



تحولات زمین‌شناختی و کانی‌شناختی متابوکسیت غنی از کربندوم پالئوزوئیک زیرین (کامبرین پایانی) در جنوب خاوری سیرجان، پهنه سنندج - سیرجان

محسن مباحثی*، فردین موسیوند و مجتبی رستمی حصوری

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۰۹، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۷/۲۲

چکیده

کانسار قلعه‌خم نخستین گزارش از وجود ذخایر بوکسیتی در توالی پالئوزوئیک آغازین پهنه سنندج - سیرجان است. این کانسار به صورت عدسی‌های نامنظم در درون مجموعه مرم‌های کلسیتی - دولومیتی متراکم و توده‌ای کامبرین پایانی جای گرفته است. کانسار قلعه‌خم از دو بخش غنی از هماتیت و کربندوم (افق بالا) و بخش حاوی آلومینوسیلیکات‌های ورقه‌ای (افق پایین) تشکیل شده است. بر اساس نتایج آنالیز XRD و بررسی‌های میکروسکوپی، حضور کانی‌هایی نظیر کربندوم، مگنتیت، دیاسپور و کلریتوئید در این کانسار به اثبات رسیده است. این هم‌یافت بیانگر تأثیر رخداد دگرگونی پس از فرایند بوکسیتی شدن در این کانسار است، به‌علت دگرگونی اعمال‌شده، کانسنک بوکسیتی اولیه به نهشته‌های متابوکسیتی و یا ذخایر امری^۱ تبدیل شده است. نتایج حاصل از آنالیزهای XRF نیز بیانگر آن است که بوکسیت‌های قلعه‌خم حاوی مقادیر ۲۵ تا ۵۸ درصد Al_2O_3 ، ۱۵ تا ۳۴ درصد Fe_2O_3 ، ۳ تا ۱۵ درصد SiO_2 و ۲ تا ۵ درصد TiO_2 هستند. بررسی نمونه‌های بوکسیتی در نمودار تغییرات $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2$ نشان‌دهنده آن است که اغلب این نمونه‌ها در گستره بوکسیت و بوکسیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرند. بر اساس نتایج پژوهش حاضر، در کامبرین پایانی و در شرایط اقلیمی مناسب، بوکسیت‌های جنوب خاور سیرجان تشکیل شده و سپس تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی‌های ناشی از حرکات کوه‌زایی سیمیرین پیشین به متابوکسیت‌های غنی از کربندوم تبدیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: متابوکسیت، کربندوم، پالئوزوئیک، قلعه‌خم، سنندج - سیرجان

مقدمه

بوکسیت، کانسنک اصلی آلومینیم است و در شرایط آب‌وهوای مرطوب استوایی از هوازدگی انواع متنوعی از سنگ‌ها به دست می‌آید (Dill, 2010). آلومینیم در لیست عناصر تشکیل‌دهنده زمین با میانگین ۸/۱۳ درصد حجمی در رتبه سوم قرار دارد. این

اصطلاح بوکسیت برای نخستین بار در فرانسه و برای توصیف کانسار حاوی گیسیت، بوهمیت، دیاسپور و فیلسیلیکات همراه با مقادیر اندکی کائولینیت و اسمکتیت La Baux استفاده شد.

1. Emery deposits

ذخیره در این نوع بوکسیت‌ها گاهی به ۱ میلیارد تن نیز می‌رسد (Dill, 2010)، نظیر کانسار بوکسیتی جامائیکا که حاوی ۱/۱ میلیارد تن بوکسیت پر عیار با ۵۵ درصد Al_2O_3 و صفر تا ۵ درصد $SiO_2+Fe_2O_3$ است (Guilbert and Park, 1986). لایه‌های بوکسیتی لاتریتی معمولاً بخش‌های وسیعی از کراتون‌های پر کامبرین را می‌پوشانند، مناطقی مثل سن‌گاریدی^۱، گینه^۲، برزیل، و پیآ^۳ و استرالیا مهم‌ترین نواحی رخنمون بوکسیت‌های لاتریتی هستند (Aleva, 1981; Boulange et al., 1996). کانسارهای نوع بوکسیت کارستی منبع مهم دیگر کانسنگ آلومینیم هستند، این کانسارها با سنگ بستر آهکی، اغلب جدا از بوکسیت‌های لاتریتی در نظر گرفته می‌شوند (Bárdossy, 1982). در قیاس با ذخایر بوکسیتی لاتریتی و رسوبی که از سنگ‌های آلومینوسیلیکات تشکیل می‌شوند، ذخایر بوکسیتی کارستی بر روی سطح پالئوکارست‌های کربناته شکل می‌گیرند (Bárdossy, 1982; Bárdossy and Aleva, 2014; Bogatyrev et al., 2009; Yu et al., 1990). در این ذخایر شکل‌های کارستی مختلف سنگ میزبان کربناته سبب می‌شود تا کانسنگ‌ها دارای هندسه پیچیده و شکل‌هایی نامنظم باشند. در این دسته از کانسنگ‌ها، این شکل‌های نامنظم هندسی در کمرندهای چین‌خورده موجب ایجاد پیچیدگی زیادی در معدن‌کاری کانسنگ‌های کارستی می‌شود (Dunkl, 1992; Mongelli and Acquafredda, 1999).

موقعیت زمین‌ریخت‌شناسی نیز عامل دیگری است که نقشی مهم در طبقه‌بندی بوکسیت‌ها ایفا می‌کند، بر این اساس گروپ (Grubb, 1973) بوکسیت‌ها را به دو گروه بوکسیت‌های مناطق مرتفع^۵ و بوکسیت‌های دشتگون^۶ رده‌بندی کرده است. از لحاظ توزیع مکانی، بوکسیت‌ها در تمامی قاره‌ها به‌استثنای قطب جنوب شناخته شده‌اند. در آسیا نیز این ذخایر در مناطق اورال سبیری، ایرانوهیمالین (شامل نهشته‌های ایران-افغانستان-پاکستان-کشمیر)، چین، ویتنام و اندونزی پراکنده هستند

عنصر در شبکه بلوری بسیاری از کانی‌ها یافت می‌شود؛ اما تنها تعداد محدودی از آنها به‌عنوان کانسنگ آلومینیم قابل توجه هستند. بوهمیت (اکسید-هیدروکسید آلومینیم) با ۸۴/۹ درصد حجمی Al_2O_3 که خود دگر ریخت دیاسپور است از مهم‌ترین این کانسنگ‌ها به‌شمار می‌آید (Dill, 2010). گیسیت (هیدروکسید خالص) نیز با ۶۲/۸ درصد حجمی از دیگر کانسنگ‌های آلومینیم است (Dill, 2010). کلیاجیت نوع بی‌شکل اکسید آلومینیم آبدار ممکن است در ذخایر بوکسیتی تشکیل شود، دگرگونی بوکسیت‌ها نیز می‌تواند به تشکیل کزندوم (ذخایر امری) منجر شود (Edwards and Atkinson, 1998). تمامی سنگ‌های رسوبی، دگرگونی و ماگمایی که حاوی مقادیری Al باشند، می‌توانند تشکیل کانسنگ بوکسیت دهند. بوهمیت، دیاسپور و گیسیت در زون‌های دگرسانی سوپرژن و هایپوژن و توسط سنگ والد‌هایی با ترکیب‌های متفاوت تشکیل می‌شوند. بهترین شرایط اسیدیته برای تشکیل بوکسیت pH حدود ۵ تا ۹ و شرایط Eh حدود ۰ تا ۰/۶ است (Valton, 1973; Bárdossy, 1982).

طبقه‌بندی‌های مختلفی بر اساس زمین‌ریخت‌شناسی، سنگ‌شناسی سنگ بستر، ترکیب کانی‌شناسی و شکل توده کانسنگ برای بوکسیت‌ها پیشنهاد شده است. یکی از متداول‌ترین و کاربردی‌ترین طبقه‌بندی‌های بوکسیت‌ها از لحاظ زمین‌شناسی اکتشافی، رده‌بندی هاچیسون است. هاچیسون (Hutchison, 1983) بوکسیت‌ها را برحسب سنگ بستر به سه گروه کارستی، لاتریتی و رسوبی یا انتقال یافته^۱ تقسیم‌بندی کرده است (Bárdossy, 1982; Bárdossy and Aleva, 1990). بوکسیت‌های نوع رسوبی شامل گروه کوچکی از ذخایر بوکسیتی هستند. این بوکسیت‌ها همانند سنگ‌های رسوبی نهشته‌شده و بدون ارتباط مستقیم با سنگ بسترشان هستند (Edwards and Atkinson, 1998). بوکسیت‌های نوع لاتریتی مهم‌ترین منبع تولید آلومینیم در جهان است. میزان

1. Transported
2. Sangaredi
3. Guinea

4. Weipa
5. Upland
6. Peneplain

در طی دگرگونی، دیاسپور اولیه ناپایدار و به کربنوم تبدیل شده است. ذخایر متابوکسیت غنی از کربنوم دیگری در سایر نقاط جهان نظیر ترکیه، کاستاریکا، امریکا و هند معرفی شده است (Golani, 1989). در ایران نیز کانسار حیدرآباد در ارومیه از جمله کانسارهای متابوکسیت غنی از کربنوم است که به دوره پرمو-تریاس تعلق دارد (Emamali-Pour and Mirmohamadi, 2011).

روش مطالعه

بررسی‌های انجام شده بر روی کانسار قلعه خم شامل بررسی‌های صحرایی دقیق افق بوکسیتی همراه با مطالعات آزمایشگاهی است. در مطالعات صحرایی در راستای عمود بر نهشته بوکسیتی، تعدادی نمونه از کانسنگ متابوکسیتی برای بررسی‌های کانی‌شناسی و آنالیزهای شیمیایی برداشت شد. شرح نمونه‌ها بر اساس جنبه‌های ریخت‌شناسی نمونه دستی مانند رنگ، بافت و ماده معدنی بوده است. در این بررسی غلظت عناصر اصلی و جزئی ۱۱ نمونه شامل SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 با استفاده از پرتو ایکس فلورانس^۲ و توسط دستگاه XRF ساخت کمپانی PHILIPS مدل PW1480 در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود با کد مشتری 92ZK1360 AF اندازه‌گیری شده است. این آنالیزها با عدم قطعیت اندازه‌گیری در سطح اطمینان 95% و $k=2$ محاسبه شده است. ترکیب کانی‌شناسی نیز با استفاده از دستگاه XRD ساخت کارخانه PHILIPS مدل PW1800 و لامپ دستگاه مس و به تعداد ۷ نمونه در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود تعیین شده است. همچنین بررسی‌های میکروسکوپی بر روی ۹۵ مقطع نازک با استفاده از یک میکروسکوپ نوری ساخت شرکت Zeiss و یک دوربین دیجیتال داخلی در گروه زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است.

(Poosti et al., 2011). شدیدترین دوره تشکیل بوکسیت‌ها از کرتاسه تا زمان کنونی بوده است. این دوره زمانی می‌تواند به دوره کرتاسه تا ائوسن و میوسن تا دوره کنونی تقسیم شود، دوره دونین تا کربنیفر پایانی و پروتروزوئیک بالایی تا کامبرین نیز از دوره‌های دیگر تشکیل بوکسیت‌ها هستند (Edwards and Atkinson, 1998). بوکسیت‌های ایران نیز از لحاظ زمانی به سه بخش: ۱- ذخایر پرمو-تریاس در شمال غرب ایران (Calagari and Abedini, 2007)، ۲- تریاس بالا تا ژوراسیک پایین در شمال ایران (Rouzbeh-Kargar, 1997) و ۳- ذخایر بوکسیتی کرتاسه در زاگرس (Zarasvandi et al., 2008) تقسیم‌بندی می‌شوند.

