

سنگ‌های دیاباز منشأ عمده افق بوکسیتی پرمو-تریاس در قپی، غرب میاندوآب، آذربایجان غربی، ایران

علی اصغر کلاگری، علی عابدینی: دانشگاه تبریز
محسن مؤذن: انیستیتو تحقیقاتی علوم پایه، تبریز

چکیده

افق بوکسیتی قپی در غرب میاندوآب، در جنوب استان آذربایجان غربی، شمال غرب ایران واقع شده است. این افق به صورت استراتیفورم در مرز بین سنگ‌های کربناتی پرمین و شیلی-آهکی تریاس قرار دارد. بالا آمدگی در پرمین فوقانی، سنگ‌های قبل از پرمین را در معرض هوازدگی و بوکسیتی شدن قرار داده است. بر اساس شواهد صحرایی و بررسی‌های پتروگرافیک پنج نوع رخساره بوکسیتی در این افق تشخیص داده شده است. مقادیر کانی‌های نورماتیو و فرایندهای شیمیایی، نحوه شکل‌گیری کانی‌های بوکسیتی را در این افق مشخص می‌کنند. یافته‌های شیمیایی و ضرایب همبستگی نشان می‌دهند که عناصر Al، Ti، Zr و Nb در طی فرایند بوکسیتی شدن به صورت بی‌تحرک عمل کرده‌اند. محاسبات تغییرات جرم عناصر در واحدهای بوکسیتی قپی نشان می‌دهند که مقادیر چشم‌گیری از عناصر Si، Ca، Mg، Na، P و K از سیستم خارج شده‌اند. بر اساس نسبت‌های عناصر بی‌تحرک، سنگ‌های دیابازی منطقه منشأ اصلی افق بوکسیتی قپی بوده و حداقل ضخامتی حدود ۱۷ متر از آن در طی فرایندهای هوازدگی و بوکسیتی شدن مصرف شده است.

مقدمه

در تجمعات بازماندی^۱ کان‌سنگ‌های بوکسیت، آلومینیوم در محدوده pH ۵ تا ۹ معمولاً عنصری بی‌تحرک شناخته می‌شود [۱۱]، [۱۷]. تنها با استفاده از رفتار آلومینیم نمی‌توان منبع نهشت بوکسیتی را به تیپ سنگی یا واحد سنگی خاصی نسبت داد و یا محاسبات تبادل جرم دقیقی برای فرایندهای بوکسیتی شدن انجام داد [۱۴]. عناصری مانند Ti، Zr، Nb، Th و Cr در بعضی از شکل‌های آلتراسیون هیدروترمالی اطراف کانسارهای فلزی بی‌تحرک بوده [۱۳]، [۱۵]، از این رو از توزیع آن‌ها می‌توان برای تعیین سنگ مادر بوکسیت بهره گرفت. تکنیک‌های ژئوشیمیایی عناصر بی‌تحرک می‌توانند به شناسایی تیپ نهشته و تعیین سنگ مادر به عنوان عامل مهمی در تشکیل بوکسیت کمک کنند.

واژه‌های کلیدی: بوکسیت زایی، میاندوآب، لاتریتی شدن، رخساره بوکسیتی، کلونید آلوموزل

۱-residual

بررسی‌های مقدماتی بر روی نهشته بوکسیت قبی در غرب میاندوآب شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی مهاباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ توسط افتخارنژاد (۱۹۷۳) بوده که در آن سن این نهشته را یرمو-تریاس تعیین نموده است. عابدینی (۱۳۸۱) این نهشته را از تیپ ذخایر بوکسیتی نادری می‌داند که در پروفیل بوکسیتی خود فاقد ساختارهای پیژولیتی و اتولیتی است. کلاگری و همکاران (۱۳۸۲) این نهشته را جزء ذخایر بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای معرفی نموده و محدوده تغییرات pH را از حدود ۶ تا ۸ و Eh را از حدود +۰/۱ تا +۰/۶ در تشکیل آن محتمل دانسته‌اند. کارهای قبلی نشان می‌دهند که بررسی‌های اندکی در مورد ماهیت سنگ مادر نشسته بوکسیت قبی صورت گرفته است.

در این بررسی از عناصر Nb و Zr، Ti برای تعیین نحوه تغییرات جرم عناصر در تشکیل بوکسیت، مراحل مختلف فرایندهای بوکسیتی شدن، فرایندهای ژنتیکی موثر در شکل‌گیری کانی‌های آلومینیوم و نهایتاً بررسی طبیعت سنگ مادر بوکسیت قبی استفاده شده است.

روش

در امتداد پنج پروفیل زمین‌شناسی عمود بر لایه بوکسیتی به طور سیستماتیک نمونه‌گیری به عمل آمد و در مجموع ۷۵ نمونه سنگی برداشت گردید که از بین آن‌ها ۲۵ نمونه برای تهیه مقاطع نازک و ۲۱ نمونه برای تهیه مقاطع صیقلی انتخاب شدند. همچنین در ۷ نمونه از روش پراش پرتو X (XRD) جهت شناسایی کانی‌های سازنده بوکسیت و در ۲۶ نمونه آنالیزهای XRF و شیمی تر جهت تعیین مقادیر عناصر سازنده بوکسیت صورت گرفت. بوکسیت‌ها حاوی مقادیر زیادی از عناصر Al، Si، Fe، Ti، Zr، Nb و Cr هستند. بعضی از این عناصر مانند Al، Ti، Zr، Nb و Th بی‌تحرك هستند و غلظت آن‌ها در طی فرایند بوکسیتی شدن افزایش می‌یابد. عناصری مانند Fe و Ni تا حدی متحرك هستند و تمرکز آن‌ها اتفاقی است. Si و Mg و K اغلب عناصر اصلی و جزئی متحرك هستند و در طی پروسه بوکسیتی شدن از سیستم خارج می‌شوند. نسبت عناصر بی‌تحركی مانند Al/Ti و Ti/Zr در بوکسیت مانند نسبت آن‌ها در سنگ مادر بوکسیت است [۲۰] به طوری که از این نسبت‌ها می‌توان برای تشخیص سنگ مادرهای مختلف استفاده کرد. این نسبت‌ها آرایه‌های خطی^۱ با همبستگی خیلی بالا به وجود آورده و نقطه مربوط به سنگ مادر را در بر می‌گیرند [۱۴]. عناصر بی‌تحرك همچنین می‌توانند برای بررسی کمی تغییرات شیمیایی و تغییرات جرم رخ داده در طی فرایند آلتراسیون مورد استفاده قرار گیرند [۱۳]. تغییرات عناصر متحرك در مقابل یک عنصر بی‌تحرك محاسبه می‌شود. بدین منظور ابتدا فاکتور غنی‌شدگی^۲ سپس ترکیب بازسازی شده^۳ و نهایتاً تغییرات جرم^۴ هر یک از عناصر برای هر نمونه و با استفاده از فرمول‌های آرایه شده توسط مک‌لین^۱ که در زیر آمده‌اند محاسبه شده‌اند.

