سال بیست و یکم، شمارهٔ ۱، بهار ۹۲، از صفحهٔ ۷۱ تا ۸۲

نهشته‌ی بوکسیت پرمو- تریاس قشلاق در زون البرز شرقی: زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

رزگار فرامرزی، غلامحسین شمعانیان*، بهنام شفیعی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

(دریافت مقاله: ۹۰/۳/۱۱، نسخه نهایی: ۹۰/۱۱/۲۷)

چکیده: زون ساختاری البرز در شمال ایران، میزبان نهشته‌های بوکسیتی متعددی است. نهشته‌ی بوکسیتی قشلاق با طول ۲ کیلومتر و ضخامت حدود ۲۰ متر یکی از این نهشته‌هاست که در بخش شرقی زون ساختاری البرز قرار دارد. این نهشته به شکل یک افق چینه‌سان در بین سنگ‌آهک‌های پرمین و سنگ‌آهک‌های دولومیتی تریاس تشکیل شده است. مرز زیرین این افق بیشتر موج‌سان است، در حالی که مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های دولومیتی فرادیواره هم‌ساز است. بر اساس شواهد کانی‌شناسی و بافتی، این نهشته را می‌توان از بالا به پایین به پنج واحد مجزا تقسیم کرد: ۱) واحد بوکسیت بالایی با ضخامت حدود ۵ متر، متشکل از بوهمیت، هماتیت، کائولینیت، روتیل و سوانبرگیت، ۲) واحد کائولینیت بالایی با ضخامت تقریبی ۲ تا ۳ متر که بیشتر از کانی های رسی تشکیل شده است، ۳) واحد بوکسیت سخت با ضخامت تقریبی ۱/۵ متر که بیشتر از کانی‌های هماتیت، کائولینیت، بوهمیت و دیاسپور تشکیل یافته است، ۴) واحد کائولینیت پایینی با ضخامت ۱ تا ۴ متر و متشکل از کائولینیت، بوهمیت و دیاسپور و ۵) واحد بوکسیت پایینی با ضخامت ۴ تا ۶ متر. بررسی‌های بافتی و ساختاری، هر دو خاستگاه برجازا و نابرجازا را برای بوکسیت‌ها نشان می‌دهد. تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی نهشته بوکسیت قشلاق نشان می‌دهد که این نهشته از نوع بوکسیت کارستی بوهمیتی- دیاسپوری است.

واژه‌های کلیدی: *بوکسیت؛ بوهمیت؛ دیاسپور؛ نابرجازا؛ برجازا؛ قشلاق.*

مقدمه

بوکسیت با دارا بودن ۴۰ تا ۶۰ درصد آلومینا یکی از منابع اصلی تأمین کننده‌ی آلومینیم است که علاوه بر اهمیت اقتصادی در بررسی جغرافیای دیرینه اهمیت دارد [۱،۲]. این نهشته‌ها بر مبنای خاستگاه و چگونگی تشکیل به سه گروه لاتریتی، رسوبی و کارستی تقسیم شده‌اند [۱]. بوکسیت‌های لاتریتی حدود ۸۸ درصد از کل ذخایر بوکسیتی را به خود اختصاص داده و بر اثر هوازدگی شدید شیمیایی و شستشوی سنگ‌های آلومینوسیلیکاتی تشکیل می‌شوند [۱]. بوکسیت‌های رسوبی بیشتر در نتیجه‌ی فرسایش بوکسیت‌های لاتریتی با جریان‌های سطحی و انباشت قطعات آواری روی کوهپایه‌ها تشکیل می‌شوند و با دارا بودن ۰/۵ درصد از کل ذخایر بوکسیتی از فراوانی و گسترش بسیار محدودی برخوردارند [۲]. بوکسیت‌های کارستی دارای سنگ بستر کربناتی بوده و در درون حفره‌های کارستی یا سطوح فرسایشی این سنگ‌ها تشکیل می‌شوند. اگرچه این کانسارها تنها حدود ۱۱/۵ درصد از کل ذخایر بوکسیتی را در بر می‌گیرند [۱]، ولی به علت پیچیدگی‌های پیدایشی همواره مورد توجه پژوهشگران قرار داشته‌اند. یکی از پیچیدگی‌های مطرح در این دسته از نهشته‌ها تشخیص برجازا یا نابرجازا بودن مواد بوکسیتی موجود روی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۱۱۷۵۶۷۰۹ ، نمابر: ۲۲۴۵۹۶۵ (۰۱۷۱)، پست الکترونیکی: shamanian@ yahoo.com

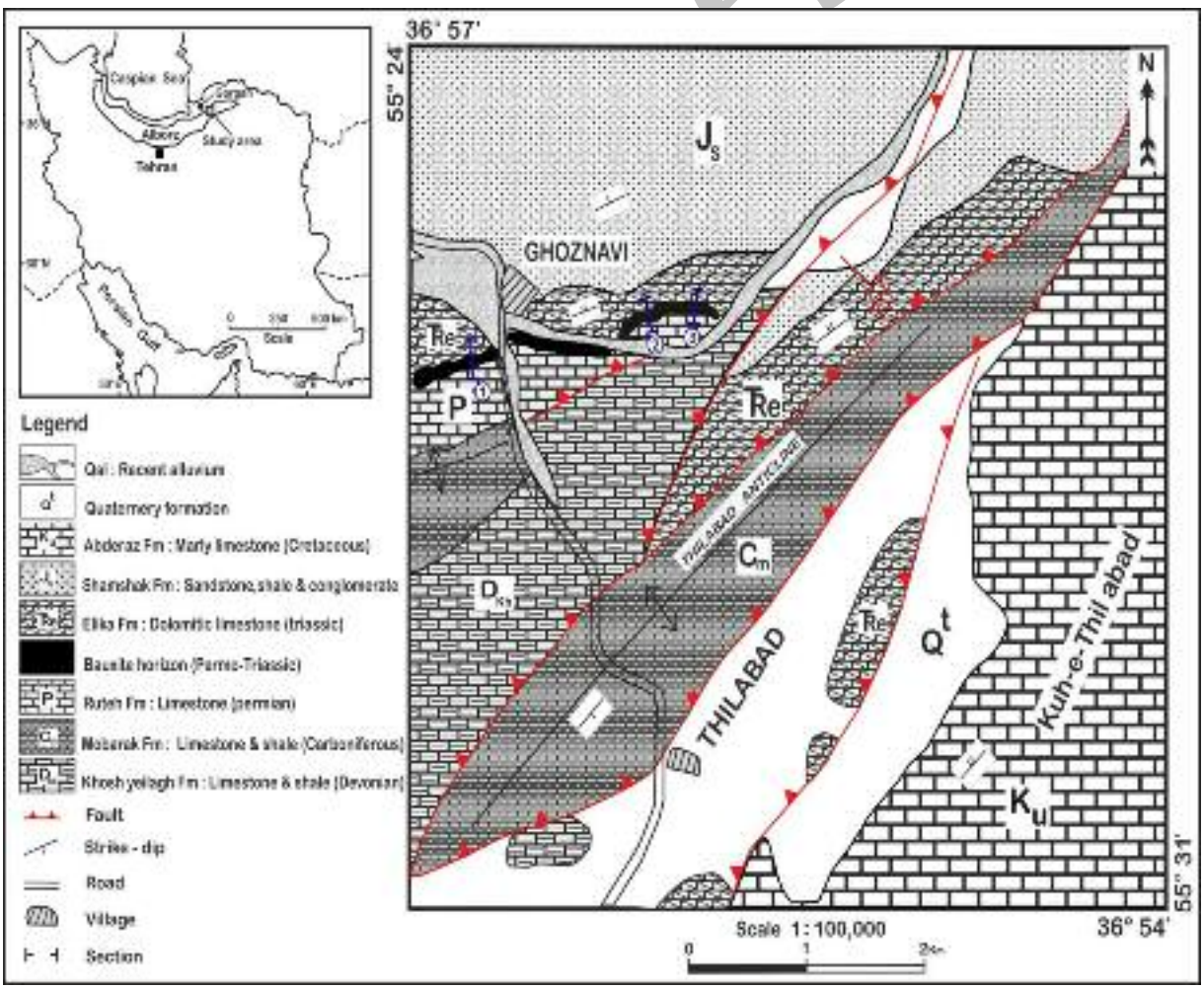
Archive of SID

www.SID.ir

سنگ بستر کربناتی و حفره‌های کارستی است که از معیارهای این تشخیص می‌توان به شواهد صحرایی و بافتی اشاره کرد [۳].