تا آنجا که نویسندگان اطلاع دارند، این مقاله نخستین نوشته علمی در مورد کانسارهای بوکسیتی پالئوزوئیک آغازین در ایران است. در این مقاله به بررسی‌های زمین‌شناختی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، زمین‌شیمی و الگوی تشکیل کانسار قلعه خم در مرز کامبرین پایانی- اردوئین پهنه سنندج- سیرجان پرداخته شده است. کانسار قلعه خم از لحاظ موقعیت جغرافیایی در جنوب خاوری سیرجان قرار گرفته است و جزئی از استان کرمان محسوب می‌شود. این کانسار از نظر تقسیمات زمین‌شناسی نیز در پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱). کانسار قلعه خم شامل چندین عدسی غنی از کربنوم است که به دلیل دگرگونی پس از تشکیل کانسار ایجاد شده است. این دسته از کانسارها در سایر نقاط جهان زیر عنوان نهشته‌های متابوکسیتی و یا ذخایر امری شناخته شده‌اند. در حقیقت ذخایر متابوکسیتی چنان‌که از نامشان پیداست، از دگرگونی با درجات مختلف کانسارهای بوکسیتی ایجاد می‌شوند. شناخته شده‌ترین ذخایر کربنوم و یا امری در ناکسوس^۱ یونان است. در این کانسار عدسی‌هایی غنی از کربنوم با مقادیر اندکی از هماتیت، دیاسپور و مگنتیت وجود دارد که تحت رخساره‌های دگرگونی شیست‌سبز و آمفیبولیت ایجاد شده است (Feenstra and Wunder, 2002; Feenstra et al., 2005). در این کانسار

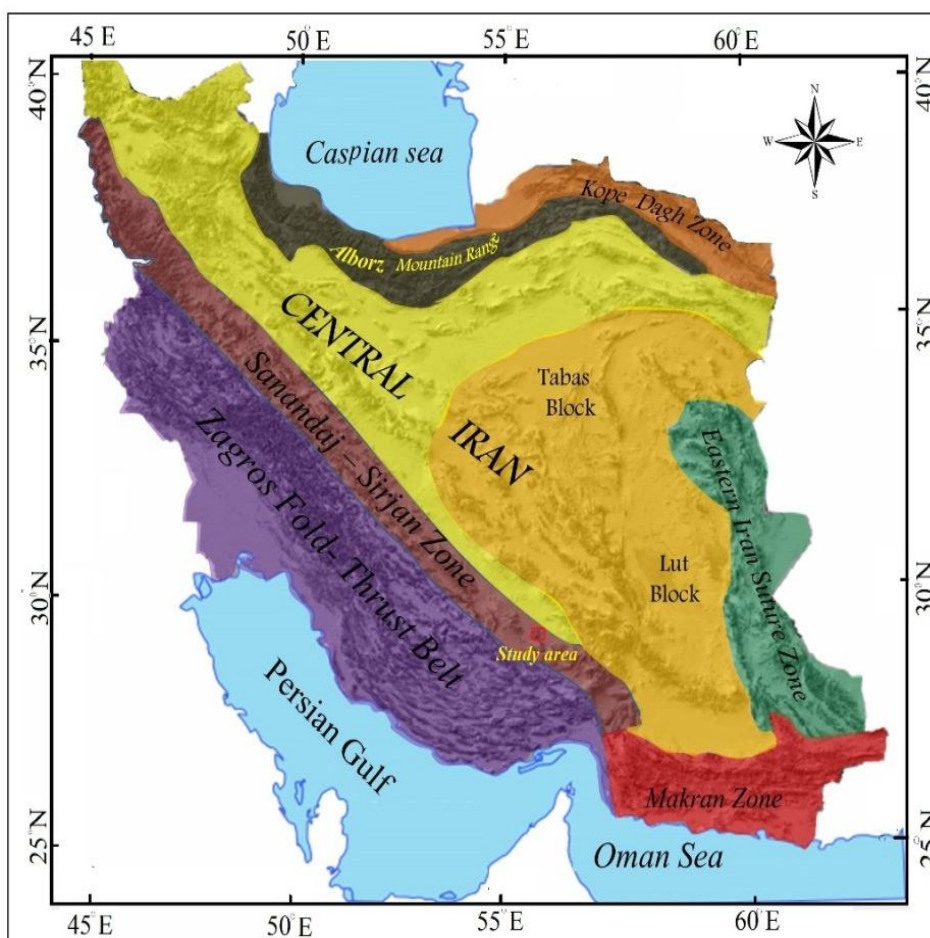
1. Naxos
2. XRF

بحث و بررسی

جایگاه زمین‌شناسی

کانسار قلعه‌خام از نظر تقسیمات زمین‌شناسی جزئی از زون سنندج- سیرجان است. این کانسار شامل عدسی‌های متابوکسیتی است که در توالی پالئوزوئیک آغازین پهنه یادشده برونزد

دارند. این پهنه به‌همراه پهنه زاگرس بخشی از کوه‌زاد هیمالیا یا زاگرس در ایران است. این زون به‌صورت نوار طویل دگرگون شده‌ای در امتداد و به موازات رورانندگی زاگرس از ارومیه و سنندج در شمال‌غرب تا فرورانش مکران در جنوب‌شرق ادامه دارد (Agard et al., 2011).



شکل ۱. موقعیت کانسار قلعه‌خام بر روی نقشه ساختاری ایران برگرفته از رضانی و تاگر (Ramezani and Tucker, 2003)

Fig. 1. Position of the Qale-Kham ore deposit on the tectonic map of Iran (modified after Ramezani and Tucker, 2003)

ساحلی، دلتایی و کربناته هستند (Mohajjel, 1997). در اردوئین تا کربونیفر بیشتر نقاط این پهنه با عدم رسوب‌گذاری همراه بوده است. این نبودن رسوب‌گذاری به حرکات کوه‌زایی کالدوئین و هرسی‌نین نسبت داده می‌شود (Berberian and King, 1981). رسوبات اواخر کربونیفر تا اوایل پرمین نیز

قدیمی‌ترین سنگ‌ها در پهنه سنندج- سیرجان شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مثل گنیس، آمفیبولیت و آمفیبول شیت است که سن پروتولیت آن مربوط به پرکامبرین است (Nutman et al., 2013). سنگ‌های اواخر پرکامبرین- اوایل پالئوزوئیک نیز در پهنه سنندج- سیرجان دارای رخساره‌های

مجاور در هورست‌ها به‌طور عموم رسوبی وجود ندارد. در این ناحیه رسوبات مزوزوئیک گرابن‌ها را تشکیل داده‌اند و رسوبات پالئوزوئیک هورست‌ها را شامل می‌شوند.

به‌طور کلی کانسار قلعه‌خیم در بخش شمال خاوری چهارگوش ۱/۱۰۰۰۰۰ باغات (Sabzehei et al., 1996) واقع شده است. بر اساس داده‌های موجود در نقشه باغات، قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد بررسی مشتمل بر گنایس‌های چشمی، میکاشیست، آمفیولیت همراه با میان‌لایه‌های نازکی از مرمر و دولومیت به سن پرکامبرین بالای تا کامبرین میانی است. گنایس‌های این واحد به‌شدت از کانی‌های مافیک فقیر بوده و به‌نظر می‌رسد از دگرگونی آرکوزها یا دگرگونی ریولیت‌ها به‌وجود آمده‌اند. این سنگ‌ها در بخش جنوبی و خاوری محدوده مورد بررسی برون‌زد دارند (شکل ۲). در بخش خاوری محدوده ردیفی از شیست‌های سبز، شیست‌ها و چرت‌های دگرگون‌شده سیاه‌رنگ و باندهای نازک مرمر دولومیتی و همچنین یک ردیف مرمر دولومیتی-آنکریتی کلسیتی با میان‌لایه‌هایی از بازالت‌های دگرگون‌شده، رخنمون دارد. در بخش‌هایی از این مجموعه سنگی مرمرهای کلسیتی-دولومیتی متراکم و توده‌ای نیز تشکیل شده‌اند که در بخش انتهایی به ردیفی از کالک‌شیست و سپس گارنت شیست تبدیل می‌شوند. این سنگ‌ها معادل همتافت روتشون بوده است که سبزه‌ای و همکاران (Sabzehei et al., 1994) سن آن‌ها را در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ خبر کامبرین میانی-اردوویسین گزارش کرده‌اند.

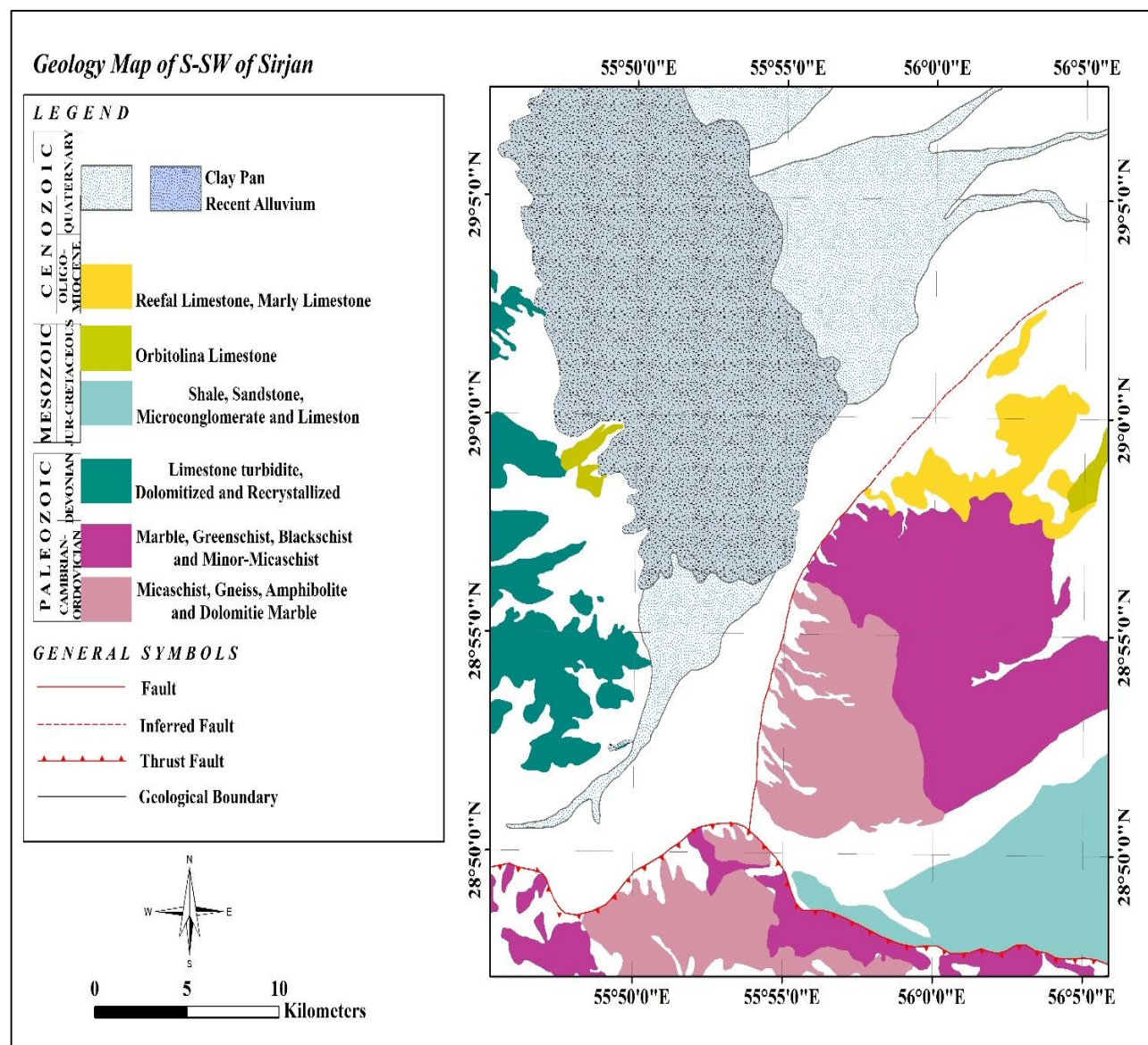
در باختر محدوده مورد بررسی مرمرهای دونین بالایی برون‌زد دارند که هم‌ارز با همتافت خَبر هستند. بخش جنوب‌خاوری محدوده نیز توسط سنگ‌هایی با سن ژوراسیک-کرتاسه پوشیده شده که شامل ردیفی از کنگلومرا، آهک‌های ماسه‌ای، آهک‌های میکریتی سیاه‌رنگ، شیل و ماسه‌سنگ است. در درون این واحد مجموعه‌ای از کنگلومرا، میکروکنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ دیده می‌شود که حاوی اولیستولیت‌های کوچک و بزرگ از قطعات سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک است. در شمال خاور محدوده نیز ردیفی از آهک‌های ریفی رخنمون

شامل ماسه‌سنگ، شیل، سنگ‌آهک، چرت، گدازه‌های بالشی و سنگ‌های دگرگونی است (Aghanabati, 2010). در نهایت سنگ آهک‌ها و دولومیت‌های فلات قاره‌ای در اواخر پرمین (Mehdipourghazi and Moazzen, 2015) پایان کار توالی چین‌شناسی پالئوزوئیک این پهنه بوده است.

شیخ‌الاسلامی (Sheikholeslami, 2015) فرایندهای زمین‌ساختی در بخش شمال گندوانا و جنوب اوراسیا در محدوده ایران زمین کنونی را در قالب دو اشکوب زمین‌ساختی مهم تفسیر می‌کند. به عقیده وی اشکوب زمین‌ساختی اول مربوط به رژیم زمین‌ساخت کشتی در بخش شمالی گندوانا است که در پایان به بازشدگی اقیانوس نئوتتیس در جنوب ایران در ناحیه کنونی سنندج-سیرجان منجر شده است. اشکوب زمین‌ساختی بعدی، رویدادهای زمین‌ساختی را دربرمی‌گیرد که طی واژگونی زمین‌ساختی در یک رژیم فشارشی حاصل از هم‌گرایی این بخش‌ها به‌وجود آمده و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس را به‌دنبال داشته است. او اظهار می‌دارد که رسوبات پالئوزوئیک زیرین تا تریاس میانی در حاشیه جنوبی سکوی ایران مرکزی، در حوضه‌ای در حال فرونشست با نهشته‌های آواری و کربناتی شکل گرفته‌اند. نیروهای کشتی مؤثر در جریان اشکوب زمین‌ساختی اول سبب تشکیل کافت‌های ناقص در این بخش شده که با فعالیت آذرین اسیدی و بازیک همراه بوده‌اند. آقناباتی (Aghanabati, 2010) بیان می‌کند که وجود شیست‌های سیاه و میکاشیست-های ریزدانه، به‌همراه سنگ‌های آتشفشانی نشان‌دهنده عمق زیاد این کافت است. در این کافت عمیق، رژیم گرمای بالا و سست کره به بستر حوضه نزدیک بوده است. این تحولات سبب شد تا این ناحیه به‌صورت هورست و گرابن درآید. در نتیجه با بالا و پایین‌رفتن مکرر، حوضه‌های رسوبی مجزا و مستقلاً به‌وجود آمد که رسوبات آنها از لحاظ جنس و ضخامت با هم متفاوتند. در پهنه سیرجان-باغات که کانسار قلعه‌خیم جزئی از آن است، نهشته‌های حوضه‌های گرابنی اغلب از جنس رسوبات نواحی کم‌عمق و در ضخامت‌های زیاد هستند؛ در حالی که در مناطق

افق‌های مرمری- دولومیتی متعلق به هم‌تافت روتشون برون‌زد دارد.

