

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

علی اصغر کلاگری<sup>۱</sup>، علی عابدینی<sup>۲</sup>: دانشگاه تبریز  
محسن مؤذن<sup>۳</sup>: انجمن 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 فوکانی، 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 حدائق ضخامتی حدود ۱۷۰ متر از آن در طی فرایندهای هوازدگی و بوکسیتی شدن مصرف شده است.

### مقدمه

در تجمعات بازماندی<sup>۱</sup> کانسنگ‌های بوکسیت، آلومینیوم در محدوده pH ۵ تا ۹ معمولاً عنصری بی‌تحرک شناخته می‌شود<sup>[۱۱، ۱۷]</sup>. 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<sup>[۱۴]</sup>. عناصری مانند Ti، Zr، Nb، Cr و Th در بعضی از شکل‌های التراسیون هیدروترمالی اطراف کانسارهای فلزی بی‌تحرک بوده<sup>[۱۳، ۱۵]</sup>، 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، کلورید آلوموزل

بررسی‌های مقدماتی بر روی نهشته بوکسیت قپی در غرب میاندوآب شامل تهیه نقشه زمین‌شناسی مهاباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ نوسط افتخارنژاد (۱۹۷۳) بوده که در آن سن این نهشته را پرمو-تریاس تعیین نموده است. عابدینی (۱۳۸۱) این نهشته را از تیپ ذخایر بوکسیتی نادری می‌داند که در پروفیل بوکسیتی خود فقد ساختارهای پیزولیتی و اولولیتی 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 ۱/۰ تا +۰/۶ در تشکیل آن محتمل دانسته‌اند. کارهای قبلی نشان می‌دهند که بررسی‌های اندکی در مورد ماهیت سنگ مادر نشته بوکسیت قپی صورت گرفته است.

در این بررسی از عناصر Ti، Zr و Nb 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 قپی 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، Fe، Si، Zr، Ti، Cr و Nb هستند. بعضی از این عناصر مانند Al، Ti، Zr، Nb و Th بی‌تحرک هستند و غلطت آن‌ها در طی فرایند بوکسیتی شدن افزایش می‌یابد. عناصری مانند Fe و Ni تا حدی متحرک هستند و تمرکز آن‌ها اتفاقی است. K، Mg و Si و اغلب عناصر اصلی و جزئی متحرک هستند و در طی پروسه بوکسیتی شدن از سیستم خارج می‌شوند. نسبت عناصر بی‌تحرکی 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<sup>۱</sup> با همبستگی خیلی بالا به وجود آورده و نقطه مربوط به سنگ مادر را در بر می‌گیرند [۱۴]. عناصر بی‌تحرک همچنین می‌توانند برای بررسی کمی تغییرات شیمیایی و تغییرات جرم رخداده در طی فرایند التراسیون مورد استفاده قرار گیرند [۱۳]. تغییرات عناصر متحرک در مقابل یک عنصر بی‌تحرک محاسبه می‌شود. بدین منظور ابتدا فاکتور غنی‌شدن<sup>۲</sup> سپس ترکیب بازسازی شده<sup>۳</sup> و نهایتاً تغییرات جرم<sup>۴</sup> هریک از عناصر برای هر نمونه و با استفاده از فرمول‌های ارایه شده توسط مکلین<sup>۱</sup> که در زیر آمده‌اند محاسبه شده‌اند.

۱-linear arrays

۲-Enrichment Factor

۳-Reconstructed Composition

۴-Mass change

فراوانی عنصر بی‌تحرک مورد نظر در نمونه بوكسیتی/ فراوانی عنصر بی‌تحرک مورد نظر در سنگ

مادر = (فاکتور غنی شدگی) E. F.

