

زمین‌شیمی و کانی‌شناسی نهشته لاتریتی قرالی، بوکان، استان آذربایجان غربی

صمد علیپور^۱، سیده نسرين موسوی^۲ و یوسف رحیم سوری^۳

^۱دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
^۲کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران
^۳استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۳/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۱۵

چکیده

نهشته لاتریتی قرالی در ۲۰ کیلومتری باختر شهر بوکان، جنوب استان آذربایجان غربی قرار دارد. هشت رخنمون بررسی شده در منطقه قرالی به صورت چینه‌سان در دولومیت‌ها و آهک‌های سازند روته گسترش یافته‌اند. از نظر کانه‌نگاری نمونه‌های بررسی شده دارای بافت‌های دانه پراکنده، رگچه‌ای، سوزنی، اسفنجی، جان‌شینی، جریان‌ی و کاتاکلاستیک هستند. بافت‌های دیده شده نشان‌دهنده ژنز نابرجا، هوازدگی زیاد و عوامل زمین‌ساختی شدید برای رخنمون‌های موجود هستند. بر اساس داده‌های شیمیایی، تیپ رخنمون‌ها از لاتریت‌های غنی از آهن تا بوکسیت‌های آهن‌دار متغیر هستند ولی به طور عام نمودارهای مختلف، این ذخیره را در تیپ ذخایر لاتریت-بوکسیتی قرار می‌دهد. نتایج داده‌های زمین‌شیمیایی بیانگر غنی‌شدگی Al, Fe و Ti و تهی‌شدگی Si, Ca, Na و K در کانسنگ‌ها هستند. الگوی توزیع REEs بهنجار شده به کندریت، تفریق ضعیفی را میان HREEs و LREEs با غنی‌شدگی نسبی بیشتری از HREEs نشان می‌دهد. سنگ مادر این نهشته، سنگی بازی با ترکیب بازالتی غنی از آهن ارزیابی شد که در طی هوازدگی شیمیایی، خروج عناصر قلیایی سبب افزایش نسبی Al_2O_3 و Fe_2O_3 در این کانسنگ شده است. نتایج مطالعه نشان می‌دهد که کانی‌های رسی، مسکوویت و کانی‌های منگنز میزان مناسبی برای عناصر خاکی کمیاب در کانسنگ‌ها نبوده‌اند. نتایج همبستگی میان عناصر نشان می‌دهد که کانی‌های روتیل و آتاناز نقش مهمی در میزبانی REEs در این نهشته نداشته‌اند. همبستگی منفی Th با Ti (-۰/۹۲) نشان‌دهنده نقش تیتانیم و آتاناز در تمرکز توریم و در برابر همبستگی مثبت میان Ti با Gd (۰/۹۱) نشان می‌دهد که تمرکز این عنصر توسط کانی‌های روتیل و آتاناز انجام شده است. همبستگی‌های مثبت و قوی P با REEs حکایت از نقش کانی‌های فسفاتی ثانویه در تمرکز عناصر خاکی کمیاب به جز سه عنصر Gd, Tb و Er در رخنمون‌ها دارد. همبستگی‌های مثبت عناصر Gd, Tb و Er نشان می‌دهد که تثبیت این عناصر در فازهای کانیایی نوریخت (نئومورف) و حضور در فازهای کانیایی مقاوم در برابر هوازدگی دو عامل اصلی اختلاف در توزیع سه عنصر با بقیه عناصر خاکی کمیاب در کانسنگ‌ها بوده است.

کلید واژه‌ها: ذخیره آهن، لاتریت، قرالی، بوکان، آذربایجان غربی.

*نویسنده مسئول: صمد علیپور

Email: s.alipour@urmia.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

پس از خریدار تا ابعاد زیر ۲۰۰ مش، به روش طیف سنج جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) برای تعیین مقادیر عناصر جزئی و خاکی کمیاب و روش XRF برای عناصر اصلی در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مورد تجزیه شیمیایی واقع شدند (جدول ۱). مقادیر LOI نمونه‌ها نیز بر اساس اندازه‌گیری وزن نمونه‌ها پیش و پس از حرارت دادن (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت) محاسبه شده‌اند. همچنین برای تعیین فازهای کانیایی، روی ۴ نمونه کانسنگی از کانسنگ‌های انتخابی، تجزیه پراش پرتو مجهول (XRD) در آزمایشگاه کانسانران بینالود صورت گرفت (شکل ۳).

۲- بحث و بررسی

۳-۱. مشاهدات زمین‌شناسی

بارزترین واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه به ترتیب از قدیم به جدید شامل: سازند ماسه‌سنگی دورود (پریمین زیرین)، سازند کربناتی روته (پریمین میانی تا بالایی) و نهشته‌های کواترنری هستند (شکل ۲). رخنمون‌های بررسی شده در منطقه قرالی به صورت چینه‌سان و منقطع در درون واحدهای کربناتی گسترش یافته‌اند. این رخنمون‌ها به صورت ۵ رخنمون اصلی (با ابعاد بزرگ‌تر) و ۳ رخنمون فرعی (با ابعاد کوچک‌تر) به صورت مجزا با روندهای NE-SW، NW-SE و E-W (شکل ۲) با سترایی متغیر از ۵ تا ۵۰ متر در درون واحدهای کربناتی روته واقع شده‌اند.

سنگ مادر احتمالاً یک سنگ بازی غنی از کانی‌های آهن‌دار بوده و بالا بودن مقدار آهن در کانسنگ‌های سرخ قهوه‌ای بیانگر عدم انحلال آهن در طی هوازدگی و باقی ماندن در سنگ مادر است. شستشوی بقیه عناصر نیز می‌تواند سبب بالا رفتن مقدار آهن در طی فرایند لاتریتی شدن شده باشد. عملکرد گسل‌ها و شکستگی‌ها

محدوده مورد مطالعه در ۱۰ کیلومتری باختر شهر بوکان (استان آذربایجان غربی) و در مسیر جاده بوکان به مهاباد (محور برهان)، میان شهرهای بوکان، مهاباد، سردشت و سقر در محدوده‌ای به مختصات ۵۹'، ۴۵' تا ۰۰'، ۴۶' طول خاوری و ۲۹'، ۳۶' تا ۲۵'، ۳۶' عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱).

اولین گزارش نهشته‌های بوکسیتی در چهارگوش مهاباد در سال ۱۹۶۷ گزارش شده است (Balkay & Bardossy, 1967). افتخارنژاد (۱۳۵۵) با تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مهاباد، عدسی‌های بوکسیتی زیادی را با سن پریمین-تریاس بالایی در این منطقه شناسایی کرده است. آقانباتی (۱۳۸۵) و خسروی (۱۳۸۹) بیشتر نهشته‌های این دوره را با سنگ بستر کربناتی و در برخی مناطق دارای کانسنگ‌هایی از بوکسیت و کائولن گزارش کرده‌اند.

عدم تفکیک کامل کانی‌های بوکسیتی و کانی‌های تیپ کائولینیتی از هم، سبب ایجاد ذخایر مختلط با ویژگی‌های متفاوت از نظر عیار کانی‌های تشکیل دهنده در طول بالای ۵۰ کیلومتر شده است (افتخارنژاد، ۱۳۵۵). مطالعات اندکی روی نهشته‌های این افق در این منطقه صورت گرفته است. ذخیره قرالی با ویژگی ظاهری متفاوت از دیگر لاتریت‌ها در این افق با عیار آهن بالا در راستای شناخت بیشتر و ارزیابی پتانسیل اقتصادی در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفت.

