

نهشته لاتریتی سپارده: ویژگی‌های بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

مریم کیا اشکوریان^{۱*}، علی اصغر کلاگری^۱، علی عابدینی^۲، غلامحسین شمعانیان^۳

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

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

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۳/۲۵

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۱۲/۱۵

چکیده

نهشته لاتریتی سپارده در منطقه اشکورات در استان مازندران و در مرز بین سازندهای الیکا و شمشک محصور شده است. مطالعات ساختی و بافتی نشان‌دهنده خاستگاه برجزا و نابرجزا برای این نهشته است. بررسی‌های کانی‌شناسی آشکار می‌کنند که کانی‌های سیدریت، شاموزیت، کائولینیت، بوهمیت، دیاسپور، هماتیت، گوتیت، کلینوکلر و آنتاز فازهای کانیایی اصلی این کانسنگ‌ها هستند که توسط فازهای فرعی روتیل، موسکویت و لپیدوکروسیت همراه می‌شوند. این مجموعه کانیایی پیشنهادکننده آن است که آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-احیایی و آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدان نقش مهمی در تشکیل این نهشته ایفا نموده‌اند. با توجه به رفتار زمین‌شیمیایی عناصر اصلی به نظر می‌رسد که کانسنگ‌های لاتریتی طی فرآیندهای لاتریتی‌شدن متوسط تا شدید تشکیل شده‌اند. براساس آنالیزهای شیمیایی، مقادیر REEها در کانسنگ‌ها در بازه‌ای از ۵۸/۹۱ - ۸۴۶/۷۲ ppm متغیر است. مقادیر La/Y ، Eu/Eu^* و Ce/Ce^* در کانسنگ‌ها به ترتیب دارای بازه ۰/۳۴ - ۳/۷۶، ۰/۷۶ - ۱/۲۴ و ۰/۹۲ - ۲/۴۱ می‌باشند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان داد که تغییر در شرایط فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل (pH و Eh)، عملکرد سنگ بستر کربناتی به عنوان یک سد زمین‌شیمیایی، کمپلکس‌شدن با لیگندهای کربناتی، اختلاف در میزان پایداری کانی‌های حامل عناصر نادر خاکی و تثبیت در فازهای نئومورف نقش مهمی در توزیع و تحرک عناصر نادر خاکی در طی تشکیل و تکامل افق لاتریتی در سپارده ایفا نموده‌اند. علاوه بر این، ناهنجاری‌های Eu به همراه نسبت‌های TiO_2/Al_2O_3 و Sm/Nd مبین سنگ‌های آندزیتی و بازالتی تریاس فوقانی به عنوان منشاء احتمالی برای نهشته سپارده می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: عناصر نادر خاکی، کانی‌شناسی، لاتریت، سپارده، اشکورات.

مقدمه

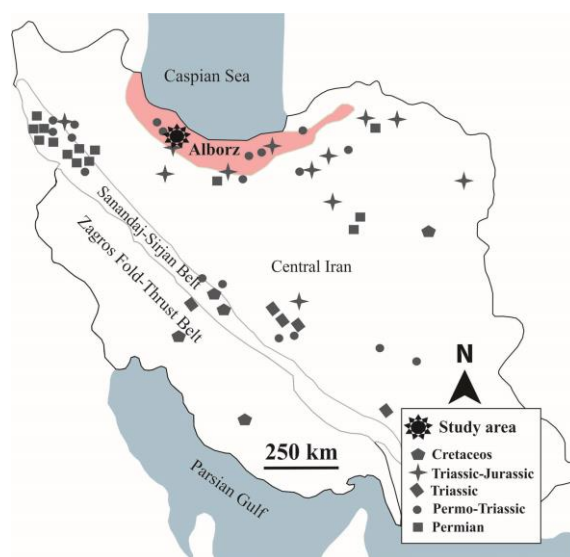
لاتریت به محصولات حاصل از هوازگی شیمیایی با مقدار بالغ بر ۲۰ درصد آهن کل (معمولاً آهن فریک) گفته می‌شود (Retallack, 2010). تشکیل لاتریت‌ها و میزان لاتریتی‌شدن با توجه به اهمیت سنگ منشاء تحت فرآیندهای پیچیده‌ی زمین‌شیمیایی، بیولوژیکی، آب و هوایی و در مدت زمان کافی صورت می‌گیرد (Hill et al, 2000). به علاوه لاتریت‌ها از نظر اقتصادی می‌توانند به عنوان منابعی برای Al, Ni, Fe, Au و همچنین عناصر نادر خاکی (Giorgis et al, 2014) در نظر گرفته شوند.

از این روی در چند دهه اخیر مطالعات زیادی بر روی ویژگی‌های کانی‌شناسی و به خصوص زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی بر روی این نهشته‌ها صورت گرفته است (Meshram and Randive, 2011; Abedini et al, 2014; Calagari et al, 2015; Aiglsperger et al, 2016). نهشته‌های لاتریتی در ایران غالباً همراه و در طی وقایع مشترک با نهشته‌های بوکسیتی تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها در شمال غرب

ایران، ایران مرکزی، زاگرس و البرز گسترده‌اند (Salamab Ellahi et al, 2016).

منطقه مورد مطالعه

رشته‌کوه البرز در شمال ایران میزبان نهشته‌های لاتریت و بوکسیت فراوانی است. نهشته لاتریتی سپارده یکی از نهشته‌های واقع در بخش غربی البرز است که با مختصات جغرافیایی ۳۹° ۳۶' طول شرقی و ۲۳° ۵۰' عرض شمالی در فاصله حدود ۱۱۴ کیلومتری شهرستان رامسر در استان مازندران واقع شده است. این نهشته در بین سنگ‌های آهک تریاس (سازند الیکا) و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک (سازند شمشک) قرار گرفته است. بررسی‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای این منطقه در قالب تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش جواهرده انجام شده است (بهارفیروزی، ۱۳۸۰). از جمله بررسی‌های قبلی صورت گرفته بر روی نهشته سپارده می‌توان به شناسایی بوکسیت- لاتریت و مواد نسوز استان گیلان توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور اشاره کرد (عابدیان، ۱۳۸۷).



شکل ۱: موقعیت زمانی و مکانی نهشته‌های بوکسیتی- لاتریتی در نواحی مختلف ایران

(Salamab Ellahi et al, 2016)

نمونه توسط دستگاه میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM-EDX) مدل LEO1450 UP با قابلیت مشخص سازی توزیع عناصر در یک امتداد مشخص و توزیع عناصر در یک محدوده در همین شرکت انجام پذیرفت. برای انجام مطالعات زمین شیمیایی تعداد ۱۰ عدد نمونه به روش ICP-OES با کد آنالیز WAR-310 و به روش ICP-MS با کد آنالیز IMS-300 به ترتیب برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و جزئی و نادر خاکی در شرکت MS Analytical در کشور کانادا تجزیه شدند. حد آشکارسازی برای عناصر La، Ce و Nd، Er، Eu، Sm، Pr، ۰/۱، Yb، ۰/۰۳، Gd، Dy، ۰/۰۵، Tb، Ho، Tm و Lu، ۰/۰۱ و Y، ۰/۵ می باشند. مقدار LOI از طریق حرارت دادن نمونه ها در ۱۰۰۰ °C اندازه گیری شده است. در این پژوهش به منظور تفسیرهای زمین شیمیایی ضرایب همبستگی پیرسون بین عناصر با استفاده از نرم افزار SPSS نسخه ۲۱ محاسبه شدند.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

نهشته سپارده در زون البرز در شمال ایران واقع شده است. از ویژگی های مهم زمین شناسی البرز در این بخش می توان به نبود رخنمون های سنگی پرکامبرین و پالئوزوییک زیرین اشاره کرد (شکل ۲). هیچ گونه از رخنمون های سنگی متعلق به اردوئین، سیلورین و دونین در این محدوده دیده نشده است. تشکیلات متعلق به پالئوزوییک شامل سازند مبارک (کربونیفر) است که سازند دورود (پرمین زیرین) به صورت ناپیوستگی فرسایشی هم شیب همراه با میان لایه هایی از سنگ های آتشفشانی و بازالتی بر روی آن قرار گرفته است. در این منطقه تشکیلات مزوزوییک پس از یک وقفه رسوبی بر روی رسوبات پرمین قرار می گیرند که به ترتیب شامل سنگ های آهکی و دولومیتی الیکا (تریاس میانی-پایانی)، رسوبات شمشک

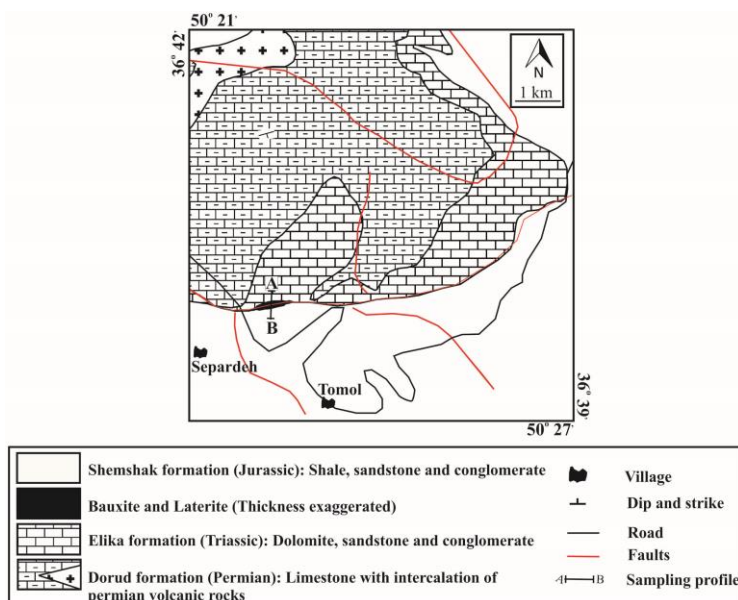
با وجود بررسی های جامع بر تعداد زیادی از ذخایر هوازه بازماندی در البرز توسط پژوهشگران مختلف (شمعانیان و همکاران، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۵؛ کنگرانی فرهانی و همکاران، ۱۳۹۳) تاکنون بررسی جامعی بر روی کانسنگ های نهشته سپارده صورت نگرفته است. از این رو این مقاله سعی دارد با در نظر گرفتن ویژگی های پتروگرافی، کانی شناسی و زمین شیمیایی به بررسی شرایط فیزیکیوشیمیایی تشکیل، عوامل توسعه تیپ های کانسنگی و عوامل موثر بر توزیع، تحرک و تفریق عناصر نادر خاکی، رخدادهای ناهنجاری های Ce و Eu و تعیین منشاء احتمالی این نهشته پردازد (شکل ۱).