دارد که از این آهک‌ها مجموعه فسیلی به سن الیگو- میوسن به دست آمده است (شکل ۲). کانسار متابوکسیت قلعه‌خم در



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی جنوب و جنوب باختر سیرجان، با تلفیق تصاویر ماهواره‌ای Aster، پیمایش‌های زمین‌شناسی و داده‌های نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ باغات (Sabzehei et al., 1996).

Fig. 2. Geological map of S and SW Sirjan, Based on compilation from Aster satellite image, field survey and geological map of 1:100,000 Baghat (Sabzehei et al., 1996).

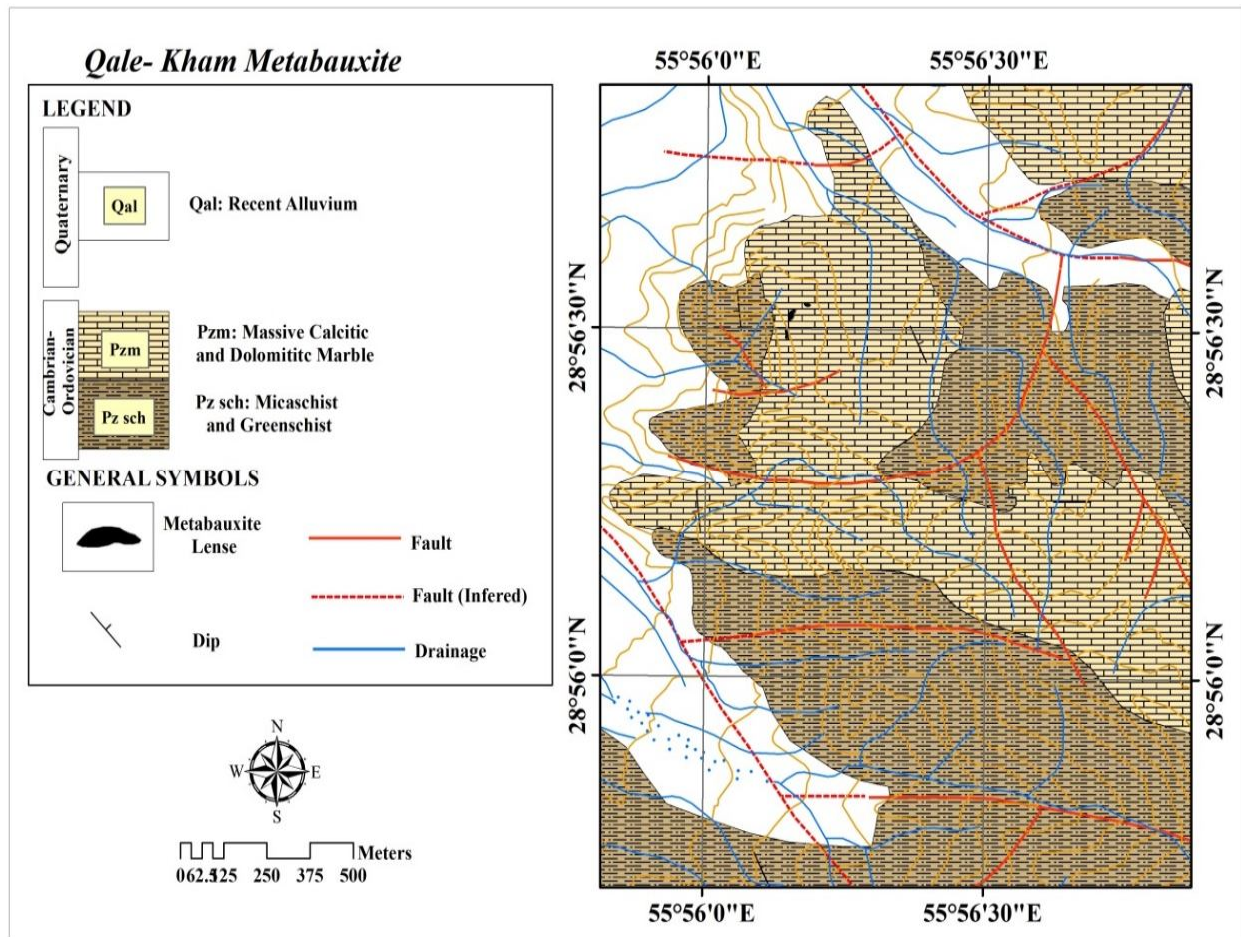
سنگ‌نگاری

مرمرهای کلسیتی- دولومیتی به سن پالئوزوئیک زیرین رخنمون دارند (شکل ۳). بر اساس روابط صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی انجام شده، واحدهای سنگ‌شناسی موجود در

در محل کانسار قلعه‌خم مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگون‌شده نظیر آمفیولیت، میکاشیست، کلریت‌شیست، اپیدوت‌شیست و

۲- مجموعه مرمهای کلسیتی- دولومیتی متراکم و توده‌ای و
 ۳- تراس‌های آبرفتی متعدد، رسوبات رودخانه‌ای و دشت‌های
 سیلابی عهد حاضر.

منطقه را می‌توان به شرح زیر تقسیم کرد:
 ۱- مجموعه میکاشیست و کلریت- اپیدوت- آندالوزیت
 شیست،



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی کانسار قلعه‌خام

Fig. 3. Geological map of the Qale-Kham ore deposit

مسکویت، آندالوزیت، سریسیت، تورمالین، روتیل و کلسیت است (شکل ۴- A، B و C). در این مجموعه، کانی‌های مسکویت و کلریت در نتیجه تبلور دگرگونی رشدیافتگی نشان می‌دهند (شکل ۴- A). این کانی‌ها در امتداد سطوح تنش، بافت شیستوزیته را به وجود آورده‌اند (شکل ۴- B). برخی از بلورهای آندالوزیت در نتیجه فرایند دگرگونی پس‌رونده به‌طور بخشی از حاشیه توسط مسکویت ریز بلور جانشین شده‌اند (شکل ۴- C).

مجموعه میکاشیست و کلریت- اپیدوت- آندالوزیت شیست گسترده‌ترین و اصلی‌ترین واحد تشکیل‌دهنده پیکره محدوده قلعه‌خام و جزئی از کمپلکس روتشون به‌شمار می‌آید. رنگ عمومی این واحد، سبز تا خاکستری تیره است و در بخش‌های مرکزی و جنوبی محدوده مورد بررسی بیشترین برون‌زد را دارند. این واحد دارای بافت لپیدوبلاستیک و پورفیروبلاستیک است. اجزای اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل اپیدوت، کلریت،

کانسار از دو بخش غنی از هماتیت و کوندوم (افق بالا-I) و بخش حاوی آلومینوسیلیکات‌های ورقه‌ای (افق پایین-II) تشکیل شده است (شکل ۷-A). یکی از شاخص‌ترین عناصر بافتی در بوکسیت‌ها، دانه‌های پیزولیتی و اوولیتی است، بافت بیشتر کانسارهای بوکسیتی پیزولیتی یا توده‌ای است (Taylor et al., 2008; Zarasvandi et al., 2013). در کانسار قلعه‌خیم بافت پیزولیتی و همچنین کانسنگ بوکسیتی به‌طور غالب تحت تأثیر تنش پس از تشکیل، دچار خردشدگی و دگرشکلی شده است (شکل ۷-C و D).

در محدوده قلعه‌خیم بررسی‌های مقاطع نازک مرمهرهای کلسیتی دربرگیرنده کانسار، ساختار فوم به‌خوبی متعادل شده را نشان می‌دهند. در این سنگ‌ها مرز دانه‌ها تقریباً به‌صورت نقاط اتصال سه گانه ۱۲۰ درجه هستند. دوقلوسازی، بازتبلور با برآمدگی و انحلال فشاری که موجب گسترش استیلولیت‌ها شده، از جمله شکل‌های حاصل از دگربختگی در این سنگ‌هاست (شکل ۸-A). در این کانسار ماده معدنی دارای بافت‌های متعددی است. این ساخت و بافت‌ها اغلب تحت تأثیر دگرشکلی‌های اعمال‌شده، ایجاد شده‌اند. در کانسار قلعه‌خیم در مقیاس میکروسکوپی بافت توده‌ای، بافت نواری و بافت برشی نمود دارند.

کانه اصلی در بخش‌هایی از کانی‌سازی در کانسار قلعه‌خیم که دارای ساخت و بافت توده‌ای است، مگنتیت و کوندوم است (شکل ۸-B و C و شکل ۹-A و B). در این کانسار بافت‌های نواری حاصل از دگرشکلی در قسمت‌های مختلف دیده می‌شود. در این بخش‌ها حالت چین‌خوردگی و بودین‌شدگی نیز نمود دارد. همچنین بافت برشی نیز در بخش‌هایی از عدسی متابوکسیتی که در اثر اعمال دگرشکلی به‌صورت شکننده عمل کرده است، دیده می‌شود (شکل ۷-C). در کانسار قلعه‌خیم به‌دلیل دگرگونی و دگرشکلی اعمال‌شده، بافت‌های میکروسکوپی متعدد حاصل تبلور مجدد و دگرشکلی نیز یافت می‌شود. بافت‌های حاصل از تبلور مجدد شامل بافت‌های پورفیروبلاستیک و الحاق سه گانه است (شکل ۴-F). بافت‌های

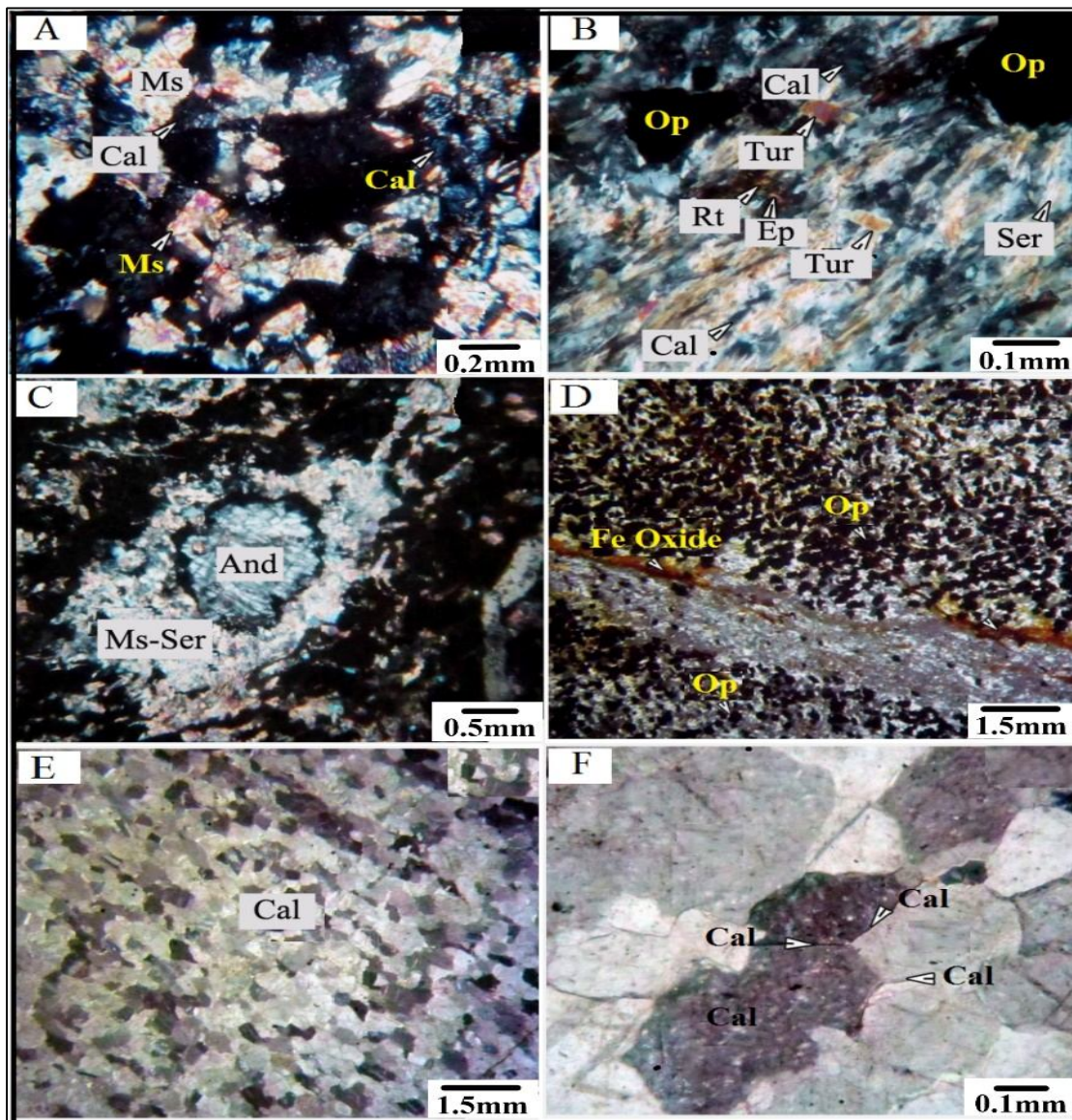
کانی‌های مات در امتداد سطوح شیستوزیته به‌صورت ریزدانه تجمع یافته‌اند (شکل ۴-D)، بر اساس بررسی‌های مقاطع صیقلی این کانی‌های پیریت هستند. گاهی نیز در محل سطوح شکستگی کانی‌های مات و اکسیدهای آهن قرمز-قهوه‌ای رنگ تجمع یافته و سبب آغشتگی نمونه‌ها شده است. در ناحیه قلعه‌خیم، مجموعه مرمهرهای کلسیتی-دولومیتی متراکم و توده‌ای از دیدگاه چینه‌شناسی، ادامه رسوب‌گذاری حوضه در برگیرنده واحدهای حاوی میکاشیست و کلریت-اپیدوت شیست است. در این واحد میان‌لایه‌های نازکی از کالک‌شیست و شیست سبز نیز دیده می‌شود. این واحد در محدوده مورد بررسی صخره‌ساز است. آنچه که این واحد را دارای اهمیت می‌کند، حضور عدسی‌های متابوکسیتی حاوی آلومینیم و آهن در آن است (شکل‌های ۵ و ۶). اجزای اصلی سازنده این سنگ‌ها را کرنات‌های متوسط تا درشت‌بلور تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها دارای مرزهای بلوری مسطح تا منحنی شکل هستند و به‌طور یکپارچه بافت بلورین هموزن تجدید تبلور یافته و یا گرانوبلاستیک را در سنگ پدید آورده‌اند (شکل ۴-E و F). در این واحد بر اثر نیروهای اعمال شده، زون‌های خردشدگی و شکستگی شکل گرفته است که در برخی موارد در امتداد آنها کانی‌های مات و اکسید آهن جایگزین شده‌اند.

