

زمین شیمی و تبادل جرم واحدهای بوکسیتی مختلف در کانسار بوکسیت مومبی (جنوب غرب ایران)

حسن زمانیان^۱، فرهاد احمدنژاد^{۱*}، علیرضا زراسوندی^۲، پریسا شاهکرمی^۱، منا صامتی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

(دریافت مقاله: ۹۴/۱۲/۷، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۵)

چکیده: کانسار بوکسیت مومبی در ۱۶۰ کیلومتری شمال غرب دهدشت و در منطقه‌ی ساختاری زاگرس چین‌خورده‌ی ساده قرار گرفته است. این ذخیره بوکسیتی از نوع کارستی بوده و دارای بافت اووئیدی و پیزولیتی است. توده معدنی از نظر کانی‌شناسی حاوی فراوانی بالاتری از بوهمیت نسبت به دیاسپور، هماتیت، کائولینیت و آناز است. در این پژوهش ژئوشیمیایی عناصر نامتحرک به‌منظور محاسبه‌ی مبادله‌های جرمی طی فرآیندهای هوازگی و بوکسیتی شدن استفاده شده است. نتایج نشان داد که طی این فرایندها عناصری مانند Si, Fe, Mg, P, K, Ba, Sr, Zn دارای تبادلات جرم منفی بوده درحالیکه عناصر Y, Ga, Ni, Cr, V, Zr, Al و LREE تبادلات جرمی مثبتی را نشان می‌دهند. علاوه بر این عناصر U, Cs, Rb, Ta, Hf, Nb, Th و HREE نسبتا نامتحرک بوده و تبادلات جرم بسیار اندکی را از خود به نمایش می‌گذارند. تحلیل روابط بین عنصری کانه‌ها با استفاده از روش تحلیل عاملی نوع R (mode factor analysis) چند یافته‌ی مهم را آشکار می‌کند: (۱) برخی عناصر کم محلول در زیرکن‌های آواری (Zr)، آناز (Ti) و احتمالا در بوهمیت، هماتیت و کانی‌های آواری (Ga) طی مرحله نهایی بوکسیتی شدن تمرکز یافته‌اند؛ (۲) تمرکز Fe طی شرایط آب و هوایی مرطوب رخ داده است در حالیکه انباشت Al طی دوره‌های خشک‌تر آب و هوایی صورت گرفته است؛ (۳) وزن‌های مشابه و معنی‌دار U و Th نشان می‌دهند که فراوانی کانی‌های سنگین عناصر (HFSE) ممکن است به صورت محلی در کنترل رفتار اورانیوم مهم باشند؛ (۴) توزیع عناصر خاکی نادر سبک و سنگین در اثر میزان پایداری همبافت‌های حمل‌کننده REE و حضور فازهای کانیایی REE دار کنترل می‌شود؛ و (۵) نسبت $(La/Yb)_n$ نشان‌دهنده‌ی تفکیک جزئی LREE/HREE طی بوکسیت‌زایی بوده و نوسان‌های موجود در این نسبت ممکن است نشان‌دهنده‌ی نوسان‌های pH در خاک باشد.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، تحلیل عاملی نوع R، تبادل‌های جرمی، بوکسیت کارستی، مومبی.

مقدمه

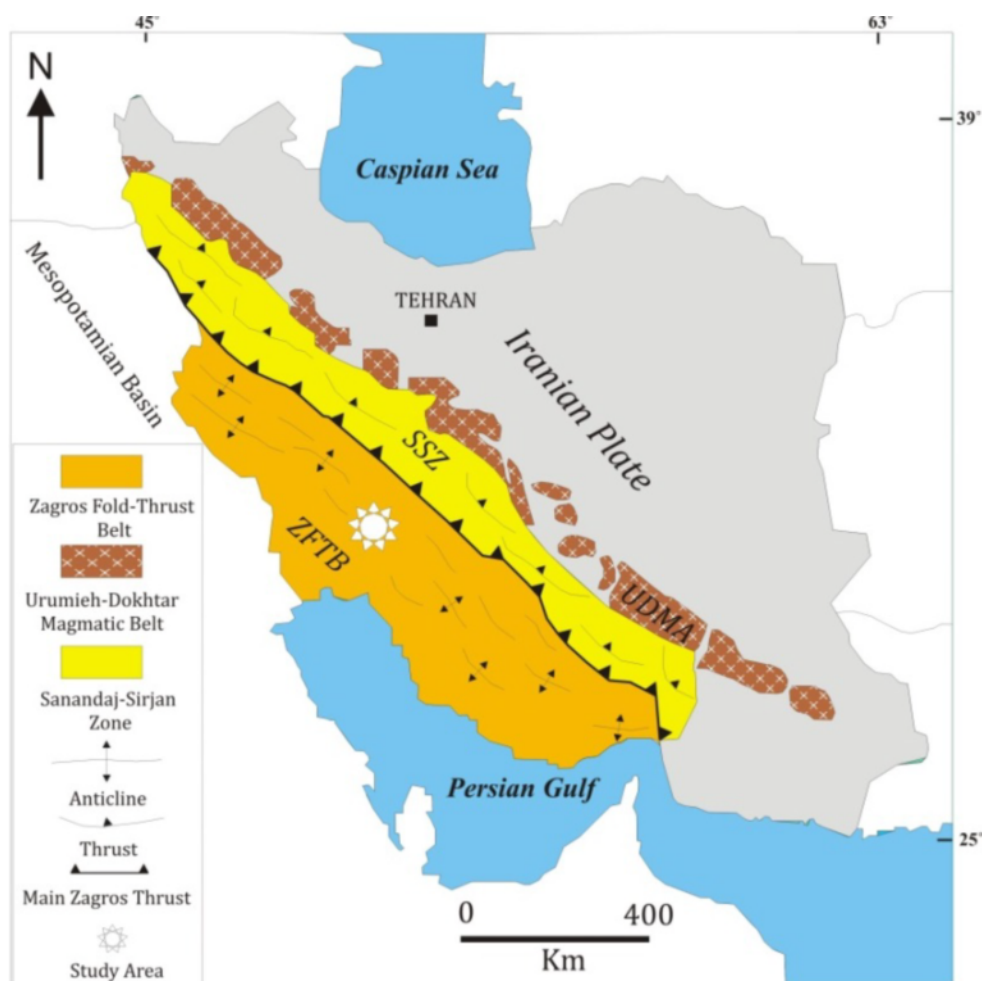
(۲) نوع لاتریتی و (۳) نوع کارستی رده‌بندی کرده‌اند. این بررسی در ارتباط با آخرین گروه از این کانسارها، یعنی کانسارهای نوع کارستی صورت گرفته است. بوکسیت‌های کارستی محصول فرآیندهای خاکزاد در شرایط هوازگی و فرسایش سطحی هستند و بیشتر با سیلیس‌زدایی و انباشت آلومینیوم در خاک‌های برجا همراهند [۵]. بسیاری از

ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، بافتی و زمین‌شیمیایی کانسارهای بوکسیت در نقاط مختلف جهان توسط پژوهندگان زیادی مورد بررسی قرار گرفته است [۱-۴]. این پژوهندگان کانسارهای بوکسیت را بر اساس کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سنگ‌شناسی سنگ بستر به سه دسته شامل: (۱) نوع تیخوین،

مورد بررسی قرار گرفته است [۴، ۵ و ۸]. اخیراً چندین رخداد و کانسار دیگر در بخش مرکزی ZSFB توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور شناسایی شده‌اند. با این وجود بیشتر این کانسارها هنوز مورد بررسی قرار نگرفته‌اند. بنابراین آگاهی از زمین شناسی، کانی شناسی و زمین شیمیایی هر یک از آنها نقش مهمی در شناخت بهتر فرآیندهای موثر در تشکیل کانسارهای بوکسیت در این بخش از ZSFB دارد. این کانسارها در حدفاصل سنگ‌های آهکی دریایی سازندهای ایلام و سروک (به عنوان یک پیوستگی مهم در زاگرس) قرار گرفته‌اند. کانسار بوکسیت مومبی یکی از کانسارهای بوکسیت موجود در کمربند چین خورده‌ی ساده زاگرس است. این کانسار در موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 05'$ عرض شمالی و $50^{\circ} 02'$ طول شرقی در شمال غربی استان کهگیلویه و بویراحمد و در ۱۶۰ کیلومتری دهدشت قرار گرفته است (شکل ۱).

بوکسیت‌ها در ارتباط مستقیم با شیمی سنگ بستر خود هستند، ولی بوکسیت‌هایی که در بالای دنباله‌های آهکی-رسوبی شکل گرفته‌اند، به مراتب پیچیده‌تر و ترکیب آن‌ها به دلیل وجود مولفه‌های رسی در سنگ آهک بسترشان به شدت تغییر کرده است [۶]. بر همین اساس، علی‌رغم اهمیت اقتصادی کانسارهای بوکسیت کارستی آگاهی از فرآیندهای کانه‌ساز و شناسایی سنگ خاستگاه این کانسارها تا حدودی مبهم باقی مانده است. به هر حال امروزه شناسایی سنگ مادر کانسارهای بوکسیتی و محاسبه‌ی تبادلات جرم، طی فرآیند بوکسیتی شدن با استفاده از عناصر نامحرکی چون Al, Ti, Cr و Zr, Nb, Hf, Th صورت می‌گیرد.

بیش از ۱۲۹ رخداد و کانسار بوکسیت در کمربند چین خورده‌ی ساده‌ی زاگرس (ZSFB; Zagros Simply Folded Belt) شناسایی شده‌اند [۷]. برخی از این کانسارها از جمله سرفاریاب، ده نو و مندان پیشتر از سوی بسیاری از پژوهندگان



شکل ۱ تقسیم بندی کمربند کوهزایی زاگرس و موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد بررسی با تغییرات [۱۴].

Lu و Nd, Sr, Ta, Ga, Cr (۱۰)، Ni (۵) و Cu, V (۲) Zr
Yb و Pr, Sm, Eu, Er (۰/۱) Ho و Tm, Tb, Cs (۰/۱)
(۰/۳) Gd, Dy و U (۰/۵) بوده‌اند و درصد خطای نسبی
برابر با ± 5 درصد در نظر گرفته شد. همچنین به منظور
محاسبه تغییرات جرم (Mass Changes) طی فرآیند
بوکسیتی شدن در کانسار مومبی، از عنصر نامتحرک Ti
استفاده شد. این روش نخستین بار توسط [۱۰] در کانسار
سولفید توده‌ای منطقه‌ی نوادای کانادا پایه‌گذاری شد. سپس
[۱۱] نشان دادند که از مقایسه‌ی انباشت عناصر نامتحرکی
مانند Ti و Th, Nb, Zr (که طی فرآیند هوازگی و درونزادی
بوکسیت به شدت نامتحرک هستند) در سنگ‌های نسبتاً
ناهوازده و نمونه‌های هوازده می‌توان در محاسبات تغییرات جرم
ناشی از فرآیندهای بوکسیت‌زایی استفاده کرد. در این پژوهش
تبادلات جرم با استفاده از معادلات [۱۱] و براساس پارامترهای
زیر محاسبه شدند.

- 1) ${}^1EF = \text{سنگ در عنصر}$
- 2) ${}^2RC = EF * \text{در سنگ هوازده}$
- 3) ${}^3MC = RC - \text{در سنگ مادر}$

جایگاه زمین‌شناسی

کمرند کوهزایی زاگرس در ایران بخشی از رشته کوه آلپ -
هیمالایا بوده که طی فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به
زیر خرده قاره‌ی ایران و در نهایت برخورد سکوی قاره‌ی عربی
به صفحه‌ی ایران شکل گرفته است [۱۲-۱۴]. این کمرند
متشکل از سه پهنه‌ی موازی وابسته به هم است که از شمال
خاوری به جنوب باختری شامل: کمرند ماگمایی ارومیه-دختر،
پهنه‌ی سنندج-سیرجان و کمرند چین خورده‌ی زاگرس است
[۱۳]. کمرند چین خورده‌ی ساده زاگرس (ZSFB) در خاک
ایران با طولی حدود ۱۳۷۵ کیلومتر و ضخامتی برابر با ۱۵۰ تا
۲۵۰ کیلومتر، گودال حاشیه‌ای و کراتونی سپر عربستان است
که در مزوزوئیک و سنوزوئیک در حال نشست بوده و ستبرای
رسوبی با ضخامت ۱۲ کیلومتر در آن نهشته شده است. کمرند
چین خورده‌ی ساده زاگرس شامل تاقیدیس‌های بزرگ و
کشیده‌های به شکل جعبه‌ای یا هوگ بک با راستای شمال
غربی- جنوب شرقی است [۱۴]. تشکیل کانسارهای بوکسیتی

کانسار مومبی برای نخستین بار از سوی [۹] مورد بررسی
قرار گرفته است که در آن ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، کانی-
شناسی و شناسایی سنگ خاستگاه این کانسار پرداخته شده
است. با این وجود تغییرات زمین‌شیمیایی بر حسب شاخص
هوازگی کل و محاسبه‌ی تبادلات جرم افق‌های مختلف
بوکسیتی طی فرآیند بوکسیتی شدن تاکنون بررسی نشده
است، بنابراین بررسی این موارد از جمله هدف‌های این پژوهش
است که برای نخستین بار با استفاده از روش تحلیل عاملی نوع
R (R-mode factor analysis) فاکتورهای موثر در توزیع
عناصر اصلی، کمیاب، و خاکی نادر در کانسار مومبی مورد
بررسی قرار می‌گیرد.