مواد و روش ها

این بررسی در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی انجام گرفت. در بخش صحرایی، پیمایش هایی برای شناخت واحدهای سنگ شناختی منطقه، هندسه ماده معدنی و ارتباط آن با سنگ های درون گیر و مشخصات ماکروسکوپی کانسنگ های لاتریتی انجام شد. با توجه به نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی تعداد ۱۴ نمونه کانسنگی به طور سیستماتیک با توجه به تغییرات در رنگ، بافت و سختی نمونه ها و عمود بر نیمرخ از سنگ های لاتریتی برداشت شد. سپس از کلیه نمونه ها مقطع نازک تهیه شد و مطالعات بافتی و میکروسکوپی بر روی آنها صورت گرفت. در ادامه، به منظور مطالعات کانی شناسی و شناسایی فازهای کانیایی، هر ۱۴ عدد نمونه مورد تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) با دستگاه فیلیپس مدل Xpert Pro در شرایط Co K α (1/789010 Å) و منوکروماتور در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران در کرج قرار گرفت. مطالعات بافتی و کانی شناسی تکمیلی بر روی ۱۱

تظاهر لایه‌های بوکسیت و لاتریت مشخص می‌شود. پایین آمدن سطح آب‌ها و شرایط خشکی‌زایی و فرسایش به همراه آرامش نسبی تکتونیک و نرخ بالآمدگی متوسط سبب فرسایش و وقایع بوکسیت‌زایی و لاتریت‌زایی در این بخش از البرز گردیده است. پس از آن فازهای فشارشی در سیمین پیشین سبب بالآمدگی منطقه‌ای، چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی، متامورفیسم و فرسایش شده و نهایتاً تشکیل رسوبات حوضه رسوبی پیشین شمشک را نموده است (Berberian, 1983; Alavi, 1996).

(ژوراسیک آغازین) و سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه می‌باشند. مرز بالایی سازند الیکا با بازالت‌های آندزیتی (فاقد رخنمون در منطقه مورد مطالعه) و نهشته‌های لاتریتی در زیر ردیف آواری تریاس بالایی و ژوراسیک میانی به صورت ناپیوسته مشخص می‌شود. سازند الیکا به عنوان میزبان نهشته‌های بوکسیت و لاتریت در این منطقه در محیط دریایی کم‌عمق مربوط به پیشروی آب اقیانوس در تریاس آغازین تشکیل شده است. اولین نشانه‌های برخورد پلیت ایران به توران و بسته شدن اقیانوس پالئوتیس با ناپیوستگی در مرز زمانی تریاس و ژوراسیک در البرز به صورت



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی نهشته سپارده (بهارفیروزی، ۱۳۸۰)

(Red ore; RO)، خاکستری متمایل به قرمز (Yellow ore; RGO)، زرد (Reddish gray ore; RGO)، خاکستری متمایل به سبز (Greenish gray ore; YO)، قرمز تیره (Dark red ore; DRO)، خاکستری متمایل به زرد (Yellowish gray ore; YGO) می‌باشند (شکل ۳). کانسنگ‌های لاتریتی دارای چگالی و سختی بالا بوده و حالت توده‌ای دارند. وجود اشکال جریان‌ی و اسفنجی حاصل از

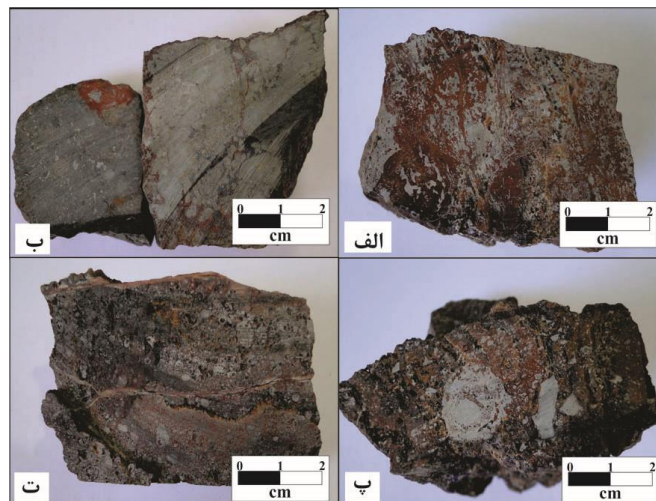
نهشته سپارده با روند ساختاری شمال‌غرب-جنوب‌شرقی دارای ضخامت تقریبی ۱۸ متر و طول ۲۰۰ متر می‌باشد که با شیب ۶۵ درجه به سمت جنوب‌غرب در بین سازند الیکا و شمشک امتداد یافته است. با توجه به مشاهدات صحرائی در عرض نیم‌رخ انتخابی، واحدهای لاتریتی مختلف با رنگ‌های گوناگون از پایین به بالا شامل ۷ نوع کانسنگ خاکستری (Gray ore; GO)، قرمز

و پ) و بافت اووئیدی در کانسنگ قرمز تیره (شکل ۴) از جمله ویژگی‌های مزوسکوپی مشاهده شده در این نهشته محسوب می‌شوند.

شستشوی آهن در کانسنگ خاکستری (شکل ۴الف)، قطعات کنکرسیون با قطر ۱۰ سانتی‌متر در کانسنگ خاکستری متمایل به قرمز (شکل ۴ب

Formation	Thickness (meter)	Stratigraphic column and location of samples
Shemshak formation (Jurassic)		
Laterite Units	17-18	Yellowish gray Ore • Se-14
	11-17	Dark Red Ore • Se-13
	6-11	Greenish gray Ore • Se-12
	5-6	Yellow Ore • Se-11
	2-5	Reddish gray Ore • Se-10 • Se-9 • Se-8 • Se-7 • Se-6 • Se-5
	1-2	Red Ore • Se-4
	0-1	Gray Ore • Se-3 • Se-2 • Se-1
Elika formation (Triassic)		

شکل ۳: ستون چینه‌شناسی شماتیک نهشته سپارده به همراه نواحی برداشت نمونه که با دایر سیاه مشخص شده‌اند.



شکل ۴: تصاویر نمونه دستی از کانسنگ‌های نهشته سپارده، الف) کانسنگ خاکستری (GO) با بخش‌های جریان‌ی، ب) کانسنگ خاکستری متمایل به قرمز (RGO)، پ) کنکرسیون‌های موجود در کانسنگ خاکستری متمایل به قرمز (RGO) و ت) کانسنگ قرمز تیره (DRO).

