

## مطالعات بافتی، معرفی تیپ‌های کانسنگی و خاستگاه نهشته بوکسیت تریاس - ژوراسیک سیاهرودبار، جنوب شرق گرگان

مریم کیااشکوریان<sup>۱\*</sup>، علی اصغر کلاگری<sup>۲</sup>، علی عابدینی<sup>۳</sup> و غلامحسین شمعانیان<sup>۴</sup>

۱ و ۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه

۴- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان، گرگان

نویسنده مسئول: mkia21@yahoo.com

دریافت: ۹۷/۸/۸ پذیرش: ۹۸/۱/۲۷

### چکیده

نهشته بوکسیت سیاهرودبار در حدود ۲۵ کیلومتری جنوب‌باختر علی‌آباد کتول، استان گلستان، شمال ایران واقع می‌باشد. این نهشته به صورت یک افق چینه‌سان در مرز بین سازندهای الیکا و شمشک توسعه و تکامل یافته است. مطالعات سنگ‌نگاری همراه با نتایج تجزیه پراش پرتو X (XRD) در نمونه‌های کانسنگی آشکار نمود که دیاسپور، همتایت و کائولینیت کانی‌های متشکله اصلی بوده که توسط مقادیر کمتری شاموزیت، آناز، بوهمیت، گوتیت، روتیل، کلسیت، موسکویت، کلینوکلر و کوارتز همراهی می‌شوند. این کانی‌ها بافت‌های گوناگونی از جمله پلیتومورفیک، گرانولار، پورفیری دروغین، جریانی، برشی دروغین، دانه‌های دمبلی شکل و قطعات تخریبی (کلاست) را به نمایش می‌گذارند که دلالت بر منشاء نابرجای نهشته دارند. بر اساس مقادیر کمی کانی‌ها، نهشته سیاهرودبار شامل دو نوع کانسنگ (۱) بوکسیت رسی و (۲) رس بوکسیتی می‌باشد. این کانسنگ‌ها در طی فرآیندهای آهن‌زدایی و سیلیسی‌زدایی از کانی‌های رسی شکل گرفته‌اند. یافته‌های زمین‌شیمیایی عناصر کم‌تحرك، نشان می‌دهند که نهشته مورد مطالعه از نوع بوکسیت‌های کارستی بوده و عمدتاً از هوازگی سنگ‌های بازالتی - آندزیتی ایجاد شده است. افزون بر این، مقادیر بی‌هنجاری‌های Eu به همراه مقادیر نسبت‌های  $TiO_2/Al_2O_3$  و  $Sm/Nd$  آشکار می‌کنند که نهشته بوکسیتی سیاهرودبار در یک خاستگاه تکتونیکی حاشیه قاره تشکیل شده است. **واژه‌های کلیدی:** بوکسیت، سیاهرودبار، تیپ‌های کانسنگی، خاستگاه نابرجا، هوازگی، سنگ مادر

### مقدمه

بستر کربناته قرار گرفته‌اند، تعیین خاستگاه و سنگ منشأ آن‌ها است. اگرچه نهشته‌های بوکسیتی اصولاً از سنگ‌های نسبتاً غنی از سیلیکات‌های آلومینیوم و فقیر از آهن و کوارتز آزاد تشکیل می‌شوند، اما می‌توان ادعا نمود که بوکسیت تقریباً این ذخایر از تمامی انواع سنگ‌های دارای آلومینیوم بوجود می‌آیند. مواد مختلف نظیر رسوبات آبرفتی (باردوشی، ۱۹۸۲)، بادرفتها (بریمهال و دیتریچ، ۱۹۸۷)، آهک‌های ناخالص حاوی مواد رسی (زمانیان و همکاران، ۲۰۱۶)، سنگ‌های مافیک و حد واسط (عابدینی و همکاران، ۲۰۱۴؛ رفیعی و همکاران، ۲۰۰۸)، خاکسترهای آتشفشانی (بونی و همکاران، ۲۰۱۳)، اسلیت (هالینسی، ۲۰۱۳) و ترکیبی از مواد آهکی سنگ بستر و آندزیت (مانجلی و همکاران، ۲۰۱۶) به عنوان منشأ این نوع نهشته‌ها معرفی شده‌اند. با توجه به مطالب مطروحه بالا، بوکسیتی‌شدن به طور کامل به سنگ منشأ وابسته نبوده و به شرایط زمین‌شناسی، شدت

مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری ذخایر بوکسیتی برای تعیین پتانسیل اقتصادی این نهشته‌ها از اهمیت فراوانی برخوردار است (بونی و همکاران، ۲۰۱۳). این نوع ذخایر دارای سیستم کانیایی حساس و متغیری هستند که در طی مراحل هوازگی و انتقال بواسطه عملکرد فرآیندهای همزمان‌زاد، سنگ‌شدگی، دیرزاد و برونزاد شکل می‌گیرد. از این‌رو، کانی‌شناسی این نوع نهشته‌ها از زمان تشکیل تا پس از آن در حال بهینه‌سازی انرژی سیستم خود بوده و دچار تغییرات کانیایی متعددی می‌شوند. هم‌چنین، تنش‌های زمین‌ساختی از قبیل چین‌خوردگی و گسل‌خوردگی بر روند تغییر و تبدیل کانی‌ها به یکدیگر بسیار مؤثر می‌باشند. بنابراین، کانی‌شناسی هر نهشته می‌تواند نشانگر شرایط تشکیل و وقایع پس از آن باشد. یکی دیگر از مسائل مبهم مرتبط با نهشته‌های بوکسیتی به ویژه نوع کارستی (بوکسیت‌هایی که بر روی سنگ

معدنی ایران در کرج مورد تجزیه قرار گرفتند. مطالعات تکمیلی بر روی بافت کانسنگ‌ها و کانی‌شناسی آن‌ها توسط میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) مدل LEO1450 UP در همین آزمایشگاه انجام شد. به علاوه مقادیر کمی کانی‌های تشکیل‌دهنده نهشته سیاه‌رودبار به روش ریتولد و با نرم‌افزار Maud محاسبه شد. روش تحلیل کمی ریتولد، بر اساس تطبیق الگوی پراش حاصل از XRD با نتایج حاصل از کانی‌شناسی کیفی استوار است (بیش و هاوارد، ۱۹۸۸).

در این پژوهش، به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی برای تعیین خاستگاه نهشته، تعداد ۱۶ نمونه از کانسنگ‌های بوکسیتی در آزمایشگاه MS Analytical کشور کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. برای تعیین مقادیر اکسیدها از روش طیف‌سنجی انتشار اتمی پلاسما جفت‌شده القایی (ICP-OES) و برای تعیین مقادیر عناصر جزئی از روش طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت‌شده القایی (ICP-MS) بهره گرفته شد. مقدار LOI کانسنگ‌ها بواسطه حرارت دادن نمونه‌ها در  $1000^{\circ}\text{C}$  و اندازه‌گیری میزان کاهش حجم نمونه‌ها تعیین شدند. حد آشکارسازی برای اکسیدها و LOI  $0.1\%$  (wt%) و برای عناصری مانند Ni،  $0.2\%$ ، Th و Nd  $0.1\%$ ، V و Cr  $10\%$ ، Zr،  $2\%$ ، Sm و Eu  $0.3\%$  و Y  $5\%$  ppm بوده است.

### زمین‌شناسی

نهشته سیاه‌رودبار از نظر زمین‌شناسی بخشی از پهنه البرز می‌باشد. پهنه یاد شده به طول ۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰۰ کیلومتر بخشی از طول‌ترین کمر بند کوهزایی در جهان (کمر بند آلپ- هیمالیا) است که به طول ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های کاوکاسوس در ارمنستان تا کوه‌های هندوکش در افغانستان گسترش یافته است (آسیابان‌ها و فودن، ۲۰۱۲؛ متی و همکاران، ۲۰۱۴). توالی رسوبی پرکامبرین تا تریاس میانی در البرز در حاشیه غیرفعال<sup>۱</sup> متأثر از بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس در پالئوزوئیک آغازین و بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در پالئوزوئیک پایانی تشکیل شده است (اشتامپلی و

و تداوم فرآیندها نیز مرتبط می‌باشد. بوکسیتی‌شدن می‌تواند به صورت برج‌صورت گرفته باشد (نظیر بوکسیت‌های لاتریتی). در بوکسیت‌های نوع نابرجا، انتقال و جابجایی سبب نامشخص‌شدن سنگ منشأ آن‌ها می‌گردد (مانند بوکسیت‌های کارستی) (باردوشی، ۱۹۸۲).

نهشته‌های بوکسیت در ایران از نوع بوکسیت‌های کارستی بوده و در کمر بند بوکسیتی ایران- هیمالیا قرار دارند (عابدینی و همکاران، ۲۰۱۴). نهشته سیاه‌رودبار، یکی از نهشته‌های بوکسیتی شاخص در شمال ایران است که در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب‌غربی شهرستان علی‌آباد کتول (استان گلستان) قرار دارد. از مطالعات پیشین انجام گرفته در منطقه سیاه‌رودبار می‌توان به گزارش چاپ نشده بررسی‌های اکتشافی نیمه تفصیلی این منطقه توسط مهندسی مشاور سازند ایران (۱۳۶۲) و به مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی این نهشته توسط زمانی و شمعیان (۱۳۹۴ و ۱۳۸۹) و پاوندی (۱۳۹۶) اشاره کرد. با توجه به بررسی‌های پیشین صورت گرفته بر روی این نهشته، در این پژوهش سعی شده است با استفاده از ویژگی‌های سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی به تفصیل به بررسی نحوه تشکیل و توسعه سیستم کانیایی، انواع تیپ‌های کانسنگی حاضر و تعیین خاستگاه احتمالی نهشته بوکسیت سیاه‌رودبار پرداخته شده است.

