

Geochemistry and Mineralogy of Qopi Bauxitized Horizon in west of Miandoab, West-Azarbaidjan, Iran

A.A. Calagari^{1,2}, A. Abedini¹, M. Moazzen^{1,2}

1- Department of Geology, Natural Science Faculty, Tabriz Univ., Tabriz 51664, Iran.

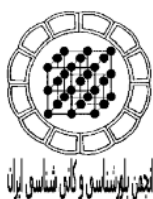
E-mail: calagari@tabrizu.ac.ir

2- Research Institute for Fundamental Sciences (RIFS), Tabriz 51664, Iran.

(received: 16/6/2003, received in revised form: 18/10/2003)

Abstract: The Qopi bauxitic horizon is located west of Miandoab, in West-Azarbaidjan province, NW of Iran. It lies along the boundary of Ruteh (middle-upper Permian) and Elik (lower Triassic) Formations. This horizon includes four distinct lithologic facies such as (1) bauxitic iron ore, (2) ferruginous bauxite, (3) Fe-rich bauxite, and (4) Fe-rich clayey bauxite. Microscopic examinations showed various textures including pelitomorphic, fluidal, colloform, pseudo-breccia, and pseudo-porphyry within the horizon, suggesting an authigenic origin. Based upon field evidence and geochemical data, the fine-grained diabase in the area may be the probable parent rock from which the bauxite layers developed. The results of calculations of mass changes showed that elements such as Na, K, Mg, P, Si, and Ca were depleted, and Fe, Al, and Ti were enriched during bauxitization processes. According to field observations, microscopic examinations, and geochemical investigations, Eh variations (from reducing to oxidizing) and suitable pH (6-8) of descending meteoric waters were the prime factors controlling the formation of Qopi bauxite layers. In addition, the enrichment pattern of immobile elements and field evidence indicate that the Qopi bauxitic horizon may be classified as Mediterranean karst bauxite.

Keywords: *Bauxite geochemistry, Pelitomorphic texture, Bauxitization process, Mediterranean karst bauxite, Immobile elements.*



انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال ۱۳۸۲، شماره ۲، از صفحه ۱۸۹ تا ۲۰۹

مجله
بلورشناسی
و کانی شناسی
ایران

زمین شیمی و کانی شناسی افق بوکسیتی قپی (غرب میاندوآب - آذربایجان غربی)

علی اصغر کلاگری^۱، علی عابدینی^۱، محسن مؤذن^۲

۱- گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، کد پستی ۵۱۶۶۴، تبریز.

۲- مؤسسه تحقیقاتی علوم پایه، تبریز، کد پستی ۵۱۶۶۴، تبریز.

(دریافت مقاله ۱۳۸۲/۳/۲۶، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۲/۷/۲۶)

چکیده: افق بوکسیتی قپی، واقع در غرب میاندوآب استان آذربایجان غربی، در مرز بین سازندهای روته و الیکا واقع شده است. این افق شامل چهار رخساره سنگی مجزاست که عبارتند از: (۱) کانسنگ آهن بوکسیتی، (۲) بوکسیت آهن دار، (۳) بوکسیت غنی از آهن و (۴) بوکسیت رسی غنی از آهن. مطالعات میکروسکوپی، بافت‌های پلیتومورفیک، جریان، کلوفرمی، برشی دروغین، و پورفیری دروغین را در این افق نشان داد که می‌تواند حاکی از یک ژنز برجزا باشد. با توجه به شواهد صحرایی و داده‌های زمین شیمیایی می‌توان سنگ‌های دیابازی موجود در منطقه را محتمل‌ترین سنگ مادر لایه‌های بوکسیتی در نظر گرفت. نتایج بدست آمده از محاسبات تغییر جرم نشان می‌دهند که عناصر Ca, Si, Mg, K, Na و P در طول فرایندهای بوکسیتی شدن از محیط خارج شده و عناصر Al, Fe و Ti غنی شده‌اند. با توجه به مطالعات صحرایی، میکروسکوپی، و زمین شیمیایی، عوامل اصلی تشکیل لایه‌های بوکسیت قپی تغییرات Eh (از احیاء به اکسیدان) و PH مناسب (۶ تا ۸)، آبهای فرورو هستند. بعلاوه بررسی الگوی غنی‌شدگی عناصر بی‌حرک نشان می‌دهد که بوکسیت قپی در رده بوکسیت‌های کارستی مدیترانه‌ای قرار می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی بوکسیت، بافت پلیتومورفیک، فرایند بوکسیت‌زایی، بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای، عناصر بی‌حرک.

مقدمه

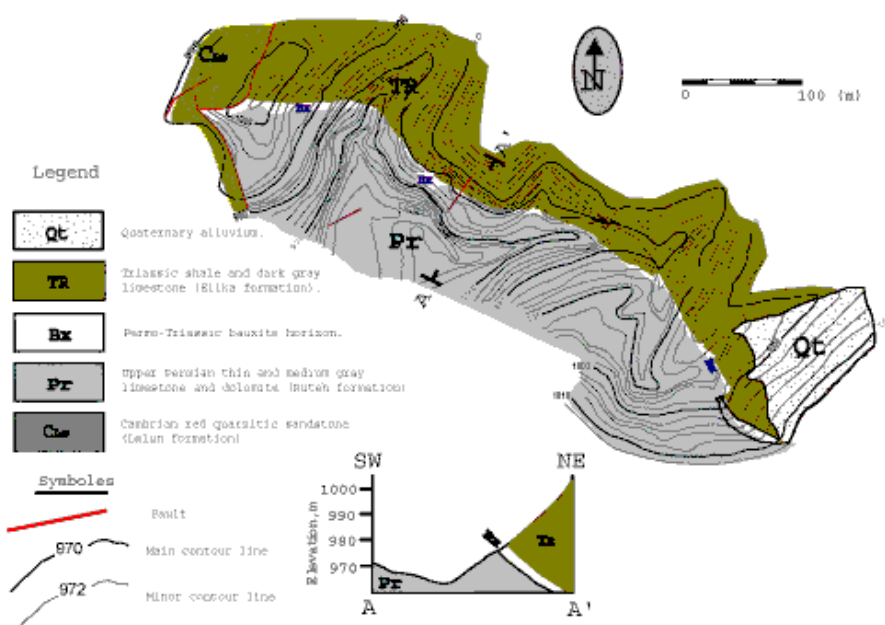
نهمشته بوکسیتی قپی میاندوآب بخشی از ایالت کوچک بوکسیتی جنوب استان آذربایجان غربی است. افق بوکسیتی قپی در ۲۲ کیلومتری شهرستان میاندوآب و ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان ارومیه در محدوده‌ای با طول جغرافیایی 53° و 45° تا 57° و 45° شرقی و عرض جغرافیایی 36° و 36° تا 58° شمالی قرار دارد. حدود ۷۵ نمونه سنگی برای بررسی افق بوکسیتی و سنگهای بستر و پوشش آن، و نیز سنگهایی که احتمالاً از نظر ژنتیکی مرتبط با این نهمشته هستند، برداشت شدند. جهت بررسی‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، و زمین‌شیمیایی، تعداد ۴۶ مقطع نازک و صیقلی به همراه ۲۶ نمونه آنالیز شیمیایی دستگاهی (فلوئورسانی پرتو X، XRF) و شیمیایی تر مورد استفاده قرار گرفتند. با توجه به ریزیلوربودن کانیهای سازنده بوکسیت برای شناسایی کانیها، برای هشت نمونه از روش پراش پرتو X (XRD) نیز استفاده شد.