نتایج

محیط تشکیل براساس شواهد بافتی

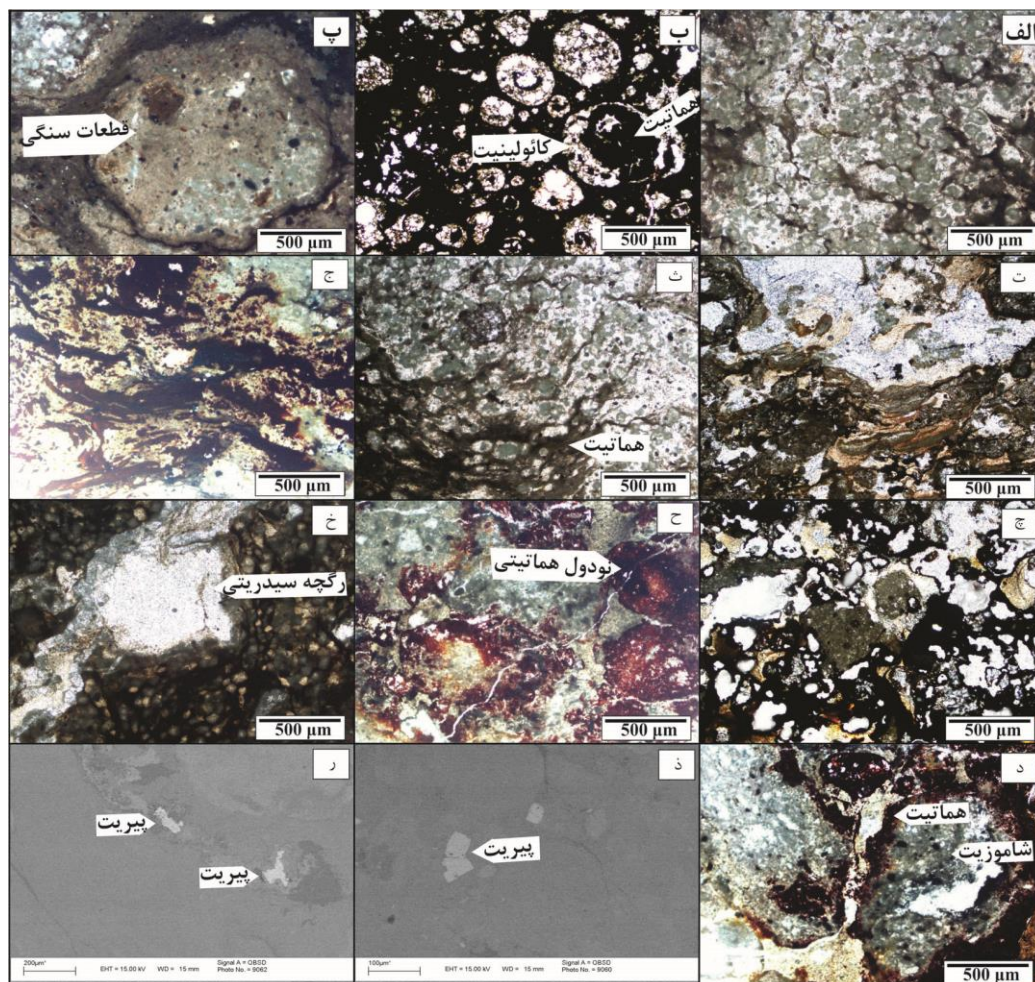
مطالعات میکروسکوپی بر روی کانسنگ‌های نیمرخ لاتریتی سپارده نشان از حضور بافت‌های پلیتومورفیک (شکل ۵الف)، اووئیدی-پیزوئیدی (شکل ۵ب)، پلیتی (شکل ۵پ)، کلوفورمی (شکل ۵ت)، جریان‌ی (شکل ۵ث و ج)، اسفنجی تبدیل شده به اشکال برشی (شکل ۵چ)، نودولی (شکل ۵ح) و قطعات کلاستیکی (شکل ۵ د) در کانسنگ‌های متعدد دارد. همچنین شکستگی‌ها و رگچه‌های متعددی در زمینه برخی از کانسنگ‌ها مشاهده شدند که نتیجه تأثیر نیروهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های دیرزاد بر روی این نهشته می‌باشد (شکل ۵ح و خ). تشکیل بافت‌های اووئیدی و پیزوئیدی در طی مرحله دیاژنتیک صورت می‌گیرد؛ اگرچه این بافت توسعه چندانی در نهشته سپارده نشان نمی‌دهد که می‌تواند به دلیل همگن بودن کلویید اولیه، نبود هسته‌های مناسب اولیه و ضعیف بودن انرژی حوضه رسوب‌گذاری صورت گرفته باشد (Bárdossy, 1982). همچنین حضور بافت‌های پلیتومورفیک و توده‌ای و کلوفورم دلالت بر لاتریتی شدن غیرمستقیم و فرآیندهای زهکشی ضعیف در تکوین این نهشته دارد. به عبارت دیگر تبدیل سنگ مادر به یک حد واسط کانی‌های رسی و نهایتاً به بوکسیت سبب طولانی شدن زمان فرآیندهای لاتریتی شدن در این نهشته شده است. تشکیل نودول‌های آهن‌دار در نهشته سپارده می‌تواند در اثر فعالیت آب در محیط‌های پدوژنیک (Tardy and Nahon, 1985) و یا از نوسانات آب و هوایی صورت گرفته باشد (Mongelli, 2002). همچنین فرآیندهایی مانند جابجایی کلوییدی، انحلال کانیایی و آب‌گیری و آب‌زدایی سبب تشکیل منظم بافت‌های جریان‌ی، اسفنجی و

برش‌مانند را ایجاد کرده است (Valeton, 1972). با توجه به توزیع متناوب کانسنگ‌های رنگین (رنگ‌های خاکستری، قرمز و زرد) در این نهشته، می‌توان گفت نوسانات آب‌های زیرزمینی نقش مهمی را در تشکیل آنها ایفاء نموده‌اند. تشکیل کانسنگ‌های خاکستری و خاکستری متمایل به سبز می‌توانسته مربوط به سطح بالای آب‌های زیرزمینی و محیط‌های مردابی و کولابی باشد (Bárdossy, 1982) (شکل ۴). وجود بافت‌های پلیتومورفیک، اووئیدی-پیزوئیدی، کلوفورمی، جریان‌ی، اسفنجی تبدیل شده به اشکال برشی و نودولی نشانگر محیط برجازای تشکیل کانسنگ‌های این نهشته است (Bárdossy, 1982). علی‌رغم وجود شواهدی مبنی بر برجازا بودن، وجود بافت پلیتی و قطعات کلاستیکی شاموزیتی گردشده نشانه‌ای از نابرجازا بودن نهشته سپارده است (شکل ۵ د). نوارهای قرمز رنگ هماتیتی تشکیل شده در اطراف این قطعات دلیلی بر تغییرات شرایط اکسایش دارد.

کانی‌شناسی و جنبه‌های ژنتیکی کانی‌سازی

بر پایه تجزیه پراش پرتو X (XRD) کانی‌های توسعه یافته در طی فرآیندهای لاتریتی شدن در نهشته سپارده در ۵ گروه قرار می‌گیرند که شامل هیدروکسیدها و اکسیدهای آلومینیوم (دیاسپور و بوهمیت)، هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن (گوتیت، لپیدوکروسیت و هماتیت)، اکسیدهای تیتانیوم (آناتاز و روتیل)، سیلیکات‌ها (شاموزیت، کائولینیت، کلینوکلر، موسکویت و دیوپسید) و کربنات‌ها (سیدریت و آنکریت) می‌باشند (جدول ۱ و شکل ۶). همچنین مطالعات تکمیلی SEM حکایت از حضور سولفیدهای آهن (پیریت) یوهدرال و انهدرال (شکل ۵ ذ و ر) و سولفید نیکل-کبالت بی‌شکل نیز در نمونه‌های مورد مطالعه دارد. سیدریت به طور عمده به صورت

دیازنتیک و اپیژنتیک و شاموزیت به صورت
سینژنتیک در شرایط احیایی و محیط‌های
مردابی و کولابی تشکیل می‌شوند.



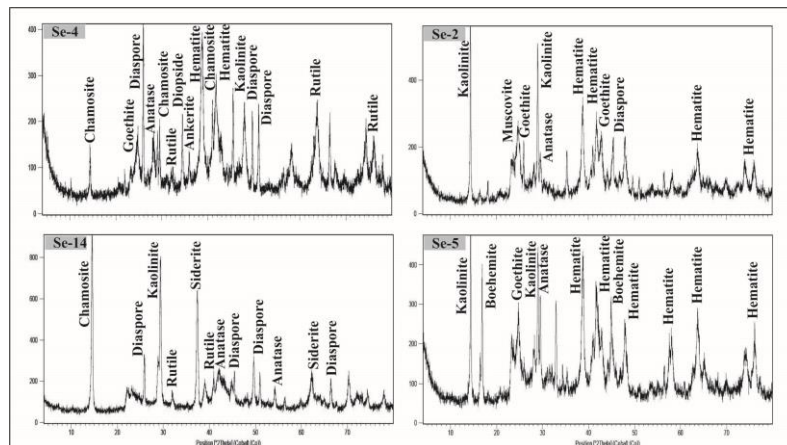
شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی از مهم‌ترین بافت‌های شناسایی شده در نهشته سپارده، الف) بافت پلیتومورفیک در کانسنگ GO و کانی‌های کائولینیت، شاموزیت و سیدریت که در زمینه قرار گرفته‌اند، ب) بافت اووئیدی-پیزوئیدی در کانسنگ DRO، پ) قطعات سنگی در کانسنگ GO که بافت پلیتی را به وجود آورده‌اند، ت) بافت کلوپورمی در کانسنگ YGO، ث و ج) بافت جریان‌ی در کانسنگ GO، چ) بافت اسفنجی تبدیل شده به اشکال برشی در کانسنگ RGO، ح) بافت نودولی در کانسنگ RGO، ح و خ) رگچه‌ی سیدریتی حاصل از تأثیر نیروهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های دیرزاد در کانسنگ GGO، د) قطعات کلاستیکی شاموزیتی گرد شده با نوارهای قرمز رنگ هماتیتی در حاشیه حاصل از تغییرات شرایط اکسایش در کانسنگ RGO (تصاویر میکروسکوپی در نور عبوری پلاریزه تهیه شدند). ذ و ر) تصویر میکروسکوپی الکترونی روبشی از قطعات پیریت در کانسنگ RGO.