۱ - linear arrays ۲ - Enrichment Factor ۳ - Reconstructed Composition ۴ - Mass change

فراوانی عنصر بی‌تحرك مورد نظر در نمونه بوکسیتی/ فراوانی عنصر بی‌تحرك مورد نظر در سنگ

مادر = (فاکتور غنی‌شدگی) E. F.

فراوانی اکسید بر اساس در صد وزنی در هر نمونه \times E.F. = (ترکیب بازسازی شده) R.C.

فراوانی عنصر در سنگ مادر بر حسب در صد وزنی - R.C. = (تغییر جرم) M.C.

زمین‌شناسی منطقه

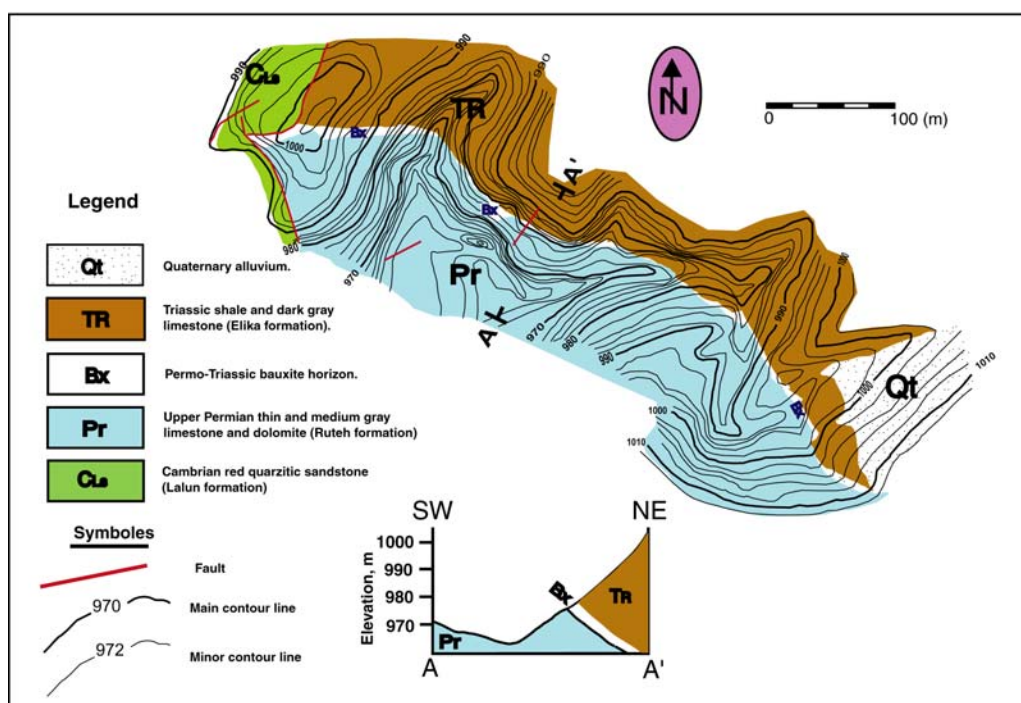
منطقه قبی در شمال غرب ایران، در جنوب استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی $36^{\circ}54'$ تا $36^{\circ}58'$ عرض شمالی، در 22 کیلومتری غرب شهرستان میاندواب واقع گردیده است. این منطقه از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) در زون خوی-مهاباد قرار می‌گیرد و در واقع بخشی از ایالت کوچک بوکسیتی جنوب استان آذربایجان غربی است.

بارزترین واحدهای سنگی منطقه بررسی شده به ترتیب قدیم به جدید شامل سازندهای دولومیتی سلطانیه، شیلی-ماسه‌سنگی باروت، شیلی زاگون، ماسه‌سنگی لالون، کربناتی-شیلی میلا، ماسه‌سنگی درود، کربناتی روته، کربناتی-شیلی الیکا، آهکی و ولکانیکی کرتاسه، جریان‌های بازالتی، تراکیتی، آندزیتی پلیو-کواترنر و رسوبات دوران چهارم هستند. شایان ذکر است در مرز بین سازندهای میلا و درود یک نوار آذرین مافیک با ترکیب دیابازی به ضخامت تقریبی 30 متر برون‌زد دارد. در مرز بین سازندهای روته و الیکا، افق بوکسیت قبی به شکل استراتیفورم با روند ساختاری NW-SE (شکل ۱) و شیب متوسط 35° به سمت شمال‌شرق و ضخامت حدود 8 الی 17 متر با رنگ‌های کرم، کرم مایل به سبز، قرمز و قرمز قهوه‌ای در سطح زمین نمایان است و به دلیل قرارگیری در یال یک چین در مقیاس ناحیه‌ای، متحمل فشارهای تکتونیکی شدید شده و به همراه طبقات دربرگیرنده خود شدیداً شکافدار شده است [۲]. این افق بر اساس رنگ و مشخصات بافتی از پنج رخساره سنگی مجزا تشکیل شده است که به ترتیب از پایین به بالا شامل افق‌های سنگ آهن بوکسیتی زیرین^۱ LBI، بوکسیت قرمز^۲ RB، بوکسیت پلیتومورفیک^۳ PB، سنگ آهن بوکسیتی بالایی^۴ UBI و بوکسیت کرم مایل به سبز^۵ GCB است.

در نمونه‌های برداشت شده از افق‌های بوکسیت کرم مایل به سبز (GCB) و پلیتومورفیک (PB) در مقیاس دستی، بافت‌های ماکروسکوپیکی پلیتومورفیک (شکل ۲) و جریانی تشخیص داده شدند. ساختارهای مشاهده شده در بوکسیت‌های کارستی [۶] همچون لایه‌بندی تدریجی، لایه‌بندی مورب، لامیناسیون‌های ظریف در واحدهای

۱-MacLean ۲-Lower Bauxitic Ironstone ۳-Red Bauxite ۴-Pelitimorphic Bauxite
۵-Upper Bauxitic Ironstone ۶-Greenish Cream Bauxite

بوکسیتی به ویژه در گودی‌ها و فرورفتگی‌ها، و همچنین میان لایه‌هایی از سنگ‌های کربناتی بین واحدهای بوکسیتی، و بافت‌های ماکروسکوپیک مانند کنگلومرای، آگلومرای و برشی در افق بوکسیتی قبی مشاهده نشد. ویژگی‌های مذکور نشان می‌دهد که همه تغییرات مرتبط با فرایندهای دیازنتیک، اپیژنتیک و سوپرژن در تشکیل این افق به صورت درج‌ازا^۱ صورت گرفته‌اند. بالا بودن مقدار کانی هماتیت در نمونه‌های دستی مربوط به واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوقانی (LBI, UBI) و قاعده افق بوکسیتی کرم مایل به سبز (GCB) حاکی از آن است که سنگ مادر این نهشته می‌بایست سنگی غنی از آهن بوده باشد. همچنین به دلیل ساختار لایه‌ای افق بوکسیتی و سازند روته می‌توان ادعا کرد که لایه‌بندی افق بوکسیتی توسط لایه‌بندی سنگ بستر کنترل شده است.



