fe از بخش‌های بالایی نیمرخ را سبب شده و عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک سد ژئوشیمیایی به واسطه نوسانات و افزایش سطح سفره آب‌های زیرزمینی موجبات خنثی سازی pH محلول‌های فرورو و در نهایت ته‌نشست Fe در بخش‌های زیرین نهشته را فراهم نموده است. همچنین به نظر می‌رسد که تخریب مواد ارگانیکی در بخش‌های بالایی نیمرخ عامل تشدید کننده دیگر برای شستشوی Fe به دلیل ایجاد شرایط احیایی محلی بوده



شکل ۸. الف) نمودار سه متغیره Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2 [۴۸] که شدت فرآیند لاتریتی شدن در واحدهای مختلف نهشته درازکوه را نشان می‌دهد. ب) نمودار سه متغیره SiO_2 - Fe_2O_3 -($Al_2O_3+TiO_2$) [۶] که تیپ‌های کانسنگی نهشته درازکوه را نشان می‌دهد.



شکل ۹. الگوی تغییرات الف) اکسیدهای اصلی و ب) اکسیدهای فرعی در نیمرخ مورد مطالعه در نهشته لاتریتی درازکوه

جدول ۱. نتایج آنالیزهای شیمیایی ICP-ES و ICP-MS عناصر اصلی، فرعی، جزئی و نادر خاکی همراه با بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در کانسنگ‌های افق لاتریتی درازکوه (شماره نمونه‌ها به ترتیب از عمق به سطح می‌باشد).

mple No	R-1	R-2	R-3	R-4	R-5	R-6	R-7	R-8	R-9
Name of unit	VL	BL	RL	KRL	PL	CRL	CL	WL	GL
SiO ₂ (wt%)	۳۰/۱۹	۲۸/۷۳	۲۵/۳۸	۳۵/۴۱	۲۶/۸۱	۳۴/۸۴	۳۱/۵۰	۳۴/۳۶	۵۶/۴۱
Al ₂ O ₃	۲۶/۰۱	۲۵/۸۷	۲۱/۹۶	۳۱/۵۱	۳۴/۳۱	۳۸/۴۹	۳۹/۱۴	۴۳/۱۴	۲۳/۰۶
Fe ₂ O ₃	۲۸/۶۳	۲۹/۱۵	۳۸/۳۶	۱۵/۱۸	۲۰/۷۷	۶/۳۵	۴/۹۶	۱/۵۳	۲/۹۰
MgO	۰/۴۱	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۳۱	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۳۶	۰/۲۰	۱/۵۰
CaO	۰/۲۲	۰/۷۴	۰/۹۹	۰/۳۳	۰/۱۶	۰/۴۶	۲/۵۴	۰/۵۱	۰/۵۵
Na ₂ O	۰/۰۵	۰/۱۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۶۶
K ₂ O	۱/۲۴	۰/۳۵	۰/۲۰	۰/۳۳	۰/۲۲	۰/۱۸	۰/۳۳	۰/۱۲	۵/۰۰
TiO ₂	۲/۶۰	۲/۸۱	۲/۶۳	۳/۶۰	۴/۳۴	۵/۱۵	۵/۰۱	۵/۱۶	۱/۰۷
P ₂ O ₅	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۲۲	۰/۱۶	۰/۱۵
MnO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۱۰/۱۲	۱۱/۳۰	۹/۷۰	۱۲/۹۰	۱۲/۹۰	۱۳/۹۰	۱۵/۳۰	۱۴/۳۰	۷/۵۰
Sum	۹۹/۸۲	۹۹/۶۰	۹۹/۵۰	۹۹/۷۲	۹۹/۷۴	۹۹/۷۱	۹۵/۶۳	۹۹/۶۳	۹۹/۷۰
Ba (ppm)	۶۷/۰۰	۳۳/۰۰	۷۷/۰۰	۷۸/۰۰	۲۹/۰۰	۵۹/۰۰	۸۶/۰۰	۲۹/۰۰	۳۰۶/۰۰
Co	۲۴/۵۰	۱۹/۹۰	۳۷/۳۰	۲۷/۹۰	۱۵/۷۰	۱۲/۹۰	۲۷/۹۰	۷/۹۰	۶/۲۰
Ga	۳۴/۳۰	۴۳/۸۰	۲۷/۵۰	۳۴/۰۰	۵۱/۱۰	۴۳/۳۰	۵۷/۴۰	۴۹/۰۰	۲۸/۳۰
Hf	۰/۱۰	۸/۸۰	۱۰/۱۰	۱۳/۰۰	۱۴/۵۰	۱۶/۷۰	۱۷/۵۰	۱۹/۴۰	۵/۶۰
Nb	۶۹/۹۰	۷۶/۵۰	۶۷/۲۰	۹۷/۱۰	۱۱۴/۴۰	۱۳۱/۰۰	۱۳۶/۴۰	۱۳۰/۹۰	۲۰/۵۰
Rb	۲۳/۳۰	۷/۸۰	۵/۰۰	۹/۵۰	۳/۶۰	۳/۶۰	۶/۸۰	۲/۵۰	۲۱۳/۸۰
Sr	۳۴۵/۶۰	۳۲۷/۲۰	۲۱۶/۱۰	۳۶۷/۲۰	۲۸۳/۱۰	۴۳۹/۵۰	۱۷۱۵/۳۰	۱۱۵/۷۰	۱۸۹/۴۰
Th	۱۶/۵۰	۱۶/۸۰	۱۷/۳۰	۲۳/۴۰	۲۷/۱۰	۲۹/۳۰	۲۸/۹۰	۳۶/۰۰	۱۷/۵۰
U	۱۱/۳۰	۱۳/۸۰	۲۲/۶۰	۱۱/۷۰	۲۴/۴۰	۲۵/۳۰	۲۱/۸۰	۳۰/۵۰	۴/۱۰
V	۵۲/۱۰۰	۴۹۹/۰۰	۶۷۷/۰۰	۳۸۷/۰۰	۵۱۰/۰۰	۴۷۲/۰۰	۴۹۶/۰۰	۴۰۲/۰۰	۱۷۸/۰۰
Zr	۳۸۳/۶۰	۴۲۳/۱۰	۴۸۲/۲۰	۵۳۸/۵۰	۶۳۸/۴۰	۷۳۰/۱۰	۷۳۶/۴۰	۸۳۱/۲۰	۲۴۳/۸۰
Y	۴۱/۳۰	۴۰/۱۰	۴۹/۰۰	۴۷/۵۰	۳۶/۸۰	۳۲/۰۰	۴۲/۴۰	۴۵/۰۰	۳۶/۶۰
Ni	۳۱/۳۰	۴۰/۳۰	۳۲/۶۰	۵۲/۱۰	۲۹/۸۰	۲۹/۰۰	۵۰/۶۰	۹/۹۰	۱۹/۹۰
Cr	۱۳۶/۴۰	۱۶۳/۰۰	۲۰۴/۶۰	۳۶۵/۸۰	۲۶۵/۴۰	۲۹۲/۸۰	۲۹۹/۸۰	۳۳۳/۲۰	۱۱۵/۰۰
La (ppm)	۸۴/۶۰	۸۹/۰۰	۵۹/۳۰	۹۱/۳۰	۲۲/۵۰	۳۸/۵۰	۸۳/۴۰	۶۵/۹۰	۵۵/۹۰
Ce	۳۱۴/۰۰	۲۳۳/۰۰	۱۸۶/۸۰	۱۸۶/۷۰	۸۸/۶۰	۹۲/۶۰	۱۸۶/۳۰	۲۴۶/۷۰	۱۱۷/۷۰
Pr	۲۰/۱۵	۲۱/۲۷	۱۵/۸۶	۲۵/۱۵	۶/۰۷	۸/۱۴	۲۱/۷۳	۱۲/۹۴	۱۱/۶۷
Nd	۷۷/۹۰	۸۰/۹۰	۶۷/۴۰	۹۹/۶۰	۲۷/۸۰	۳۳/۶۰	۸۵/۷۰	۵۴/۸۰	۴۷/۵۰
Sm	۱۵/۹۳	۱۳/۷۹	۱۸/۵۹	۲۰/۷۶	۶/۴۰	۷/۰۰	۱۹/۰۷	۱۰/۷۶	۸/۶۵
Eu	۴/۳۵	۳/۳۳	۵/۲۴	۵/۵۴	۱/۹۶	۲/۰۷	۴/۹۶	۲/۸۱	۱/۹۲
Gd	۱۵/۳۱	۱۱/۳۱	۱۷/۲۰	۱۶/۳۲	۷/۴۱	۷/۰۰	۱۵/۶۹	۹/۸۰	۷/۵۲
Tb	۲/۲۴	۱/۹۳	۳/۰۳	۲/۸۶	۱/۱۴	۱/۱۶	۲/۱۴	۱/۳۵	۱/۳۱
Dy	۱۲/۱۴	۱۰/۲۹	۱۶/۳۸	۱۵/۹۴	۶/۶۹	۶/۴۹	۱۰/۵۸	۷/۸۲	۶/۵۸
Ho	۲/۰۵	۱/۹۱	۲/۸۹	۲/۶۴	۱/۳۸	۱/۲۷	۱/۸۵	۱/۵۵	۱/۳۲
Er	۵/۴۷	۵/۲۹	۷/۰۸	۷/۲۷	۳/۵۵	۳/۴۳	۴/۳۶	۴/۵۱	۳/۸۶
Tm	۰/۸۱	۰/۸۱	۱/۰۶	۱/۰۸	۰/۵۰	۰/۵۴	۰/۶۵	۰/۷۱	۰/۶۱
Yb	۴/۷۵	۵/۳۵	۵/۷۴	۶/۸۲	۳/۳۱	۳/۰۶	۳/۵۴	۴/۹۶	۳/۵۵
Lu	۰/۷۵	۰/۸۲	۰/۷۹	۱/۰۱	۰/۴۶	۰/۵۰	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۵۵
Eu/Eu*	۰/۸۵	۰/۸۱	۰/۹۰	۰/۹۲	۰/۸۶	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۸۳	۰/۷۳
Ce/Ce*	۱/۷۳	۱/۲۲	۱/۴۰	۰/۹۰	۱/۷۵	۱/۱۷	۱/۰۰	۱/۸۸	۰/۹۸