کانی‌شناسی

بررسی‌های ساخت و بافت کانسنگ و تشخیص دقیق هم‌یافت کانی‌های معدنی و سنگ‌ساز از پایه‌های اساسی بررسی منشأ نهشته‌ها به‌خصوص در نواحی دگرگونی و دگرشکلی است. در کانسار قلعه‌خیم رخداد متابوکسیت به‌صورت عدسی‌های نامنظم در درون مجموعه مرمهرهای کلسیتی-دولومیتی متراکم و توده‌ای نمود داشته است؛ به‌طوری‌که متابوکسیت‌ها در پاکت‌های کارستی از قبل موجود در درون واحد کرنات‌ی برون‌زد دارند (شکل ۷-A و B) به‌همین دلیل بررسی‌های چینه‌شناسی و زمین‌ساختی این متابوکسیت‌ها با پیچیدگی همراه است. در عدسی رخنمون یافته در ترانشه اکتشافی شماره Tr-1،

طولیل شدگی است (شکل ۸- B و C).

حاصل از فرایند دگرشکلی شکننده نیز شامل کاتاکلاستیک، فابریک بودیناژ و دگرشکلی پلاستیک مانند بافت نواری و



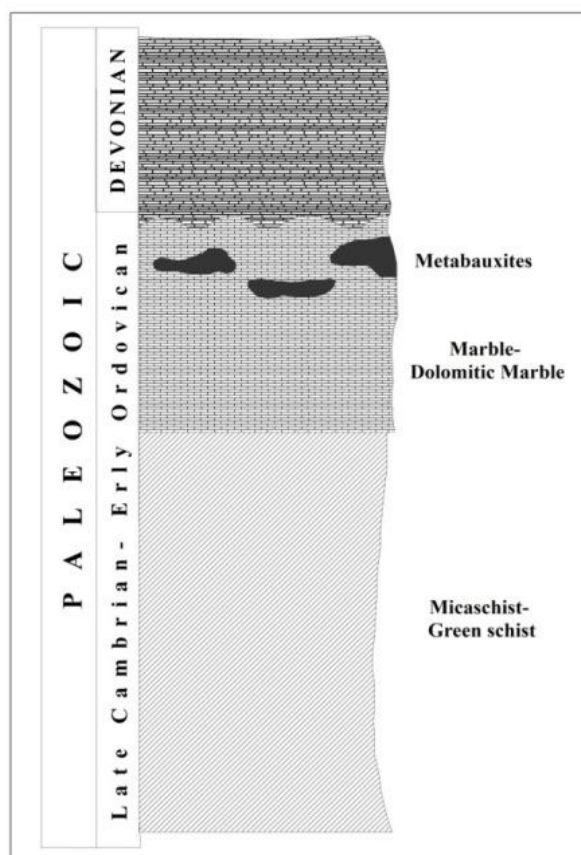
شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از واحدهای سنگی در کانسار قلعه‌خیم، A: تصویر میکروسکوپی از کلریت و مسکویت، B: تصویر میکروسکوپی از کلریت، اپیدوت، سریسیت، روتیل و تورمالین با برگ‌وارگی مشخص، C: بلور پورفایروبلست آندالوزیت که از حاشیه توسط مسکویت ریزدانه جانشین شده است، D: تمرکز کانی‌های مات در امتداد شیستوزیته، E: بلورهای کربنات با بافت گرانوبلاستیک و F: مرزهای بلوری صاف، منحنی و مسطح در مرمها (Ms: مسکویت، Cal: کلسیت، Op: کانی مات، Tur: تورمالین، Rt: روتیل، Ep: اپیدوت، Ser: سریسیت، And: آندالوزیت). اختصارات برگرفته از کرتز (Kretz, 1983)

Fig. 4. Photomicrographs of lithological units at the Qale-Kham ore deposit, A: Photomicrograph of Chlorite and Muscovite, B: Photomicrograph of chlorite, epidote, sericite, rutile and tourmaline with foliation, C: Marginal replacement of andalusite porphyroblast by fine grain muscovite, D: Concentration of opaque minerals in along schistosity, E: Carbonate crystals with granoblastic texture, and F: Grain boundaries of smooth, curve and flat in marbles (Ms: Muscovite, Cal: Calcite, Op: Opaque, Tur: Tourmaline, Rt: Rutile, Ep: Epidote, Ser: Sericite, And: Andalusite). Abbreviations after Kretz (1983)



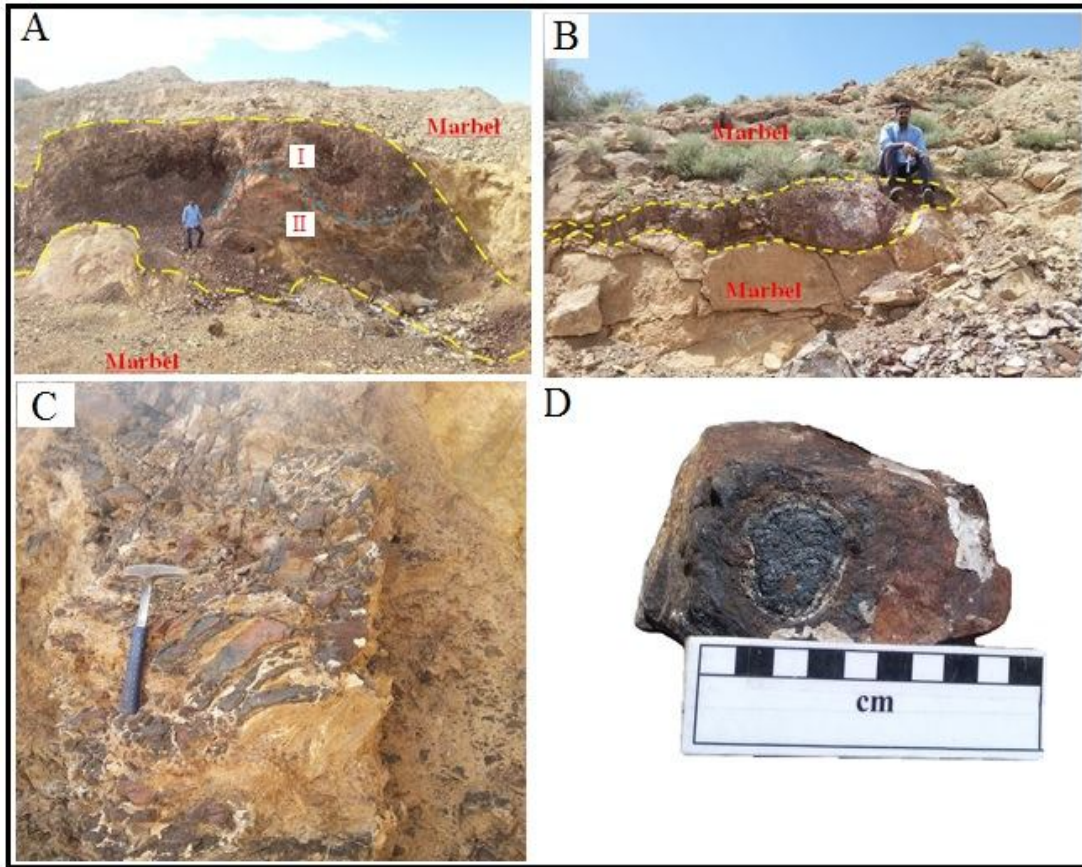
شکل ۵. نمایی از کانسار متابوکسیت قلعه‌خم در واحد مرمری (PZmrb) و شیستی (PZsch)

Fig. 5. Photo showing the Qale-Kham meta-bauxite ore deposits in the marble (PZmrb) and schist (PZsch) units



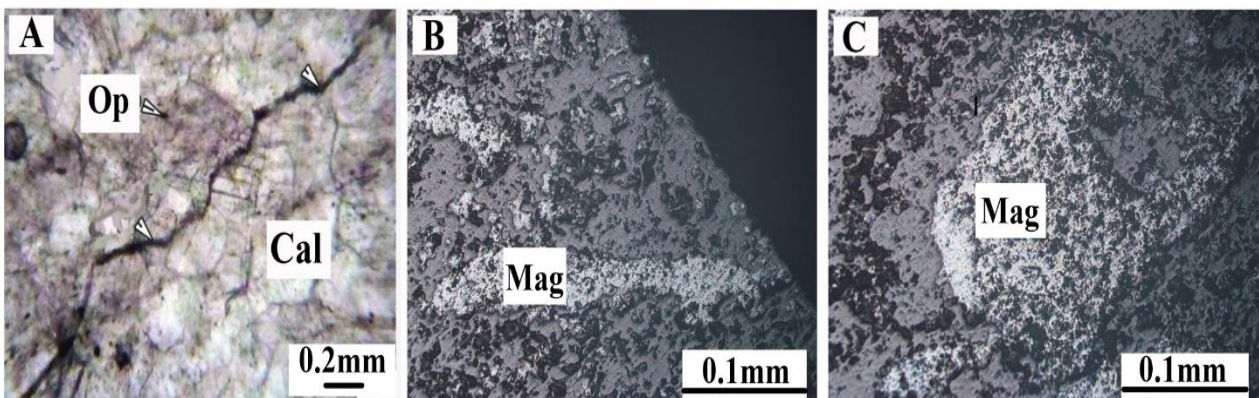
شکل ۶. مقطع عرضی شمتیک افق بوکسیتی در کانسار قلعه خم

Fig. 6. Schematic cross-section of bauxitic horizon in Qale-Kham ore deposit



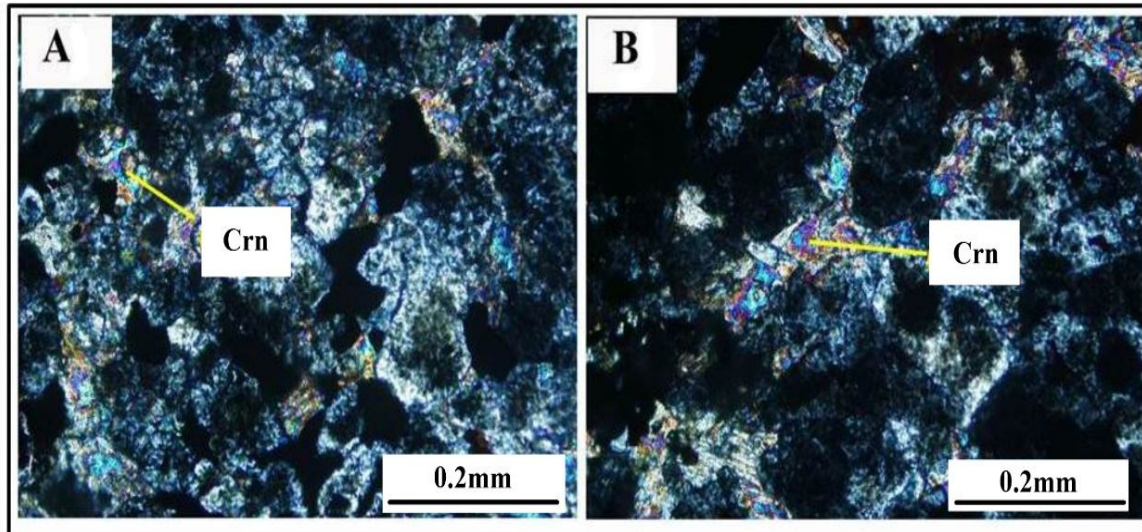
شکل ۷. A و B: نمایی از عدسی‌های متابوکسیتی قلعه‌خیم در فرورفتگی‌های کارستی، C: عملکرد دگرشکلی بر روی عدسی متابوکسیتی و D: نمونه دستی از کانسنگ بوکسیتی حاوی بافت پیزولیتی در کانسار متابوکسیتی قلعه‌خیم

