

Geochemical evolution and element mobility during bauxitization: the Kaltakeh bauxite deposit, Zanzan, NW Iran

Yousef Shirzad¹, Maryam Khosravi^{1*}, Farhad Ahmadnejad²

¹Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

²Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Kurdistan, Sanandaj, Kurdistan, Iran

*Corresponding author, Tel: (031)33915148, Fax: (031)33912754, E-mail: maryamkhosravi@iut.ac.ir

Abstract

The Kaltakeh bauxite deposit comprises three subunits: an Al-rich subunit, an Fe-rich subunit, and a clay-rich subunit, whose textural differences may reflect differences in the conditions of their formation and evolution during bauxitization. Mass-balance calculations indicate that intense weathering has resulted in the depletion of Si and many alkali and alkaline-earth elements, whereas Al, Fe, Ti, U, Nb, V, and rare earth elements (REE) have been enriched. The results indicate that Al- and Ti-bearing phases, Fe and Mn oxides and hydroxides, clay minerals, phosphate minerals, and weathering-resistant minerals, including zircon, may play a controlling role in the fixation and concentration of trace elements in the ores. The enrichment of REE_(La-Lu) in all subunits and their association with Fe oxides and hydroxides and phosphate minerals confirm the potential role of these mineral phases in the fixation and concentration of these elements. Overall, the geochemical pattern of the Kaltakeh bauxite deposit may reflect the interplay of intense weathering, leaching of mobile elements, remobilization and re-fixation of elements, formation of organic complexes, changes in the pH of weathering solutions, and fluctuations in redox conditions during the evolution of the Kaltakeh profile.

Keywords: Kaltakeh bauxite deposit; Geochemistry; Mass balance; Zanzan; Northwestern Iran

تحول زمین‌شیمیایی و تحرک عناصر در طی بوکسیتی شدن: نهشته بوکسیتی کلتکه، زنجان،

شمال غرب ایران

یوسف شیرزاد^۱، مریم خسروی^{۱*}، فرهاد احمدنژاد^۲

۱- دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

۲- دانشکده علوم پایه، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

*نویسنده مسئول، تلفن: ۳۳۹۱۵۱۴۸ (۰۳۱)، نمابر: ۳۳۹۱۲۷۵۴ (۰۳۱)، پست الکترونیکی: maryamkhosravi@iut.ac.ir

تاریخ تنظیم مقاله: ۱۴۰۵/۰۴/۲۷

چکیده

نهشته بوکسیتی کلتکه از سه زیرواحد غنی از آلومینیوم، غنی از آهن و غنی از رس تشکیل شده است که تفاوت‌های بافتی آن‌ها می‌تواند نشان‌دهنده شرایط متفاوت تشکیل و تحول در طی فرآیند بوکسیتی شدن است. محاسبه تغییر تعادل جرم نشان می‌دهد که هوازگی شدید موجب تهی‌شدگی Si و بسیاری از عناصر قلیایی و قلیایی خاکی و در مقابل، غنی‌شدگی Nb, U, Ti, Fe, Al, V و عناصر خاکی نادر (REE) شده است. نتایج نشان می‌دهد که فازهای آلومین‌دار و تیتانیوم‌دار، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، کانی‌های رسی، کانی‌های فسفات و کانی‌های مقاوم در برابر هوازگی، از جمله زیرکن، می‌توانند نقش کنترل‌کننده‌ای در تثبیت و تمرکز عناصر جزئی در کانسنگ‌ها داشته باشند. غنی‌شدگی $REE_{(La-Lu)}$ در تمامی زیرواحدها و ارتباط آن‌ها با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های فسفات، نقش احتمالی این فازهای کانیایی را در تثبیت و تمرکز این عناصر تایید می‌کند. در مجموع، الگوی زمین‌شیمیایی نهشته بوکسیتی کلتکه می‌تواند حاصل برهم‌کنش هوازگی شدید، شست‌وشوی عناصر متحرک، انتقال و تثبیت مجدد عناصر، تشکیل کمپلکس‌های آلی و تغییر pH محلول‌های هوازده کننده و تغییر شرایط اکسایش-کاهش در طی تکامل نیمرخ کلتکه باشد.

واژه‌های کلیدی: نهشته بوکسیتی کلتکه؛ زمین‌شیمی؛ تعادل جرم؛ زنجان؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

بوکسیت‌های کارستی، نهشته‌های بازمانده‌ای هستند که در نتیجه هوازدگی شیمیایی سنگ‌های آلومینوسیلیکاتی (مانند گرانیت، بازالت و برخی سنگ‌های رسوبی) بر روی سطوح فرسایشی سنگ‌های کربناته و در فرورفتگی‌های توپوگرافی کارست دیرینه تشکیل می‌شوند [۱]. طی فرآیند بوکسیتی شدن، هوازدگی کانی‌های سنگ مادر در اثر آب‌کافت و آب‌پوشی شدید، موجب تحرک عناصر و در نتیجه غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی آن‌ها می‌شود. تحرک عناصر اصلی، جزئی و خاکی نادر (REE) و نیز غنی‌شدگی عناصر باارزش اقتصادی، از جمله REE, Ga, Ti, Nb, Cr, Sc و Zr، در بوکسیت‌های کارستی سبب شده است که بخش قابل توجهی از پژوهش‌های اخیر بر شناخت سازوکارها و فرآیندهای ژنتیکی کنترل کننده توزیع این عناصر در این نهشته‌ها متمرکز شود [۲-۵]. مک‌لین و همکاران [۶] با استفاده از نمودارهای زمین‌شیمیایی و ضرایب همبستگی نشان دادند که طی فرآیند بوکسیتی شدن، عناصری مانند Al, Ti, Zr, Nb, Th, Cr و V رفتار کم تحرکی داشته‌اند، در حالی که مقادیر Si, Mg و K به طور چشمگیری کاهش یافته است. به طور مشابه، در بسیاری از کانسارهای بوکسیتی نوع مدیترانه‌ای، عناصر Si, Ca, Na, Mg، Si, Ca, Na, Fe, Y, Rb, Ba, P و Mn از سامانه هوازده شسته شده‌اند، در حالی که عناصر Nb, Hf, Cr, Ce, V, Zr, Al, La, Co, Th، U و Ni در افق‌های بازمانده غنی شده‌اند [۷-۸]. با این حال، برخی مطالعه‌های موردی رفتار متفاوت عناصر را گزارش کرده‌اند که به طور عمده ناشی از تفاوت در شدت آب‌شویی و شرایط زهکشی بوده است [۹]. از این‌رو، به کارگیری روش تعادل جرم، ابزاری کارآمد برای ارزیابی میزان تحرک عناصر و درک بهتر فرآیندهای زمین‌شیمیایی موثر بر تشکیل نهشته‌های بوکسیتی به شمار می‌رود.

در سال‌های اخیر، مطالعه‌های متعددی روی نهشته‌های بوکسیت نوع کارستی ایران انجام شده است که به طور عمده بر کانسارهای پهنه سندنجان- سیرجان، کمر بند چین‌خورده- رانده زاگرس و رشته کوه البرز متمرکز بوده‌اند [۲، ۳، ۷-۸]. این مطالعه‌ها درک ما را از عوامل موثر بر تشکیل این نهشته‌ها و مدل‌های دیرینه جغرافیایی مرتبط با آن‌ها بهبود بخشیده‌اند. با این وجود، اطلاعات موجود درباره نهشته‌های بوکسیت نوع کارستی پهنه البرز- آذربایجان همچنان محدود است. از این‌رو، در پژوهش حاضر، برای نخستین بار ویژگی‌های بافتی و زمین‌شیمیایی نهشته بوکسیتی کلتکه، واقع در بخش غربی استان زنجان، شمال غرب ایران، با هدف ارزیابی شدت هوازدگی و بررسی تغییر جرم عناصر در زیرواحدهای مختلف طی فرآیند بوکسیتی شدن مورد مطالعه قرار گرفته است.

روش بررسی

تعداد ۱۷ نمونه کانسنگی پس از خردایش با سنگ‌شکن فکی کروندم تا ابعاد ۶۰ مش، به کمک آسیاب حلقه‌ای کاربید تنگستن به اندازه کمتر از ۲۰۰ مش آسیاب شدند. به منظور تعیین غلظت عناصر اصلی، جزئی و REE نمونه‌ها به ترتیب با استفاده از روش‌های طیف‌سنجی نشر نوری با پلاسمای جفت شده القایی (ICP-OES) و طیف‌سنجی جرمی با پلاسمای جفت شده القایی

(ICP-MS) در آزمایشگاه ACME، ونکوور، کانادا، مورد تجزیه قرار گرفتند. در این روش، حدود ۲ گرم از هر نمونه با ۱/۵ گرم مخلوطی از لیتیم متابورات و لیتیم تتراپورات آمیخته و سپس به مدت ۳۰ دقیقه در دمای ۹۸۰ درجه سانتی‌گراد ذوب شد. پس از آن، مذاب حاصل در ۱۰۰ میلی‌لیتر محلول ۵ درصد اسید نیتریک حل و برای اندازه‌گیری غلظت عناصر مورد استفاده قرار گرفت. محدوده آشکارسازی برای اکسیدها از ۰/۰۰۲ الی ۰/۰۴ درصد وزنی، عناصر جزئی از ۰/۱ الی ۸ ppm و REE از ۰/۱ الی ۰/۳ ppm بوده است. نتایج حاصل از آنالیزهای زمین‌شیمیایی در جدول ۱ ارائه شده است. همچنین، ویژگی‌های بافتی نمونه‌ها با بررسی ۹ مقطع نازک-صیقلی در دانشگاه کردستان مورد بررسی قرار گرفت.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه کلتکه در فاصله ۷۰ کیلومتری غرب شهر زنجان، با مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 35' 08''$ شمالی و $49^{\circ} 55' 49''$ طول شرقی، در بخش غربی استان زنجان، شمال غرب ایران، در چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان واقع شده است. بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی ایران [۱۰]، این منطقه در پهنه البرز-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱ الف). بارزترین واحدهای سنگی منطقه، به ترتیب از قدیم به جدید، شامل شیل و ماسه‌سنگ سبز تیره، آهک مارنی خاکستری رنگ و آهک فسیل‌دار با لایه‌بندی متوسط (کرتاسه آغازین تا کرتاسه پایانی)، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرای ضخیم‌لایه با رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای و میان لایه‌هایی از شیل قرمز و ماسه‌سنگ (الیگوسن آغازین، سازند قرمز زیرین)، آهک فسیل‌دار با لایه‌بندی نازک تا متوسط همراه با میان لایه‌هایی از مارن (میوسن آغازین، سازند قم)، مارن گچ‌دار، شیل قرمز تیره و مارن همراه با لایه‌های متناوب ماسه‌سنگ (میوسن پایانی، سازند قرمز بالایی)، کنگلومرا و توف (پلیوسن) و در نهایت رسوبات عهد حاضر (کواترنری) هستند (لطفی، ۱۳۸۰، شکل ۱ ب). واحدهای پلیوسن و رسوبات کواترنری به صورت دگرشیب بر روی سازند قم و واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. کانسنگ‌های کلتکه به صورت لایه‌ای و عدسی شکل، با روند کلی شمال‌شرقی-جنوب‌غربی، در فرورفتگی‌ها و فروچاله‌های کارست دیرینه سنگ‌های کربناته کرتاسه پایانی جای گرفته است. بنابراین، افق‌های بوکسیتی در ارتباط مستقیم با سطوح کارستی سنگ‌های کربناته کرتاسه پایانی قرار دارند و این سنگ‌های کربناته، سنگ میزبان کانسنگ‌های کلتکه محسوب می‌شوند. افق‌های بازماندی به طور نامنظم در منطقه پراکنده‌اند، اما ضخامت یکنواختی در حدود ۹ تا ۱۳ متر دارند و توسط سازند قرمز زیرین پوشیده شده‌اند. بر پایه ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی، سه زیرواحد در نیمرخ کلتکه قابل تفکیک است که از بالا به پایین شامل زیرواحد غنی از آلومینیوم (K-1 تا K-5)، زیرواحد غنی از آهن (K-6 تا K-13) و زیرواحد غنی از رس (K-14 تا K-17) هستند (شکل ۲).