ژئوشیمی عناصر جزئی

رفتار و توزیع عناصر جزئی در نهشته‌های لاتریتی عمدتاً به وسیله فاکتورهایی نظیر (۱) ترکیب سنگ‌های مادر، (۲) شرایط فیزیکی‌وشیمیایی محیط تشکیل، (۳) ترکیب شیمیایی سنگ‌های بستر، (۴) خواص شیمیایی عناصر

(قابلیت انحلال، pH تشکیل هیدروکسیدها و احتمال تشکیل کمپلکس‌ها) و (۵) فرآیندهای دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک کنترل می‌شود [۳۳]. در این پژوهش، جهت تعیین کانی‌های میزبان عناصر جزئی و عوامل موثر در رفتار و توزیع آن‌ها در کانسنگ‌ها مبادرت به محاسبه

همبستگی‌های مثبت و قوی بین Zr-Th (۰/۹۸) و Zr-U (۰/۸۱) به نظر می‌رسد که فازهای کانیاپی مقاوم در برابر هوازدگی مثل زیرکن نیز در تمرکز و توزیع عناصر Th و U بی‌نقش نبوده‌اند [۱۵، ۳۲ و ۴۰]. همبستگی‌های مثبت و قوی بین Rb با K (۰/۹۲) و Ba با K (۰/۷۳) نشانگر نقش کنترلی مهم کانی ایلیت در تمرکز Rb و Ba به واسطه فرآیند جذب سطحی در سیستم می‌باشد [۱۸، ۱۹ و ۱۳]. وانادیوم (شکل ۱۰- پ) دارای روند توزیع تقریباً مشابه با Fe (شکل ۹- الف) می‌باشد. Ni و Co (شکل ۱۰- پ) اگرچه شباهت زیادی با روند توزیع Fe (شکل ۹- الف) نشان نمی‌دهند ولی دارای همبستگی‌های مثبت و متوسط بین Fe-Co (۰/۶۵) و Fe-Ni (۰/۶۰) حکایت از این نکته دارد که کلوئیدهای آهن نقش به سزایی در انتقال و تثبیت این دو عنصر در طی فرآیندهای لاتریتی شدن ایفا نموده‌اند [۴۳]. بنابراین ته‌نشست اکسید و هیدروکسیدهای آهن منجر به تثبیت و تمرکز عناصر Ni، V و Co در فازهای کانیاپی آه‌دار این نهشته شده‌اند (شکل ۱۰- پ).