کانسارهای بوکسیت ایران بیشتر از نوع کارستی بوده و از نظر مکانی در سه پهنه‌ی ساختاری- رسوبی البرز، ایران مرکزی و زاگرس توزیع شده‌اند [۴]. پهنه‌ی ساختاری- رسوبی البرز به علت قرارگیری در راستای کمربند بوکسیتی ایران- هیمالیا از نهشته‌های بوکسیتی متعددی برخوردار است. از مهم‌ترین نهشته‌های این کمربند می‌توان به نهشته‌های بوکسیتی جاجرم، سیاهرودبار و قشلاق در البرز شرقی، بوکسیت‌های میقان و آبگرم در البرز مرکزی و بوکسیت‌های منطقه‌ی بوکان، شاهین-دژ، میاندوآب، مهاباد و سقز در البرز غربی اشاره کرد.

نهشته‌ی بوکسیت قشلاق با مختصات جغرافیایی '۲۸ °۵۵ طول شرقی و '۵۶ °۳۶ عرض شمالی در فاصله‌ی ۱۱۰ کیلومتری جنوب شرقی گرگان واقع شده است (شکل ۱). بررسی‌های انجام شده روی این نهشته و مناطق پیرامون آن تنها شامل تهیه‌ی نقشه‌ی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوش‌ییلاق [۵] و طرح پی جویی مقدماتی بوکسیت [۶] است. از اینرو اطلاعات جامع و دقیقی درباره‌ی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ریخت‌شناسی این نهشته وجود ندارد و بر روی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی آن تاکنون مطالعه‌ای انجام گرفته است. در این مقاله ویژگی‌های زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی نهشته بر پایه‌ی مشاهدات صحرایی و آزمایشگاهی مورد بررسی قرار گرفت و در باره‌ی چگونگی تشکیل این نهشته اظهار نظر شده است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی نهشته‌ی بوکسیت قشلاق. نقشه زمین‌شناسی پایه از [۵]. موقعیت گستره‌ی و نیمرخ‌های مورد بررسی به ترتیب روی نقشه ایران و نقشه زمین‌شناسی نشان داده شده‌اند.

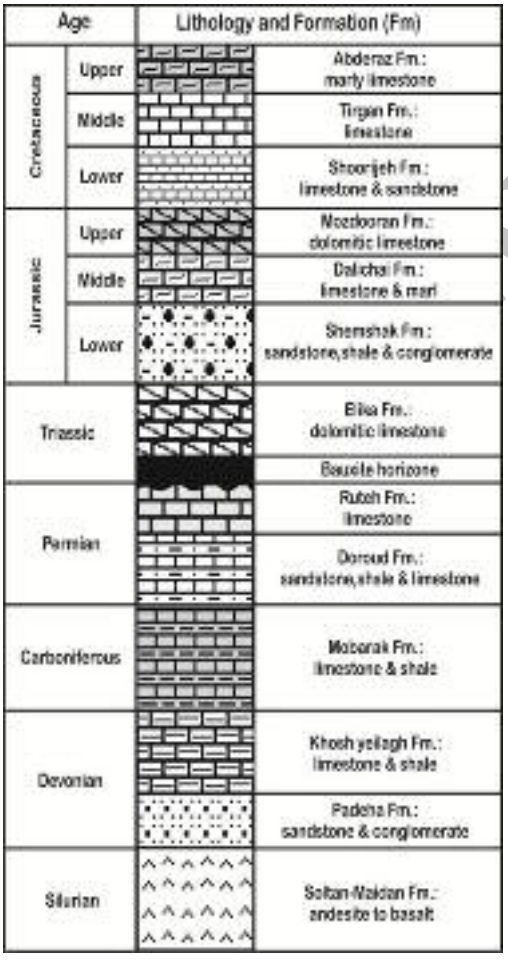
www.SID.ir

روش بررسی

بررسی نهشته‌ی بوکسیتی قشلاق در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شدند. در بخش صحرایی به منظور بررسی سازندهای زمین‌شناسی، ریخت‌شناسی نهشته و چگونگی ارتباط آن با سنگ‌های درونگیر و تعیین ویژگی‌های ماکروسکوپی رخساره‌های بوکسیتی، سه نیمرخ عمود بر گسترش ماده‌ی معدنی مورد بررسی قرار گرفتند. با توجه به تغییرات سنگ‌شناسی، تعداد ۳۸ نمونه از افق بوکسیتی، سنگ بستر و پوشش آن برداشت شدند. در بخش آزمایشگاهی به منظور بررسی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، ۳۰ عدد مقطع نازک و صیقلی تهیه و به روش‌های مرسوم میکروسکوپی بررسی شدند. برای شناسایی کانی‌های مجهول و تعیین مقادیر نیمه کمّی آن‌ها [۷] ۱۴ نمونه از بخش‌های مختلف افق‌های بوکسیتی انتخاب و به روش پراش پرتو ایکس از سوی شرکت کانساران بینالود تهران مورد بررسی قرار گرفتند. با تلفیق یافته‌های زمین‌شناسی، بافتی و کانی‌شناسی دنباله‌ی تشکیل کانی‌های مختلف در این کانسار تعیین و عوامل موثر بر تشکیل آن‌ها مورد بحث قرار گرفت.

زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی بخشی از زون ساختاری - رسوبی البرز شرقی است. این زون، از نظر زمین‌ساختی بسیار پرتکاپو بوده و با تظاهر فعالیت‌های ماگمایی، چین‌ها و گسل‌های متعدد با ساز و کار راستایی و تراستی مشخص می‌شود [۸]. بر اساس نقشه‌ی زمین‌شناسی خوش‌ییلاق [۵]، قدیمی‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای رخنمون یافته در منطقه‌ی مورد بررسی بازالت‌های بالشی سازند سلطان میدان با سن سیلورین است که به وسیله‌ی سازند پادها با سن دونین زیرین متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و سیلت سنگ پوشیده شده‌اند (شکل ۲). روی این سازند طبقات نازک تا متوسط لایه سنگ‌آهکی با میان لایه‌های مارنی، دولومیتی، ماسه سنگی، شیلی و عدسی‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی- بازالتی وابسته به سازند خوش‌ییلاق با سن دونین قرار دارد که با سنگ‌های کربناتی سازند مبارک با سن کربونیفر پوشیده شده اند. نهشته‌های پرمین که به صورت موازی و همشیب روی سازند مبارک قرار دارد از گسترش زیادی در منطقه برخوردار است و به دو سازند ماسه‌سنگی، شیلی و سنگ‌آهکی دورود در پایین و سنگ‌آهک‌های دولومیتی روته در بالا قابل تقسیم است. افق بوکسیتی در منطقه‌ی مورد بررسی روی سنگ‌های کربناتی سازند روته و در زیر کربنات‌های سازند الیکا با سن تریاس قرار دارد (شکل ۱و۲). بخش پایینی سازند الیکا با سن تریاس زیرین شامل تناوبی از شیل، سنگ آهک نازک تا متوسط لایه و کنگلومرای درون سازندی و بخش بالایی آن شامل تناوبی از شیل، آهک دولومیتی و دولومیت است [۹]. این نهشته‌ها با ناپیوستگی همشیب با رسوب‌های قاره‌ای گروه شمشک با سن ژوراسیک پوشیده شده‌اند [۸]. در ادامه، سازندهای دلیچای و مزدوران، به ترتیب با سن ژوراسیک میانی و ژوراسیک فوقانی روی سازند شمشک قرار گرفته‌اند [۱۰] که با سنگ‌های کربناتی کرتاسه پوشیده شده‌اند. در منطقه‌ی مورد بررسی، سازندهای با سن بسا ژوراسیک میانی به دلیل همجواری با زون زمین ساختی- رسوبی کپه داغ به نام سازندهای این زون روی نقشه‌ی زمین‌شناسی خوش‌ییلاق [۵] نامگذاری شده‌اند.



شکل ۲ توالی چینه‌شناسی طرح گونه ازواحدهای سنگ - چینه‌ای در منطقه مورد مطالعه.