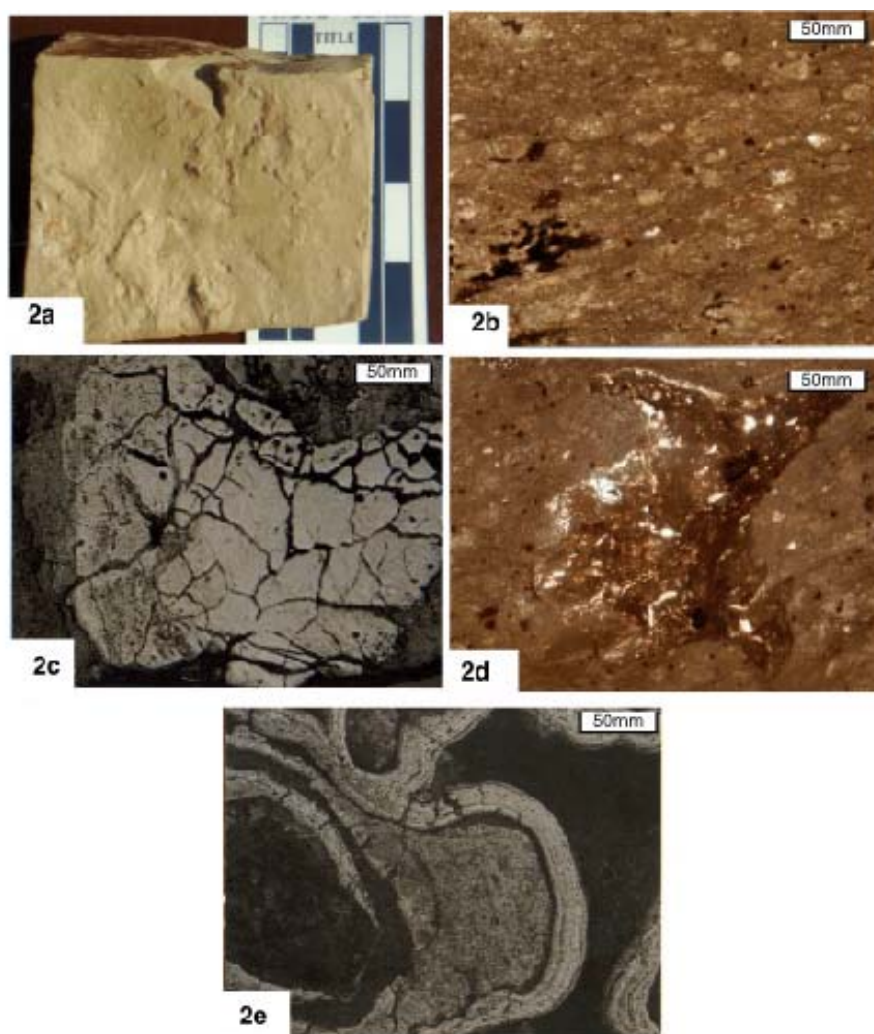
شکل ۱- نقشه زمین شناسی به همراه یک مقطع عرضی از منطقه قبی (به نقل از کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲)

پتروگرافی

بافت‌های پلینتومورفیک، جریان‌ی، برشی دروغین، پورفیری دروغین و کلوform در افق بوکسیتی قبی مشاهده شده‌اند. با توجه به بافت‌های شناسایی شده می‌توان گفت که فقدان خرده‌های جدایشی و سایر عناصر بافت‌ساز باعث تشکیل بافت پلینتومورفیک در واحدهای بوکسیتی کرم مایل به سبز (GCB) و پلینتومورفیک (PB) از یک کلونید آمورف و یا بسیار ریز بلور شده است. همچنین جابه جایی کلونید اولیه ناشی از هوازگی سنگ مادر در

^۱-authigenic

طی عملکرد فرایندهای سوپرژن باعث تشکیل بافت جریان‌ی (شکل b ۲) در واحدهای GCB و PB شده است. عملکرد فشارهای دینامیکی، آبدهی کلونید و تبلور مجدد آن موجب تشکیل بافت برشی دروغین (شکل c ۲) در واحدهای سنگ آهن بوکسیتی (LBI, UBI) و بوکسیت قرمز (RB)، و تغییر تدریجی شرایط ژئوشیمیایی محیط از حالت احیا به اکسیدان و تبدیل Fe^{2+} به Fe^{3+} و رسوبگذاری آن به فرم کانی هماتیت باعث تشکیل بافت پورفیری دروغین (شکل d ۲) در این واحدها شده است. جدایش ریتمیک هماتیت از ژل آلوموسیلیکاته باعث تشکیل بافت کلوform (شکل e ۲) در واحدهای سنگ آهن بوکسیتی (LBI, UBI) و بوکسیت قرمز (RB) شده که تشکیل واحدهای مذکور را از یک ژل آهن‌دار محرز می‌سازد. همگن بودن کلونید اولیه و نبود هسته‌های مناسب مانع تشکیل کنکرسینون‌های ائولیتی و پیزولیتی در این افق شده است (کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲).



شکل ۲- بافت ماکروسکوپی پلئومورفیک (a)، و بافت‌های میکروسکوپی جریان‌ی (b)، برشی دروغین (c)، پورفیری دروغین (d) و کلوform (e) در واحدهای بوکسیتی قبی

از آنجایی که نهشت‌های بوکسیتی خاستگاه بازماندی دارند و با فرایندهای هوازدگی و دگرسانی در پیوند مستقیم هستند و وجود بافت‌های اولیه در چنین ذخایری بسیار معمول است می‌توان چنین تصور کرد که این افق بعد از شکل‌گیری اولیه به صورت یک کلونید تحت تأثیر فرایندهای سوپرژن دستخوش تغییر و تحول گردیده و بافت‌های اولیه آن تغییر یافته و یا از بین رفته‌اند، به طوری که سه نوع کلونید سیدروژل (واحدهای سنگ آهن بوکسیتی)، آلوموژل (بوکسیت‌های کرم مایل به سبز و پلیتومورفیک) و آلوموسیدروژل (بوکسیت قرمز) از کلونید اولیه نشأت گرفته‌اند. بافت‌های پلیتومورفیک، کلو فرم، پورفیری دروغین و جریانی حاصل این تحولات هستند.