ضرایب همبستگی رتبه‌ای اسپیرمن [۴۵] بین عناصر جزئی با یکدیگر و سایر عناصر شد (جدول‌های ۲، ۳ و ۴). عناصر Ga، Hf، Zr، Nb، Cr و Th به عنوان عناصر کم تحرک در سیستم‌های هوازده معرفی شده‌اند [۱۰، ۲۵ و ۲۶]. عناصر یاد شده در کانسنگ‌های مختلف درازکوه دارای همبستگی مثبت و قوی با Al و Ti ($r < 0.80$) می‌باشند. این عناصر (شکل ۱۰- الف و ۱۰- ب) به مانند Al و Ti (شکل ۹- الف) در واحد GL کاهش چشمگیری نسبت به سایر واحدهای لاتریتی نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد که مواد ارگانیکی موجود در واحد GL به دلیل تشکیل کمپلکس‌های ارگانیکی با عناصر یاد شده، نقش بسیار مهمی در انتقال عناصر کم تحرکی نظیر Ga، Hf، Zr، Nb، Cr و Th از بخش بالایی نیمرخ به بخش‌های تحتانی ایفا نموده‌اند [۱۶، ۳۸ و ۹]. با توجه به همبستگی مثبت و قوی عناصر یاد شده می‌توان استنباط نمود که کانی‌های رسی، بوهمیت، دیاسپور، و اکسیدهای تیتانیوم نقش کنترلی مهمی در توزیع این عناصر در نیمرخ مورد مطالعه ایفا نموده‌اند [۱۷]. به علاوه، با توجه به

جدول ۲. ضرایب همبستگی رتبه‌ای میان عناصر اصلی، فرعی و جزئی در بین کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه

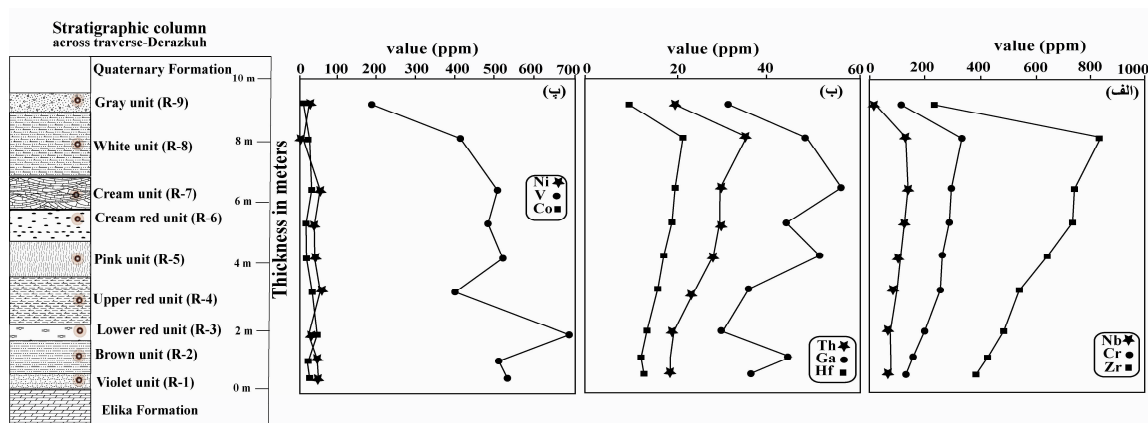
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	K ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	Ba	Co
SiO ₂	۱/۰۰	۰/۲۳	-۰/۷۵	۰/۰۶	۰/۱۹	۰/۵۳	-۰/۲۴	۰/۲۸	-۰/۴۶
Al ₂ O ₃	۰/۲۳	۱/۰۰	-۰/۶۳	۰/۹۰	-۰/۵۴	۰/۳۴	۰/۳۳	-۰/۵۴	-۰/۲۶
Fe ₂ O ₃	-۰/۷۵	-۰/۶۳	۱/۰۰	-۰/۴۵	۰/۱۵	-۰/۶۶	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۶۵
TiO ₂	۰/۰۶	۰/۹۰	-۰/۴۵	۱/۰۰	-۰/۸۰	۰/۱۴	۰/۴۶	-۰/۵۹	-۰/۱۶
K ₂ O	۰/۱۹	-۰/۵۴	۰/۱۵	-۰/۸۰	۱/۰۰	۰/۲۰	-۰/۴۸	۰/۷۳	۰/۰۸
P ₂ O ₅	۰/۵۳	۰/۳۳	-۰/۶۶	۰/۱۴	۰/۲۰	۱/۰۰	-۰/۴۱	۰/۴۴	-۰/۱۳
MnO	-۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۰۲	۰/۴۶	-۰/۴۸	-۰/۴۱	۱/۰۰	-۰/۳۴	۰/۰۸
Ba	۰/۲۸	-۰/۵۴	۰/۰۵	-۰/۵۹	۰/۷۳	۰/۴۴	-۰/۳۴	۱/۰۰	۰/۱۳
Co	-۰/۴۶	-۰/۲۶	۰/۶۵	-۰/۱۶	۰/۰۸	-۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۳	۱/۰۰
Ga	-۰/۱۶	۰/۷۸	-۰/۳۱	۰/۶۸	-۰/۲۵	۰/۲۱	۰/۳۵	-۰/۳۲	-۰/۲۰
Hf	۰/۰۱	۰/۹۰	-۰/۴۶	۰/۹۳	-۰/۷۹	۰/۱۹	۰/۴۹	-۰/۶۴	-۰/۰۱
Nb	۰/۰۸	۰/۹۱	-۰/۴۱	۰/۹۱	-۰/۵۶	۰/۲۰	۰/۵۷	-۰/۴۲	-۰/۰۵
Rb	۰/۳۶	-۰/۶۰	۰/۱۳	-۰/۸۱	۰/۹۲	۰/۲۴	-۰/۵۲	۰/۷۷	۰/۱۳
Th	۰/۳۶	۰/۸۴	-۰/۷۴	۰/۸۷	-۰/۷۱	۰/۲۵	۰/۴۷	-۰/۵۱	-۰/۳۷
U	-۰/۳۶	۰/۶۰	-۰/۱۳	۰/۸۱	-۰/۹۲	-۰/۲۴	۰/۵۲	-۰/۷۷	-۰/۱۳
V	-۰/۹۳	-۰/۲۸	۰/۸۰	-۰/۱۸	-۰/۰۹	-۰/۵۹	۰/۲۷	-۰/۲۸	۰/۵۳
Zr	۰/۰۰	۰/۸۸	-۰/۴۵	۰/۹۶	-۰/۸۱	۰/۲۰	۰/۴۹	-۰/۵۷	-۰/۰۳
Y	-۰/۲۸	-۰/۰۶	۰/۲۳	۰/۰۱	-۰/۲۳	۰/۲۵	-۰/۳۰	-۰/۰۳	۰/۷۱
Ni	-۰/۲۱	-۰/۱۸	۰/۶۰	-۰/۱۵	۰/۲۷	۰/۰۷	۰	۰/۴۲	۰/۸۵
Cr	۰/۰۵	۰/۸۷	-۰/۴۶	۰/۹۶	-۰/۸۰	۰/۲۵	۰/۴۵	-۰/۵۴	۰/۰۰

جدول ۳. ضرایب همبستگی رتبه‌ای میان عناصر اصلی، فرعی و جزئی در کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه

	Ga	Hf	Nb	Rb	Th	U	V	Zr	Y	Ni	Cr
SiO ₂	-۰/۱۶	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۳۶	۰/۳۶	-۰/۳۶	-۰/۹۳	۰/۰۰	-۰/۲۸	-۰/۲۱	-۰/۰۵
Al ₂ O ₃	۰/۷۸	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۶۰	۰/۸۵	۰/۶۰	-۰/۲۸	۰/۸۸	۰/۰۶	-۰/۲۳	۰/۸۷
Fe ₂ O ₃	-۰/۳۱	-۰/۴۶	-۰/۴۱	۰/۱۳	-۰/۷۴	-۰/۱۳	۰/۸۰	-۰/۴۵	۰/۲۳	۰/۵۵	-۰/۴۵
TiO ₂	۰/۶۸	۰/۹۳	۰/۹۱	-۰/۸۱	۰/۸۷	۰/۸۱	-۰/۱۸	۰/۹۶	۰/۰۱	-۰/۱۵	۰/۹۶
K ₂ O	-۰/۳۵	-۰/۷۹	-۰/۵۶	۰/۹۲	-۰/۷۱	-۰/۹۲	-۰/۰۹	-۰/۸۱	-۰/۲۳	۰/۲۷	-۰/۸۰
P ₂ O ₅	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۲۰	۰/۲۴	۰/۲۵	-۰/۲۴	-۰/۵۹	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۰۷	۰/۲۵
MnO	۰/۳۵	۰/۴۹	۰/۵۷	-۰/۵۲	۰/۴۷	۰/۵۲	۰/۲۷	۰/۴۹	-۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۴۵
Ba	-۰/۳۲	-۰/۶۴	-۰/۴۲	۰/۷۷	-۰/۵۱	-۰/۷۷	-۰/۳۸	-۰/۵۷	-۰/۰۳	۰/۴۲	-۰/۵۴
Co	-۰/۳۰	-۰/۰۱	-۰/۰۵	۰/۱۳	-۰/۳۷	-۰/۱۳	۰/۵۳	-۰/۰۳	۰/۷۱	۰/۸۵	۰/۰۰
Ga	۱/۰۰	۰/۶۳	۰/۸۰	-۰/۵۱	۰/۵۰	۰/۵۱	-۰/۳۳	۰/۶۶	-۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۶۳
Hf	۰/۶۳	۱/۰۰	۰/۸۸	-۰/۷۸	۰/۸۷	۰/۷۸	-۰/۰۸	۰/۹۸	۰/۲۰	-۰/۱۱	۰/۹۷
Nb	۰/۸۰	۰/۸۳	۱/۰۰	-۰/۶۱	۰/۷۷	۰/۶۱	-۰/۱۳	۰/۹۰	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۸۹
Rb	-۰/۵۱	-۰/۷۸	-۰/۶۱	۱/۰۰	-۰/۶۸	-۱/۰۰	-۰/۳۰	-۰/۸۱	-۰/۰۸	۰/۳۳	-۰/۷۷
Th	۰/۵۰	۰/۸۷	۰/۷۷	-۰/۶۸	۱/۰۰	۰/۶۸	-۰/۴۵	۰/۸۷	-۰/۰۹	-۰/۳۸	۰/۸۷
U	۰/۵۱	۰/۷۸	۰/۶۱	-۱/۰۰	۰/۶۸	۱/۰۰	۰/۳۰	۰/۸۱	۰/۰۸	-۰/۳۳	۰/۷۷
V	۰/۰۳	-۰/۰۸	-۰/۱۳	-۰/۲۰	-۰/۴۵	۰/۳۰	۱/۰۰	-۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۲۳	-۰/۱۵
Zr	۰/۶۶	۰/۹۸	۰/۹۰	-۰/۸۱	۰/۸۷	۰/۸۱	-۰/۱۱	۱/۰۰	۰/۱۸	-۰/۰۸	۰/۹۹
Y	-۰/۳۰	۰/۲۰	-۰/۰۸	-۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۳۳	۰/۱۸	۱/۰۰	۰/۴۶	۰/۲۲
Ni	۰/۰۰	-۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۳۳	-۰/۳۸	-۰/۳۳	۰/۳۳	-۰/۰۸	۰/۴۶	۱/۰۰	-۰/۰۴
Cr	۰/۶۲	۰/۹۷	۰/۸۹	-۰/۷۷	۰/۸۷	۰/۷۷	-۰/۱۵	۰/۹۹	۰/۲۲	-۰/۰۴	۱/۰۰

جدول ۴. ضرایب همبستگی میان برخی عناصر انتخابی با REE ها در کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه

	Si	Al	Fe	P	Mn	Y	Ba	Ti
La	۰/۱۰	-۰/۰۸	۰/۳۰	۰/۴۶	-۰/۶۳	۰/۵۳	۰/۴۴	-۰/۱۳
Ce	-۰/۱۸	-۰/۱۱	۰/۳۱	۰/۳۰	-۰/۶۷	۰/۵۵	۰/۰۲	-۰/۱۸
Pr	۰/۰۶	-۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۵۲	-۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۵۵	-۰/۱۳
Nd	۰/۰۶	-۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۵۲	-۰/۴۱	۰/۶۱	۰/۵۵	-۰/۱۳
Sm	.	-۰/۱۳	۰/۲۱	۰/۴۶	-۰/۳۰	۰/۰۷	۰/۵۵	-۰/۱۶
Eu	-۰/۲۷	-۰/۱۱	۰/۴۵	۰/۲۰	-۰/۱۳	۰/۷۶	۰/۴۵	-۰/۰۳
Gd	-۰/۳۸	-۰/۲۶	۰/۴۸	۰/۲۲	-۰/۲۲	۰/۸۳	۰/۲۲	-۰/۲۱
Tb	-۰/۲۳	-۰/۱۳	۰/۴۸	۰/۱۷	-۰/۲۳	۰/۹۰	۰/۲۱	-۰/۲۳
Dy	-۰/۴۰	-۰/۳۳	۰/۵۵	۰/۰۷	-۰/۲۳	۰/۸۱	۰/۲۰	-۰/۳
Ho	-۰/۳۷	-۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۱۰	-۰/۴۶	۰/۸۶	۰/۱۵	-۰/۴۳
Er	-۰/۱۸	-۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۱۸	-۰/۶۶	۰/۸۳	۰/۳۰	-۰/۳۶
Tm	-۰/۱۰	-۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۱۸	-۰/۵۳	۰/۸۳	۰/۲۲	-۰/۳۱
Yb	-۰/۲۰	-۰/۴۰	۰/۴۸	۰/۱۹	-۰/۶۶	۰/۸۶	۰/۲۸	-۰/۳۱
Lu	-۰/۰۸	-۰/۳۹	۰/۴۵	۰/۲۵	-۰/۶۳	۰/۸۶	۰/۲۶	-۰/۲۶