۲- روش مطالعه

این مطالعه در دو بخش صحرائی و آزمایشگاهی انجام شد. در مرحله صحرائی، نقشه زمین‌شناسی رخنمون‌های موجود و نحوه ارتباط نهشته‌ها با سنگ‌های بستر تهیه (شکل ۲) و بر این اساس، ۹ نمونه برای تهیه مقطع نازک-صیقلی از کانسنگ‌های انتخابی و سنگ بستر و ۸ نمونه برای تجزیه زمین‌شیمیایی برداشت شد. این نمونه‌ها

در این ذخیره با توجه به عیار آهن، همگن بودن کلویدهای اولیه و پایین بودن انرژی محیط تشکیل، کانسنگ‌ها فاقد هسته مناسب برای تشکیل پیروید بوده‌اند (Bardossy, 1982)، لذا آئیدها و پیرویدها فراوانی بسیار کمی دارند. در نتیجه، بوکسیتی شدن در مراحل اولیه باقی مانده و شکل‌های پلتی و کاتاکلاستیک بر میزان تمرکز آئیدها و پیرویدها برتری یافته‌اند (شکل ۶-ب).

مشاهده بافت‌های برشی و قطعات خرد شده، بافت جریانی (شکل‌های ۵-ج و ح) و قطعات کوچک آئید و پیروید (شکل ۶-ب) نشان‌دهنده تنش‌های زمین‌ساختی و یا آواری بودن محیط و حمل دوباره مواد سازنده این ذخیره و منشأ نابر جا برای نهشته آهن قرالی است. شرایط رسوب‌گذاری، ترمودینامیکی و فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل متغیر بوده و سبب شده که گاهی کانی‌ها برای سازگاری با شرایط جدید با سیال ورودی واکنش داده و جانشین کانی‌های دیگری شوند (شکل ۵-ت). همچنین گاهی این سیال موجب شستشوی عناصر محلول و بر جای ماندن عناصر کم تحرک و تشکیل کانی‌های مقاوم شده است (شکل ۵-ث).

با توجه به وجود کانی‌هایی مانند دیاسپور که در نتیجه تغییر ساختار بلوری بر اثر دیاژنز، تنش‌های ساختمانی و فرایندهای دگرگونی خفیف تشکیل شده است و همچنین مشاهده بافت‌های برشی شدن و جریانی در بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه، به نظر می‌رسد که این نهشته در مراحل هوازگی شدیداً تحت تأثیر تنش‌های ساختمانی توأم با دگرگونی نیز بوده است.

حضور کانی‌هایی مانند هماتیت، مگنتیت، پیریت، روتیل و آاناتاز نشان می‌دهد که این نهشته لاتریتی در محیطی با عملکرد آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و وجود کانی‌هایی مانند دیاسپور و برترین، مجاورت با آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-احیایی را در تشکیل این ذخیره بیان می‌کنند. بر این اساس، در طی فرایند لاتریتی شدن این نهشته، شرایط اکسیدان به طور مقطعی به شرایط احیایی تغییر یافته است (Temur & Kansun, 2006).

۳-۴. تعیین تیپ کانسنگ‌ها با استفاده از شیمی عناصر اصلی

برای تعیین تیپ این ذخیره از نمودارهای سه متغیره مانند نمودار Al_2O_3 ، Fe_2O_3 و SiO_2 در مقایسه نسبی ترکیب کانی‌شناختی کانسنگ‌های لاتریتی استفاده شده است (Aleva, 1994). رسم این نمودار برای لاتریت قرالی (شکل ۸) نشان می‌دهد که ترکیب ۵ رخنمون در مقایسه با هم دارای ترکیب نسبی متفاوت می‌باشند.

بر اساس این نمودار، نمونه معرف رخنمون ۱ در مرز فریت (کانسار لاتریتی با آهن بالا) و فریت بوکسیتی، نمونه رخنمون ۲ معرف مرز لاتریت و بوکسیت و بوکسیت آهن‌دار، نمونه رخنمون ۳ معرف محدوده فریت بوکسیتی، نمونه رخنمون ۴ معرف محدوده لاتریت، نمونه رخنمون ۵ معرف مرز لاتریت و بوکسیت و نزدیک به بوکسیت فریتی، نمونه رخنمون ۶ معرف محدوده بوکسیت، نمونه رخنمون ۷ معرف محدوده بوکسیت فریتی و نمونه رخنمون ۸ معرف محدوده فریت هستند. این پراکنش به طور عام، این ذخیره را در تیپ ذخایر لاتریت بوکسیتی قرار می‌دهد. شرایط هوازگی شیمیایی سبب شده که عناصر مختلف از ذخیره حذف شود و تمرکز Fe_2O_3 و Al_2O_3 به جا مانده بیشتر شود و کانسنگ لاتریتی را از آهن غنی نماید.

۳-۵. ماهیت سنگ‌های مادر احتمالی

لاتریت‌های بوکسیتی با بستر کربناتی قرالی، از نظر بافت و ترکیب به سنگ‌های بستر به عنوان خاستگاه احتمالی، وابستگی خاصی نشان نمی‌دهند. مرزهای کاملاً مشخص میان افق‌های کانه‌دار با سنگ‌های بستر درون‌گیر نشان می‌دهد که سنگ‌های خاستگاه احتمالی این افق‌ها باید در محیط اطراف جستجو شوند. با هدف کنترل سنگ خاستگاه احتمالی کانسار مورد بررسی، از تمرکز عناصر Cr و Ni در نمودار دوتایی Schroll & Sauer (1968) استفاده شده است. همچنان که در شکل ۹ دیده می‌شود بیشتر نمونه‌های معرف ذخیره قرالی در گستره بوکسیت‌های کارستی

نیز در محدوده لاتریتی افزون بر تغلیظ کانی آهن سبب جابه‌جایی موضعی افق‌های کانه‌دار و خردشدگی کانسنگ‌ها در عدسی‌های منقطع از هم شده است.

۳-۲. مطالعات کانی‌شناسی

با توجه به سرشت ریزدانه و مشکل مشاهده خواص نوری روشن برای اغلب کانی‌های سازنده کانسنگ لاتریتی و مشکل تشخیص قطعی این قبیل از کانی‌ها با بررسی‌های میکروسکوپی، در این پژوهش افزون بر مطالعات میکروسکوپی از روش تکمیلی پراش پرتو مجهول (XRD) نیز برای شناسایی فازهای کانیایی استفاده شد. نتایج مشاهدات نشان داد که کانی‌های اصلی نمونه مربوط به سنگ بستر شامل کوارتز، کلسیت و کانی‌های تشخیص داده شده در نمونه‌های مربوط به کانسنگ‌های دارای آهن شامل هماتیت، مگنتیت، دیاسپور، برترین، پیریت، ایلیت، روتیل و آاناتاز هستند (شکل ۳). اصلی‌ترین و فراوان‌ترین کانی موجود در نهشته قرالی، هماتیت است که بخش عمده نهشته را تشکیل می‌دهد.

کانی هماتیت (شکل ۴-پ) نشان‌دهنده برقراری یک محیط اکسیدان با فوگاسیته بالای اکسیژن بوده و مگنتیت بیشتر در زون‌های اکسیدی و سطحی از هماتیت تشکیل شده است. تشکیل پیریت (شکل ۴-ت) در این نهشته احتمالاً ناشی از حضور مواد آلی، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن و نفوذ سیال‌های جوی در محیطی احیایی با فوگاسیته پایین اکسیژن است.

حضور کانی‌های برترین (شکل ۴-ث)، کوارتز (شکل ۴-الف) و ایلیت در نمونه‌های مورد مطالعه حکایت از آن دارد که رخنمون‌های منطقه مطالعاتی، از نظر تکوین و تفکیک کانیایی تکامل یافته نبوده و محیط در طی مراحل تشکیل و تکامل خود از هوازگی سنگ‌های اولیه، از زهکشی خوبی برخوردار نبوده است (شکل ۷). اغلب کانی‌های حدواسط در حین تبدیل سنگ (های) مادر به کانسنگ‌ها، به دلیل کند بودن فرایند هوازگی شیمیایی حفظ شده‌اند. همچنین وجود کانی برترین در نمونه‌ها گویای این نکته نیز است که این ذخیره در تاریخ گسترش و تکوین خود در برهه‌هایی از زمان، تحت شرایط احیایی قرار گرفته است. کانی دیاسپور (شکل ۴-ج) در اثر فرایندهای دیاژنتیکی به وجود آمده است و نشان‌دهنده محیط احیایی است. حضور آاناتاز و روتیل (شکل ۴-ث) در کانسنگ‌های بازماندی، نشانه شرایط اسیدی و pH پایین در طی تشکیل این نهشته‌ها است (Özli, 1983).