روش بررسی

در این بررسی، با توجه به متفاوت بودن طول و ضخامت
عدسی‌های رخنمون یافته؛ نمونه‌برداری تنها با ۴ عدسی با
بیشترین افق بوکسیتی محدود شده است. بر همین اساس از
مجموع ۹۹ نمونه، از تنها با ۴ عدسی با بیشترین افق بوکسیتی
محدود شده است.

بر همین اساس مجموعاً ۹۹ نمونه از افق‌های مختلف
بوکسیتی به ترتیب از بالا به پایین شامل بوکسیت زرد، سرخ،
پیزولیتی، صورتی، خاکستری و قهوه‌ای و نیز واحد رسی و
سنگ میزبان سروک برداشت شدند. سپس به منظور بررسی
ویژگی‌های بافتی و ترکیب کانی‌شناسی کانسار بوکسیت مومبی
از این تعداد، ۴۰ نمونه معرف سمت و سو برای تهیه مقاطع
نازک و صیقلی و ۱۴ نمونه‌ی دیگر برای آنالیز پراش پرتو ایکس
(XRF) و ۶ نمونه نیز برای آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی
(SEM) انتخاب شدند. نمونه‌های برداشت شده با XRD
فیلیپس مدل PW1800IPS در آزمایشگاه شرکت کانساران
بینالود تهران، و نیز با دستگاه SEM تی اسکن مدل FE-
SEM در دانشگاه لرستان آنالیز شدند. از طرف دیگر به منظور
بررسی زمین‌شیمی و تعیین محتوای عناصر اصلی، کمیاب و
خاکی نادر کانسار بوکسیت مومبی، ۳۹ نمونه معرف نیز از
واحدهای سنگی مختلف این بوکسیت انتخاب شدند. اکسید
عناصر اصلی با استفاده از روش XRF و عناصر کمیاب و خاکی
نادر به روش (ICP-MS) در آزمایشگاه تجزیه ALS کانادا
آنالیز شدند. حد آشکارسازی اکسیدهای اصلی برابر با ۰/۱
درصد و برای عناصر کمیاب و خاکی نادر (برحسب پی پی ام):
Rb, Hf و Nb (۲)؛ Th (۰/۴)؛ Y, Ba, La, Ce (۰/۵)؛ Co (۰/۵)؛

1- Enrichment Factor

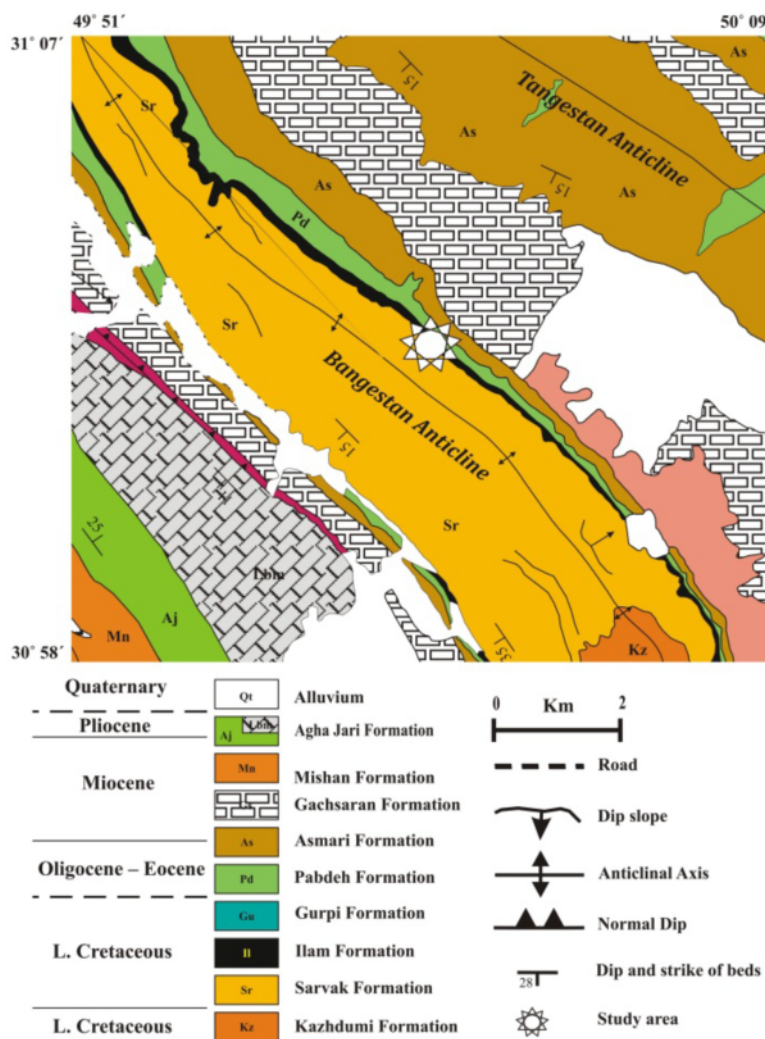
2- Reconstructed Composition

3- Mass Changes

۲). در سطح سنگ‌های آهکی سروک آثار فرسایش شدید به صورت حفره‌های عمیق با کناره‌های تیز و برنده که در اثر محلول‌های فرو رو و حل‌کننده‌ی کربنات ایجاد شده، به خوبی نمایان است. کانسار بوکسیت مومبی در یال شمالی تاقدیس بنگستان واقع شده است (شکل ۲). این تاقدیس در راستای شمال غربی - جنوب شرقی بوده و همانند تاقدیس‌های مندان و کوه سیاه دارای گسل‌هایی عمود بر محور چین‌ها دیده می‌شوند. این گسل‌ها بیشتر در راستای شمالی - جنوبی تا شمال شرقی - جنوب غربی هستند و روی برونزد گروه بنگستان به ویژه سازندهای ایلام و سروک تاثیر گذاشته‌اند [۱۷]. بر اساس پیمایش‌های صحرائی، افق بوکسیتی مومبی متشکل از ۱۹ عدسی بوکسیتی با طول ۳ الی ۴۰ متر و ضخامت ۷۵ سانتیمتر الی ۷ متر دیده می‌شوند. ذخیره‌ی برآورد شده برای این رخنمون‌ها برابر با ۳۹۰ تن است [۱۸].

کارستی در کمربند چین خورده‌ی ساده‌ی زاگرس (ZSFB) در ارتباط با چندین ناپیوستگی ناحیه‌ای و محلی است. علاوه بر این، تغییرات ضخامت و سازندها در (ZSFB) به بازفعال‌سازی و همگرایی پیوسته گسل‌های عمیق در پی سنگ زاگرس در فاصله زمانی بین اواخر کرتاسه و اوایل میوسن وابسته است [۱۵]. از نظر چینه‌شناسی، منطقه‌ی مورد بررسی به صورت گسترده‌ای بوسیله کربنات‌های دریایی کم عمق گروه بنگستان (سازندهای سروک، ایلام، سورگاه، گورپی، پابده و آسماری) به سن کرتاسه پوشیده شده است [۱۶]. مهمترین افق‌های بوکسیتی در کمربند چین خورده‌ی ساده زاگرس با سن کرتاسه بین سازندهای سروک و ایلام تشکیل شده‌اند.

قدیمی‌ترین واحد چینه‌شناسی در منطقه‌ی مورد بررسی شیل‌های بیتومن‌دار، سنگ‌های آهکی رسی و سنگ‌های آهکی دریایی کم عمق سازند سروک (آلبین - تورونین) است (شکل

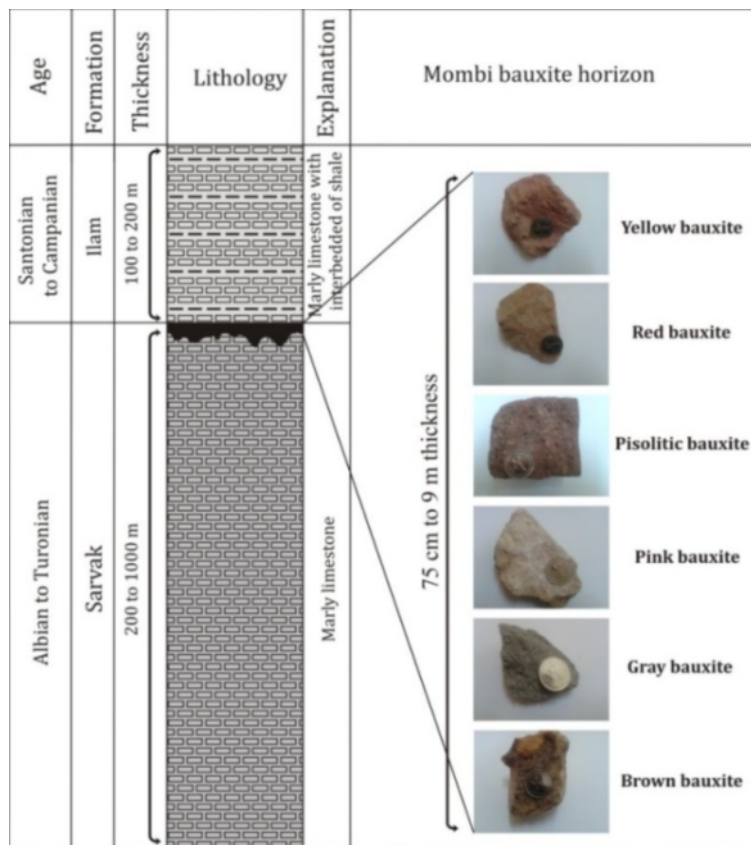


شکل ۲ نقشه زمین شناسی ساده شده‌ی منطقه مورد بررسی و موقعیت کانسار بوکسیت مومبی [۹].

کانی‌شناسی و بافت

چنانکه پیش از این اشاره شد کانسار بوکسیت مومبی متشکل از مجموعه‌ای از عدسی‌های بوکسیتی با طول و ضخامت متفاوت است که در برخی از آنها می‌توان دنباله‌ی کامل افق‌های بوکسیتی به ترتیب از پایین به بالا شامل بوکسیت قهوه‌ای، بوکسیت خاکستری، بوکسیت صورتی، بوکسیت پیزولیتی، بوکسیت سرخ و بوکسیت زرد را مشاهده کرد (شکل ۳). ترکیب کانی‌شناسی در اغلب لایه‌های بوکسیتی در کانسار مومبی تا حدودی شبه یکدیگرند. سرشتی چشمگیر تمام بوکسیت‌ها فراوانی و پراکندگی کانی بوهمیت است. نتایج حاصل از بررسی‌های XRD نشان می‌دهند که بوهمیت، دیاسپور کائولینیت و هماتیت از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی افق‌های مختلف بوکسیتی است. همچنین گوتیت، پیریت، کلریت، کوارتز و کلسیت جزء کانی‌های فرعی این کانسار به حساب می‌آیند (جدول ۱؛ شکل ۴). در این پژوهش نیز به منظور بررسی‌های دقیق کانی‌شناسی و شناسایی برخی کانی‌های حاوی REE و HFSE آنالیز SEM-EDS روی کانه-