شکل ۱۰. الگوی تغییرات عناصر جزئی در نیمرخ مورد مطالعه در نهشته لاتریتی درازکوه

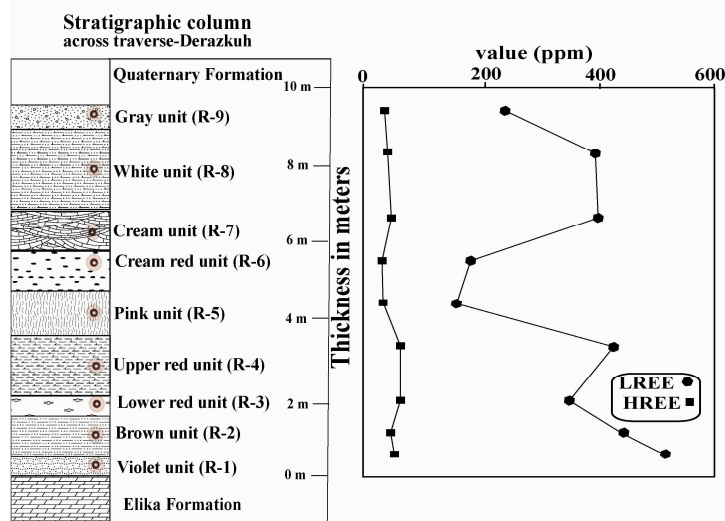
ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌ها

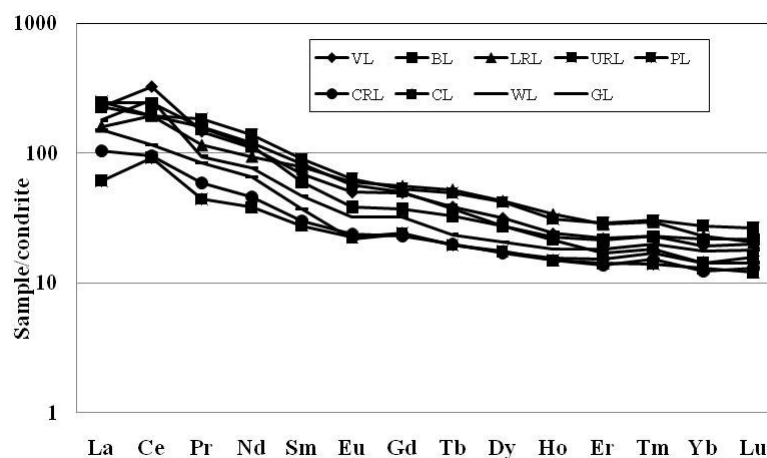
مکانیسم توزیع REE ها در طی کانی‌زایی‌های مرتبط با فرآیندهای هوازدگی چندان شناخته شده نیست [۲۹]. بر اساس مطالعات مختلف، REE ها در طی فرآیند هوازدگی دچار تحرک شده و متحمل تفریق می‌گردند. با این حال، در خصوص شدت تفریق در بین عناصر نادر خاکی توافق کمی وجود دارد [۸]. به طور معمول در طی فرآیند هوازدگی REE ها ممکن است رفتارهای متفاوتی از خود نشان دهند. این رفتارها عبارتند از: (۱) REE ها در طی هوازدگی‌های شیمیایی شدید در آب و هوای گرم و مرطوب متحرک می‌شوند. در این بین HREE ها به طور ترجیحی در محلول باقی می‌مانند [۵]. (۲) بسته به شرایط pH محیط، REE ها در بعضی از محیط‌های فیزیکوشیمیایی متحرک می‌باشند [۲۲ و ۴۶]. (۳) REE ها ممکن است در لایه‌های آهن‌دار محتوی گوئیت تجمع یابند [۳۱ و ۴۹]. (۴) در طی فرآیند هوازدگی که به طور معمول با تشکیل کانی‌های رسی درج‌ازا همراه است، REE ها می‌توانند به سادگی توسط کانی‌های رسی نظیر اسمکتیت و کائولینیت جذب سطحی شوند [۴۴] و (۵) توزیع REE ها شدیداً تحت تأثیر حضور کانی‌هایی نظیر کانی‌های گروه باستانزیت در سنگ مادر می‌باشد [۳۶].

توزیع LREE ها در عرض نیمرخ مورد مطالعه به صورت ناموزون می‌باشد، ولی به طور کلی این دسته عناصر از نظر میزان تمرکز یک کاهش ناگهانی در واحدهای GL و PL نشان می‌دهند (شکل ۱۱). مقادیر LREE ها در واحد VL شدیداً دستخوش افزایش شده است. این در حالی است که

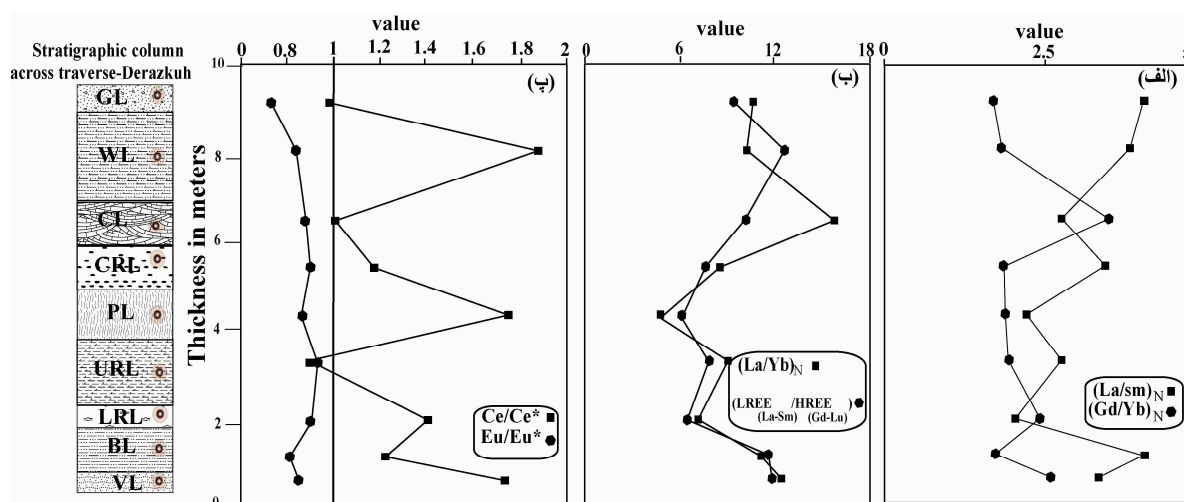
روند توزیع HREE ها نسبتاً منظم بوده و بیش‌ترین میزان افزایش برای HREE ها در واحد RL رخ داده است. الگوی توزیع REE ها در کانسنگ‌های مختلف نهشته درازکوه به هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۵۰] نشان می‌دهد که هم LREE ها و هم HREE ها نسبت به کندریت غنی شده‌اند، با این تفاوت که LREE ها نسبت به HREE ها بیش‌تر غنی گشته‌اند (شکل ۱۲). افزون بر این، رخداد بی‌هنجاری‌های منفی ضعیف Eu و مثبت ضعیف Ce در طی تکوین کانسنگ‌ها محتمل است. محاسبه مقادیر نسبت‌های $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ به ترتیب بازه‌ای از ۲ تا ۴/۰۶ و ۱/۶ تا ۳/۵ را در کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد. نکته قابل توجه از روند تغییرات نسبت‌های یاد شده، نامنظم بودن روند این تغییرات از سنگ پوشش به سنگ بستر نهشته است (شکل ۱۳-الف). بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که تغییرات نسبت‌های $(La/Yb)_N$ و LREE/HREE قابل ملاحظه و به ترتیب دارای بازه‌ای از ۴/۷ تا ۱۵/۸ و ۶/۲ تا ۱۲/۶ می‌باشند (شکل ۱۳-ب). نتایج حاصل از این محاسبات نشانگر تفریق LREE ها از HREE ها و غنی‌شدگی بیش‌تر LREE ها نسبت به HREE ها با یک روند کاملاً نامنظم در نیمرخ مورد بررسی می‌باشد. نسبت LREE/HREE یک روند افزایشی نامنظم به سمت سنگ بستر را نشان می‌دهد که در میان واحدهای لاتریتی، واحدهای PL و RL کمترین مقدار و واحد WL بالاترین مقدار تفکیک LREE از HREE را در بین کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه داراست.