بیوژنتیک کانی‌هایی همانند هماتیت و گوتیت به راحتی صورت می‌گیرد و Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل می‌شود. حاصل فعالیت میکروارگانیسم‌ها علاوه بر Fe^{2+} تولید HCO_3^- نیز می‌باشد که در اثر ترکیب

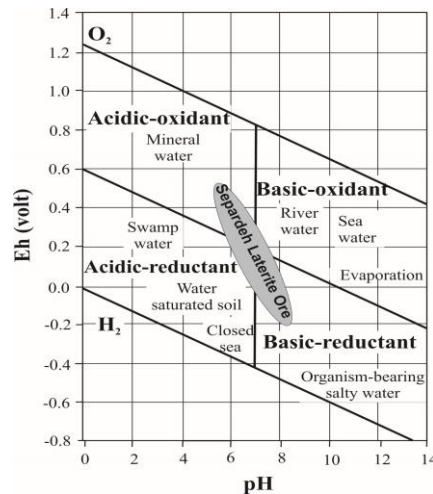
وجود پیریت و سایر سولفیدها دلیلی دیگر بر وجود شرایط احیایی است. سیدریت در اثر تجزیه مواد آلی و فعالیت میکروارگانیسم‌ها تشکیل می‌شود. در محیط‌های دریاچه‌ای و باتلاقی انحلال

هوازدگی می‌باشند. لپیدوکروسیت جزء فازهای کانیایی ناپایدار و ثانویه است که هنگام تبدیل گوتیت به هماتیت در محیط‌های اکسیدان تشکیل می‌شود. تشکیل آناتاز ممکن است به دلیل شکستن کانی‌هایی نظیر ایلمنیت یا اوژیت در شرایط دمایی محیطی سطحی با غلظت پایین عناصر قلیایی صورت گرفته باشد (Hill et al, 2000). کانی روتیل نیز در اثر فرآیندهای دیاژنتیک و یا نیروهای زمین‌ساختی از کانی آناتاز حاصل می‌شود. کلینوکلر از دگرسانی پیروکسن و آمفیبول تشکیل می‌شود. بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد (Temur and Kansun, 2006) برای تشکیل گیبسیت به عنوان کانی آلومینای آزاد اولیه تحت شرایط سطحی، نیاز به pHهایی در محدوده بین ۴/۵ تا ۶/۵ بوده و مقدار سیلیس حل شده در آن برای رسوب‌گذاری آن باید کمتر از $10^{-4/5}$ مول باشد. برای رسوب‌گذاری هماتیت و گوتیت نیاز به pH بالاتر از ۷ و Eh بزرگ‌تر از ۰/۲ ولت است. شاموزیت و سیدریت به‌طور کلی در محیط‌های احیایی با pHهای بالا (۱۰-۷) و Eh کمتر از ۰/۲- ولت تشکیل می‌شوند. حضور آناتاز در کانسنگ‌های بازماندی نشان‌دهنده شرایط احیایی و pHهای پایین است. مقایسه بازه میدان پایداری کانی‌های اصلی سازنده کانسنگ‌های بازماندی با تغییرات Eh-pH محیط‌های طبیعی (Garrels and Christ, 1965) نشان می‌دهد که آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-احیایی نقش مهمی در تکوین نهشته سپارده ایفاء نموده‌اند (شکل ۷).

این دو، کانی سیدریت تشکیل می‌شود (Costa et al, 2007). شاموزیت نیز با تأمین سیلیس از طریق آب‌های زیرزمینی از کانی‌های رسی (کائولینیت) تشکیل می‌شود (Carroll, 1985). در مقابل کانی‌های هماتیت، گوتیت و سیلیکات‌هایی از قبیل کائولینیت در شرایط اکسیدی تشکیل می‌شوند. کانی هماتیت به احتمال زیاد از اکسیداسیون پیریت و کانی‌های فرومنیزین و یا از آب‌زدایی گوتیت به وجود آمده است (Bárdossy, 1982). کانی کائولینیت نیز از دگرسانی فلدسپارها و مسکویت‌ها تشکیل شده است و خود موسکویت محصول دگرسانی فلدسپارها است. حضور کانی شاموزیت به همراه هماتیت در کانسنگ‌ها می‌تواند حاکی از تغییرات شرایط اکسیداسیون و تشکیل هماتیت از شاموزیت باشد به طوری که نوارهای قرمز رنگ هماتیتهی در اطراف قطعات شاموزیتی نیز حاکی از همین مسئله است (شکل ۵ د). کانی دیاسپور به عنوان کانی اصلی آلومینیوم‌دار در نهشته سپارده است. با توجه به حضور بوهمیت در کانسنگ‌ها اینطور می‌توان استنباط نمود که کانی دیاسپور در اثر دیاژنز، تنش‌های ساختاری و فرآیندهای دگرگونی خفیف از کانی بوهمیت تشکیل شده است. کانی بوهمیت نیز در اثر آب‌زدایی و تراکم شبکه کانی گیبسیت در طی شرایط افزایش فشار و دما تشکیل می‌شود. بدین ترتیب می‌توان گفت گیبسیت اولین کانی آلومینای آزاد بوده که از هوازدگی فلدسپارها و یا از سیلیس‌زدایی کائولینیت تشکیل شده است (Voicu et al, 1997). کانی‌هایی مانند موسکویت، دیوپسید غالباً به‌صورت کلاستیک وجود دارند و حاکی از شرایط زهکشی ضعیف و فرآیندهای کند



شکل ۶: نمودارهای XRD مربوط به کانسنگ‌های لاتریتی نهشته سپارده.



شکل ۷: نمودار Eh-pH محیط‌های اتمسفریک طبیعی (Garrels and Christ, 1965) با توجه به پایداری کانی‌ها که در آن موقعیت نهشته لاتریتی سپارده مشخص شده است (Temur and Kansun, 2006).

جدول ۱: نتایج آنالیز XRD در کانسنگ‌های لاتریتی سپارده

شماره نمونه	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی
Se-1	سیدریت، آناتاز، شاموزیت، کائولینیت	هماتیت، مسکویت، کلینوکلر
Se-2	کائولینیت	هماتیت، گوتیت، دیاسپور، آناتاز، مسکویت
Se-3	شاموزیت، کلینوکلر، سیدریت، کائولینیت	گوتیت، مسکویت
Se-4	دیاسپور، هماتیت	کائولینیت، شاموزیت، آناتاز، گوتیت، روتیل، آنکریت، دیوپسید
Se-5	کائولینیت، بوهمیت، آناتاز، هماتیت	گوتیت
Se-6	سیدریت، کائولینیت، شاموزیت	آناتاز، گوتیت، روتیل، کلینوکلر
Se-7	سیدریت، شاموزیت، کائولینیت	گوتیت، آناتاز
Se-8	کائولینیت	آناتاز، دیاسپور
Se-9	کائولینیت	هماتیت، آناتاز، گوتیت، لپیدوکروسیت
Se-10	شاموزیت	آناتاز، دیاسپور، هماتیت
Se-11	گوتیت، کائولینیت	هماتیت، آناتاز
Se-12	سیدریت، شاموزیت	آناتاز، هماتیت
Se-13	کائولینیت	هماتیت، آناتاز، روتیل
Se-14	شاموزیت، سیدریت	دیاسپور، آناتاز، روتیل، کائولینیت

زمین‌شیمی

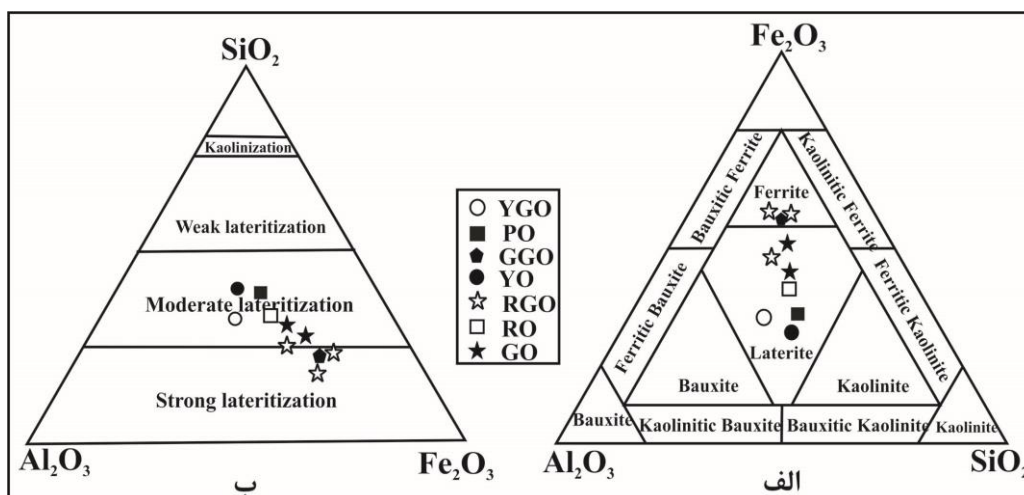
طبقه‌بندی کانسنگ‌ها و چگونگی فرآیندهای هوازدگی

موقعیت کانسنگ‌های مورد مطالعه در نمودار سه متغیره $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (Aleva, 1994) به-طور غالب دو تیپ کانسنگی لاتریت و فریت را برای نهشته سپارده مشخص می‌سازد (شکل ۸الف). همچنین بر پایه نمودار سه متغیره $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (Schellmann, 1986) این نهشته در طی فرآیند لاتریتی‌شدن متوسط تا شدید تشکیل شده است (شکل ۸ب). با توجه به چگونگی توزیع عناصر اصلی بر روی نمودار یاد شده کانسنگ‌های RGO و GGO لاتریتی‌شدن شدید و سایر کانسنگ‌ها لاتریتی‌شدن متوسط را تجربه نموده‌اند. بررسی تغییرات نسبت La/Y در عرض نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد مقدار این نسبت از بخش‌های فوقانی از ۱ < تا حدود ۴ به سمت بخش‌های تحتانی روند افزایشی داشته است (شکل ۱۰ا). تغییرات این نسبت حاکم بودن شرایط اسیدی در شکل‌گیری بخش‌های فوقانی و تغییر شرایط اسیدی به قلیایی با نزدیک شدن به

سنگ بستر کربناتی را نشان می‌دهد. محلول‌های اسیدی احتمالاً از اکسیداسیون پیریت در سنگ منشاء و یا تجزیه موادآلی نشات گرفته‌اند. این محلول‌ها به سمت پایین نیمرخ به وسیله سنگ‌های بستر کربناته خنثی شده‌اند.