نتایج و بحث

بررسی‌های پتروگرافی

بررسی‌های پتروگرافی نشان می‌دهد که هر یک از زیرواحدهای کانسنگی دارای ویژگی‌های بافتی متمایزی هستند. این تفاوت‌های بافتی می‌تواند با شرایط تشکیل و تحول آن‌ها در طی فرآیند بوکسیتی شدن مرتبط باشد. زیرواحد غنی از آلومینیوم به طور عمده دارای بافت‌های اووئیدی، کلوفرمی و اسفنجی با زمینه ماتریکس پستیپان است. اجزای بافتی این زیرواحد در یک زمینه همگن و ریزدانه با بافت میکروگرانولار تا پلیتومورفیک قرار گرفته‌اند که به احتمال زیاد از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، آلومینیوم و تیتانیوم تشکیل شده است (شکل ۳ الف تا ج). غلبه زمینه ریزدانه و همگن، همراه با نبود شواهد بارز از جابجایی مکانیکی، می‌تواند با غالب بودن فرآیندهای شیمیایی در تشکیل این زیرواحد سازگار باشد؛ ویژگی‌ای که با خصوصیات بوکسیت‌های کارستی نوع مدیترانه‌ای مطابقت دارد [۱]. در این زیرواحد، روتیل و زیرکن فراوان‌ترین کانی‌های باقیمانده هستند که اغلب به صورت نیمه شکل‌دار تا خودشکل و با پراکندگی تصادفی در سراسر زمینه مشاهده می‌شوند. زیرواحد غنی از آهن به دلیل فراوانی کنکرسین‌های کروی با اندازه‌های مختلف، تنوع بافتی قابل توجهی را نشان می‌دهد. مهم‌ترین بافت‌های مشاهده شده در این زیرواحد شامل بافت‌های پیروئیدی، اووئیدی، کنگلومرای، آواری و برونزاد است (شکل ۳ د تا ح). در بخش‌های فوقانی این زیرواحد، پیروئیدهای درشت منفرد با هسته‌های غنی از آهن (هماتیت) همراه با اووئیدهای کوچک‌تر دارای هسته‌های غنی از آلومینیوم مشاهده می‌شوند (شکل ۳ د و ه). در مقابل، بخش‌های پایینی به طور عمده از اووئیدهای آهن‌دار با شکل گرد تا نیمه‌گرد تشکیل شده‌اند که در زمینه‌ای ریزبلور و ناهمگن، با نسبت‌های بالای Al/Fe و Ti/Si ، پراکنده‌اند (شکل ۳ و). زیرواحد غنی از رس با حضور اووئیدهای کشیده و به طور عمده غنی از آلومینیوم و سیلیسیم مشخص می‌شود. این اووئیدهای دمبلی شکل در زمینه‌ای همگن و ریزدانه، متشکل از کانی‌های رسی، پراکنده شده‌اند (شکل ۳ ط). رخداد این بافت منحصر به فرد در زمینه پلیتومورفیک می‌تواند با تغییر شکل ناشی از فعالیت‌های زمین‌ساختی [۱۲] یا رسوب‌گذاری در محیط‌های جزرومدی یا لاکون‌های فوق شور با جریان‌های ضعیف و یک‌سویه مرتبط باشد [۱].

زمین‌شیمی

ترسیم مقادیر اکسیدهای اصلی کانسنگ‌های کلتکه در نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ [۱] نشان می‌دهد که کانسنگ‌ها از بالا به پایین مشتمل بوکسیت (زیرواحد غنی از آلومینیوم)، بوکسیت غنی از آهن، کانسنگ آهن بوکسیتی (زیرواحد غنی از آهن)، بوکسیت رسی و رس بوکسیتی (زیرواحد غنی از رس) می‌باشند (شکل ۴). کانسنگ‌های آهن بوکسیتی، بوکسیت‌های غنی از آهن و بوکسیت‌ها درجه بیشتری از تهی‌شدگی سیلیس را در مقایسه با بوکسیت‌های رسی و رس‌های بوکسیتی نشان می‌دهند.

محاسبه تغییر تعادل جرم یکی از بهترین روش‌های استفاده شده برای تعیین میزان تحرک عناصر در طی فرآیندهای هوازدهی محسوب می‌شود [۱۳]. تاکنون روش‌های متعددی برای محاسبه زمین‌شیمی تعادل جرم عناصر در محیط‌های به شدت هوازده توسط محققین مختلف ارائه گردیده است. از جمله این روش‌ها می‌توان به روش فاکتور حجم [۱۴]، شاخص هوازدهی مطلق [۱۵]، آنالیز ایزوکون [۱۶-۱۷]، درصد تغییر در نسبت‌های عنصری [۱۸]، عناصر کم تحرک [۱۵، ۱۸، ۱۹-۲۰]، شاخص تحرک [۲۱] و کسر تهی‌شدگی شیمیایی [۲۲] اشاره نمود. در این پژوهش، برای محاسبه تعادل جرم عناصر در طی توسعه فرآیندهای هوازدهی در نهشته بوکسیتی کلتکه از روش شاخص هوازدهی مطلق [۱۵] و از رابطه زیر استفاده گردید:

$$\%AWI = [(E_{\text{bauxite}}/I_{\text{bauxite}})/(E_{\text{protolith}}/I_{\text{protolith}}) - 1] \times (100) \quad (1)$$

این روش کارایی بسیار بالایی برای محاسبه تحرک و غنی‌شدگی عناصر در مواد به شدت هوازده نظیر نهشته‌های بوکسیتی دارد [۲۳]. در این رابطه، E و I به ترتیب فراوانی عنصر مورد نظر در محاسبه و فراوانی عنصر حفظ شده می‌باشند. شاخص AWI برای برآورد تغییر نسبی جرم و تحرک عنصر مورد نظر نسبت به سنگ مادر، با استفاده از عنصر حفظ شده به عنوان عنصر مرجع، به کار می‌رود. از آنجا که محاسبه AWI به انتخاب عنصر حفظ شده وابسته است، انتخاب این عنصر می‌تواند بر مقادیر غنی‌شدگی و تهی‌شدگی محاسبه شده تاثیرگذار باشد. عنصر حفظ شده‌ای که برای محاسبه میزان تحرک عناصر انتخاب می‌شود، ممکن است در نیمرخ‌های هوازدهی مختلف متفاوت باشد. مطالعه‌های انجام شده نشان داده‌اند که عناصر Nb، Ti، Ta، Zr، Al، Th و Hf به دلیل رفتار کم تحرک خود طی هوازدهی، در نیمرخ‌های هوازده به عنوان عناصر حفظ شده مورد استفاده قرار می‌گیرند. اگر چه، مطالعه‌های انجام شده بر روی برخی نیمرخ‌های هوازده نشان داده‌اند که عناصر مذکور تحت شرایط خاص و طی فرآیندهای هوازدهی می‌توانند دچار تحرک شوند [۲۴-۲۷]. بررسی توزیع عناصر در نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد که Ta در مقایسه با سایر عناصر مذکور، دامنه تغییر محدودتری را در امتداد نیمرخ نشان می‌دهد. بنابراین، در این پژوهش Ta به عنوان عنصر حفظ شده و ترکیب بخش فوقانی پوسته قاره‌ای (UCC) [۲۸] به عنوان ترکیب مرجع برای سنگ مادر احتمالی نهشته بوکسیتی کلتکه استفاده شد. با توجه به شدت فرآیندهای هوازدهی و تغییر زمین‌شیمیایی عناصر طی بوکسیتی شدن، تعیین دقیق سنگ مادر نهشته‌های بوکسیت کارستی با عدم قطعیت همراه است؛ بنابراین، استفاده از UCC به عنوان ترکیب مرجع برای سنگ مادر احتمالی بایستی با احتیاط تفسیر شود. نتایج حاصل از محاسبه تغییر تعادل جرم عناصر در نیمرخ مورد مطالعه، در سه دسته عناصر اصلی، جزئی و REE مورد بررسی قرار گرفتند و در شکل ۵ ارائه شده‌اند. مقادیر مثبت و منفی AWI به ترتیب نشان‌دهنده افزایش و کاهش نسبی جرم عناصر نسبت به سنگ مادر در طی توسعه کانسنگ‌ها می‌باشند.

عناصر اصلی

عناصر Al، Fe و Ti در طی فرآیندهای هوازدهی، الگوی تغییر جرم مشابهی را نشان می‌دهند. بررسی الگوی تغییر جرم Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و TiO_2 نشان می‌دهد که این اکسیدها، به جزء Al_2O_3 در نمونه‌های K-11 و K-12، در تمامی زیرواحدها دچار غنی‌شدگی شده‌اند. همچنین، میزان غنی‌شدگی این اکسیدها در امتداد نیمرخ تغییر قابل توجهی را نشان می‌دهد (شکل ۵ الف و ب). به طوری که غنی‌شدگی آن‌ها در بخش‌های فوقانی نیمرخ (زیر واحد غنی از آلومینیوم) بیشتر از بخش‌های میانی و تحتانی (زیر واحدهای غنی از آهن و رس) است. بازه تغییر شدید در روند توزیع Al و Ti در کانسنگ‌ها نشان می‌دهد که این عناصر در طی فرآیندهای هوازدهی و بوکسیتی شدن رفتار به طور کامل کم تحرکی نداشته‌اند. آلومینیوم می‌تواند به طور عمده از طریق هوازدهی فلدسپارها تامین شده باشد. از آنجاییکه توزیع Al در نیمرخ هوازده به دلیل نبود ظرفیت متغیر برای این عنصر نمی‌تواند در ارتباط با شرایط احیا باشد، بنابراین این عنصر به سختی توسط محلول‌های آبگین حمل می‌شود [۲۹]. انتقال Al به بخش‌های تحتانی در طی تکوین واحدهای بازماندی، به احتمال بسیار زیاد، توسط کمپلکس‌های آلی روی داده است [۳۰-۳۲]. خنثی‌سازی محلول‌های هوازده کننده توسط سنگ‌های بستر کربناته می‌تواند در تخریب کمپلکس‌های آلی و نهشت این عنصر در بخش‌های تحتانی نیمرخ مورد مطالعه نقش داشته باشد [۳۳-۳۴]. غنی‌شدگی Ti به احتمال زیاد به واسطه تجزیه کانی‌های ایلمنیت و پیروکسن و تثبیت آن به صورت کانی‌های روتیل و آناز رخ داده است [۳۵]. پیروکسن نوع اوژیتی به طور مشخص حاوی ۵/۰ تا ۸/۰ درصد وزنی TiO_2 است [۳۶]. به نظر می‌رسد مواد آلی از عوامل موثر در انتقال Ti از بخش‌های فوقانی به بخش‌های تحتانی نیمرخ بوده باشند [۳۰-۳۲]. آهن به احتمال زیاد به واسطه اکسیداسیون پیریت یا آزاد شدن آن در طی شکسته شدن ایلمنیت، اوژیت، هورنبلند و الیون حاصل شده و می‌تواند به صورت هماتیت و گوتیت تثبیت شده باشد. اکسیداسیون پیریت می‌تواند سبب شسته شدن Fe از بخش‌های فوقانی شده باشد. همچنین، خنثی‌سازی محلول‌های فروروی اسیدی توسط سنگ‌های بستر کربناته، و مصرف H^+ و افزایش pH، می‌تواند در نهشت Fe در بخش‌های تحتانی نیمرخ نقش داشته باشد [۳۷]. همچنین، تخریب کمپلکس‌های آلی می‌تواند در ترسیب Fe در بخش‌های تحتانی نیمرخ نقش داشته باشد [۳۳]. الگوی توزیع نامنظم Fe_2O_3 در نیمرخ مورد مطالعه می‌تواند با شست‌وشوی آهن بعد از بوکسیتی شدن و نوسان سطح سفره آب‌های زیرزمینی در طی تکوین و توسعه نهشته بوکسیتی کلتکه مرتبط باشد [۳۸]. سیلیس در طی مرحله اولیه هوازدهی از شبکه کانی‌های فیلسیلیکاته آزاد شده و به درون محلول‌های هوازده کننده وارد می‌شود [۳۹]. روند تغییر جرم SiO_2 در طی تشکیل واحدهای بازماندی به طور کامل کاهشی است (شکل ۵ الف). کاهش جرم SiO_2 در مقایسه با UCC می‌تواند با زهکشی مناسب سیستم در طی تکوین نهشته بوکسیتی کلتکه مرتبط باشد. تهی‌شدگی Si در نیمرخ مورد مطالعه می‌تواند با کائولینیتی شدن و یا موسکویتیتی شدن فلدسپارها و به صورت متوالی با تبدیل بخشی کائولینیت به کانی‌های آلومینای آزاد و خروج اسید سیلیسیک مرتبط باشد [۴۰]. بررسی تغییر جرم P_2O_5 در نیمرخ

مورد مطالعه نشان می‌دهد که این عنصر در برخی زیرواحدها دچار تهی‌شدگی و در برخی دیگر غنی‌شدگی شده است (شکل ۵ الف). کاهش جرم فسفر می‌تواند بیانگر تجزیه آپاتیت سنگ مادر در طی فرآیندهای هوازدگی باشد، در حالی که افزایش جرم آن را می‌توان با تشکیل و تثبیت کانی‌های فسفات در طی تکوین نهشته بوکسیتی کلتکه مرتبط دانست [۴۱].