مطالعات صحرایی

بارزترین واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید، از سازندهای کربناتی- شیلی میلا، ماسه سنگی درود، کربناتی روته، شیلی-کربناتی- آتشفشانی کرتاسه و نهمشته‌های دوران چهارم تشکیل شده‌اند. در مرز بین سازندهای درود و میلا یک نوار آذرین ساب‌آتشفشانی با ترکیب دیابازی با ضخامت تقریبی ۳۰ متر قابل تشخیص است. افق بوکسیتی قپی با امتداد کلی NW-SE به شکل لایه‌ای در مرز بین سازندهای روته و الیکا به صورت هم شیب با شیب $NE 43^{\circ} - 30^{\circ}$ قرار دارد (شکل ۱) [۱].

در محدوده مورد مطالعه، با توجه به رنگ و مشخصات ظاهری، پنج لایه مجزای بوکسیت تشخیص داده شدند که به ترتیب از پائین به بالا عبارتند از: (۱) کلئیدی (CB)، (۲) قرمز (RB)، (۳) پلیتومورفیک (PB)، (۴) قرمز قهوه‌ای (BRB) و (۵) کرم مایل به سبز (GCB). وجود مرز کاملاً مشخص بین اغلب لایه‌های بوکسیتی موجود (جز بوکسیت کلئیدی با بوکسیت سرخ) نشان می‌دهد که تبدیل این افق‌ها به هم علاوه بر تغییر شرایط زمین‌شیمیایی و کانی‌شناختی، ناشی از تغییر وضعیت رسوبگذاری است. وجود رنگهای سرخ، سرخ قهوه‌ای، کرم و کرم مایل به سبز در لایه‌های بوکسیتی، دلالت بر وجود شرایط متفاوت اکسایش و احیاء در حین تشکیل این نهمشته

دارد. عدم وجود الگوهای چند رنگی در سطح لایه‌های بوکسیتی نشان می‌دهد که انحلال و آبشویی هماهنگ از شدت بالایی برخوردار بوده و شرایط زمین شیمیایی یکسانی در تشکیل خود لایه‌ها ضمن فرایندهای بوکسیت‌زایی وجود داشته است [۱].



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه [۱].

مطالعات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی

به دلیل ریزبودن کانیهای سازنده بوکسیت، مطالعات سنگ‌شناسی تنها به منظور بررسی بافت‌های موجود در نمونه‌ها صورت گرفت و برای شناسایی کانیهای تشکیل دهنده از روش XRD استفاده شد. نتایج XRD وجود کانیهای دیاسپور، همتیت، پیروفیلیت، روتیل، آاناتاز، موسکویت، کوارتز، کائولینیت، سودوروتیل، کالیوفیلیت، و انیدریت را در افق‌های بوکسیتی مشخص کرده است. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که لایه‌های بوکسیتی حاوی بافت‌های پلیتومورفیک، کلورمی، جریانی، برشی دروغین و پورفیری دروغین بوده که می‌توانند حاکی از نحوه تشکیل برجای آن [۲] در روند غنی‌شدگی نهشته‌های از کانیهای آلومینیوم و آهن‌دار باشند. بافت‌های کلورمی و

برشی دروغین به بوکسیت‌های کلونیدی، قرمز و قرمز قهوه‌ای و بافت‌های پلیتومورفیک، جریانی و پورفیری دروغین به بوکسیت‌های کرم مایل به سبز و پلیتومورفیک مربوط می‌شوند. وجود بافت‌های کلوفرمی و پلیتومورفیک (آفانیتیک) در این لایه‌ها می‌تواند مبین بوکسیتی شدن غیرمستقیم (indirected bauxitization) سنگ مادر باشد. یعنی پیش از تشکیل بوکسیت قبی، به دلیل عدم وجود سرعت کافی در خروج سیلیس حل شده احتمالاً یک مرحله تشکیل کائولینیت وجود داشته است [۳]. عدم تشکیل کنکرسینونهای پیروئیدی و ائوئیدی در این نهشته ممکن است در اثر همگن بودن کلونید اولیه حاصل از هوازدگی سنگ مادر باشد. تنها کانی قابل تشخیص در مقاطع میکروسکوپی، کانی هماتیت است که معمولاً حاوی شکاف‌های نامنظم و یا شعاعی بوده و اغلب سطح خارجی آن به وسیله فیلمی با ترکیب نامشخص پوشیده شده است. این شکاف‌ها احتمالاً در اثر تراکم ژل حاصل شده [۴] و پوشش‌های ثانویه ممکن است در طی فرایند دیازنری انتهای و یا به صورت اپی ژنتیک در اطراف دانه‌های هماتیت بوجود آمده باشد که می‌تواند به نوبه خود دلیلی بر برجا بودن نهشته باشد [۵].

برای بررسی افق‌های مختلف بوکسیت قبی از نظر درجه تکامل کانیایی، از روش کانی‌شناسی نورماتیو باردوسی [۴] استفاده شد. اساس چنین محاسباتی برای تعیین مقادیر فازهای کانیایی، بر فرضیات و ساده‌سازی‌هایی استوار است. بدین منظور نمونه‌هایی که فازهای کانیایی آنها به روش XRD مشخص شده بود، با استفاده از روش XRF برای تعیین مقدار اکسیدهای اصلی، فرعی و مواد فرار (LOI) آنالیز شدند. سپس کدهایی برای کانیهای سازنده، به صورتی که در ستون اول جدول ۱ نشان داده شده است، به‌عنوان حروف اختصاری انتخاب شدند. در این جدول، S% مقدار سیلیس واکنشی است که در ترکیب با مقدار آلومینیوم مورد نیاز (A%) و مقدار مناسب مواد فرار (H%) کائولینیت، پیروفیلیت، موسکویت، و کالیوفیلیت ساخته می‌شود. با توجه به نوع کانی‌ها در افق‌های بوکسیتی، باقیمانده آلومینیوم با مقدار مناسب مواد فرار (H')، پیوست ۱) ترکیب شده و دیاسپور را تشکیل می‌دهد. بدین منظور با استفاده از جدول ۱ معادلات مربوط برای محاسبه نورم کانیها استخراج و مورد استفاده قرار گرفتند (پیوست ۱).