شیمی و الگوهای توزیع عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌های لاتریتی

مقادیر عناصر نادر خاکی در کانسنگ‌های لاتریتی نیمرخ مورد مطالعه در جدول ۲ ارائه شده است. دامنه تغییرات برای $LREE_{La-Gd}$ ها شدید (ppm) ۷۳/۹۲-۱۳/۱۱ می‌باشد. الگوی توزیع REE‌های بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Taylor and McLennan, 1985) برای کانسنگ‌ها در نیمرخ مورد مطالعه نشان از غنی‌شدگی $LREE_{La-Gd}$ و $HREE_{Tb-Lu}$ ها نسبت به کندریت دارد با این تفاوت که میزان غنی‌شدگی $LREE_{La-Gd}$ ها نسبت به $HREE_{Tb-Lu}$ ها بیشتر است (شکل ۹الف).



شکل ۸: نمودارهای مثلثی $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (الف) آلوا (Aleva, 1994) و (ب) شلمن (Schellmann, 1986) برای کانسنگ‌های لاتریتی نهشته سپارده.

جدول ۲: نتایج تجزیه شیمیایی کانسنگ‌های لاتریتی در نهشته سپارده

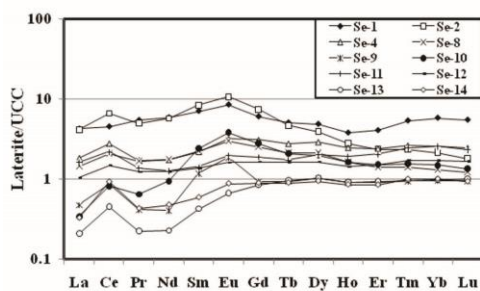
	Se-1	Se-2	Se-4	Se-8	Se-9	Se-10	Se-11	Se-12	Se-13	Se-14
SiO ₂ (wt%)	۲۳/۶۲	۲۱/۷۷	۲۵/۱۴	۱۴/۶۳	۱۹	۱۹/۳۶	۳۰/۴۲	۱۸/۵۹	۳۱/۴	۲۳/۹۲
Al ₂ O ₃	۲۱/۴	۱۹/۴۸	۲۲/۱۱	۱۶/۴۹	۱۶/۷۹	۲۱/۵۲	۲۶/۲۱	۱۶/۲۲	۲۵/۰۳	۲۹/۵۸
Fe ₂ O ₃	۳۴/۹۴	۴۱/۵۸	۳۱/۱۸	۴۶/۲	۴۶/۵۳	۳۶/۶۹	۲۳/۵۴	۴۶/۱۲	۲۸/۲۶	۲۶/۲۷
CaO	۰/۷۷	۰/۷۸	۲/۳	۰/۵۳	۰/۱۵	۰/۳۵	۰/۱۳	۰/۵۴	۰/۱۷	۰/۲۶
MgO	۳/۲	۰/۴۱	۰/۳۶	۲/۶۴	۰/۱۱	۲/۸	۰/۰۸	۲/۷۶	۰/۱۲	۲/۴۷
Na ₂ O	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲
K ₂ O	۰/۳۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۴۲	۰/۳۹
TiO ₂	۲/۵۴	۲/۱۶	۲/۶۵	۱/۷۱	۱/۹۹	۳/۵۳	۳/۵۴	۱/۷۵	۳/۳۵	۳/۵۶
MnO	۰/۰۹	۰/۲۶	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۰۶
P ₂ O ₅	۰/۱۹	۰/۶۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۰۸	۱/۹۵	۰/۱۹	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۰۹
LOI	۱۴/۲۳	۱۲/۹۸	۱۳/۷۳	۱۵/۷۷	۱۱/۲۱	۱۲/۰۸	۱۳/۶۹	۱۴/۳۶	۱۱/۷۷	۱۲/۰۲
Sum	۱۰۱/۴۹	۱۰۰/۷۴	۹۷/۹۶	۹۸/۳۹	۹۸/۱۲	۱۰۰/۸۶	۹۸/۳۵	۱۰۰/۷۶	۱۰۱/۱۷	۹۸/۸۱
La(ppm)	۱۳۱/۹	۱۲۸/۳	۵۶/۱	۴۴/۷	۱۴/۷	۱۰/۶	۴۹/۹	۳۲/۳	۶/۵	۱۰/۳
Ce	۲۸۵/۳	۴۱۷/۶	۱۷۳/۴	۱۳۰	۵۳/۸	۵۱/۵	۱۳۷	۹۳/۶	۲۸/۴	۵۸/۳
Pr	۳۸/۶۷	۳۵/۳۲	۱۲/۰۵	۱۱/۸۶	۲/۹۶	۴/۶	۹/۶۵	۸/۶۹	۱/۶۱	۳/۰۹
Nd	۱۵۸/۵	۱۵۴/۳	۴۶/۴	۴۷/۳	۱۰/۹	۲۵/۴	۳۴	۳۳/۵	۶/۲	۱۳
Sm	۳۳/۰۹	۳۹/۲۵	۱۰/۲۳	۱۰/۴۹	۵/۴۷	۱۱/۳۱	۶/۶۳	۶/۴	۲/۰۱	۲/۷۹
Eu	۸/۴۶	۱۰/۶۶	۳/۱۶	۲/۹۹	۱/۸۶	۳/۸۲	۱/۹۶	۱/۶	۰/۶۷	۰/۸۸
Gd	۲۴/۱۵	۲۹/۴۲	۱۲/۲۱	۱۰/۰۴	۳/۷	۱۱/۱۴	۷/۴۹	۶/۴۷	۳/۳۸	۳/۵۷
Tb	۳/۵۵	۳/۲۸	۱/۹۲	۱/۵۱	۰/۶۵	۱/۴۵	۱/۲	۱/۱۲	۰/۶۸	۰/۶۳
Dy	۱۹/۰۱	۱۵/۳۴	۱۱/۲۲	۸/۳۲	۳/۹۶	۷/۷۶	۷/۷۹	۶/۳۸	۴/۰۳	۳/۶۹
Ho	۳/۱۶	۲/۳۳	۲/۰۳	۱/۳۷	۰/۷۴	۱/۳۵	۱/۵۸	۱/۱۸	۰/۷۶	۰/۷۱
Er	۹/۳۷	۵/۴۶	۵/۴۸	۳/۲۷	۲/۰۶	۳/۴۹	۴/۶۶	۳/۵	۲/۱۶	۱/۹۵
Tm	۱/۶۱	۰/۷۱	۰/۷۸	۰/۴۲	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۷۳	۰/۵۱	۰/۲۹	۰/۳
Yb	۱۱/۳۷	۴/۱۹	۴/۹۴	۲/۵۹	۱/۸۷	۲/۹۳	۴/۹۹	۳/۳۲	۱/۹۱	۱/۹۷
Lu	۱/۷	۰/۵۶	۰/۷۵	۰/۳۸	۰/۲۹	۰/۴۲	۰/۷۲	۰/۵۱	۰/۳۱	۰/۲۹
Y	۳۵/۱	۳۶/۴	۳۶/۶	۲۳/۴	۱۷	۲۹/۳	۳۱/۱	۲۳/۱	۱۹	۱۷/۳
REE	۷۲۹/۸۴	۸۴۶/۷۲	۳۴۰/۶۷	۲۷۵/۲۴	۱۰۳/۲۴	۱۳۶/۲۴	۲۶۸/۳	۱۹۹/۰۹	۵۸/۹۱	۱۰۱/۴۷
LREE	۶۵۵/۹۲	۷۸۵/۴۳	۳۰۱/۳۴	۲۴۷/۳۴	۸۹/۶۹	۱۰۷/۲۳	۲۳۹/۱۴	۱۷۶/۰۹	۴۵/۳۹	۸۸/۳۶
HREE	۷۳/۹۲	۶۱/۲۹	۳۹/۳۳	۲۷/۹	۱۳/۵۵	۲۹/۰۱	۲۹/۱۶	۲۳	۱۳/۵۲	۱۳/۱۱
La/Y	۳/۷۶	۳/۵۲	۱/۵۳	۱/۹۱	۰/۸۶	۰/۳۶	۱/۶۰	۱/۴۰	۰/۳۴	۰/۶۰
LREE/HREE	۸/۸۷	۱۲/۸۱	۷/۶۶	۸/۸۷	۶/۶۲	۳/۷۰	۸/۲۰	۷/۶۶	۳/۳۶	۶/۷۴
(La/Yb) _n	۷/۸۴	۲۰/۶۹	۷/۶۷	۱۱/۶۶	۵/۳۱	۲/۴۴	۶/۷۶	۶/۵۷	۲/۳۰	۳/۵۳
Ce/Ce*	۰/۹۳	۱/۴۴	۱/۵۰	۱/۳۰	۱/۸۲	۱/۷۲	۱/۳۹	۱/۲۹	۲/۰۱	۲/۴۱
Eu/Eu*	۰/۹۱	۰/۹۶	۰/۸۶	۰/۸۹	۱/۲۶	۱/۰۴	۰/۸۵	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۸۵