Archive of SID

www.SID.ir

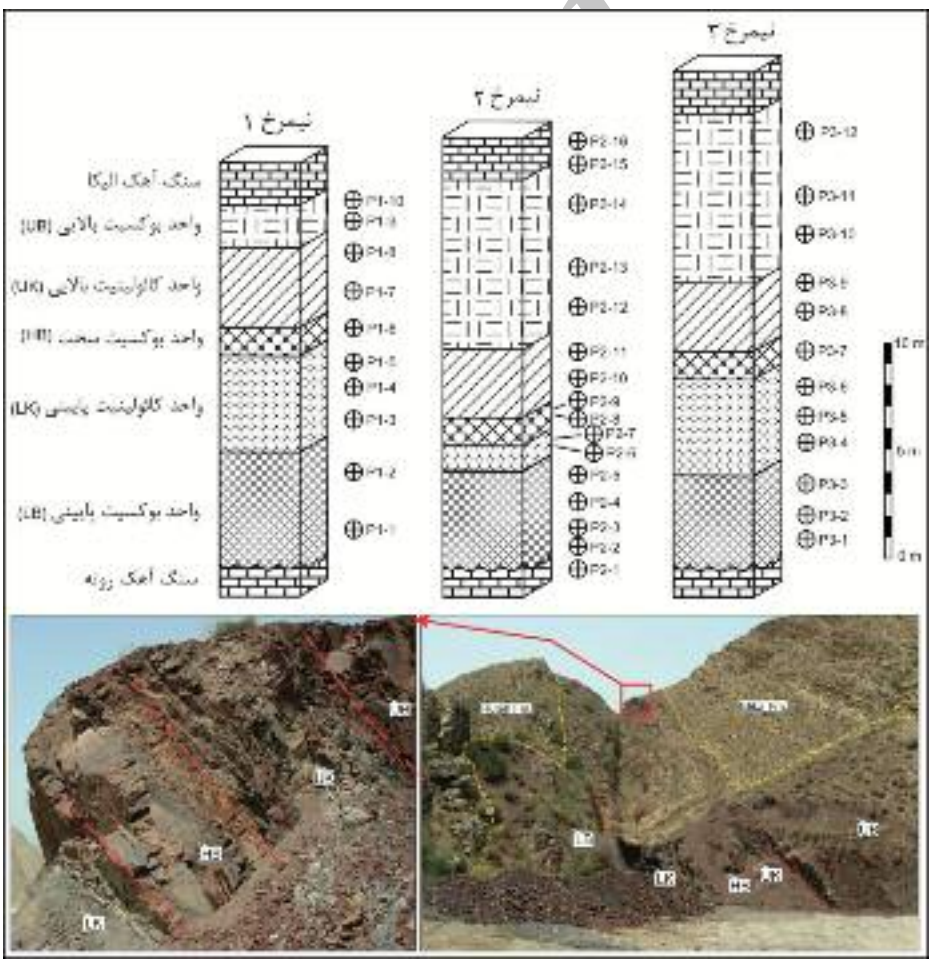
بحث و بررسی

مشخصات ریخت شناسی

بر اساس بررسی‌های صحرایی، افق بوکسیتی قشلاق بیشتر دارای نماد لایه‌ای است و در بین سنگ‌آهک‌های سازند روته و سنگ‌آهک‌های سازند الیکا قرار دارد. این افق با ضخامت ۱۵ تا ۲۵ متر و طولی بالغ بر ۲ کیلومتر با شیب ۶۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال- شمال غربی در راستای عمومی شمال شرقی- جنوب غربی گسترش یافته است. مرز پایینی این افق با سازند روته تند و نامنظم و مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های دولومیتی الیکا که با یک افق میکروکنگلومرایی شروع می‌شود، تند و منظم است. افق بوکسیتی مورد بررسی، بر اثر عملکرد فازهای زمین‌ساختی با گسل‌های متعدد و مولفه‌ی راستالغز قطع شده‌است. این رویداد باعث قطعه قطعه شدن افق بوکسیتی و جابجایی آن شده است.

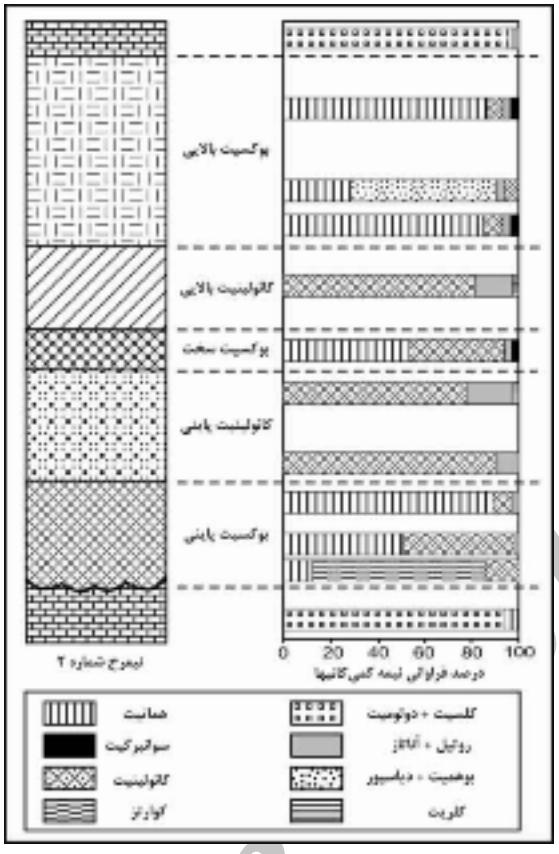
مشخصات بافتی و کانی‌شناسی

بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی روی افق بوکسیتی قشلاق که در راستای ۳ نیمرخ مختلف به انجام رسید (شکل ۱)، نشان دهنده‌ی منطقه‌بندی داخلی است. بر اساس نتایج حاصل از این بررسی‌ها، افق بوکسیتی از بالا به پایین به پنج واحد شامل بوکسیت بالایی، کائولینیت بالایی، بوکسیت سخت، کائولینیت پایینی و بوکسیت پایینی تفکیک شدند (شکل ۳). بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی به روش پراش پرتو ایکس (XRD)، بوکسیت‌های قشلاق از کانی‌های بوهمیت، دیاسپور، کائولینیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کلریت، مونتموریلونیت، سوانبرگیت، پیریت، آناتاز و روتیل تشکیل یافته‌اند. فراوانی نیمه کمّی کانی‌ها با استفاده از سطح زیر منحنی به روش جانز و همکاران [۷] محاسبه شد که نمونه‌ای از آن برای نیمرخ شماره ۲ در شکل ۴ به نمایش در آمده است.



شکل ۳ بالا: ستون چینه‌شناسی افق بوکسیتی قشلاق در سه نیمرخ مورد بررسی. موقعیت سه نیمرخ مورد بررسی شکل ۱ و محل‌های نمونه برداری روی ستون‌های چینه‌شناسی نشان داده شده است پایین: نمای صحرایی از واحدهای مختلف افق بوکسیت در نیمرخ‌های ۲ و ۳.

www.SID.ir



شکل ۴ فراوانی نیمه کمّی کانی‌ها در نیمرخ شماره ۲ که به روش جانز و همکاران [۷] و با استفاده از نتایج پراش پرتو مجهول محاسبه شده است.

واحد بوکسیت بالایی

واحد بوکسیت بالایی با تظاهر لایه‌ای و ضخامت متوسط ۵ متر است که با رنگ ظاهری سرخ تا قهوه‌ای، حالت شیلی، خرد شوندگی زیاد و سطوح شکست موجی از واحدها دیگر قابل تشخیص است. این واحد با مرز تند و منظم در زیر دولومیت‌های سازند الیکا قرار داشته و به سمت پایین به واحد کائولینیت بالایی تبدیل می‌شود. بافت پلیتومورفیک و نبود کنکرسیون‌های ائولیتی و پیزولیتی از مهمترین ویژگی‌های بافتی این واحد است. عدم تشکیل کنکرسیون در این واحد را می‌توان به همگن بودن کلوئید اولیه و نبود هسته مناسب نسبت داد [۱۱]. بخش بالایی این واحد دارای بافت کرمینه‌ای حاوی فسیل‌های شکمپایی (شکل۵- الف، ۶- الف) است که بیشتر در بخش‌های جنوب غربی منطقه‌ی مورد بررسی مشاهده می‌شود. کانی‌های هماتیت، کائولینیت، روتیل و سوانبرگیت از مهمترین کانی‌های این واحد است که به روش XRD شناسایی شدند. بررسی مقادیر نیمه کمّی کانی‌ها (شکل ۴) نشان دهنده‌ی فراوانی بیشتر هماتیت نسبت به کائولینیت است و می‌تواند پیشنهاد کننده وجود سنگ مادر غنی از آهن برای این واحد باشد.