شکل ۱۱. الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی در نیمرخ مورد مطالعه در نهشته لاتریتی درازکوه



شکل ۱۲. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌های مورد مطالعه که به ترکیب کندریت [۵۰] به هنجار شده است.



شکل ۱۳. (الف) تغییرات $(La/Sm)_N$ و $(Gd/Yb)_N$ ، (ب) $LREE_{(La-Sm)}/HREE_{(Gd-Lu)}$ و $(La/Yb)_N$ و (پ) تغییرات بی‌هنجاری‌های Ce و Eu در نیمرخ مورد مطالعه در نهشته لاتریتی درازکوه

شدت افزایش یافته است [۱۶ و ۳۸]. افزایش شدید REE‌ها به ویژه LREE‌ها در پایین‌ترین واحد لاتریتی (VL) که در ارتباط تنگاتنگ با سنگ‌های بستر کربناتی است احتمالاً در ارتباط با افزایش شدید pH محیط در زمان توسعه این کانسنگ بوده که سبب افزایش تمرکز آن‌ها شده است. افزایش pH محلول‌های مسئول لاتریت‌زایی می‌تواند به واسطه بالا آمدن سطح سفره آب‌های زیرزمینی و به عبارت بهتر به واسطه خنثی‌سازی محلول‌های هوازه کننده توسط سنگ‌های بستر کربناتی رخ داده باشد. به نظر می‌رسد افزایش pH محلول‌های هوازه کننده و به عبارت بهتر تغییرات pH مهم‌ترین فاکتور کنترل کننده تفريق LREE‌ها از HREE‌ها در کانسنگ‌های مورد مطالعه بوده است. زیرا با افزایش pH

فاکتورهای کنترل کننده توزیع و تفريق عناصر نادر

خاکی در طی لاتریت‌زایی

هوازدگی کانی‌های سنگ مادر سبب تحرک عناصر و تفريق LREE از HREE، Ce و Eu می‌شود [۲۱، ۲۷ و ۴۱]. pH پارامتر مهم کنترل کننده تحرک و تفريق REE‌ها می‌باشد. تحت شرایط اسیدی REE‌ها به آسانی از محصولات هوازه آزاد و شسته می‌شوند و تحت شرایط خنثی تا قلیایی تثبیت می‌شوند [۳۶]. به نظر می‌رسد که حاکم بودن شرایط اسیدی و حضور مواد ارگانیکی در قسمت بالایی نیمرخ هوازه (GL) سبب کاهش شدید مقادیر REE‌ها شده است. آنچه که از این بررسی‌ها حاصل می‌شود این است که نقل و انتقال REE‌ها به مانند Al و Ti به وسیله کلوئیدهای ارگانیکی از بخش بالایی نیمرخ به

۱۳- پ) می‌تواند به ارث رسیده از سنگ مادر و در ارتباط با شستشوی Eu از سنگ مادر در اثر تجزیه شدن فلدسپارها باشد [۵۱، ۵۳ و ۵۵].

کانی‌های کنترل کننده توزیع عناصر نادر خاکی

کانی‌های رسی [۱۲]، اکسید و هیدروکسیدهای آهن و منگنز [۲۴] و اکسیدهای تیتانیوم شامل روتیل، آناتاز و تیتانیت [۲۳، ۳۷ و ۴۷] از جمله کانی‌های میزبان مهم عناصر نادر خاکی در نهشته‌های لاتریتی می‌باشند. در نهشته لاتریتی درازکوه به دلیل هم‌بستگی‌های مثبت بسیار ضعیف و منفی ضعیف تا متوسط بین REE ها با عناصر Al، Si، Mn و Ti (جدول ۴) احتمال میزبانی فازهای کانیاپی یاد شده برای REE ها منتفی می‌باشد. همبستگی مثبت و ضعیف Fe با REE ها (۰/۲۰ الی ۰/۵۶) نقش کنترلی هماتیت و گوتیت را در توزیع REE ها را بی‌اهمیت نشان می‌دهد. هم‌بستگی مثبت و متوسط تا قوی بین Y با REE ها (۰/۵۳ الی ۰/۸۶) به جز Sm حکایت از آن دارد که فسفات‌های ثانویه‌ای نظیر زینوتایم مهم‌ترین کانی حامل REE ها در نهشته لاتریت درازکوه می‌باشند [۱۷].

نتیجه‌گیری

۱- نهشته لاتریت رسی درازکوه به سن تریاس- ژوراسیک شامل دو رخساره کانیاپی احيایی و اکسیدان بوده و آب‌هایی با ماهیت احيایی- اسیدی تا اکسیدی- قلیایی نقش ارزنده‌ای در توسعه و تشکیل کانسنگ‌های آن ایفا نموده‌اند.

۲- این نهشته در طی تکوین خود مراحل کائولینیتی شدن و لاتریتی شدن ضعیف تجربه نموده و شامل دو نوع کانسنگ، (۱) رس بوکسیتی و (۲) لاتریت می‌باشد.

۲- با توجه به ژئوشیمی عناصر اصلی به نظر می‌رسد که مکانیسم‌های آهن‌زدایی- آهن‌زایی، عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک سد ژئوشیمیایی، نوسانات سطح سفره آب‌های زیرزمینی و تغییرات در شیمی محلول‌های هوازده کننده (pH و Eh) از عوامل کلیدی در توسعه کانسنگ‌ها بوده‌اند.