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

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

### زمین‌شناسی منطقه

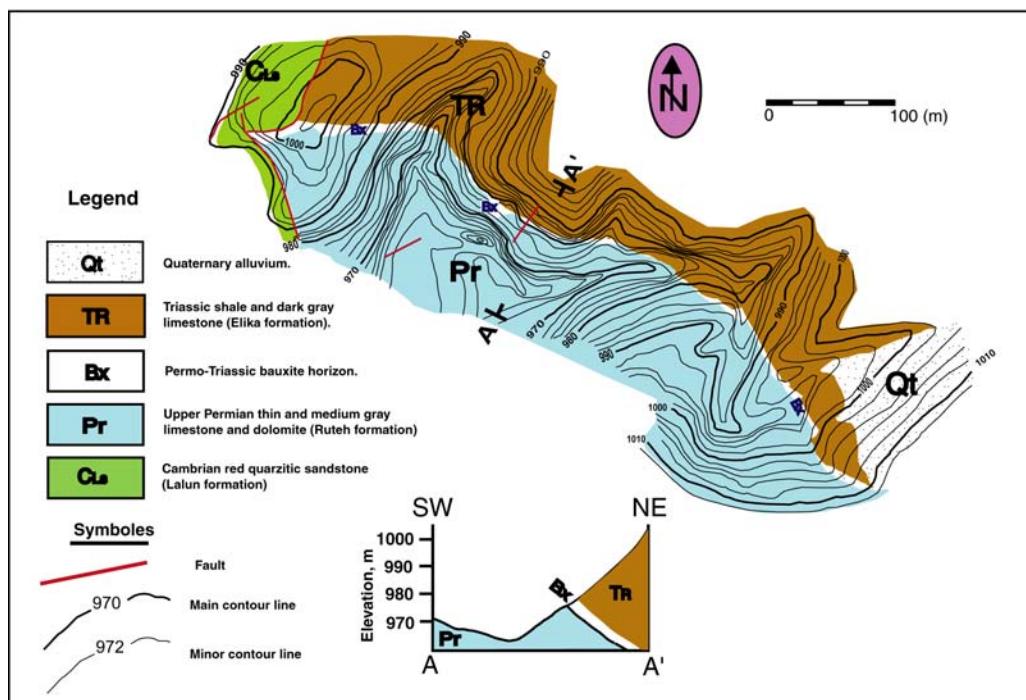
منطقه قپی در شمال غرب ایران، در جنوب استان آذربایجان غربی به مختصات جغرافیایی  $53^{\circ}$ ،  $45^{\circ}$  تا  $57^{\circ}$ ،  $45^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ}$ ،  $58^{\circ}$  عرض شمالی، در ۲۲ کیلومتری غرب شهرستان میاندواب واقع گردیده است. این منطقه از دیدگاه تقسیمات زمین‌شناختی ایران (نبوی، ۱۳۵۵) در زون خوی-مهاباد قرار می‌گیرد و در واقع بخشی از ایالت کوچک بوكسیتی 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 ۳۰ متر بروزد دارد. در مرز بین سازندهای روته و الیکا، افق بوكسیت قپی به شکل استراتیفورم با روند ساختاری NW-SE (شکل ۱) و شبیه متوسط  $35^{\circ}$  به سمت شمال شرق و ضخامت حدود ۸ الی ۱۷ متر با رنگ‌های کرم، کرم مایل به سبز، قرمز و قرمز قهوه‌ای در سطح زمین نمایان است و به دلیل قرارگیری در یال 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 بوكسیتی زیرین<sup>۱</sup>، LBI، بوكسیت قرمز RB، بوكسیت پلیتومورفیک<sup>۲</sup> PB، سنگ آهن بوكسیتی بالایی<sup>۳</sup> UBI و بوكسیت کرم مایل به سبز<sup>۴</sup> GCB است.

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

۱-MacLean ۲-Lower Bauxitic Ironstone ۳-Red Bauxite ۴-Pelitomorphic 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 کنگلومرا، آکلومرا، و برشی در افق بوکسیتی قبی مشاهده نشد. ویژگی‌های مذکور نشان می‌دهد که همه تغییرات مرتبط با فرایندهای دیاژنتیک، اپیژنتیک و سوپرژن در تشکیل این افق به صورت در جاز<sup>۱</sup> صورت گرفته‌اند. بالا بودن مقدار کانی هماتیت در نمونه‌های دستی مربوط به واحدهای سنگ آهن بوکسیتی زیرین و فوگانی (LBI, UBI) و قاعده افق بوکسیتی کرم مایل به سبز (GCB) حاکی از آن است که سنگ مادر این نهشته می‌باشد 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.