Fig. 7. A and B: Photo showing the Qale-Kham meta-bauxite lenses in the karstic depressions, C: Deformation in meta-bauxite lens, and D: Hand sample of bauxite ore containing of Pisolitic texture in the Qale-Kham meta-bauxite ore deposit



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از بافت‌های متفاوت در کانسار قلعه‌خیم، A: سطوح استیلولیت و تجمع کانی‌های مات در امتداد آن، B: دگرشکلی به صورت طولیل‌شدگی و C: بودین‌شدگی (Op: کانی‌های مات، Cal: کلسیت، Mgt: مگنتیت). علایم اختصاری برگرفته از کرتز (Kretz, 1983)

Fig. 8. Photomicrographs of different texture at the Qale-Kham ore deposit, A: Stylolite Surface and aggregation of opaque minerals in along it, B: Deformation in the form of tension texture, and C: Boudinage (Op = Opaque, Cal = Calcite, Mag = Magnetite). Abbreviation after Kretz (1983)



شکل ۹. A و B: تصویر میکروسکوپی از کانی کوندوم در کانسار قلعه‌خم (Crn: کوندوم). اختصارات برگرفته از کرتز (Kretz, 1983)

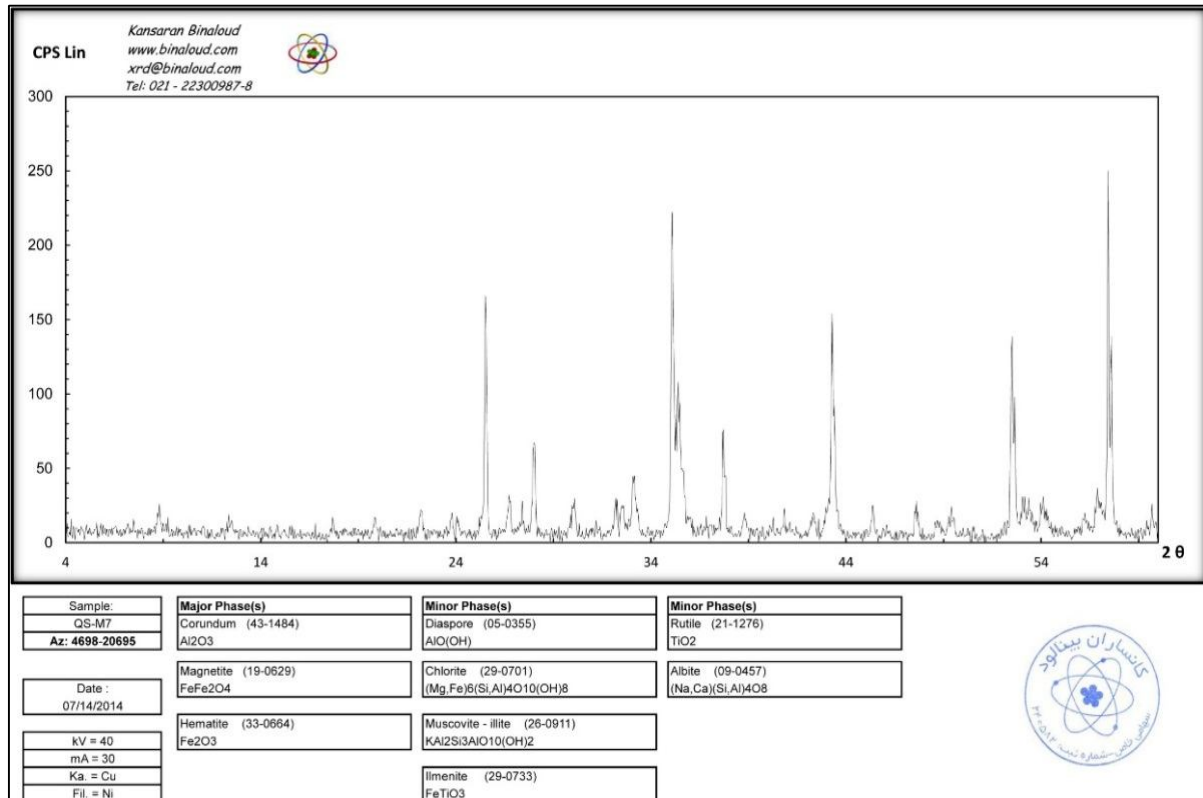
Fig. 9. A and B: Photomicrographs of Corundum mineral at the Qale-Kham ore deposit (Crn: Corundum). Abbreviation after Kretz (1983)

به بوهمیت تبدیل می‌شود (Mongelli and Acquafredda, 1999).

بوهمیت نیز بر اثر تغییر ساختار بلوری ناشی از دیاژنز و تنش‌های ساختاری در شرایط احیایی و اسیدی آب‌های راکد زیرزمینی به کانی دیاسپور تبدیل می‌شود (Temur, 2006). در نهشته بوکسیتی قلعه‌خم کانی‌های آلومینیم‌دار شامل کوندوم و دیاسپور است. حضور این دو کانی نشان‌دهنده رخداد تغییرات بعدی در مراحل پس از تشکیل کانی‌های اولیه است. به اعتقاد باردوسی (Bárdossy, 1982)، کوندوم معمولاً از سنگ‌های اولیه منتج نمی‌شود، این کانی به صورت ثانویه در بوکسیت‌ها تشکیل می‌شود و حاصل دگرگون‌شدن سنگ‌های بوکسیتی است. کانی‌های تیتان‌دار در کانسار قلعه‌خم شامل روتیل، ایلمنیت و آاناتاز است. آاناتاز معمولاً در شرایط اسیدی و احیایی در حضور غلظت‌های پایین عناصر قلیایی یک فاز کانیایی پایدار در گستره شرایط سطحی است (Öztlü, 1983). این کانی در اثر فرایندهای دیاژنتیک و یا رویدادهای دگرگونی به روتیل تبدیل می‌شود (Bárdossy, 1982). با توجه به حضور بیشتر روتیل نسبت به آاناتاز در افق بوکسیتی قلعه‌خم می‌توان تشکیل این کانی را به عملکرد دگرگونی در این کانسار نسبت داد.

رخنمون بزرگ‌ترین عدسی متابوکسیتی در ترانشه اکتشافی شماره Tr-1 به خوبی مشخص است. در این ترانشه، عدسی دارای طول ۳۰ و عرض متوسط ۶ متر است. کانی‌شناسی این افق با برداشت ۷ نمونه و آنالیز آن به روش XRD مورد بررسی قرار گرفته است. نتایج بررسی‌های XRD و میکروسکوپی وجود کانی‌های کوندوم، دیاسپور، مگنتیت، هماتیت، کلریت، کلسیت، کلریتوئید، مگنزبوکلریتوئید، مارگاریت، آاناتاز، مسکویت-ایلیت، ایلمنیت، روتیل، آلپیت و گویت را در افق‌های بوکسیتی منطقه نشان می‌دهد. در شکل ۱۰ الگوی پراش XRD برای یک نمونه انتخابی و در جدول ۱ نتایج آنالیز XRD کمی ۷ نمونه از افق بوکسیتی قلعه‌خم نشان داده شده است.

چنان‌که در نمودار توالی هم‌یافتی کانسار قلعه‌خم (شکل ۱۱) دیده می‌شود، این کانی‌ها در چهار مرحله کانه‌زایی (هوازگی آغازین)، دیاژنتیک، دگرگونی و هوازگی پایانی / سوپرژن تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی فرایند بوکسیتی‌شدن معمولاً با تشکیل گیسیت آغاز می‌شود (Bogatyrev et al., 2009). این کانی بر اثر هوازگی مستقیم و یا سیلیس‌زدایی کائولینیت به‌وجود می‌آید. در ادامه با حاکم‌شدن شرایط احیایی و کاهش pH گیسیت ناپایدار شده است و پس از فشردگی و آب‌زدایی



شکل ۱۰. نمودار پراش پرتو X نمونه QS-M7 از کانسار قلعه‌خیم

Fig. 10. XRD spectra of bauxite sample of QS-M7 from the Qale-Kham ore deposit

جدول ۱. نتایج تجزیه XRD نمونه‌های کانسار قلعه‌خیم

Table 1. Results of XRD analyses at the Qale-Kham ore deposit

| Num. | Sample No. | Major Phase | Minor Phase | Trace Phase |
|------|------------|---------------------------------------|---|-------------------------------|
| 1 | QS-M5 | Calcite, Magnesiochloritoid | Chlorite, Muscovite-Illite | Quartz |
| 2 | QS-M6 | Chlorite, Muscovite-Illite Calcite | Hematite, Rutile, Magnetite, Geothite | - |
| 3 | QS-M7 | Corundum, Magnetite Hematite | Diaspore, Chlorite, Muscovite-Illite, Ilmenite | Rutile, Albite |
| 4 | QS-M8 | Corundum, Margarite | Magnetite, Chlorite, Muscovite-Illite Calcite | Diaspore, Ilmenite, Rutile |
| 5 | QS-M9 | Corundum | Hematite, Diaspore, Chlorite, Ilmenite | - |
| 6 | QS-M10 | Margarite | Chloritoid, Chlorite , Anatase | - |
| 7 | QS-M11 | Corundum | Hematite, Chlorite, Chloritoid, Muscovite- Illite | - |

هواز دگی پایانی تشکیل شده‌اند. به‌طور کلی، فراوانی این گروه از کانی‌ها تابع شرایط Eh و pH محیط طی فرایندهای هواز دگی است (Karadage et al., 2009). حضور کلریتوئید در نهشته بوکسیتی قلعه‌خیم نشانه دیگری از رخداد تغییرات بعدی در مراحل پس از تشکیل کانی‌های اولیه است. این کانی در نتیجه دگرگونی کانسنگ بوکسیتی به‌وجود آمده است.

ایلمنیت در نهشته‌های بوکسیتی دارای مقادیر کمتری نسبت به آناتاز و روتیل است؛ مگر اینکه عواملی مثل دگرگونی باعث ایجاد ازدیاد آن نسبت به دو کانی یادشده شود (Poosti et al., 2011). در کانسار قلعه‌خیم مقادیر بیشتر کانی ایلمنیت در نهشته بوکسیتی را می‌توان به این مسئله نسبت داد. اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در کانسار قلعه‌خیم در چهار مرحله کانه‌زایی (هواز دگی آغازین)، دیاژنتیک، دگرگونی و

| Mineral | Mineralization | Diagenesis | Regional Metamorphism and deformation | Oxidation/supergene enrichment |
|-------------------------|----------------|------------|---------------------------------------|--------------------------------|
| Kaolinite/clay minerals | ————— | ————— | | ——— |
| Diaspore | ----- | ————— | | |
| Anatase | ————— | | | |
| Ilmenite | ----- | ----- | ————— | |
| Hematite | ————— | ————— | | ——— |
| Goethite | ————— | ————— | | ——— |
| Magnetite | | ----- | ————— | |
| Quartz | ————— | ————— | ————— | |
| Pyrite | | ————— | ————— | |
| Corundum | | ----- | ————— | |
| Chloritoid | ----- | ----- | ————— | |
| Rutile | | ————— | ————— | |
| Sericite | | | ————— | |
| Calcite | | | ————— | |

شکل ۱۱. نمایش نمودار شماتیک توالی پاراژنتیکی عمومی کانسار قلعه‌خیم

Fig. 11. Schematic diagram showing generalized paragenetic sequence of the Qale-Kham ore deposit

زمین‌شیمی

آلکالن خاکی مقادیر اندکی را نشان می‌دهند و دلیل آن قابلیت تحرک پذیری بالای این عناصر است. این امر سبب می‌شود تا در خلال هواز دگی شیمیایی این عناصر آب‌شوییده^۱ شوند (Gu et al., 2013). وجود مقادیر بالای Fe_2O_3 در افق‌هایی از این کانسار بیانگر حضور کانی‌های آهن‌دار نظیر هماتیت و گوتیت است. این کانی‌ها در شرایط مناسب Eh- pH در طول فرایند هواز دگی لاتریتی تشکیل می‌شوند (Gu et al., 2013). در

به‌طور کلی از کانسار قلعه‌خیم تعداد ۱۱ نمونه از بخش‌های مختلف افق بوکسیتی برداشت و عناصر اصلی آن به‌روش XRF آنالیز شدند. نتایج حاصل از این آنالیزها بیانگر آن است که بوکسیت‌های قلعه‌خیم حاوی مقادیر ۲۵ تا ۵۸ درصد Al_2O_3 ، ۱۵ تا ۳۴ درصد Fe_2O_3 ، ۳ تا ۱۵ درصد SiO_2 و ۲ تا ۵ درصد TiO_2 هستند (جدول ۲). در این بوکسیت‌ها عناصر آلکالن و

1. Leached

محیط خارج می‌شود. این نکته در تشکیل انباشت‌های بازماندی و اقتصادی آلومین بسیار حائز اهمیت است (Edwards and Atkinson, 1998). ذخایر نوع لاتریتی دارای مقادیر بیشتری از SiO_2 (نظیر زون بوکسیتی کامی‌زالانی^۱ با میانگین ۲۱ درصد SiO_2) نسبت به ذخایر نوع کارستی است. این مسئله به شرایط pH متفاوت آنها وابسته است (Hanilçi, 2013). در کانسار قلعه‌خم میانگین SiO_2 حدود ۹ درصد است که با توجه به کارستی بودن، این کانسار با سایر ذخایر کارستی مشابهت دارد. همبستگی مثبت Al_2O_3 با TiO_2 در غالب نمونه‌ها دیده می‌شود که بیانگر تمرکز بالای کانی‌های تیتانیوم در نمونه‌های غنی از Al_2O_3 است.