ویژگی‌های کانی‌شناسی در واحد بوکسیت بالایی یکنواخت نیست و در بخش میانی آن بوکسیت‌های سرخ توده‌ای با ضخامت ۴۰ تا ۸۰ سانتی متر دیده می‌شوند که با چگالی بالاتر، بافت نودولی، فراوانی بوهمیت و هماتیت و رنگ سرخ نسبت به بخش‌های دیگر واحد بوکسیت بالایی مشخص می‌شود (شکل ۵- ب). نودول‌ها دارای شکل‌های کروی تا بیضوی با اندازه ۰/۲ تا ۲ سانتی‌متر، سطح نامنظم و موجی و ترکیب هماتیتی هستند که در زمینه‌ی پلیتومورفیک متشکل از کانی‌های بوهمیت، هماتیت، کائولینیت و آناتاز با اندازه‌ی کمتر از ۱ میکرون قرار دارند. وجود چنین گرهک‌هایی از ویژگی‌های کانسارهای بوکسیت کارستی نوع مدیترانه‌ای است که در شرایط استوایی تشکیل می‌شوند [۱۲]. این بخش بیشتر از کانی‌های بوهمیت، هماتیت، کائولینیت، آناتاز و به مقدار کمتر از روتیل تشکیل یافته است که به روش XRD شناسایی شدند. در برخی از نمونه‌های مورد بررسی قطعات خرد شده‌ای

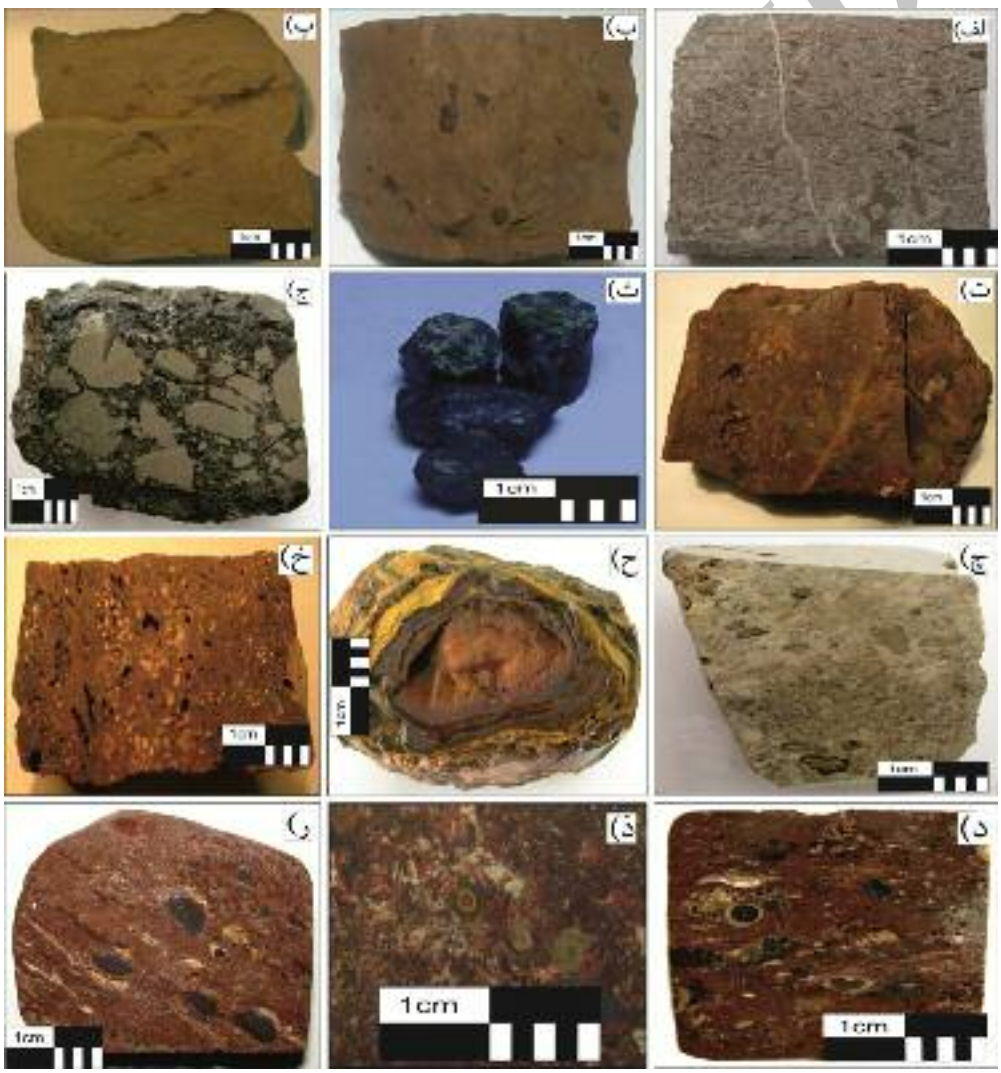
Archive of SID

www.SID.ir

از کانی‌های روتیل و آناتاز در زمینه‌ی ریز دانه این بخش مشاهده می‌شود.