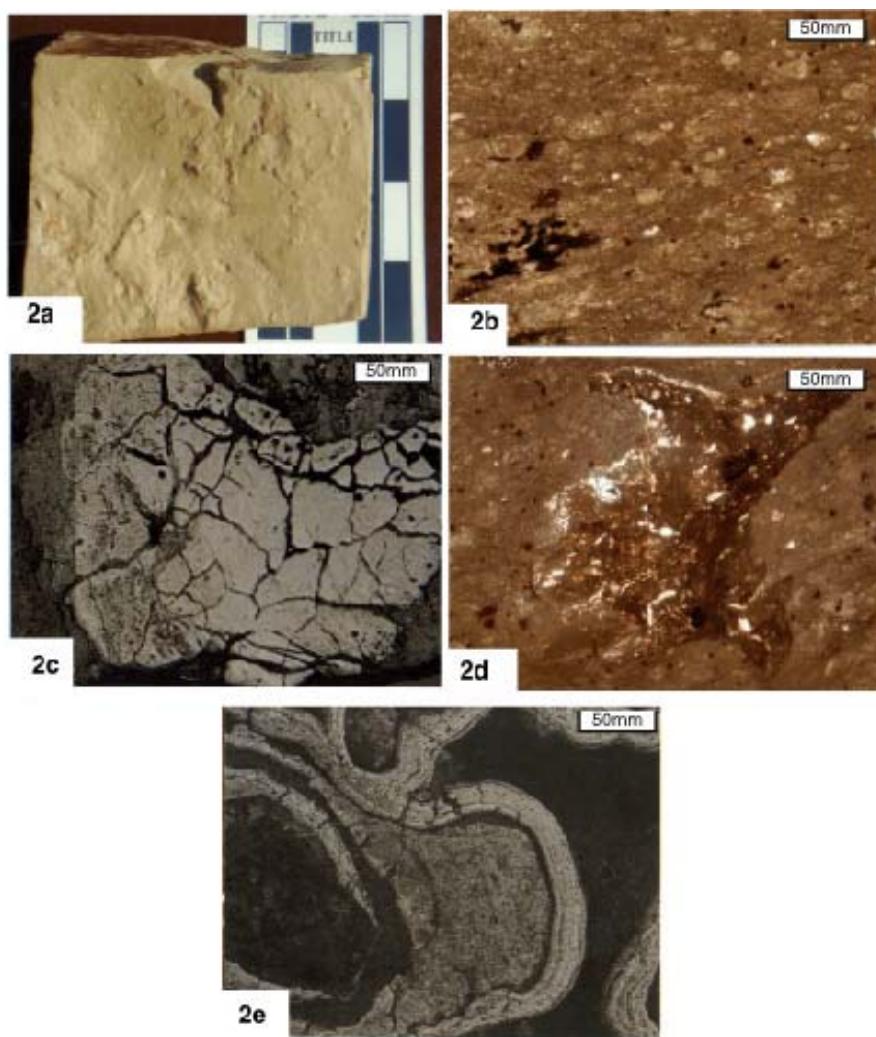
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی به همراه یک مقطع عرضی از منطقه قبی (به نقل از کلاگری و همکاران، ۱۳۸۲)

## پتروگرافی

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

<sup>۱</sup>-authigenic

طی عملکرد فرایندهای سوپرژن باعث تشکیل بافت جریانی (شکل ۲) در واحدهای GCB و PB شده است. عملکرد فشارهای دینامیکی، آبدهی کلوئید و تبلور مجدد آن موجب تشکیل بافت برشی دروغین (شکل 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  $\text{Fe}^{2+}$  به  $\text{Fe}^{3+}$  و رسوب‌گذاری آن به فرم کانی همانیت باعث تشکیل بافت پورفیری دروغین (شکل ۲d) در این واحدها شده است. جایش ریتمیک همانیت از ژل آلوموسیلیکاته باعث تشکیل بافت کلوفرم (شکل ۲e) 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 کلوئید اولیه و نبود هسته‌های مناسب مانع تشکیل کنکرسیون‌های اولیتی و پیزولیتی در این افق شده است (کلاغری و همکاران، ۱۳۸۲).



شکل ۲ - بافت ماکروسکوپی پلیتومورفیک (a)، و بافت‌های میکروسکوپی جریانی (b)، برشی دروغین (c)، پورفیری دروغین (d) و کلوفرم (e) در واحدهای بوکسیتی قپی

از آنجایی که نهشت‌های بوكسیتی 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 کلوئید 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 کلوئید سیدروژل (واحدهای سنگ آهن بوكسیتی)، آلوموزل (بوكسیت‌های کرم مایل به سبز و پلیتومورفیک) و آلوموسیدروژل (بوكسیت فرمز) از کلوئید اولیه نشأت گرفته‌اند. بافت‌های پلیتومورفیک، کلوفرم، پورفیری دروغین و جریانی حاصل این تحولات هستند.