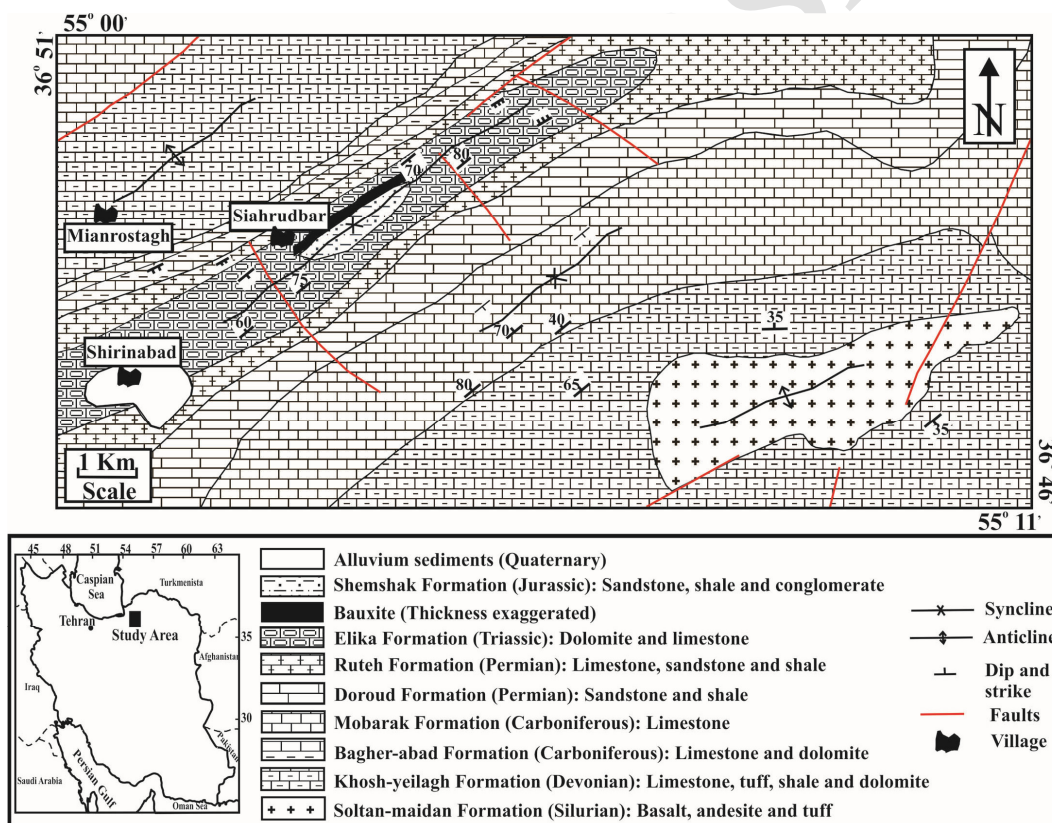
### روش مطالعه

بررسی کانسنگ‌های بوکسیتی منطقه سیاه‌رودبار در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی انجام شده است. بررسی‌های صحرائی شامل بررسی طول و ضخامت نیمرخ بوکسیتی، نقش فرآیندهای موثر در شکل‌گیری کانسنگ‌ها، بررسی تغییرات فیزیکی کانسنگ‌ها و نحوه ارتباط آن‌ها با سنگ پوشش و بستر و در نهایت نمونه‌گیری‌های سامانه‌مند از کلیه کانسنگ‌های بوکسیتی به صورت عمود بر امتداد افق بوکسیتی بوده است. بخش آزمایشگاهی با بررسی ویژگی‌های بافتی کانسنگ‌ها با استفاده از تهیه و مطالعه ۱۶ مقطع نازک توسط میکروسکوپ آغاز شد. جهت شناسایی فازهای کانیایی، ۱۵ نمونه توسط پراش پرتو ایکس (XRD) با دستگاه فیلیپس مدل Xpert Pro در شرایط Co Ka ( $1.78901\text{\AA}$ ) و منوکروماتور در شرکت فراوری مواد

<sup>1</sup> passive margin

بارزترین واحدهای سنگی موجود در منطقه سیاه‌رودبار به ترتیب از قدیم به جدید، از سازندهای خوش‌بیلاق، مبارک، باقرآباد، درود، روته، الیکا، شمشک و نهشته‌های دوران چهارم تشکیل شده‌اند (شکل ۱). سازند الیکا با سن تریاس آغازین به عنوان میزبان نهشته‌های بوکسیت در این منطقه در محیط دریایی کم‌عمق مربوط به پیشروی آب اقیانوس در تریاس آغازین تشکیل شده است (قائتانی و همکاران، ۲۰۰۹). پس از آن رژیم رسوبی کربناتی به رسوبات کلاستیک ضخیم متعلق به تریاس بالایی و ژوراسیک پایینی و میانی تغییر می‌یابد. این رسوبات که به نام سازند شمشک شناخته شده‌اند، در اثر تخریب و فرسایش رشته کوه البرز در یک حوضه فورلند<sup>۱</sup> با ضخامت حداکثر ۴۰۰۰ متر تشکیل شده‌اند (فروسبیج و همکاران، ۲۰۰۹).

همکاران، ۱۹۹۱). ژئودینامیک و رسوب‌گذاری در البرز متأثر از وقایع تکتونیکی متعددی بوده است. البرز به عنوان بخشی از خرده قاره ایران در فاصله زمانی پرمین-تریاس از بزرگ قاره گندوانا جدا شده و حرکت به سمت عرض‌های شمالی را آغاز می‌کند. این جابجایی تا تریاس پایانی و برخورد با قاره لورازیا ادامه می‌یابد. نتایج این وقایع تکتونیکی در زمان‌های پرمین تا تریاس در البرز، وقوع خشکی‌زایی و ایجاد شرایط آب و هوایی مناسب است که سبب ناپیوستگی‌های رسوبی و تشکیل نهشته‌های بوکسیت-لاتریت متعدد در البرز گشته است (زاتیچی، ۲۰۰۹). از جمله نهشته‌های بوکسیتی در البرز می‌توان به جاجرم (اسماعیلی و همکاران، ۲۰۱۰)، سیاه‌رودبار، قشلاق (فرامرزی و همکاران، ۱۳۹۱)، تاش (شمعانیان و همکاران، ۱۳۹۴) و کمپلو (کنگرانی فراهانی و همکاران، ۱۳۹۳) اشاره کرد.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی نهشته بوکسیت سیاه‌رودبار (جعفریان و جلالی، ۱۳۸۳)

سنگ‌های آهکی سازند الیکا و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک قرار گرفته است (شکل ۲ الف). در محدوده مورد مطالعه، بر اساس رنگ، چهار نوع کانسنگ بوکسیتی

## نتایج

### مشاهدات صحرائی

نیمرخ بوکسیتی مورد مطالعه در سیاه‌رودبار با ضخامت تقریبی ۱۶ متر با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب در بین

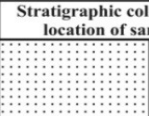

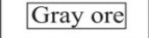

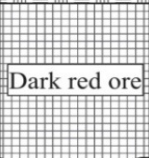

<sup>1</sup>foreland basin

نسبی حدود ۷ متر بوده و سختی بالایی دارد (شکل ۲ پ). در این نوع کانسنگ، قطعات گرهگی و بافت پیژوئیدی به وضوح قابل تشخیص است. کانسنگ خاکستری (GO) با ضخامت ۱ متر دارای سختی بالایی بوده و شکستگی صدفی و وجود بافت پلیتومورفیک از مهم‌ترین ویژگی‌های صحرایی این کانسنگ محسوب می‌شود (شکل ۲ ت). کانسنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای (BRO) دارای ضخامتی در حدود ۴ متر بوده که در آن بافت‌های گرهک‌دار و پیژوئیدی (شکل ۲ ث) و قطعات تخریبی (کلاستیک) به وضوح قابل شناسایی است.

تشخیص داده شد (شکل ۳) که به ترتیب از پایین به بالا عبارتند از ۱- بوکسیت قرمز تیره (dark red ore, DRO)، ۲- کانسنگ قرمز روشن (light red ore; LRO)، ۳- کانسنگ خاکستری (gray ore; GO) و ۴- کانسنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای (brownish red ore; BRO) (شکل ۳). کانسنگ قرمز تیره (DRO) با ضخامت نسبی ۴ متر پایین‌ترین بخش نیمرخ مورد مطالعه را تشکیل داده و دارای سختی کم و حالت ترد مانند است، به طوریکه بعضاً میان‌لایه‌های سختی در بین آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲ ب). کانسنگ قرمز روشن (LRO) دارای ضخامت



شکل ۲. الف) نمای کلی نیمرخ مورد مطالعه در سیاهرودبار (نگاه به شرق). ب) نمایی از کانسنگ DRO. پ) نمایی از کانسنگ LRO. ت) تصویر نمونه دستی از کانسنگ GO. ث) تصویر نمونه دستی از کانسنگ BRO.