کاهش جرم عناصر Mn و Mg می‌تواند با تجزیه کانی‌های فرومنیزین مانند الیون و پیروکسن و آزاد شدن بخشی عناصر مذکور به محلول‌های هوازده کننده مرتبط باشد (شکل ۵ الف). منگنز فقط در اعماق ۶/۵ و ۸-۱۲/۵ متری با غنی‌شدگی همراه شده است. غنی‌شدگی این عنصر می‌تواند با اکسیده شدن Mn^{2+} به Mn^{4+} و تثبیت آن به صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای غیرقابل حل منگنز مرتبط باشد [۴۲]. کاهش جرم عناصر Na، Ca و K (شکل ۵ الف) می‌تواند در نتیجه تجزیه بخشی فلدسپارها و ورود این عناصر به محلول‌های هوازده کننده در سیستم‌های واکنشی آب-سنگ رخ داده باشد. همچنین، تجزیه آپاتیت می‌تواند نقش فرعی در آزاد شدن Ca به محلول‌های هوازده کننده داشته باشد. محلول‌هایی که باعث آزاد شدن عناصر قلیایی از کانی‌های سنگ مادر شده‌اند به احتمال زیاد غنی از اسیدهای کربنیک و هومیک بوده‌اند [۴۰]. افزایش جرم K در زیرواحد غنی از رس مشاهده می‌شود. بررسی‌های کانی‌شناسی و حضور موسکویت و ایلیت به همراه فلدسپار پتاسیم در این زیرواحد، می‌تواند با نقش این کانی‌ها در تثبیت K مرتبط باشد. هم چنین، وجود کائولینیت در این زیرواحد، به دلیل ظرفیت تبادل کاتیونی و توانایی آن در جذب کاتیون‌هایی مانند K، می‌تواند در تثبیت این عنصر نقش داشته باشد [۴۳]. غنی‌شدگی Ca در برخی کانسنگ‌ها می‌تواند بیانگر ته‌نشینی کربنات کلسیم توسط محلول‌های سوپرژن باشد.

عناصر جزئی

بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که اگر چه Ni می‌تواند از طریق جذب سطحی بر روی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تثبیت شود، اما این فرآیند به pH محیط وابسته بوده و در شرایط pH پایین، شدت کمتری دارد [۴۴-۴۵]. در مقابل، توزیع عناصر V و Cr در نهشته‌های لاتریتی می‌تواند تحت کنترل اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن باشد [۴۶-۴۷]، به طوری که یون‌های V^{+3} و Cr^{3+} می‌توانند از طریق جاننشینی هم‌ظرفیتی، جایگزین Fe^{3+} در شبکه بلوری این کانی‌ها شوند [۳۴، ۴۷]. همبستگی‌های مثبت اما ضعیف بین Ni و Fe_2O_3 ($r_s = 0.11$) و V و Fe_2O_3 ($r_s = 0.06$)، در مقابل همبستگی مثبت و بسیار قوی بین Cr و Fe_2O_3 ($r_s = 0.98$)، نشان می‌دهد که به احتمال زیاد ارتباط Ni و V با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن ضعیف است. در مقابل، این همبستگی قوی می‌تواند با نقش اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در تمرکز و تثبیت Cr در کانسنگ‌ها سازگار باشد. این ارتباط می‌تواند با این موضوع سازگار باشد که افزایش رسوب‌گذاری آهن به صورت هماتیت و گوتیت، شرایط مناسبی برای جذب و جاننشینی ترجیحی Cr در ساختار این کانی‌ها فراهم کرده باشد [۴۸]. از سوی دیگر، همبستگی‌های مثبت و بسیار قوی V با

می تواند با نقش احتمالی فازهای آلومین دار (کرنوم و دیاسپور) و تیتانیوم دار (روتیل و آناتاز) در تمرکز و تثبیت این عنصر جزئی سازگار باشد؛ موضوعی که با تشابه الگوهای توزیع V ، Al_2O_3 و TiO_2 همخوانی دارد (شکل ۵ الف و ب). هم چنین، از آنجا که توزیع و تمرکز Co در نیمرخ های هوازده به شرایط pH محیط وابسته است [۴۶]، تغییر نامنظم در الگوی توزیع این عنصر (شکل ۵ ج) می تواند، به احتمال زیاد، با نوسان سطح سفره آب های زیرزمینی و تغییر pH محلول های هوازده کننده مرتبط باشد. افزایش جرم Co می تواند بیانگر نقش احتمالی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در تمرکز و تثبیت این عنصر جزئی باشد، در حالی که کاهش جرم آن می تواند ناشی از تجزیه کانی های فرومنیزین و آزاد شدن Co طی فرآیندهای هوازدگی باشد. همبستگی مثبت و بسیار قوی Co با Fe_2O_3 ($r_s = 0.97$) با این تفسیر سازگار است و می تواند نشان دهنده ارتباط Co با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن باشد. از طرف دیگر، همبستگی های مثبت و متوسط MnO با Ni ($r_s = 0.50$) و Co ($r_s = 0.40$)، همراه با الگوی توزیع مشابه این عناصر با MnO ، به ویژه در بخش های فوقانی نیمرخ (زیرواحد غنی از آلومینیوم)، می تواند نشان دهنده نقش فرعی اکسیدها و هیدروکسیدهای منگنز در تمرکز و تثبیت Co و Ni باشد.

الگوی تغییر جرم Sc در نیمرخ مورد مطالعه، غنی شدگی بیشتر این عنصر جزئی را در بخش های فوقانی (زیرواحد غنی از آلومینیوم) نسبت به بخش های میانی و تحتانی (زیرواحدهای غنی از آهن و رس) نشان می دهد (شکل ۵ ج). اسکاندیوم می تواند در فازهای کانیایی نظیر روتیل، آناتاز، هماتیت و گوتیت تمرکز یابد. در روتیل و آناتاز، ورود Sc^{3+} به ساختار بلوری از طریق جانشینی ناهم ظرفیتی ($4Sc^{3+} \leftrightarrow 3Ti^{4+}$) انجام می شود، در حالی که در هماتیت و گوتیت، جانشینی هم ظرفیتی $Sc^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+}$ سازوکار غالب است. همبستگی مثبت و بسیار قوی Sc با Fe_2O_3 ($r_s = 0.97$) در کنار همبستگی مثبت و ضعیف آن با TiO_2 ($r_s = 0.10$) می تواند نشان دهنده نقش مهم تر اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، در مقایسه با فازهای تیتانیوم دار، در تمرکز و تثبیت این عنصر جزئی باشد؛ موضوعی که با شباهت بیشتر الگوهای توزیع Sc و Fe_2O_3 نسبت به الگوهای توزیع Sc و TiO_2 همخوانی دارد.

بررسی تغییر جرم Rb و Ba در نیمرخ مورد مطالعه نشان می دهد که این عناصر در برخی زیرواحدها دچار تهی شدگی و در برخی دیگر، به ویژه در بخش های تحتانی نیمرخ (زیرواحد غنی از رس)، دچار غنی شدگی شده اند (شکل ۵ ب و ج). هم چنین، بررسی الگوی تغییر جرم Sr نشان می دهد که این عنصر، به جزء در نمونه های K-1 و K-5، در طی تشکیل واحدهای بازماندی دچار غنی شدگی شده است (شکل ۵ ج). تهی شدگی این عناصر می تواند با هوازدگی و تخریب فلدسپارهای سنگ مادر مرتبط باشد، در حالی که غنی شدگی آن ها می تواند با جذب سطحی و تبادل کاتیونی با کانی های رسی مرتبط باشد [۴۹]. علاوه بر این، موسکویت نیز می تواند به عنوان یکی از فازهای احتمالی میزبان Rb و Ba عمل کند [۴۶]. بررسی های کانی شناسی نشان می دهد که حضور

موسکویت، ایلیت، کائولینیت و فلدسپار پتاسیم در زیرواحد غنی از رس می‌تواند با نقش این کانی‌ها در تمرکز و تثبیت عناصر Rb، Ba و Sr مرتبط باشد.

بررسی تغییر جرم U در نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد که این عنصر در تمامی زیرواحدها دچار غنی‌شدگی شده است؛ با این وجود، میزان غنی‌شدگی آن در بخش‌های فوقانی نیمرخ (زیرواحد غنی از آلومینیوم) بیشتر از بخش‌های میانی و تحتانی (زیرواحدهای غنی از آهن و رس) است (شکل ۵ ب). بر اساس مطالعه کاپی و همکاران [۴۲]، سریانیت می‌تواند به عنوان یکی از محل‌های هسته‌گذاری عمل کرده و باعث رسوب U در سیستم‌های بازمانده شود. از این رو، چنین سازوکاری ممکن است در رسوب و نهشت U در بخش‌های فوقانی نیمرخ مورد مطالعه نقش داشته باشد. غنی‌شدگی U در بخش‌های میانی و تحتانی نیمرخ می‌تواند در نتیجه جذب سطحی و تمرکز این عنصر توسط کانی‌های رسی [۵۰-۵۱] و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن [۵۲] رخ داده باشد. همبستگی‌های مثبت و بسیار قوی U با Al_2O_3 ($r_s = 0.92$) و TiO_2 ($r_s = 0.86$) (شکل ۶ الف)، در مقایسه با همبستگی مثبت و ضعیف آن با Fe_2O_3 ($r_s = 0.17$) و همبستگی منفی و بسیار قوی آن با SiO_2 ($r_s = -0.90$)، می‌تواند نشان‌دهنده نقش مهم‌تر فازهای غنی از آلومینیوم و تیتانیوم، در مقایسه با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن در تمرکز و تثبیت این عنصر جزئی باشد. الگوی نامنظم توزیع U در نیمرخ مورد مطالعه می‌تواند با نوسان سطح سفره آب‌های زیرزمینی و تغییر متعاقب شرایط اکسایش-کاهش مرتبط باشد.

بررسی تغییر جرم Nb در نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد که این عنصر در تمامی زیرواحدها دچار غنی‌شدگی شده است؛ با این وجود، میزان غنی‌شدگی آن در بخش‌های فوقانی نیمرخ (زیرواحد غنی از آلومینیوم) بیشتر از بخش‌های میانی و تحتانی (زیرواحدهای غنی از آهن و رس) است (شکل ۵ ج). همبستگی‌های منفی و متوسط Nb با Al_2O_3 ($r_s = -0.42$) و TiO_2 ($r_s = -0.43$)، در مقابل همبستگی مثبت و قوی آن با Fe_2O_3 ($r_s = 0.63$) و P_2O_5 ($r_s = 0.72$) (شکل ۶ ب)، می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط Nb با فازهای آهن‌دار و فسفات‌ها باشد. همچنین، همبستگی مثبت و قوی Nb با Ce، La، Nd و Fe_2O_3 ($r_s = 0.78$) (شکل ۶ ج د) و همبستگی مثبت و بسیار قوی آن با Zr ($r_s = 0.98$) (شکل ۶ د) می‌تواند با ارتباط Nb با کانی‌های مقاوم در برابر هوازدگی، از جمله زیرکن، و کانی‌های فسفات‌ها غنی از LREE سازگار باشد. بررسی الگوی تغییر جرم Th نشان می‌دهد که این عنصر در برخی زیرواحدها دچار تهی‌شدگی و در برخی دیگر، به ویژه در زیرواحد غنی از آلومینیوم، دچار غنی‌شدگی شده است (شکل ۵ ج). تغییر جرم Th می‌تواند ناشی از ناهمگنی توزیع این عنصر در سنگ مادر و همچنین جذب و روبش آن توسط فازهای ثانویه طی فرآیندهای هوازدگی باشد [۵۳-۵۴]. علاوه بر این، نقش کانی‌های فرعی حامل Th، نظیر زیرکن، نیز نباید نادیده گرفته شود [۵۵]. همبستگی مثبت و ضعیف Th با Fe_2O_3 ($r_s = 0.14$) و P_2O_5 ($r_s = 0.15$) و همبستگی منفی و متوسط آن با Zr ($r_s = -0.42$)

می‌تواند نشان‌دهنده آن باشد که اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، کانی‌های فسفات و زیرکن به احتمال زیاد کنترل‌کننده‌های اصلی توزیع Th در کانسنگ‌ها نیستند. در مقابل، همبستگی‌های مثبت و بسیار قوی Th با Al_2O_3 ($r_s = 0.90$) و TiO_2 ($r_s = 0.85$) می‌تواند بیانگر ارتباط نزدیک‌تر توزیع این عنصر جزئی با فازهای آلومین‌دار و تیتانیوم‌دار باشد و نشان دهد که این فازها ممکن است در تثبیت و تمرکز Th طی فرآیند بوکسیتی شدن نقش داشته باشند.