کانی شناسی نورماتیو

تغییرات شیمیایی در فرایند لاتریتی شدن می‌تواند با تغییرات در شناسایی کانی‌های سازنده بوکسیت بازبینی شود. شناسایی و تخمین مودال کانی‌های سازنده به دلیل ریز بودن بلورها امکان‌پذیر نیست، از همین رو تجمعات کانیایی با پراش پرتو X (XRD) شناسایی شدند که شامل کانی‌های دیاسپور، هماتیت، کائولینیت، پیروفیلیت، کوارتز، موسکویت، کالیوفیلیت، روتیل، آنتاز، سودو - روتیل و انیدریت هستند (جدول ۱). بر اساس روش باردوسی و آلو^۱ (۱۹۹۰) مقادیر نورماتیو کانی‌های تشکیل دهنده با در نظر گرفتن کانی‌های شناسایی شده با پراش پرتو X از آنالیزهای شیمیایی نمونه‌ها محاسبه شدند [۳]. در این محاسبات فرض گردید که K، Al و Si به کالیوفیلیت و موسکویت، Ti به روتیل و آنتاز، Ti و Fe به سودو - روتیل، Al و Si به کائولینیت، Si و Al به پیروفیلیت، Ca به انیدریت، Fe اضافی به هماتیت، Al اضافی به دیاسپور و Si اضافی به کوارتز تبدیل شده‌اند. با افزایش Al_2O_3 کوارتز و دیاسپور در واحدهای بوکسیتی افزایش یافته (شکل‌های ۳a و ۳b) در حالیکه هماتیت کاهش می‌یابد (شکل ۳c) که می‌تواند حاکی از انحلال Fe^{2+} در شرایط نسبتاً احیا و رسوب کوارتز از اسید سیلیسیک در محلول به طور همزمان باشد [۶].

با توجه به غیر مستقیم بودن فرایند بوکسیتی شدن در قپی و وجود مرز کاملاً مشخص بین افق بوکسیتی و سنگ پوشش آن می‌توان تصور کرد که احتمالاً گیبسیت اولین کانی آلومینای آزاد بوده که از کائولینیت به وجود آمده است [۲۱]. خود کائولینیت‌ها نیز از هوازدگی کانی‌های آلومینوسیلیکاته سنگ مادر (فلدسپارها) به وجود آمده‌اند. SiO_2 حاصل از این فرایند احتمالاً بعداً به طور بخشی با آب‌های زیر زمینی تحت اشباع از سیلیس از سیستم خارج شده است. با در نظر گرفتن شواهد صحرایی (شکافدار شدن افق‌های بوکسیتی و فقدان علائمی از دگرگونی گرمایی درافق بوکسیت قپی و سنگ‌های در برگیرنده آن) می‌توان فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی و فرایندهای دیاژنتیک را عامل اصلی تبدیل گیبسیت به بوهمیت و نهایتاً بوهمیت به دیاسپور دانست. فقدان بوهمیت حتی به مقدار کم می‌تواند ناشی از عملکرد فرایندهای مذکور برای تبدیل این کانی به دیاسپور باشد.

^۱-Bardossy and Aleva

کانی پیروفیلیت که در دماهای بالاتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط دگرگونی و دگرسانی تشکیل می‌شود ولی حضور آن در بوکسیت قبی احتمالاً در اثر دگرشکلی‌های ساختاری^۱ از کائولینیت حاصل شده است [۵]، [۱۸]. هماتیت بوکسیت قبی احتمالاً در اثر اکسیداسیون سولفیدهای آهن (پیریت) و کانی‌های فرومنیزین به وجود آمده است. سریسیت که از کانی‌های پایدار در برابر هوازدگی است از آلتراسیون و هوازدگی فلدسپارها(به ویژه اورتوکلاز) به وجود آمده است که بخش عمده آن بر اثر شدت دگرسانی به کائولینیت تبدیل شده است.

در واحدهایی که در شرایط اکسیدان شدید تشکیل شده‌اند غنی‌شدگی هماتیت خیلی بیش‌تر از دیاسپور بوده (واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوقانی) ولی واحدهایی که در شرایط نسبتاً احیا تشکیل شده‌اند (واحدهای پلیتومورفیک و کرم مایل به سبز) غنی‌شدگی دیاسپور نسبت به هماتیت بیش‌تر است. آنتاز در حضور غلظت‌های پایین آلکالی‌ها، یک فاز پایدار در دماهای سطحی است، اما روتیل در دماهای کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد پایدار نیست [۹]. از آنجا که بوکسیت قبی یک بوکسیت دگرگونه نیست، بنابراین تشکیل روتیل را در این واحدها می‌توان به تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر روی آنتاز مرتبط دانست. در پروفیل‌های لاتریتی اغلب ایلمنیت اولیه به آنتاز تبدیل شده [۷] و جای‌گیری تیتانیوم در کانی هماتیت (سودو - روتیل) می‌تواند بر اثر فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی رخ دهد [۱۹]. در محیط‌های لاتریتی، در یک پروفیل بوکسیتی مقدار کانی‌های اکسیدی تیتان معمولاً ثابت مانده [۸] و اغلب تحت تأثیر فرایندهای احیا قرار نمی‌گیرد [۶]. بنا بر این غنی‌شدگی نسبی کانی‌های اکسیدی تیتان در واحدهای پلیتومورفیک و کرم مایل به سبز نسبت به سایر واحدهای بوکسیتی در قبی در نتیجه خروج آهن (به علت قرارگیری در شرایط نسبتاً احیایی) رخ داده است.