Formation	Thickness (meter)	Stratigraphic column and location of samples
Shemshak formation (Jurassic)		
Bauxite Units	12-16	 <ul style="list-style-type: none"> <li>● Si-16</li> <li>● Si-15</li> <li>● Si-14</li> <li>● Si-13</li> <li>● Si-12</li> <li>● Si-11</li> <li>● Si-10</li> </ul>
	11-12	 <ul style="list-style-type: none"> <li>● Si-9</li> </ul>
	4-11	 <ul style="list-style-type: none"> <li>● Si-8</li> <li>● Si-7</li> <li>● Si-6</li> <li>● Si-5</li> <li>● Si-4</li> <li>● Si-3</li> </ul>
	0-4	 <ul style="list-style-type: none"> <li>● Si-2</li> <li>● Si-1</li> </ul>
Elika formation (Triassic)		

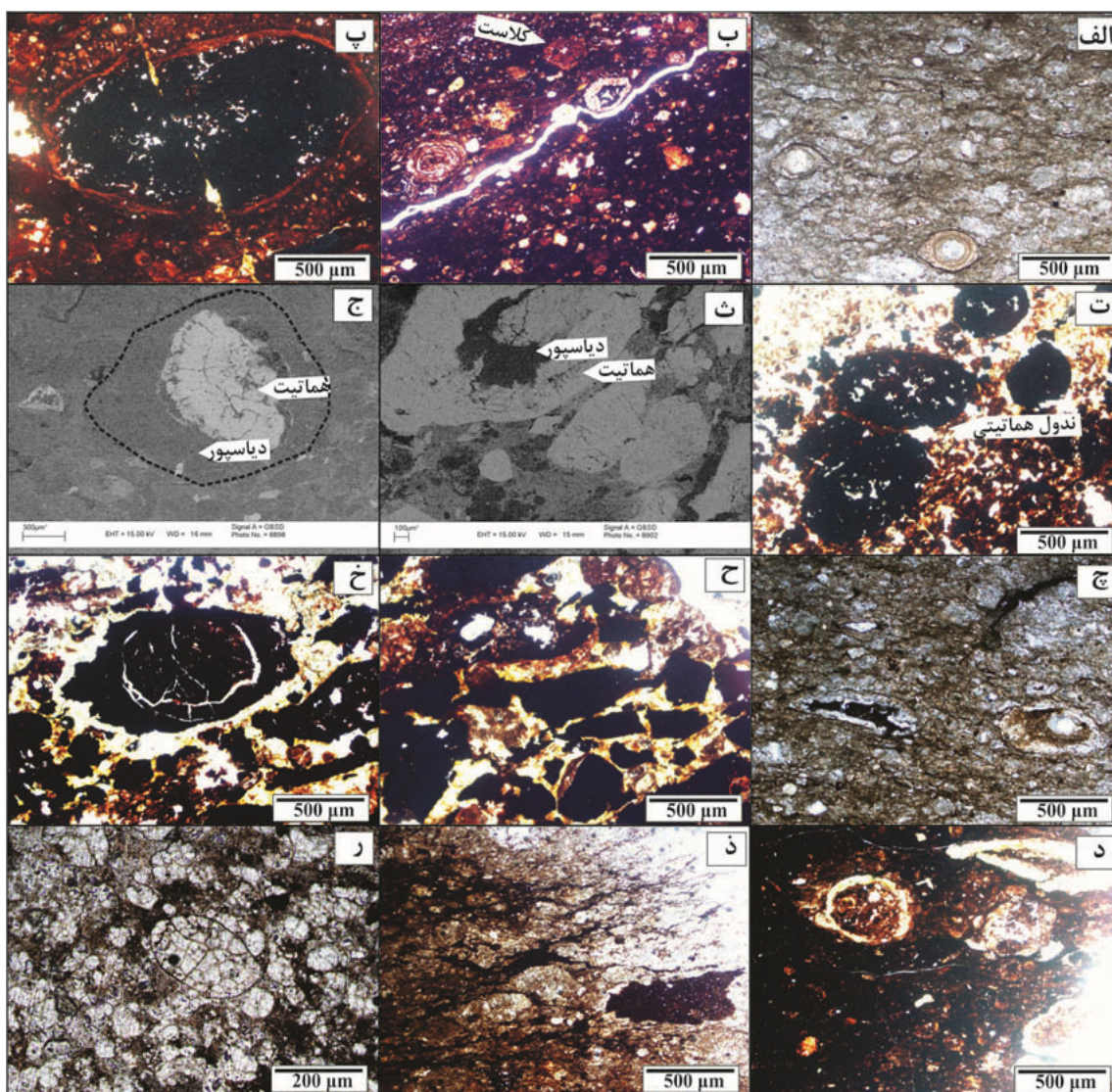
شکل ۳. نیمرخ شماتیک از بوکسیت سیاهرودبار

### سنگ‌نگاری

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهند که واحدهای بافت‌ساز زمینه در کانسنگ‌های بوکسیتی نهشته سیاهرودبار شامل زمینه پلیتومورفیک (شکل ۴ الف) و گرانولار (شکل ۴ ب) بوده و واحدهای بافت‌ساز مشتمل بر اجزای با اشکال هم مرکز نظیر اوئید (شکل ۵ الف و ب)، پیژوئید (شکل ۴ پ)، گرهک (شکل ۴ ت)، لایه‌ها و پوشش‌های ثانویه، کلاست‌ها (قطعات آواری) (شکل ۴ ب) و شکاف‌های پر شده (شکل ۴ ب) هستند. کانی دیاسپور در زمینه کانسنگ و در هسته و نوارهای حاشیه اوئیدها و پیژوئیدها قابل تشخیص است (شکل ۴ ث و ج). کانی هماتیت نیز در مرکز و حواشی اوئیدها و پیژوئیدها، به صورت گرهک، قطعات تخریبی و رگچه‌ای دیده می‌شود. برخی از واحدهای بافت‌ساز در اثر فشارهای زمین‌ساختی پهن شده و متحمل تغییر شکل شده‌اند (شکل ۴ چ) و برخی دیگر از قطعات شکسته (شکل ۴ پ) و خرد شده‌اند (شکل ۴ ح). شکستگی نامنظم و یا شعاعی در هسته‌های هماتیتهای مربوط به انقباض ژل طی تشکیل و توسعه این کانسنگ‌ها از دیگر خصوصیات برجسته کانسنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴ خ).

### کانی‌شناسی و زمین‌شیمی

بر اساس نتایج تجزیه‌های XRD کانی‌های تشکیل‌دهنده نهشته بوکسیت سیاهرودبار (جدول ۱) در پنج گروه قابل طبقه‌بندی می‌باشند که شامل هیدروکسیدها و اکسیدهای آلومینیوم (دیاسپور و بوهمیت)، هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت)، اکسیدهای تیتانیوم (آناز و روتیل)، سیلیکات‌ها (کائولینیت، ایلیت، کلینوکلر، شاموزیت، کوارتز) و کربنات‌ها (کلسیت) هستند (شکل ۵). همچنین، نتایج محاسبات کانی‌شناسی کمی (جدول ۲) نشان می‌دهند که دیاسپور، هماتیت و کائولینیت فازهای کانیایی اصلی این نهشته را تشکیل می‌دهند. افزون بر این، ترسیم روند تغییرات مقادیر کمی کانی‌ها (شکل ۶) دلالت بر توزیع ناموزن اغلب کانی‌ها در امتداد افق مورد مطالعه دارند. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نهشته سیاهرودبار در جدول ۳ آورده شده است. این نهشته دارای میانگین درصد  $37/58$  درصد  $Al_2O_3$  ( $13/97 - 50/87$ )،  $17/94$  درصد  $Fe_2O_3$  ( $13 - 29/63$ )،  $26/30$  درصد  $SiO_2$  ( $12/09 - 39/56$ ) و  $2/2$  درصد  $TiO_2$  ( $1 - 3/39$ ) هستند.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های کانسنگی بوکسیت سیاه‌رودبار. (الف) بافت پلیتومورفیک و اوویدی، (ب) بافت گرانولار، اوویدی و رگچه‌ای، (پ) شکستگی گسترش یافته در متن کانسنگ و در پیروید، (ت) بافت ندولی، (ث و ج) تصاویر میکروسکوپی الکترونی روبشی از اوویدهایی با هسته‌های دیاسپور و هماتیت، (ج) اوویدهایی که دچار کشیدگی و جهت یافتگی شده‌اند، (ح) قطعات آهن‌دار خرد شده در اثر فشارهای تکتونیکی، (خ) شکستگی‌های بیضوی شکل در یک ندول هماتیته که تحت تأثیر انقباض ژل تشکیل شده‌اند، (د) بافت دانه مدور، (ذ) بافت جریان‌ی و پورفیری دروغین و (ز) بافت برشی دروغین در یک قطعه هماتیته (تصاویر میکروسکوپی بجز (ر) در نور عبوری XPL تهیه شدند).

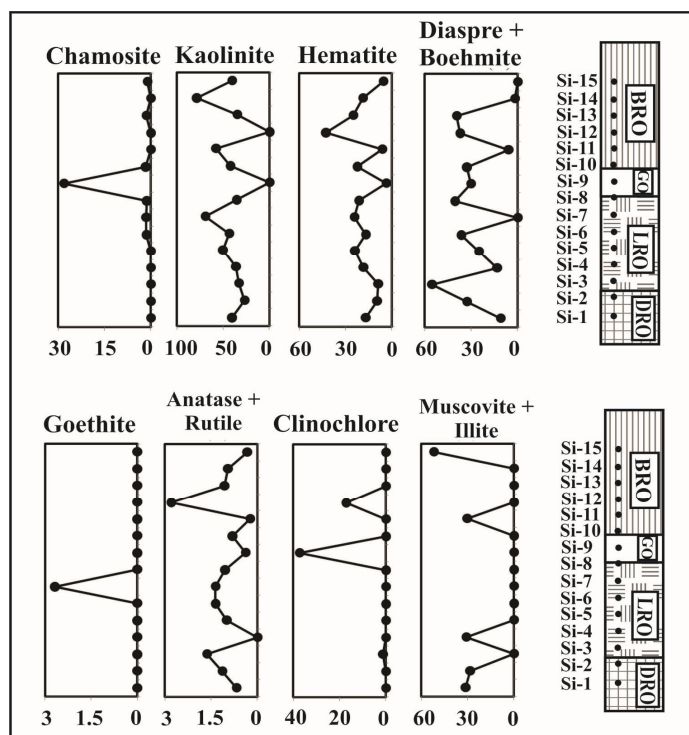
خاستگاه برج‌ازا را نشان می‌دهند (باردوشی، ۱۹۸۲). حضور این دسته کانسنگ نشان می‌دهد که این نهشته در ابتدا به صورت برج‌ا تشکیل شده و سپس متحمل حمل و جابجایی شده است. بافت برشی دروغین در کانسنگ‌ها دلالت بر عملکرد فشارهای دینامیکی، آبدی کلونید و تبلور مجدد در طی تکوین نهشته می‌باشد. تشکیل بافت پورفیری دروغین در اثر تغییر شرایط در ترسیب کانی هماتیت ایجاد شده