نشان از تهی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها در برخی از کانسنگ‌ها دارد (شکل ۹ب). این امر می‌تواند در ارتباط با عواملی نظیر اختلاف در پایداری کانی‌های حامل این عناصر در سنگ منشأ، تغییر pH محلول‌های هوازده‌کننده و یا درجه تکاملی متوسط نیمرخ باشد (Beyala et al, 2009). روند تغییرات REE به‌طور کل و LREEها

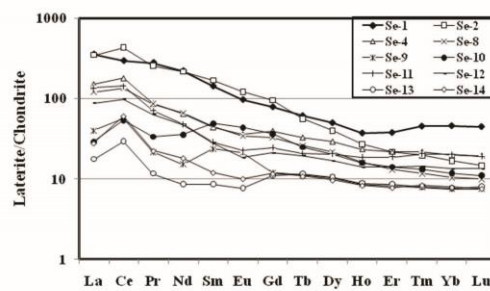
این الگوهای غنی‌شدگی، معمولاً در نیمرخ‌هایی مشاهده می‌شوند که تحت‌تاثیر فرآیندهای هوازده‌گی شدید قرار گرفته‌اند (Braun et al, 2009). با این حال، الگوی توزیع REEهای بهنجار شده نسبت به مقدار متوسط سنگ‌های پوسته قاره‌ای بالای (UCC) (Rudnick and Gao, 2004) برای کانسنگ‌های نیمرخ مورد مطالعه

است. سپس شرایط قلیایی متأثر از وجود سنگ بستر کربناته، باعث ناپایداری کمپلکس‌های حامل و رسوب کانی‌های مربوط به این عناصر شده است. به علاوه، معمولاً نهشته‌های لاتریتی برجزا، الگوهای منظم REEها را با نزدیک‌تر شدن به سنگ بستر کربناتی نشان می‌دهند (Mongelli, 1997). بنابراین روند توزیع REEها در نیمرخ سپارده می‌تواند نشانگر منشأ برجزای این نهشته باشد.

و HREEها به‌طور اخص در نیمرخ مورد مطالعه نشانگر توزیع صعودی به سمت بخش‌های پایینی نیمرخ است (شکل ۱۰ الف، ب و پ). بررسی‌های مقادیر تغییرات La/Y ، $(La/Yb)_N$ و LREE/HREE (شکل ۱۰ ت، ث و ج) نقش مهم pH را برای روند تغییرات عناصر نادر خاکی مشخص می‌سازد. شرایط اسیدی حاکم بر بخش‌های فوقانی سبب شستشو و هوازدگی این عناصر در طی فرآیندهای لاتریتی شدن گشته

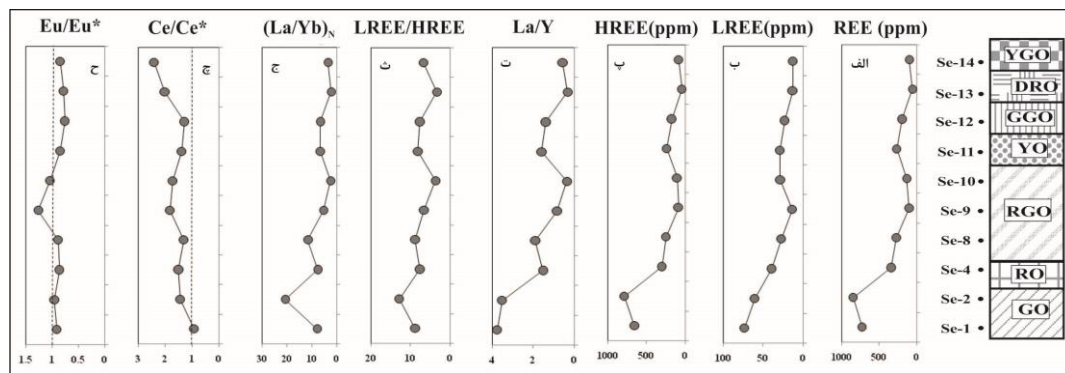


ب



الف

شکل ۹: الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده به ترکیب کندریت (الف) (Taylor and McLennan, 1985)، و (ب) به متوسط پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) (Rudnick and Gao, 2004) برای کانسنگ‌های لاتریتی سپارده.



شکل ۱۰: الگوی تغییرات مقادیر REE (الف)، LREE (ب)، HREE (پ)، La/Y (ت)، LREE/HREE (ث)، $(La/Yb)_N$ (ج)، Ce/Ce^* (چ) و Eu/Eu^* (ح) در کانسنگ‌های لاتریتی سپارده.

عناصر نادر خاکی همبستگی منفی و یا بسیار پایین با Al, Si, P, Mn, Fe و Ti دارند که همین امر نشان از نقش نداشتن کانی‌های نامبرده در تثبیت این عناصر دارد (جدول ۳). اما بیشترین مقادیر همبستگی بین Y و REEها (۰/۸۸) تا

کانی‌های میزبان عناصر نادر خاکی کانی‌های آهن‌دار، منگنزدار، کانی‌های فسفات و همچنین کانی‌های رسی و تیتانیت از مهم‌ترین کانی‌های روبنده عناصر نادر خاکی در افق‌های لاتریتی محسوب می‌شوند. در نهشته سپارده

نشدند. همچنین همبستگی‌های متوسطی نیز بین Ca و REEها (۰/۲۷ تا ۰/۵۰) وجود دارد که نقش کمرنگ‌تر کانی‌های کربناته را نیز در تثبیت REEها نشان می‌دهد.

وجود دارد که نقش کانی‌های زینوتایم (Xenotime) (YPO_4) و یا چورچیت $(Churchite) [(YPO_4).2H_2O]$ را در تمرکز این عناصر محتمل می‌کند، هرچند این کانی‌ها به-واسطه قَلت غلظت توسط آنالیز XRD شناسایی

جدول ۳: ضرایب همبستگی پیروسون بین اکسیدهای اصلی و عناصر نادر خاکی

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Y
La	-۰/۰۱	-۰/۱۹	۰/۱۱	-۰/۳۳	۰/۳۶	۰/۰۷	-۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۲۰	-۰/۰۷	۰/۷۷
Ce	-۰/۰۴	-۰/۱۹	۰/۱۴	-۰/۳۳	۰/۳۸	-۰/۰۵	-۰/۴۲	-۰/۰۷	۰/۳۰	۰/۰۰	۰/۷۶
Pr	-۰/۰۷	-۰/۲۰	۰/۱۶	-۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۱۷	-۰/۲۹	۰/۰۹	۰/۲۱	۰/۰۰	۰/۷۲
Nd	-۰/۰۹	-۰/۲۱	۰/۱۷	-۰/۳۱	۰/۲۹	۰/۱۷	-۰/۳۲	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۰۵	۰/۷۲
Sm	-۰/۱۵	-۰/۲۴	۰/۲۳	-۰/۲۹	۰/۲۶	۰/۱۳	-۰/۴۰	۰/۰۱	۰/۲۵	۰/۲۰	۰/۷۱
Eu	-۰/۱۶	-۰/۲۵	۰/۲۳	-۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۱۰	-۰/۴۵	-۰/۰۴	۰/۲۲	۰/۲۷	۰/۷۳
Gd	-۰/۱۲	-۰/۲۲	۰/۱۸	-۰/۲۶	۰/۳۶	۰/۱۲	-۰/۴۸	-۰/۰۴	۰/۲۳	۰/۲۴	۰/۸۰
Tb	-۰/۰۹	-۰/۲۱	۰/۱۴	-۰/۲۷	۰/۴۳	۰/۱۹	-۰/۴۲	۰/۰۴	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۸۲
Dy	-۰/۰۵	-۰/۱۸	۰/۰۸	-۰/۲۴	۰/۴۷	۰/۲۰	-۰/۴۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۸۵
Ho	۰/۰۲	-۰/۱۳	۰/۰۰	-۰/۱۸	۰/۵۰	۰/۱۸	-۰/۳۷	۰/۰۴	-۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۸۸
Er	۰/۱۰	-۰/۰۸	-۰/۰۷	-۰/۱۳	۰/۴۵	۰/۲۲	-۰/۲۳	۰/۱۲	-۰/۱۰	۰/۰۲	۰/۸۲
Tm	۰/۱۴	-۰/۰۱	-۰/۱۲	-۰/۰۷	۰/۳۷	۰/۲۷	-۰/۱۱	۰/۲۲	-۰/۱۷	-۰/۰۴	۰/۷۳
Yb	۰/۱۶	۰/۰۱	-۰/۱۴	-۰/۰۵	۰/۳۳	۰/۲۸	-۰/۰۴	۰/۲۶	-۰/۲۰	-۰/۰۷	۰/۶۸
Lu	۰/۱۷	۰/۰۱	-۰/۱۵	-۰/۰۵	۰/۳۳	۰/۲۹	-۰/۰۱	۰/۲۸	-۰/۲۱	-۰/۰۹	۰/۶۵

نادر خاکی تحت تأثیر Eh محیط نیز قرار می‌گیرد، از این رو تغییرات Eh ایجاد شده در محیط و تفاوت در تحرک می‌تواند سبب جدایش این عنصر در طی فرآیند هوازدگی از سایر عناصر نادر گردد. در نهشته سپارده ناهنجاری‌های مثبت سریم در بخش‌های فوقانی می‌تواند به دلیل حاکم بودن شرایط اکسیدی در بخش‌های فوقانی نیمرخ روی داده باشد که با حرکت به سمت بخش‌های پایینی، کاهش مقادیر این ناهنجاری روی داده است. کاهش در مقادیر ناهنجاری‌های سریم می‌تواند بخاطر شرایط قلیایی‌تر نیمرخ به دلیل وجود سنگ بستر کربناته و همراهی Ce^{4+} با لیگاندهای کربناته و خروج سریم از بخش‌های پایینی نیمرخ رخ داده باشد (Karadağ et al, 2009). ترسیم روند تغییرات Eu/Eu^* نشانگر مقادیر اندکی منفی برای تمامی کانسنگ‌ها است

تفسیر ناهنجاری‌های Ce و Eu

مقادیر ناهنجاری‌های Eu/Eu^* و Ce/Ce^* به ترتیب براساس روابط ۱ و ۲ محاسبه شدند (Taylor and McLennan, 1985) (N به معنای بهنجار شده با ترکیب کندریت است).