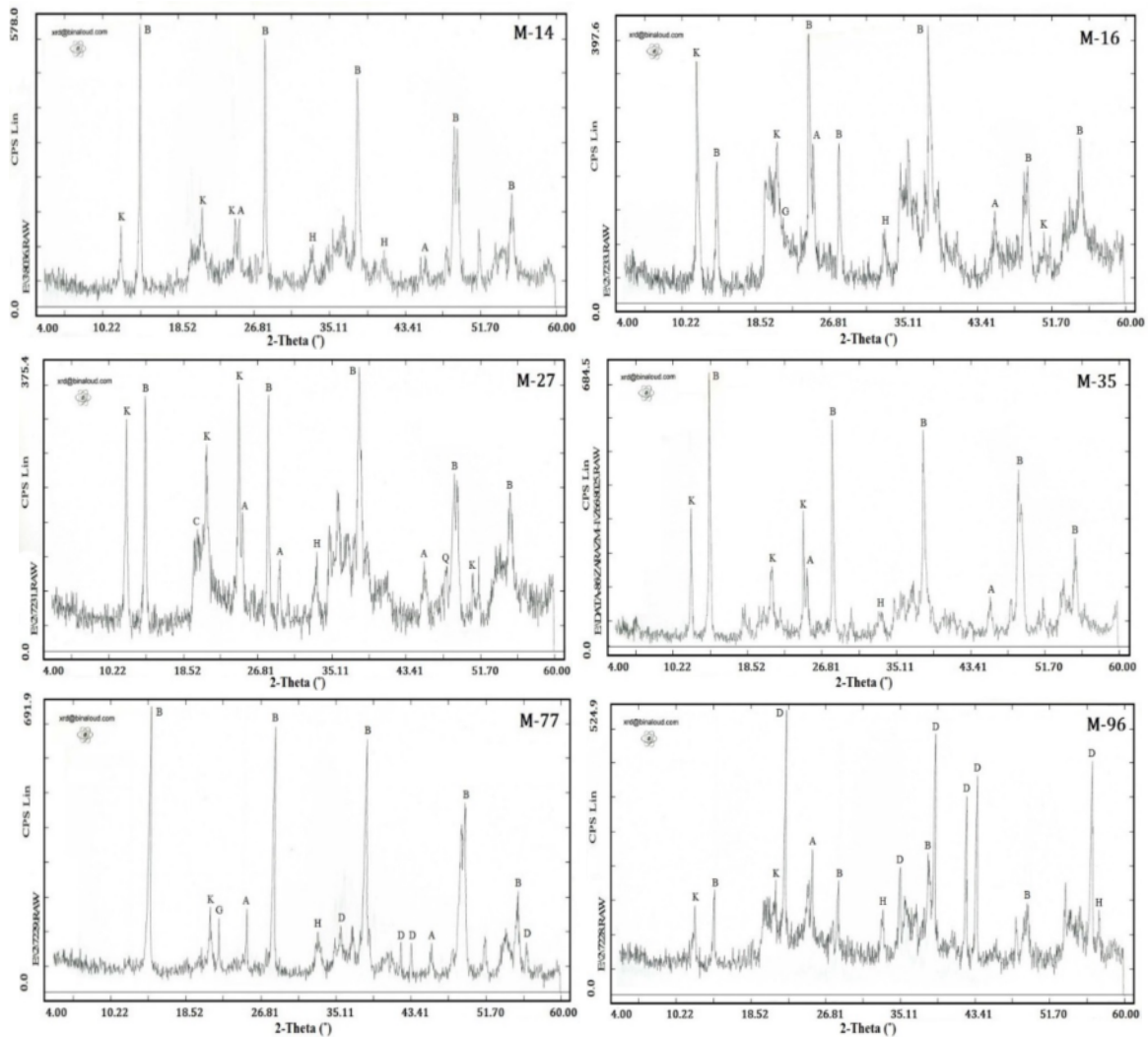
های بوکسیتی مومبی صورت گرفته است. نتایج حاصل نشان دهنده‌ی حضور فازهایی کانیایی همانند زیرکن، آناتاز، روتیل، مونازیت $[(Ce,La,Nd,Th)PO_4]$ و پاریزیت $[REE_2Ca(CO_3)_3F_2]$ است (شکل ۵). ترکیب کانی‌شناسی منطقه‌ی قاعده‌ای کانسار همانند کانسارهای دیگر پهنه‌ی زاگرس (سرفاریاب، مندان و دهنو) رسی بوده و متشکل از کائولینیت، کلسیت، گوتیت و کوارتز است. سنگ‌های آهکی رسی بخش بالایی افق بوکسیتی نیز متشکل از کلسیت، کوارتز، کائولینیت، هماتیت و مونتموریلونیت است. بررسی‌های کانی-شناسی نشان می‌دهد که دیاسپور، پیریت و کلریت در بخش‌های پایینی افق بوکسیتی (بوکسیت خاکستری و قهوه‌ای) تمرکز یافته‌اند در حالیکه بوهمیت، کائولینیت، هماتیت و گوتیت از اجزای اصلی سازنده افق‌های بوکسیتی بالایی (بوکسیت‌های زرد، سرخ، پیزولیتی و صورتی) هستند (جدول ۱؛ شکل ۴). بالاترین تمرکز روتیل و آناتاز در افق‌های بوکسیتی میانی و بالایی رخ داده که نشان‌دهنده‌ی تمرکز این عناصر طی فرآیند بوکسیتی شدن است.



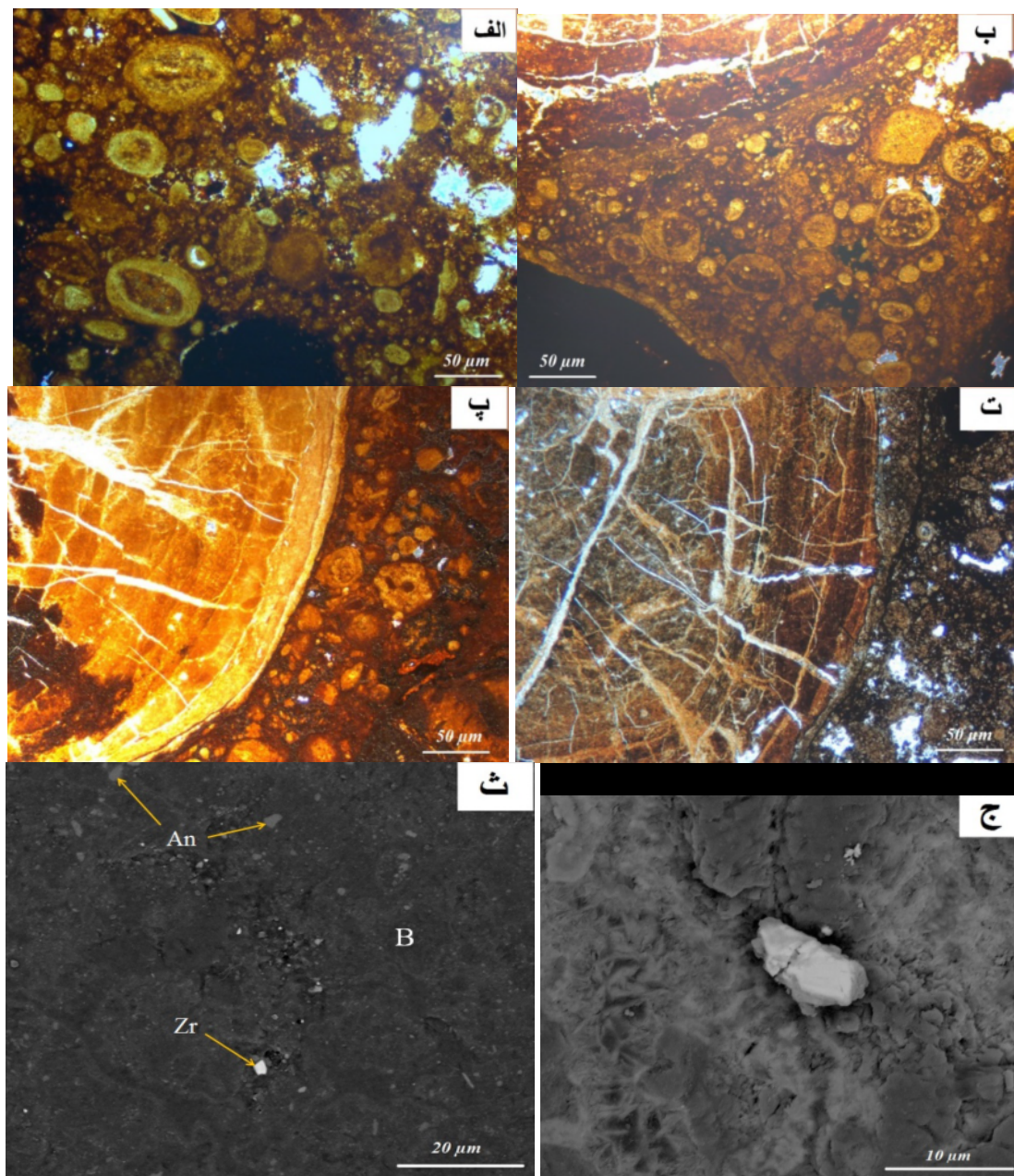
شکل ۳ ستون چینه‌شناسی و دنباله‌ی افق‌های بوکسیتی در کانسار مومبی [۵].

جدول ۱ ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی لایه‌های مختلف بوکسیتی در کانسار مومبی.

نمونه	سنگ	کانی‌های اصلی	کانی‌های فرعی	ماتریکس	بافت
YB-15	بوکسیت زرد	بوهمیت، کائولینیت، گوئیت	هماتیت، آناتاز	ریزدانه‌ای	اوئیدی-اسفروئیدی
M-25	بوکسیت قرمز	بوهمیت، کائولینیت، آناتاز	گیبسیت، هماتیت، کلسیت، کوارتز	ریزدانه‌ای	اوئیدی-پیزولیتی
M-33	بوکسیت پیزولیتی	بوهمیت، هماتیت	کائولینیت، آناتاز، کلسیت	پانیدیومورفیک	پیزولیتی
M-54	بوکسیت صورتی	بوهمیت، هماتیت، کائولینیت	کائولینیت، آناتاز، گیبسیت، روتیل	ریزدانه‌ای پلیتومورفیک	پلیتومورفیک پیزولیتی
M-81	بوکسیت خاکستری	بوهمیت، پیریت، دیاسپور	هماتیت، آناتاز، کائولینیت	پلیتومورفیک	پیزولیتی-ائیدی
M-95	بوکسیت قهوه‌ای	دیاسپور، بوهمیت، کائولینیت	آناتاز، هماتیت، کلریت	پلیتومورفیک	پیزولیتی-ائیدی
SR	سازند سروک	کلسیت	کوارتز، کائولینیت، هماتیت، مونتموریلونیت	-	بیومیکریتی
AL	سنگ آهک رسی	کلسیت، کائولینیت	کوارتز، گوئیت	میکریتی	بیومیکریتی



شکل ۴ بررسی‌های XRD واحدهای مختلف بوکسیت مومبی. M-14 و M-16: بوکسیت زرد، M-27: بوکسیت سرخ، M-35: بوکسیت پیزولیتی، M-77: بوکسیت خاکستری و M-96: بوکسیت قهوه‌ای.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از ویژگی‌های بافتی کانه‌های بوکسیتی در کانسار مومبی. الف) تصویری از بافت اووئیدی که دربردارنده اووئیدهایی با شکل و اندازه‌های متفاوت است؛ ب) تصویری از بوکسیت قهوه‌ای با بافت اووئیدی - پیزولیتی که به وسیله‌ی ماتریکسی پلیمورفیک در بر گرفته شده‌اند؛ پ) وجود شکستگی‌های با اشکال نامنظم یا شعاعی که غالباً درون پیزولیت محدود شده و به وسیله‌ی کلسیت یا کائولینیت پر شده است؛ ت) تصویری از بوکسیت پیزولیتی با شکستگی‌هایی که مرز دانه‌ها را درنوردیده و به درون ماتریکس گسترش یافته است؛ ث و ج) تصاویر وابسته به آنالیز میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) که نشان‌دهنده‌ی حضور فازهای کانیایی حاوی HFSE (زیرکن؛ تصویر ث) و REE (پاریزیت؛ تصویر ج) در کانه‌های بوکسیتی مومبی است.

پیزولیت می‌شوند که از نظر شکل و اندازه بسیار گوناگون هستند. مشاهدات میکروسکوپی نشان می‌دهد که شکستگی‌های موجود در دانه‌های پیزولیت‌ها به دو شکل متفاوت هستند. برخی از این شکستگی‌ها دارای اشکال نامنظم یا شعاعی بوده

بافت‌های شاخص در لایه‌های مختلف افق بوکسیتی مومبی شامل اوولیتی- پیزولیتی، اووئیدی- اسفروئیدی و پیزولیتی همراه با ماتریکس پلیمورفیک و میکروگرانولار است (شکل ۵). دانه‌های کروی در کانسار مومبی بیشتر شامل اووئید و

هماتیت‌های غنی از Al شده است [۲۴،۲۲] چنانکه در شکل ۶ نشان داده شد، K_2O نیز به شدت دستخوش تهی شدگی شده و درصد تغییرات نزدیک به ۱۰۰٪- را نشان می‌دهد. این به دلیل تحرک بالای عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و در نهایت شستشوی آنها طی هوازدگی شیمیایی است [۲۵].

عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) چنانکه انتظار می‌رود نسبت به Ti بشدت تهی شده‌اند. شکل ۶، درصد تغییرات نزدیک به ۱۰۰٪- را برای Ba, Rb و Sr نشان می‌دهند. Cs و Pb نیز درصد تغییرات متغیری برابر با ۷۹٪- تا ۹۹٪- را به نمایش می‌گذارند و به طور کلی دستخوش تهی شدگی شده‌اند. از میان عناصر انتقالی، تنها Sc رفتار یکنواختی را در افق‌های بوکسیتی مختلف نشان می‌دهد و به مقادیر بسیار اندکی دستخوش تهی شدگی شده است. درصد تغییرات Sc حدود ۱۵٪- است. Co نیز نسبت به Ti تهی شدگی نشان می‌دهد و به تدریج به سمت افق‌های پایینی شدت این تهی شدگی افزایش می‌یابد و درصد تغییرات به ۹۳٪- نیز می‌رسد (شکل ۶). Cr و V رفتار به شدت متغیر و زیگزاگی را از خود نشان می‌دهند و در بیشتر افق‌های بوکسیتی تهی شدگی دیده می‌شود و درصد تغییرات آنها گستره‌ی چشمگیری را در بر می‌گیرد (جدول ۳). درصد تغییرات برای Ni نیز گستره‌ای از ۷۶٪- تا ۹۵٪- را نشان می‌دهد و بیانگر آن است که Ni در غالب افق‌ها دستخوش تهی شدگی شده است (شکل ۶). عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE) نسب به Ti تهی شده‌اند. چنانکه در شکل ۶ نشان داده شده، Hf و Zr درصد تغییراتی به ترتیب برابر با ۶۹٪- و ۷۸٪- را به نمایش می‌گذارد. گستره‌ی درصد تغییرات برای Ta برابر با ۵۹٪- الی ۷۱٪- است که تنها در نمونه (Y5) یک قله‌ی تهی شده‌ی بیشتری را نشان می‌دهد. رفتار Th نیز بسیار نامنظم بوده و درصد تغییرات مشخصی نشان نمی‌دهند. Ga نیز درصد تغییراتی در گستره‌ی ۵٪- الی ۲۰٪- را به نمایش می‌گذارد (شکل ۶). نمودار وابسته به این عنصر نشان‌دهنده الگوی رفتار مشابه این عنصر با Al است. این فرایند شاید به این دلیل باشد که Ga در بوکسیت‌های کارستی غالباً در بوهمیت، دیاسپور و هماتیت‌های غنی از Al تمرکز می‌یابد [۲۶، ۲۲، ۶].