در نهشته‌های بوکسیت کارستی، رفتار زمین‌شیمیایی Ga ارتباط نزدیکی با Al دارد و به دلیل مقاومت نسبی این عنصر در برابر هوازدگی، مقادیر قابل توجهی از آن می‌تواند در فازهای غنی از آلومینیوم، به ویژه دیاسپور و بوهمیت، و تا حدی در هماتیت، متمرکز شود [۵۶-۵۷]. تشابه الگوی تغییر جرم Ga و Al_2O_3 در نیمرخ مورد مطالعه (شکل ۵ الف و ب) می‌تواند با نقش احتمالی اکسیدها و هیدروکسیدهای آلومینیوم در تمرکز و تثبیت Ga سازگار باشد. این تفسیر با همبستگی مثبت و بسیار قوی بین Ga و Al_2O_3 ($r_s = 0.97$) نیز سازگار است و می‌تواند بیانگر ارتباط نزدیک Ga با فازهای آلومین‌دار در کانسنگ‌ها باشد. بررسی الگوی تغییر جرم Zr نشان می‌دهد که این عنصر در برخی زیرواحدها دچار تهی‌شدگی و در برخی دیگر، به ویژه در زیرواحد غنی از آلومینیوم، دچار غنی‌شدگی شده است (شکل ۵ ب). غنی‌شدگی Zr می‌تواند با حضور کانی‌های مقاومی نظیر زیرکن، روتیل و آاناتاز مرتبط باشد [۵۸]. با این حال، همبستگی منفی و ضعیف بین Zr و TiO_2 ($r_s = -0.38$) ارتباط ضعیف این عنصر جزئی با فازهای تیتانیوم‌دار را نشان می‌دهد. هم چنین، تهی‌شدگی Hf در تمامی زیرواحدهای بازمانده (شکل ۵ ج) می‌تواند با تحرک این عنصر در طی فرآیندهای بوکسیتی شدن مرتبط باشد. این رفتار به احتمال زیاد با تشکیل کمپلکس‌های پایدار با لیگاندهای آلی و افزایش قابلیت انتقال Hf در محلول‌های هوازده کننده مرتبط است [۳۴].

عناصر خاکی نادر

الگوهای تغییر جرم $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ ، $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ و $\text{REE}_{(\text{La-Lu})}$ در نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهند که این عناصر در تمامی زیرواحدها دچار غنی‌شدگی شده‌اند؛ با این حال، شدت غنی‌شدگی آن‌ها در امتداد نیمرخ، روندی نوسانی را نشان می‌دهد (شکل ۵ د). این نوسان‌ها به احتمال زیاد با تغییر pH محلول‌های هوازده کننده، متاثر از نوسان سطح سفره آب‌های زیرزمینی و نقش بافری سنگ بستر کربناته در خنثی‌سازی محلول‌های اسیدی فرورو، مرتبط هستند. همچنین، حضور کانی‌های اولیه و ثانویه حامل REE و فرآیندهای روبش و جذب سطحی بر روی سطوح کانیاپی نیز می‌تواند در این تغییر نقش داشته باشد. $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ در شرایط خنثی تا قلیایی، به دلیل تشکیل کمپلکس‌های کربناتی پایدار، می‌تواند از تحرک بیشتری برخوردار باشد و تمایل بیشتری به خروج از سیستم بازمانده داشته باشد [۶۰-۵۹]. در مقابل، تحت همین شرایط، $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ در مقایسه با $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ می‌تواند تمایل بیشتری به جذب سطحی بر روی اکسیدهای فلزی، به ویژه هماتیت و گوتیت، داشته باشد و در نتیجه با کارایی بیشتری در

افق‌های بازماندی تثبیت شوند [۶۱-۶۳]. همبستگی‌های مثبت و متوسط $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ با Fe_2O_3 ($r_s = 0.57$) و P_2O_5 ($r_s = 0.69$) (شکل ۶ ه)، و $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ با Fe_2O_3 ($r_s = 0.42$) و P_2O_5 ($r_s = 0.57$) (شکل ۶ ه)، در کنار همبستگیهای منفی و متوسط $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ با TiO_2 ($r_s = -0.54$) و $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ با TiO_2 ($r_s = -0.64$) (شکل ۶ و)، می‌تواند نقش احتمالی اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و نیز کانی‌های فسفات را در تمرکز و تثبیت $\text{REE}_{(\text{La-Lu})}$ در کانسنگ‌های کلتکه نشان دهد. از سوی دیگر، زیرکن که از مقاوم‌ترین کانی‌ها در برابر هوازدگی به شمار می‌رود [۶۴] و می‌تواند به عنوان یکی از فازهای حامل HREE در سامانه‌های هوازده و دگرسان عمل کند [۶۵-۶۶]، ممکن است در تمرکز $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ نیز نقش داشته باشد. این تفسیر با همبستگی مثبت و قوی بین $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ و Zr ($r_s = 0.76$) نیز سازگار است.

برداشت

تکامل نهشته بوکسیتی کلتکه حاصل برهم‌کنش مجموعه‌ای از فرآیندهای هوازدگی، انتقال و بازتوزیع عناصر و کنترل کانیایی و زمین‌شیمیایی در طی توسعه نیمرخ بوکسیتی بوده است. تفاوت‌های بافتی و زمین‌شیمیایی زیرواحدهای غنی از آلومینیوم، غنی از آهن و غنی از رس، نشان‌دهنده نقش متفاوت فرآیندهای هوازدگی، انتقال و تثبیت عناصر در بخش‌های مختلف نیمرخ مورد مطالعه است. هوازدگی شدید و زهکشی مناسب، نقش مهمی در تهی‌شدگی Si و عناصر متحرک داشته است. در مقابل، به احتمال زیاد تغییر pH محلول‌های هوازده کننده، تغییر شرایط اکسایش-کاهش و تشکیل کمپلکس‌های آلی در انتقال و تثبیت مجدد عناصر نقش داشته‌اند. تمرکز و تثبیت عناصر جزئی به احتمال زیاد توسط فازهای آلومین دار و تیتانیوم دار، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و منگنز، کانی‌های رسی، کانی‌های فسفات و کانی‌های مقاوم در برابر هوازدگی کنترل می‌شود. غنی‌شدگی $\text{REE}_{(\text{La-Lu})}$ در تمامی زیرواحدها و ارتباط آن‌ها با اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و کانی‌های فسفات، می‌تواند نشان‌دهنده نقش احتمالی این فازهای کانیایی در تثبیت و تمرکز این عناصر باشد. در مجموع، تکامل زمین‌شیمیایی نهشته بوکسیتی کلتکه به احتمال زیاد حاصل هوازدگی شدید و تحرک انتخابی عناصر، همراه با کنترل همزمان فرآیندهای کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی بر بازتوزیع و تثبیت عناصر بوده است.

قدردانی

این پژوهش از حمایت‌های مالی معاونت پژوهشی و تحصیلات تکمیلی دانشگاه صنعتی اصفهان و دانشگاه کردستان برخوردار بوده است، لذا نگارندگان بدینوسیله نهایت سپاس و قدردانی خود را کلیه مسئولین مربوطه اعلام می‌دارد. همچنین، نگارندگان از نظرها و پیشنهادهای سازنده داوران محترم مجله سپاسگزاری می‌نماید.

مراجع

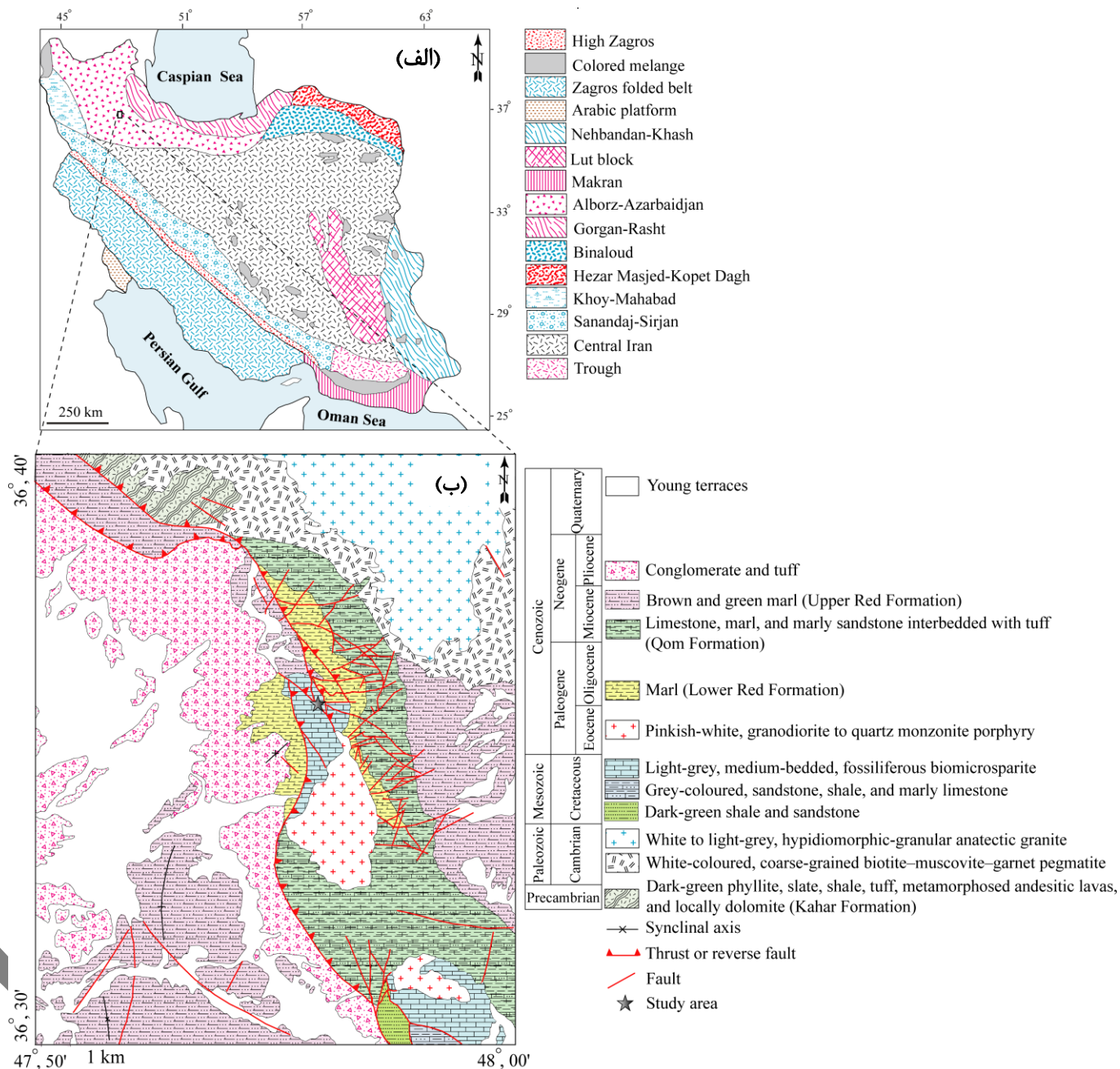
- [1] Bárdossy G., "Karst bauxites", In: Elsevier Scientific, Amsterdam (1982) pp. 441.
- [2] Ahmadnejad F., Mongelli G., Rafat G., Sharifi M., "The Middle–Late Permian to Late Cretaceous Mediterranean-Type Karst Bauxites of Western Iran: Authigenic Mineral Forming Conditions and Critical Raw Materials Potential", *Minerals* 15 (2025) 584.
- [3] Khosravi M., Yu W., Abedini A., Zhou J., "Geochemical constraints on critical metals in the Jajarm bauxite deposit in Northeastern Iran", *Scientific Reports* 15 (2025) 25256.
- [4] Zhang S., Liu X., Zhao F., Liu D., Zou Y., Zhang W., Liu X., Li L., Zhao L., "Geological and geochemical characteristics of karst bauxite-bearing sequences in Xiabu area, Central Shanxi Province, North China", *Journal of Geochemical Exploration* 230 (2021) 106849.
- [5] Pang D., Yu W., Chen Q., Du Y., Dai X., Xiong G., Deng K., Wu B., Deng X., Zhou J., "Continental weathering led to the accumulation of Early Carboniferous bauxite deposits in the SW South China Craton", *Journal of Asian Earth Sciences* 256 (2023) 105801.
- [6] 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.
- [7] Taghipour B., Jahangirzadeh S., Mondillo N., "The mineralogy and geochemistry of the Pirashkaft bauxite, Zagros belt, Iran: New inferences on the paleo-climate at the time of formation and on the nature of the parent rock", *Journal of Geochemical Exploration* 259 (2024) 107394.
- [8] Abedini A., Mongelli G., Khosravi M., "Geochemical constraints on the middle Triassic Kani Zarrineh karst bauxite deposit, Irano–Himalayan belt, NW Iran: Implications for elemental fractionation and parental affinity", *Ore Geology Reviews* 133 (2021) 104099.
- [9] Yu W., Wang R., Zhang Q., Du Y., Chen Y., Liang Y., "Mineralogical and geochemical evolution of the Fusui bauxite deposit in Guangxi, South China: From the original Permian orebody to a Quaternary Salento-type deposit", *Journal of Geochemical Exploration* 146 (2014) 75–88.
- [10] Nabavi M. H., "An introduction to the geology of Iran", Geological survey of Iran (1977).
- [11] Lotfi M., "1:100,000 geological map of Mahneshan", Geological Survey of Iran (2001).
- [12] Liu X. F., Wang Q., Deng J., Zhang Q., 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.
- [13] Brimhall G. H., Chadwick O. A., Lewis C. J., Compson W., Williams I. S., Danty K. J., Dietrich W. E., Power M. E., Hendricks D., Bratt J., "Deformational mass transfer and invasive processes in soil evolution", *Science* 255 (1991) 695–702.
- [14] Gresens R. L., "Composition-volume relationships of metasomatism", *Chemical Geology* 2 (1967) 47–55.