#### بحث

#### شرایط تشکیل نهشته بر اساس بافت کانسنگ‌ها

یافته‌های زمین‌شناسی و شواهد بافتی بیانگر دو منشأ برج‌ازا و نابرج‌ازا برای نهشته بوکسیتی سیاه‌رودبار است. وجود بافت دانه‌مدور (شکل ۴ د) و کلاست‌ها (قطعات تخریبی) نشانگر خاستگاه نابرج‌ازا و بافت‌های پلیتومورفیک، گرانولار، پورفیری دروغین و جریان‌ی (شکل ۴ ذ) و برشی دروغین (شکل ۴ ر) موجود در کانسنگ‌ها





شکل ۶. روند تغییرات مقادیر کتی کانی‌ها در نیمرخ مورد مطالعه از نهشته سیاه‌رودبار

جدول ۱. نتایج آنالیز XRD در کانسنگ‌های بوکسیتی

شماره نمونه	کاتی‌های اصلی	کاتی‌های فرعی
Si-1	دیاسپور، آناتاز، هماتیت	کانولینیت، ایلیت، مسکویت
Si-2	دیاسپور	هماتیت، کانولینیت، آناتاز، ایلیت، بوهمیت، کوارتز
Si-3	دیاسپور	هماتیت، کانولینیت، آناتاز، کلینوکلر
Si-4	هماتیت، دیاسپور	کانولینیت، آناتاز، مسکویت
Si-5	دیاسپور	هماتیت، آناتاز، شاموزیت، کانولینیت
Si-6	دیاسپور	هماتیت، آناتاز، شاموزیت، کانولینیت
Si-7	کانولینیت، هماتیت	آناتاز، شاموزیت، گوتیت، روتیل
Si-8	دیاسپور	هماتیت، شاموزیت، آناتاز، کانولینیت
Si-9	شاموزیت، آناتاز، دیاسپور	بوهمیت، هماتیت، کلینوکلر
Si-10	دیاسپور	هماتیت، آناتاز، کانولینیت، شاموزیت
Si-11	کانولینیت، هماتیت	دیاسپور، بوهمیت، آناتاز، ایلیت
Si-13	دیاسپور	هماتیت، آناتاز، کانولینیت، شاموزیت
Si-14	کانولینیت	هماتیت، بوهمیت، کانولینیت، دیاسپور، آناتاز
Si-15	کانولینیت	هماتیت، شاموزیت، آناتاز، کوارتز، مسکویت
Si-16	کلسیت، کوارتز	کانولینیت، هماتیت، گوتیت

ضخامت نسبتاً کمتری دارد از کانسنگ‌های خاکستری رنگ تشکیل شده و با حضور کانی‌های شاموزیت و کلینوکلر مشخص می‌گردد. وجود کانی‌های نامبرده حاکی از حکمفرمایی شرایط احیایی می‌باشد. با توجه به سین‌ژنتیک بودن بافت تشکیل‌دهنده (بافت پلیتومورفیک) در این کانسنگ‌ها، به نظر می‌رسد این تغییر شرایط احتمالاً بواسطه بالا آمدن ناگهانی سطح سفره آب‌های زیرزمینی رخ داده باشد (باردوشی، ۱۹۸۲).

### جنبه‌های ژنتیکی کانی‌سازی

بر اساس ویژگی‌های صحرایی، نهشته سیاه‌رودبار اساساً از دو بخش کانسنگ‌های قرمز رنگ و خاکستری رنگ تشکیل شده است. کانسنگ‌های قرمز که ضخامت بیش‌تری دارند، در بخش‌های فوقانی و زیرین نیمرخ مورد مطالعه مشاهده می‌شوند و حضور کانی‌های کانولینیت و هماتیت در این کانسنگ‌ها بیانگر شرایط اکسیدی در حین تشکیل می‌باشد. بخش میانی این نیمرخ که



جدول ۲. مقادیر کمی کانی‌های تشکیل‌دهنده در نهشته بوکسیتی سیاه‌رودبار (واحد مقادیر به درصد می‌باشد).

	Diaspore +Boehmite	hematite	kaolinite	Muscovite +Illit	Chamosite	Anatase +Rutile	Clinochlor	Goethite	Quartz	Sum
Si-1	۱۱/۱۲	۱۶/۷۸	۴۰/۲۲	۳۱/۱۷	۰/۰۰	۰/۶۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۷
Si-2	۳۲/۹۱	۹/۴۴	۲۷/۱۲	۲۸/۱۹	۰/۰۰	۱/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۱۷	۹۹/۹۷
Si-3	۵۵/۲۴	۸/۶۸	۳۳/۳۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۶۴	۱/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۸
Si-4	۱۳/۱۱	۱۸/۲۴	۳۵/۹۱	۳۱/۱۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۶۲	۹۹/۹۸
Si-5	۲۵/۰۱	۲۳/۸۰	۵۰/۱۸	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۸
Si-6	۳۶/۵۴	۱۷/۰۴	۴۳/۵۷	۰/۰۰	۱/۴۷	۱/۳۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۸
Si-7	۰/۰۰	۲۴/۴۸	۶۹/۴۴	۰/۰۰	۱/۳۷	۱/۳۶	۰/۰۰	۲/۶۸	۰/۶۴	۹۹/۹۷
Si-8	۴۰/۷۲	۲۱/۴۴	۳۵/۵۹	۰/۰۰	۱/۱۹	۱/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۸
Si-9	۳۰/۳۶	۳/۵۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۲۸/۲۰	۰/۳۹	۳۷/۳۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۰
Si-10	۳۲/۶۸	۲۲/۶۱	۴۲/۲۶	۰/۰۰	۱/۵۸	۰/۸۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۳
Si-11	۵/۷۳	۶/۳۷	۵۷/۶۲	۳۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۲۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۰۰/۰۰
Si-12	۳۷/۳۲	۴۲/۷۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۸۱	۱۷/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۸
Si-13	۳۹/۵۶	۲۵/۰۲	۳۵/۲۰	۰/۰۰	۱/۵۰	۱/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۱۰۲/۳۴
Si-14	۱/۸۰	۱۸/۸۶	۷۸/۳۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۹۹/۹۷
Si-15	۰/۰۰	۵/۵۳	۴۰/۵۱	۵۲/۱۸	۱/۰۵	۰/۳۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۲	۱۰۰/۰۱

جدول ۳. نتایج تجزیه شیمیایی کانسنگ‌های بوکسیتی در نهشته سیاه‌رودبار

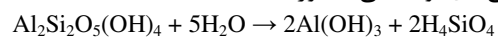
	Si-1	Si-2	Si-3	Si-4	Si-5	Si-6	Si-7	Si-8	Si-9	Si-10	Si-11	Si-12	Si-13	Si-14	Si-15	Si-16
wt. %																
SiO <sub>2</sub>	۳۲/۱۲	۲۸/۹۲	۲۰/۵۷	۳۰/۸۵	۳۳/۸۴	۲۳/۷۶	۳۴/۷۸	۱۸/۷۵	۱۸/۲۱	۱۶/۷	۳۵/۱۳	۱۹/۳۳	۱۲/۰۹	۳۱/۴۳	۳۷/۵۶	۲۶/۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳۶/۹۸	۳۷/۶۲	۴۷/۴۶	۳۵/۴۲	۳۵/۱۱	۴۱/۲۸	۲۹/۳۳	۴۶/۱۴	۴۱/۰۵	۵۰/۸۷	۳۵/۲۷	۳۶/۲۷	۴۹/۵۱	۳۵/۹	۲۹/۲۲	۱۳/۹۷
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۴/۱۸	۱۵/۴	۱۴/۸۸	۱۵/۹۷	۱۳/۲۴	۲۰/۰۳	۱۷/۵۲	۱۷/۶	۲۶/۵۱	۱۵/۴۲	۱۴/۵۸	۲۹/۶۳	۲۳/۶	۱۵/۲۹	۱۳	۲۰/۳۱
CaO	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۲۱	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۱۷	۰/۲	۰/۱	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۱۹	۰/۳۳	۱۵/۰۱
MgO	۰/۵۸	۰/۴۷	۰/۴	۰/۴۶	۰/۶۴	۰/۴۱	۰/۳	۰/۲۸	۱/۰۲	۰/۲۷	۰/۵	۰/۲۷	۰/۲۳	۰/۴۹	۰/۷۷	۰/۳۷
Na <sub>2</sub> O	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۱	۰/۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱	۰/۰۲
K <sub>2</sub> O	۲/۳۱	۲/۱۹	۰/۸۷	۱/۶۶	۱/۸۱	۱/۳۱	۱/۲	۰/۸۳	۰/۳۵	۰/۹۱	۱/۷۵	۱/۱	۰/۷	۱/۰۸	۲/۵۷	۰/۳۸
TiO <sub>2</sub>	۲/۰۱	۲/۱۱	۲/۶۶	۱/۹۹	۲	۲/۱۳	۳/۳۹	۲/۵۵	۲/۱۵	۲/۵۶	۲/۰۴	۲/۰۱	۲/۱۷	۲/۰۹	۲/۵۲	۱
MnO	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۳۹
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۱	۰/۱۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۸
LOI	۱۰/۹۹	۱۱/۲۲	۱۲/۱۶	۱۱/۵۳	۱۱/۷	۱۱/۱۲	۱۱/۲۳	۱۱/۸۳	۱۰/۰۸	۱۱/۹۹	۱۱/۶۴	۱۰/۰۲	۱۱/۴۲	۱۳/۰۱	۱۲/۴۸	۲۰/۳۳
Sum	۹۹/۶۵	۹۸/۴۵	۹۹/۴۱	۹۸/۲۹	۹۸/۸۳	۱۰۰/۴	۹۸/۲۵	۹۸/۳	۹۹/۵۲	۹۸/۹۶	۱۰۰/۳۱	۹۸/۹۹	۱۰۰/۰۷	۹۹/۷۵	۹۸/۸۱	۹۸/۸۸
ppm																
Th	۳۸/۸۳	۴۰/۷۷	۵۱/۶۲	۳۸/۵۵	۳۷/۴۱	۳۵/۹۹	۲۰/۴۴	۴۷/۴۴	۴۱/۶۹	۴۶/۶۵	۳۳/۴۵	۵۱/۴۶	۴۷/۳	۳۵/۵۹	۲۶/۳۲	۱۳/۴۶
Ga	۴۵/۲	۳۹/۸	۵۳/۳	۴۶/۴	۴۱/۶	۹۰/۴	۳۲/۶	۵۷	۵۲/۸	۶۹/۱	۳۰/۲	۵۰/۷	۷۹/۸	۵۴	۳۹/۸	۱۹/۶
Y	۷۵/۸	۷۲/۸	۶۳/۳	۳۹/۴	۴۲/۲	۸۶/۵	۴۱/۱	۳۸/۹	۴۰/۵	۳۷/۱	۲۹	۲۹/۹	۳۳/۵	۳۴/۷	۴۸/۵	۲۱/۱
Zr	۲۵۲	۴۱۳	۵۴۸	۴۴۱	۴۳۶	۴۱۸	۳۷۸	۵۳۵	۴۷۵	۵۸۲	۴۴۲	۴۳۰	۶۰۶	۶۳۷	۴۷۲	۴۴۲
Nb	۴۹/۳	۴۶/۵	۴۸/۹	۴۴/۸	۴۲/۷	۳۸/۶	۴۱/۳	۳۹/۱	۲۹/۱	۳۷/۷	۴۹/۱	۳۳/۲	۳۶/۵	۵۲/۳	۴۵/۶	۱۸
V	۴۲۴	۴۱۲	۴۸۹	۳۸۴	۴۱۳	۵۰۱	۳۰۱	۵۱۶	۴۵۸	۵۲۳	۳۶۴	۵۲۴	۴۸۶	۳۵۹	۳۱۸	۱۵۹
Cr	۱۴۲	۱۴۶	۲۲۵	۱۸۵	۱۹۴	۲۸۸	۵۸۶	۲۵۸	۲۱۵	۲۴۰	۱۳۸	۲۶۸	۳۰۵	۲۴۵	۳۴۵	۲۳۳
Ni	۱۶۳/۶	۱۴۸/۲	۱۱۲	۷۷/۲	۱۱۰/۷	۱۱۴/۶	۱۵۰/۱	۸۴/۲	۱۱۱/۳	۶۷/۴	۱۱۱/۸	۶۴/۸	۴۹/۸	۱۰۹/۴	۱۳۷	۹۰/۸
Nd	۱۱۴/۶	۱۳۱/۲	۴۲/۱	۴۷/۵	۵۷/۷	۹۲/۱	۷۹/۵	۵۶/۸	۱۴/۳	۵۴/۹	۴۷/۲	۵۷	۴۰/۷	۳۸/۷	۷۲/۸	۲۵/۹
Sm	۲۳/۹۴	۲۸/۱۲	۹/۷۸	۹/۶۶	۱۰/۰۵	۱۷/۸	۱۴/۴۶	۱۱/۸۸	۳/۸۵	۱۱/۲۲	۹/۰۵	۱۱/۹۳	۹/۶۷	۷/۷۴	۱۳/۸۴	۴/۹۹
Eu	۴/۸۶	۵/۵۳	۲/۱۲	۲/۰۲	۲/۰۵	۳/۷۷	۲/۹۵	۲/۵۳	۰/۹۹	۲/۳۵	۱/۸۸	۲/۴۵	۲/۰۵	۱/۷۷	۲/۹۹	۱/۲
Eu/Eu*	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۶	۰/۶۴	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۸	۰/۶۹	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۷۵