### کانی شناسی نورماتیو

تغییرات شیمیایی در فرایند لاتریتی شدن می‌تواند با تغییرات در شناسایی کانی‌های سازنده بوكسیت 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، آناتاز، سودو - روتیل و اندریت هستند (جدول ۱). بر اساس روش باردوسی و آوا<sup>۱</sup> (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 آناتاز، Ti و Fe به سودو- روتیل، Al و Si به کائولینیت، Si و Ca به پیروفیلیت، Fe به اندریت، Al اضافی به هماتیت، Fe اضافی به دیاسپور و Si اضافی به کوارتز تبدیل شده‌اند. با افزایش  $\text{Al}_2\text{O}_3$  کوارتز و دیاسپور در واحدهای بوكسیتی افزایش یافته (شکل‌های ۳a و ۳b) در حالیکه هماتیت کاهش می‌یابد (شکل ۳c) که می‌تواند حاکی از انحلال  $\text{Fe}^{2+}$  در شرایط نسبتاً احیا و رسوب کوارتز از اسید سیلیسیک در محلول به طور همزمان باشد [۶].

با توجه به غیر مستقیم بودن فرایند بوكسیتی شدن در قپی و وجود مرز کاملاً مشخص بین افق بوكسیتی 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.  $\text{SiO}_2$  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 بوكسیتی و فقدان علائمی از دگرگونی گرمایی در افق بوكسیت قپی و سنگ‌های در برگیرنده آن) می‌توان فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی و فرایندهای دیاژنیک 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.

کانی پیروفلیت 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<sup>۱</sup> از کانولینیت حاصل شده است [۵، ۱۸]. هماتیت بوکسیت قبی احتمالاً در اثر اکسیداسیون سولفیدهای آهن (پیریت) و کانی‌های فرومیزین به وجود آمده است. سریسیت که از کانی‌های پایدار در برابر هوازدگی است از آتراسیون و هوازدگی فلدسپارها (به ویژه اورتوکلاز) به وجود آمده است که بخش عده آن بر اثر شدت دگرسانی به کانولینیت 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. آناتاز در حضور غلظت‌های پایین آلکالی‌ها، یک فاز پایدار در دماهای سطحی است، اما روتیل در دماهای کمتر از ۴۰ 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 آناتاز مرتبط دانست. در پروفیل‌های لاتریتی غالب ایلمنیت اولیه به آناتاز تبدیل شده [۷] و جایگزینی 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 معمولًا ثابت مانده [۸] و غالب 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.

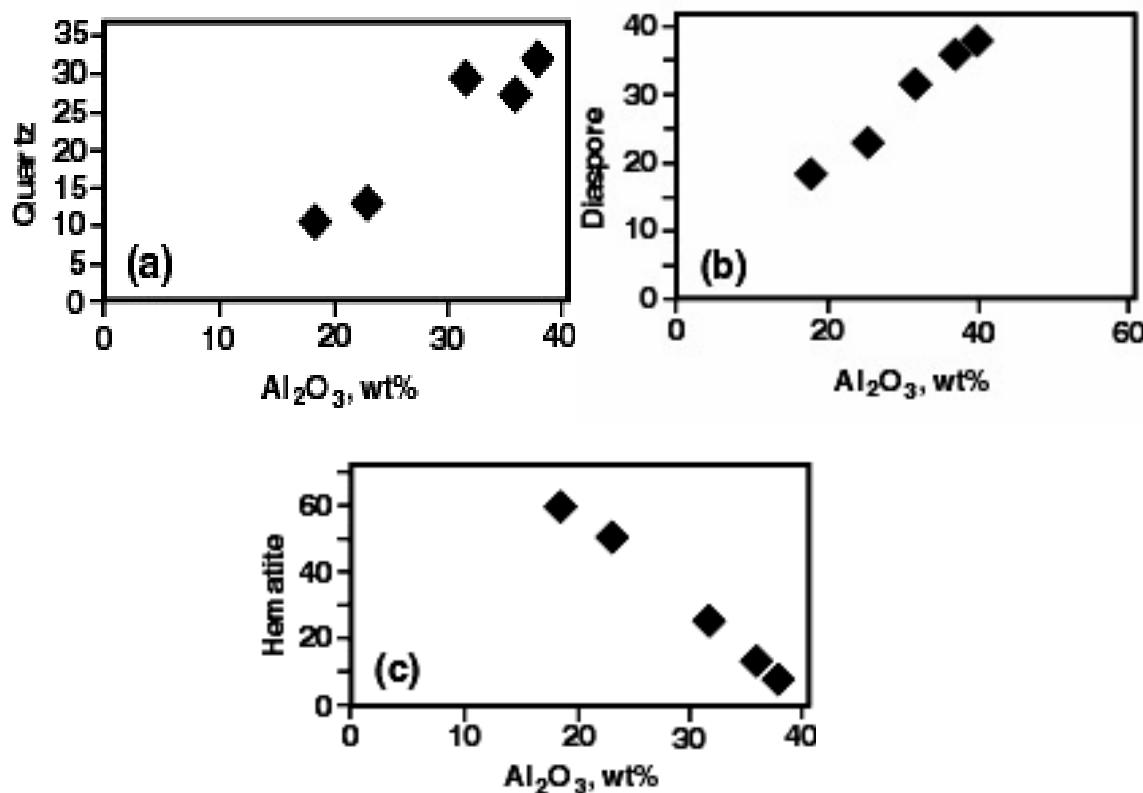
جدول ۱ - کانی‌های واحدهای بوکسیتی قبی که با استفاده از روش XRD شناسایی شده‌اند