که غالباً به درون پیژولیت محدود شده‌اند که این می‌تواند به فرآیندهای اولیه فشردگی ژل مربوط باشد، درحالی‌که برخی دیگر از شکستگی‌ها مرز دانه‌ها را در نور دیده و به درون زمینه گسترش یافته‌اند که می‌تواند حاکی از تاثیر فرآیندهای روزادی بر کانه‌ها باشد [۱۹]. این شکستگی‌ها و درزه‌ها بیشتر به وسیله‌ی کلسیت و کائولینیت پر شده‌اند.

ژئوشیمی

ترکیب شیمیایی و نسبت‌های عنصری نمونه‌های بوکسیتی تجزیه شده در جدول ۲ نشان داده شده است. تحرک عنصری با استفاده از شاخص هوازدگی کل [۲۰] محاسبه شده است. در این روش از Ti به عنوان عنصر نامتحرک و از ترکیب سازند سروک به عنوان ترکیب مادر (Parental material) استفاده شده است. درصد تغییرات به صورت زیر بیان می‌شود

$$[(E_{\text{sample}} / T_{\text{sample}}) / (E_{\text{UCC}} / T_{\text{UCC}}) - 1] \times 100$$

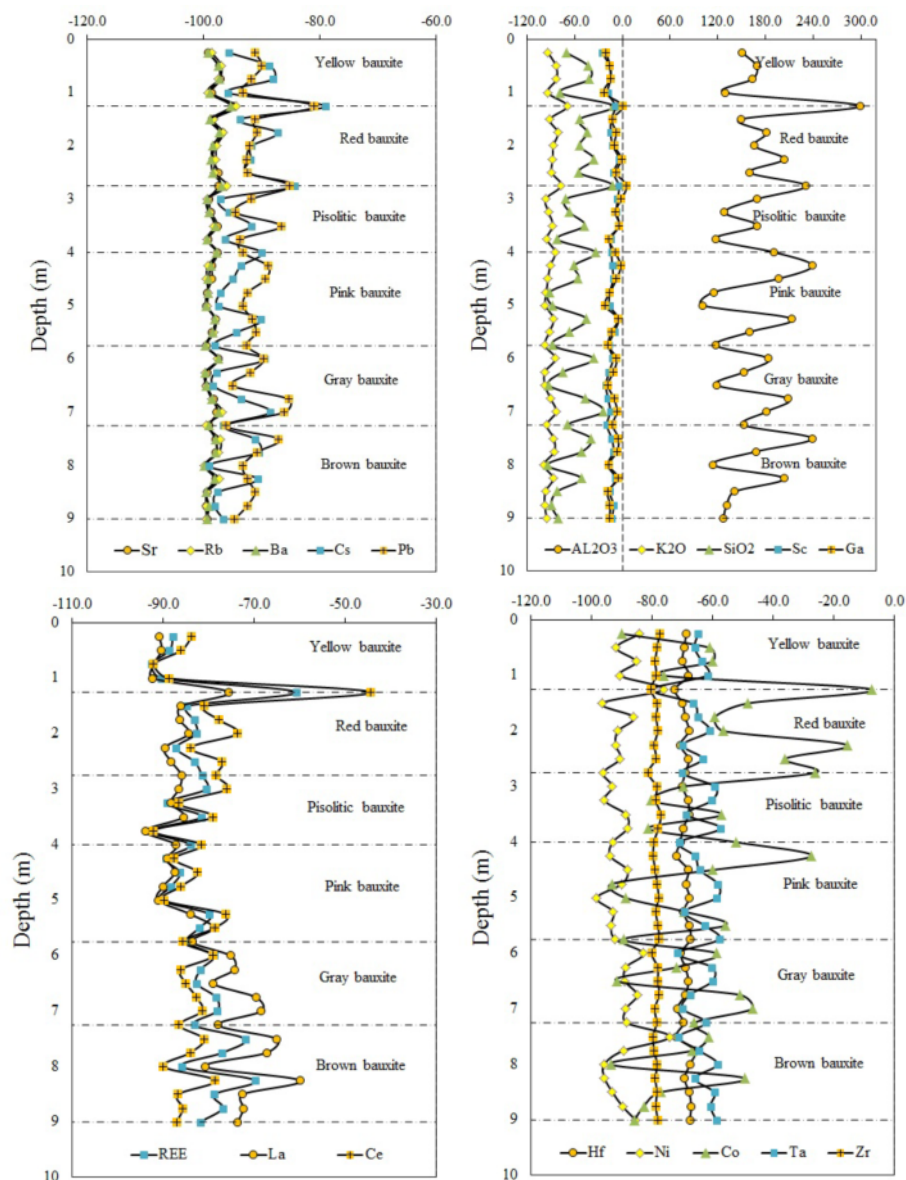
که در آن E برابر با غلظت عنصر انتخاب شده است. این شاخص پیش از این به صورت موفقیت آمیزی برای مواد بشدت هوازده [۲۱] و بوکسیت‌ها [۲۳،۲۲] به کار رفته است. بررسی‌ها نشان می‌دهد که سیلیس طی فرآیند بوکسیتی شدن دستخوش تهی شدگی شده و درصد تغییراتی برابر با ۱۱٪- الی ۹۴٪- را نشان می‌دهد (شکل ۶). گستره‌ی درصد تغییرات Al_2O_3 نیز ۱۱۵٪+ تا ۳۰۰٪+ است، این موضوع با شستشو و انحلال سیلیس و باقی ماندن و غنی شدن Al در افق‌های به شدت هوازده سازگار است. Fe_2O_3 به عنوان یکی دیگر از اکسیدهای اصلی فراوان، علیرغم رفتار متغیر و زیگزاگ، روند نسبتاً سیستماتیکی را به نمایش می‌گذارد. این روند نشان می‌دهد که درصد تغییرات به تدریج با افزایش عمق از لایه‌های بالایی (لایه‌های سرخ، پیژولیتی و صورتی) به سمت لایه‌های پایینی (خاکستری و قهوه‌ای)، شدت منفی‌تری به خود گرفته است. این به معنای افزایش محتوای آهن در لایه‌های بالایی افق بوکسیتی است که آن را می‌توان به حضور کانی‌های آهن-دار (هماتیت و گوتیت) که در شرایط مناسب Eh و pH تشکیل می‌شوند نسبت داد. این تغییرات در توزیع Fe و Al در بوکسیت مومبی احتمالاً بازتاب دهنده‌ی تغییرات در زهکشی و تکامل کانسار است که سبب ته‌نشینی بوهمیت به جای

جدول ۲ نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر نمونه‌های شاخص برداشت شده از منطقه‌ی مورد بررسی. Sr = سازند سروک؛ Al = سنگ آهک آرژیلیتی؛ YB = بوکسیت زرد؛ RB = بوکسیت قرمز؛ PISO = بوکسیت پیزولیتی؛ PB = بوکسیت صورتی؛ GB = بوکسیت خاکستری؛ BB = بوکسیت قهوه‌ای.

Bauxite	SR	AL	AL	YB	RB	PISO	PB	GB	BB
Sample	SR-1	ML-1	ML-2	Mean	Mean	Mean	Mean	Mean	Mean
SiO ₂ (%)	۰.۸۸	۱.۰۵	۱.۲۱	۲۳.۳۵	۲۴.۶۱	۱۹.۶۷	۱۵.۰۰	۱۹.۷۴	۱۵.۰۲
Al ₂ O ₃	۰.۳۲	۰.۳۵	۰.۴۱	۴۸.۲۶	۴۴.۷۹	۴۹.۱۱	۵۵.۵۲	۵۰.۳۹	۵۴.۹۰
TiO ₂	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۱.۷۰	۱.۵۱	۱.۸۵	۲.۰۹	۱.۸۲	۲.۰۶
Fe ₂ O ₃	۰.۳۹	۰.۵۸	۰.۷۳	۱۰.۵۱	۱۶.۲۳	۱۰.۵۱	۸.۶۶	۱۰.۹۰	۸.۳۲
MnO	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۲
MgO	۰.۵۲	۰.۴۱	۰.۴۷	۰.۲۲	۰.۱۶	۰.۲۲	۰.۲۵	۰.۲۱	۰.۲۲
CaO	۵۴.۴۷	۵۳.۶۳	۵۳.۸۴	۱.۰۰	۰.۸۱	۱.۰۲	۰.۷۳	۱.۱۰	۱.۲۸
Na ₂ O	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۱۶	۰.۱۳	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۷	۰.۲۰
K ₂ O	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۲۲	۰.۲۱	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۲
P ₂ O ₅	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۴	۰.۱۳
LOI	۴۲.۵۸	۴۳.۲۱	۴۲.۳۶	۱۴.۰۷	۱۱.۱۴	۱۶.۹۲	۱۸.۰۵	۱۵.۱۲	۱۷.۴۳
Total	۹۹.۳۱	۹۹.۳۹	۹۹.۹۷	۹۹.۶۴	۹۹.۷۳	۹۹.۷۶	۹۹.۶۸	۹۹.۷۵	۹۹.۶۹
Ba (ppm)	۲۱۵	۱۰۸	۹۴	۲۳۸.۶	۱۹۹.۸	۱۵۰.۰	۱۳۶.۸	۱۵۱.۴	۱۴۱.۱
Rb	۷.۸	۵.۳	۶.۶	۹.۷	۹.۷	۵.۶	۵.۱	۵.۵	۵.۹
Sr	۵۴.۹	۳۸.۷	۲۸.۲	۶۸۱.۶	۵۹۹.۶	۴۸۸.۶	۳۷۲.۱	۴۲۰.۳	۳۷۰.۲
Zr	۲۸.۴	۱۷.۱	۱۹.۸	۳۴۳.۰	۳۰۰.۱	۳۷۸.۲	۴۲۷.۱	۳۶۹.۳	۴۱۴.۵
Y	۵.۱	۸.۳	۱۳.۱	۵۲.۷	۵۴.۶	۵۹.۸	۶۳.۳	۶۷.۷	۶۴.۰
Nb	۱۱.۳	۱۲.۸	۱۱.۵	۲۶.۴	۲۳.۸	۲۸.۴	۳۱.۸	۲۷.۶	۳۱.۴
Hf	۰.۶	۰.۴	۰.۸	۱۰.۴	۹.۳	۱۱.۳	۱۳.۱	۱۱.۱	۱۳.۲
Th	۱.۳	۱.۷	۱.۳	۳۶.۴	۴۹.۵	۳۵.۲	۲۹.۱	۳۶.۷	۲۹.۷
Ta	۰.۱	۰.۳	۰.۳	۱.۹	۱.۷	۲.۳	۲.۷	۲.۲	۲.۶
Co	۱.۲	۲.۳	۴.۶	۲۴.۰	۳۵.۰	۲۱.۷	۲۱.۰	۲۳.۲	۱۸.۷
U	۱.۱	۱.۶	۱.۹	۱۱.۵	۱۳.۹	۱۲.۰	۱۰.۳	۱۲.۶	۱۰.۳
V	۱۷.۵	۲۲.۵	۲۹.۴	۴۲۵.۴	۳۱۰.۸	۳۴۰.۶	۴۰۳.۳	۳۹۷.۰	۴۰۹.۱
Ni	۲۲.۷	۱۹.۲	۱۶.۸	۱۷۰.۶	۹۱.۰	۱۱۶.۸	۱۱۲.۶	۱۷۲.۵	۱۵۵.۷
Cr	۱۰.۱	۷.۱	۷.۶	۵۶۴.۰	۳۶۵.۷	۳۲۸.۲	۴۵۹.۱	۴۵۸.۷	۴۸۳.۰
Cs	-	۰.۶	۰.۴	۳.۰	۲.۸	۲.۰	۱.۸	۱.۹	۱.۸
Zn	۳۲.۶	۲۷.۳	۲۴.۴	۱۸.۸	۱۴.۸	۱۵.۸	۱۴.۶	۱۴.۰	۱۳.۴
Cu	۲۴.۳	۲۰.۸	۱۲.۸	۱۸.۵	۲۰.۲	۱۷.۱	۲۴.۹	۱۶.۹	۲۰.۷
Pb	۸.۷	۵.۴	۹.۷	۴۶.۶	۳۹.۷	۴۴.۲	۵۰.۲	۴۴.۶	۴۶.۹
As	۳.۹	۴.۵	۲.۳	۳۳.۴	۲۷.۶	۴۲.۷	۳۳.۱	۳۹.۲	۳۷.۳
Bi	-	-	-	۱.۸	۱.۶	۲.۰	۲.۵	۲.۰	۱.۹
Sb	-	-	-	۳.۸	۲.۷	۳.۲	۳.۱	۲.۵	۲.۹
La	۷.۳	۱۵.۳	۱۸.۳	۴۲.۲	۴۸.۸	۴۹.۹	۶۷.۵	۱۱۱.۱	۱۴۱.۵
Ce	۱۶.۴	۳۱.۱	۳۵.۶	۱۵۸.۴	۱۷۷.۸	۱۶۰.۷	۱۷۷.۰	۱۵۹.۹	۱۶۲.۰
Pr	۱.۸۹	۳.۳۵	۳.۵۱	۱۲.۲	۱۴.۰	۱۷.۴	۱۶.۴	۲۶.۳	۳۷.۵
Nd	۶.۵۵	۱۱.۳	۱۱.۸۷	۴۱.۹	۴۵.۱	۵۴.۰	۵۹.۷	۹۲.۸	۱۳۸.۷
Sm	۱.۳۶	۲.۴۶	۲.۲۴	۸.۴	۷.۹	۹.۵	۱۱.۲	۱۷.۱	۲۶.۷
Eu	۰.۳۲	۰.۵۸	۰.۵	۱.۷	۱.۵	۲.۰	۲.۲	۳.۴	۵.۴
Gd	۱.۴۷	۲.۶۱	۲.۷۹	۹.۱	۸.۰	۱۰.۴	۱۳.۲	۱۵.۵	۲۴.۵
Tb	۰.۲۳	۰.۴۲	۰.۴۷	۱.۶	۱.۳	۱.۷	۲.۲	۲.۴	۳.۵
Dy	۱.۵۶	۳.۰۴	۳.۱۸	۹.۹	۸.۸	۱۰.۵	۱۳.۱	۱۴.۳	۲۰.۱
Ho	۰.۳۶	۰.۶۵	۰.۶۹	۲.۱	۱.۸	۲.۲	۲.۶	۲.۸	۳.۶
Er	۱.۲۱	۲.۰۶	۱.۸۳	۵.۸	۵.۵	۶.۴	۷.۹	۷.۶	۱۰.۳
Tm	۰.۱۹	۰.۳۹	۰.۳۱	۱.۰	۰.۸	۱.۱	۱.۲	۱.۱	۱.۵
Yb	۱.۱۱	۲.۵۶	۲.۳۸	۶.۳	۵.۶	۶.۸	۷.۸	۷.۳	۱۰.۰
Lu	۰.۲	۰.۴۴	۰.۳۶	۱.۰	۰.۹	۱.۱	۱.۳	۱.۱	۱.۵