کائولینیت نیز تشکیل شود (کارول، ۱۹۸۵). کانی ایلیت از دگرسانی مسکویت‌ها و کلینوکلر از دگرسانی کانی‌های آهن‌دار و کائولینیت در محیط‌های احیایی تشکیل شده است (اهن و پیکور، ۱۹۸۵). کانی همتایت قابلیت تشکیل در طی دیاژنز از ژل اولیه حاوی آهن در محیط‌های اکسیدان و هم‌چنین از طریق اکسیداسیون پیریت و یا از آب‌زدایی گوتیت را دارد. گوتیت می‌تواند مستقیماً از پیریت به صورت درجا در محیط‌های اکسیدان سطحی حاصل شود. هم‌چنین رگه‌های گوتیت در داخل کانسنگ‌ها از طریق جریان محلول‌های حاوی آهن حاصل می‌شوند (وانگ و همکاران، ۲۰۱۱). کانی‌های تیتانیوم‌دار نهشته‌های مورد مطالعه بطور عمده آاناتاز و روتیل می‌باشند، این در حالی است که آاناتاز نسبت به روتیل فراوانی بیش‌تری دارد. کانی آاناتاز در شرایط محیطی با غلظت پایین عناصر قلیایی و در حرارت سطحی در شرایط آکالی و احیایی تشکیل می‌شود (باردوشی، ۱۹۸۲). در حالی که کانی روتیل در اثر فرآیندهای دیاژنتیک و یا ساختمانی از کانی آاناتاز تشکیل می‌شود. کانی کوارتز بصورت تخریبی و مسکویت از دگرسانی فلدسپارها تشکیل شده‌اند. کانی کلسیت می‌تواند از سنگ بستر آهکی نشأت گرفته باشد.

اغلب کانی‌های حاضر در نیمرخ مورد مطالعه توزیع ناموزونی دارند که به نظر می‌رسد بدلیل اختلاف در شدت فرآیند بوکسیت‌زایی در طی تکوین نهشته باشد (رادوسینوویچ و همکاران، ۲۰۱۷). به علاوه، همبستگی بسیار پایین بین تغییرات کمی کانی‌های دیاسپور و همتایت ( $r = 0/14$ ) (شکل ۷ الف) حکایت از آن دارد که آهن‌زدایی یکی از پارامترهای زمین‌شیمیایی غالب در طی تکوین نهشته مورد مطالعه است. هم‌چنین، همبستگی منفی قوی ( $r = -0/89$ ) بین تغییرات مقادیر کمی کانی‌های رسی (کائولینیت، موسکویت- ایلیت، شاموزیت و کلینوکلر) در برابر مجموع دیاسپور، روتیل، و آاناتاز (شکل ۷ ب) نشان می‌دهد که توسعه فرآیندهای بوکسیتی شدن در سیاه‌رودبار با آهن‌زدایی، سیلیس‌زدایی و تشکیل فازهای کانیایی اکسید تیتانیوم و آلومینای آزاد همراه بوده است. تغییرات عناصر در امتداد پروفیل مورد مطالعه و هم‌چنین مقادیر همبستگی بین عناصر به ترتیب در شکل ۸ و جدول ۴ آورده شده‌اند. ترسیم مقادیر کمی کانی‌های حاضر در کانسنگ‌ها در

کانی دیاسپور به عنوان کانی غالب در بین سایر اکسیدها و هیدروکسیدهای آلومینیوم در نهشته سیاه‌رودبار وجود دارد. دیاسپور در طی دیاژنز، تنش تکتونیکی و فرآیندهای دگرگونی خفیف از کانی بوهمیت تشکیل شود؛ هم‌چنین این کانی می‌تواند در شرایط سطحی و سوپرژن، در محیط‌های فریاتیک، احیایی و قلیایی تشکیل شود (میندسزنتی و همکاران، ۱۹۹۵). در نهشته سیاه‌رودبار، از شواهدی مانند حضور کانی دیاسپور در تمامی کانسنگ‌ها اعم از اکسیدی و احیایی، وجود مقادیر بوهمیت در برخی کانسنگ‌ها، متحمل شدن فرآیندهای زمین‌ساختی از قبیل چین‌خوردگی و گسلش و شواهد بافتی همانند خردشدگی و تغییرشکل سیماهای بافتی می‌توان به این نتیجه رسید که کانی دیاسپور در اثر دیاژنز و تنش ساختمانی از کانی بوهمیت تشکیل شده است.

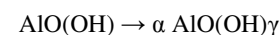
کانی بوهمیت نیز در اثر آب‌زدایی و تراکم شبکه بلوری گیبسیت در طی افزایش فشار و دماهای ۳۵ الی ۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود (باردوشی، ۱۹۸۲؛ زانگ و همکاران، ۲۰۱۷). با این حال، وجود یون‌هایی همانند  $\text{HCO}_3^-$  در نهشته‌های بوکسیت کارستی می‌تواند باعث تشکیل بوهمیت به عنوان اولین کانی آلومینیوم‌دار گردد (باردوشی، ۱۹۸۲). گیبسیت از هوازدگی فلدسپارها و یا از سیلیس‌زدایی کانی‌های کائولینیت در محیط‌های سطحی تشکیل می‌شود. کانی کائولینیت سین‌ژنتیک از دگرسانی فلدسپارها و میکاها تشکیل می‌شود. با تأمین سیلیس مورد نیاز، کانی کائولینیت می‌تواند بصورت اپی‌ژنتیک از اکسیدها و هیدروکسیدهای آلومینیوم تشکیل شود. بر اساس شواهد بافتی در نهشته سیاه‌رودبار کانی کائولینیت در تمامی کانسنگ‌ها، در زمینه و متن قرار گرفته است بنابراین می‌توان گفت که قبل از تشکیل کانی‌های بوکسیتی حضور داشته است.