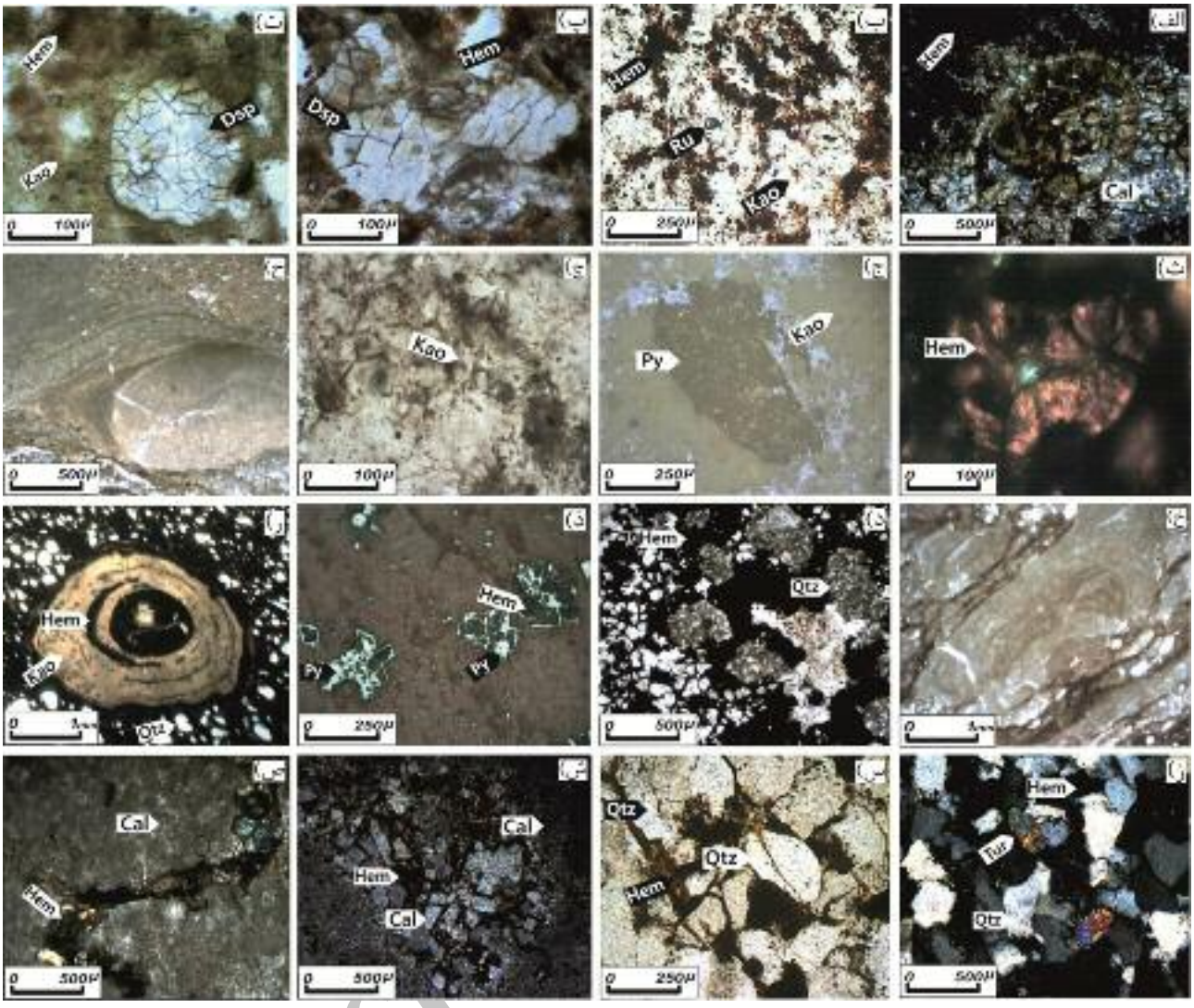
واحد کائولینیت بالایی

واحد کائولینیت بالایی با ضخامت ۲ تا ۳ متر، در زیر واحد بوکسیت بالایی و روی واحد بوکسیت سخت قرار گرفته و دارای مرزهای بسیار مشخص با این واحدهاست. این واحد که بیشتر از کانی‌های کائولینیت، آناتاز، روتیل و کلریت تشکیل یافته است، دارای تنوع رنگ شامل خاکستری تیره در بخش بالایی، خاکستری روشن در بخش میانی و رنگ‌های زرد، سرخ و قهوه‌ای در بخش پایینی است. از ویژگی‌های چشمگیر این واحد وجود بافت ریز دانه و لمس صابونی ناشی از فراوانی زیاد کائولینیت (شکل ۵- پ)، نبود یا کمبود اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن ثانویه و فراوانی کانی‌های روتیل و آناتاز است که حضور این کانی‌ها بر مبنای روش XRD تشخیص داده شدند. بر اساس شواهد میکروسکوپی، روتیل به صورت دانه‌های آواری با جورشدگی و گردشدگی ضعیف در زمینه‌ای از کائولینیت قرار گرفته‌است (شکل ۶- ب).



شکل ۵ تصاویر ماکروسکوپی واحدهای مختلف بوکسیتی در منطقه‌ی مورد بررسی، الف) بافت ورمیکولار و حاوی فسیل گاستروپود در بالاترین بخش از واحد بوکسیت بالایی، ب) بافت گرهکی در بوکسیت سرخ توده‌ای، پ) بافت ریز دانه در واحد کائولینیت بالایی، ت) نمونه‌ای از واحد بوکسیت سخت حاوی بوهمیت و دیاسپور، ث) گرهک‌های استوانه‌ای شکل پیریتی در واحد کائولینیت پایینی که پس از جداسازی به روش XRD شناسایی شدند، ج) بافت کاتاکلاستیک، چ) نمونه‌ای از بوکسیت سفید سخت حاوی بوهمیت و دیاسپور در واحد کائولینیت پایینی، ح) بافت گرهکی، خ) بافت پرکننده فضاهای خالی، د) بافت گرهکی و پیزوئیدی، ذ) بافت پیزوئیدی، ر) بافت گرهکی- جریانی.

www.SID.ir



شکل ۶ تصاویر میکروسکوپی از واحد های مختلف بوکسیتی در منطقه‌ی مورد بررسی. الف) آثار فسیلی گاستروپود در واحد بوکسیت بالایی، ب) ذرات آواری روتیل و آناتاز در واحد کائولینیت بالایی، پ) بافت برشی دروغین محدود به کانی‌های بوهمیت و دیاسپور، ت) بافت برشی دروغین در کانی‌ها و زمینه سنگ، ث) هماتیت ثانویه با بافت شعاعی در اطراف کانی‌های هماتیت، ج) گرهک‌های پیریتی در واحد کائولینیت پایینی، چ) کائولینیت‌های واحد بوکسیت پایینی، ح، خ) بافت کلوفورمی- جریانی، د) بافت اسفنجی هماتیت و پرشدگی حفره ها به وسیله ی کوارتز ثانویه، ذ) بافت جعبه‌ای ناشی از دگرسانی پیریت و تبدیل آن به هماتیت، ر) بافت پیزوئیدی، ز) بافت آرنایتی ناشی از ذرات تخریبی کوارتز و تورمالین که از شواهد نابرجازا بودن نهشته بوکسیتی است، س) پرشدگی شکستگی‌های کوارتز به وسیله ی هماتیت، ش، ص) پرشدگی شکستگی‌های موجود در سنگ آهک روته به وسیله ی کلسیت و اکسیدهای آهن ثانویه. تصاویر الف، ز، ش، ص، در نور عبوری قطبیده، تصاویر ج، ذ، در نور بازتابی عادی و تصاویر دیگر در نور عبوری عادی گرفته شده‌اند.

واحد بوکسیت سخت

واحد بوکسیت سخت با ضخامت متوسط ۱/۵ متر در بخش میانی افق بوکسیتی قرار گرفته و دارای مرز مشخص با واحدهای کائولینیت بالایی و پایینی است. این واحد به ترتیب فراوانی از کانی‌های هماتیت، کائولینیت، بوهمیت، دیاسپور، آناتاز و سوانبرگیت تشکیل یافته است و بافت توده‌ای و متراکم، و نیز چگالی و سختی زیاد به آسانی از واحدهای دیگر بوکسیتی قابل تفکیک است. واحد بوکسیت سخت دارای تنوع رنگ شامل خاکستری ناشی از حضور دیاسپور و بوهمیت (شکل ۵- ت)، سرخ ناشی از حضور هماتیت و سوانبرگیت و

www.SID.ir

سبز ناشی از حضور کائولینیت است. بررسی‌های بافتی روی این واحد نشان دهنده‌ی بافت برشی دروغین برای کانی‌های دیاسپور و بوهمیت است. شکستگی‌های حاصل از برشی شدن در برخی از موارد محدود به دانه‌های بوهمیت و دیاسپور (شکل ۶- پ) و در برخی موارد در زمینه‌ی سنگ نیز ادامه یافته است (شکل ۶- ت). فشارهای دینامیکی ناشی از تأثیر فرآیندهای زمین‌ساختی ، آبدهی کلوئیدی و تبلور دوباره از عوامل موثر در تشکیل این بافت است. در تعدادی از نمونه‌ها، پوشش ثانویه‌ای از هماتیت‌های سوزنی با بافت شعاعی در اطراف کانی‌های هماتیت دیده می شود (شکل ۶- ث).

واحد کائولینیت پایینی

واحد کائولینیت پایینی دارای ضخامت ۱ تا ۴ متر است و در تمام طول افق بوکسیتی قابل مشاهده است. این واحد، در بخش بالایی ترد و شکننده و به رنگ‌های خاکستری تا سرخ تظاهر دارد و به سمت پایین به صورت توده‌ای، متراکم و به رنگ‌های سفید تا خاکستری یافت می‌شود. مرز بالایی آن با واحد بوکسیت سخت تدریجی و با واحد بوکسیت پایینی تند است. کائولینیت، بوهمیت، دیاسپور، پیریت، آناتاز، روتیل، کلریت و سوانبرگیت از مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این واحد است. وجود گرهک‌های استوانه‌ای شکل پیریتی به طول ۱ تا ۲ سانتی متر (شکل ۵- ث، ۶- ج)، لایه‌های نازک زغالی و بافت کاتاکلاستیک (شکل ۵- ج) از مهمترین ویژگی‌های کائولینیت پایینی (شکل ۶- چ) در مقایسه با واحد کائولینیت بالایی است. وجود این گرهک‌ها نشان دهنده‌ی یک محیط مردابی و احیایی در زمان رسوبگذاری افق بوکسیتی است [۳]. که بر اثر آن، اسیدهای هومیک ناشی از مواد گیاهی باعث پایداری کائولینیت می‌شود [۱۲]. تشابه بافتی و کانی‌شناسی واحدهای کائولینیت بالایی و پایینی پیشنهاد دهنده‌ی شرایط یکسان زمین‌شناسی در تشکیل این واحدها ضمن فرآیندهای بوکسیتی شدن و شدت یکسان انحلال و آب شویی در این واحدهاست. بخش‌های زیرین واحد کائولینیت پایینی از بوکسیت‌های سفید رنگ (شکل ۵- چ) با بافت کلوفرمی- جریانی (شکل ۶- ح، خ) تشکیل یافته که بر اساس نتایج حاصل از پراش پرتو ایکس (XRD) بیشتر از بوهمیت و دیاسپور تشکیل یافته است.

واحد بوکسیت پایینی

واحد بوکسیت پایینی با ضخامت ۴ تا ۸ متر پایین‌ترین واحد در افق بوکسیتی قشلاق است. این واحد با رنگ زرد، سرخ و قهوه‌ای در تمام طول افق بوکسیتی گسترش دارد و با مرز بسیار مشخص متشکل از گرهک‌هایی با اندازه‌ی ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر در زیر واحد کائولینیت پایینی و مرز موجی و نامنظم روی سازند کربناتی روته با درجه‌ی کارستی شدن ضعیف قرار گرفته است. به دلیل تغییرات بافتی، این واحد قابل تفکیک به سه زیر واحد فریت بالایی با بافت گرهکی، فریت میانی با بافت پیزولیتی و فریت پایینی با میان لایه‌های ماسه‌ای است.