جدول ۳ محاسبه‌ی میانگین تبدلات جرم (TMC) و درصد تغییرات حجمی (V) لایه‌های مختلف بوکسیت مومبی بر اساس عنصر شاخص Ti.

	ML	YB	RB	PisoB	PB	GB	BB
SiO ₂	۱۸,۴۷	-۱۷,۳۷	-۱۶,۶۶	-۲۵,۷۴	-۲۷,۶۵	-۲۲,۴۲	-۲۷,۳۱
Al ₂ O ₃	۵,۱۹	۲۵,۶۹	۲۵,۵۷	۲۱,۸۱	۲۲,۹۷	۲۳,۳۷	۲۲,۵۱
Fe ₂ O ₃	۱۶,۴۹	-۶,۳۰	-۲,۶۴	-۹,۶۹	-۱۰,۲۵	-۸,۲۳	-۱۰,۷۱
MgO	-۰,۶۸	-۲۲,۸۰	-۲۲,۸۵	-۲۲,۸۳	-۲۲,۸۳	-۲۲,۸۴	-۲۲,۵۸
MnO	۰,۲۱	-۰,۴۳	-۰,۴۲	-۰,۲۴	-۰,۴۲	-۰,۴۲	-۰,۴۲
Na ₂ O	-۰,۰۶	-۰,۸۰	-۰,۷۷	-۰,۷۵	-۰,۸۰	-۰,۷۵	-۰,۷۵
K ₂ O	۰,۹۸	-۱,۱۲	-۱,۱۳	-۱,۲۰	-۱,۲۳	-۱,۲۰	-۱,۲۲
P ₂ O ₅	۰,۱۵	-۲,۵۳	-۲,۵۴	-۲,۵۶	-۲,۵۷	-۲,۵۴	-۲,۵۵
La	۱۷,۲۰	۲۵,۴۱	۲۹,۹۴	۲۳,۴۷	۲۸,۷۵	۶۲,۵۸	۷۰,۸۵
Ce	۲۰,۸۲	۱۱۵,۸۹	۱۱۸,۸۴	۸۳,۷۰	۸۰,۲۲	۸۳,۷۰	۷۳,۵۸
Pr	۲,۹۸	۸,۱۶	۸,۹۸	۸,۹۵	۶,۷۲	۱۴,۳۱	۱۸,۸۲
Nd	۹,۹۲	۲۷,۸۹	۲۹,۲۱	۲۷,۲۹	۲۴,۷۱	۵۱,۱۱	۷۰,۲۱
Sm	۱,۸۹	۵,۵۴	۴,۹۱	۴,۶۱	۴,۴۵	۸,۹۵	۱۳,۳۶
Eu	۰,۴۲	۱,۰۶	۰,۸۴	۰,۹۴	۰,۸۳	۱,۶۸	۲,۶۳
Gd	۲,۳۸	۵,۵۳	۴,۸۹	۵,۲۱	۵,۴۱	۷,۹۷	۱۱,۸۸
Tb	۰,۴۱	۰,۹۱	۰,۸۳	۰,۸۷	۰,۹۲	۱,۳۲	۱,۷۱
Dy	۲,۸۶	۵,۶۲	۵,۳۲	۵,۰۶	۵,۲۶	۷,۲۲	۹,۴۵
Ho	۰,۵۹	۱,۱۶	۱,۰۰	۱,۰۳	۱,۰۰	۱,۳۷	۱,۶۳
Er	۱,۴۶	۳,۱۴	۳,۰۳	۲,۸۰	۲,۹۷	۳,۵۶	۴,۴۸
Tm	۰,۲۸	۰,۵۲	۰,۴۶	۰,۴۸	۰,۴۷	۰,۵۲	۰,۶۶
Yb	۲,۳۲	۳,۵۱	۳,۱۶	۳,۱۰	۲,۹۳	۳,۳۹	۴,۴۲
Lu	۲,۶۵	۰,۵۲	۰,۴۷	۰,۴۹	۰,۴۷	۰,۵۰	۰,۶۵
Ba	-۷۶,۷۳	-۲۱,۵۴	-۵۶,۷۵	-۱۱۵,۶۴	-۱۳۳,۴۷	-۱۰۵,۷۴	-۱۲۳,۶۶
Rb	۰,۹۴	۰,۳۲	-۰,۰۷	-۴,۱۲	-۴,۹۲	-۳,۷۱	-۳,۷۷
Sr	-۱۰,۷۵۳	۱,۲۱	-۸۴,۸۲	-۲۳۴,۹۳	-۳۲۲,۲۱	-۲۵۲,۸۷	-۳۱۲,۴۴
Cs	۰,۵۵	۲,۳۴	۲,۱۵	۱,۱۶	۰,۹۹	۱,۲۵	۱,۰۴
Pb	۳,۱۴	۲۶,۲۷	۲۲,۶۲	۱۶,۴۹	۱۸,۷۱	۲۱,۶۴	۱۷,۰۱
Zr	-۱,۶۶	۱۹۵,۱۹	۲۰۰,۸۱	۱۹۲,۷۷	۱۹۱,۳۸	۱۴۹,۱۹	۱۸۵,۴۲
Nb	۵,۴۴	۶,۳۵	۷,۰۳	۵,۳۵	۵,۲۷	۵,۴۸	۵,۲۱
Hf	۰,۳۶	۶,۱۵	۶,۵۶	۶,۰۳	۶,۱۴	۶,۰۷	۶,۱۹
Th	۰,۷۰	۳۰,۸۰	۳۸,۰۲	۲۱,۹۹	۱۷,۵۳	۲۳,۶۲	۱۷,۲۳
Ta	۰,۳۲	۱,۱۱	۱,۲۱	۱,۲۲	۱,۲۵	۱,۱۷	۱,۲۲
Co	۴,۳۰	۱۹,۳۳	۲۶,۵۹	۱۲,۶۷	۱۲,۵۱	۱۴,۸۳	۱۰,۳۰
V	۲۰,۹۸	۲۶۷,۰۷	۲۲۸,۰۱	۲۰,۱۵۶	۲۱۶,۹۵	۲۳۱,۰۳	۲۰۳,۶۴
Ni	۱,۹۷	۱۰۰,۱۸	۴۵,۹۲	۴۴,۸۶	۳۷,۳۶	۸۵,۱۳	۶۵,۲۷
Cr	-۰,۱۱	۳۶۰,۱۱	۲۷۴,۳۶	۱۴۳,۲۷	۲۵۲,۳۴	۲۸۷,۷۵	۲۴۳,۵۹
Sc	۱,۴۱	۲۴,۲۹	۲۷,۲۵	۲۵,۵۶	۲۴,۶۴	۲۳,۷۹	۲۴,۱۵
U	۱,۴۵	۸,۳۴	۹,۸۲	۶,۴۳	۵,۳۴	۷,۵۴	۵,۰۴
Zn	۲۰,۷۱	-۱۹,۰۲	-۲۱,۳۵	-۲۳,۰۵	-۲۴,۲۲	-۲۳,۲۲	-۲۵,۰۰
Y	۱۱,۳۱	۳۵,۲۰	۳۶,۷۹	۳۲,۵۰	۲۹,۱۴	۳۶,۰۱	۳۰,۱۰
Bi	۰,۰۴	۱,۲۸	۱,۱۰	۱,۱۳	۱,۲۷	۱,۱۵	۰,۸۹
Ga	۱,۴۹	۳۱,۱۹	۳۵,۸۲	۳۲,۴۲	۳۱,۰۶	۳۲,۰۰	۳۰,۶۲
TMC	۴۰,۷۴	-۲۵,۶۴	-۲۱,۴۴	-۴۱,۳۷	-۴۲,۷۸	-۳۵,۰۳	-۴۳,۳۰
V	۱۵,۹۷	-۱۰,۰۵	-۸,۴۰	-۱۶,۲۲	-۱۶,۷۷	-۱۳,۷۳	-۱۶,۹۷



شکل ۶ تحرک عناصر شیمیایی به صورت درصد تغییرات نسبت به ترکیب سنگ مادر (سازند سروک).

پایینی افق مهاجرت می‌کند، در حالیکه در بخش‌های پایینی افق فقدان زهکشی و وجود سنگ بستر کربناتی سبب غلبه شرایط قلیایی و در نتیجه غنی شدگی REE در این بخش از افق شده است. بیشتر نمونه‌های بوکسیتی بی‌هنجاری مثبت یا منفی Ce را نشان می‌دهند. نسبت Ce/Ce^* در این نمونه‌ها برابر با ۰/۴ تا ۲/۰ است. در شکل ۶ بیشتر نمونه‌ها درصد تغییرات منفی را برای Ce به نمایش می‌گذارند. عنصر Ce رفتار متفاوتی نسبت به سایر REE‌های دیگر داشته و بر خلاف آنها بتدریج به سمت بخش‌های پایینی افق بوکسیتی درصد تغییرات منفی تری دیده می‌شود (شکل ۶).