رابطه ۱)

$$Eu/Eu^* = Eu_N / (\sqrt{Sm_N \times Gd_N})$$

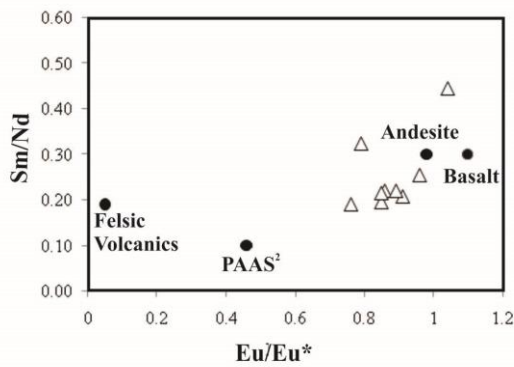
رابطه ۲)

$$Ce/Ce^* = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$$

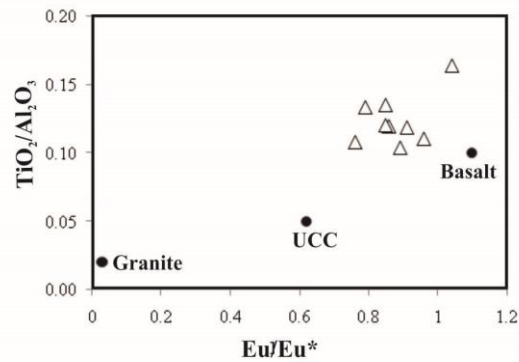
نتایج به دست آمده آشکار می‌نمایند که مقادیر Ce/Ce^* و Eu/Eu^* در کانسنگ‌های لاتریتی به ترتیب در بازه‌ای از ۰/۹۳-۲/۴۱ و ۰/۲۶-۱/۷۶ متغیر است. روند تغییرات مقادیر Ce/Ce^* بیانگر مقادیر مثبت این ناهنجاری و روند تغییرات متفاوت با سایر عناصر نادر خاکی است (شکل ۱۰چ). عنصر Ce به دلیل داشتن دو حالت اکسیداسیونی (Ce^{3+} و Ce^{4+}) علی‌رغم سایر عناصر

Eu/Eu* را برای ذخایر بازمندی از خود نشان می‌دهند. از این رو یافته‌های زمین‌شیمیایی فوق از یک سنگ منشاء بازالتی برای لاتریت‌های افق سپارده حمایت می‌کنند. همچنین ترسیم ناهنجاری Eu در مقابل نسبت TiO_2/Al_2O_3 و Sm/Nd تأییدکننده سنگ منشاء احتمالی آندزیتی تا بازالتی برای نهشته سپارده است (شکل ۱۱ الف و ب). بنابراین می‌توان سنگ‌های بازالتی و آندزیتی تریاس فوقانی را به عنوان منشاء این نهشته در نظر گرفت.

(شکل ۱۰ ح). تغییرات اندک ناهنجاری Eu در طی فرآیندهای هوازدگی شدید، سبب شده تا از این نسبت در تعیین سنگ منشاء نهشته‌های بازمندی استفاده شود. الگوهای توزیع REEها در طی هوازدگی با تفریق اندک بین LREEها و HREEها (شکل ۹ الف) و تغییرات اندک ناهنجاری منفی Eu، یک سنگ منشاء بازالتی را پیشنهاد می‌کنند (Karadağ et al, 2009). این در حالی است که سنگ‌های فلسیک به‌عنوان منشاء، الگوهای تفریق یافته شدیدتر LREEها و HREEها و ناهنجاری‌های به شدت منفی



ب



الف

شکل ۱۱: الف) ناهنجاری Eu در مقابل TiO_2/Al_2O_3 (ترکیب میانگین مقادیر گرانیات و بازالت از Mameli et al, 2007) و ب) ناهنجاری Eu در مقابل Sm/Nd برای کانسنگ‌های لاتریتی سپارده. ترکیب میانگین مقادیر بازالت و آندزیت از (Taylor, 1964)، UCC از (Rudnick and Gao, 2004)، ولکانیک فلسیک از (Condie, 1991) و PAAS² از (Taylor and McLennan, 1985) اقتباس شده است.

al, 2017). بررسی میزان تمرکز عناصر نادر خاکی در نهشته سپارده نشان می‌دهد که میزان تمرکز این عناصر به‌طور میانگین ۳۳۲/۸۰ ppm است. بیشترین میزان تمرکز این عناصر در بخش پایینی نیمرخ مورد مطالعه در کانسنگ GO (مقادیر ۸۴۶/۷۲ و ۷۲۹/۸۴ ppm) وجود دارد (جدول ۲). حداقل آستانه استخراج برای عناصر کمیاب خاکی از نهشته‌های بوکسیتی و لاتریتی حدود ۲۰۰۰ ppm است. مقایسه نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی حکایت از آن دارد که کانسنگ‌های مورد

ارزیابی اقتصادی و کاربردی

علی‌رغم ابعاد کوچک و پراکندگی نهشته‌های بوکسیت و لاتریت کارستی در سراسر جهان، اهمیت آنها از نظر غنی‌شدگی از عناصر و فلزات حیاتی رو به افزایش است. علاوه بر وجود تعدادی از نهشته‌های بوکسیت کارستی که از نظر وجود آلومینیوم مورد توجه اقتصادی قرار می‌گیرند، بسیاری از نهشته‌های غیراقتصادی از نوع کارستی وجود دارند که از نظر تأمین عناصر نادر خاکی مورد توجه روزافزون قرار گرفته‌اند (Mongelli et

استحصال بستگی دارد. با مقایسه میزان عناصر نادر خاکی در نهشته سپارده با سایر نهشته‌های بوکسیت و لاتریت کارستی در ایران و جهان می‌توان اینطور استنباط کرد که نهشته سپارده، به‌طور مشخص کانسنگ GO دارای پتانسیل مناسبی برای ارزیابی‌های دقیق‌تر در این زمینه می‌باشد (جدول ۴).

مطالعه از نظر اقتصادی در حد مناسبی قرار ندارند، هر چند که نتیجه‌گیری قطعی در این مورد به انجام آنالیزهای شیمیایی بیشتری نیاز دارد. به نظر می‌رسد که پایین بودن مقادیر این عناصر در سنگ‌های منشأ، عامل اقتصادی نبودن این عناصر در نهشته‌های مورد مطالعه است. البته تعیین حدود اقتصادی نهشته‌ها نسبی بوده و به نیازهای جوامع و میزان پیشرفت در فن‌آوری

جدول ۴: مقایسه مقادیر عناصر نادر خاکی در برخی نهشته‌های بوکسیت- لاتریت در ایران و جهان با نهشته سپارده.

نام و مکان رخداد نهشته	LREE	HREE	REE	مراجع
Nurra (Italy)	۴۲۰	۳۰	۴۵۰	Mameli et al, 2007
Karaman (Turkey)	۶۲۸	۸۳	۷۰۹	Haniçli, 2013
Kanigorgeh (Iran)	۳۶۷	۸۳	۴۵۰	Abedini and Calagari, 2013
Jajarm (Iran)	۶۵۷	۳۹	۶۹۶	Esmaeily et al, 2010
Mandan (Iran)	۵۹۸	۷۰	۶۶۸	Zarasvandi et al, 2012
Gujarat (India)	۱۷۵	۲۰	۱۹۵	Meshram and Randive, 2011
Las Mercedes (Dominican Re.)	۹۳۹	۱۵۶	۱۵۴۸	Torró et al, 2017
Lindai (China)	۲۲۹	۴۰/۷	۲۹۷	Linget al, 2017
Separdeh	۲۷۴	۳۲	۳۰۶	این مطالعه

اکسیدهای اصلی و عناصر نادر خاکی حضور کانی‌های زینوتایم و چورچیت و نقش کمتر کانی‌های کربناته را در تثبیت این عناصر آشکار می‌سازد. رخداد بی‌هنجاری مثبت Ce در نیمرخ مورد مطالعه در ارتباط با شرایط اکسیدی در بخش‌های فوقانی تشکیل شده است. همچنین بررسی‌های ناهنجاری Eu و نسبت‌های TiO_2/Al_2O_3 و Sm/Nd از سنگ منشأ احتمالی با ترکیب آندزیتی و بازالتی تریاس فوقانی برای این نهشته حمایت می‌کنند. مطالعات بافتی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده آن است که نهشته سپارده در دو مرحله تشکیل شده است. در مرحله اول، لاتریتی شدن برجزای سنگ‌های بازالتی تریاس فوقانی از قبیل دگرسانی، شکسته شدن کانی‌های سیلیکاته و تشکیل کانی‌های رسی، کانی‌های آهن‌دار و تیتانیوم‌دار

نتیجه‌گیری

نهشته لاتریتی سپارده به‌عنوان یک افق بازماندی در مرز بین سنگ آهک تریاس (سازند الیکا) و ماسه‌سنگ ژوراسیک (سازند شمشک) توسعه یافته است. کانسنگ‌های این نهشته به لحاظ رنگ و ویژگی‌های فیزیکی به هفت بخش مجزا تقسیم شده‌اند. بررسی‌های ساختی و بافتی دلالت بر دو خاستگاه برجزا و نابرجزا در این نهشته دارند. یافته‌های کانی‌شناسی حکایت از نقش مهم آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی- احیایی و آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی- اکسیدان در تشکیل این نهشته دارند. الگوی توزیع REEها بیانگر تاثیر فرآیندهای هوازگی شدید، تغییر pH محلول‌های هوازده کننده، اختلاف در پایداری کانی‌های حامل این عناصر و منشأ برجزا برای این نهشته می‌باشد. بررسی ضرایب همبستگی بین

کانی‌هایی همانند پیریت، سیدریت و تسهیل فرآیند شستشوی عناصر نادر خاکی از بخش‌های فوقانی نیمرخ و ته نشست این عناصر در بخش‌های زیرین نهشته سپارده گشته است.