۳-۳. مطالعات بافتی

غالب بافت‌های مشاهده شده در این ذخیره در ارتباط با هوازگی و مراحل تکوین کانسار و همچنین حاصل تنش‌های زمین‌ساختی در ذخایر مشابه گزارش شده توسط Bardossy (1982) هستند. بافت‌های عمده گسترش یافته در نمونه‌های مورد بررسی شامل بافت‌های دانه‌پراکنده، پرکننده فضای خالی (به صورت رگچه‌ای و پراکنده)، جانیشینی، اسفنجی، سوزنی، جریانی و کاتاکلاستیک هستند. وجود دانه‌های پراکنده اکسید آهن (هماتیت) در ژل‌های سیلیکاتی سبب به وجود آمدن بافت دانه پراکنده شده است (شکل ۵-الف). سیال آهن‌دار در میان فضاهای خالی قطعات خرد شده سنگ میزبان به صورت رگه‌ای و نامنظم، بافت پرکننده فضای خالی را به وجود آورده است (شکل‌های ۵-ب و پ). بافت جانیشینی توسط جایگیری هماتیت به جای پیریت تشکیل شده است (شکل ۵-ت). تشکیل بافت اسفنجی را می‌توان ناشی از شستشوی عناصر محلول و به جای ماندن کانی‌های مقاوم دانست (شکل ۵-ج). بافت سوزنی در اثر گسلش و ایجاد درز و شکاف در سنگ به وجود آمده است (شکل ۵-ث). بافت جریانی در اثر عملکرد نیروهای زمین‌ساختی پس از تشکیل کانسنگ حاصل شده (شکل ۵-ح) و کانی‌ها تحت تأثیر دگرشکلی شکسته و خرد شده و بافت کاتاکلاستیک را ایجاد کرده‌اند (شکل ۵-چ).

در برخی از نمونه‌ها مرز میان محیط اکسیدان و احیا (شکل ۶-الف) به صورت یک مرز مشخص و ناگهانی قابل تشخیص است که این مسئله نشان می‌دهد شرایط رسوب‌گذاری و فیزیکوشیمیایی محیط تشکیل در طی تکوین نهشته در تغییر بوده است.

همچنین غنی‌شدگی Ni در سیستم‌های لاتریتی وابسته به pH بوده و در pH های بالاتر، میزان غنی‌شدگی Ni بیشتر است (Laskou & Economou-Eliopoulos, 2007). همبستگی مثبت میان V با Ti (۰/۷۵) (شکل ۱۲- ت) دلالت بر نقش مؤثر کانی‌های آاناتاز و روتیل در تثبیت V در نمونه‌ها دارد.

۴-۴. عناصر لیثوفیل درشت یون

عدم وجود ارتباط خاصی میان Al-Rb (۰/۵۸)، Si-Rb (۰/۴۶) و K-Rb (۰/۵۱) (شکل ۱۳) مبین شسته شدن روبیدیم در طی کائولینیتی و ایلیتی شدن فلدسپارهای سنگ اولیه در کانسنگ‌های مورد مطالعه است. ضرایب همبستگی مثبت Ba با Si (۰/۹۴)، Al با K (۰/۲۴) و Ba کانی (جدول ۲)، میزبانی Ba توسط رس‌ها را در کانسنگ‌ها آشکار می‌سازد. ضرایب همبستگی منفی میان Ti-Th (۰/۹۱)، Al-Th (۰/۵۸)، Si-Th (۰/۵۸) و Zr-Th (۰/۶۶) (شکل ۱۴) وجود دارد که این امر می‌تواند دلیلی بر عدم نقش کانی‌های رسی، روتیل و زیرکن‌های بازمانده در توزیع و تثبیت Th در کانسنگ‌های مورد مطالعه باشد. ضریب همبستگی منفی میان Sr و Ca (۰/۳۳) (جدول ۲) نشان می‌دهد که فازهای کانیایی Ca دار جزو کنترل‌کننده‌های توزیع Sr در این نهشته نمی‌باشند. با توجه به همبستگی مثبت و خوب میان K با Ba و Sr (جدول ۲) به نظر می‌رسد که توزیع عناصر Sr و Ba باقی‌مانده در سیستم، در طی فرایندهایی توسط کانی‌های ایلیت و مسکوویت کنترل شده‌است. همبستگی منفی U با Ti نشانگر عدم نقش روتیل و آاناتاز در تمرکز U در سیستم این لاتریت دارد (شکل ۱۴- ث).

۴-۵. عناصر با قدرت میدان بالا

ضرایب همبستگی منفی میان Si-Ga (۰/۴۸)، Al-Ga (۰/۹۶) و Ti-Ga (۰/۸۸) (جدول ۲ و شکل ۱۵- ت، ث و ج) دلالت بر عدم نقش مؤثر کانی‌های رسی و فرایندهای جذب سطحی در تمرکز Ga در نهشته دارد (Fernandez-Caliani & Cantano, 2010). ضرایب همبستگی منفی میان Al-Hf (۰/۶۷)، Si-Hf (۰/۴۲)، Ti-Hf (۰/۵۳) و همبستگی مثبت میان Fe-Hf (۰/۶۹) (جدول ۲ و شکل‌های ۱۵- الف و ب) نشان می‌دهد که در پی تفریق Si، Al و Ti از Fe، Hf تمایل به تثبیت در شبکه کانی‌های آهن‌دار را داشته‌است.

همبستگی مثبت میان Zr-Nb (۰/۸۶)، Si-Nb (۰/۶۴) و Al-Nb (۰/۷۵)، Ti-Nb (۰/۹۹) دلالت بر حضور Nb در کانی‌های زیرکن، روتیل و آاناتاز و همچنین رس‌ها دارد (شکل‌های ۱۶- الف، ب، پ و ت). همبستگی مثبت میان Zr-Si (۰/۸۲)، Zr-Ti (۰/۸۲) و Zr-Al (جدول ۲ و شکل‌های ۱۶- ث، ج و د) می‌تواند به دلیل حضور زیرکنیم در شبکه کانی‌های تیتانیم‌دار و احتمالاً کانی‌های رسی باشد. همبستگی منفی Zr با Hf که عمدتاً جایگزین هم می‌شوند می‌تواند به روبش Hf توسط کانی‌های آهن‌مانند هماتیت نسبت داده شود (جدول ۲).

همبستگی ۰/۹۹ توریم با آهن (جدول ۲) می‌تواند نشانه جانشینی Th در ساختمان کانی‌های آهن است (Fernandez-Caliani & Cantano, 2010). وجود ضرایب همبستگی منفی میان Y با Al (۰/۸۹)، Si با Y (۰/۱۳)، Ti با Y (۰/۸۱) و Zr با Y (۰/۴۴) (جدول ۲) نشان می‌دهد که کانی‌های رسی، روتیل و زیرکن در توزیع Y در این نهشته نقشی ندارند (Calagari & Abedini, 2007). همچنین همبستگی منفی Y با Al در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که کانی‌های بوهمیت و دیاسپور نیز نقشی در تمرکز Y نداشته‌اند (Fernández-Caliani & Cantano, 2010).

۴-۶. بررسی مقادیر LREEs و HREEs و نسبت‌های تفریق آنها در

کانسنگ‌های قرالی

مقادیر LREEs در نمونه‌های مطالعه شده به‌طور میانگین ppm ۸۱/۷۱ (متغیر از ۶۸/۴۰ تا ۱۰۳/۵) و مقادیر HREEs به‌طور میانگین ppm ۵۴/۷۳ (متغیر از ۳۲/۷۰ تا ۷۲/۰۰) (جدول ۱) است. در این مطالعه به منظور بررسی میزان تفکیک در عناصر

با سنگ مادر احتمالی در محدوده سنگ‌های بازالتی واقع شده‌اند، ولی در مطالعه حاضر چنین سنگ‌هایی در پیرامون ذخیره مشاهده نشدند.