میزان سیلیس ترکیبی ($R.SiO_2$) از طریق درصد کانی رسی در بوکسیت‌های کلونیدی، سرخ، پلیتومورفیک، سرخ قهوه‌ای، و کرم مایل به سبز مقدار کائولینیت به ترتیب برابر با ۴، ۵، ۴، ۸/۴۶، ۴، ۵، ۴، ۸/۵ درصد بوده‌اند. با در نظر گرفتن مقادیر یاد شده به عنوان درصد کائولینیت نمونه‌های بوکسیت قبی، مقادیر $R.SiO_2$ (S%) برای افق‌های کلونیدی ۲۸/۶۸٪، سرخ ۵۹۷۹٪، پلیتومورفیک ۷/۲٪، سرخ قهوه‌ای ۱۲/۵۶۵٪، و کرم مایل به سبز ۱۱/۴۵٪ بدست آمدند (جدول ۲).

جدول ۱ فرمول نرم. مقادیر %A ، %H ، %Q ، %Fe ، %Ti . کانیها از [۶] و حروف اختصاری کانیها از [۷] اقتباس شده است.

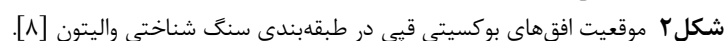
Code	نام کانی	%A = Al ₂ O ₃	%H = LOI	%S = R. SiO ₂	%Q = F. SiO ₂	%Fe = Fe ₂ O ₃	%Ti = TiO ₂
KLN	Kaolinite	۳۹٫۵۰	۱۴٫۰	۴۶٫۵۰	-	-	-
DSP	Diaspore	۸۵٫۰۰	۱۵٫۰	-	-	-	-
HEM	Hematite	-	-	-	-	۱۰۰٫۰۰	-
QTZ	Quartz	-	-	-	۱۰۰٫۰۰	-	-
RT	Rutile	-	-	-	-	-	۱۰۰٫۰۰
ANT	Anatase	-	-	-	-	-	۱۰۰٫۰۰
PRT	Pseudo-rutile	-	-	-	-	۳۹٫۹۹	۶۰٫۰۱
PRL	Pyrophyllite	۲۸٫۳۰	۵٫۰۰	۶۶٫۷۰	-	-	-
MS	Muscovite	۳۸٫۴۰	۴٫۵۲	۴۵٫۲۶	-	-	-
KPT	Kaliophyllite	۳۲٫۲۳	-	۳۸٫۰۰	-	-	-

جدول ۲ در صد کانی‌های نمونه‌های بوکسیت قبی بر اساس محاسبات نورماتیو، اقتباس از [۳] .

Code	نام کانی	CB	RB	PB	BRB	GCB
KLN	Kaolinite	۸٫۴۶	۴	۵	۴	۸٫۵
DSP	Diaspore	۱۷٫۷۱	۳۴٫۴۱	۳۹٫۷۱	۲۵٫۲۵	۳۶٫۷۵
ANH	Anhydrite	-	-	-	۰٫۲۱	-
HEM	Hematite	۵۹٫۶۱	۲۵٫۱۳	۷٫۷۳	۵۰٫۱۷	۱۳٫۱۹
QTZ	Quartz	۱۰٫۵۹	۲۹٫۲۵	۳۱٫۷۹	۱۳٫۰۲	۲۷٫۰۵
RT	Rutile	۲٫۴۴	۲٫۷۷	-	-	-
ANT	Anatase	-	-	۲٫۷۵	-	۴٫۷۱
PRT	Psuedo-rutile	-	-	-	۴٫۲۷	-

PRL	Pyrophyllite	-	۲,۷۹	-	-	۶,۴۸
MS	Muscovite	-	-	۵,۳۰	-	-
KPT	Kaliophyllite	-	-	۴,۳۰	-	-
SUM	-	۹۸,۸۰	۹۸,۳۴	۷۹,۵۹	۹۶,۹۳	۹۶,۷۸

وجود مقادیر متفاوت کانیهای هماتیت، دیاسپور و کوارتز در افقهای مختلف بوکسیت قپی در جدول ۲ نشان دهنده تأثیر شدید فرآیندهای سوپرژن در تشکیل این افقهاست. در بخشهای نسبتاً احیایی (PB, GCB) از این نهشته، کانی هماتیت کمتری وجود دارد، اما کوارتز در آنها بیشتر از بخشهای شدیداً اکسیدان مجاورند (BRB,CB). این مسئله با انحلال آهن (Fe^{+2}) در شرایط نسبتاً احیا و رسوب SiO_2 از اسید سیلیسیک در محلول قابل توضیح است [۲]. نهایتاً با استفاده از نمودار سه متغیره کانیهای آهن‌دار، آلومینیوم و رس‌دار [۸] در شکل ۲ معلوم شد که نمونه‌های بوکسیت قپی از نظر درجه تکامل کانیایی شامل چهار نوع رخساره سنگی مجزا از قبیل: (۱) کانسنگ آهن بوکسیتی، (۲) بوکسیت آهن‌دار، (۳) بوکسیت غنی از آهن و (۴) بوکسیت رسی غنی از آهن هستند.

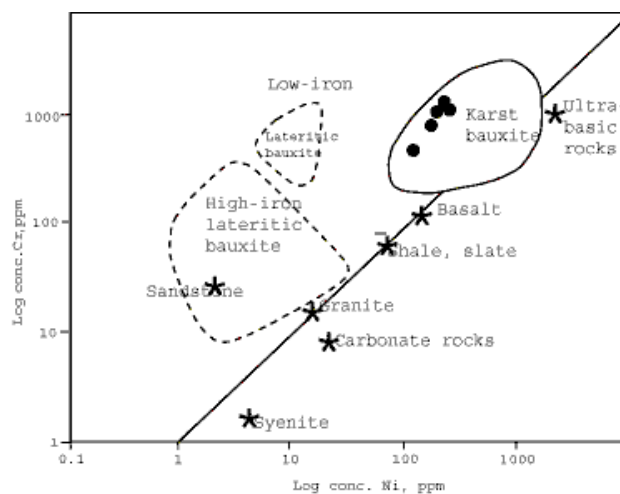


سنگ مادر

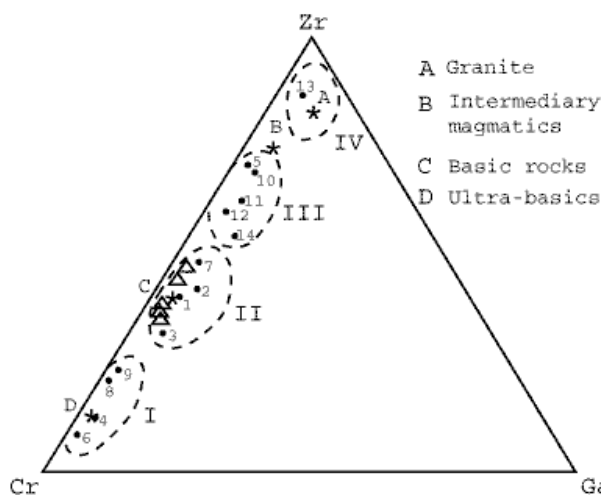
روش زمین شیمیایی دیگری نیز برای تعیین سنگ مادر از طریق تعیین ضریب انباشت عناصر کمیاب (Zn, Ga, Mn, Zr, V, Cr, Ni, Cu) در افقهای بوکسیتی با استفاده از فرمول زیر [۱۱] صورت گرفته است:

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{k_i}{k_l}$$

که در آن، R ضریب انباشت عناصر کمیاب، N تعداد عناصر کمیاب مورد استفاده، K_i مقدار متوسط عنصر کمیاب در لیتوسفر، K_l مقدار متوسط عنصر کمیاب در نمونه مورد نظر و i عنصر کمیاب معین است. مقادیر محاسبه شده R در نمونه‌های بوکسیت قپی با مقادیر مشابه در بوکسیت‌های کارستی مدیترانه‌ای و لاتریتی ارکانزاس قابل مقایسه‌اند (جدول ۴). از آنجا که مقادیر محاسبه شده R به تنهایی نمی‌توانند خصوصیات سنگ شناسی سنگ مادر بوکسیت‌های کارستی را تعیین کنند، لذا باید آنها را نسبت به مقدار کروم (Cr)، که از نظر ژنتیکی یک عنصر کم و بیش پایدار است [۱۰]، بهنجار کرد (شکل ۵). براین اساس، بوکسیت‌های کلونیدی، سرخ و پلیتومورفیک در محدوده مشترک اثر سنگهای مادر اولترافیک و مافیک و بوکسیت‌های سرخ قهوه‌ای و کرم مایل به سبز در محدوده اثر سنگهای مادر مافیک قرار می‌گیرند. از مقایسه میانگین مقدار $\bar{R}$ بوکسیت قپی با سایر ذخایر بوکسیتی دنیا در جدول ۴، و نیز مقایسه محدوده قرارگیری در نمودار سه متغیره Ga و Zr و Cr در شکل ۴، به همراه نمودار دو متغیره R-Cr در شکل ۵ مشخص می‌شود که افقهای بوکسیتی قپی شباهت زیادی با کانسارهای بوکسیت مدیترانه‌ای Obrovac یوگسلاوی، و ذخایر Ariege، و جنوب شرق فرانسه دارد.



شکل ۳ موقعیت بوکسیت‌های کارستی و لاتریتی و سنگ مادرهای مختلف آنها بر اساس نسبت Cr/Ni [۹]. دایره‌های توپر نمونه‌های بوکسیت قپی و ستاره‌ها سنگهای مادر مختلف را نشان می‌دهند.



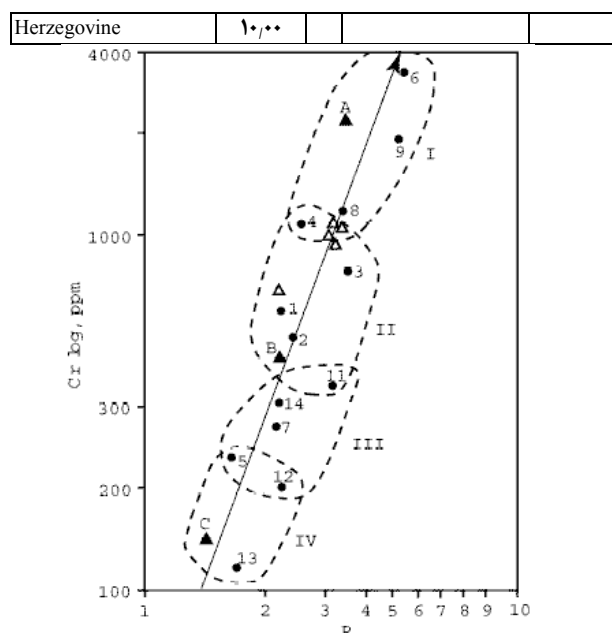
شکل ۴ محل نمونه‌های بوکسیت قپی (مثلث‌های توخالی) و مقایسه آن با بوکسیت‌های کارستی مدیترانه‌ای و بوکسیت لاتریتی ارکانزاس بر اساس مقادیر Ga, Cr, Zr آنها [۱۰]. IV, III, II, I به ترتیب بیانگر مناطق اثر سنگهای مادر الترامافیک، مافیک، حد واسط و اسیدی هستند. A, B, C, D (ستاره‌ها) به ترتیب مربوط به مقادیر عناصر Ga, Cr, Zr در سنگهای ماگمایی اسیدی، حد واسط، مافیک و الترامافیک می‌باشند. اعداد ۱ تا ۱۴ مربوط به ذخایر بوکسیتی مختلف در دنیا هستند که در جدول ۳ آورده شده‌اند.

جدول ۳ مقادیر Zr, Cr, Ga کانسارهای بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای (ارکانزاس بوکسیت کارستی نیست و فقط برای مقایسه آورده شده است) و نمونه‌های بوکسیت قپی [۱].

موقعیت	Zr, ppm	Ga, ppm	Cr, ppm
1) Ariege (France)	۳۶۷	۶۳	۵۳۰
2) SE France	۳۸۹	۶۱	۴۸۵
3) Herzegovine (Yougoslavie)	۳۸۰	۴۰	۷۴۰
4) Obrovac (Yougoslavie)	۱۴۰	۲۰	۹۰۰
5) Bosnie	۷۱۴	۴۶	۲۸۰
6) Kosova	۲۸۵	۲۰	۳۵۰۰
7) Parnasse I (Jurassic) (Greece)	۳۱۴	۴۰	۳۲۳
8) Parnasse II (Cretaceous) (Greece)	۲۷۶	۳۲	۹۹۱
9) Mandra II (Greece)	۵۹۰	۳۰	۲۰۰۰
10) Tran (Bulgarie)	۲۰۰	۱۵	۷۵
11) Padura Graiului (Romania)	۸۲۰	۴۳	۴۳۰
12) Gant, Halimbria (Hongrie)	۴۰۰	۴۰	۲۵۰
13) Arkansas (USA)	۱۳۰۰	۸۶	۱۱۰
14) Akseki- seydisehir (Turkey)	۵۲۰	۶۸	۳۶۵
15) CB- Qopi (Iran)	۴۷۹	۳۸	۹۷۶
16) RB- Qopi (Iran)	۵۱۶	۴۰	۱۱۴۳
17) PB- Qopi (Iran)	۵۸۹	۳۳	۱۲۱۲
18) BRB- Qopi (Iran)	۵۱۵	۳۲	۹۸۲
19) GCB- Qopi (Iran)	۵۶۳	۳۷	۵۷۳

جدول ۴ مقادیر ضرایب انباشتگی عناصر کمیاب نمونه‌های بوکسیتی نهشته قپی و مقایسه آنها با ضرایب انباشتگی کانسارهای بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای و لاتریتی ارکانزاس [۱۰].