جدول ۱- کانی‌های واحدهای بوکسیتی قبی که با استفاده از روش XRD شناسایی شده‌اند

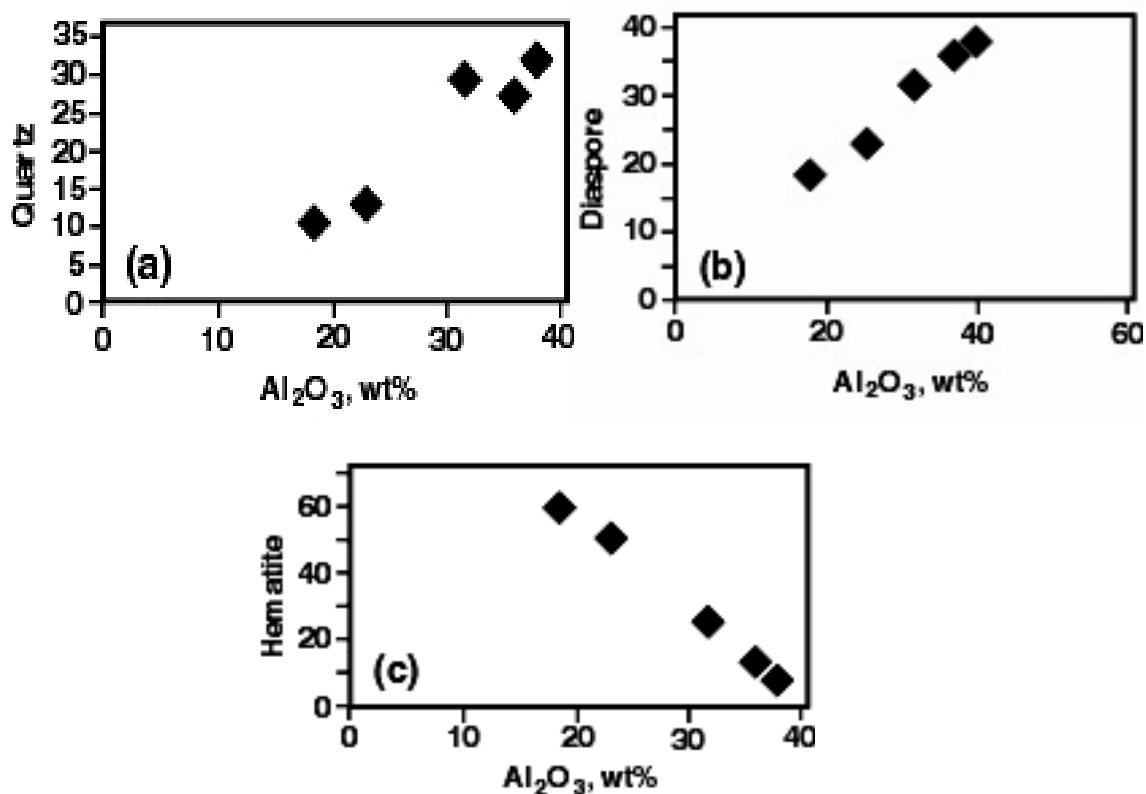
واحد بوکسیتی	کانی‌های شناسایی شده	
	اصلی	فرعی
واحد سنگ آهن بوکسیتی پایینی	هماتیت بیش‌تر از دیاسپور	روتیل- کائولن
واحد بوکسیت قرمز	دیاسپور بیش‌تر از هماتیت	پروفیلبت- روتیل-کائولن
واحد بوکسیت پلیتومورفیک	دیاسپور	کالیوفیلبت- موسکو بیت- آنتاز- کائولن
واحد سنگ آهن بوکسیتی بالایی	هماتیت بیش‌تر از دیاسپور	کائولن- کوارتز- سودوروتیل- انیدریت
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	آنتاز- پیروفیلیت- کائولن- کوارتز
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	کوارتز- روتیل- پیروفیلیت
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	آنتاز- روتیل- پیروفیلیت

با توجه به این مطالب کاتیون‌هایی مانند K، Ca، Na، Mg و Si در طی فرایند بوکسیتی شدن با آب‌های نسبتاً اسیدی زیرزمینی و یا فرورو از محیط خارج شده و در عوض غلظت کاتیون‌های Al، Ti و Fe در داخل سیستم افزایش یافته است.

^۱-structural deformation

تمرکز عناصر بازماندی

محاسبه ضرایب همبستگی و ترسیم نمودارهای دو متغیره بین عناصر تشکیل دهنده بوکسیت قبی نشان می‌دهد که دو عنصر Ti و Zr به صورت بازماند در هر واحد بوکسیتی افزایش غلظت یافته، به طوری که خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به مقادیر TiO_2 در مقابل Zr (شکل ۴) یک روند مثبت با شیب ملایم نشان می‌دهد و نقطه مربوط به سنگ دیاباز نیز روی همین خط واقع شده است که می‌تواند حاکی از این باشد که بوکسیت قبی از همین سنگ مشتق شده است. عناصر Ti، Zr و Nb ضریب همبستگی بالایی با Al نشان داده و آرایه‌های مشابهی را به نمایش می‌گذارند از بین این عناصر Ti که رفتار نسبتاً یکنواختی در محیط‌های هوازدگی دارد [۱۰]، [۱۲] به عنوان عنصر شاخص بی‌تحرك^۱ برای محاسبات تغییر جرم مورد استفاده قرار گرفته است. عنصر Y در بیش‌تر آلتراسیون‌های هیدروترمالی بی‌تحرك بوده [۱۶] اما در طی تشکیل بوکسیت قبی این عنصر به صورت متحرك عمل کرده است [۳].



شکل ۳- تغییرات کانی‌های کوارتز، هماتیت و دیاسپور در مقابل تغییرات مقادیر درصد وزنی Al_2O_3 کل در واحدهای بوکسیتی قبی

^۱-monitor immobile element

تغییرات جرم

بر اساس نتایج به دست آمده از ژئوشیمی عناصر بی‌حرک، سنگ دیابازی منطقه محتمل‌ترین سنگ مادر بوکسیت قپی در نظر گرفته شد. تغییرات اجزای شیمیایی در نمونه‌های لاتریتی شده واحدهای مختلف بوکسیت قپی (جدول ۲) در مقابل عنصر شاخص بی‌حرک Ti با استفاده از روش محاسبات تغییر جرم عناصر [۱۴] محاسبه شدند (جدول ۳).

واحدهای بوکسیت قپی در کل اجزای Na, K, Ca, Mg, P, Mn, Si خود را از دست داده‌اند (شکل ۵a). بیش‌ترین کاهش جرم مربوط به Si است (شکل‌های ۵b و ۶) در این واحدها رفتار ثابتی از خود نشان نمی‌دهد به طوری که در واحدهای بوکسیت قرمز (RB)، بوکسیت پلیتومورفیک (PB) و سنگ آهن بوکسیتی بالایی (UBI) افزایش جرم و در واحدهای بوکسیت کرم مایل به سبز (GCB) و سنگ آهن بوکسیتی تحتانی (LBI) کاهش جرم نشان می‌دهد (شکل ۵c). Fe عمدتاً از قسمت‌های فوقانی شسته شده و به قسمت‌های زیرین اضافه گردیده است به طوری که در دو افق بوکسیت سنگ آهن تحتانی (LBI) و فوقانی (UBI) غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل‌های ۵d و ۶). Ca در تمامی افق‌ها تهی‌شدگی نشان داده (شکل ۵e) و K بجز در واحد PB در بقیه واحدها کاهش نشان می‌دهد (شکل ۵f).