شکل ۱۲، نمودار همبستگی Al_2O_3 با دیگر اکسیدهای اصلی همانند TiO_2 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 ترسیم شده است. این نمودارها نشان می‌دهند که Al_2O_3 با SiO_2 و Fe_2O_3 روند منفی نسبی دارد. همبستگی منفی بین Al_2O_3 با SiO_2 پیشنهاد دهنده جدایش این دو عنصر در طی فرایند بوکسیتی شدن است (Gu et al., 2013). با توجه به روند تقریباً منفی بین SiO_2 و Fe_2O_3 نیز مشخص می‌شود که تمرکز کانی‌های آهن‌دار در مقابل آلومینوسیلیکات‌ها کمتر است. این روند منفی نیز بیانگر جدایش این دو عنصر در طی فرایندهای بوکسیتی شدن و رویدادهای پس از آن است؛ به طوری که در شرایط آب‌وهوای گرمسیری و نیمه گرمسیری مرطوب، SiO_2 به دنبال شکسته شدن سیلیکات‌ها از

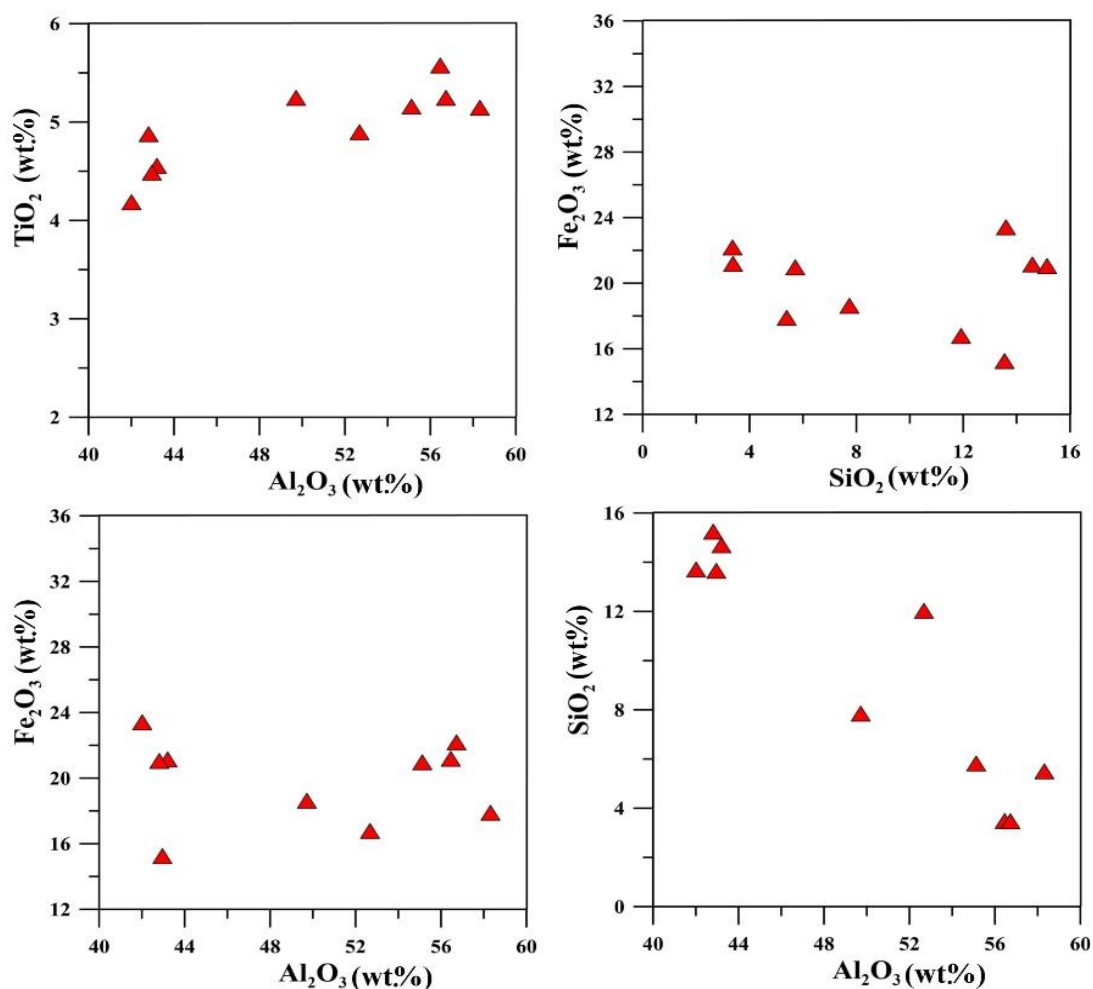
جدول ۲. داده‌های عناصر اصلی (wt.%) کانسار قلعه‌خم

Table 2. Major (wt.%) elements data of the Qale-Kham ore deposit

| Sample NO. | SiO_2 | TiO_2 | Al_2O_3 | Fe_2O_3 | MnO | MgO | CaO | Na_2O | K_2O | P_2O_5 | LOI |
|------------|----------------|----------------|-------------------------|-------------------------|--------------|--------------|--------------|-----------------------|----------------------|------------------------|------|
| 10345 | 14.73 | 2.31 | 47.7 | 34.54 | 0.02 | 0.9 | 1.44 | 0.24 | 0.22 | 0.37 | 4.55 |
| 10346 | 3.38 | 5.55 | 56.46 | 21.02 | 0.02 | 0.27 | 1.54 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 2.83 |
| 10347 | 13.6 | 4.16 | 42.01 | 23.26 | 0.03 | 0.63 | 1.48 | 0.32 | 1.26 | 0.09 | 3.13 |
| 10351 | 5.71 | 5.13 | 55.12 | 20.81 | 0.02 | 0.27 | 1.57 | 0.07 | 0.34 | 0.04 | 1.93 |
| 10352 | 7.74 | 5.22 | 49.72 | 18.46 | 0.03 | 0.73 | 3.86 | 0.04 | 0.37 | 0.02 | 5.84 |
| 10353 | 14.59 | 4.53 | 43.2 | 20.99 | 0.03 | 0.87 | 1.36 | 0.15 | 0.63 | 0.06 | 4.52 |
| 10354 | 3.37 | 5.22 | 56.73 | 22.02 | 0.03 | 0.27 | 0.58 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 2.41 |
| 10355 | 5.39 | 5.12 | 58.32 | 17.73 | 0.04 | 0.53 | 1.66 | 0.01 | 0.14 | 0.06 | 3.86 |
| 10356 | 11.92 | 4.87 | 52.68 | 16.63 | 0.02 | 0.35 | 1.86 | 0.35 | 0.5 | 0.11 | 3.52 |
| 92ZK1127 | 15.14 | 4.85 | 42.81 | 20.89 | 0.05 | 0.67 | 0.47 | 0.23 | 0.78 | 0.04 | 5.03 |
| 92ZK0969 | 13.55 | 4.46 | 42.96 | 15.09 | 0.14 | 1.72 | 5.54 | 0.26 | 0.8 | 0.09 | 8.78 |

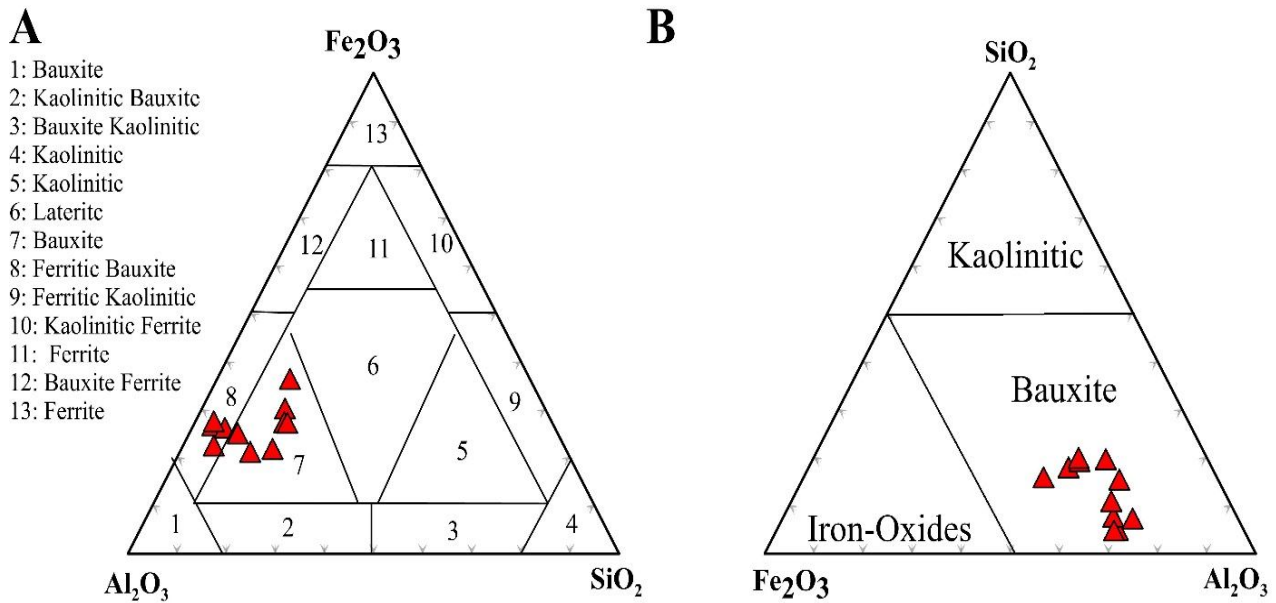
۱۳- A). همچنین ترسیم کانسنگ مورد بررسی در نمودار $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2$ (Mutakyahwaet al., 2003)، نشان می‌دهد که شرایط زمین‌شناسی حاکم، با شست‌وشوی عناصر Si و Fe، باعث غنی‌شدگی Al طی فرایندهای بوکسیتی شدن شده است (شکل ۱۳ - B). شکل ۱۴ نیز شدت فرایند بوکسیتی شدن را نشان می‌دهد (Schellmann, 1982). استفاده از نمودار سه متغیره $SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ نشان می‌دهد که سنگ مادر در طی تبدیل به کانسنگ بوکسیتی در منطقه مورد بررسی متحمل فرایند لاتریتی شدن متوسط تا قوی شده است (شکل ۱۴).

این موضوع نشان می‌دهد که در افق‌های بیشتر هوازده، TiO_2 و Al_2O_3 با توجه به ماهیت نامتحرک آنها تمرکز بیشتری دارند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، حضور کانی‌های تیتاندار (آاناتاز، روتیل و ایلیمینیت) در افق متابوکسیتی قلعه‌خم این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند. این الگوها با آب‌شویی سیلیس و غنی‌شدگی باقی‌مانده آلومینیم و تیتانیم در خلال هوازدگی شیمیایی نیز سازگار است. نمودار تغییرات $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - SiO_2$ به‌طور معمول برای نشان‌دادن درجه لاتریتی شدن و طبقه‌بندی بوکسیت‌ها استفاده می‌شود. بر اساس تقسیم‌بندی کانی‌شناسی (Aleva, 1994) اغلب نمونه‌ها مورد بررسی در گستره بوکسیت و بوکسیت‌های آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل



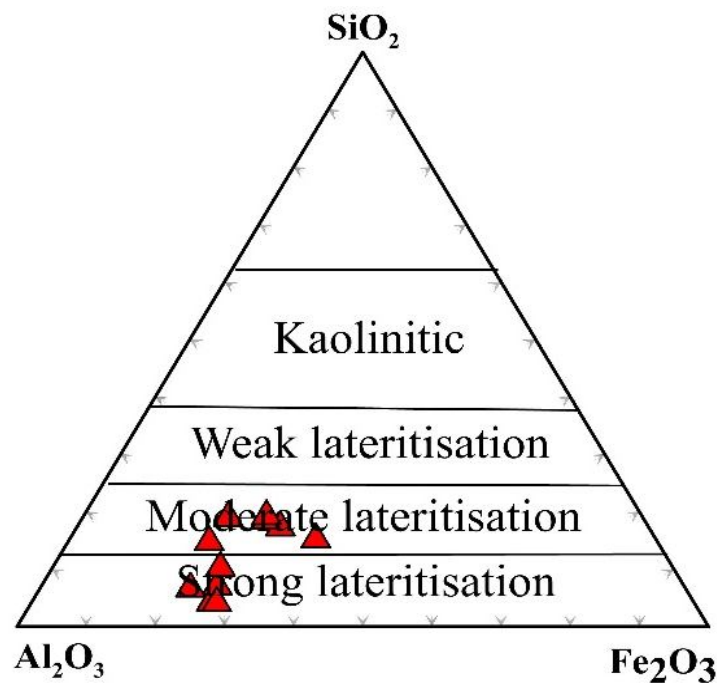
شکل ۱۲. نمودار تغییرات دوتایی Al_2O_3 نسبت به TiO_2 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 نسبت به Fe_2O_3