۴- زمین‌شیمی کانسنگ

۴-۱. زمین‌شیمی عنصری

توزیع عناصر در کانسنگ‌های لاتریتی-بوکسیتی به عوامل متعددی از قبیل ترکیب شیمیایی سنگ مادر، خواص شیمیایی عناصر، شکل کانیایی آنها در سنگ مادر، شرایط فیزیکوشیمیایی، محیط تشکیل و فرایندهای دیاژنتیک و اپی‌ژنتیک بستگی دارد (Mordberg, 1999). اگرچه در طی فرایند لاتریتی شدن، عناصر متحرک و غیرمتحرک به ترتیب تهی و غنی می‌شوند، ولی در صورت وجود عناصر متحرک در کانی‌هایی با انحلال‌پذیری بسیار کم، ممکن است مقدار این عناصر افزایش یابد (Karadag et al., 2009). در این پژوهش، به منظور بررسی رفتار عناصر در طی فرایند لاتریتی شدن و شناسایی عوامل کنترل‌کننده توزیع آنها در کانسنگ‌ها، مبادرت به محاسبه ضرایب همبستگی پیرسون (Rollinson, 1993) میان عناصر شد (جدول ۲). این بررسی در ۵ بخش شامل: ۱) عناصر اصلی و فرعی (Al, Si, Fe, Ti, Ca, Mg, Na)، ۲) عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE: Rb, Sr, Ba)، ۳) عناصر جزئی واسطه (TTE: V, Ni, CO)، ۴) عناصر با قدرت میدان بالا (HFSE: Hf, Nb) و ۵) عناصر خاکی کمیاب (REE: La- Lu) انجام شده‌است.

۴-۲. عناصر اصلی و فرعی

همبستگی منفی آهن با آلومینیم (۰/۹۴) نشان از آن دارد (شکل ۱۰- الف) که آهن به صورت اکسیدهای آهن از جمله هماتیت، مگنتیت، گوتیت و غیر سیلیکاتی حضور دارد، در حالی که سیلیسیم و آلومینیم در فازهای کاملاً متفاوت سیلیکاتی همچون فلدسپارها و مسکوویت شرکت دارند. همچنین همبستگی منفی Mn با Fe (۰/۲۴)، Mg با Fe (۰/۳۴)، Na با Fe (۰/۴۲)، K با Fe (۰/۴۵) و Ti با Fe (۰/۹۲) نشان می‌دهد که آهن در pH لاتریتی شدن باقی می‌ماند ولی عناصری مانند سدیم و پتاسیم شسته می‌شوند و از محیط خارج می‌شوند. همچنین منشأ منگنز، منیزیم، کلسیم و پتاسیم با آهن متفاوت بوده و منشأ تیتانیم نیز کانی‌های رسی بدون آهن بوده‌است. این عناصر در فرایند هوازدگی شیمیایی از محیط حذف شده‌اند. ولی همبستگی مثبت P_2O_5 با آهن (۰/۹۱) احتمالاً نشان‌دهنده منشأ یکنواخت آذرین برای این دو عنصر است.

۴-۳. عناصر جزئی واسطه

باتوجه به همبستگی مثبت قوی Cr با Al (۰/۷۸)، Si با Cr (۰/۶۸) و Ti با Cr (۰/۹۳) (شکل ۱۱) در لاتریت‌های محدوده مورد مطالعه می‌توان چنین تصور کرد که کانی‌های رسی، آاناتاز و روتیل نقش مثبتی در تثبیت Cr در کانسنگ‌های مورد مطالعه ایفا کرده‌اند. کروم همچنین همبستگی قوی با Zr (۰/۸۷) دارد (جدول ۲) که نشان‌دهنده همراهی Cr و Zr در فرایند لاتریتی شدن، به دلیل رفتار مشابه این دو عنصر است.

همبستگی مثبت Mn با Co (۰/۳۰) (جدول ۲) نشان می‌دهد که فازهای کانیایی با محتوای Mn بالا در توزیع و تثبیت عنصر Co در کانسنگ‌ها نقش داشته‌اند. همچنین همبستگی منفی میان V با Fe (۰/۸۶) و Cr با Fe (۰/۹۱) (شکل‌های ۱۲- ب و پ) نشان می‌دهد که کانی‌های آهن‌دار نقشی در تمرکز عناصر یادشده در کانسنگ‌ها نداشته‌اند و در طی هوازدگی از محیط حذف شده‌اند.

با توجه به ضرایب همبستگی مثبت Ni با Fe (۰/۶۹) (شکل ۱۲- الف) می‌توان نتیجه گرفت که اکسیدهای هماتیت و گوتیت در توزیع و تثبیت عنصر Ni در کانسنگ‌ها نقش داشته‌اند. توزیع Ni با نزدیک شدن به سنگ بستر کربناتی عامل تأثیرگذار دیگری را در گسترش و تشکیل کانسنگ‌های مورد مطالعه آشکار می‌سازد.

روند همبستگی منفی Ti مشابه همبستگی منفی Si و Al, K با عناصر REEs و همچنین همبستگی منفی بالا با توریم (۰/۹۲-) (شکل ۱۴- الف و جدول ۲) نشان می‌دهد که کانی‌های روتیل و آنتاز نقش مهمی در میزبانی REEs و توریم در این نهشته ندارند. در مقابل همبستگی مثبت میان Gd (۰/۹۱) نشان می‌دهد که تمرکز این عنصر توسط کانی‌های روتیل و آنتاز انجام شده است.

زیرکن می‌تواند به عنوان حامل و کنترل کننده توزیع HREE در سیستم‌های هوازده و دگرسان شده عمل نماید (Compton et al., 2003; Lopez et al., 2005). با توجه به همبستگی مثبت و قوی میان Zr با Tb (۰/۸۷)، Er (۰/۸۷) می‌توان چنین دریافت که کانی زیرکن کنترل بخشی از توزیع HREEs را در کانسنگ‌ها انجام داده است. افزون بر این، همبستگی مثبت عناصر Gd, Tb و Er با عناصر Si, Al, Ti, Cr, Mn و K ممکن است نشان از رفتارهای شیمیایی مشابه این دو دسته عناصر در طی فرایندهای لاتریتی شدن داشته باشد. همبستگی‌های مثبت و قوی P با REEs حکایت از نقش کانی‌های فسفاتی ثانویه در تمرکز عناصر خاکی کمیاب به جز سه عنصر Gd, Tb و Er در رخنمون‌ها دارد. همبستگی مثبت و خوب P با Y (۰/۸۴) می‌تواند دلیلی بر حضور احتمالی کانی‌های فسفاتی چورچیت [(YPO₄·H₂O)] (Wang et al., 2010) و زینوتایم [(YPO₄)] (Lopez et al., 2005) در این ذخیره باشد.

آنچه که از این همبستگی‌ها نتیجه‌گیری می‌شود این است که تثبیت Gd, Tb و Er در فازهای کانیایی نوریخت و حضور در فازهای کانیایی مقاوم در برابر هوازدهی دو عامل اصلی اختلاف در توزیع سه عنصر Gd, Tb و Er با بقیه عناصر خاکی کمیاب در کانسنگ‌ها بوده است.