زیر واحد فریت بالایی که تنها در بخش شمال شرقی منطقه‌ی مورد بررسی دیده می‌شود، بیشتر از کانی‌های هماتیت، کوارتز، کائولینیت و آناتاز تشکیل یافته و دارای ضخامت متوسط ۱/۵ متر است. از ویژگی‌های چشمگیر این زیر واحد می‌توان به سختی زیاد، حالت توده‌ای، ترک‌ها و شکستگی‌های پر شده توسط اکسیدهای آهن ثانویه و بافت‌های اشاره کرد. گرهک‌ها دارای شکل‌های کروی تا بیضوی با قطر ۵ تا ۲۰ سانتی متر و سطوح نامنظم است و از تناوبی از کانی‌های هماتیت و لیمونیت تشکیل یافته است (شکل۵- ح). بر اساس باردوسی [۳] تشکیل این گرهک‌ها را می‌توان به فعالیت‌های دیاژنتیک اولیه در محیط غنی از آب نسبت داد.

زیر واحد فریت میانی که به دلیل فراوانی بالای کوارتز از سختی زیادی برخوردار است، دارای ضخامت متوسط ۱/۵ متر بوده و بیشتر در بخش شمال شرقی افق بوکسیتی گسترش دارد. بافت‌های پیزوئیدی، ماکروپیزوئیدی، نودولی، اسفنجی، جعبه‌ای (شکل۶- د، ذ)، و پرکننده‌ی فضاهای خالی (شکل ۵- خ) از مهم‌ترین بافت‌های آن هستند. پیزوئیدها و ماکروپیزوئیدها دارای شکل‌های کروی تا بیضوی با اندازه ۰/۲ تا ۱ سانتی متر متشکل از لایه‌های متناوب هماتیت، لیمونیت و کائولینیت (شکل۵- د، ذ) با هسته‌ای از هماتیت‌های حاوی درز و شکاف است (شکل۶- ر). شکاف‌های نامنظم و گاه شعاعی در هسته‌های هماتیتی پیزوئیدها نشان دهنده‌ی تراکم ژل آلومینوسیلیکاتی است [۱]. نودول‌ها دارای اشکال بیضوی با اندازه ۰/۲ تا ۲ سانتی متر متشکل از هماتیت است که اطراف آن‌ها را لایه‌های ظریفی از کائولینیت و لیمونیت فرا گرفته و در

Archive of SID

www.SID.ir

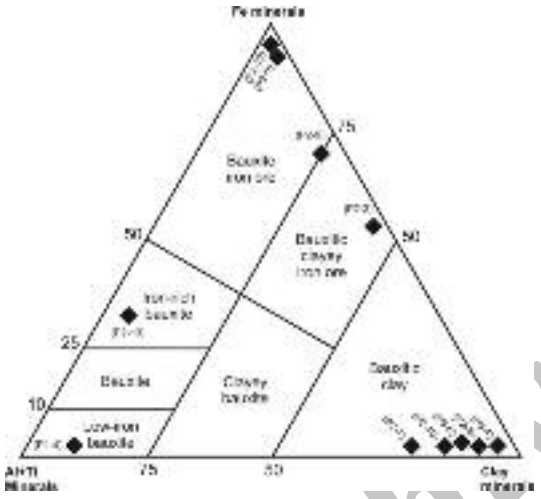
راستای طویل‌ترین بعد سمتگیری کرده‌اند (شکل۵- ر). سمتگیری گرهک‌های هماتیتی را می‌توان به تأثیر شدید فرآیندهای اپی‌ژنتیک نسبت داد [۱۳].

زیر واحد فریت پایینی که بیشتر از هماتیت، کوارتز، کائولینیت، روتیل و آناتاز تشکیل یافته دارای ضخامت ۲ تا ۴ متر است و با رنگ سرخ تا قهوه‌ای، حالت شیلی و خرد شوندگی زیاد مشخص می‌شود. بافت پلیتومورفیک و نبود گرهک‌هایی ائولیتی و پیزولیتی از مهم‌ترین ویژگی‌های بافتی و وجود دو میان لایه ماسه‌سنگی از ویژگی‌های صحرایی آن است. لایه‌ی ماسه‌سنگی بالایی دارای ضخامت ۲۰ سانتی متر بوده و بیشتر از کوارتز و تورمالین با بافت آرنایتی (شکل۶- ز) تشکیل یافته و شکستگی‌های موجود در بلورهای کوارتز با هماتیت (شکل ۶- س) پرشده است. لایه‌ی ماسه‌سنگی پایینی با ضخامت ۳۰ سانتی متر در کنار سنگ‌آهک‌های سازند روته قرار دارد. شکستگی‌های موجود در سنگ‌آهک‌های روته با کلسیت و هماتیت پر شده است (۶- ش، ص) که دلالت بر فروشست کلسیم و آهن از افق بوکسیتی دارد.

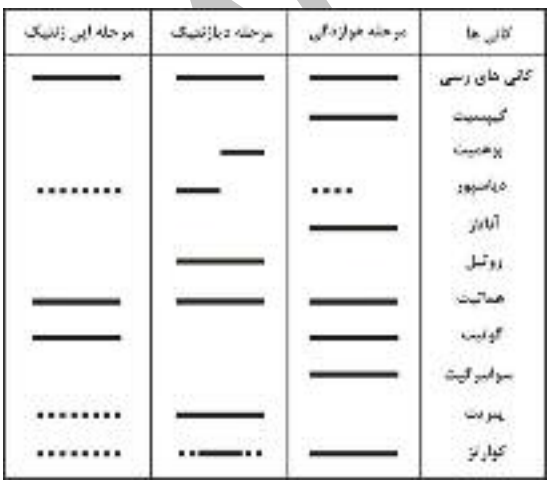
بررسی مقادیر نیمه کمّی کانی‌های آهن‌دار، کانی‌های رسی و کانی‌های آلومینیوم و تیتان‌دار در نمونه‌های مورد بررسی و پیاده کردن نتایج آن روی نمودار سه‌تایی این کانی‌ها (شکل ۷) نشان دهنده‌ی رخساره‌های کانسنگ آهن بوکسیتی و بوکسیت غنی از آهن برای واحد بوکسیت بالایی، رخساره‌ی رس بوکسیتی و بوکسیت فقیر از آهن برای واحدهای کائولینیت بالایی و پایینی، کانسنگ آهن رسی بوکسیتی برای واحد بوکسیت سخت و رخساره‌ی کانسنگ آهن رسی بوکسیتی و کانسنگ آهن بوکسیتی برای واحد بوکسیت پایین است.

دنباله‌ی پاراژنزی کانی‌ها

کانی‌های تشکیل دهنده‌ی نهشته‌ی بوکسیت قشلاق در ۶ دسته شامل اکسیدها و هیدروکسیدهای آلومینیوم دار (بوهمیت و دیاسپور)، اکسیدهای تیتان دار (آناتاز و روتیل)، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن‌دار (هماتیت و گوتیت)، کانی‌های سیلیکاتی (کائولینیت، مونتموریلونیت، کلریت و کوارتز)، کانی-های سولفیدی (پیریت) و کانی‌های فسفات‌دار (سوانبرگیت) قرار می‌گیرند. براساس یافته‌های این پژوهش، این کانی‌ها در سه مرحله هوازدگی، دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک تشکیل شده‌اند (شکل ۸). از آنجا که فرایندهای بوکسیتی‌شدن معمولاً با تشکیل گیبسیت آغاز می‌شوند [۲]، به نظر می‌رسد این کانی، اولین کانی تشکیل شده طی تکوین نهشته است که بر اثر هوازدگی مستقیم و یا سیلیس زدایی کائولینیت به وجود آمده است. با حاکم شدن شرایط احیایی و کاهش pH [۱۴]، گیبسیت ناپایدار شده و پس از فشردگی و آبزدایی به بوهمیت تبدیل شده است. در ادامه، بوهمیت بر اثر تغییر ساختار بلوری ناشی از دیاژنز و تنش‌های ساختاری در شرایط احیایی و اسیدی آب‌های راکد زیرزمینی به کانی دیاسپور تبدیل شده است [۱۵].



شکل ۷ موقعیت واحدهای بوکسیتی مورد بررسی در نمودار سه تایی کانی‌های آهن‌دار، کانی‌های رسی و کانی‌های آلومینیم- تیتان‌دار، نمودار پایه از [۳].