واحد بوکسیتی	کانی‌های شناسایی شده	
	اصلی	فرعی
واحد سنگ آهن بوکسیتی پایینی	هماتیت بیشتر از دیاسپور	روتیل- کانولن
واحد بوکسیت قمز	دیاسپور بیشتر از هماتیت	پیروفلیت- روتیل- کانولن
واحد بوکسیت پلیتومورفیک	دیاسپور	کالیوپلیت- موسکویت- آناتاز- کانولن
واحد سنگ آهن بوکسیتی بالایی	هماتیت بیشتر از دیاسپور	کانولن- کوارتز- سودوروتیل- اندریت
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	آناتاز- پیروفلیت- کانولن- کوارتز
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	کوارتز- روتیل- پیروفلیت
واحد بوکسیت کرم مایل به سبز	دیاسپور	آناتاز- روتیل- پیروفلیت

با توجه به این مطالب کاتیون‌هایی مانند K، Na، Ca، 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.

### تمرکز عناصر بازماندی

محاسبه ضرایب همبستگی و ترسیم نمودارهای دو متغیره بین عناصر تشکیل دهنده بوكسیت قپی نشان می‌دهد که دو عنصر  $Ti$  و  $Zr$  به صورت بازماند در هر واحد بوكسیتی افزایش غلظت یافته، به طوری که خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به مقادیر  $Zr$  در مقابل  $TiO_2$  (شکل ۴) یک روند مثبت با شیب ملائم نشان می‌دهد و نقطه مربوط به سنگ دیاباز نیز روی همین خط واقع شده است که می‌تواند حاکی از این باشد که بوكسیت قپی 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 هوایی دارد [۱۰، ۱۲] به عنوان عنصر شاخص بی‌تحرک<sup>۱</sup> برای محاسبات تغییر جرم مورد استفاده قرار گرفته است. عنصر  $Y$  در بیشتر آلتراسیون‌های هیدروترمالی بی‌تحرک بوده [۱۶] اما در طی تشکیل بوكسیت قپی این عنصر به صورت متحرک عمل کرده است [۳].



شکل ۳- تغییرات کانی‌های کوارتز، هماتیت و دیاسپور در مقابل تغییرات مقادیر در صد وزنی  $Al_2O_3$  کل در واحدهای بوكسیتی قپی

<sup>۱</sup>-monitor immobile element

### تغییرات جرم

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

واحدهای بوكسیت 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). Al در این واحدها رفتار ثابتی از خود نشان نمی‌دهد به طوری که در واحدهای بوكسیت قرمز (RB)، بوكسیت پلیتومورفیک (PB) و سنگ آهن بوكسیتی بالایی (UBI) افزایش جرم و در واحدهای بوكسیت کرم مایل به سبز (GCB) و سنگ آهن بوكسیتی تحتانی (LBI) کاهش جرم نشان می‌دهد (شکل ۵c). عمدتاً از قسمت‌های فوقانی شسته شده و به قسمت‌های زیرین اضافه گردیده است به طوری که در دو افق بوكسیت سنگ آهن تحتانی (LBI) و فوقانی (UBI) غنی‌شدگی نشان می‌دهد (شکل‌های ۵d و ۶). Ca در تمامی افق‌ها تهی شدگی نشان داده (شکل ۵e) و K بجز در واحد PB در بقیه واحدها کاهش نشان می‌دهد (شکل ۵f).