مناطق بوکسیتی	R	مناطق بوکسیتی	R
Arkansas (USA)	۱/۹۱	Parnasse II	۳/۵۸
Bosnie	۱/۷۳	Padurea Grailui	۳/۶۳
Parnasse I	۲/۲۷	Kosova	۴/۵۴
Ariege	۲/۳۲	Mandra II	۵/۷۲
Akseki- seydisehir	۲/۴۴	CB- Qopi (Iran)	۲/۸۱
Obrovac	۲/۵۵	RB- Qopi (Iran)	۳/۱۱
Istrie (Yougoslavie)	۲/۸۴	PB- Qopi (Iran)	۳/۰۹
SE France	۲/۵۰	BRB- Qopi (Iran)	۳/۰۲
Gant, Halimbria	۳/۰۰	GCB- Qopi (Iran)	۲/۱۱



شکل ۵. تغییرات ضریب انباشتگی (R) عناصر کمیاب در نمونه‌های بوکسیت قپی (مثلث‌های تو خالی) و مقایسه آن با بوکسیت‌های کارستی مدیترانه ای و لاتریتی ارکانزاس به عنوان تابعی از عنصر Cr [۱۰]. I, II, III, IV به ترتیب بیانگر مناطق اثر سنگهای مادر الترامافیک، مافیک، حد واسط و اسیدی هستند. B, A و C (مثلث‌های توپر) به ترتیب مربوط به لاتریت‌های حاصل از آمفیبولیت، بازالت و گرانیت هستند. برای توضیح اعداد به شکل ۴ مراجعه کنید.

بر اساس شواهد صحرایی با توجه به شکلهای ۳، ۴ و ۵ (که نوع سنگ مادر احتمالی را مشخص می‌کنند) سنگهای دیابازی موجود در منطقه را می‌توان محتمل‌ترین سنگ مادر نهشته در قپی در نظر گرفت. برای تعیین صحت و سقم این مسئله از روش زمین شیمیایی والیتون و همکاران [۱۲] استفاده شده است. این روش براساس ترسیم نمودارهای دو متغیره دو عنصر بی‌تحرك در طول فرایندهای هوازدگی استوار است. در انبارش بازماندهای کانسنگهای بوکسیت، Al بیشتر یک عنصر بی‌تحرك (در محدوده pH ۵ تا ۹) شناخته می‌شود [۱۳]. برای تعیین عناصر بی‌تحرك در این نهشته، از ضریب همبستگی خطی بین عناصر استفاده شد [۱۴]، که نتیجه در جدول ۵ نشان داده شده است. عناصر Ti، Zr و Nb که ضرایب همبستگی بالای ۹۰٪ ($R > 0.9$) را با عنصر آلومینیوم

نشان می‌دهند (جدول ۵) به عنوان عناصر بی‌تحرك مشخص شده‌اند. نمودارهای دو متغیره عناصر بی‌تحرك Al-Zr, Al-Nb, Al-Ti, Ti-Zr و Nb-Zr نشان می‌دهند که لایه‌های هوازده در طول فرایندهای بوکسیت زایی متحمل تغییر جرم شده و نسبت Zr/Al, Zr/Ti, Zr/Nb, Al/Ti, Nb/Al در سنگ دیاباز منطقه همانند نسبت‌های مشابه در نمونه‌های بوکسیتی هستند و به همین جهت سنگ دیاباز روی خط روند هوازدگی قرار می‌گیرد (شکل ۶). از اینرو خاستگاه نهشته بوکسیتی مرتبط با سنگهای دیابازی منطقه در نظر گرفته شده است.

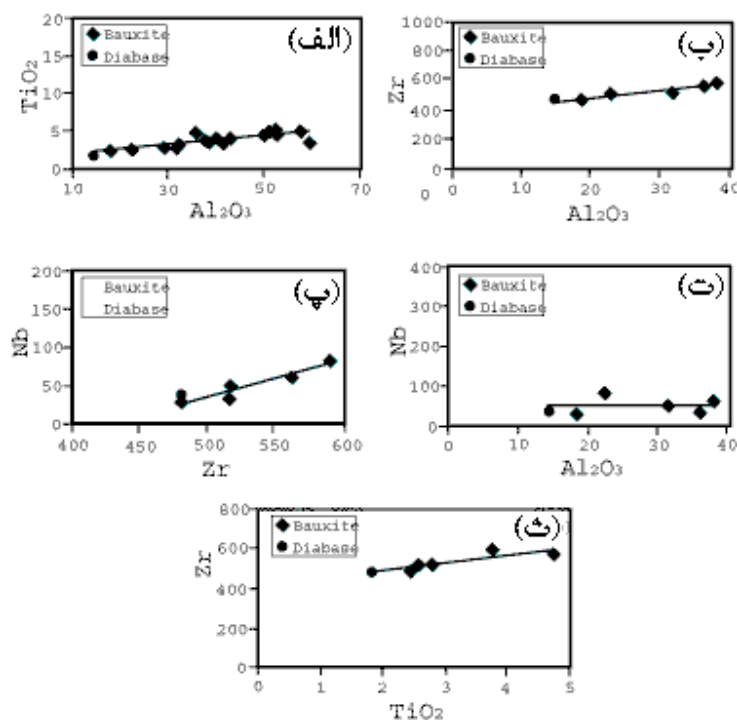
محاسبات تغییر جرم عناصر

با توجه به برجا بودن نهشته بوکسیتی قپی، برای دستیابی به فرایندهای زمین‌شیمیایی دخیل در تشکیل آن، از روش زمین‌شیمی محاسبات تغییر جرم [۱۶] که بر مبنای (۱) عنصر شاخص بی‌تحرك، (۲) عامل غنی شدگی، (۳) ترکیب بازسازی شده و (۴) تغییر جرم عناصر استوار است، استفاده شده است، که هر مورد در ادامه بررسی می‌شود.

۱- عنصر شاخص بی‌تحرك: برای محاسبه تغییر جرم عناصر، لازم است عنصری را که تغییرات شیمیایی و فعالیتهای زمین‌شیمیایی اندکی دارد و در طول فرایندهای هوازدگی و دگرسانی بی‌تحرك می‌ماند، انتخاب و تغییرات عناصر دیگر را نسبت به این عنصر محاسبه کرد [۱۷]. با اعتقاد بر اینکه سنگهای دیابازی، سنگ مادر تشکیل دهنده لایه های بوکسیتی است، فراوانی عنصر Zr در آن به عنوان مبنای محاسباتی انتخاب شد.