۵- نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از یافته‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که نهشته آهنی-بوکسیتی قرالی در سازند کربناتی روته (پرمین میانی تا بالایی) به صورت چینه‌سان و منقطع در طی دو مرحله اصلی تشکیل شده است. در مرحله اول، هوازدهی شدید شیمیایی تحت شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، سبب تجزیه و دگرسانی سنگ‌های مادر و تشکیل کانی‌های هماتیت، مگنتیت و کانی‌های رسی و رهاسازی کانی‌های مقاوم شده است. در طی رویداد هوازدهی عناصر Fe, Al و Ti غنی‌شدگی و عناصر قلیایی و قلیایی خاکی تهی‌شدگی یافته‌اند. در مرحله دوم، این مواد به صورت ژل‌های غنی از آهن، آلومینیم و مقدار کمی سیلیس توسط آب‌های جاری به درون حفرات دولومیت‌ها و آهک‌های پرمین انتقال و در نهایت رسوب‌گذاری کرده‌اند. با توجه به مطالعات زمین‌شیمیایی، تبدیل و گذر کانسنگ‌های بوکسیتی سیلیس بالا به سیلیس پایین احتمالاً در نتیجه بافرینگ آب زیرزمینی و آب‌های فرو رو توسط عملکرد سنگ‌های بستر کربناتی و افزایش pH محلول‌های مؤثر بر سنگ مادر اولیه در طی هوازدهی شیمیایی سبب شستشوی انتخابی سیلیس شده است. کانی‌های اصلی نهشته شامل هماتیت، مگنتیت، دیاسپور، برترین، پیریت، ایلیت، روتیل و آنتاز همراه کوارتز و کلسیت هستند. هماتیت، مگنتیت، پیریت، روتیل و آنتاز تکوین این نهشته لاتریتی را در محیطی با عملکرد آب‌های سطحی با ماهیت اسیدی-اکسیدی و وجود کانی‌هایی مانند دیاسپور و برترین مجاورت آب‌های زیرزمینی با ماهیت بازی-احیاء را در تشکیل این ذخیره تداعی می‌نمایند. بی‌هنجاری منفی Eu و Ce ممکن است ناشی از فقیر بودن سنگ مادر و یا به دلیل آزاد و خارج شدن از پلاژیوکلاز و یا ناشی از تشکیل کمپلکس با لیگاند‌های کربناتی باشد. تیپ سنگ مادر یک تیپ ماگمای بازالتی غنی از آهن بوده و تیپ این ذخیره با وصف تغییر ترکیب کانی شناختی، یک تیپ لاتریتی-بوکسیتی ارزیابی می‌شود.

خاکی کمیاب سبک از سنگین، از نسبت‌های (LREE/HREE)_N و (La/Yb)_N در کانسنگ‌ها استفاده شد. این نسبت‌ها با استفاده از روابط زیر محاسبه شده‌اند:

$$(LREE/HREE)_N = [(LREE/HREE)_{Sample}] / [(LREE/HREE)_{Chondrite}]$$

$$(La/Yb)_N = [(La_{Sample}/La_{Chondrite}) / (Yb_{Sample}/Yb_{Chondrite})]$$

در این روابط N نشان‌دهنده بهنجار شدن عناصر نسبت به ترکیب کندریت (Taylor & McLennan, 1985) است. بررسی‌های انجام شده نشان از آن دارد که در رخنمون‌های مطالعه شده مقادیر (La/Yb)_N از ۱/۹۳ تا ۳/۷۰ و مقادیر (LREE/HREE)_N از ۱/۱۶ تا ۳/۶۲ (جدول ۱) متغیر است.

مقایسه نحوه تغییرات مقادیر (LREE/HREE)_N و (La/Yb)_N در نیمرخ‌های مورد مطالعه، تفریق ضعیفی را میان LREE و HREE برای هر دو دسته غنی‌شدگی نشان می‌دهد ولی با توجه به نمودار، غنی‌شدگی در HREE کمی بیشتر است (شکل ۱۷).

- تعیین بی‌هنجاری‌های Eu: در این مطالعه برای تعیین بی‌هنجاری Eu در کانسنگ‌ها از فرمول (Taylor & McLennan, 1985) استفاده شده است:

$$Eu/Eu^* = (Eu_{Sample}/Eu_{Chondrite}) / \sqrt{[(Sm_{Sample}/Sm_{Chondrite}) \times (Gd_{Sample}/Gd_{Chondrite})]}$$

(Eu*: Standard Eu)

عنصر Eu در تمام نمونه‌های مطالعه شده بی‌هنجاری منفی (میانگین ۰/۴۳) نشان می‌دهد. بنابراین بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌های مطالعه شده در منطقه قرالی بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان ته‌نشست آهن است. بی‌هنجاری منفی ممکن است در نتیجه شستشوی Eu از فلدسپارهای تجزیه شده و جانشینی در سنگ‌های جدید تشکیل شده باشد (Taylor & McLennan, 1985; White et al., 2001; Karadag et al., 2009). در پایان ممکن است این بی‌هنجاری منفی ناشی از فقیر بودن سنگ مادر از Eu باشد.

- تعیین بی‌هنجاری‌های Ce: در این مطالعه برای اندازه‌گیری بی‌هنجاری‌های Ce در نمونه‌های مورد مطالعه از فرمول زیر استفاده شده است:

$$Ce/Ce^* = Ce_N / [(La_N)(Pr_N)] 0.5 \text{ (Taylor \& McLennan, 1985), } Ce^*: \text{ Standard Ce}$$

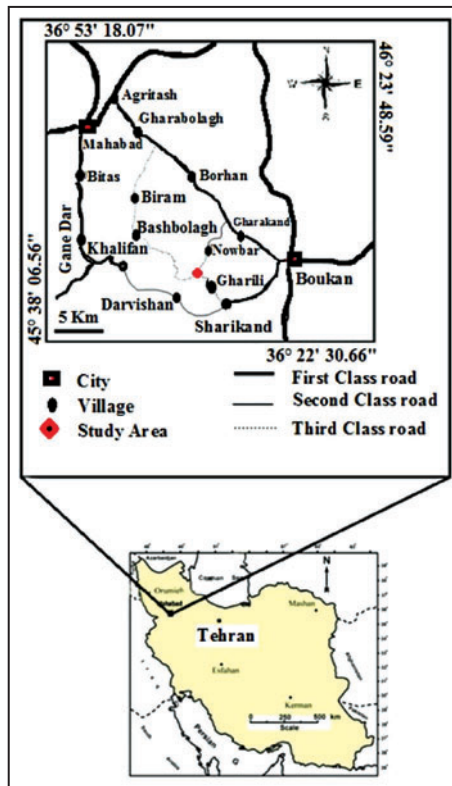
میانگین بی‌هنجاری‌های Ce در نمونه‌های مطالعه شده قرالی ۰/۱۴۱ است. عدم وجود بی‌هنجاری‌های مثبت Ce در یک چنین سیالی با شرایط اکسیدان بالا (بی‌هنجاری‌های منفی Eu در رخنمون‌های آهن و اکسیدان بودن محیط ته‌نشست هماتیت) ممکن است به دلیل حفظ Ce در بخش‌های بالایی نیمرخ‌های هوازده به علت اکسید شدن Ce^{+۳} به Ce^{+۴} باشد و یا همچنین Ce^{+۴} ممکن است با لیگاند‌های کربناتی تشکیل کمپلکس کربناتی داده و از محیط خارج شده باشد (Braun et al., 1993; Nyakairu et al., 2001; Compton et al., 2003; Karadag et al., 2009).

بی‌هنجاری‌های Eu و Ce اصولاً مثبت هستند در حالی که در اینجا منفی هستند (شکل ۱۶)، که این امر ممکن است به خاطر آزاد و خارج شدن از پلاژیوکلاز و یا ناشی از کمپلکس شدن با لیگاند‌های کربناتی باشد (Karadag et al., 2009).