از آنجا که واحدهای لایه‌ای در بوكسیت‌های 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 بوكسیتی و تعیین میزان تغییر جرم کل<sup>۱</sup> واحدها و انداز مکری ضخامت هر یک از واحدها، مشخص شد که حداقل ضخامتی حدود ۱۷ متر از سنگ دیاباز در طی فرایند بوكسیت زایی دگرسان شده است.

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

واحد	سنگ آهن بوكسیتی بالایی (UBI)	سنگ آهن بوكسیتی پلیتومورفیک (PB)	سنگ آهن بوكسیتی کرم مایل به سبز (GCB)
واحد	سنگ آهن بوكسیتی پالاینی (LBI)	سنگ آهن بوكسیت قرمز (RB)	سنگ آهن بوكسیتی پالاینی (LBI)
SiO <sub>2</sub>	۴۵/۶۲۹	۱۰/۰۶۷	۳۴/۴۹۰
TiO <sub>2</sub>	۱/۸۹۵	۲/۵۲۵	۲/۹۷۹
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵/۶۱۶	۱۹/۰۹۰	۳۴/۰۶۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۲/۵۰۶	۶۱/۸۱۳	۲۷/۰۶۱
MnO	۰/۱۴۹	۰/۰۲۸	۰/۰۱۱
MgO	۲/۴۶۹	۰/۹۳۳	۰/۰۱۱
CaO	۷/۰۶۵	۰/۲۴۸	۰/۳۷۷
Na <sub>2</sub> O	۳/۰۸۹	۰/۱۶۶	۰/۷۲۳
K <sub>2</sub> O	۱/۹۰۲	۰/۰۲۱	۱/۶۰۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۱/۱۲۶	۰/۱۰۷	۰/۰۸۱
Sum	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰	۱۰۰/۰۰۰

<sup>۱</sup>-net mass change

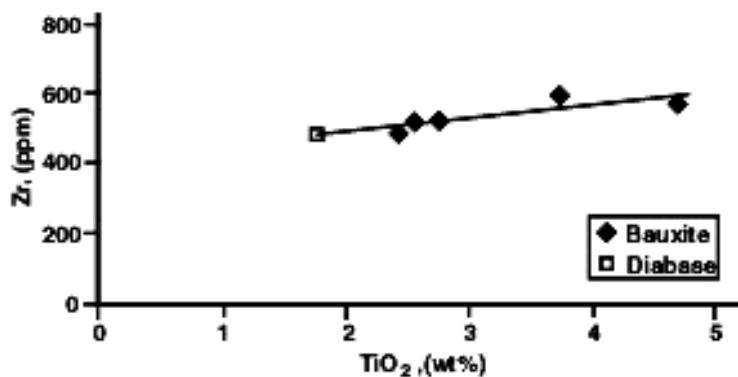
جدول ۳- تغییرات جرم اجزای اصلی برای واحدهای مختلف بوکسیت قپی که بر اساس جز غیر متحرک  $TiO_2$  محاسبه شده و به صورت درصد وزنی فهرست شده‌اند.  $R.C.$  = ترکیب بازسازی شده؛  $E.F.$  = فاکتور غنی شدگی؛  $M.C.$  = تغییر جرم

	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(
$SiO_2$	۱۱/۴۰	-۳۴/۳۲	۲۱/۲۹	-۲۴/۳۳	۱۶/۲۸	-۲۹/۳۴	۱۰/۹۲	-۳۴/۷۰	۱۳/۸۶	-۳۱/۷۶
$Al_2O_3$	۱۴/۴۱	-۱/۲۹	۲۱/۶۶	۶/۰	۱۹/۰۷	۳/۴۵	۱۶/۹۲	۱/۳۴	۱۴/۴۱	-۱/۱۹
$Fe_2O_3$	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	-۶/۹۰	۰/۱۵	-۶/۹۱	۰/۲۱	-۶/۸۵
$Na_2O$	۰/۱۲	-۲/۹۶	۰/۲۰	-۲/۸۸	۰/۲۱	-۲/۸۷	۰/۱۲	-۲/۹۶	۰/۱۱	-۲/۹۷
$K_2O$	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
$P_2O_5$	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	