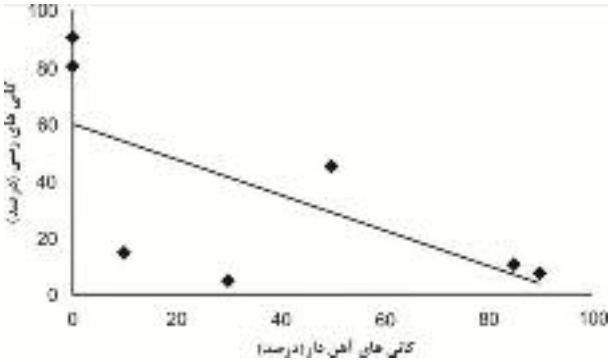
شکل ۸ مراحل پیشنهادی برای شکل‌گیری کانی‌های موجود در نهشته بوکسیت قشلاق.

Archive of SID

www.SID.ir

بررسی فراوانی نیمه کمّی کانی‌های روتیل و آناتاز در نیمرخ‌های مورد بررسی نشان دهنده‌ی فراوانی بیشتر این کانی‌ها در واحدهای کائولینیت بالایی و پایینی در مقایسه با واحدهای دیگر است. آناتاز معمولاً در شرایط اسیدی و احیایی در حضور غلظت‌های پایین عناصر قلیایی یک فاز کانیایی پایدار در گستره‌ی دماهای سطحی است [۱۶] که بر اثر تغییر رده‌ی بلورشناسی ناشی از فرآیندهای دیاژنتیک و یا رویدادهای دگرگونی به روتیل تبدیل می‌شود [۳]. با توجه به حضور روتیل در افق بوکسیتی قشلاق و نبود شواهد دگرگونی در منطقه‌ی مورد بررسی تشکیل روتیل را می‌توان به عملکرد نیروهای زمین‌ساختی و فرایندهای دیاژنتیک نسبت داد.

اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مهمترین گروه کانیایی در واحدهای بوکسیت بالایی و پایینی است که در سه مرحله هوازدگی، دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک تشکیل شده‌اند. تشکیل این کانی‌ها نیازمند محیط قلیایی با pH بالاتر از ۷ و Eh بیشتر از ۰/۲ است [۱۵]. به طور کلی، فراوانی این گروه از کانی‌ها تابع شرایط Eh و pH محیط طی فرآیندهای هوازدگی است [۱۷]. آهن مورد نیاز برای تشکیل این کانی‌ها ممکن است از اکسایش پیریت و یا هوازدگی کانی‌های غنی از آهن در سنگ مادر تأمین شود. بر اساس بررسی‌های بافتی و کانی‌شناسی، گرهک‌ها و پیزوئیدهای موجود در واحد بوکسیت پایینی از تناوبی از لایه‌های هماتیتی، گوتیتی و کائولینیتی تشکیل شده‌اند که دلالت بر نوسان‌های شرایط احیایی و تغییر مقدار آب در محیط تشکیل نهشته دارد [۱۸]. کانی‌های هماتیت و کائولینیت در مقایسه با گوتیت و گیبسیت در حضور مقادیر کمتر آب تشکیل می‌شوند [۱۹]. به این ترتیب، همنشینی هماتیت - کائولینیت در محیط‌های خشک استوایی از پایداری بیشتری برخوردارند و با حاکم شدن شرایط اکسیدی ضعیف و اسیدی ضعیف تا متوسط این کانی‌ها ناپایدار شده و کانی‌های گیبسیت و گوتیت تظاهر می‌یابند [۲۰]. بررسی تغییرات فراوانی نیمه کمّی کانی‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی نشان دهنده‌ی همبستگی منفی کانی‌های آهن‌دار با هیدروکسیدهای آلومینیوم و کانی‌های رسی است (شکل ۹) که می‌توان آن را به شستشوی اکسیدهای آهن طی شرایط احیایی و ته‌نشینی کانی‌های رسی از محلول اسید سیلیسیک نسبت داد [۳].



شکل ۹ مقادیر نیمه کمّی کانی‌های آهن‌دار نسبت به کانی‌های رسی‌در نیمرخ شماره ۲.

کانی‌های سیلیکاتی از فراوانی بالایی در افق بوکسیتی قشلاق برخوردار است که دلالت بر عدم هوازدگی کامل سنگ مادر، زهکشی نامناسب و یا فعال بودن منطقه از نظر زمین ساختی دارد. فعال بودن زمین ساختی منطقه موجب به هم خوردن پایداری و آرامش محیط و در نتیجه عدم فراهم شدن شرایط کافی برای هوازدگی مداوم و پیوسته می‌شود [۲۱] که با حضور هماتیت و کائولینیت در مجموعه کانی‌شناسی به عنوان شاخص محیط اکسیدی نزدیک به ساحل، همخوانی دارد. کائولینیت کانی معمول در نهشته‌ی بوکسیت قشلاق است که تشکیل آن را می‌توان به جانشینی دیاژنتیکی آلومینا به وسیله‌ی سیلیکا و یا آبزدایی کانی‌های آلومینیم آبدار نسبت داد [۱۷]. آبزدایی کانی‌های آلومینیم آبدار ممکن است در نتیجه‌ی کاهش فعالیت آب (a_w) در دمای ثابت، افزایش دما در فعالیت ثابت آب و یا کاهش همزمان فعالیت آب (a_w) و افزایش دما رخ دهد [۲۲].

پیریت مهمترین کانی سولفیدی شناخته شده در نهشته‌ی بوکسیت قشلاق است. حضور این کانی در واحد کائولینیت پایینی نشان دهنده‌ی تشکیل این کانی طی فرآیندهای دیاژنتیک و شرایط احیایی است. گوگرد مورد نیاز برای تشکیل این کانی را می‌توان به احیاء باکتریایی سولفات‌های آب دریایی یا اکسایش مواد آلی [۱۸] نسبت داد. به نظر می‌رسد آهن مورد نیاز برای تشکیل این کانی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تأمین شده که در شرایط احیایی تحرک دوباره یافته و به صورت پیریت نهشته شده است.

سوانبرگیت ($(SO_4)(PO_4)SrAl_3$) کانی فسفات‌داری است که به روش XRD شناسایی شد. این کانی میزبان مناسبی برای استرانسیوم، فسفر و گوگرد محسوب می‌شود و در مراحل

Archive of SID

www.SID.ir

آغازین هوازدگی در شرایط فقیر از آلومینیوم تشکیل می‌شود [۲۳]. با پیشرفت هوازدگی و افزایش مقدار آلومینیم و کاهش مقادیر فسفات و سولفات، کانی دیاسپور تشکیل می‌شود.

برداشت

یافته‌های زمین‌شناسی و شواهد بافتی در منطقه‌ی مورد بررسی بیانگر دو خاستگاه برجازا و نابرجازا برای افق بوکسیتی قشلاق است. تظاهر لایه‌ای شکل این افق و مرزهای مشخص و واضح آن با سنگ بستر کربناتی سازند روته و سنگ‌آهک‌های دولومیتی سازند الیکا نشان دهنده‌ی نابرجازا بودن مواد بوکسیتی و انتقال این مواد به محیط رسوبگذاری [۲۴] است. تغییر در چگونگی رسوب‌گذاری باعث پیدایش تغییرات کانی‌شناسی و بافتی [۲۵] و تظاهر منطقه‌بندی داخلی در افق بوکسیتی قشلاق شده‌است. بافت‌های گرهکی، اووئیدی، پیزوئیدی، پلیتومورفیک، برشی دروغین، کلوفرمی - جریانی و کنکرسیون از شواهد برجازا بودن نهشته است [۳] که در نمونه‌های مورد بررسی شناسایی شد. وجود بافت‌های کلوفرمی و پلیتومورفیک نشان دهنده‌ی بوکسیتی شدن غیر مستقیم سنگ مادر و تشکیل کائولینیت پیش از تشکیل کانی‌های بوکسیتی به دلیل عدم سرعت کافی در خروج سیلیکا است [۲۶]. در منطقه‌ی مورد بررسی، پیرامون هماتیت‌های واحد بوکسیت سخت را پوشش ثانویه‌ای از هماتیت‌های سوزنی با بافت شعاعی پرکرده است که احتمالاً طی فرآیندهای دیاژنز تشکیل شده و از شواهد برجازا بودن نهشته محسوب می‌شود [۲۷]. بافت آرنایتی ناشی از حضور کوارتزهای زاویه‌دار، حضور کانی تورمالین با حاشیه های گرد و بدون زاویه [۲۸] در بخش-های ماسه‌سنگی واحد بوکسیت پایینی و پیزوئیدها با اندازه و شکل‌های متفاوت از شواهد آواری و نابرجازا بودن نهشته‌های بوکسیتی است [۳، ۱۸] که در نمونه‌های مورد بررسی شناسایی شدند. بر اساس شواهد میکروسکوپی، حضور بافت‌های برشی دروغین، کلوفرمی - جریانی و کاتاکلاستیک در برخی از کانی‌های و نمونه‌های مورد بررسی نشان دهنده‌ی تاثیر فشارهای زمین ساختی در منطقه‌ی مورد بررسی است [۲۹].