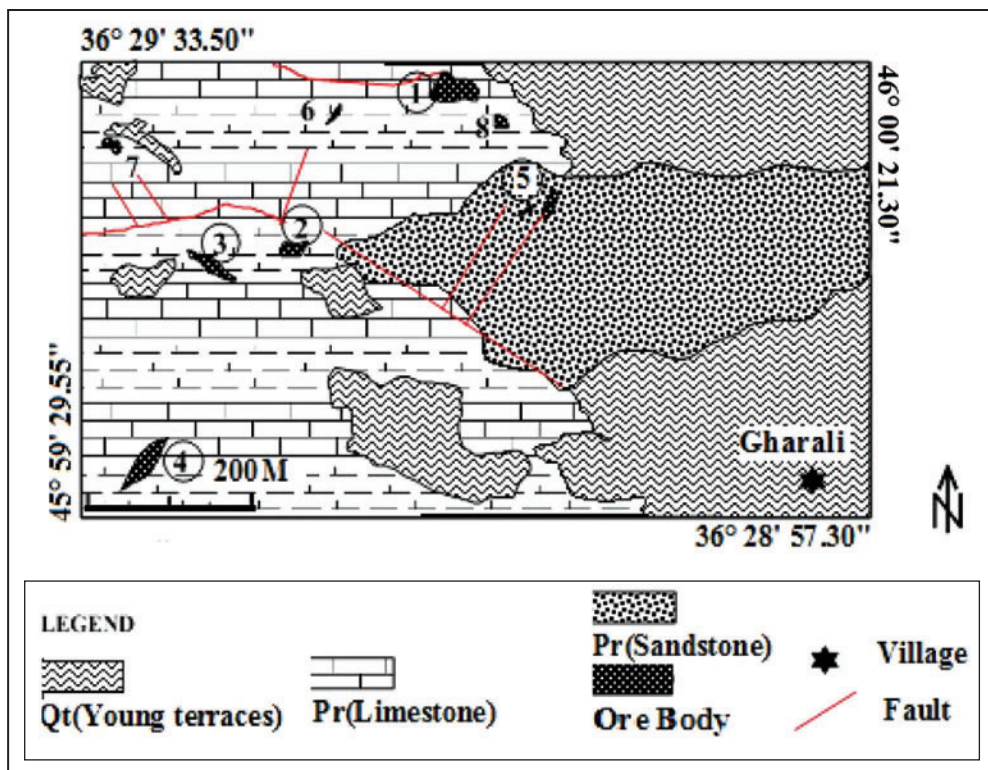
۴-۷. کانی‌های میزبان عناصر خاکی کمیاب

در این مطالعه به منظور مشخص کردن کانی‌های میزبان احتمالی REEs (spearman's rank correlation) به محاسبه ضرایب همبستگی رتبه‌ای پیرسون (Rollinson, 1993) میان عناصر خاکی کمیاب با عناصر اصلی، فرعی و جزئی شد (جدول ۲).

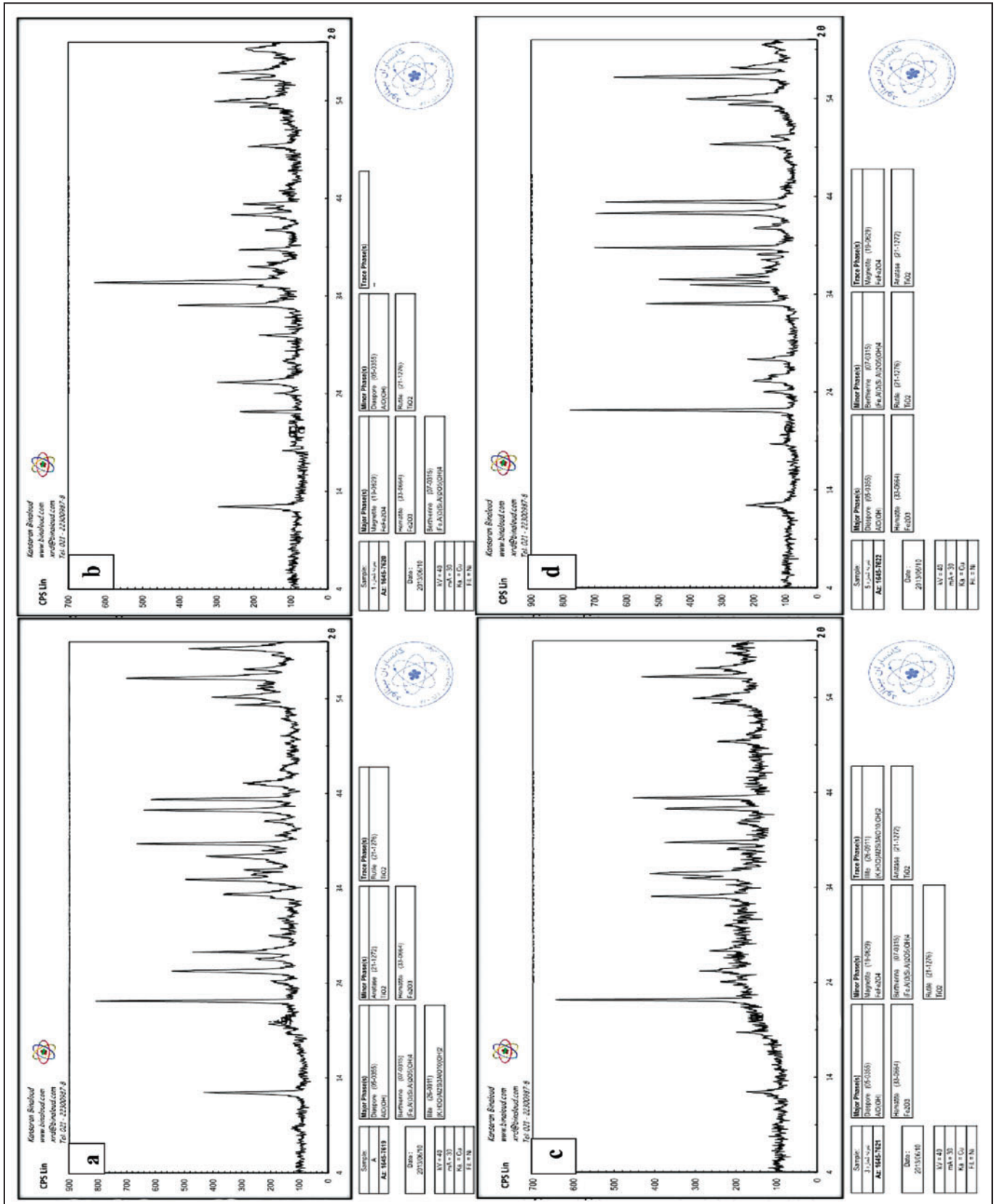
با توجه به این جدول، همبستگی منفی Si و Al, K با عناصر REEs (La, Ce, Lu, Yb, Tm, Er, Ho, Dy, Sm, Nd, Pr) به جز Gd, Tb و Er نشان می‌دهد که کانی‌های رسی و کانی‌هایی مانند مسکوویت و ایلیت نمی‌توانند به عنوان میزبان عناصر خاکی کمیاب عمل کنند. همبستگی منفی Mn با روند مشابه Si و Al با عناصر REEs نشان می‌دهد که اکسیدهای منگنز نیز میزبان مناسبی برای عناصر خاکی کمیاب در کانسنگ‌ها نیستند.