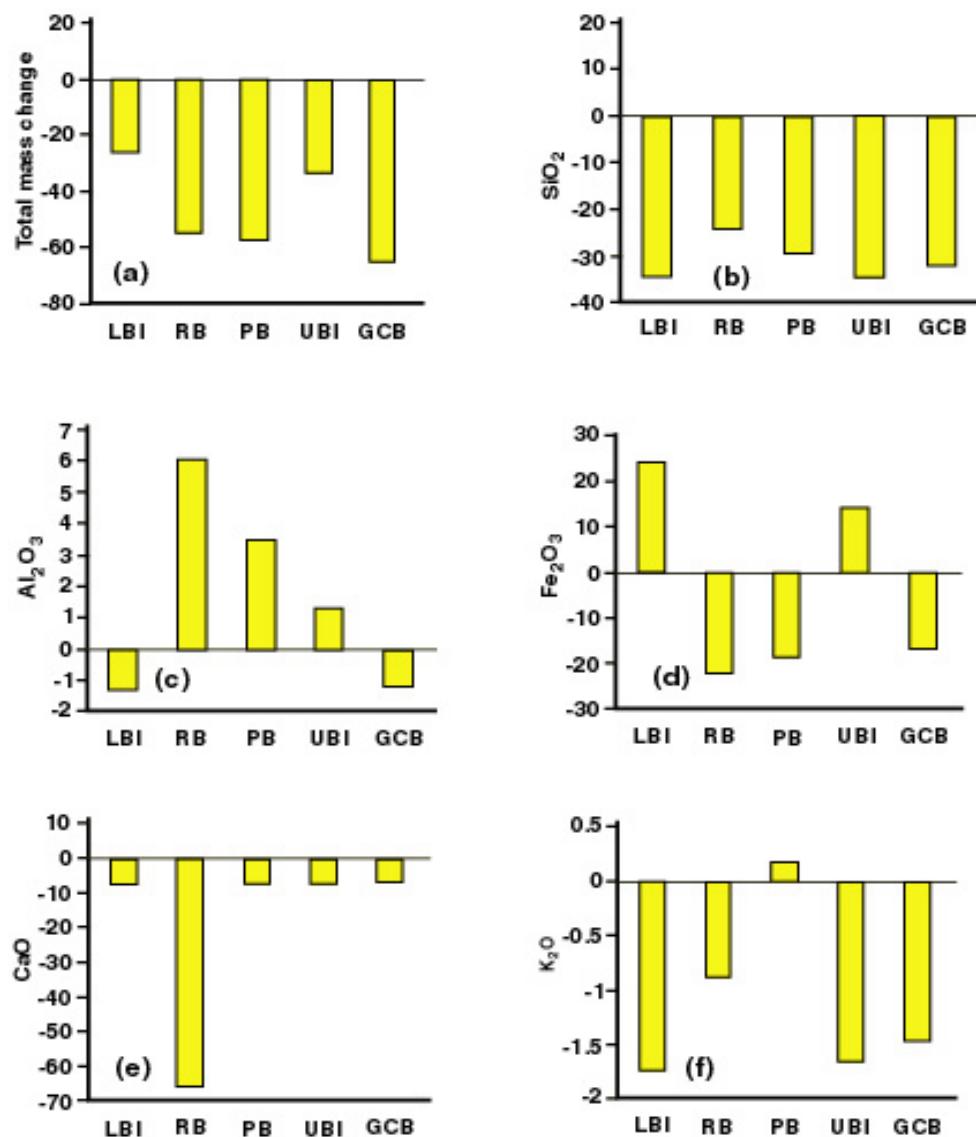
### ژئز بوکسیت

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 مقاومت تشکیل شده باشد، هر یک از منابع توزیعی مختلف از نظر عناصر بی‌تحرک خواهد 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 و لی اگر یک یا چند منبع ناهمگن وجود داشته باشد، یک توزیع تصادفی از یافته‌ها به وجود خواهد آمد [۴]. از آنجا که زوج عناصر بی‌تحرک در قپی فقط یک روند خطی نشان داده که نقطه مربوط به دیاباز نیز بر روی همین خط قرار دارد، می‌توان این سنگ (دیاباز) را یک منشا همگن احتمالی برای این افق بوکسیتی در نظر گرفت.