جدول ۵ ضریب همبستگی خطی عناصر در بوکسیت قپی [۱۴].

	Al	V	Ti	Cr	Fe	Ni	Y	Zr	Nb	Th	Ba
Al	۱,۰۰۰										
V	۰,۳۷۱	۱,۰۰۰									
Ti	۰,۹۰۹	۰,۱۰۳	۱,۰۰۰								
Cr	۰,۵۳۲	۰,۹۲۵	۰,۲۶۷	۱,۰۰۰							
Fe	-۰,۷۸۳	۰,۴۴۳	-۰,۶۰۹	۰,۲۱۶	۱,۰۰۰						
Ni	۰,۴۳۲	۰,۹۷۳	۰,۲۴۰	۰,۹۰۰	۰,۳۲۶	۱,۰۰۰					
Y	-۰,۴۲۰	۰,۴۶۳	-۰,۵۲۳	۰,۱۸۵	۰,۷۸۹	۰,۳۹۴	۱,۰۰۰				
Zr	۰,۹۳۰	۰,۲۶۷	۰,۸۶۰	۰,۴۱۰	-۰,۶۶۰	۰,۴۰۱	-۰,۶۶۴	۱,۰۰۰			
Nb	۰,۸۷۶	۰,۰۵۸	۰,۷۳۹	-۰,۵۲۰	۰,۸۱۳	-۰,۰۲۹	-۰,۷۲۴	۰,۹۳۲	۱,۰۰۰		
Th	۰,۲۲۶	۰,۸۹۱	۰,۰۸۴	۰,۸۹۱	۰,۵۰۰	۰,۸۷۰	۰,۱۶۴	۰,۲۱۱	۰,۰۸۰	۱,۰۰۰	
Ba	۰,۵۱۶	۰,۱۱۱	۰,۰۵۲	۰,۰۵۲	-۰,۳۳۰	۰,۰۵۱	-۰,۳۳۷	-۰,۶۹۱	۰,۴۷۸	-۰,۰۲۲	۱,۰۰۰



شکل ۶ نمودارهای همبستگی، الف) Al_2O_3 - TiO_2 ، ب) Al_2O_3 - Zr ، پ) Zr - Nb ، ت) Al_2O_3 - Nb ، ث) TiO_2 - Zr نمونه های بوکسیتی و سنگ دیاباز [۱۵]. خط پیوسته حاصل از درون یابی بهترین خط روند هوازدگی است.

۲- تعیین عامل غنی شدگی: پس از بهنجارسازی داده های زمین شیمیایی براساس مواد فرار (LOI)، عامل غنی شدگی براساس مقدار Zr در سنگ دیاباز و لایه های بوکسیت از معادله زیر برای هر یک از لایه ها محاسبه شد [۱۶]، به این ترتیب که:

$$E.F. = \text{فراوانی } Zr \text{ در سنگ هوازده (بوکسیت)} / \text{فراوانی } Zr \text{ در سنگ دیاباز}$$

۳- **تعیین ترکیب بازسازی شده:** با استفاده از عامل غنی‌شدگی، ترکیب بازسازی شده از رابطه زیر برای هر عنصر محاسبه می‌شود [۱۶]:

$$R.C. = E.F. \times \text{فرآوری عنصر در بوکسیت بر حسب درصد وزنی}$$

۴- **تعیین تغییر جرم عناصر:** مقادیر تغییر جرم عناصر از رابطه زیر محاسبه شد [۱۶]:

$$M.C. = R.C. - \text{فرآوری عنصر در سنگ مادر بر حسب درصد وزنی}$$

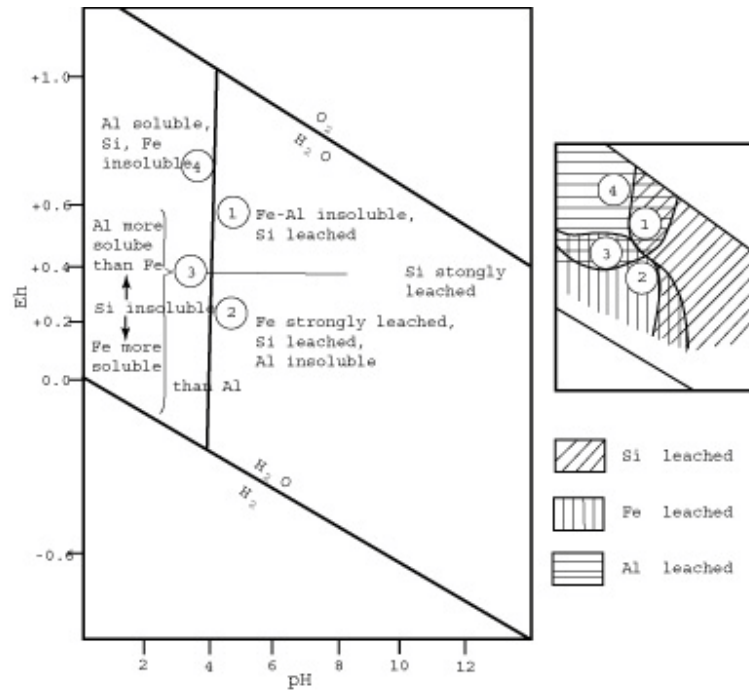
نتایج بدست آمده از محاسبات تغییر جرم عناصر در لایه‌های مختلف بوکسیت قپی در جدول ۶ نشان می‌دهند که در افق‌های بوکسیت کلونیدی و سرخ قهوه‌ای، مقدار اکسید آهن به مقدار خیلی زیاد و در افق بوکسیت سرخ به مقدار ناچیز افزایش یافته است. در افق‌های بوکسیت پلیمورفیک و کرم مایل به سبز خروج Fe مشاهده می‌شود و در تشکیل تمامی لایه‌ها کم‌وبیش افزایش Al و کاهش SiO_2 وجود دارد. با توجه به مطالعات میکروسکوپی انجام شده وجود یک کلونید غنی از آهن (سیدروژل) در تشکیل بوکسیت‌های سرخ قهوه‌ای و کلونیدی محتمل است. همچنین وجود یک کلونید غنی از Al (آلوموژل) در تشکیل بوکسیت کرم مایل به سبز و پلیمورفیک و یک کلونید غنی از Al, Fe (آلوموسیدروژل) در تشکیل بوکسیت سرخ، همراه با خروج سایر عناصر متحرک از محیط قابل تصور است. نهایتاً با جمع جبری تغییر جرم عناصر برای هر یک از افق‌ها مشخص شد که لایه‌های مختلف بوکسیتی کاهش جرمی در گستره ۰/۰۱٪ تا ۳۰/۷۹٪ و میانگین ۱۷/۸۴٪ در طول فرآیندهای هوازدگی از خود نشان می‌دهند.