Fig. 12. Variation diagrams of Al_2O_3 vs TiO_2 , SiO_2 , Fe_2O_3 , and SiO_2 vs Fe_2O_3



شکل ۱۳. A: طبقه‌بندی کانسار بوکسیتی قلعه‌خیم بر روی نمودار سه‌تایی $SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ (Aleva, 1994) و B: موقعیت نمونه‌های کانسار قلعه‌خیم بر روی نمودار سه‌تایی $SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ (Mutakyahwa et al, 2003)

Fig. 13. A: The $Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ triangular diagram showing the mineralogical classification of the bauxite ores in the Qale-Kham area (Aleva, 1994), and B: Position of Qale-Kham ore deposit samples on the $Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$ triangular diagram (Mutakyahwa et al. 2003)



شکل ۱۴. نمودار سه‌متغیره $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3$ که درجات لاتریتی شدن در کانسار قلعه‌خیم را نشان می‌دهد (Schellmann, 1982)

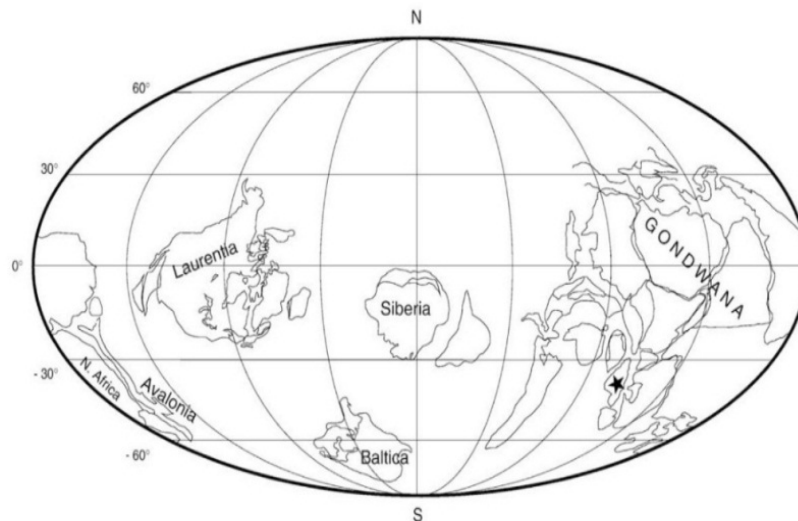
Fig. 14. The $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ triangular diagram of bauxites showing degree of lateritization at Qale-Kham ore deposit (Schellmann, 1982)

نتیجه‌گیری

در دوره کامبرین میانی، پایانی- اردوئیسین آغازین، ایران در جنوب خط استوا و در نزدیکی عرض جغرافیایی ۳۰ درجه قرار داشته و قسمتی از گندوانا و حاشیه جنوبی تتیس را تشکیل داده است (شکل ۱۵) (Ghavidel-syooki and Vecoli, 2008). از ویژگی‌های رسوب‌گذاری این دوره، تشکیل اولین رسوبات دریایی از نوع کربناته در کامبرین میانی و پایانی است (Aghanabati, 2010)؛ به طوری که پیش‌روی دریا از کامبرین میانی آغاز می‌شود. این پیش‌روی به گونه‌ای است که بر روی نهشته‌های با رخساره محیط‌های قاره‌ای وابسته به کامبرین زیرین قرار می‌گیرد. نهشته‌های کامبرین میانی- پسین بیشتر کربناتی و دارای رخساره‌های دریایی کم عمق هستند (Alavi, 1994). در ایران سنگ‌های اردوئیسین گسترش محدود دارند و در بیشتر نقاط سنگ‌های این دوره با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط ناپیوسته از نوع دگرشیبی فرسایشی دارند. وجود برون‌زدهای مشترک سنگ‌های کامبرین و اردوئیسین سبب شده است تا از دیدگاه بسیاری از پژوهشگران زمین‌شناسی، همبری سنگ‌های یادشده

پیوسته در نظر گرفته‌شود؛ در حالی که ناپیوستگی یادشده شواهدی از توقف رسوبی پیش از اردوئیسین را نشان می‌دهد (Aghanabati, 2010). وجود این ناپیوستگی و همچنین حضور ایران در جنوب خط استوا در این دوره زمین‌شناسی می‌تواند به خوبی تشکیل بوکسیت‌های پالئوزوئیک آغازین ایران را توجیه کند.

متابوکسیت‌های غنی از کربندوم قلعه‌خیم با روند تقریبی شمال‌باختری- جنوب‌خاوری به صورت عدسی‌های نامنظم در درون مجموعه مرمرهای کلسیتی- دولومیتی متراکم و توده‌ای رخنمون دارد؛ به عبارت دیگر کانسنگ‌های متابوکسیت در پاکت‌های کارستی از قبل موجود در درون واحد کربناتی یافت می‌شوند. بر اساس شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، ساخت-بافت و ژئوشیمی بیانگر آن است که کانسار قلعه‌خیم پس از تشکیل تحت تأثیر حرکات زمین‌ساختی سیمیرین دچار دگرگونی و دگرشکلی شده است.

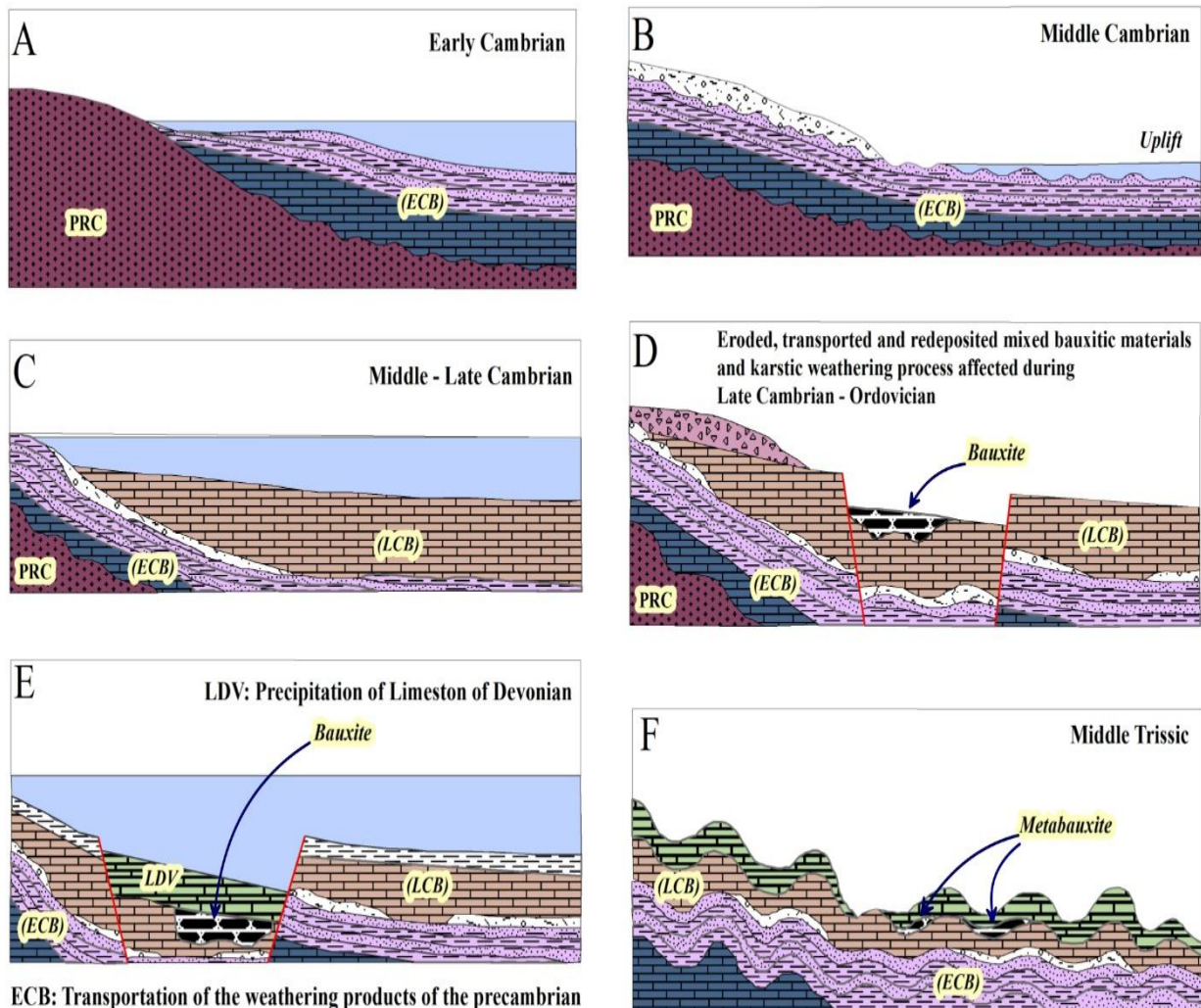


شکل ۱۵. مدل پالئوژئوگرافی توزیع قاره‌ها در طول زمان کامبرین (بر اساس نقشه اسکاتیز و مک‌گرو (Scotese and McKerrow, 1991) اصلاح شده توسط قویدل سیوکی و ویکلی (Ghavidel-syooki and Vecoli, 2008)، بر طبق داده‌هایی از ویلیامز (Williams, 1997)، ماکزی دولوسکا (Moczydlowska, 1997) و کاکس و ترسوویک (Cocks and Torsvik, 2005))، موقعیت محدوده مورد بررسی با علامت ستاره مشخص شده است.

Fig. 15. Palaeogeographical model of continental mass distribution during Cambrian times (based on the map of Scotese and McKerrow, 1991 modified by "Ghavidel-syooki and Vecoli, 2008" according to further data from Williams, 1997; Moczydlowska, 1997; Cocks and Torsvik, 2005)) showing position of study area (star).

بوکسیتی کانسار قلعه‌خم شدند. در ناحیه قلعه‌خم هم‌زمان با تشکیل عوارض کارستی بر روی واحدهای کربناته مواد بوکسیتی در نواحی مجاور در حال تشکیل بودند که پس از حمل در داخل کارست‌های کم عمق به دام می‌افتند و سپس با توجه به زه‌کشی خوب عوارض کارستی، این مواد به شدت هوازده شده و دوباره بوکسیتی می‌شوند (شکل ۱۶- A, B, C, D, E, F).

در واقع بوکسیت قلعه‌خم را می‌توان متابوکسیتی در نظر گرفت که نخست در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب تشکیل شده است و سپس علاوه بر تحمل فرایندهای دیاژنتیکی، دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای شده و در آن مجموعه کانیایی جدید با ماهیت دگرگونی پدیدار شده است. در ناحیه مورد بررسی این خشکی‌زایی مجدد سبب شد تا واحدهای کربناته تحت تأثیر سیالات جوی، به خصوص در بخش‌های بالایی به شدت کارستی شوند. این عوارض کارستی محلی مناسب برای تشکیل افق



ECB: Transportation of the weathering products of the precambrian and deposition of the Early Cambrian Limestone, Shale, Sandstone

LCB: Precipitation of Limestones of Middle-Late Cambrian

شکل ۱۶. مدلی شماتیک از سازوکار تشکیل کانسار قلعه‌خم

Fig. 16. Schematic model showing the formation mechanisms of the Qale-Kham ore deposit

شده است (شکل ۱۶-F). در واقع بوکسیت قلعه‌خم را می‌توان متابوکسیتی در نظر گرفت که نخست در شرایط آب‌وهوایی گرم و مرطوب تشکیل شده و سپس علاوه بر تحمل فرایندهای دیاژنتیکی، دستخوش دگرگونی ناحیه‌ای شده و مجموعه کانیاپی جدید با ماهیت دگرگونی پدیدار شده است و در پایان بعد از بالاآمدگی منطقه دچار فرایندهای هوازدگی و سوپرژن شده است.