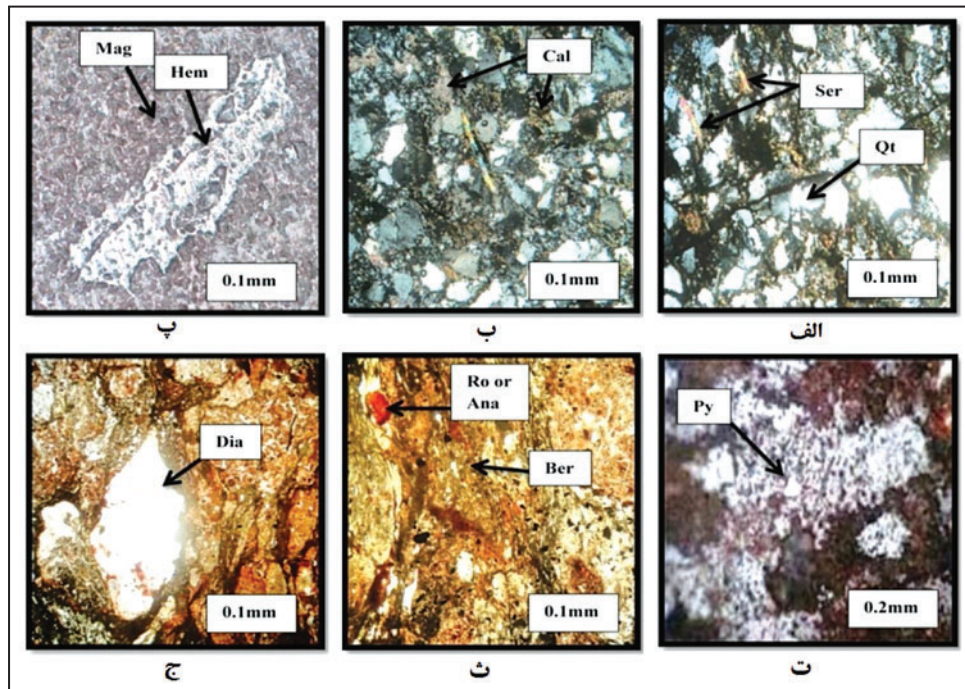
شکل ۱- نقشه راه دسترسی به ذخیره آهن قرالی.



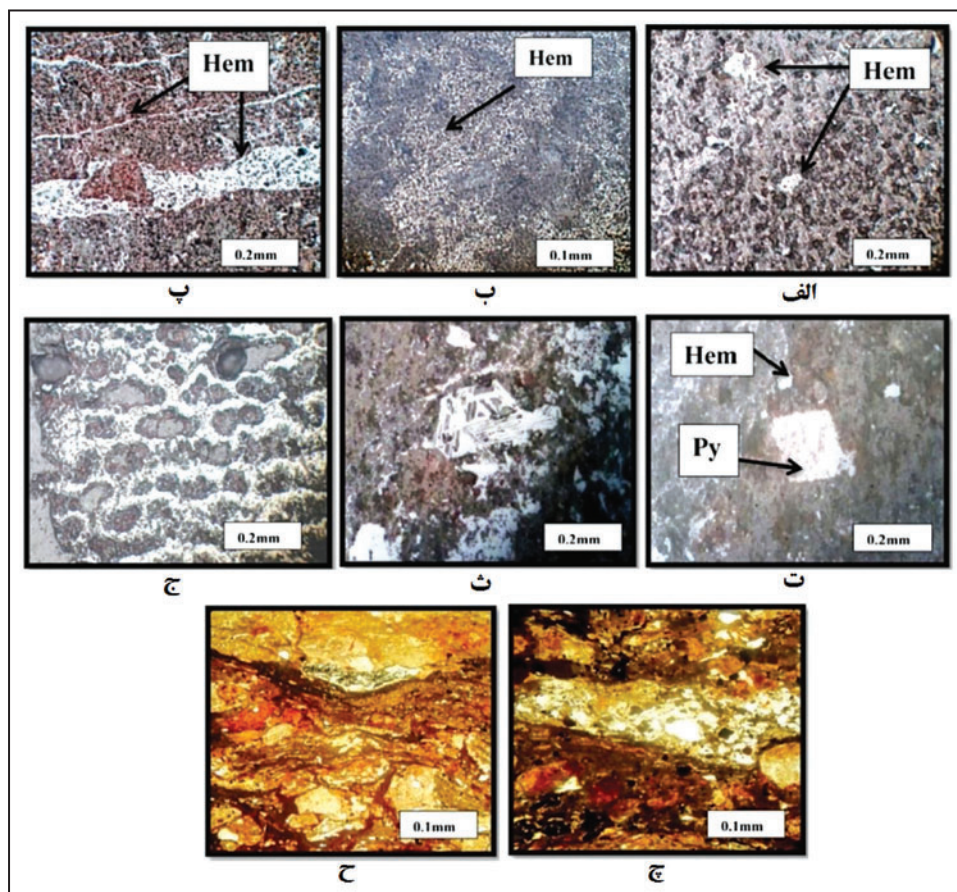
شکل ۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (رخمون های اصلی با دواپر نشان داده شده اند).



شکل ۳- نمودارهای XRD نمونه‌های کانسنگ: الف) نمونه شماره ۱؛ ب) نمونه شماره ۳؛ ج) نمونه شماره ۵؛ د) نمونه شماره ۶.



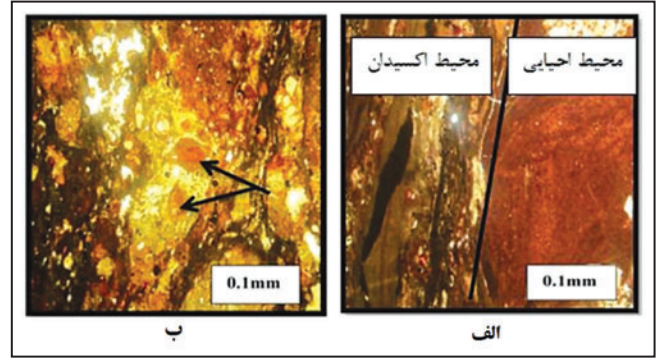
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های تشکیل دهنده کانسنگ: الف) دانه‌های کوارتز با بافت موزاییکی مشاهده شده همراه با سریست؛ ب) کلسیت؛ پ) هماتیت و مگنتیت؛ ت) پیریت؛ ث) روتیل (یا آتاناز) و برترین؛ ج) دیاسپور (تصاویر در نور بازتابی و در حالت XPL گرفته شده است).



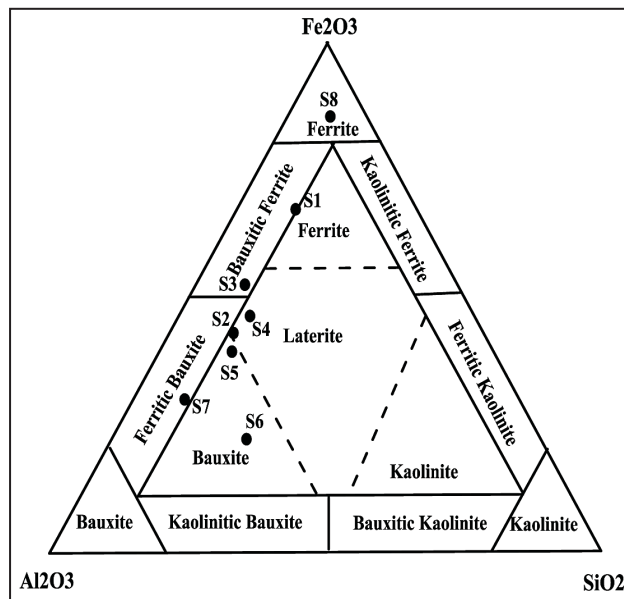
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی بافت‌های کانسنگ: الف) بافت دانه پراکنده؛ ب) بافت پرکننده فضای خالی به صورت پراکنده؛ پ) پرکننده فضای خالی به صورت رگچه‌های با ستبرای متغیر؛ ت) بافت جانشینی؛ ث) بافت سوزنی؛ ج) بافت اسفنجی؛ چ) بافت کاتاکلاستیک؛ ح) بافت جریان (تصاویر در نور بازتابی و در حالت XPL گرفته شده است).