نهشته‌های بوکسیتی- لاتریتی تاش و آستانه در البرز شرقی: رهیافت‌های دیرینه محیطی، نشریه رخساره‌های رسوبی، سال ۸، شماره ۱، ص ۷۱-۸۴.

-عابدیان، ن.، ۱۳۸۷. شناساسی بوکسیت- لاتریت و مواد نسوز استان گیلان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۱۹ ص.

-کنگرانی فراهانی، ف.، کلاگری، ع.ا. و عابدینی، علی، ۱۳۹۳. کانی‌شناسی و ژئوشیمی نهشته لاتریتی کمبلو، باختر دامغان، استان سمنان، علوم زمین، سال ۲۳، شماره ۹۲، ص ۳۴۹-۳۵۸.

صورت گرفته است. در مرحله دوم انتقال و نهشت مواد لاتریتی تشکیل شده به حفرات کارستی واقع در محیط‌های کولابی و مردابی همراه با پوشش گیاهی انجام شده است. این شرایط باعث تشکیل

منابع

-بهارفیروزی، خ.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جواهرده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-شمعانیان، غ.ح. و مریدی، ز.، ۱۳۹۵. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه نهشته بوکسیتی شیرین‌آباد، جنوب‌شرق گرگان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۰، شماره ۳۹، ص ۱۰۳-۱۱۵.

-شمعانیان، غ.ح.، منفرد، ز. و عمرانی، ه.، ۱۳۹۴. مشخصات چینه‌شناسی، سنگ‌نگاری و رخساره‌ای

-Abedini, A., Calagari, A.A. and Mikaeili, K., 2014. Geochemical characteristics of laterites: the Alibaltalu deposit, Iran: Bulletin of the Mineral Research and Exploration, v. 148, p. 69-84.

-Abedini, A. and Calagari, A.A., 2013. Geochemical characteristics of Kanigorgeh ferruginous bauxite horizon, West-Azarbaidjan province, NW Iran, Periodico di Mineralogia, v. 82, p. 1-23.

-Aiglsperger, T., Proenza, J.A., Lewis, J.F., Labrador, M., Svojtka, M., Rojas-Puroń, A., Longo, F. and uris'ova, J.D., 2016. Critical metals (REE, Sc, PGE) in Ni laterites from Cuba and the Dominican Republic: Ore Geology Reviews, v. 73, p. 127-147.

-Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran: Journal of Geodynamics, v. 21, p. 1-33.

-Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: Concepts, Geology, Morphology and Chemistry, Wageningen, Netherlands, 169 p.

-Bárdossy, G., 1982. Karst Bauxites, Elsevier Scientific, Amsterdam, 441 p.

-Berberian, M., 1983. The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 163-183.

-Beyala, V.K.K., Onana, V.L., Priso, E.N.E., Parisot, J. and Ekodeck, G.E., 2009. Behaviour of REE and mass balance calculations in a lateritic profile over chlorite schists in South Cameroon: Chemie der Erde-Geochemistry, v. 69, p. 61-73.

-Braun, J.J., Viers, J., Dupre, M., Ndam, J. and Muller, J.J., 1998. Solid liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical

- regions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, p. 273-299.
- Calagari, A.A., Kangarani Farahani, F. and Abedini, A., 2015. Geochemical Characteristics of a Laterite: The Jurassic Zan Deposit, Iran: *Acta Geodyn. Geomater*, v. 12, p. 67-77.
- Carroll, D., 1985. Role of clay minerals in the transportation of iron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 14, p. 1-27.
- Condie, K., 1991. Another look at REEs in shales: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 2527-2531.
- Costa, M.L., Lemos, V.P., Lima da Costa, M., Lemos, R.L. and Faria, M.S.G., 2007. Vivianite and siderite in lateritic iron crust: an example of bioreduction: *Quím. Nova*, v. 53, p. 101-107.
- Esmaeily, D., Rahimpour-Bonab, H., Esna-Ashari, A. and Kananian, A., 2010. Petrography and geochemistry of the Jajarm Karst bauxite ore deposit, NE Iran: implications for source rock material and ore genesis. *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 19, p. 267-284.
- Garrels, R.M. and Christ, C.I., 1965. *Solution Minerals and Equilibria* Harper and Row, New York, 450 p.
- Giorgis, I., Bonetto, S., Giustetto, R., Lawane, A., Pantet, A., Rossetti, P., Thomassin, J. and Vinai, R., 2014. The lateritic profile of Balkouin, Burkina Faso: geochemistry, mineralogy and genesis: *Journal of African Earth Sciences*, v. 90, p. 31-48.
- Hanilçi, N., 2013. Geological and geochemical evolution of the Bolkardaği bauxite deposits, Karaman, Turkey: Transformation from shale to bauxite, *Journal of Geochemical Exploration*, v. 133, p. 118-137.
- Hill, I.G., Worden, R.H.G. and Meighan, I.G., 2000. Geochemical evolution of paleolaterite: the interbasaltic Formation, Northern Ireland: *Chemical Geology*, v. 166, p. 65-84.
- Karadağ, M., Kupeli, S., Aryk, F., Ayhan, A., Zedef, V. and Doyen, A., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortaş bauxite deposit (Seydişehir/Konya–Southern Turkey): *Chemie Erde-Geochem*, v. 69, p. 143-159.
- Ling, K.Y., Zhu, X.Q., Tang, H.S. and Li, S.J., 2017. Importance of hydrogeological conditions during formation of the karstic bauxite deposits, Central Guizhou Province, Southwest China: A case study at Lindai deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 82, p. 198-216.
- 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*, v. 96, p. 887-902.
- 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*, v. 42, p. 1271-1287.
- Mongelli, G., 1997. Ce-anomalies in the textural components of upper Cretaceous karst bauxites from the Apulian carbonate platform (southern Italy): *Chemical Geology*, v. 140, p. 69-79.
- Mongelli, G., 2002. Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: clue for past climate: *Catena*, v. 50, p. 43-51.
- Mongelli, G., Boni, M., Oggiano, G., Mameli, P., Sinisi, R., Buccione, R. and Mondillo, N., 2017. Critical metals

- distribution in Tethyan karst bauxite: The cretaceous italian ores. *Ore Geology Reviews*, v. 86, p. 526-536.
- Retallack, G., 2010. Lateritization and Bauxitization Events: *Economic Geology*, v. 105, p. 655-667.
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2004. Composition of the Continental Crust, In: Holland H, Turekian K, editors. *Treatise on Geochemistry: 2nd ed.* Amsterdam, the Netherlands: Elsevier, 64 p.
- Salamab Ellahi, S., Taghipour, B., Zarasvandi, A., Bird, M.I. and Somarin, A.K., 2016. Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotope Studies of the Dopolan Bauxite Deposit, Zagros Mountain, Iran: *Minerals*, v. 6, p. 1-21, DOI: 10.3390/min6010011.
- Schellmann, W., 1986. A new definition of laterite: *Memoirs of the Geological Survey of India*, v. 1284, p. 1-7.
- Tardy, Y. and Nahon, D.B., 1985. Geochemistry of laterites, Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes: an approach to the mechanism of concretion formation: *American Journal of Science*, v. 285, p. 865-903.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*: Blackwell Oxford, 312 p.
- Taylor, S.R., 1964. Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 196, p. 1273-1285.
- Temur, S. and Kansun, G., 2006. Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 27, p. 512-522.
- Torró, L., Proenza, J.A., Aiglsperger, T., Bover-Arnal, T., Villanova-de-Benavent, C., Rodríguez-García, D., Ramírez, A., Rodríguez, J., Mosquea, L.A. and Salas, R., 2017. Geological, geochemical and mineralogical characteristics of REE-bearing Las Mercedes bauxite deposit, Dominican Republic. *Ore Geology Reviews*, v. 89, p. 114-131.
- Valeton, I., 1972. *Bauxites: Development in Soil Sciences*: Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- Voicu, G., Bardoux, M. and Voicu, D., 1997. Mineralogical norm calculations applied to tropical weathering profiles. *Mineralogical Magazine*, v. 61, p. 185-196.
- Zarasvandi, A., Carranza, E.J.M. and Ellahi, S.S., 2012. Geological, geochemical, and mineralogical characteristics of the Mandan and Dehnow bauxite deposits, Zagros Fold Belt, Iran, *Ore Geology Reviews*, v. 48, p. 125-233