بررسی‌ها نشان می‌دهند که هرچند عناصر خاکی نادر (REEs) نسبت به Ti دستخوش تهی شدگی شده‌اند، ولی روند نسبتاً مشخصی را در طول افق بوکسیتی به نمایش می‌گذارند. بدین ترتیب که REE در بخش‌های بالایی افق بوکسیتی درصد تغییرات منفی تری (تا ۹۰٪-) را نشان می‌دهد، ولی بتدریج به سمت بخش‌های پایینی، درصد تغییرات افزایش می‌یابد (شکل ۶). این به معنای افزایش پیشرونده محتوای REE با افزایش عمق افق بوکسیتی است. [۹] این پدیده را به تغییرات pH افق بوکسیتی نسبت می‌دهد. بر این اساس در بخش‌های بالایی افق، غلبه شرایط اسیدی مانع جذب یون‌های REE^{+3} به وسیله کانی‌های رسی شده و همگام با محلول‌ها به بخش‌های

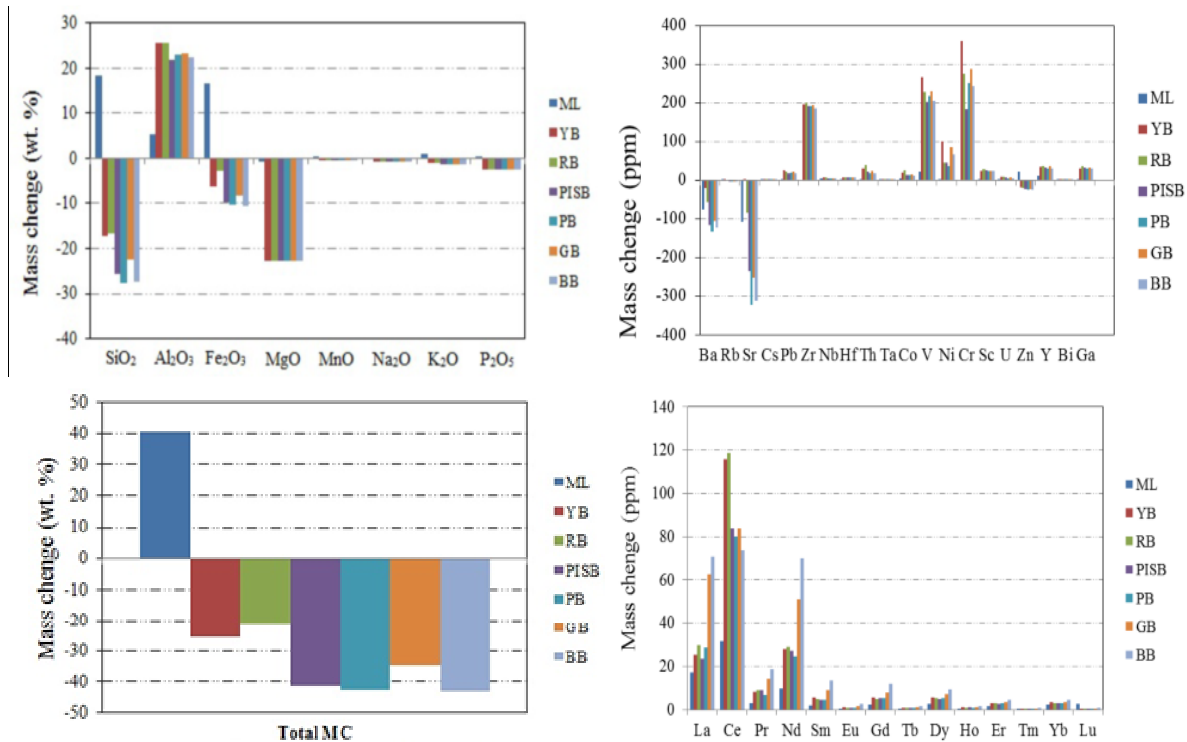
بحث

تبادلات جرم

با توجه به برابر نبودن مقدار کلسیم و میزان (LOI Loss on Ignition) در سازند سروک، سنگ‌های آهکی رسی و لایه‌های مختلف بوکسیتی را نمی‌توان برای محاسبات تبادل جرم فرآیندهای غنی شدگی و تهی شدگی با دقت مورد بررسی قرار داد. بنابراین به منظور بررسی اینکه چه عناصری به محیط اضافه و یا از محیط خارج شده‌اند، لازم است روی داده‌ها، عادی‌سازی کربنات و LOI صورت گیرد. اصول و روش محاسبات عادی سازی کربنات و LOI پیشتر توسط [۱۱] توصیف شده است. محاسبه‌ی تبادلات جرم برای سازند سروک (به عنوان سنگ خاستگاه کانسار مومبی؛ [۹])، سنگ‌های آهکی رسی و بوکسیت‌ها به منظور بازسازی فرآیندهای زمین-شیمیایی درگیر در گسترش افق‌های مختلف بوکسیتی انجام گرفته است. تبادلات جرم با استفاده از معادلات ارائه شده توسط [۱۱] محاسبه شده است. این معادلات پیشتر به صورت معادلات ۱، ۲ و ۳ ارائه شده‌اند. تبادلات جرم برای تمام عناصر نسبت به Ti محاسبه شده‌اند، زیرا به عنوان یک عنصر بسیار نامتحرک در نظر گرفته می‌شود. محاسبات وابسته به EF، RC و MC برای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در جدول (۳) و شکل (۷) نشان داده شده‌اند.

چنانکه در شکل (۷) مشاهده می‌شود، افق‌های مختلف بوکسیتی بیشتر ترکیبات متحرک خود را از دست داده‌اند. مشاهده الگوی تبادلات جرم Al_2O_3 و SiO_2 به ترتیب نشان دهنده‌ی بیشترین تبادلات جرم مثبت و منفی در افق بوکسیتی مومبی است (شکل ۷). با توجه به تبادلات جرم مثبت‌تر Al_2O_3 در افق‌های بوکسیتی نسبت به واحد رسی، این امر می‌تواند نشان‌دهنده شستشوی Al از بخش‌های بالایی افق بوکسیتی (سنگ‌های آهکی رسی) و ته‌نشینی در لایه‌های بوکسیتی پایینی باشد. به هر حال Al کمترین انحلال را در pH طبیعی آب‌های زیرزمینی دارد و بر همین اساس می‌توان نتیجه گرفت که مهاجرت Al در محلول‌ها به دلیل نوسان‌های فصلی pH آب‌های زیرزمینی است [۲۷]. Fe_2O_3 در افق‌های بوکسیتی تبادلات جرم منفی (کاهش) را نشان می‌دهد.

این تبادلات جرم منفی بتدریج از افق‌های بالایی (بوکسیت زرد) به سمت افق‌های پایینی (بوکسیت قهوه‌ای) افزایش می‌یابد که این مورد را می‌توان در ارتباط با تغییرات Eh آب‌های فرو رو از مقادیر بالا به پایین دانست که ضمن این فرآیند، مقداری از آهن موجود از محیط خارج می‌شود. روند تغییرات عناصر اصلی دیگر (Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO) در نمودار تبادلات جرم، یک کاهش جرم اندک را نشان می‌دهد. بین



شکل ۷ نمودار تغییرات تبادل جرمی عناصر مختلف در افق‌های بوکسیتی کانسار مومبی بر اساس عنصر شاخص Ti.

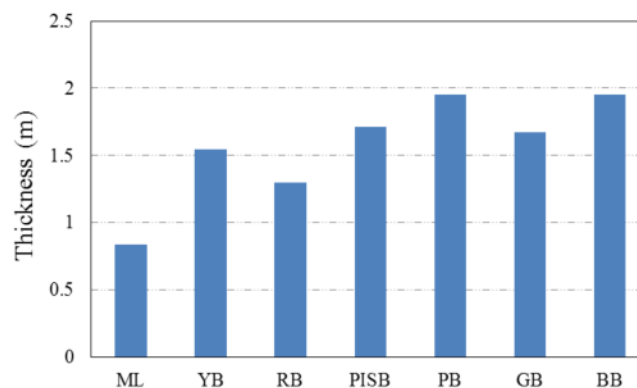
ارتباط باید به این نکته اشاره کرد که ارتباط شدید بین پتانسیل یونی REEها و تحرک آنهاست [۲۸]. LREEها پتانسیل یونی پایین‌تری نسبت به HREEها و Ce^{4+} داشته و در نتیجه تحرک بیشتری دارند [۱۹]. بنابراین LREE برخلاف Ce^{4+} به راحتی از بخش‌های بالایی افق بوکسیتی شسته شده و به تدریج در بخش‌های پایینی افق انباشته می‌شوند.

محاسبه‌ی ستبرای سنگ مادر

با استفاده از داده‌های حاصل از محاسبات تبادل جرم (جدول ۳)، می‌توان ستبرای سنگ مادر اولیه (سازند سروک) مصرف شده برای ایجاد ۱ متر از هر یک از لایه‌های بوکسیتی را محاسبه کرد. این محاسبات با فرض همگن بودن تنوع سنگی سنگ مادر طی فرآیند هوازده‌گی انجام می‌شود. بدین منظور باید درصد وزنی را به درصد حجمی تبدیل کرد. برای این کار نخست باید چگالی هر یک از لایه‌ها مشخص باشد. در این بررسی، چگالی لایه‌های بوکسیتی در گستره‌ی 2.55 gr/cm^3 و دیگر لایه‌ها 2.72 gr/cm^3 در نظر گرفته شده‌اند [۲۹]. و سپس با استفاده از فرمول $D=M/V$ مقدار تغییر حجم در ضمن فرآیندهای هوازده‌گی محاسبه شد (جدول ۳). در این فرمول D چگالی لایه‌های بوکسیتی، M میانگین تبادلات جرم در هر لایه و V درصد تغییرات حجمی است. با استفاده از داده‌های جدول (۳) می‌توان ستبرای آهک تبدیل شده به ازای یک متر از هر لایه‌ی بوکسیتی را محاسبه کرد. در شکل (۸) ستبرای سازند سروک به ازای شکل‌گیری یک متر از هر یک از واحدهای بوکسیتی براساس عنصر Ti نشان داده شده است که براساس آن این ضخامت برای هر یک از بوکسیت‌های قهوه‌ای و صورتی برابر با ۱۹۵ سانتیمتر، بوکسیت‌های خاکستری و پیژولیتی برابر با ۱۷۰ سانتیمتر، بوکسیت زرد برابر با ۱۵۰ سانتیمتر و بوکسیت سرخ ۱۳۰ سانتیمتر است.

عناصر کمیاب، Sr و Ba بیشترین تبادلات جرم منفی را نشان می‌دهند (شکل ۷). از دست دادن Sr و Ba نتیجه‌ی انحلال ترکیبات رسی است [۲۶]. عناصری مانند Nb, Hf, Ta و Bi تغییرات جرم بسیار اندکی دارند که نشان‌دهنده‌ی ویژگی‌های نسبتاً نامتحرک این عناصر طی فرآیند بوکسیتی شدن است. غنی‌شدگی و تبادلات جرم مثبت V, Ti و Zr احتمالاً به ترتیب در ارتباط با تشکیل کانی‌های موناژیت، آناتاز و زیرکن باشد. Ga نیز تبادلات جرم مثبتی نشان می‌دهد. این پدیده شاید به دلیل تمرکز این عنصر در بوهمیت و هماتیت‌های آلومینیوم‌دار موجود در لایه‌های بوکسیتی باشد. کانسار مومی دارای تمرکزهای بالاتری از Ni و Cr نسبت به بوکسیت‌های کارستی مدیترانه‌ای (بجز بوکسیت‌های کارستی یونان) است [۲۲].

این تغییرات با تبادلات جرم مثبت Cr و Ni در کانسار مومی سازگار است. بررسی‌ها نشان می‌دهند اگرچه Ni به صورت یون Ni^{2+} طی هوازده‌گی شدید به طور قابل توجهی انحلال پذیر است [۲۲]، با این وجود تمرکز Ni درون بوکسیت ممکن است در نتیجه سازوکار جذب سطحی همراه با هیدرواکسیدهای آهن باشد. عناصر REE ظاهراً طی فرآیند هوازده‌گی تفکیک شده‌اند. بر این اساس عناصری همانند La, Ce, Pr و Nd دستخوش غنی‌شدگی شده و بیشترین تبادلات جرم مثبت را نشان می‌دهند، درحالی‌که Er, Ho, Dy, Tb, Eu, Tm, Yb, Lu بی‌تحرک بوده و هیچگونه تبادل جرمی نشان نمی‌دهند (شکل ۷). [۲۶] تفکیک REEها طی هوازده‌گی را غالباً به ویژگی‌های شیمیایی متمایز REEها در شرایط سطحی نسبت می‌دهند. نکته قابل تامل، افزایش تدریجی تبادلات جرم مثبت عناصر La, Pr, Nd, Sm با افزایش عمق نیمرخ بوکسیتی است در حالی‌که Ce به تدریج کاهش مبادله‌ی جرم مثبت را بر حسب عمق افق از خود به نمایش می‌گذارد. در این



شکل ۸ ستبرای سنگ آهک هوازده برای ایجاد یک متر از لایه‌های موجود (محاسبه شده بر اساس عنصر شاخص Ti).