کائولینیت گیبسیت



بوهمیت گیبسیت

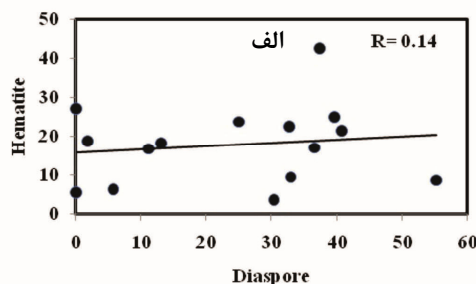
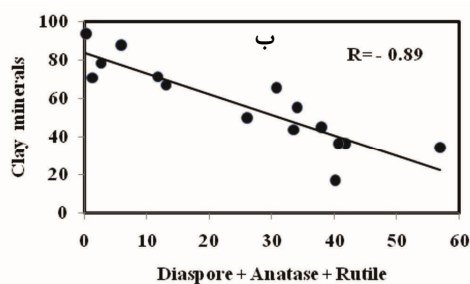


دیاسپور بوهمیت

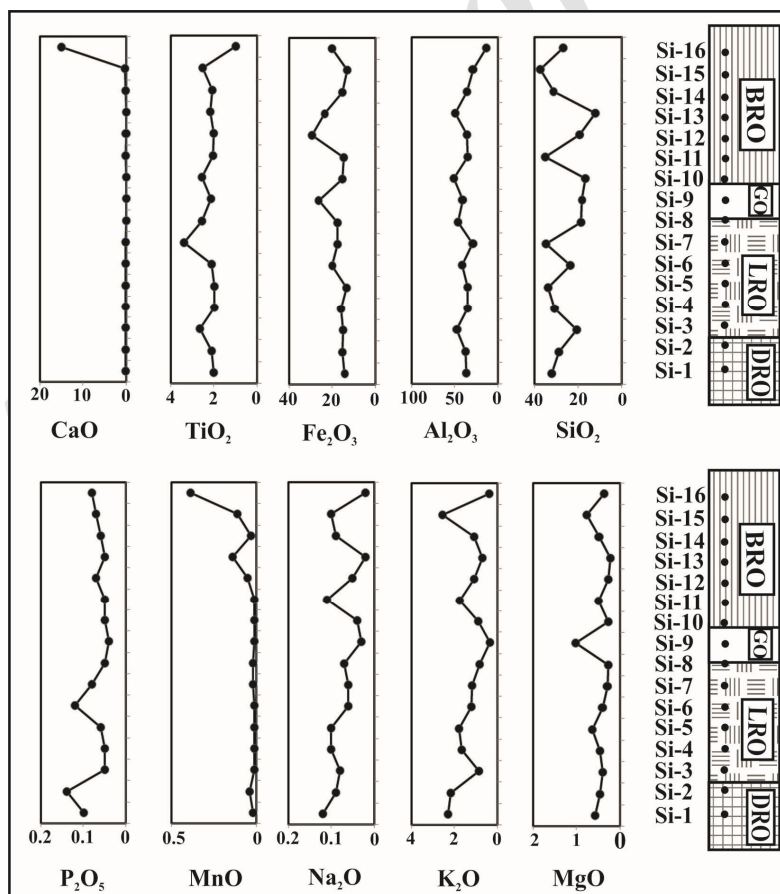
شاموزیت در شرایط احیایی و تأمین سیلیس از آب‌های زیرزمینی تشکیل می‌شود. هم‌چنین این کانی می‌تواند در صورت تأمین آهن توسط جریان‌های کلاستیک از کانی

تأثیر تکتونیک پر فراز و نشیب در البرز همراه با نوسانات سطح سفره آب‌های زیر زمینی و تغییرات شرایط تشکیل بوده است می‌توان تنوع کانیاپی، توزیع ناموزون کانی‌ها و تناوب در کانسنگ‌های رس بوکسیتی و بوکسیت رسی در عرض نیمرخ مورد مطالعه را به این وقایع تکتونیکی نسبت داد که سبب تغییرات سریع در توپوگرافی و نوع زهکشی منطقه شده و تشکیل یک افق بوکسیتی ناموزون با تنوع کانیاپی را داده است (باردوشی، ۱۹۸۲).

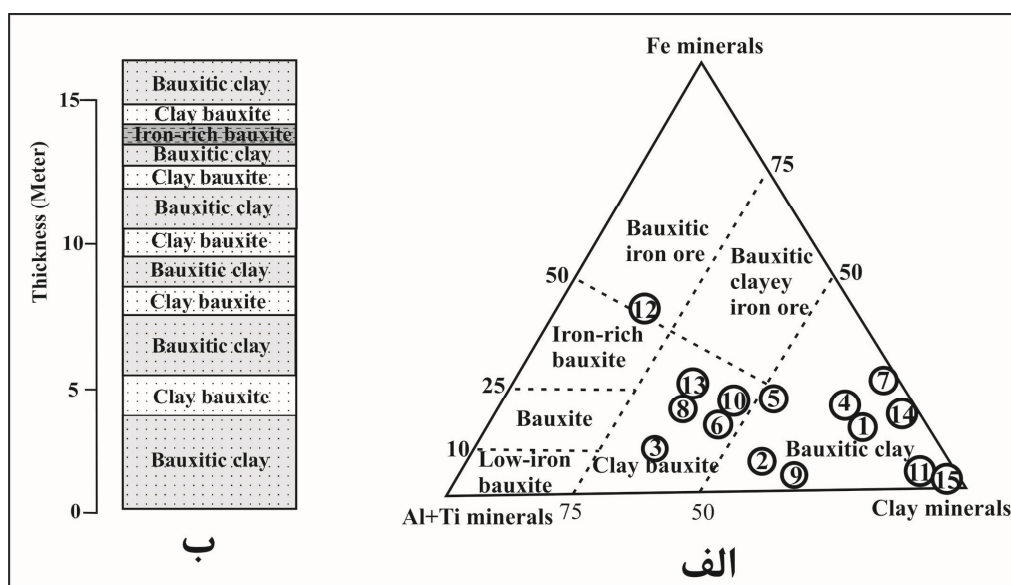
نمودار سه متغیره کانی‌های رسی - کانی‌های آلومینا و تیتانیوم آزاد - کانی‌های آهن‌دار (باردوشی و آلو، ۱۹۹۰) نشان می‌دهد که کانسنگ‌ها بطور متناوب در امتداد نیمرخ مورد مطالعه از ترکیب بوکسیت رسی و رس بوکسیتی تشکیل شده‌اند (شکل ۹ الف و ب). وجود کانسنگ‌های بوکسیت رسی می‌تواند نشان‌دهنده آن باشد که فرآیند سیلیس‌زدایی و تبدیل آن به کانی‌های آلومینوم‌دار آزاد بطور کامل در سیاه‌رودبار صورت نگرفته است. از آنجایی که تشکیل نهشته سیاه‌رودبار شدیداً تحت



شکل ۷. الف) نمودار دو متغیره تغییرات مقادیر کمی دیاسپور در برابر هماتیت. ب) نمودار دو متغیره مقادیر کمی کانی‌های رسی در برابر مجموع کانی‌های دیاسپور، روتیل، و آناتاز



شکل ۸. تغییرات مقادیر اکسیدهای اصلی در عرض پروفیل مورد مطالعه



شکل ۹. نمودار سه‌متغیره کانی‌های رسی - کانی‌های آلومینیوم و تیتانیوم‌دار - کانی‌های آهن‌دار (باردوشی و آلو، ۱۹۹۰) که بر اساس آن یافته‌های مربوط به نهشته بوکسیت سیاه‌رودبار عمدتاً از دو نوع کانسنگ بوکسیت رسی و رس بوکسیتی تشکیل شده است.

جدول ۴. مقادیر همبستگی پیرسون بین عناصر اصلی در نهشته سیاه‌رودبار

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
SiO <sub>2</sub>	۱									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	** -۰/۶۴	۱								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	** -۰/۶۳	۰/۰۶۳	۱							
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۱۴	۰/۴۳	-۰/۲۰	۱						
CaO	۰/۰۳	** -۰/۷۰	۰/۱۱	** -۰/۶۵	۱					
MgO	۰/۳۴	-۰/۱۸	-۰/۰۸	-۰/۱۲	-۰/۱۱	۱				
Na <sub>2</sub> O	** -۰/۷۳	-۰/۰۷	** -۰/۷۳	۰/۱۱	-۰/۴۱	۰/۲۷	۱			
K <sub>2</sub> O	** -۰/۷۲	-۰/۱۶	* -۰/۶۱	۰/۱۰	-۰/۳۵	۰/۲۶	** -۰/۸۳	۱		
MnO	-۰/۰۴	** -۰/۶۳	۰/۲۰	* -۰/۶۰	** -۰/۹۱	-۰/۱۵	-۰/۴۸	-۰/۲۹	۱	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۲۷	-۰/۲۵	-۰/۱۱	-۰/۱۲	۰/۰۹	-۰/۰۸	۰/۱۸	۰/۴۳	۰/۰۸	۱

می‌باشد (شکل ۱۰ پ). از آنجایی که نسبت Nb/Y سنگ‌های منشاء در طی فرآیند بوکسیتی شدن ثابت باقی می‌ماند (هیل، ۲۰۰۰)، لذا می‌توان برای تعیین سنگ مادر ذخایر بوکسیتی نمودار دو متغیره Nb/Y در برابر Zr/Ti (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۸) استفاده نمود. استفاده از نمودار یاد شده نشان می‌دهد که سنگ منشاء نهشته مورد مطالعه ترکیبی در حد تراکی‌اندزیت و آلکالی بازالت دارد (شکل ۱۰ ت). از دیگر روش‌های شایع برای تعیین سنگ منشاء نهشته‌های بوکسیتی، محاسبه ضریب انباشتگی (R) (شوا، ۱۹۶۴) می‌باشد. این ضریب برای نهشته‌های بوکسیت با منشأ ماگمایی و یا رسوبی متفاوت است. برای محاسبه R از رابطه زیر استفاده می‌شود.