از آنجا که واحدهای لایه‌ای در بوکسیت‌های استراتیفورم ابعاد جانبی تقریباً یکسانی دارند، می‌توان اختلاف تغییر جرم واحدها را به صورت تابعی از ضخامت بیان کرد. بدین منظور با جمع جبری تغییرات جرم عناصر در هر یک از واحدهای بوکسیتی و تعیین میزان تغییر جرم کل^۱ واحدها و اندازمگیری ضخامت هر یک از واحدها، مشخص شد که حداقل ضخامتی حدود ۱۷ متر از سنگ دیاباز در طی فرایند بوکسیت زایی دگرسان شده است.

جدول ۲- مقادیر تجزیه شیمیایی (در صد وزنی) واحدهای بوکسیتی قپی و سنگ دیاباز منطقه نورمالیزه شده بعد از حذف مواد فرار (LOI)

	دیاباز	واحد سنگ آهن بوکسیتی پایینی	واحد بوکسیت قرمز	واحد بوکسیت پلیتومورفیک	واحد سنگ آهن بوکسیتی بالایی	واحد بوکسیت کرم مایل به سبز
	(DB)	(LBI)	(RB)	(PB)	(UBI)	(GCB)
SiO ₂	۴۵/۶۲۹	۱۵/۰۶۷	۳۴/۴۹۰	۳۷/۳۴۲	۱۵/۸۱۵	۳۸/۱۹۰
TiO ₂	۱/۸۹۵	۲/۵۲۵	۲/۹۷۹	۴/۳۴۳	۲/۷۴۱	۵/۲۱۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۱۶	۱۹/۰۹۰	۳۴/۰۶۱	۴۳/۷۵۰	۲۴/۵۴۶	۳۹/۷۱۷
Fe ₂ O ₃	۲۲/۵۰۶	۶۱/۸۱۳	۲۷/۰۶۱	۸/۹۴۵	۵۳/۴۴۱	۱۴/۵۹۶
MnO	۰/۱۴۹	۰/۰۲۸	۰/۰۱۱	۰/۰۰۳	۰/۰۱۷	۰/۰۲۴
MgO	۲/۴۶۹	۰/۹۳۳	۰/۰۱۱	۰/۰۰۳	۰/۰۱۷	۰/۰۲۴
CaO	۷/۰۶۵	۰/۲۴۸	۰/۳۷۷	۰/۲۴۳	۰/۲۲۴	۰/۵۸۶
Na ₂ O	۳/۰۸۹	۰/۱۶۶	۰/۳۲۳	۰/۴۸۶	۰/۱۸۲	۰/۳۱۰
K ₂ O	۱/۹۰۲	۰/۰۲۱	۱/۶۰۴	۴/۷۷۹	۰/۳۵۳	۱/۲۳۹
P ₂ O ₅	۱/۱۲۶	۰/۱۰۷	۰/۰۸۱	۰/۰۵۸	۰/۰۴۹	۰/۰۶۷
Sum	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰

^۱-net mass change

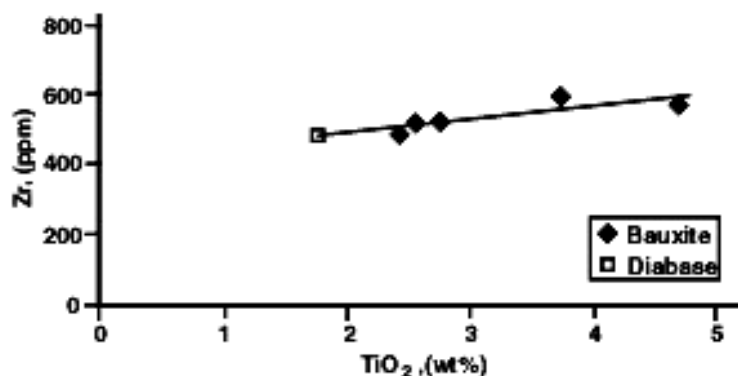
جدول ۳- تغییرات جرم اجزای اصلی برای واحدهای مختلف بوکسیت قبی که بر اساس جز غیر متحرک TiO_2 محاسبه شده و به صورت درصد وزنی فهرست شده‌اند. R.C. = ترکیب بازسازی شده؛ E.F. = فاکتور غنی شدگی؛ M.C. = تغییر جرم

	R.C.)LBI(M.C.)LBI(R.C.)RB(M.C.)RB(R.C.)PB(M.C.)PB(R.C.)UBI(M.C.)UBI(R.C.)GCB(M.C.)GCB(
SiO ₂	۱۱/۳۰	-۳۴/۳۲	۲۱/۲۹	-۲۴/۳۳	۱۶/۲۸	-۲۹/۳۴	۱۰/۹۲	-۳۴/۷۰	۱۳/۸۶	-۳۱/۷۶
Al ₂ O ₃	۱۴/۳۱	-۱/۲۹	۲۱/۶۶	۶/۰۶	۱۹/۰۷	۳/۴۵	۱۶/۹۲	۱/۳۴	۱۴/۴۱	-۱/۱۹
Fe ₂ O ₃	۴۶/۳۵	۲۳/۸۵	۰/۲۴	-۲۲/۲۶	۳/۹۰	-۱۸/۶۰	۳۶/۹۲	۱۴/۴۲	۵/۲۹	-۱۷/۲۰
CaO	۰/۱۸	-۶/۸۷	۰/۲۰	-۶/۸۶	۰/۱۰	-۶/۹۵	۰/۱۵	-۶/۹۱	۰/۲۱	-۶/۸۵
Na ₂ O	۰/۱۲	-۲/۹۶	۰/۲۰	-۲/۸۸	۰/۲۱	-۲/۸۷	۰/۱۲	-۲/۹۶	۰/۱۱	-۲/۹۷
K ₂ O	۰/۱۶	-۱/۷۴	۱/۰۲	-۰/۸۸	۲/۰۸	۰/۱۸	۰/۲۴	-۱/۶۵	۰/۴۴	-۱/۴۵
MgO	۰/۶۹	-۱/۷۷	۰/۰۱	-۲/۴۶	۰/۰۲	-۲/۴۴	۰/۴۳	-۲/۰۳	۰/۰۲	-۲/۴۴
P ₂ O ₅	۰/۰۸	-۱/۰۴	۰/۰۵	-۱/۰۷	۰/۰۲	-۱/۱۰	۰/۰۳	-۱/۰۸	۰/۰۲	-۱/۱۰
MnO	۰/۰۲	-۰/۱۲	۰/۰۱	-۰/۱۴	۰/۰۰	-۰/۱۴	۰/۰۱	-۰/۱۱	۰/۰۱	-۰/۱۴
Total	۷۳/۲۱	-۲۶/۲۶	۴۴/۶۸	-۵۴/۸۴	۴۱/۶۸	-۵۷/۸۱	۶۵/۷۴	-۳۳/۶۸	۳۴/۳۷	-۶۵/۱۰
E.F.	۰/۷۵		۰/۶۳۶		۰/۴۳۶		۰/۶۹۱		۰/۳۶۳	