جدول ۶ تغییرات جرم عناصر در لایه‌های بوکسیتی بر اساس عنصر شاخص بی‌حرک Zr

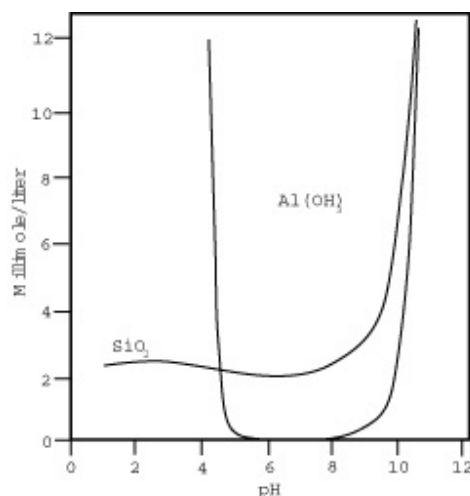
	CB	RB	PB	BRB	GCB
Al_2O_3	۳/۴۷۳	۱۶/۰۱۳	۱۹/۹۵۴	۷/۲۱۰	۲/۲۵۶
SiO_2	-۳۰/۵۶۶	-۱۴/۵۵۳	-۱۵/۲۷۳	-۳۰/۹۲۳	-۱۳/۱۳۳
Fe_2O_3	۴۰/۷۵۵	۴/۰۵۴	-۱۳/۷۸۶	۳۰/۵۰۲	-۸/۶۳۶
CaO	-۶/۸۱۷	-۶/۷۱۶	-۶/۸۶۸	-۶/۸۵۷	-۶/۵۶۵
Na_2O	-۲/۹۲۴	-۲/۷۹	-۲/۶۹۵	-۲/۹۲۰	-۲/۷۸۰
K_2O	-۱/۸۸۲	-۰/۴۱۴	۱/۹۸۳	-۱/۵۷۵	-۰/۸۴۸
MgO	-۱/۵۳۶	-۲/۴۶	-۲/۴۳۲	-۱/۸۸۳	-۲/۴۲۲

TiO₂	۰٫۶۳۰	۰٫۸۷۰	۱٫۶۳۶	۰٫۶۵۵	۲٫۵۴۰
P₂O₅	-۱٫۰۲۰	-۱٫۰۵۲	-۱٫۰۸۰	-۱٫۰۸۱	-۱٫۰۷۰
MnO	-۰٫۱۲۲	-۰٫۱۴۰	-۰٫۱۴۷	-۰٫۱۳۳	-۰٫۱۳۰

با توجه به وضعیت غنی‌شدگی و یا انحلال عناصر $(\text{Al}_2\text{O}_3)\text{Al}$ ، $(\text{SiO}_2)\text{Si}$ و $(\text{Fe}_2\text{O}_3)\text{Fe}$ در افق‌های مختلف بوکسیتی و مقایسه آنها با هم، تغییرات Eh را می‌توان مهمترین عامل تغییرات این عناصر در نظر گرفت [۱۸] (شکل ۷). با در نظر گرفتن این مسئله و نحوه قرارگیری این افق‌ها، می‌توان تغییرات Eh آب‌های فرو رو را در گستره $+۰٫۱$ تا $+۰٫۶$ در طول تشکیل این نهشته محتمل دانست. با مقایسه تغییرات جرم SiO_2 با Al_2O_3 می‌توان احتمال داد که pH آب‌های فرو رو در طول تشکیل افق بوکسیتی قبی در حدود ۶ تا ۸ بوده که باعث انحلال SiO_2 و برجا گذاشتن Al_2O_3 شده است (شکل ۸) [۱۳].



شکل ۷ نقش pH و Eh در تشکیل بوکسیت‌ها با توجه به تحرک عناصر [۱۸].



شکل ۸ حلالیت SiO_2 و $\text{Al}(\text{OH})_3$ به عنوان تابعی از pH در 25°C [۱۳].

برداشت

وقفه رسوبی پرمین فوقانی تا تریاس باعث شده تا فرایندهای هوازدگی بر سنگهای دیابازی تأثیر گذاشته و تناوب رسوبی غنی از آلومینیوم و آهن در منطقه تشکیل شود. در طول عملکرد فرایندهای سوپرژن از کلوئید اولیه، کلوئیدهایی از نوع سیدروژل، آلوموژل و آلوموسیدروژل تشکیل شده است. این کلوئیدها به دلیل عدم وجود هسته‌های مناسب و همگن بودن، خود باعث تشکیل بافتهای پلیتومورفیک، کلوفرمی، پورفیری دروغین و جریان‌ی شده‌اند. تأثیر فرایندهای تکتونیکی بر این نهشته باعث ایجاد بافت برشی دروغین شده است. بررسیهای کانی‌شناسی حکایت از تأثیر شدید فرایندهای سوپرژن در تشکیل این نهشته دارد. محاسبات تغییرات جرم، مشخص کرد که عناصر Al ، Fe و Ti ضمن فرایندهای بوکسیت‌زایی بی‌تحرك بوده‌اند و به‌صورت بازماند (residual) غنی شده‌اند، به‌طوریکه Fe در درون خود سیستم بوکسیتی تغییرات جرم شدیدی نشان می‌دهد. عناصر Ca ، Na ، K ، P و Mn از محیط خارج شده و کاهش جرم نشان می‌دهند. تغییر جرم کل در لایه بوکسیت کلوئیدی $\text{MC} = -0.01\%$ ، در لایه بوکسیت سرخ $\text{MC} = -7.19\%$ ، در لایه بوکسیت پلیتومورفیک $\text{MC} = -18.71\%$ ، در لایه بوکسیت سرخ قهوه‌ای $\text{MC} = -7\%$ و در لایه بوکسیت کرم مایل به سبز این مقدار برابر 30.79% است. با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی، عامل اصلی تشکیل افقهای مختلف بوکسیت قبی تغییرات Eh

آبهای فرورو و pH مناسب (۶ تا ۸) از یک ژل اولیه همگن بوده و می‌توان این نهشته را در رده ذخائر بوکسیت کارستی مدیترانه‌ای قرار داد.

تشکر و قدردانی

این مقاله برگرفته از رساله کارشناسی ارشد نویسنده دوم است که از سوی معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز حمایت مالی شده است. از اظهار نظرهای سازنده داوران محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران تشکر می‌کنیم.