۳- مطالعات ژئوشیمی عناصر جزئی نشان می‌دهند که حضور در فازهای مقاوم، تثبیت در فازهای نوریخت (نئومورف)، جذب سطحی و روبش و تمرکز توسط

محلول‌های مسئول هوازدگی، پایداری کمپلکس‌های حامل HREE ها بیش‌تر از LREE ها می‌باشد [۴۶]. افزون بر این، به نظر می‌رسد که پتانسیل یونی کمتر LREE ها نسبت به HREE ها سبب شستشوی بیش‌تر LREE ها از سنگ مادر و تمرکز آن‌ها در کانسنگ‌ها شده است. معمولاً نهشته‌های لاتریتی برجا روند غنی‌شدگی منظمی برای REEs با نزدیک‌تر شدن به سنگ بستر کربناتی و به ویژه در محل برخورد با سنگ بستر از خود نشان می‌دهند [۳۱]. از بررسی روند توزیع REEs در نیمرخ مورد مطالعه می‌توان به نکته مهم دیگری بر می‌خوریم و آن وجود روندهای نامنظم در توزیع REE ها در نیمرخ مورد مطالعه بوده که می‌تواند حاکی از تکوین این نهشته از یک منشاء نابرجازا برخوردار باشد. همچنین با توجه به تفریق LREE ها از HREE ها و رخداد بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu در طی توسعه فرآیندهای لاتریتی شدن می‌توان استنباط کرد که سنگ مادر این نهشته یک سنگ آذرین مافیک بوده است [۳۱ و ۵۰].

تفسیر بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در کانسنگ‌ها

در این مطالعه برای محاسبه میزان ناهنجاری Ce و Eu در کان‌سنگ‌ها به ترتیب از روابط زیر استفاده گردید [۵۴]:

$$\text{Ce Anomaly} = [(2\text{Ce}_N)/(\text{La}_N + \text{Pr}_N)]$$

$$\text{Eu Anomaly} = [(2\text{Eu}_N)/(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)]$$

حرف N به هنجار شدن عناصر یاد شده به ترکیب کندریت [۵۰] را نشان می‌دهد. نتایج محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که مقادیر بی‌هنجاری‌های Ce و Eu در کانسنگ‌ها به ترتیب از بازه‌ای در حدود ۰/۹۸ الی ۱/۷۵ و ۰/۷۳ الی ۰/۹۲ متغیر است. یون Zr^{4+} دارای شعاع یونی ۰/۸۴ آنگستروم بوده که خیلی شبیه به شعاع یونی Ce^{4+} (۰/۹۷ آنگستروم) می‌باشد. به علاوه، Ce^{4+} دارای پتانسیل یونی بسیار بالا بوده و در طی فرآیندهای هوازدگی رفتاری مشابه با HREE ها نشان می‌دهد. ناهنجاری مثبت این عنصر در محصولات هوازده به طور معمول نتیجه شستشوی کانی‌های اسفن، آپاتیت و زیرکن در سنگ مادر می‌باشد. با توجه به مطالب مطروحه، به نظر می‌رسد که رخداد ناهنجاری مثبت Ce (شکل ۱۳- پ) در برخی از کانسنگ‌های لاتریت درازکوه دلیلی بر حضور زیرکن در سنگ منشأ این نهشته باشد [۳۰]. ناهنجاری‌های منفی و ضعیف Eu در کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه (شکل

- profiles from India. *Chemical Geology*, 60, 227–235.
- [7] Bardossy, G and Aleva, G.J.J (1990) *Lateritic Bauxite*. Elsevier, Amsterdam, 624p.
- [8] Boulange, B., and Colin, F (1994) Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quatro, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry*, 9, 701–711.
- [9] Braun J.J., Ngoupayou J.R.N., Vires J., Dupre B., Bedimo J.P.B., Boeglin J.L., Robain H., Nyek B., Freydier R., Nkamdjou L.S., Rouiller J., and Muller J.P (2005) Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, South Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 357–387.
- [10] Calagari, A.A., and Abedini, A (2007) Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, West-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 94, 1–18.
- [11] Chowdhury, A.N., Chakraborty, S.C., and Bose, B.B (1965) Geochemistry of gallium in bauxite from India. *Journal of Economic Geology*, 60, 1052–1058.
- [12] Condie K (1991) Another look at REEs in shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2527–2531.
- [13] Costa, M.L., and Araujo, E.S (1996) Application of multi-element geochemistry in Au-phosphate-bearing lateritic crusts for identification of their parent rocks. *Journal of Geochemical Exploration*, 57, 257–272.
- [14] D'Argenio, B., and Mindszenty, A (1995) Bauxites and related paleokarst: tectonic and climatic event markers at regional unconformities. *Eclogae geologicae Helveticae*, 88, 453–499.
- [15] Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussmann, J (1992) *The rock forming minerals*. Longman, London, 720 p.
- [16] Dupre B., Viers, J., Dandurand, J.L., Polve, M., Benezeth, P., Vervier, P., and Braun, J.J (1999) Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultrafiltration of natural and spiked solution. *Chemical Geology*, 160, 63–80.
- [17] Gonzales-Lopez, J. M.G., Bauluz, B., Fernandez-Nieto, C. and Oliete, A.Y (2005) Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: the Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology*, 214, 1–19.
- [18] Gouveia, M.A., Prudencio, M.I., Figueiredo, M.O., Pereira, L.C.J., Waerenborgh, J.C., Morgado, I., Pena, T., and Lopes, A (1993) Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal. *Chemical Geology*, 107, 293–296.

اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن همراه با حضور مواد ارگانیکی نقش مهمی در توسعه فرآیند لاتریتی شدن در درازکوه ایفا نموده‌اند.

۴- بررسی‌های ژئوشیمی عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند که این نهشته دارای سنگ مادر آذرین بازیک بوده و از یک منشأ نابرجا برخوردار است.

۵- ضرایب همبستگی بین عناصر نشان می‌دهند که فسفات‌های ثانویه نظیر زینوتايم ميزبان اصلی عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌ها می‌باشند.

۶- روند تغییرات بی‌هنجاری‌های Eu و Ce در کانسنگ‌ها مبین دگرسانی فلدسپارهای سنگ مادر در طی تکوین نهشته و حضور زیرکن در مقادیر قابل ملاحظه در سنگ مادر کانسنگ‌ها می‌باشند.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز برخوردار بوده‌اند، لذا شایسته است نهایت سپاس و قدردانی خود را از آن‌ها ابراز دارند. نگارندگان هم‌چنین از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سپاس‌گزاری می‌نمایند.