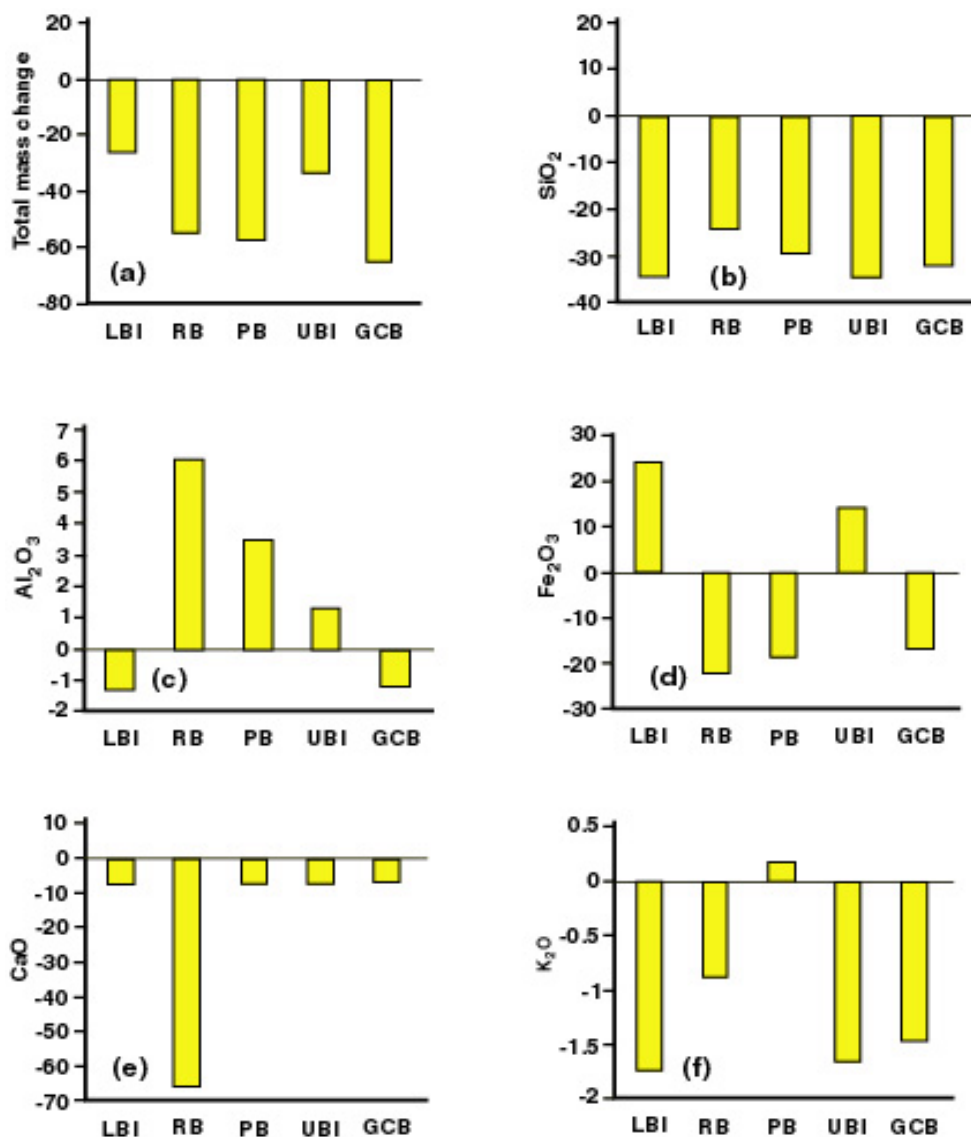
ژئو بوکسیت

بر اساس طبیعت فرسایش، زمانی که دو فرایند هوازدگی- یعنی شیمیایی و مکانیکی- در تشکیل یک افق بوکسیتی فعال باشند، تعیین نمودن این که یک یا بیش از یک منبع به عنوان سنگ مادر وجود دارد بسیار مشکل است. در صورتی که بوکسیت از چند سنگ مادر متفاوت تشکیل شده باشد، هر یک از منابع توزیعی مختلف از نظر عناصر بی‌تحرک خواهند داشت. اگر هر یک از منابع همگن باشند، مسیر خطی برای هر یک از جفت‌های عنصری بی‌تحرک مربوط به هر منبع به وجود خواهد آمد ولی اگر یک یا چند منبع ناهمگن وجود داشته باشد، یک توزیع تصادفی از یافته‌ها به وجود خواهد آمد [۱۴]. از آنجا که زوج عناصر بی‌تحرک در قبی فقط یک روند خطی نشان داده که نقطه مربوط به دیاباز نیز بر روی همین خط قرار دارد، می‌توان این سنگ (دیاباز) را یک منشأ همگن احتمالی برای این افق بوکسیتی در نظر گرفت.

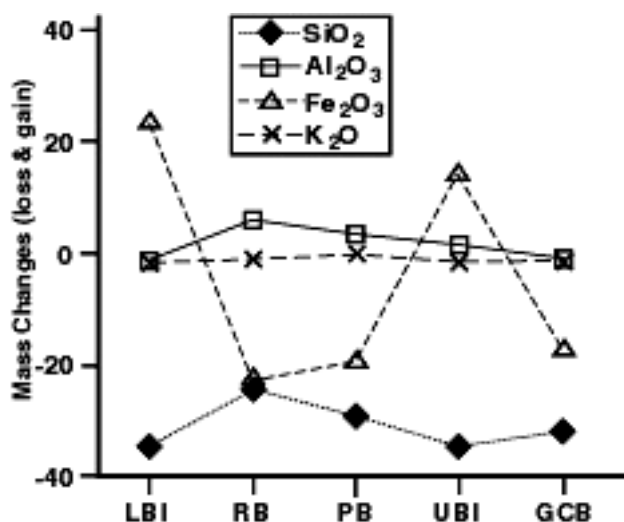
بوکسیتی شدن سنگ‌های دیابازی در قبی از سطح به عمق با ایجاد یک افق بازماند متشکل از واحدهای سنگ آهن بوکسیتی تحتانی (LBI) با اجزای بی‌تحرک (Ti, Fe)، بوکسیت قرمز (RB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al)، بوکسیت پلیتومورفیک (PB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al, K)، سنگ آهن بوکسیتی فوقانی (UBI) و بوکسیت کرم مایل به سبز (GCB) با اجزای بی‌تحرک (Ti, Zr, Nb) مشخص می‌شود. توزیع حوضه‌های غنی از Fe (واحدهای LBI, UBI) و فقیر از Fe (واحدهای GCB, RB, PB) و ترتیب قرارگیری واحدها در پروفیل بوکسیتی نشان می‌دهند که Eh آب‌های فرورو در رنج وسیعی در تغییر بوده است.