ارزیابی عوامل موثر در توزیع عناصر با استفاده از روش تحلیل عاملی نوع R

معمولاً در تحقیقات به دلایل مختلف با حجم زیادی از متغیرها روبه‌رو هستیم. برای تحلیل دقیق‌تر داده‌ها و رسیدن به نتایجی علمی‌تر و درعین‌حال عملیاتی‌تر، پژوهندگان به دنبال کاهش حجم متغیرها و تشکیل ساختار جدیدی برای آن‌ها هستند و بدین منظور از روش تحلیل عاملی استفاده می‌کنند. مدل تحلیل عاملی روشی برای خلاصه کردن اطلاعات است به صورتی که از نظر مفهوم معنی دار باشد. اگر در این روش هدف خلاصه کردن تعدادی شاخص به عوامل معنی‌دار باشد، باید از روش تحلیل عاملی نوع R (R-mode factor analysis) استفاده کرد [۲۲]. در این روش هدف پژوهشگر کشف ساختاری برای شکل دهی متغیرها و رده‌بندی آنها است و پیشفرض اولیه‌ی آن است که هر متغیری ممکن است با هر عاملی ارتباط داشته باشد. در این پژوهش نیز که نخستین بررسی با استفاده از روش تحلیل عاملی روی ذخایر بوکسیت در ایران است به منظور ارزیابی روابط درون عنصری از روش تحلیل عاملی نوع R استفاده شده است. در این بررسی عناصر با بیشترین تهی‌شدگی شامل LILE (به استثنای Pb) و عناصری که دارای رفتار مشابهی با عناصر اصلی (Nb نسبت به TiO_2) هستند در این مقایسه مورد استفاده قرار نگرفته‌اند. La و Yb به ترتیب به عنوان شاخص رفتار LREE و HREE انتخاب شده‌اند. Ce به این دلیل که طی هوازگی بشدت تحت تاثیر تغییرات حالت اکسایش - کاهش قرار می‌گیرد و Eu نیز با توجه به آنکه کلید واقعی تعیین خاستگاه مواد هوازده (شاخص تفکیک Eu/Eu^*) است [۲۲] انتخاب شده‌اند. این روش نخستین بار به طور موفقیت‌آمیزی برای شناسایی عوامل موثر در توزیع عناصر در کانسارهای بوکسیتی، با [۲۲] مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش عامل‌ها پس از چرخش واریماکس و توسط نرم افزار STATGRAPHICS Centurion XVI.I package استخراج شده است. نتیجه حاصل از این پژوهش تقلیل ۱۶ شاخص به ۴ عامل بوده است که در مجموع ۷۷/۳۸ درصد پراش کل را می‌پوشاند (جدول ۴) و نشانگر رضایت بخش بودن تحلیل عاملی و شاخص‌های مورد بررسی است. نظر به کم اهمیت بودن عامل نهایی، تنها ۳ عامل در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

عامل نخست ۳۱.۵۵ درصد از پراش کل درون مجموعه داده‌ها را بیان می‌کند و دربردارنده‌ی وزن‌های شدیداً مثبت و معنی‌دار برای TiO_2 , Ga, Zr, Al و وزن بشدت منفی برای

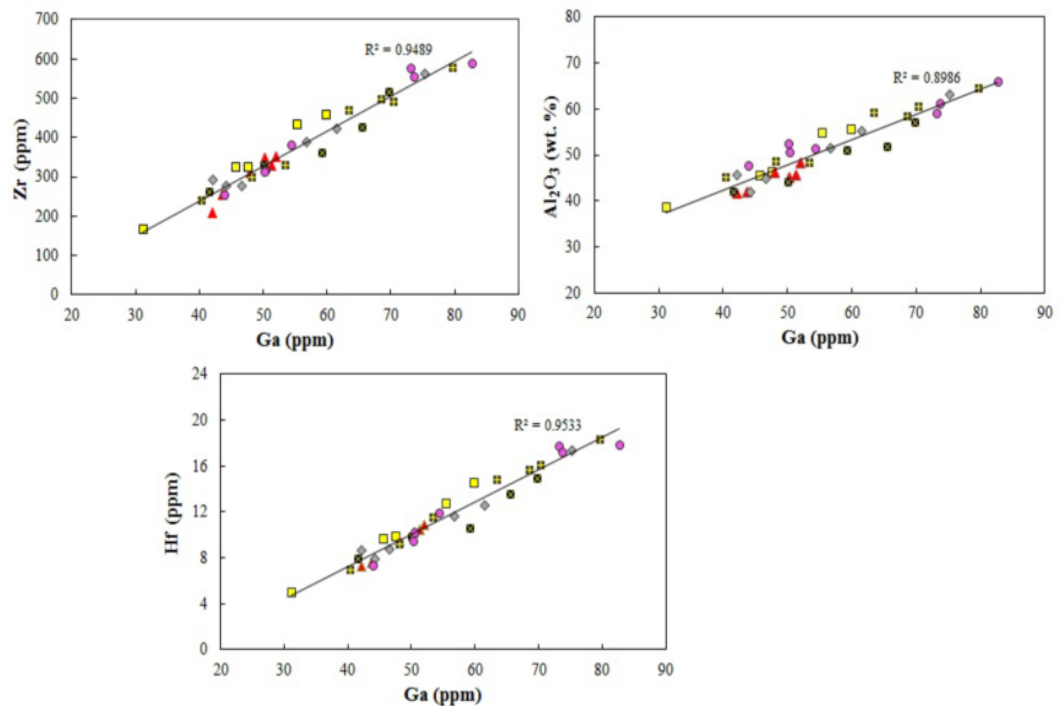
SiO_2 است (جدول ۴). تنها کانی سیلیس‌دار شناسایی شده در کانسار مومبی در این پژوهش کائولینیت است که محدود به شکستگی‌ها و ماتریس چندریختی و نهان بلورین بوکسیت است. گرهک‌های آهن‌دار اغلب در خاک‌ها و مواد هوازده برجای مانده حضور دارند [۳۰]، و به عنوان نتیجه‌ی مهاجرت آهن و انباشت به صورت هماتیت‌های آلومینیوم‌دار، در پهنه‌های غنی از کائولینیت طی مرحله فرولیز تشکیل می‌شوند [۳۱]. مهاجرت آهن وابسته به اندازه حفره‌ها بوده و آهن همیشه به سوی مواد با حفره‌های کوچک‌تر مهاجرت می‌کند [۳۲]. بررسی‌های صورت گرفته توسط [۳۳] نشان می‌دهد که هماتیت درون بوکسیت کارستی بررسی شده آلومینیوم‌دار بوده و احتمالاً بوسیله جانشینی روزادی در جای کائولینیت تشکیل شده است. این نتایج نشان می‌دهند که ممکن است هماتیت طی مرحله‌ی نهایی بوکسیتی شدن دستخوش فرولیز شده باشد. از طرف دیگر بررسی‌های صورت گرفته نیز نشان می‌دهد که بسیاری از اوئیدها و پیزولیت‌ها دارای یک هسته‌ی هماتیتی یا هماتیتی آلومینیوم‌دار بوده که به وسیله‌ی قشری از بوهمیت احاطه شده است و که می‌تواند نشان‌دهنده تشکیل بوهمیت پس از هسته هماتیتی در شرایط فعالیت اندک آب باشد. بر اساس [۲۲، ۳۴] می‌توان یک مدل انتشار مولکولی را با فرض قابل چشم‌پوشی بودن جریان شاره در نظر گرفت که در آن رشد کنکرسینی، یک فرآیند خاکزاد ۲ مرحله‌ای بوده است که مرحله نخست شامل رشد هسته هماتیتی طی یک دوره‌ی زمانی نسبتاً طولانی آب و هوای مرطوب گرمسیری و مرحله‌ی دوم شامل دگرسانی در آب و هوای خشک‌تر بوده که سبب پایداری بوهمیت شده است. بدین ترتیب می‌توان به این نتیجه رسید که عامل اول ($F1$) نه تنها دربردارنده‌ی تمرکز برخی عناصر کم محلول در زیرکن‌های آواری (Zr)، آتاناز (Ti) و احتمالاً در هماتیت و هماتیت‌های آلومینیوم‌دار (Ga) طی مرحله نهایی بوکسیتی شدن است، بلکه انباشت آهن طی شرایط مرطوب‌تر و انباشت Al طی شرایط خشک‌تر نیز در ارتباط با این عامل است. در ارتباط با Ga این نکته لازم به یادآوری است که این عنصر تقریباً در تمام بوکسیت‌های کارستی، به ویژه در کانی‌های بوهمیت و دیاسپور، تمرکز می‌یابد [۳]. چنانکه در شکل (۹) نیز نشان داده شده است همبستگی مثبت ($R^2 = 0.89$) بین Al و Ga در کانسار مومبی، این دیدگاه را تأیید می‌کند. علاوه بر این، همبستگی مثبت بالای Ga در مقابل Zr ($R^2 = 0.94$) و Ga در مقابل Hf ($R^2 = 0.95$) نشان می‌دهد که وزن مثبت و غنی‌شدگی

احتمالاً به دلیل جذب شدن مشترک به وسیله بوهمیت، آنتاز و کانی‌های آواری است (شکل ۹). عامل دوم (F2) ۲۷٫۶۷ درصد دگرسان‌پذیری کل درون مجموعه داده‌ها را بیان می‌کند و دربردارنده‌ی وزن‌های منفی و معنی‌داری برای U, Th, Co است (جدول ۴).

جدول ۴ نتایج حاصل از تحلیل عاملی نوع R.

Rotated Factor Matrix^a

	Factor			
	1	2	3	4
SiO ₂	-۰٫۸۴۳	-۰٫۲۱۳	-۰٫۳۷۷	-۰٫۲۵۸
TiO ₂	۰٫۹۱۷	۰٫۳۴۵	۰٫۱۸۹	-۰٫۰۶۵
Al ₂ O ₃	۰٫۸۴۰	۰٫۴۲۰	۰٫۲۷۳	۰٫۱۸۰
V	۰٫۱۱۸	۰٫۳۳۷	۰٫۰۹۵	۰٫۱۴۶
Cr	۰٫۳۶۸	۰٫۱۸۲	۰٫۰۹۱	۰٫۲۸۵
Co	-۰٫۵۴۶	-۰٫۷۵۶	-۰٫۱۴۸	۰٫۰۳۳
Ni	۰٫۰۸۸	۰٫۵۱۱	۰٫۱۶۶	۰٫۰۱۰
Zr	۰٫۹۱۸	۰٫۳۳۹	۰٫۱۷۸	-۰٫۰۷۲
Th	-۰٫۵۶۴	-۰٫۷۸۴	-۰٫۰۶۲	۰٫۰۳۲
U	-۰٫۴۸۸	-۰٫۷۳۸	-۰٫۰۲۱	-۰٫۰۱۵
Pb	۰٫۲۲۴	۰٫۲۰۲	۰٫۰۸۰	۰٫۱۰۵
La	۰٫۱۳۱	۰٫۲۱۹	۰٫۹۳۰	-۰٫۰۳۱
Ce	۰٫۱۰۲	۰٫۰۳۳	۰٫۲۱۹	۰٫۰۷۱
Eu	۰٫۱۸۵	۰٫۱۹۵	۰٫۸۶۹	۰٫۰۹۷
Yb	۰٫۱۲۳	-۰٫۰۰۱	۰٫۶۵۱	-۰٫۴۶۰
Ga	۰٫۹۰۰	۰٫۳۲۶	۰٫۲۱۶	-۰٫۰۳۳



شکل ۹ نمودار همبستگی تغییرات عناصر نامتحرک Ga در مقابل Al₂O₃؛ Ga در مقابل Zr و Ga در مقابل Hf در افق‌های مختلف بوکسیتی کانسار مومبی.

اکسیدهای آهن (هماتیت و گوتیت) بویژه در بخش‌های بالایی بوکسیت مومبی ممکن است عامل تمرکز HREE باشد [۴۵].

برداشت

کانسار بوکسیت مومبی که درون سنگ‌های آهنی بخش بالایی سازند سروک قرار دارد، از نظر کانی‌شناسی غالباً متشکل از بوهمیت، کائولینیت، همتایت و گوتیت در افق‌های بوکسیتی بالایی و دیاسپور، بوهمیت، پیریت و کلریت در افق‌های بوکسیتی پایینی است. بررسی‌های وابسته به تحرک عنصری با استفاده از شاخص هوازگی کل نشان می‌دهد که عنصر Ce رفتار متفاوتی نسبت به دیگر REEها (بویژه LREE) از خود نشان می‌دهد و بر خلاف آنها بتدریج به سمت بخش‌های پایینی افق بوکسیتی نسبت به Ti دچار تهی شدگی گردیده است. مطالعات ژئوشیمیایی تبادلات جرم نشان می‌دهد که عناصر Nb, Hf, Ta, Bi, Rb, Cs, U و HREE ضمن فرآیند هوازگی نسبتاً نامتحرک بوده و تبادلات جرم بسیار اندکی را از خود نشان می‌دهند. این نشان می‌دهد که عناصری مانند Nb و Hf در محیط‌های فوق پوسته‌ای، انحلال ناپذیر بوده و تحت تاثیر تغییرات اکسایش-کاهش قرار نمی‌گیرند و می‌توانند به عنوان عناصر نامتحرک به منظور محاسبه‌ی تحرک عناصر در سنگ‌های به شدت هوازده مورد استفاده قرار گیرند. همچنین عناصری مانند Al, Zr, V, Cr, Ni, Ga, Y و LREE تبادلات جرم مثبتی از خود به نمایش می‌گذارند، در حالیکه Si, Fe, Mg, P, K, Ba, Sr و Zn دارای تبادلات جرم منفی بوده و طی فرآیند هوازگی به دلیل تحرک ژئوشیمیایی از محیط خارج شده‌اند. تحلیل روابط درون عنصری کانه‌ها با استفاده از روش تحلیل عاملی نوع R چند یافته‌ی مهم را آشکار می‌کند: (۱) برخی عناصر کم محلول (Zr, Ti و Ga) در زیرکن‌های آواری (Zr)، آتاز (Ti) و احتمالاً در بوهمیت، همتایت و کانی‌های آواری (Ga) طی مرحله‌ی نهایی بوکسیتی شدن تمرکز یافته‌اند؛ (۲) تمرکز Fe در شرایط آب و هوایی مرطوب رخ داده در حالیکه انباشت Al طی دوره‌های خشک تر آب و هوایی صورت گرفته است؛ (۳) وزن‌های مشابه و معنی‌دار U و Th نشان می‌دهند که فراوانی کانی‌های سنگین (HFSE) ممکن است به صورت محلی در کنترل رفتار اورانیوم مهم باشند؛ (۴) توزیع عناصر خاکی نادر سبک و سنگین در اثر میزان پایداری همبافت‌های حمل‌کننده‌ی REE و حضور فازهای کانیایی REE دار کنترل می‌شود؛ و (۵) نمونه‌های بوکسیتی تجزیه شده نسبت‌های (La/Yb)_n نزدیک یا به طور قابل توجهی پایین‌تر از متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای بالایی