در حد بین تریاس میانی و بالایی، فاز فشارشی سیمیرین پیشین، ایران را تحت تأثیر قرار داده است که در نتیجه به‌طور محلی بالازدگی‌ها، چین خوردگی‌ها و دگرگونی‌هایی رخ داده است. به‌طور کلی، این دگرگونی چندان شدید نبوده و در حد رخساره شیست سبز است (Aghanabati, 2010). به‌نظر می‌آید این فاز در ناحیه مورد بررسی موجب دگرگونی، دگرشکلی و گسل خوردگی سنگ‌های تشکیل دهنده و افق بوکسیتی قلعه‌خم

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction – dominated process. *Geological Magazine*, 148(5–6): 692–725.
- Alavi, M., 1994. Tectonic of the zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Aleva, G.J.J., 1981. Essential differences between the bauxite deposits along the southern and northern edges of the Guiana Shield, South America. *Economic Geology*. 76(5): 1142–1152.
- Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen, Netherlands, 169 pp.
- Aghanabati, A., 2010. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp.
- Bárdossy, G., 1982. Karst bauxites. Elsevier, Amsterdam, 441 pp.
- Bárdossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.
- Berberian, M. and King, G.C., 1981. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2): 210–265.
- Bogatyrev, B.A., Zhukov, V.V. and Tsekhovskiy, Y.G., 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. *Lithology and Mineral Resources*, 44(2): 135–151.
- Boulangé, B., Bouzat, G. and Pouliquen, M., 1996. Mineralogical and geochemical characteristics of two bauxitic profiles, Fria, Guinea Republic. *Mineralium Deposita*, 31(5): 432–438.
- Calagari, A.A. and Abedini, A., 2007. Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite horizon at Kanisheeteh, east of Bukan, West-Azarbaidjan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 94(1): 1–18.
- Cocks, L.R.M. and Torsvik, T.H., 2005. Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth–Science Reviews*, 72(1-2): 39–66.
- Dill, H.G., 2010. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth–Science Reviews*, 100(1): 1–420.
- Dunkl, I., 1992. Origin of Eocene-covered karst bauxites of the Transdanubian Central Range (Hungary); evidence for early Eocene volcanism. *European Journal of Mineralogy*, 4(3): 581–595.
- Edwards, R. and Atkinson, K. (translated by Moor, F. and Nekouvaght–Tak, M.A.), 1998. *Ore Deposit Geology*. Shiraz University Press, Shiraz, 722 pp.
- Emamali-pour, A. and Mirmohammadi, M.S., 2011. Mineralogy and geochemistry of corundum-bearing metabauxite-laterite from Heydarabad, SE Urmia, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 59–72. (in Persian with English abstract)
- Feenstra, A., Sämman, S. and Wunder, B., 2005. An experimental study of Fe–Al solubility in the system corundum-hematite up to 40 kbar and 1300°C. *Journal of Petrology*, 46(9): 1881–1892.

- Feenstra, A. and Wunder, B., 2002. Dehydration of diasporite to corundite in nature and experiment. *Geology*, 30(2): 119–122.
- Ghavidel-syooki, M. and Vecoli, M., 2008. Palynostratigraphy of Middle Cambrian to lowermost Ordovician stratal sequences in the High Zagros Mountains, southern Iran: Regional stratigraphic implications, and palaeobiogeographic significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 150(1–4): 97–114.
- Golani, P.R., 1989. Sillimanite-corundum deposits of Sonapahar, Meghalaya, India: a metamorphosed Precambrian Paleosol. *Precambrian Research*, 43(3): 175–189.
- Grubb, P.L.C., 1973. High-level and low-level bauxitisation: a criterion for classification. *Mineral Science Engineering*, 5(2): 219–231.
- Gu, J., Huang, Z., Fan, H., Jin, Z., Yan, Z. and Zhang, J., 2013. Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng'an–Daozhen area, Northern Guizhou Province China. *Journal of Geochemical Exploration*, 130(6): 44–59.
- Guilbert, J.M. and Park, C.F. (translated by Alirezai, S.), 1986. The geology of ore deposits. Amirkabir Press, Tehran, 983 pp.
- Haniççi, J., 2013. Geological and geochemical evolution of the Bolkardağı bauxite deposits, Karaman, Turkey: Transformation from shale to bauxite. *Journal of Geochemical Exploration*, 133(3): 118–137.
- Hutchison, C.S., 1983. Economic deposits and their tectonic setting. Macmillan Press, London, 365 pp.
- Karadage, M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V. and Doyen, A., 2009. Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-southern Turkey). *Chemie der Erde Geochemistry*, 69(2): 143–159.
- Kretz, R., 1983. Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68(2): 277–279.
- Mehdipourghazi, J. and Moazzen, M., 2015. Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24(5): 513–528.
- Moczydlowska, M., 1997. Proterozoic and Cambrian successions in Upper Silesia: An Avalonian terrane in southern Poland. *Geological Magazine*, 134(5): 679–689.
- Mohajjel, M., 1997. Structure and Tectonic Evolution of Palaeozoic- Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Ph.D. Thesis, The University of Wollongong, New South Wales, Australia, 224 pp.
- Mongelli, G. and Acquafredda, P., 1999. Ferruginous concretions in a Late Cretaceous karst bauxite: composition and conditions of formation. *Chemical Geology*, 158(3–4): 315–320.
- Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R. and Mruma, A.H., 2003. Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto District, Usambara Mountains, Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*, 36(4): 357–369.
- Nutman, A.P., Mohajjel, M., Bennett, V.C. and Fergusson, C.L., 2013. Gondwanan Eoarchean–Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 51(3): 272–285.
- Özlu, N., 1983. Trace-element content of 'Karst Bauxites' and their parent rocks in the Mediterranean Belt. *Mineralium Deposita*, 18(3): 469–476.
- Poosti, M., Khakzad, A. and Fadaeian, M., 2011. Bauxite and deposits in Iran. University of Hormozgan, Hormozgan, 229 pp.
- Ramezani, J. and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science*, 303(7): 622–665.
- Rouzbeh-Kargar, S., 1997. Chemical and mineralogical composition of alamut bauxite deposit in Qazvin area and comparing it with known bauxites in Iran. 8th International Congress of The International Committee for Study of Bauxite, Alumina and Aluminium, Milan, Italy.
- Sabzehei, M., Nazem-zadeh, M., Roshan-Ravan, J., Azizan, H. and Navazi, M., 1994. Geological map of Khabr, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Sabzehei, M., Nazem-zadeh, M., Roshan-Ravan, J., Azizan, H. and Navazi, M., 1996. Geological map of Baghat, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.

- Schellmann, A., 1982. Considerations on the definition and classification of Laterites. Proceeding of International Union of Geological Sciences /United Nations Education, Scientific and Cultural Organization, Seminar on Laterisation Processes, Paris, French.
- Scotese, C.R. and McKerrow, W.S., 1991. Ordovician plate tectonic reconstructions. In: C.R. Barnes and S.H. Williams (Editors), Advances in Ordovician geology. Geological Survey of Canada, Toronto, pp. 271–282.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Tectonostratigraphic units of southeastern part of the Sanandaj-Sirjan Zone. *Geosciences*, 24(95): 243-252. (in Persian with English abstract)
- Taylor, G. and Eggleton R.A., 2008. Genesis of pisoliths and of the Weipa Bauxite deposit, northern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 55(1): 87–103.
- Temur, S., 2006. A geochemical approach to parent rocks of the Maşatdağı diasporic bauxite, Alanya, Antalya, southern Turkey. *Geochemistry International*, 44(9): 941–952.
- Valton, I., 1973. Pre-bauxite red sediments and the underlying sediments of suriname and Guyana. *Geologie en Mijnbouw*, 52(2): 317–334.
- Williams, K.E., 1997. Early Paleozoic paleogeography of Laurentia and western Gondwana: evidence from tectonic subsidence analysis. *Geology*, 25(8): 747–750.
- Yu, W., Wang, R., Zhang, Q., Du, Y., Chenb, Y. and Liang, Y., 2014. Mineralogical and geochemical evolution of the Fusui bauxite deposit in Guangxi, South China: From the original Permian orebody to a Quarternary Salento-type deposit. *Journal of Geochemical Exploration*, 146(8): 75–88.
- Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M. and Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 34(4): 521–532.
- Zarasvandi, A., Froghiniya, A., Pourkaseb, H., Charchi, A. and Salamabellahi, S., 2013. Micromorphological and formation process of Pisolitic bauxite deposits of Dehdasht area. *Journal of Economic Geology*, 5(1): 137–152. (in Persian with English abstract)



Geological and mineralogical evolution of Lower Paleozoic (Late Cambrian) Corundum-Rich Metabauxite in the Southeast Sirjan, Sanandaj-Sirjan Zone

Mohsen Mobasheri*, Fardin Mousivand and Mojtaba Rostami Hussory

Department Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Submitted: Nov. 29, 2017

Accepted: Oct. 14, 2017

Keywords: *Metabauxite, Corundum, Paleozoic, Qale-Kham, Sanandaj- Sirjan*

Introduction

Bauxite deposits in Iran are dominantly hosted by Late Triassic-Early Jurassic sequences in the Alborz zone and Late Cretaceous in the Zagros zone (e.g., Zarasvandi et al., 2008). Metamorphosed bauxite deposits in Iran are very rare, such as Heidarabad corundum-rich deposit (Emamali-pour, and Mirmohammadi, 2011). The Qale-Kham ore deposit is the first report of bauxite mineralization in the Early Paleozoic sequences of Sanandaj- Sirjan zone. In southeastern Sirjan (Qale-Kham area), karstic pockets of Late-Cambrian metabauxites embedded in carbonate rocks. The corundum-rich metabauxites are very rare in the world. Bauxite deposits can be classified into three main groups: lateritic, sedimentary and karstic-types. The karstic bauxite deposits have formed on the paleokarstic surface of carbonates (Bárdossy, 1982; Bárdossy and Aleva, 1990; Bogatyrev et al., 2009). The aim of this paper is to discuss genesis of the Qale-Kham bauxite deposit based on geological, petrographic, mineralogical and geochemical evidences.

Materials and Methods

A number of 95 samples were collected from the bauxite lenses in the Qale-Kham ore deposit. Optical microscopic investigations were conducted on 40 thin sections, 35 thin-polished sections and 20 polished sections of the samples using a Zeiss optical microscope equipped at the

Shahrood University of Technology. Mineralogical analyses were done by X-ray diffractometer equipped with a CuK α tube and monochromator (XRD Philips PW 1800) at the Kansaran Binaloud Company. The concentration of the major elements in the samples was determined using a wavelength X-ray fluorescence spectrometer (XRF Philips PW 1480) at the Kansaran Binaloud Company.

Discussion

In the Qale-Kham area, the rock units consist of amphibolite, mica schist, chlorite schist, epidotic schist and marble. The ores are mainly massive; however, pisolitic texture was observed in the deposit. Detailed mineralogical analyses of the Qale-Kham metabauxite deposit have been performed by optical microscopy and X-ray diffraction (XRD) studies. XRD results show that ore at the metabauxite deposits is composed of corundum, diaspore, chloritoid, opaque minerals (magnetite, hematite, ilmenite, and rutile), white mica (margarite, muscovite), goethite and limonite.

Mineralogy of ores (such as corundum) and textures are representative of the impact of a metamorphic event on bauxite ores. This metamorphism and deformation has created structures, textures and formation of new minerals such as corundum and magnetite in the Qale-Kham ore deposit. The ores are mainly composed of Al₂O₃ (25–58%), SiO₂ (3–15%), Fe₂O₃ (15–

*Corresponding authors Email: mobasheri.mohsen@yahoo.com

34%) and TiO_2 (2–5%). Alkalis and alkali earth elements show low values, probably because these elements are highly mobile and have usually leached out during chemical weathering (Gu et al., 2013).

The triangular variation diagrams of Al_2O_3 – SiO_2 – Fe_2O_3 are commonly used to show the degree of lateritization, mineral control and bauxite classification. Based on the mineralogical classification of Aleva (1994), most of the bauxite samples in the studied areas fall within the bauxite and ferritic bauxite fields. The chemical composition of corundum-rich metabauxites in Qale-Kham is nearly similar to those of other karst bauxite and karstic metabauxite such as corundum-rich metabauxites of the Menderes Massif (e.g., Özlü, 1983). They show generally strong enrichment in Al_2O_3 , Fe_2O_3 and strong depletion in K_2O , Na_2O contents. Overall, the studied corundum-rich metabauxites at Qale-Kham can be classified as karstbauxites based upon their geological, mineralogical and geochemical characteristics.

Results

Corundum-rich metabauxite of Qale-Kham in the best outcrop is located at the SE Sirjan town. The metabauxite formed in the Paleozoic metamorphosed carbonate sequences of the South Sanandaj-Sirjan zone as karst-type deposits. Based on petrological and X-ray studies, the Qale-Kham ores consist of corundum, diaspore, chloritoid, opaque minerals (magnetite, hematite, ilmenite and rutile), white mica (margarite and muscovite), goethite and limonite.

These studies suggest that the Qale-Kham ore deposit has been formed under suitable climatic conditions in the late Cambrian. This deposit has been metamorphosed and deformed due to the effect of early Cimmerian orogenic movements.

References

- Aleva, G.J.J., 1994. Laterites: concepts, geology, morphology and chemistry. International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen, Netherlands, 169 pp.
- Bárdossy, G., 1982. Karst bauxites. Elsevier, Amsterdam, 441 pp.
- Bárdossy, G. and Aleva, G.J.J., 1990. Lateritic bauxite. Elsevier, Amsterdam, 624 pp.
- Bogatyrev, B.A., Zhukov, V.V. and Tsekhovsky, Y.G., 2009. Formation conditions and regularities of the distribution of large and superlarge bauxite deposits. *Lithology and Mineral Resources*, 44(2): 135–151.
- Emamali-pour, A. and Mirmohammadi, M.S., 2011. Mineralogy and geochemistry of corundum-bearing metabauxite-laterite from Heydarabad, SE Urmia, NW Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 59–72. (in Persian with English abstract)
- Gu, J., Huang, Z., Fan, H., Jin, Z., Yan, Z. and Zhang, J., 2013. Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng'an–Daozhen area, Northern Guizhou Province China. *Journal of Geochemical Exploration*, 130(6): 44–59.
- Özlü, N., 1983. Trace-element content of 'Karst Bauxites' and their parent rocks in the Mediterranean Belt. *Mineralium Deposita*, 18(3): 469–476.
- Poosti, M., Khakzad, A. and Fadaeian, M., 2011. Bauxite and deposits in Iran. University of Hormozgan, Hormozgan, 229 pp.
- Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M. and Alizadeh, B., 2008. Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 34(4): 521–532.