- [15] Nesbitt H. W., "Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite", *Nature* 279 (1979) 206–210.
- [16] Grant J. A., "The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration", *Economic Geology* 81 (1986) 1976–1982.
- [17] Grant J. A., "Isocon analysis: a brief review of the method and applications", *Physics and Chemistry of the Earth* 30 (2005) 997–1004.
- [18] Nesbitt H. W., Markovics G., "Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (1997) 1653–1670.
- [19] MacLean W. H., Kranidiotis P., "Immobile elements as monitors of mass transport in hydrothermal alteration: Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami", *Economic Geology* 82 (1987) 951–962.
- [20] MacLean W. H., "Mass change calculations in altered rock series", *Mineralium Deposita* 25 (1990) 44–49.
- [21] Ng C. W. W., Guan P., Shang Y. J., "Weathering mechanisms and indices of the igneous rocks of Hong Kong", *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 34 (2001) 133–151.
- [22] Riebe C. S., Kirchner J. W., Finkel R. C., "Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (2003) 4411–4427.
- [23] Duzgoren-Aydin N. S., Aydin A., Malpas J., "Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong", *Engineering Geology* 63 (2002) 99–119.
- [24] Cornu S., Lebon E., Ambrosi J. P., Luizao F., Rouiller J., Bonnay G., Neal C., "Evidence of titanium mobility in soil profiles, Manaus, Central Amazon", *Geoderma* 91 (1999) 281–295.
- [25] Melfi A. J., Subies F., Nahon D., Formoso M. L. L., "Zirconium mobility in bauxites of southern Brazil", *Journal of South American Earth Sciences* 9 (1996) 161–170.
- [26] Nahon D., Merino E., 1996. "Pseudomorphic replacement versus dilation in laterites: petrographic evidence, mechanisms, and consequences for modeling", *Journal of Geochemical Exploration* 57 (1996) 217–225.
- [27] Van der Weijden C. H., Van der Weijden R. D., "Mobility of major and some redox-sensitive trace element and rare-earth elements during weathering of four granitoids in central Portugal", *Chemical Geology* 125 (1995) 149–167.
- [28] Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: its composition and evolution", Blackwell (1985) Oxford.
- [29] Nesbitt H. W., Wilson R. E., "Resent chemical weathering basalts" *American Journal of Science* 292 (1992) 740–777.

- [30] Oliva P., Viers J., Dupré B., Fortune J. P., Martin F., Braun J. J., Nahon D., Robian H., "The effect of organic matter on chemical weathering: study of a small tropical watershed: Nsimi-zoetele site, Cameroon", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63 (1999) 4013–4035.
- [31] Viers J., Dupré B., Polvé M., Schott J., Dandurand J. L., Braun J. J., "Chemical weathering in the drainage basin of a tropical watershed (Nsimi-Zoetele site, Cameroon): comparison between organic-poor and organic-rich waters", *Chemical Geology* 140 (1997) 181–206.
- [32] Braun J. J., Ngoupayou J. R. N., Viers J., Dupré B., Bedimo J. P. B., Boeglin J. L., Robain H., Nyeck B., Freydier R., Nkamdjou L. S., Rouiller J., Muller J. P., "Present weathering rates in a humid tropical watershed: Nsimi, south Cameroon", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69 (2005) 357–387.
- [33] Mameli P., Mongelli 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.
- [34] Ma J., Wei G., Xu Y., Long W., Sun W., "Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71 (2007) 3223–3237.
- [35] Meinhold G., "Rutile and its applications in earth sciences", *Earth-Science Reviews* 102 (2010) 1–28.
- [36] Deer W. A., Howie R. A., Zussmann J., "The Rock Forming Minerals", Longman, London (1972) pp. 720.
- [37] Gamaletso P. N., Godelitsas A., Kasama T., Church N. S., Douvalis A. P., Gottlicher J., Steininger R., Boubnov A., Pontikes Y., Tzamos E., Bakas T., Filippidis A., "Nano-mineralogy and -geochemistry of high-grade diasporic karst-type bauxite from Parnassos-Ghiona mines Greece", *Ore Geology Reviews* 84 (2017) 228–244.
- [38] Mondillo N., Di Nuzzo M., Kalaitzidis S., Boni M., Santoro L., Balassone G., "Petrographic and geochemical features of the B3 bauxite horizon (Cenomanian-Turonian) in the Parnassos-Ghiona area: a contribution towards the genesis of the Greek karst bauxites", *Ore Geology Reviews* 143 (2022) 104759.
- [39] Babechuk M. G., Widdowson M., Kamber B. S., "Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India", *Chemical Geology* 363 (2014) 56–75.
- [40] Karadağ M., Kupeli S., Arik F., Ayhan A., Zedef V., Doyen A., "Rare earth element (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortaş bauxite deposit (Seydişehir/Konya-Southern Turkey)", *Chemie der Erde* 69 (2009) 143–159.

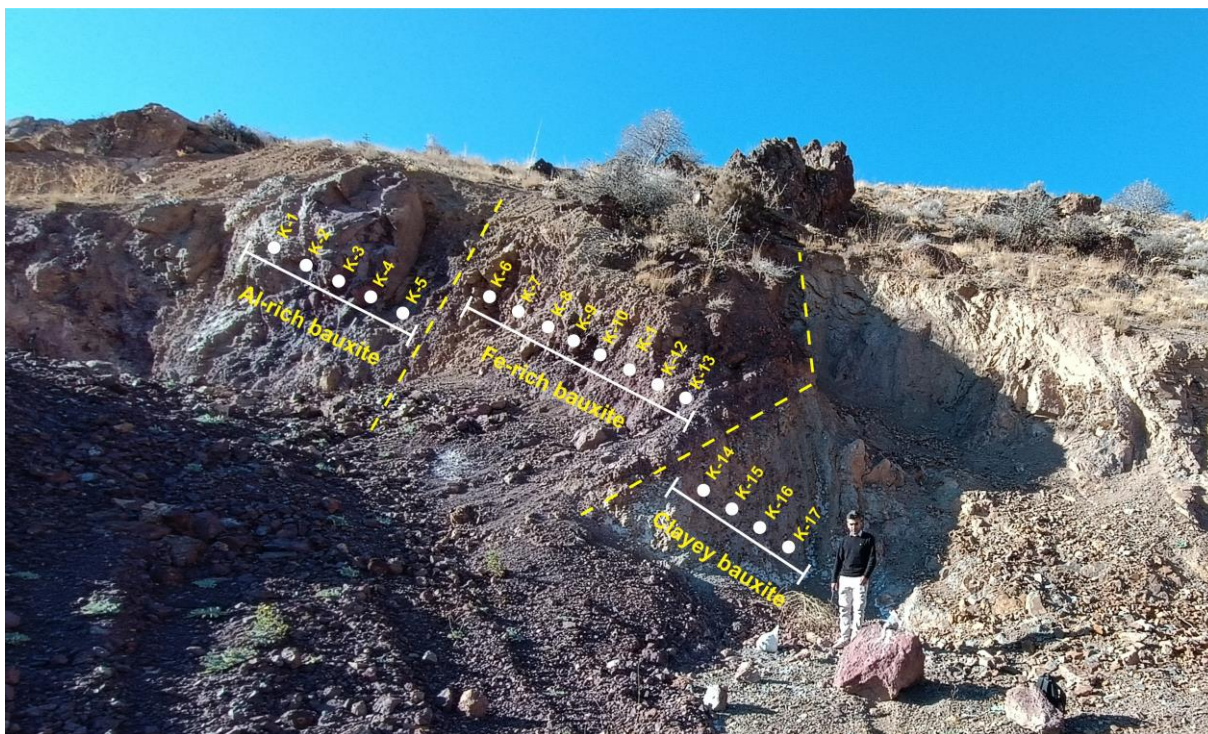
- [41] Gouveia M. A., Prudencio M. I., Figueiredo M. O., Pereira L. C. J., Waerenborgh J. C., Morgado I., Pena T., Lopes A., "Behaviour of REE and other trace and major elements during weathering of granitic rocks, Evora, Portugal", *Chemical Geology* 107 (1993) 293–296.
- [42] Koppi A. J., Edis R., Field D. J., Geering H. R., Klessa D. A., Cockayne D. J. H., "Rare earth element trends and cerium–uranium–manganese associations in weathered rock from Koongarra, northern territory, Australia", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 1695–1707.
- [43] Mutakyahwa M., Ikingura J., Mruma A., "Geology and geochemistry of bauxite deposits in Lushoto District, Usambara Mountains, Tanzania", *Journal of Earth Science* 36 (2003) 357–369.
- [44] Radusinović S., Jelenković R., Pačevski A., Simić V., Božović D., Holclajtner-Antunović I., Životić D., "Content and mode of occurrences of rare earth elements in the Zagrad karstic bauxite deposit (Nikšić area, Montenegro)", *Ore Geology Reviews* 80 (2017) 406–428.
- [45] Sparks D. L., "Environmental soil chemistry", Academic Press, New York (1995) pp. 267.
- [46] Marques J. J., Schulze D. G., Cur N., Mertzma S. A., "Trace element geochemistry in Brazilian Cerrado soils", *Geoderma* 121 (2004) 31–43.
- [47] Schwertmann U., Pfab G., "Structural V and Cr in lateritic iron oxides: genetic implications", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 4279–4283.
- [48] Laskou M., Economou-Eliopoulos M., "The role of micro-organisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece", *Journal of Geochemical Exploration* 93 (2007) 67–77.
- [49] Plank T., Langmuir C. H., "The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle", *Chemical Geology* 145 (1988) 325–394.
- [50] Barnett M., Jardine P. M., Brooks S. C., Selim H. M., "Adsorption and transport of U(VI) in subsurface media", *Soil Science Society of America Journal* 64 (2000) 908–914.
- [51] Turner G. D., Zachar J. M., McKinley J. P., Smith S. C., "Surface-charge properties and UO_2^{2-} adsorption of a surface smectite", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 3399–3414.
- [52] Wei X., Ji H., Wang S., Chu H., Song C., "The formation of representative lateritic weathering covers in south-central Guangxi (southern China)", *Catena* 118 (2014) 55–72.
- [53] Casas I., Casabona D., Duro L., Figuerola E., "The influence of hematite on the sorption of uranium (VI) onto granite", *Chemical Geology* 113 (1996) 319–326.
- [54] Murakami T., Ohnuki T., Isobe H., Sato T., "Mobility of uranium during weathering", *American Mineralogist* 82 (1997) 888–899.
- [55] Fernández-Caliani I. C., Cantano M., "Intensive kaolinization during a lateritic weathering in Southwest Spain: mineralogical and geochemical inferences from a relict paleosol", *Catena* 80 (2010) 23–33.