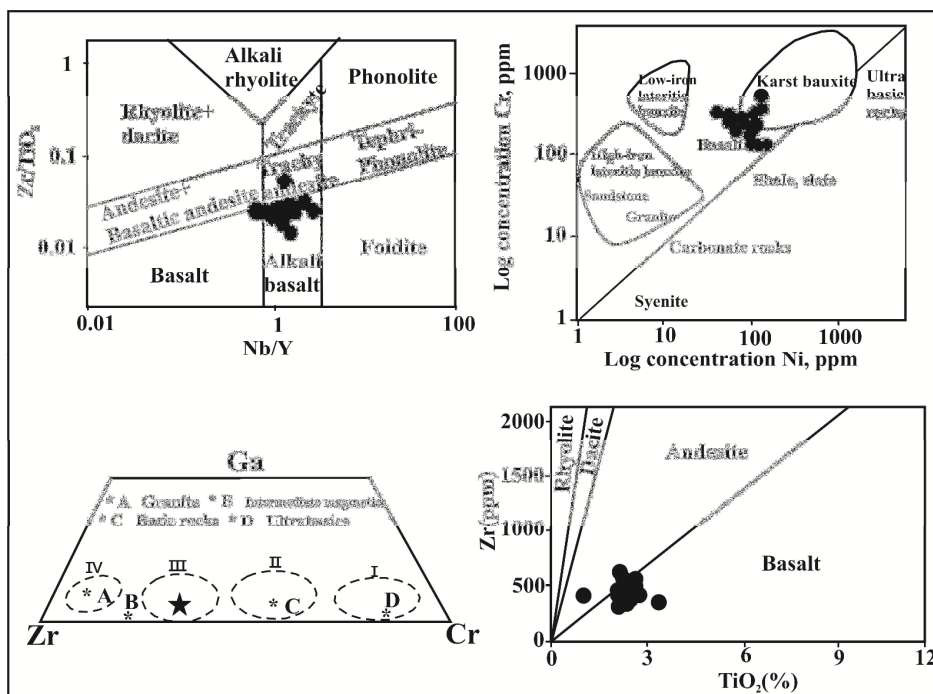
$$R = \sum_{i=1}^n Ki/Kl$$

### تعیین خاستگاه

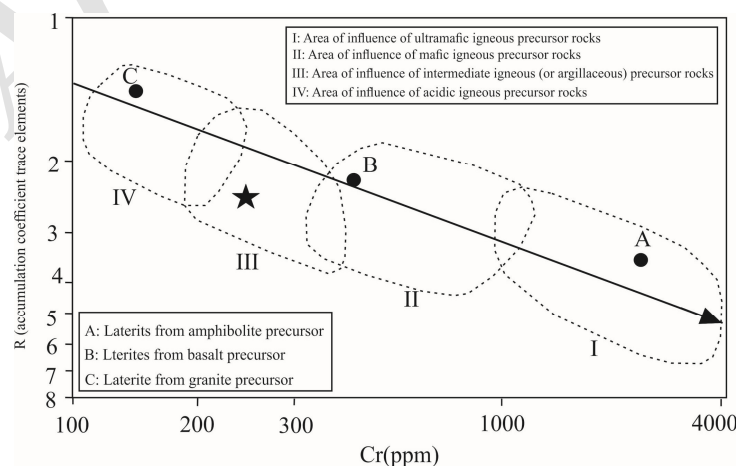
در این پژوهش، از شواهد مختلفی برای تعیین منشأ احتمالی نهشته سیاه‌رودبار بهره گرفته شده است. عناصری همانند Ti، Zr، Cr و Nb به عنوان عناصر کم تحرک در نظر گرفته می‌شوند، لذا می‌توانند برای تعیین سنگ منشأ نهشته‌های بوکسیتی مورد استفاده قرار بگیرند. استفاده از نمودار دوتایی Ni و Cr (اسکرول و سایر، ۱۹۶۸) نشان می‌دهد که نهشته سیاه‌رودبار در محدوده بوکسیت کارستی با سنگ منشاء بازالتی قرار می‌گیرد (شکل ۱۰ الف). استفاده از نمودار سه متغیره Zr، Cr و Ga (ازلو، ۱۹۸۳) دلالت بر سنگ منشأ آذرین بازی تا حدواسط برای نهشته سیاه‌رودبار دارد (شکل ۱۰ ب). هم‌چنین، استفاده از نمودار Zr-TiO<sub>2</sub> (هالبرگ، ۱۹۸۴) مبین سنگ منشأ بازالتی برای نهشته سیاه‌رودبار

مقادیر عناصر جزئی در لیتوسفر از (میسون و مر، ۱۹۸۲) اقتباس شده است. ترسیم مقادیر R در مقابل مقادیر Cr به عنوان یک عنصر کمابیش پایدار در برابر هوازدگی نشانگر قرارگیری کانسنگ‌های نهشته سیاهرودبار در محدوده سنگ‌های منشأ آذرین حد واسط است (شکل ۱۱).

در این رابطه، R ضریب انباشتگی عناصر جزئی، i عنصر جزئی معین، n تعداد عناصر جزئی استفاده شده، Ki مقدار متوسط عنصر جزئی در نهشته مورد مطالعه و Kl مقدار متوسط عناصر جزئی در لیتوسفر می‌باشد. انتخاب عناصر جزئی در محاسبه ضریب انباشتگی اهمیت فراوانی دارد. در این پژوهش، از شش عنصر V، Cr، Ni، Ga، Th و Zr برای محاسبه ضریب انباشتگی استفاده شده است.

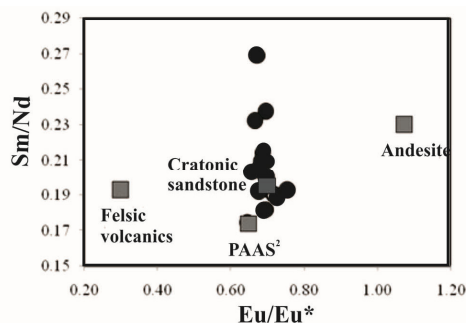


شکل ۱۰. الف) نمودار دوتایی Ni و Cr (اسکرول و سایر، ۱۹۶۸) و قرارگیری یافته‌های مربوط به نهشته سیاهرودبار در محدوده بوکسیت کارستی با سنگ منشأ بازالتی. ب) نمودار Zr، Cr و Ga (باردوشی و آلوا، ۱۹۹۰) که در روی آن یافته‌های مربوط به نهشته سیاهرودبار در محدوده سنگ منشأ آذرین حد واسط قرار گرفته‌اند، پ) نمودار Zr-TiO<sub>2</sub> (هالبرگ، ۱۹۸۴) یک سنگ منشأ بازالت را برای کانسنگ‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌نماید، ت) نمودار Nb/Y-Zr/TiO<sub>2</sub> یک سنگ منشأ با ترکیب بازالت-آندزیت را برای بوکسیت سیاهرودبار نشان می‌دهد (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۸)

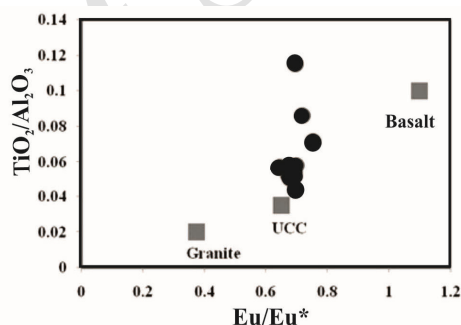


شکل ۱۱. دیاگرام ضریب انباشتگی (R) (شوا، ۱۹۶۴) در مقابل مقادیر Cr نشانگر آنست که سنگ منشأ آذرین حد واسط را می‌توان برای نمونه‌های بوکسیت سیاهرودبار (ستاره مشکی) در نظر گرفت.

پوسته بالایی (UCC). بازالت و گرانیت (ماملی و همکاران، ۲۰۰۷)، دلالت بر سنگ منشأ مافیک برای نهشته سیاهرودبار دارد (شکل ۱۲ الف). در این بررسی، بر روی نمودار  $Eu/Eu^*$  در مقابل  $Sm/Nd$  نمونه‌های مورد مطالعه همراه با ترکیب میانگین سنگ‌های آتشفشانی فلسیک (کندی، ۱۹۹۱)، شیل‌های آرکئن پسین استرالیا (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) و میانگین بازالت (تیلور، ۱۹۶۴) ترسیم گردید (شکل ۱۲ ب). بر اساس این نمودار، نهشته سیاهرودبار در محدوده بین سنگ‌های مادر آندزیتی و ماسه‌سنگ‌های کراتونی قرار می‌گیرند که مبین منشأ ترکیبی ماگمایی و رسوبی-تخریبی برای نهشته سیاهرودبار است. این نهشته به احتمالاً فراوان در یک موقعیت حاشیه قاره‌ای در زمان بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس تشکیل شده است (مانجلی و همکاران، ۲۰۱۴).



عناصر نادر خاکی می‌توانند به عنوان ابزاری بسیار مفید برای تعیین سنگ منشأ مواد هوازده مورد استفاده قرار گیرند. تغییرات اندک ناهنجاری  $Eu$  در طی فرآیندهای هوازده‌گی شدید سبب شده است که از این نسبت بتوان برای تعیین سنگ منشأ نهشته‌های بازماندی بهره گرفت. مقادیر بی‌هنجاری  $Eu$  در کانسنگ‌های نهشته سیاهرودبار با استفاده از رابطه  $Eu/Eu^* = Eu_N / [(Sm_N \times Gd_N)]^{1/2}$  (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) محاسبه شدند. این محاسبات نشان می‌دهند که مقادیر این بی‌هنجاری در بازه‌ای از ۰/۶۴ الی ۰/۷۵ متغیر است. مقایسه این مقادیر با مقدار ناهنجاری  $Eu$  در پوسته قاره‌ای بالایی<sup>۱</sup> (UCC) (۰/۶۶) (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) و گرانیت (۰/۳۷) (تیلور، ۱۹۶۴) نشان‌دهنده مافیک بودن سنگ‌های منشأ نهشته سیاهرودبار نسبت به UCC می‌باشد. همچنین، ترسیم مقادیر ناهنجاری  $Eu$  در مقابل نسبت  $TiO_2/Al_2O_3$  برای نهشته سیاهرودبار به همراه این مقادیر در سنگ‌های



شکل ۱۲. الف) بی‌هنجاری  $Eu$  در مقابل  $TiO_2/Al_2O_3$  و ب) بی‌هنجاری  $Eu$  در مقابل  $Sm/Nd$  برای کانسنگ‌های نهشته سیاهرودبار (دوایرسباه). (گرانیت، بازالت (ماملی و همکاران، ۲۰۰۷)، ولکانیک‌های فلسیک (Felsic Volcanic) (کندی، ۱۹۹۱)، شیل‌های آرکئن پسین استرالیا (PAAS) (تیلور و مک‌لنن، ۱۹۸۵) و بازالت میانگین (تیلور، ۱۹۶۴)).

### نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل از بررسی‌های بافتی، کانی‌شناسی و خاستگاه در نهشته بوکسیتی سیاهرودبار از قرار زیرند:

- ۱- مطالعات بافتی می‌دهد که این نهشته در ابتدا به صورت برجا تشکیل شده و سپس متحمل حمل و جابجایی شده است. بافت دانه‌مدور و قطعات تخریبی شواهد محکمی برای حمل و جابجایی نهشته می‌باشند.
- ۲- مسیر تکامل کانیایی کانسنگ‌ها شامل فرآیندهای آهن‌زدایی و کائولینیت‌زدایی می‌باشند که رخداد این دو پدیده سبب تشکیل دو تیپ کانسنگ، (۱) بوکسیت رسی و (۲) رس بوکسیتی در این نهشته شده است.

۳- توزیع ناموزون کانی‌ها در نیمرخ مورد مطالعه در اثر اختلاف در شدت فرآیند بوکسیت‌زایی بدلیل تغییرات سریع در توپوگرافی و نوع زهکشی منطقه در طی وقایع تکتونیکی در طی تکوین نهشته را نشان می‌دهد.

۴- بررسی توزیع عناصر کم‌حرکتی نظیر  $Cr, Al, Nb, Ti, Ga, Ni$  و  $Zr$  و محاسبه ضریب انباشتگی دلالت بر سنگ منشأ بازالتی و آندزیتی برای نهشته سیاهرودبار دارند.

۵- مقادیر بی‌هنجاری  $Eu$  و نسبت  $TiO_2/Al_2O_3$  در کانسنگ‌های مورد مطالعه دلالت بر سنگ منشأ ترکیبی (ماگمایی و رسوبی-تخریبی) برای نهشته سیاهرودبار و توسعه و تکامل این نهشته در یک موقعیت حاشیه قاره‌ای دارند.

<sup>1</sup>Upper continental crust

- Asiabanha, A., Foden J (2012) Post-collisional transition from an extensional volcano-sedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran, *Lithos*, 148 : 98–111.
- Bardossy, G (1982) Karst Bauxites–Bauxite deposits on carbonate rocks. *Developments in Economic Geology*, Elsevier Amsterdam, 14: 441.
- Bardossy, G. Y., Aleva G. Y. Y (1990) Lateritic bauxites, Akademia, Kiado Budapest, 646p.
- Bish, D. L., Howard, S. A (1988) Quantitative Phase Analysis Using the Rietveld Method, *J. Appl. Cryst.*, v. 21, 86-91.
- Boni, M., Rollinson, G., Mondillo, N., Balassone, G., Santoro, L (2013) Quantitative mineralogical characterization of karst bauxite deposits in the southern Apennines, *Economic Geology*, 108: 813–833.
- Brimhal, G. H., Dietrich, W. E (1987) Constitutive mass balance differential feldspar weathering in granites relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: results on weathering and pedrogenesis, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 567–587.
- Carroll, D (1985) Role of clay minerals in the transportation of iron, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 14: 1–27.
- Condie, K (1991) Another look at REEs in shales, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2527–2531.
- Esmaily, D., Rahimpour-Bonab, H., Esna-Ashari, A., 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*, 19: 267–284.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A (1978) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile chemical elements, *Chemical Geology*, 21: 291–306.
- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-emami, K., Majidifard, M. R (2009) Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran, In *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 312: 129–160.
- Ghaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D., Sabouri, J (2009) Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran), *The Geological Society*, 312: 79–128.
- Hallberg, J. A (1984) A geochemical aid to igneous rocks type identification in deeply weathered terrain, *Journal of Geochemical Exploration*, 20: 1–8.

## قدردانی

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

## منابع

- پاوندی، ع (۱۳۹۶) مطالعه بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی عناصر نادر خاکی در کانسار بوکسیت سیاهرودبار، استان گلستان، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه گلستان.
- جعفریان، م. ب.، جلالی، ع (۱۳۸۳) نقشه زمین‌شناسی خوش‌بیلاق با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زمانی، ع.، شمعانیان، غ. ح (۱۳۹۴) کانی‌شناسی وزمین‌شیمی نهشته بوکسیتی سیاهرودبار، جنوب‌شرق گرگان، بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان.
- شمعانیان، غ. ح (۱۳۸۹) مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوکسیت سیاهرودبار، استان گلستان، ایران، گزارش نهایی طرح تحقیقاتی، دانشگاه گلستان، ۳۵ص.
- شمعانیان، غ. ح.، منفرد، ز.، عمرانی، ه (۱۳۹۴) مشخصات چینه‌شناسی، سنگ‌نگاری و رخساره‌های نهشته‌های بوکسیتی-لاتریتی تاش و آستانه در البرز شرقی: رهیافت‌های دیرینه محیطی، نشریه رخساره‌های رسوبی، ۷۱–۸۴.
- فرامرز، ر.، شمعانیان، غ. شفیع، ب (۱۳۹۱) کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه نهشته بوکسیت قشلاق، جنوب شرق گرگان. *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، شماره ۱، جلد ۴.
- کنگرانی‌فراهانی، ف.، کلاگری، ع. ا.، عابدینی، ع (۱۳۹۳) کانی‌شناسی و ژئوشیمی نهشته لاتریتی کمبلو، باختر کرمان، استان سمنان، شماره ۹۴، ۳۴۹–۳۵۸.
- مهندسین مشاور سازند ایران (۱۳۶۲) گزارش اکتشاف ذخایر بوکسیت مواد آلومینو سیلیکاته ناحیه سیاه رودبار (جنوب علی‌آباد گرگان)، چاپ نشده.
- Abedini, A., Calagari, A. A., Mikaeili, K (2014) Geochemical characteristics of laterites: the Alibaltalu deposit, Iran, 148: 69–84.
- Ahn J. H., Peacor D. R (1985) Transmission electron microscopic study of diagenetic chlorite in Gulf Coast argillaceous sediments, *Clay Clay Miner*, 33: 228-236.

- Shaw, D. M (1964) Interpretation geochemique des elements en traces dans les roches cristallines, Masson et Cie, Paris.
- Schroll, E., Sauer, D (1968) Beitrag zur Geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium and Molibdan in Bauxitischen Gesteinen und problem der stofflichen herkunft des Aluminiums, Travaux du ICSOBA, 5: 83–96.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J., Baud, A (1991) Tethyan margins in space and time, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87: 373–409.
- Tardy, Y., Nahon, D. B (1985) Geochemistry of laterites, Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe<sup>3+</sup>-kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretion formation, American Journal of Science, 285: 865–903.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M (1985) The continental crust: its composition and evolution, Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 p.
- Taylor, S. R (1964) Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table, Geochimica et Cosmochimica Acta, 196: 1273–1285.
- Valeton, I (1972) Bauxites: Development in Soil Sciences, Elsevier, Amsterdam, 226 p.
- Wang, Q. F., Deng, J., Zhang, Q. Z., Liu, H., Liu, X. F., Wan, L., Li, N., Wang, Y. R., Jiang, C. Z., Feng, Y. W (2011) Orebody vertical structure and implications for ore forming processes in the Xinxu bauxite deposit, Western Guangxi, China, Ore Geology Reviews, 39: 230–244.
- Zamanian, H., Ahmadnejad F., Zarasvandi A (2016) Mineralogical and geochemical investigations of the Mombi bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran, Chemie der Erde-Geochemistry, 76 : 13–37.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Matti, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Navabi, A., Sabouri, J (2009) The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in North Iran , In South Caspian to Central Iran Basins. Geological Society, London, Special Publications, 312: 129–160.
- Zhang, L., Park, C., Wang, G., Wu, C., Santosh, M., Chung, D., Song, Y (2017) Phase transformation processes in karst-type bauxite deposit from Yunnan area, China, Ore Geology Reviews, 89: 407–420.
- Haniççi, N (2013) Geological and geochemical evolution of the Bolkardağı bauxite deposits, Karaman, Turkey: Transformation from shale to bauxite, Journal of Geochemical Exploration, 133: 118–137.
- Hill, I. G., Worden, R. H. G., Meighan, I. G (2000) Geochemical evolution of paleolaterite: the interbasaltic Formation, Northern Ireland, Chemical Geology, 166: 65–84.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Rashid, H (2014) Post-Cimmerian (Jurassic–Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains, Journal of Asian Earth Sciences, 102: 92–101.
- Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G., 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.
- Mason, B., Moore, C. B (1982) Principles to geochemistry, John Wiley and sons, 331p.
- Mindszenty, A., D'Argenio, B., Aiello, G (1995) Lithospheric bulges at regional unconformities. the case of Mesozoic-Tertiary in Apulia, Tectonophysics , 252: 137-161.
- Mongelli, G (2002) Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient karst bauxite: clue for past climate, Catena, 50: 43–51.
- Mongelli, G., Buccione, R., Gueguen, E., Langone, A., Sinisi, R (2016) Geochemistry of the Apulian allochthonous karst bauxite, Southern Italy: Distribution of critical elements and constraints on Late Cretaceous Peri-Tethyan palaeogeography, Ore Geology Reviews, 77: 246–259.
- Mongelli, G., Boni, R., Buccione, R., Sinisi R (2014) Geochemistry of the Apulian karst bauxites (southern Italy): Chemical fractionation and parental affinities, Ore Geology Reviews, 63: 9–21.
- Özlö, N (1983) Trace-element content Karst Bauxites and their parent rock in the Mediterranean belt, Mineralum deposita, 18: 469–476.
- Radusinović, S., Jelenković, R., Pačevski, A., Simić, V., Božović, D., Holclajtner-Antunović, I., Životić, D (2017) Content and mode of occurrences of rare earth elements in the Zagrad karstic bauxite deposit (Nikšić area, Montenegro, Ore Geology Reviews, 80: 406–428.
- Rafiei, B., Mollai, H., Ghorbani, M (2008) Hamedan The genesis of Late Triassic allochthonous karst-type bauxite deposits of the Kisejin area, Ab-e-Garm district, Iran, Geol. Paläont. Abh, 250: 217–231.