مراجع:

- [۱] عابدینی علی، بررسی زمین‌شناسی اقتصادی نهشته های بوکسیت – لاتریت غرب‌میان‌دوآب، رساله کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز [۱۳۸۱].
- [2] Bardossy G.Y., *Karst Bauxites (bauxite deposits on carbonate rock*, Elsevier Scientific, Amsterdam [1982].
- [3] Boulange B., *Les formation bauxitiques lateritiques de Cote d' Irvore*, Travaux et documents d' ORSTOM, Paris, **175** [1984] 341.
- [4] Bardossy G.Y., Aleva G.Y.Y., *Lateritic Bauxites*, Akademia, Kiado Budapest [1990].
- [5] Nia R., *Geologische, geochemische Untersuchungen Zum problem der Boehmite- Diaspore Genese in griechischen Oberkeide- Bauxiten der Parnass-Kiado- Zone*, Thesis Univ. of Hamburg [1968].
- [6] Dana D., Cornelis K., Cornelius H., *Manual of mineralogy*, John Wiley and Sons [1985].
- [7] MacLean W.H., Kranidiotis P., *Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit*, Matagami, Quebec, *Economic Geology*, **82** [1987] 951-962.
- [8] Valetton I., *Bauxites*, Elsevier, Amsterdam [1972].
- [9] Schroll E., Sauer D., *Beitrag zur geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molibdan in bauxitischen Gestemen und problem der stofflichen Herkunft des Aluminiums*, Travaux de ICSOBA, Zagreb, **5** [1968] 83-96.
- [10] Ozlu N., *Trace – element contents of “ Karst Bauxites ” and their parent rocks in the Mediterranean Belt*, *Mineralium Deposita*, **18** [1983] 469-476.

- [11] Shaw D.M., *Interpretation geochimique des elements en traces dans les roches cristallines*, Masson et cie. Paris [1964].
- [12] Valetton I., Biermann M., Rosenberg F., *Genesis of nikel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks*, Ore Geol Rev., **2** [1987] 359-404.
- [13] Mason B., Moore C.B., *Principles of geochemistry*, John Wiley&Sons [1982].
- [14] Rollinson H., *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific and Technical [1993].
- [15] MacLean W.H., Kranidiotis P., *Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec*, Economic Geology, **82** [1987] 951-962.
- [16] MacLean W.H., *Mass change calculations in altered rock series*, Mineralium Deposita, **25** [1990] 44-49.
- [17] MacLean W.H., Bonavia F.F., Sanna G., *Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia*, Mineralium Deposita, **32** [1997] 607-616.
- [18] Norton S.A., *Laterite and bauxite formation*, Econ. Geol., **68** [1973] 353-361.

پیوست ۱

معادلات استخراج گردیده جهت محاسبه نورم کانیها

$$\begin{aligned} \text{KLN} &= 2.151 \text{ R. SiO}_2 \\ \text{H}_{\text{KLN}} &= 0.301 \text{ R. SiO}_2 \\ \text{A}_{\text{KLN}} &= 0.850 \text{ R. SiO}_2 \\ \text{S}_{\text{KLN}} &= 1.000 \text{ R. SiO}_2 \\ \text{PRL} &= 1.5 \text{ R. SiO}_2 \end{aligned}$$

$$H_{PRL} = 0.000$$

$$A_{PRL} = 0.424 \text{ R. SiO}_2$$

$$S_{PRL} = 1.000 \text{ R. SiO}_2$$

$$MS = 2.282 \text{ R. SiO}_2$$

$$H_{MS} = 0.010 \text{ R. SiO}_2$$

$$A_{MS} = 0.848 \text{ R. SiO}_2$$

$$S_{MS} = 1.000 \text{ R. SiO}_2$$

$$KPT = 1.849 \text{ R. SiO}_2$$

$$H_{KPT} = 0.000$$

$$A_{KPT} = 0.848 \text{ R. SiO}_2$$

$$S_{KPT} = 1.000 \text{ R. SiO}_2$$

$$A' = A - (A_{KLN} + A_{PRL} + A_{MS} + H_{KPT})$$

$$H' = H - (H_{KLN} + H_{PRL} + H_{MS} + H_{KPT})$$

$$H' = 0.176 A_{DSP}$$

$$A' = A_{DSP}$$

$$DSP = 1.176 A'$$

$$QTZ = T_{SiO_2} - (S_{KLN} + S_{PRL} + S_{MS} + S_{KPT})$$

- [۱] عابدینی علی، بررسی زمین شناسی اقتصادی نهشته های بوکسیت – لاتریت غرب میاندوآب، رساله کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه تبریز [۱۳۸۱].
- [2] Bardossy G.Y., *Karst Bauxites (bauxite deposits on carbonate rock*, Elsevier Scientific, Amsterdam, [1982].
- [3] Bardossy G.Y., Aleva G.Y.Y., *Lateritic Bauxites*, Akademia, Kiado Budapest, [1990].
- [4] Boulange B., *Les formation bauxitiques lateritiques de Cote d' Ivoire*, Travaux et documents d' ORSTOM, Paris, **175** [1984] 341.
- [5] Dana D., Cornelis K., Cornelius H., *Manual of mineralogy*, John Wiley and Sons, [1985].
- [6] Kretz R., *Symbols for rock- forming minerals*, American Mineralogist, **68** [1983] 277-279.
- [7] MacLean W.H., Kranidiotis P., *Immobile elements as monitors of mass transfer in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit*, Matagami, Quebec, Economic Geology, **82** [1987] 951-962.
- [8] MacLean W.H., *Mass change calculations in altered rock series*, Mineralium Deposita, **25** [1990] 44-49.
- [9] MacLean W.H., Bonavia F.F., Sanna G., *Argillite debris converted to bauxite during karst weathering: evidence from immobile element geochemistry at the Olmedo Deposit, Sardinia*, Mineralium Deposita, **32** [1997] 607-616.
- [10] Mason B., Moore C.B., *Principles of geochemistry*, John Wiley&Sons [1982].
- [11] Nia R., *Geologische, geochemische Untersuchungen Zum problem der Boehmite- Diaspore Genese in griechischen Oberkeide- Bauxiten der Parnass-Kiado- Zone*, Thesis Univ. of Hamburg [1968].
- [12] Norton S.A., *Laterite and bauxite formation*, Econ. Geol., **68** [1973] 353-361.
- [13] Ozlu N., *Trace – element contents of “ Karst Bauxites ” and their parent rocks in the Mediterranean Belt*, Mineralium Deposita, **18** [1983] 469-476.
- [14] Rollinson H., *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific and Technical [1993].
- [15] Schroll E., Sauer D., *Beitrag zur geochemie von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium und Molibdan in bauxitischen Gestemen und problem der*

stofflichen Herkunft des Aluminiums, Travaux de ICSOBA, Zagreb, **5** [1968] 83-96.

[16] Shaw D.M., *Interpretation geochimique des elements en traces dans les roches cristallines*, Masson et cie. Paris [1964].

[17] Valetton I., *Bauxites*, Elsevier, Amsterdam [1972].

[18] Valetton I., Biermann M., Rosenberg F., *Genesis of nikel laterites and bauxites in Greece during the Jurassic and Cretaceous, and their relation to ultrabasic parent rocks*, Ore Geol Rev., **2** [1987] 359-404.