شکل ۴- نمودار TiO₂ در مقابل Zr در نمونه‌های بوکسیتی و سنگ دیاباز در قبی. نقطه مربوط به سنگ دیاباز بر روی خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به واحدهای بوکسیتی قرار می‌گیرد



شکل ۵- تغییرات جرم کلی (a) و عناصر (b) Si, (c) Al, (d) Fe, (e) Ca, (f) K در واحدهای بوکسیتی قبی



شکل ۶- تغییرات جرم عناصر K, Fe, Al, Si در عرض پروفیل بوکسیتی قبی

خلاصه و نتیجه‌گیری

عملکرد فرایندهای هوازدگی، سنگ‌های قبل از پرمین منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و در اثر پدیده لاتریتی شدن، آن‌ها را به بوکسیت تبدیل کرده است. Al و به تبع آن Fe، Ti و Zr و Nb به صورت بازماند در پروفیل هوازدگی در طی فرایند لاتریتی شدن در بالای سازند روته تجمع یافته‌اند. دیاسپور، هماتیت، پیروفیلیت و به مقادیر کمتر موسکویت، کائولینیت، روتیل و آناتاز بیش‌ترین حجم افق بوکسیتی را تشکیل می‌دهند. فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی، دگرشکلی‌های ساختاری و فرایندهای دیاژنتیک نقش بارزی در تشکیل کانی‌های دیاسپور، روتیل، سودو-روتیل و پیروفیلیت در بوکسیت کارستی قبی داشته‌اند. روند همبستگی عناصر بازماندی به ویژه عناصر بی‌حرک در بوکسیت قبی نسبت به یکدیگر خیلی بالا بوده و می‌تواند دلالت بر مشتق شدن آن از یک منبع همگن داشته باشد. نسبت‌های عناصر بی‌حرک و توزیع آن‌ها نشان می‌دهند که واحدهای بوکسیتی قبی به احتمال زیاد از سنگ‌های دیابازی منطقه مشتق شده‌اند. مقادیر عناصر Si، Fe و Al در جهت عمود بر لایه بوکسیتی در حال نوسان بوده و بعد از جابجایی، دوباره به صورت دیاسپور، هماتیت، کوارتز یا سیلیس آمورف رسوبگذاری کرده‌اند. بر اساس محاسبه تغییر جرم کل لایه‌های بوکسیتی (با استفاده از عنصر شاخص بی‌حرک Ti) مشخص شد که حداقل ۱۷ متر سنگ مادر دیابازی در طی فرایند بوکسیتی شدن برای تشکیل بوکسیت قبی مصرف شده است.

منابع

- ۱- افتخارنژاد، ج.، نقشه زمین شناسی مهاباد (۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۷۳).
- ۲- عابدینی، ع.، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوکسیت - لاتریت غرب شهرستان میاندواب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۱) ۱۲۹ ص.
- ۳- کلاگری، ع. ا.، عابدینی، ع.، مؤذن، م.، زمین شیمی و کانی شناسی افق بوکسیتی قبی (غرب میاندواب - آذربایجان غربی). مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲، پائیز و زمستان ۸۲، (۱۳۸۲) صفحه ۱۶۷ تا ۱۸۴.
- ۴- نبوی، م. ح.، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی ایران، (۱۳۵۵) ۱۰۹ ص.
5. B. Balkay, and G.Y. Bardossy, Lateritesedesi rezfolyamant vizsgalatok guineai lateritekben (Study of partial processes of laterization on Guinean laterites). Foldt. Kozl. Budapest, vol. 97, (1967) 91-100.
6. G.Y. Bardossy, Karst Bauxites (bauxite deposits on carbonate rocks). Elsevier Scientific, Amsterdam (1982) 441.
7. G.Y. Bardossy, and G.Y.Y. Aleva, Lateritic Bauxites. Akademia, Kiado Budapest (1990) 646.
8. B. Boulange, A. Carvalho, and A. Melfi, Geochemical characteristics of African and Brazilian bauxite deposits: SiO₂- Al₂O₃- Fe₂O₃ system and Ti, Cr, V and Fe₂O₃ relations. Chemical. Geology, Vol. 84 (1990) 30-33.
9. B. Boulange, Bouzat, and M. Pouliquen, Mineralogical and Geochemical characteristics of two bauxite profiles, Fria, Guinea Republic. Mineralium Deposita, Vol. 31(1996) 432-438.
10. S. Driese, C.I. Mora, C.A. Stiles, R.M. Joeckel, L.C. Nordt, Mass-balance reconstruction of a modern vertisol: implications for interpretations of geochemistry and burial alteration of paleo-vertisols. Geoderma, Vol. 95 (2000) 179-204.
11. N.N. Gow, and G.P. Lozej, Bauxite. Geoscience Canada, Vol. 20 (1993) 9-16.
12. I.G. Hill, R.H. Worden, and I.G. Meighan, Geochemical evolution of a palaeolaterite: the interbasaltic formation, Northern Ireland. Chemical Geology, Vol. 166 (2000) 65-84.
13. W.H. MacLean, and P. Kranidiotis, Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit. Matagami. Quebec. Economic. Geology. Vol. 82 (1987) 951-962.

14. W.H. MacLean, Mass change calculations in altered rock series. *Mineralium Deposita* vol. 25 (1990) 44-49.
15. W.H. MacLean, and T.J. Barrett, Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Exploration Geochemistry*, vol. 48 (1993) 109-133.
16. W.H. MacLean, F.F. Bonavia, and G. Sanna, Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia. *Mineralium Deposita*, Vol. 32 (1997) 607-616.
17. G.G.K. Sastri, and C.S. Sastry, Chemical characteristics and evolution of the laterite profile in Hazaridadar Bauxite di Olmedo. *Indian Mineralogy*, Vol.6 (1982) 7-42.
18. B. Sinkovec, Geology of the Triassic bauxites of Lika, Yugoslavia. *Prirodoslovia Istrazivanja*, Acta Geol. Zagreb, Vol.39 (1970)1-67.
19. I. Valetton, Bauxites. Elsevier, Amsterdam (1972) 226.
20. I. Valetton, M. Biermann, and F. Rosenberg, Genesis of nikel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks. *Ore Geology Review*, vol.2 (1987)359-404.
21. G.D.E. Weiss, Bauxite lateritique et bauxite karstique. *Symp. Bauxites, Oxydes et Hydroxydes d'Aluminum Zagreb*, 1963 (1964)7-29.