- [56] Liu X., Wang Q., Feng Y., Li Z., Cai S., "*Genesis of the Guangou karstic bauxite deposit in western Henan, China*", *Ore Geology Reviews* 55 (2013) 162–175.
- [57] 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.
- [58] Muggler C. C., "*Polygenetic oxisols on Tertiary surfaces, Minas Gerais Brazil*", PhD dissertation, Wageningen university, Netherlands (1998).
- [59] Johannesson K. H., Lyons W. B., Stetzenbach K. J., Byrne R. H., "*The solubility control of rare earth elements in natural terrestrial waters and the significance of PO_4^{3-} and CO_3^{2-} in limiting dissolved rare earth concentrations: a review of recent information*", *Aquatic Geochemistry* 1 (1995) 157–173.
- [60] Johannesson K. H., Stetzenbach K. J., Hodge V. F., Lyons W. B., "*Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: assessing the role of carbonate and phosphate ions*", *Earth and Planetary Science Letters* 139 (1996) 305–319.
- [61] Sholkovitz E. R., "*The aquatic chemistry of rare earth elements in rivers and estuaries*", *Aquatic Geochemistry* 1 (1995) 1–34.
- [62] White R. A., "*Behaviour of the rare earth elements in ochreous mine drainage: a laboratory and field study*", PhD dissertation, University of Wales (2000).
- [63] Coppin F., Berger G., Castet S., Loubet M., "*Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite*", *Chemical Geology* 182 (2002) 57–68.
- [64] Oh N. H., Richter D. D., "*Elemental translocation and loss from three highly weathered soil-bedrock profiles in the southeastern United States*", *Geoderma* 126 (2005) 5–25.
- [65] Compton S. J., White A. R., Smith M., "*Rare earth elements behaviour in soils and salt pan sediments of a semiarid granitic terrain in the Western Cape, South Africa*", *Chemical Geology* 201 (2003) 239–255.
- [66] Lopez J. M. G., Bauluz B., Fernández-Nieto C., Oliete A. Y., "*Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: The Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain)*", *Chemical Geology* 214 (2005) 1–19.



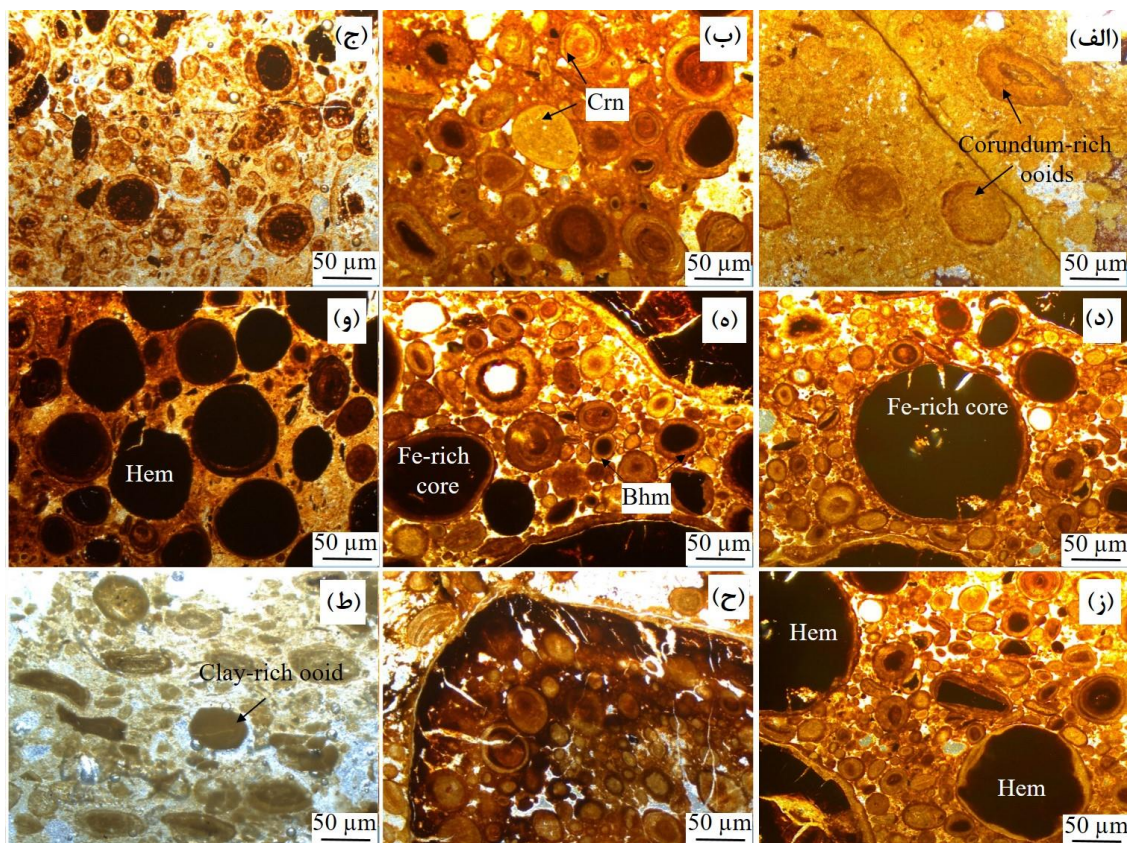
شکل ۱ (الف) نقشه تکتونیکی ساده شده ایران [۱۰] که موقعیت نهشته کلتکه را نشان می‌دهد. (ب) نقشه زمین‌شناسی کلتکه برگرفته از چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان [۱۱].

Fig. 1. (a) Simplified tectonic map of Iran [10] showing the location of the Kaltakeh deposit. (b) Geological map for the Kaltakeh deposit, adapted from the 1:100,000 geological map of Mahneshan [11].



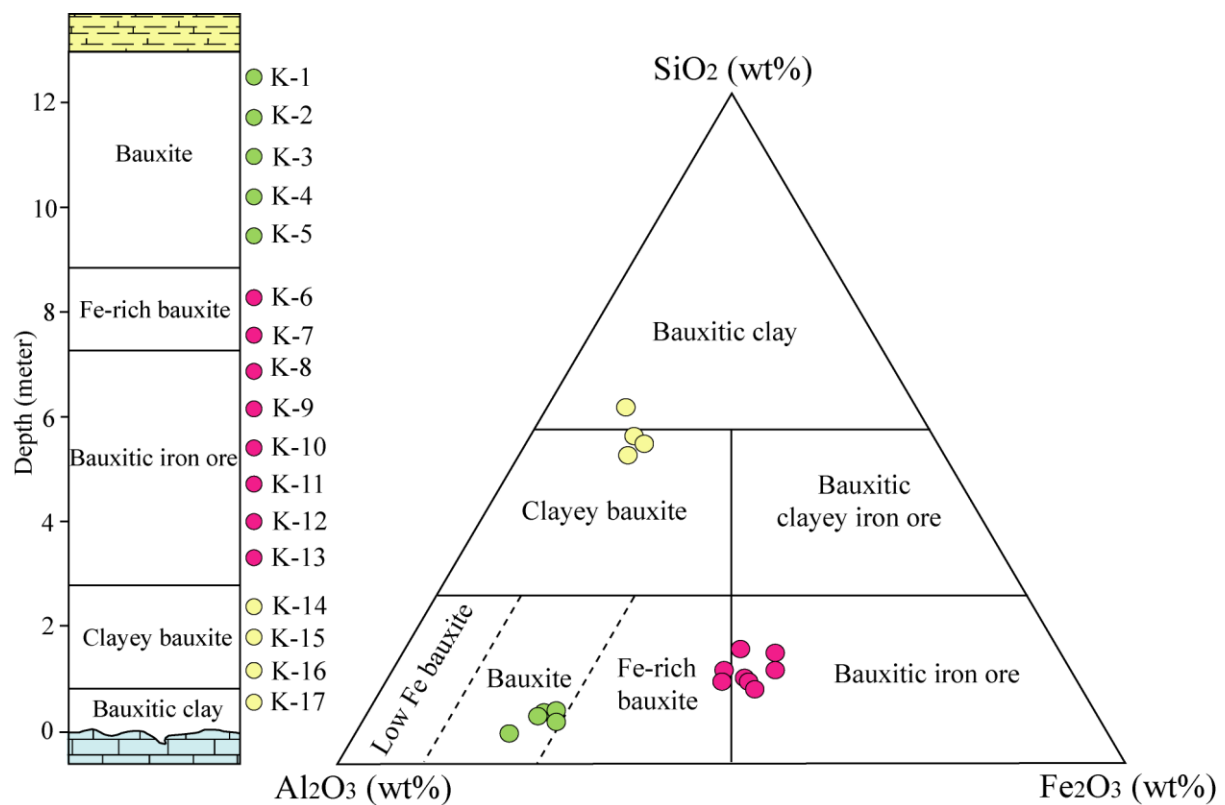
شکل ۲ مقطع عرضی نیمرخ منتخب در کانسار بوکسیتی کلتکه، شامل سه زیرواحد از بالا به پایین: زیرواحد غنی از آلومینیوم (K-1 تا K-5)، زیرواحد غنی از آهن (K-6 تا K-13) و زیرواحد غنی از رس (K-14 تا K-17) (جهت دید به شمال غرب).

Fig. 2. Cross-section of the selected profile in the Kaltakeh bauxite deposit, showing three subunits from top to bottom: Al-rich (K-1 to K-5), Fe-rich (K-6 to K-13), and clay-rich (K-14 to K-17) (looking to the northwest).