U در شرایط برون‌زایی رفتاری وابسته به حالت اکسایش-کاهش دارد. این عنصر معمولاً به صورت U⁶⁺ در همبافت‌های کربناتی و یا به صورت اکسی‌آنیون‌های محلول در آب‌های اکسید شده و شرایط pH نزدیک به خنثی تا قلیایی حضور دارد [۳۵]. به هر حال چنانکه در عامل ۲ دیده می‌شود U و Th دارای وزن مشابه و معنی‌داری هستند. و نشان می‌دهد که فراوانی کانی‌های سنگین حاوی (Th-HFSE) ممکن است به صورت محلی در کنترل رفتار اورانیوم مهم و موثر باشند [۲۲]. عامل سوم (F3) ۱۵/۳۴ درصد از پراش کل درون مجموعه داده‌ها را بیان می‌کند و دربردارنده‌ی وزن‌های مثبت و معنی‌داری برای La, Eu, Yb است (جدول ۴). این عامل مسئول فرآیندهای کنترل‌کننده‌ی توزیع REE (به استثنای Ce) درون بوکسیت است. عامل‌های موثر در توزیع Ce به دقت توسط [۹] شرح داده شده است. به طور کلی، تصور بر این است که ترکیب محلول خاک عامل اصلی حمل و نقل تفکیکی REE طی فرآیندهای خاکزاد و هوازگی است [۳۶]. بررسی‌ها نشان می‌دهند که HREE به مراتب راحت‌تر از LREE همبافت تشکیل می‌دهند. بنابراین این همبافت‌ها مسئول شستشوی ترجیحی HREE طی فرآیند هوازگی هستند [۲۲، ۳۷] به هر حال نمونه‌های بوکسیتی تجزیه شده طی این بررسی (به استثنای نمونه‌ی M-82)، دارای نسبت‌های (La/Yb)_n نزدیک یا به طور چشمگیری پایین‌تر از میانگین ترکیب پوسته‌ی قاره-ای بالایی [۲۲] (برای مثال مقادیر (La/Yb)_n شیل‌های پس از آرکنن استرالیا برابر با ۹/۲ است) هستند. این نتایج نشان می‌دهند که این تفکیک تنها به مقدار اندکی تحت تاثیر حضور مواد آلی [۳۸-۴۰] یا بی‌کربنات‌ها [۴۱-۴۳] بوده، که هر دوی آنها همبافت‌های HREE پایداری را تشکیل می‌دهند و به نظر می‌رسد که این فرآیند احتمالاً تنها بر روی نمونه M-82 موثر واقع شده باشد که دارای نسبت (La/Yb)_n برابر با ۱۳.۰۳ می‌باشد. ترکیب محلول خاک همچنین جذب بر روی کانی‌های ثانویه را تحت تاثیر قرار می‌دهد و تعادل تمرکز REE بین محلول خاک و سطح کانی‌ها به طور گسترده‌ای در اثر واکنش-های جذب/دفع وابسته به pH کنترل می‌شود. بر این اساس وقتی pH افزایش می‌یابد، REE به طور ترجیحی روی کانی‌ها، جذب و LREE به طور موثرتری نسبت به HREE روی فازهای جامد جذب می‌شوند [۴۴]. این فرآیند نشان می‌دهد که نوسان‌های نسبت (La/Yb)_n ممکن است نشان‌دهنده‌ی نوسان‌های pH در محلول خاک باشد. سرانجام حضور

بویراحمد، جنوب باختر ایران، مجله علوم زمین، شماره ۷۴ (۱۳۸۸) صفحه ۹۱-۹۸.

[9] Zamanian H., Ahmadnejad F., Zarasvandi A., "Mineralogical and geochemical investigations of the Mombi Bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran", *Chemie der Erde-Geochemistry*, DOI: 10.1016/j.chemer.2015.10.001.

[10] 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.

[11] Maclean W. H., "Mass change calculations in altered rock series", *Mineralium Deposita*, 25 (1990) 44-49.

[12] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (1990) 210-265.

[13] Alavi M., "Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran", new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.

[14] Alavi M., "Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran", *American Journal of Science*, 307 (2007) 1064-1095.

[15] Sepehr M., Cosgrove J. W., "Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran" *Marine and Petroleum Geology*, 21 (2004) 829-843.

[16] Alavi M., "Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", *American Journal of Science*, 304 (2004) 1-20.

[۱۷] زراسوندی ع.، زمانیان ح.، حجازی الف.، منصور ع.، "بررسی تغییرات ژئوشیمیایی و جرم واحدهای مختلف بوکسیتی در کانسار بوکسیت سرفاریاب، استان کهگیلویه و بویر احمد با استفاده از رفتار ژئوشیمیایی عناصر Al و Ti ، Zr ، Y " مجله علوم زمین، شماره ۷۵ (۱۳۸۹) صفحه ۱۵۷-۱۶۴.

[۱۸] گزارش شرکت مهندسی مشاور زرکوه اکتشاف، "پی جویی بوکسیت-لاتریت و مواد نسوز در منطقه دهدشت (استان کهگیلویه و بویراحمد)"، به شماره ۲۳۱۵-۳۰۰ (۱۳۸۶).

[19] Abedini A., Calagari A. A., "REE geochemical characteristics of titanium-rich bauxites: the Permian Kanigorgeh horizon, NW Iran", *Turkish Journal of Earth Sciences*, 23 (2014) 513-532.

[20] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare elements during weathering of a granodiorite" *Nature*, 279, 206-210.

[21] Duzgoren-Aydin N. S., Aydin A., Malpas J., "Distribution of clay minerals along a weathered

هستند و نشاندهنده تفکیک جزئی LREE/HREE طی فرآیند بوکسیتی شدن هستند. این نشان می‌دهد که مواد آلی و بی کربنات‌ها تنها نقش جزئی در جدایش LREE/HREE ضمن فرآیند بوکسیتی شدن بازی کرده‌اند و نوسان‌های موجود در نسبت $(La/Yb)_n$ ممکن است نشاندهنده نوسان‌های pH در محلول خاک باشد.

قدردانی

نویسندگان این مقاله از حمایت‌های مالی کمیته‌ی تحقیقات دانشگاه لرستان و شرکت پاک آزما زیست کردستان در به انجام رساندن این پژوهش کمال تشکر را دارند. از راهنمایی‌های ارزنده داوران محترم در بهبود هر چه بیشتر محتوای مقاله نیز کمال تشکر و قدردانی را دارند.

مراجع

[1] Liu X. F., Wang Q. F., Deng J., Zhang Q. Z., Sun S., Meng J., "Mineralogical and geochemical investigations of the Dajia Salento-type bauxite deposits, Western Guangxi", China. *Journal of Geochemical Exploration*, 105 (2010) 137-152.

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

[3] Bárdossy G., Aleva G. J. J., "Lateritic Bauxites: Developments", *Economic Geology*, 27. Elsevier, Amsterdam. 624p (1990).

[4] Zarasvandi A., Carranza E. J. M., Ellahi S. S., "Geological, geochemical, and mineralogical characteristics of the Mandan and Deh-now bauxite deposits, Zagros Fold Belt, Iran", *Ore Geology Reviews*, 48 (2012) 125-138.

[5] Zarasvandi A., Zamanian H., Hejazi E., "Immobile elements and mass changes geochemistry at Sar-Faryab bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran", *Journal of Geochemical Exploration*, 107 (2010) 77-85.

[6] Bárdossy G., "Karst bauxites. Bauxite deposits on carbonate rocks. *Developments in Economic Geology*", 14. Elsevier, Amsterdam. 441p.

[7] Nasibpour H. R., "Geochemistry and genesis of the Hangam bauxite anomaly, Firouz-abad, Iran", M.Sc. thesis (in Persian), Shiraz University, 191 p (2000).

[۸] احیا ف.، لطفی م.، "رهیافتی ژئوشیمیایی و زمین آماری برای منشا نهشته‌های بوکسیت سرفاریاب، استان کهگیلویه و

- [34] Mongelli G., "Growth of hematite and boehmite in concretions from ancient Karst bauxite: clue for past climate" *Catena*, 50 (2002) 43–51.
- [35] Farnham I. M., Johannesson K. H., Singh A. K., Hodge V. F., Stetzenbach K. J., "Factor analytical approaches for evaluating groundwater trace element chemistry data", *Analytica Chimica Acta*, 490 (2003) 123–138.
- [36] Laveuf C., Cornu S., "A review on the potentiality of rare earth elements to trace pedogenetic processes", *Geoderma*, 154 (2009) 1–12.
- [37] Ma J., Lehmann B., Du A., Zhang G., Ma D., Wang Y., Zeng M., Kerrich R., "Re–Os dating of polymetallic Ni–Mo–PGE–Au mineralization in Lower Cambrian black shales of South China and its geological significance", *Economic Geology*, 17 (2002) 1535–1547.
- [38] Henderson P., "General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*", *Developments in Geochemistry*, 2. Elsevier, 32p (1984).
- [39] Byrne R. H., Li B., "Comparative complexation behavior of the rare earths", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (1995) 4575–4589.
- [40] Sonke J. E., "Lanthanide-humic substances complexation. II.", Calibration of humic ion binding model V. *Environmental Science and Technology*, 40 (2006) 7481–7487.
- [41] Lee J. H., Byrne R. H., "Rare earth element complexation by fluoride ions in aqueous solution", *Journal of Solution Chemistry*, 22 (1993) 751–766.
- [42] Cantrell K. J., Byrne R. H., "Rare earth complexation by carbonate and oxalate ions", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51 (1987) 597–605.
- [43] Pourret O., Davranche M., Gruau M., Dia A., "Competition between humic acid and carbonates for rare earth elements complexation", *Journal of Colloid and Interface Science*, 305 (2007) 25–31.
- [44] Pourret O., Gruau G., Dia A., Davranche M., Molénat J., "Colloidal control on the distribution of rare earth elements in shallow groundwaters", *Aquatic Geochemistry*, 16 (2010) 31–59.
- [45] Huang C., Wang Y., "Removal of aluminosilicates from diasporic-bauxite by selective flocculation using sodium polyacrylate", *Separation and Purification Technology*, 59 (2008) 299–303.
- pyroclastic rock profile", *Hong Kong. Catena*, 50 (2002) 17–41.
- [22] Mongelli G., Boni M., Buccione R., Sinisi R., "Geochemistry of the Apulian karst bauxites (southern Italy): Chemical fractionation and parental affinities", *Ore Geology Reviews*, 63 (2014) 9–21.
- [23] Mameli P., Mongelli G., Oggiano G., Dinelli E., "Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy): insights on conditions of formation and parental affinity", *International Journal of Earth Sciences*, 96 (2007) 887–902.
- [24] Mongelli G., Acquafredda P., "Ferruginous concretions in a Late Cretaceous karst bauxite: composition and conditions of formation.", *Chemical Geology*, 158 (1999) 315–320.
- [25] Gu J., Huang Z., Fan H., Jin Z., Yan Z., Zhang J., "Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng'an–Daozhen area, Northern Guizhou Province", *China. Journal of Geochemical Exploration*, 130, 44–59.
- [26] Liu X. F., Wang Q. F., Feng Y. W., Li Z., Cai S. H., "Genesis of the Guangou karstic bauxite deposit in western Henan", *China. Ore Geology Reviews*, 55 (2013) 162–175.
- [27] Brimhall G. H., Lewis X. J., Ague J. J., Detroit W. E., Hanpel J., Rix P., "Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust", *Nature*, 333 (1988) 819–824.
- [28] Esmaeily D., Rahimpour-Bonab H., Esna-Ashari A., Kananian A., "Petrography and geochemistry of the Jajarm Karst bauxite ore deposit, NE Iran: implications for source rock material and ore genesis", *Turkish Journal of Earth Sciences*, 19 (2010) 267–284.
- [29] Dana J. D., "Manual of Mineralogy", John Wiley & Sons Inc. (2001) 583 pp.
- [30] Nahon D., "Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering", Wiley, New York. 313p (1991).
- [31] Brinkman R., "Ferrolysis, a hydromorphic soil forming process", *Geoderma*, 3 (1970) 199–206.
- [32] Tardy, Y. and Nahon, D. B., 1985-Geochemistry of laterites. Stability of Al-goethite, Al-hematite and Fe³⁺ kaolinite in bauxites and ferricretes. An approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Science*, 285 (1970) 865–903.

[۳۳] شاهکرمی پ.، "زمین‌شناسی اقتصادی نهشته‌های بوکسیت در منطقه قلعه مومبی، استان کهگیلویه و بویر احمد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه لرستان، ایران (۱۳۹۲).