یکی از ویژگی‌های بوکسیت قشلاق گرهک‌های هماتیتی است که تشکیل آن به عواملی مانند تغییر فعالیت آب در محیط خاکزا [۳۰] و نوسانهای آب و هوایی بستگی دارد [۳۱]. با توجه به تشکیل، گرهک‌ها و پیزوئیدها به نظر می‌رسد که بوکسیت‌های قشلاق از نظر تغییرات آب و هوایی در طی دوره‌های متناوب آب و هوای استوایی مرطوب و کوتاه مدت خشک و مرطوب تشکیل شده است [۲۸].

حضور مقادیر قابل ملاحظه از مواد آلی به صورت گرهک‌های پیریتی و زغال سنگ [۳] در واحد کائولینیت پایینی، بافت ورمیکولار ناشی از فون‌های ساحلی و گاستروپود-های دریایی [۲۸] در واحد بوکسیت بالایی ، نواربندی هماتیت، گوتیت و کائولینیت [۱۸] در پیزولیت‌ها و گرهک‌ها و فراوانی بافت‌های گرهکی [۲۸] و عدم گسترش شدید بافت پیزوئیدی چه از نظر کمّی و چه از نظر تعداد دوایر، بیانگر این است که مواد تشکیل دهنده‌ی افق بوکسیتی به صورت ژل‌های غنی از آهن، سیلیکا و آلومینیوم به وسیله‌ی آب‌های جاری از سنگ خاستگاه اولیه شسته شده‌اند و در یک محیط مردابی- ساحلی که سطح ایستابی و شرایط اکسایشی - احیایی آن دائماً در حال نوسان بوده ته‌نشین شده‌اند.

مراجع

[1] Bardossy G., Aleva G.J.J., *"Lateritic bauxite",* Developments in Economic Geology. Elsevier, Amsterdam, 27 (1990) 624p.

[2] Bogatyrev B.A., Zhukov V.V., Tsekhovsky Y.G., *"Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits",* Lithology and Mineral Resources 44 (2009) 135-151.

[3] Bardossy G., *"Karst Bauxites–Bauxite deposits on carbonate rocks",* Developments in Economic Geology, Elsevier, Amsterdam, 14 (1982) 441p.

[۴] قربانی م.، *"زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران"*، آرین زمین (۱۳۸۶) ۴۹۲ ص.

[۵] جعفریان م.ب، جلالی ع.، *"نقشه زمین‌شناسی خوش‌ییلاق با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"*، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).

[۶] شرکت تهیه و تولید مواد نسوز کشور، گزارش طرح بهره برداری معدن بوکسیت قشلاق. منتشر نشده (۱۳۷۶) ۳۰ ص.

[7] Johns W.D., Grim R.E., Bradly W.F., *"Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods",* Journal of Sediment Petrology 24 (1954) 242-251.

[۸] آقانباتی ع.، *"زمین‌شناسی ایران"*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافی معدنی کشور (۱۳۸۳) ۵۸۶ ص.

[۹] لاسمی ی.، داود ج.، نادر ک.، *"بررسی سازند الیکا در غرب البرز شرقی، ناحیه غزنوی"*، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تبریز (۱۳۷۹) ص ۱۹۸- ۲۰۲.

Archive of SID

www.SID.ir

[10] Fakhr M.S., *"Flore jurassique de Iran",* Bibliotheque National Paris (1977) 284p.

[۱۱] کلاگری ع.ا.، عابدینی ع.، مؤذن م.، *"زمین‌شناسی و کانی شناسی افق بوکسیتی قپی در غرب میاندوآب، آذربایجان غربی"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۲) ص ۱۶۵- ۱۸۵.

[12] Mameli P., Mongelli G., *"Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on condition of formation and parental affinity "*, International Journal of Earth Sciences 96 (2007) 887-902.

[13] Calagari A.A., Kangarani F., and Abedini A., *"Geochemistry of Major, Trace, and Rare Earth Element in Biglar Permo-Triassic Bauxite Deposit, Northwest of Abgarm, Ghazvin Province, Iran ",* Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21 (2010) 225-236.

[14] Mongelli G., Acquqfredda A., *"Ferruginous concretions in a Late Cretaceous karst bauxite: composition and conditions of formation",* Chemical Geology 158 (1999) 315-320.

[15] Temur S., Kansun G., *"Geology and petrography of the Mastadagi diasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey"*, Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 512-522.

[16] Özlo N., *"Trace-element content Karst Bauxites and their parent rock in the Mediterranean belt",* Mineralum deposita 18 (1983) 469-476.

[17] Karadag M.M., Kupeli S., Aryk F., Ayhan A., Zedaf V., Doyen A., *"Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas Bauxite deposit (Seydisehir/Konya – Southern Turkey)",* Chemie der Erde 69 (2009) 143-159.

[18] Öztrük H., Hein J.R., Hanilci N., *"Genesis of the Dogankuzu and Mortaz bauxite deposits, Turides, Turkey, Separation Al, Fe and Mn implication for passive margin metallogeny",* Economic Geology 97 (2002) 1063-1077.

[19] Tardy Y., *"Petrologie des laterites et des sols tropicaux",* Masson Paris (1993) 461p.

[20] Komlossy G., *"Problem of genesis and mineral formation of the Iszkaszentgyorgy bauxite, SE Bakony Mts, Hungary",* Annales Institutl Geologici Publici Hungarici 54 (1970) 347-358.

[۲۱] ملائی ح.، ترشیزیان ح.ا.، *"مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و محیط ژئوتکتونیکی بوکسیت گوش‌کمر، ازبک کوه در شرق ایران"*، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۲۷ (۱۳۸۶) ص ۷۰-۸۶.

[22] Tardy Y., Trolard F., Roquin C., Novikoff A., *"Distribution of hydrated and dehydrated minerals in lateritic profils and landscapes. Geochemistry of the earth,s surface and of mineral formation",* proceeding, Secand International Symposium, France, (1990) 133-136.

[23] Mordberg L.E., *"Geochemical evolution of a Devonian diaspore-crandallite-svanbergite-bearing weathering profile in the Middle Timan, Russia",* Geochemical Exploration 66 (1999) 353-361.

[24] Herrmann L., Anongrak N., Zarei M., Schuler U., Spohrer K., *"Factor and processes of gibbsite formation in Nortern Thailand",* Journal of Asian Earth Sciences 71 (2007) 279-291.

[۲۵] کلاگری ع.ا.، عابدینی ع.، مؤذن م.، *"سنگ های دیاباز منشاء عمده واحد بوکسیتی پرمو-تریاس در قپی، غرب میاندوآب، آذربایجان غربی، ایران"*، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد۴، شماره۲ (۱۳۸۳) ص ۳۸۷-۴۰۰.

[26] Boulange B., *"Les formation bauxitiques lateritiques de Cote d'lvoire. Les facies. Leur transformation, leur distribution et l'evolution du modele",* Trav et Doc, ORSTOM, Paris 175 (1984) 341p.

[27] Nia R., *"Geologische, geochemische untersuchungen zum problem der bohemite-diaspora genese in griechischen Oberkeide-bauxite der Parnass- Kiado- zone"*, Ph.D Thesis. University of Hamburg (1968) 133p.

[28] Valeton I., *"Bauxite, Elsevier"* (1972) 226p.

[۲۹] عابدینی ع.، کلاگری ع.ا.، حاج علیلو ب.، *"ویژگی های زمین‌شناسی- کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر کمیاب در نهشته بوکسیت آغاجری، جنوب شاهین‌دژ، شمال غرب ایران"*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۳۴۱-۳۵۶.

[30] Tardy Y., Nahon D.B., *"Geochemistry of laterites: Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe^{3+}-kaolinite in bauxite and ferricretes. An approach to the mechanism of concretion formation",* American Journal of Science 285 (1985) 865-903.

[31] Mongelli G., *"Growth of hematite and boehmite in concretion from ancient karst bauxite: clue for past climate",* Catena 50 (2002) 43-51.

Archive of SID

www.SID.ir