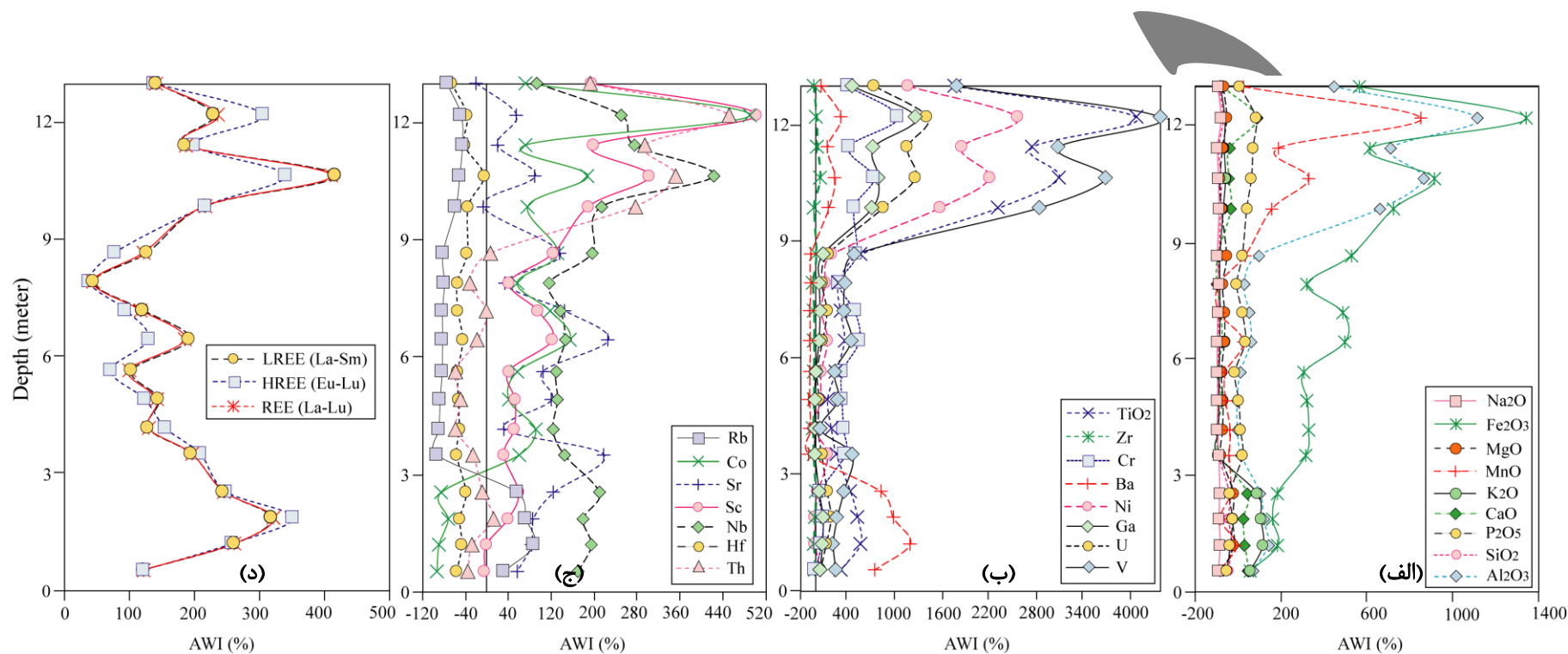
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی کانسنگ‌های کلتکه. (الف-ج) اووئیدهای غنی از کزندوم و گاه غنی از هماتیت، در زمینه‌ای پلیتومورفیکی متشکل از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، آلومینیوم و تیتانیوم، در زیرواحد غنی از آلومینیوم، (د، ه) پیروئیدهای درشت با هسته‌های غنی از هماتیت، همراه با اووئیدهای کوچک‌تر غنی از آلومینیوم، در بخش فوقانی زیرواحد غنی از آهن، (و) اووئیدهای غنی از آهن با شکل گرد تا نیمه‌گرد، در زمینه‌ای ریزبلور و ناهمگن متشکل از کانی‌های غنی از Al/Fe تا غنی از Ti/Si، (ز) بافت تخریبی و اووئیدهای شکسته، نشان‌دهنده رسوب‌گذاری مجدد در طی تکامل کانسار، (ح) بافت برونزاد در زیرواحد غنی از آهن، (ط) اووئیدهای کشیده و دمبلی شکل، غنی از آلومینیوم و سیلیسیم، در زمینه‌ای همگن و ریزدانه متشکل از کانی‌های رسی در زیرواحد غنی از رس. Bhm = بوهمیت، Crn = کزندوم، Hem = هماتیت.

Fig. 3. Photomicrographs of the Kaltakeh ores. (a-c) Corundum-rich ooids, occasionally enriched in hematite, embedded in a pelitic matrix composed of Fe-, Al-, and Ti-oxides and hydroxides within the Al-rich subunit, (d, e) coarse pisoids with hematite-rich nuclei, associated with smaller Al-rich ooids in the upper part of the Fe-rich subunit, (f) Fe-rich ooids with rounded to sub-rounded shapes, embedded in a heterogeneous and microcrystalline matrix composed of Al/Fe-rich to Ti/Si-rich minerals, (g) clastic texture and broken ooids, indicating re-deposition during the evolution of the deposit, (h) allogenic texture within the Fe-rich subunit, (i) elongated and dumbbell-shaped ooids, composed of Al- and Si-rich minerals, embedded in a homogeneous and fine-grained clay-mineral matrix within the clay-rich subunit. Bhm = boehmite, Crn = corundum, Hem = hematite.



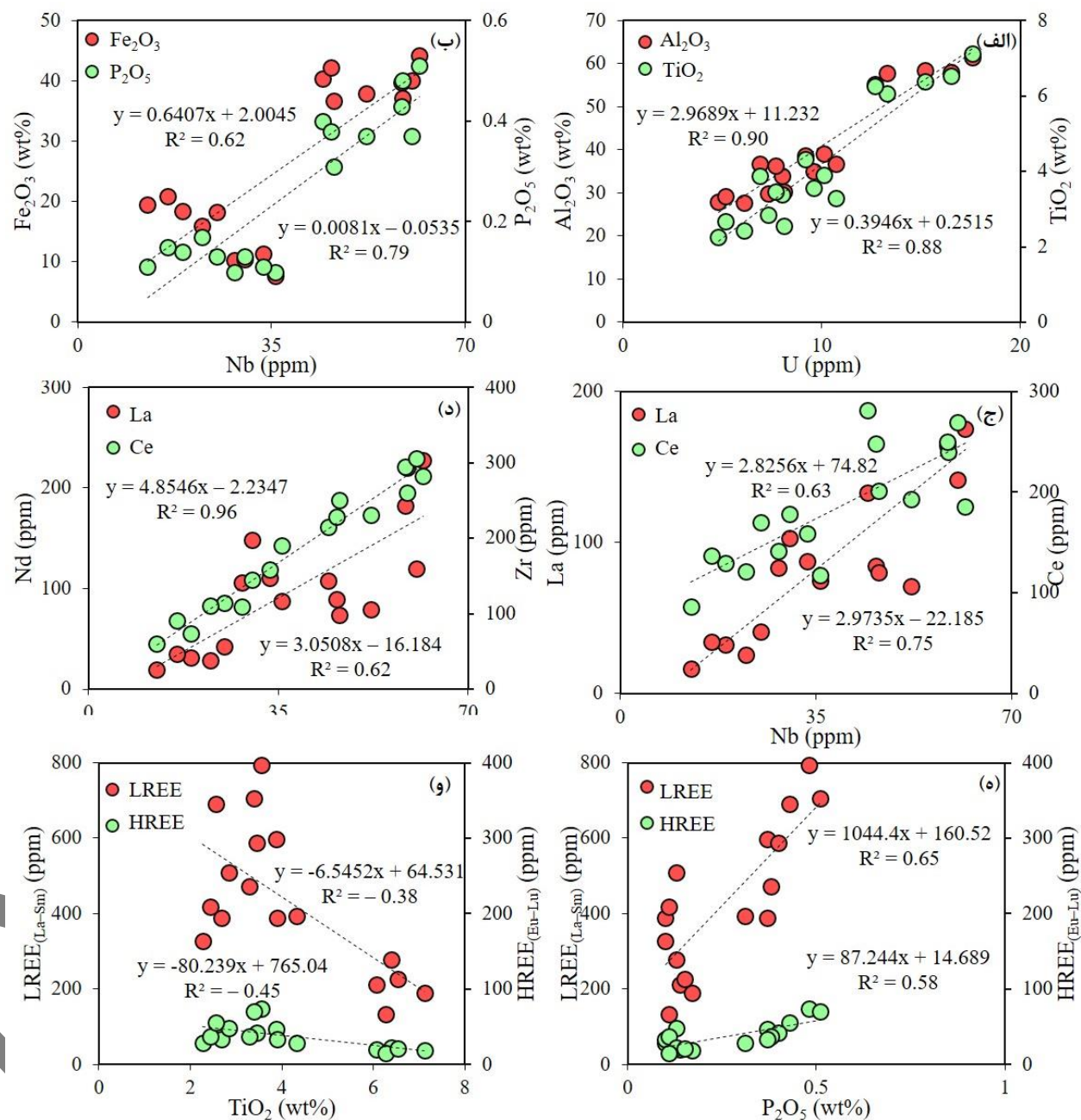
شکل ۴ موقعیت نمونه‌های کانسنگی کلتکه در نمودار سه متغیره $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ [۱].

Fig. 4. Plot of the Kalteteh ore samples in $Al_2O_3-SiO_2-Fe_2O_3$ ternary diagrams [1].



شکل ۵ تغییر جرم (الف) عناصر اصلی، (ب و ج) جزئی و (د) خاکی نادر برای نهشته بوکسیتی کلتکه نسبت به ترکیب بخش فوقانی پوسته قاره‌ای به عنوان سنگ مادر احتمالی [۲۸] و با فرض Ta به عنوان عنصر کم تحرک.

Fig. 5. Mass change of (a) major, (b and c) trace, and (d) rare earth elements for the Kaltakeh bauxite deposit relative to the upper continental crust as a possible parent rock [28] with regard to Ta as a less-mobile element.



شکل ۶ نمودارهای دو متغیره U در مقابل Al_2O_3 و TiO_2 (الف)، Nb در مقابل Fe_2O_3 و P_2O_5 (ب)، Nb در مقابل La و Ce (ج)، Nb در مقابل Nd و Zr (د)، P_2O_5 در مقابل $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ و $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ (ه) و TiO_2 در مقابل $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ و $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ (و) برای کانسنگ‌های کلتکه.

Fig. 6. Bivariate plots of U vs. Al_2O_3 and TiO_2 (a), Nb vs. Fe_2O_3 and P_2O_5 (b), Nb vs. La and Ce (c), Nb vs. Nd and Zr (d), P_2O_5 vs. $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ and $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ (e), and TiO_2 vs. $\text{LREE}_{(\text{La-Sm})}$ and $\text{HREE}_{(\text{Eu-Lu})}$ (f) for the Kaltakeh ores.

جدول ۱ نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی ICP-OES و ICP-MS کانسنگ‌های کلتکه. مقادیر اکسیدها و عناصر جزئی و خاکی نادر به ترتیب بر حسب درصد وزنی (wt%) و گرم بر تن (ppm) می‌باشند.