منابع

- [۱] سعیدی، ع.، اکبرپور، م (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیاسر. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] کنگرانی فراهانی، ف.، کلاگری ع.ا. و عابدینی ع. (زیر چاپ) ویژگی‌های ژئوشیمیایی نهشته لاتریتی- بوکسیتی شاه بلاغی، جنوب خاور دماوند، استان تهران، مجله علوم زمین.
- [۳] کنگرانی فراهانی، ف.، کلاگری ع.ا. و عابدینی ع. (زیر چاپ) کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی در نهشته لاتریت زان، استان تهران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- [۴] نبوی، م.ح (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات کشور، ۱۰۹ص.
- [5] Balashov, Y.A., Ronov, A.B., Migdisov, A.A., and Turanskaya, N.V (1964) The effects of climate and facies environment on the fractionation of rare earths during sedimentation. *Geochemistry International*, 1, 951–969.
- [6] Balasubramaniam, K.S., Surendra M., and Kumar T.V (1984) Genesis of certain bauxite

- America, *Reviews in Mineralogy*, vol. 21, pp. 169–196.
- [30] Meshram, R.R., and Randive, K.R. (2011) Geochemical study of laterites of the Jamnagar district, Gujarat, India: Implications on parent rock, mineralogy and tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 1271–1287.
- [31] Mongelli, G. (1997) Ce-anomalies in the textural components of Upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy). *Chemical Geology*, 140, 69–79.
- [32] Mordberg, L.E. (1999) Geochemical evolution of a Devonian diasporite–crandallite–svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 66, 353–361.
- [33] Mordberg, L.E. (1996) Geochemistry of trace elements in Palaeozoic bauxite profiles in northern Russia. *Journal of Geochemical Exploration*, 57, 187–199.
- [34] Mordberg, L.E., and Spratt, J. (1998) Alteration of zircons: the evidence of Zr mobility during bauxitic weathering. *Goldschmidt Conference Toulouse*, 1021–1022.
- [35] Muzaffer–Karadag, M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V. and Doyen, A. (2009) Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey). *Chemie der Erde–Geochemistry*, 69, 143–159.
- [36] Nesbitt, W.H. (1979) Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279, 206–210.
- [37] Nyakairu, G.W.A., and Koeberl, C. (2001) Mineralogical and chemical composition and distribution of rare earth elements in clay-rich sediments from Central Uganda. *Geochemical Journal*, 35, 13–28.
- [38] Oliva P., Viers J., Dupre B., Fortune J.P., Martin F., Braun J.J., Nahon D and Robian H (1999) The effect of organic matter on chemical weathering: study of a small tropical watershed: Nsimi-zoetele site, Cameroon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63 (23–24), 4013–4035.
- [39] Özlü N (1983) Trace element contents of karst bauxites and their parent rocks in the Mediterranean belt. *Mineralium Deposita*, 18, 469–476.
- [40] Ozturk, H., Hein, J.R., and Hanilc, N. (2002) Genesis of the Dogankuzu and Mortas bauxite deposits, Taurides, Turkey: Separation of Al, Fe and Mn and implications for passive margin metallogeny. *Economic Geology*, 97, 1063–1077.
- [19] Hill, I.G., Worden, R.H., and Meighan, I.G. (2000) Geochemical evolution of a palaeolaterite: The Interbasaltic Formation, Northern Ireland. *Chemical Geology*, 166, 65–84.
- [20] Hintor, W., and Upton, B.G.J. (1991) The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 3287–3302.
- [21] Hongbing J.H., Wang, S., Ouyang, Z., Zhang, S., Sun, C., Liu, X., and Zhou, D. (2004) Geochemistry of red residua underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau. I. The formation of the Pingba profile. *Chemical Geology*, 203, 1–27.
- [22] Johannesson, K.H., Stetzenbach, K.J., Hodge, V.F., and Lyons, W.B. (1996) Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: assessing the role of carbonate and phosphate ions. *Earth and Planetary Science Letters*, 139, 305–319.
- [23] Kanazawa, Y., and Kamitani, M. (2006) Rare earth minerals in the world. *Journal of Alloy Compounds*, 408–412, 1339–1343.
- [24] Koppi, A.J., Edis, R., Foeld, D.J., Geering, H.R., Klessa, D.A., and Cockayne, D.J.H. (1996) REEs trends and Ce-U-Mn associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1695–1707.
- [25] Liaghat, S., Hosseini, M., and Zarasvandi, A. (2003) Determination of the origin and mass change geochemistry during bauxitisation process at the Hangam deposit, SW of Iran. *Geochemical Journal*, 37, 627–637.
- [26] MacLean, W.H., and Kranidiotis, P. (1987) Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit. Matagami. Quebec. *Economical Geology*, 82, 951–962.
- [27] MacLean, W.H., Bonavia, F.F., and Sanna, G. (1997) Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: Evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita*, 32, 607–616.
- [28] Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G., and Dinelli, E. (2007) Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 887–902.
- [29] McLennan, S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and processes. In: Lipin, B.R., Macky, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of

- granulites of central Spain. *Chemical Geology*, 200, 293–323.
- [54] Wang, Q.F., Deng, J., Liu, X.F., Zhang, Q. Z., Sun, S.L., Jiang, C.Z., and Zhou, F (2010) Discovery of the REE minerals and its geological significance in the Quyang bauxite deposit, West Guangxi, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 39, 701–712.
- [55] White, A.F., Bullen, T.D., Schulz, M.S., Blum, A.E., Huntington, T.G., and Peters, N.E (2001) Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 847–869.
- [41] Patino, L.C., Velbel, M.A., Pirice, J.R., and Wade, J.A (2003) Trace elements mobility during spheroidal weathering of basalts and andesites in Hawaii and Guatemala. *Chemical Geology*, 202, 343–364.
- [42] Paul, D.K (1969) Titanium in bauxite. *Indian Minerals*, 23 (3), 23–28.
- [43] Pokrovsky, O.S., Schott, J., and Dupre, B (2006) Trace element fractionation and transport in boreal rivers and soil porewaters of permafrost-dominated basaltic terrain in Central Siberia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 3239–3260.
- [44] Roaldset, E (1973) Rare earth elements in different size fractions of marine quick clay from Ullensaker, and a till from Upper Numedal, Norway. *Clay Minerals*, 14, 229–240.
- [45] Rollinson, H (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352p.
- [46] Ronov, A.B., Balashov, Y.A., and Migdisov, A (1967) Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochemistry International*, 4, 1–17.
- [47] Roy, P.D., and Smykatz-Kloss, W (2007) REE geochemistry of the recent playa sediments from the Thar Desert, India: an implication to playa sediment provenance. *Chemie der Erde–Geochemistry*, 67, 55–68.
- [48] Schellmann, W (1981) Considerations on the definition and classification of laterites. in *Proceedings, International Seminar on Lateritization Processes*, Trivandrum, December 1979: Rotterdam, A.A. Balkema, 1–10.
- [49] Steinberg, M., and Courtois, C (1976) Le comportement des terres rares au cours del altération et ses on sequences. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 18, 13–20.
- [50] Taylor, S.R. and McLennan, S.M (1985) The continental crust: Its composition and evolution, Blackwell. Oxford, 312p.
- [51] Taylor, S.R., and McLennan, S.M (1988) The significance of the rare earths in geochemistry and cosmochemistry. In: Gschneidner, K.A., Eyring, L. (Eds.), *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*, vol. 11. North-Holland, Amsterdam, pp. 485–578 (Chapter 79).
- [52] Temur S., and Kansun G (2006) Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 512–522.
- [53] Villaseca, C., Martin Romera, C., De La Rosa, J., and Barbero, L (2003) Residence and redistribution of REE, Y, Zr, Th and U during granulite-facies metamorphism: behavior of accessory and major phases in peraluminous