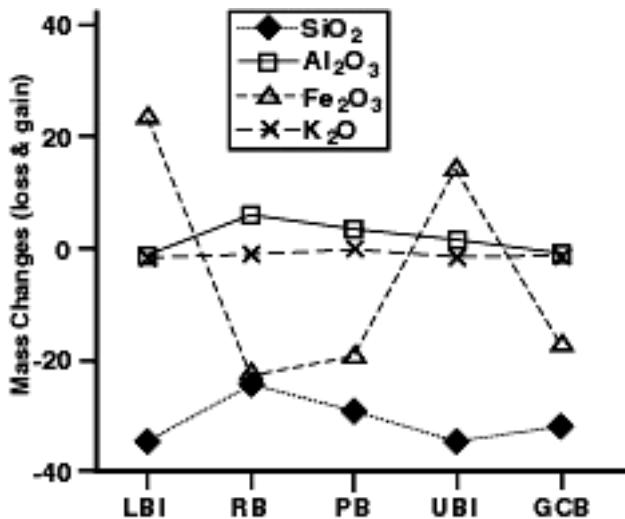
بوکسیتی شدن سنگ‌های دیابازی در قپی از سطح به عمق با ایجاد یک افق بازماند متشکل از واحدهای سنگ آهن بوکسیتی تحتانی (LBI) با اجزای بی‌تحرک (Ti, Fe)، بوکسیت قرمز (RB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al)، بوکسیت پلیتومورفیک (PB) با اجزای بی‌تحرک (Zr, Nb, Ti, Al, K)، سنگ آهن بوکسیتی فرقانی (UBI) و بوکسیت کرم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



شکل ۴- نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Zr$  در نمونه‌های بوكسیتی و سنگ دیاباز در قپی. نقطه مربوط به سنگ دیاباز بر روی خط حاصل از درون یابی نقاط مربوط به واحدهای بوكسیتی قرار می‌گیرد



شکل ۵- تغییرات جرم کلی (a) و عناصر K<sub>2</sub>O (f), Ca<sub>2</sub>O (e), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (d), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (c), SiO<sub>2</sub> (b) در واحدهای بوكسیتی قپی



شکل ۶- تغییرات جرم عناصر K, Fe, Al, Si در عرض پروفیل بوكسیتی قپی

### خلاصه و نتیجه‌گیری

عملکرد فرایندهای هوازدگی، سنگ‌های قبل از پرمین منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و در اثر پدیده لاتریتی شدن، آن‌هارا به بوكسیت تبدیل کرده است. Al و به تبع آن Ti, Fe, Zr و Nb به صورت بازماند در پروفیل هوازدگی در طی فرایند لاتریتی شدن در بالای سازند روتۀ تجمع یافته‌اند. دیاسپور، هماتیت، پیروفلیت و به مقادیر کمتر موسکویت، کائولینیت، روتیل و آناتاز بیشترین حجم افق بوكسیتی را تشکیل می‌دهند. فشارهای ناشی از حرکات تکتونیکی، دگرشكلي‌های ساختاری و فرایندهای دیازن‌تیک نقش بارزی در تشکیل کانی‌های دیاسپور، روتویل، سودو-روتویل و پیروفلیت در بوكسیت کارستی قپی داشته‌اند. روند همبستگی عناصر بازماندی به ویژه عناصر بی‌تحرک در بوكسیت قپی نسبت به یکدیگر خیلی بالا بوده و می‌تواند دلالت بر مشتق شدن آن از یک منبع همگن داشته باشد. نسبت‌های عناصر بی‌تحرک و توزیع آن‌ها نشان می‌دهند که واحدهای بوكسیتی قپی به احتمال زیاد از سنگ‌های دیابازی منطقه مشتق شده‌اند. مقادیر عناصر Si, Fe و Al در جهت عمود بر لایه بوكسیتی 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 بوكسیتی (با استفاده از عنصر شاخص بی‌تحرک Ti) مشخص شد که حداقل ۱۷ متر سنگ مادر دیابازی در طی فرایند بوكسیتی شدن برای تشکیل بوكسیت قپی مصرف شده است.

## منابع

- ۱- افتخارنژاد، ج.، نقشه زمین شناسی مهاباد (۲۵۰۰۰:۱)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۹۷۳).
- ۲- عابدینی، ع.، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوكسیت - لاتریت غرب شهرستان میاندوآب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز، (۱۳۸۱) ۱۲۹ ص.
- ۳- کلاگری، ع.ا.، عابدینی، ع.، مؤذن، م.، زمین شیمی و کانی شناسی افق بوكسیتی قپی (غرب میاندوآب - 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, Lateritesedeszi 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:  $\text{SiO}_2$ -  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  system and Ti, Cr, V and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  relations. Chemical. Geology, Vol. 84 (1990) 30-33.
9. B. Boulange, Bouzat, and M. Pouliquen, Minaralogical 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. Valeton, Bauxites. Elsevier, Amsterdam (1972) 226.
20. I. Valeton, 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. Weiss, Bauxite lateritique et bauxite karstique. Symp. Bauxites, Oxydes et Hydroxydes d'Aluminum Zagreb, 1963 (1964)7-29.