Sample No.	K-17	K-16	K-15	K-14	K-13	K-12	K-11	K-10	K-9	K-8	K-7	K-6	K-5	K-4	K-3	K-2	K-1
	Lower part of the profile				Middle part of the profile								Upper part of the profile				
SiO ₂ (wt%)	۴۰/۰۶	۳۷/۳۶	۳۴/۱۲	۳۵/۴۱	۱۴/۵۰	۱۲/۳۰	۱۳/۵۹	۱۱/۱۲	۱۰/۴۴	۹/۵۸	۱۲/۱۳	۱۰/۱۰	۶/۱۹	۵/۷۲	۳/۳۴	۶/۲۰	۵/۱۴
Al ₂ O ₃	۲۷/۹۳	۲۹/۱۵	۲۹/۸۴	۲۷/۶۹	۳۴/۹۹	۳۳/۹۴	۳۰/۳۹	۲۶/۷۶	۳۶/۲۷	۳۶/۷۸	۳۹/۰۹	۳۸/۵۸	۵۷/۸۱	۵۸/۴۶	۶۱/۵۲	۵۵/۳۲	۵۸/۰۵
Fe ₂ O ₃	۷/۶۳	۱۰/۲۲	۱۰/۴۸	۱۱/۴۰	۳۷/۲۲	۴۴/۱۹	۳۹/۷۵	۴۰/۰۲	۴۰/۳۰	۴۲/۱۸	۳۷/۸۹	۳۶/۶۱	۱۸/۴۹	۱۸/۲۲	۱۶/۰۱	۱۹/۴۶	۲۰/۹۲
CaO	۶/۸۳	۴/۳۷	۴/۶۲	۵/۳۶	۱/۳۰	۰/۰۱	۲/۰۸	۰/۴۴	۱/۴۶	۱/۲۳	۰/۰۱	۰/۲۳	۱/۳۷	۰/۹۳	۱/۲۵	۲/۳۳	۰/۷۷
K ₂ O	۵/۸۱	۵/۸۳	۶/۲۴	۵/۷۰	۰/۲۷	۰/۵۹	۰/۷۶	۰/۸۳	۰/۶۶	۰/۸۱	۰/۹۱	۰/۶۵	۰/۵۱	۰/۵۵	۰/۵۹	۰/۳۸	۰/۴۱
MgO	۰/۶۵	۱/۴۱	۱/۴۵	۱/۵۳	۰/۸۸	۱/۴۳	۱/۴۰	۱/۰۷	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۲۲	۱/۳۲	۰/۲۴	۰/۱۴	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۴۹
MnO	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۰۶
Na ₂ O	۰/۲۱	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۴۵	۰/۶۶	۰/۰۱	۰/۲۴	۰/۰۵	۰/۰۱	۰/۲۳	۰/۷۰	۰/۰۶	۰/۱۸	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۲۳	۰/۱۰
P ₂ O ₅	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۴۸	۰/۵۱	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۱۱	۰/۱۵
TiO ₂	۲/۲۷	۲/۶۷	۲/۸۴	۲/۴۳	۳/۵۶	۳/۳۹	۲/۵۶	۳/۸۷	۳/۴۶	۳/۲۹	۳/۹۰	۴/۳۲	۶/۰۶	۶/۳۹	۷/۱۲	۶/۲۷	۶/۵۴
LOI	۸/۴۹	۸/۲۸	۹/۸۵	۹/۸۷	۶/۰۳	۳/۵۱	۸/۶۶	۵/۳۹	۵/۶۴	۴/۱۳	۳/۷۸	۷/۶۷	۸/۸۳	۹/۲۱	۹/۵۳	۹/۱۱	۷/۳۱
Sum	۹۹/۹۸	۹۹/۹۳	۹۹/۹۹	۹۹/۹۹	۹۹/۹۷	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۹۸	۹۹/۹۷	۹۹/۹۳	۹۹/۹۹	۹۹/۹۷	۹۹/۹۱	۹۹/۹۷	۹۹/۹۸	۹۹/۹۲	۹۹/۹۴
Ni (ppm)	۷۱	۳۰	۳۵	۴۹	۲۱۵	۷۵	۱۳۹	۱۵۵	۲۶۱	۱۱۵	۱۹۰	۱۷۲	۳۶۹	۴۰۶	۴۲۹	۳۵۲	۳۹۲
Sc	۱۴/۴	۱۰/۸	۱۷/۱	۱۹/۵	۳۵/۹	۴۷/۲	۴۳/۶	۴۲/۱	۴۵/۳	۴۲/۴	۳۸/۷	۳۹/۵۰	۱۹/۷۰	۲۱/۹۰	۲۰/۳	۲۴/۶	۲۸/۱۰
Ba	۵۱۱۵	۵۷۳۱	۵۳۶۹	۴۶۱۲	۷۰	۳۲۱	۱۱۵	۱۹۴	۱۵۶	۱۲۳	۳۱۲	۲۳۳	۷۱۶	۷۴۸	۶۵۵	۶۸۱	۶۱۳
Co	۱/۴	۱/۵	۴/۳	۲/۳	۵۴/۷	۷۴/۵	۵۰/۴	۵۸/۹	۶۴/۷	۵۹/۳	۵۳/۲	۵۱/۴۰	۱۵/۰۰	۱۹/۶۰	۱۴/۶	۳۰/۱	۲۰/۴۰
Cr	۸۴	۱۱۶	۱۴۷	۱۱۹	۸۰۲	۸۸۱	۷۶۶	۸۱۰	۸۳۳	۸۰۹	۶۶۸	۶۸۳	۲۴۹/۰۰	۲۸۴/۰۰	۲۲۰	۲۹۱	۳۰۱/۰۰
Ga	۲۸	۲۴/۶	۲۸/۹	۲۱/۵	۲۹/۳	۳۳/۵	۲۸/۴	۳۶/۱	۳۴/۹	۴۱/۱	۴۹/۲	۴۱/۳	۶۹/۱	۶۰/۶	۷۰/۴	۶۹/۷	۶۶/۱
Hf	۲/۸	۲/۵	۲/۶	۳/۲	۵/۱	۶/۵	۵/۷	۵/۹	۴/۸	۴/۳	۵/۲	۴/۸	۱/۹۰	۲/۲۰	۱/۷	۱/۱	۱/۴
Nb	۳۵/۷۰	۲۸/۳۲	۳۰/۲	۳۳/۵	۵۸/۷	۶۱/۷	۵۸/۵	۶۰/۴	۴۴/۳	۴۵/۷	۵۲/۱	۴۶/۲	۱۸/۹۰	۲۵/۱۰	۲۲/۵	۱۲/۶	۱۶/۳
Rb	۱۶۲/۳	۱۶۸/۴	۱۷۳/۸	۱۵۷/۵	۱۵	۲۷/۷	۳۰/۸	۴۰/۶	۲۹/۱	۳۱/۲	۴۶/۵	۲۶/۹	۲۳/۷۰	۲۲/۱۰	۳۰/۴	۱۷/۵	۱۹/۹۰
Sr	۶۰۲/۰	۵۱۲/۰	۵۸۷	۷۰۶	۲۲۲۱	۱۰۶۷	۱۶۱۷	۱۵۷۳	۱۷۱۰	۱۳۷۰	۹۴۳	۱۰۷۵	۱۶۳	۲۶۶	۲۱۰	۱۶۳	۱۹۷
Ta	۱/۱	۰/۸	۰/۹	۰/۹	۲	۲/۳	۲/۱	۲/۲	۱/۵	۱/۶	۲	۱/۳۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۵	۰/۳	۰/۷۰
Th	۷/۷	۶/۲	۱۰/۸	۸/۶	۱۵/۹	۱۰/۴	۱۱/۷	۹/۸	۱۳/۳	۱۷/۱	۱۴/۶	۱۴/۸	۲۰/۲۰	۱۹/۴۰	۲۱/۱	۱۷/۷	۲۱/۹۰
U	۴/۸	۵/۲	۷/۳	۶/۱	۹/۶	۸	۸/۱	۶/۹	۷/۷	۱۰/۷	۱۰/۱	۹/۲۰	۱۳/۳۰	۱۵/۲۰	۱۷/۶	۱۲/۷	۱۶/۵۰
V	۲۲۹	۱۵۱	۱۹۸	۲۴۲	۶۶۹	۲۱۳	۴۷۸	۴۴۰	۴۸۹	۴۳۸	۵۵۸	۴۶۱	۸۸۲	۹۱۰	۹۵۵	۸۰۷	۷۹۳
Zr	۱۹۱	۱۰۹	۱۴۵	۱۵۸	۲۶۰	۲۸۲	۲۹۵	۳۰۶	۲۱۵	۲۲۹	۲۳۱	۲۵۰/۰۰	۷۴/۰۰	۱۱۴/۰۰	۱۱۱	۶۰	۹۱/۰۰
La (ppm)	۷۴/۸	۸۳/۵	۱۰۲/۸	۸۷/۳	۲۱۱/۶	۱۷۵/۴	۱۶۴/۱	۱۴۱/۵	۱۳۲/۷	۸۴/۳	۷۱/۰	۸۰/۰	۳۲/۳	۴۰/۶	۲۵/۷	۱۶/۱	۳۴/۲
Ce	۱۱۷/۷	۱۴۱/۷	۱۷۸/۶	۱۵۸/۶	۲۳۹/۹	۱۸۵/۸	۲۵۰/۵	۲۶۹/۲	۲۸۱/۸	۲۴۸/۵	۱۹۳/۰	۲۰۱/۳	۱۲۹/۷	۱۷۰/۱	۱۲۰/۹	۸۶/۱	۱۳۷/۲
Pr	۲۲/۰۶	۲۵/۸۱	۳۵/۲	۲۸۰/۲	۶۱/۰۷	۵۴/۱۰	۴۴/۷۶	۳۶/۹۴	۳۴/۳۶	۲۳/۵۱	۲۰/۳۰	۱۹/۴۰	۹/۷۵	۱۲/۰۵	۷/۸۰	۵/۱۷	۹/۶۶
Nd	۸۷/۲	۱۰۶/۳	۱۴۸/۷	۱۱۰/۱	۲۲۰/۳	۲۲۷/۵	۱۸۲/۵	۱۱۹/۵	۱۰۸/۱	۸۹/۲	۷۹/۴	۷۳/۹	۳۱/۶	۴۲/۷	۲۸/۵	۱۹/۳	۳۵/۴
Sm	۴۱/۳۳	۲۶/۰۹	۳۴/۶۱	۲۷/۳۸	۴۹/۰۴	۵۱/۹۳	۳۹/۶۴	۲۴/۷۱	۲۳/۸۸	۲۱/۰۳	۲۰/۱۰	۱۵/۸۲	۶/۹۴	۹/۱۴	۶/۰۹	۴/۴۷	۷/۸۱
Eu	۵/۲۶	۶/۳۴	۸/۸۴	۶/۹۳	۱۱/۳۱	۱۱/۹۱	۸/۹۴	۵/۹۴	۵/۶۱	۵/۴۴	۵/۰۹	۳/۸۷	۲/۰۱	۲/۴۸	۱/۷۷	۱/۳۲	۲/۲۴
Gd	۱۰/۲۱	۱۲/۴۵	۱۷/۳۵	۱۳/۶۶	۲۴/۰۴	۲۴/۹۷	۱۹/۰۹	۱۵/۰۶	۱۴/۰۲	۱۲/۹۱	۱۱/۶۲	۹/۸۰	۵/۸۲	۶/۸۲	۵/۱۴	۳/۸۹	۶/۳۳
Tb	۱/۴۶	۱/۶۳	۲/۵۱	۱/۹۱	۵/۷۳	۵/۲۴	۳/۸۰	۳/۱۲	۲/۷۵	۲/۵۷	۲/۲۰	۱/۶۵	۰/۵۹	۰/۷۵	۰/۵۵	۰/۳۸	۰/۶۴
Dy	۷/۸۶	۸/۶۸	۱۲/۶۸	۹/۲۴	۲۰/۷۶	۱۸/۵۸	۱۴/۹۶	۱۲/۹۳	۱۱/۷۹	۱۰/۸۸	۹/۱۰	۷/۶۷	۵/۸۳	۶/۵۴	۵/۷۵	۴/۹۵	۶/۲۰
Ho	۱/۴۷	۱/۶۰	۲/۱۱	۱/۷۰	۳/۳۸	۲/۸۵	۲/۵۱	۲/۲۸	۲/۱۶	۱/۹۹	۱/۷۶	۱/۳۶	۱/۱۹	۱/۲۸	۱/۱۶	۱/۰۱	۱/۲۲

Er	۳/۶۵	۴/۲۱	۵/۸۸	۴/۷۳	۹/۲۳	۷/۴۹	۶/۸۹	۵/۶۹	۵/۳۹	۴/۴۸	۳/۹۰	۳/۳۹	۳/۰۳	۳/۳۱	۲/۹۹	۲/۴۵	۳/۱۴
Tm	۰/۵۱	۰/۵۸	۰/۸۲	۰/۶۸	۱/۱۲	۱/۱۰	۰/۸۴	۰/۶۴	۰/۵۶	۰/۴۳	۰/۴۰	۰/۴۶	۰/۴۲	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۴۰
Yb	۳/۱۳	۳/۷۱	۵/۵۶	۴/۰۶	۸/۹۷	۸/۳۲	۷/۱۰	۶/۰۱	۵/۰۲	۴/۰۱	۴/۰۴	۳/۵۴	۲/۷۸	۲/۵۲	۲/۶۱	۲/۲۴	۲/۶۰
Lu	۰/۴۹	۰/۵۹	۰/۸۷	۰/۶۷	۱/۳۰	۱/۲۷	۰/۹۷	۰/۶۵	۰/۵۶	۰/۴۴	۰/۴۰	۰/۳۶	۰/۴۲	۰/۳۹	۰/۴۳	۰/۳۴	۰/۳۸
LREE _(La-Sm) (ppm)	۳۲۳/۰۹	۳۸۳/۴۰	۴۹۹/۷۳	۴۱۱/۴۰	۷۸۱/۸۶	۶۹۴/۷۳	۶۸۱/۵۰	۵۹۱/۸۵	۵۸۰/۸۴	۴۶۶/۵۴	۳۸۳/۸۰	۳۹۰/۴۲	۴۱۰/۲۴	۲۷۴/۵۹	۱۸۸/۹۹	۱۳۱/۰۹	۲۲۴/۲۲
HREE _(Eu-Lu) (ppm)	۳۴/۰۴	۳۹/۷۹	۵۶/۶۲	۴۳/۵۸	۸۵/۸۴	۸۱/۷۳	۶۵/۱۰	۵۲/۳۲	۴۷/۸۶	۴۳/۱۵	۳۸/۵۱	۳۲/۰۰	۳۴/۰۹	۲۴/۵۰	۲۰/۸۲	۱۶/۹۲	۲۳/۱۵
REE _(La-Lu) (ppm)	۳۵۷/۱۳	۴۲۳/۱۹	۵۵۶/۳۵	۴۵۴/۹۸	۸۶۷/۷۰	۷۷۶/۴۶	۷۴۶/۶۰	۶۴۴/۱۷	۶۲۸/۷۰	۵۰۹/۶۹	۴۲۲/۳۱	۴۲۲/۴۲	۴۳۲/۳۳	۲۹۹/۰۹	۲۰۹/۸۱	۱۴۸/۰۱	۲۴۷/۳۷

Table 1- Results of ICP-OES and ICP-MS geochemical analysis of the Kaltakeh ores. Contents of major oxides and trace and rare earth elements are presented as weight percent (wt%) and gram per tonne (ppm), respectively.