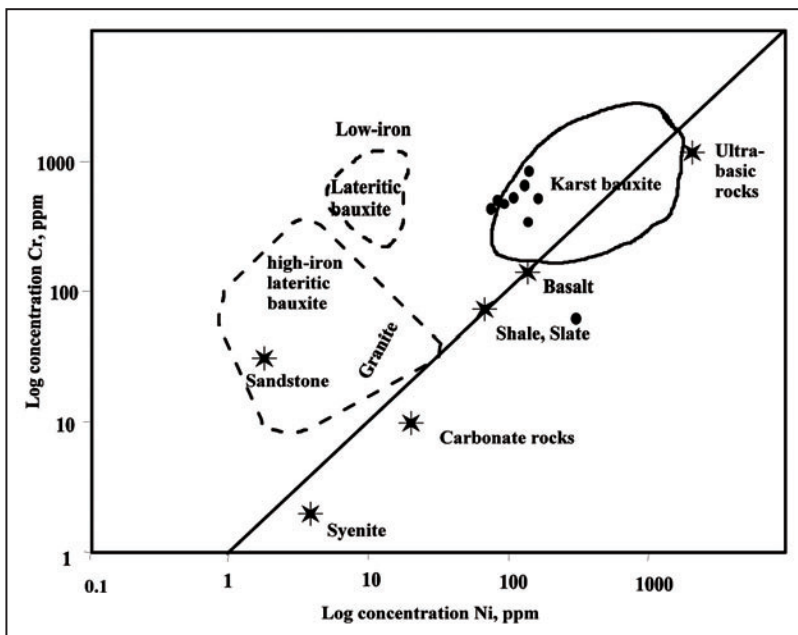
شکل ۷- مرز مشخص میان رخنمون‌های کانسنگ با سنگ بستر: الف) سوی دید به سوی شمال باختر؛ ب) دید به سوی باختر.



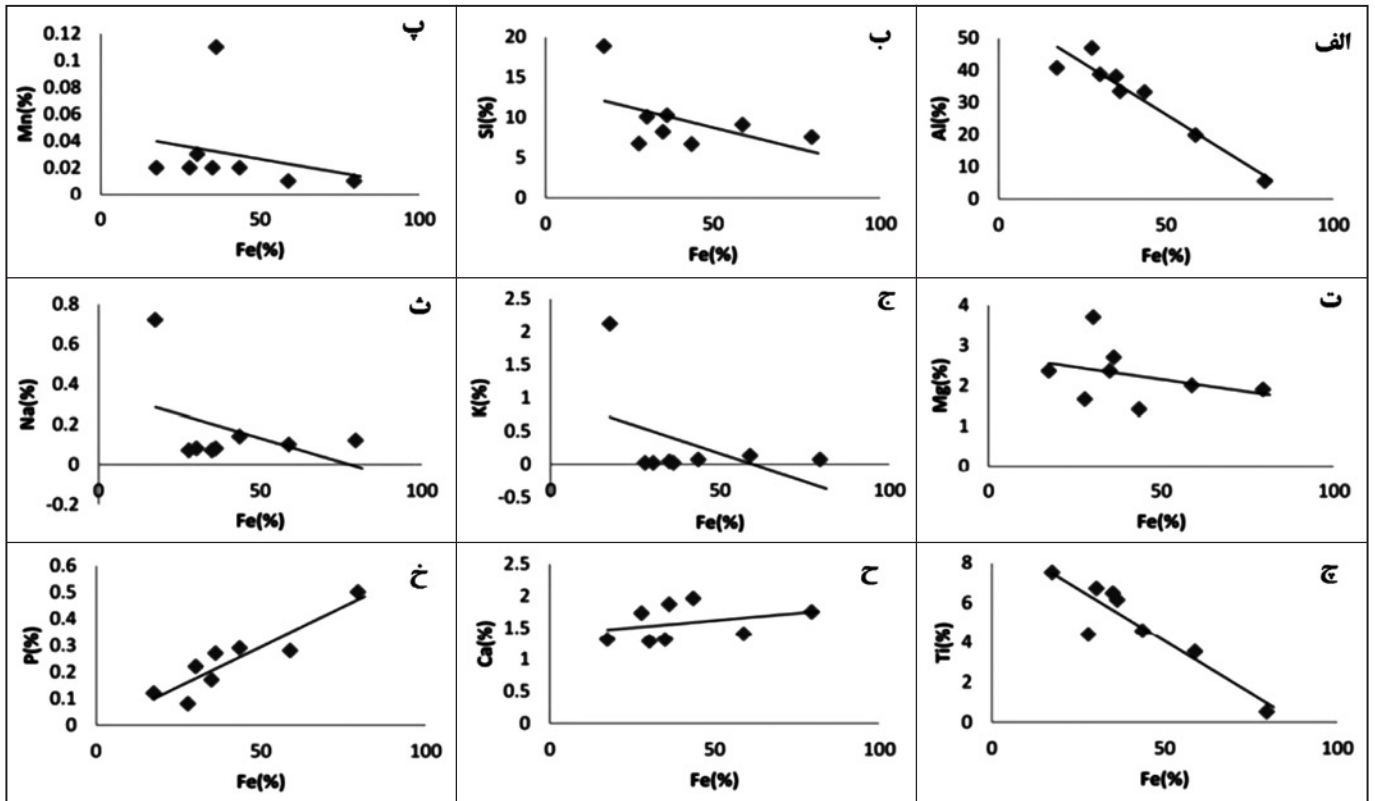
شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی کانسنگ: الف) مرز میان محیط اکسیدان و احیا؛ ب) همگن بودن کلویدهای اولیه (تصاویر در نور بازتابی و در حالت XPL گرفته شده‌است).



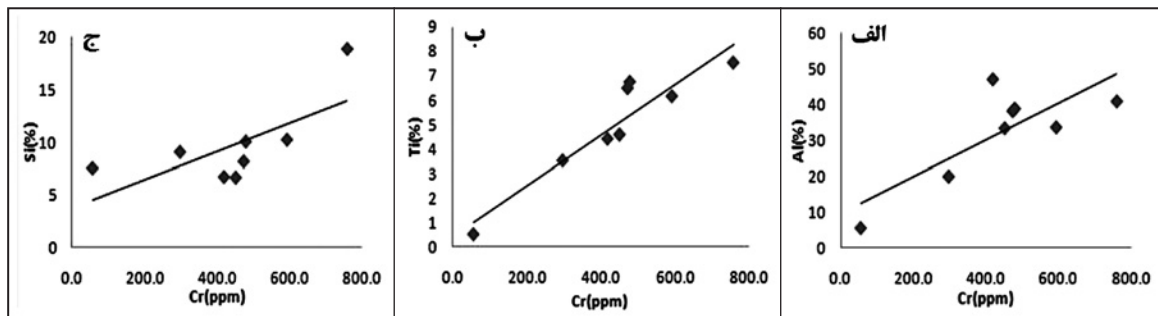
شکل ۸- موقعیت نمونه کانسنگ‌های لاتریت بوکسیتی در نگاره سه متغیره $Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2$ (Aleva, 1994)



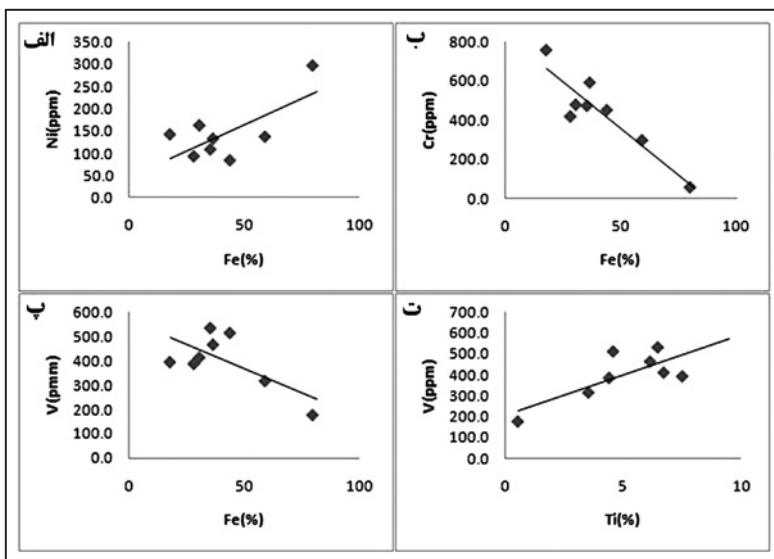
شکل ۹- موقعیت بوکسیت‌های کارستی و لاتریتی و سنگ‌های مادر مختلف آنها بر اساس نسبت Cr/Ni (Schroll & Sauer, 1968).



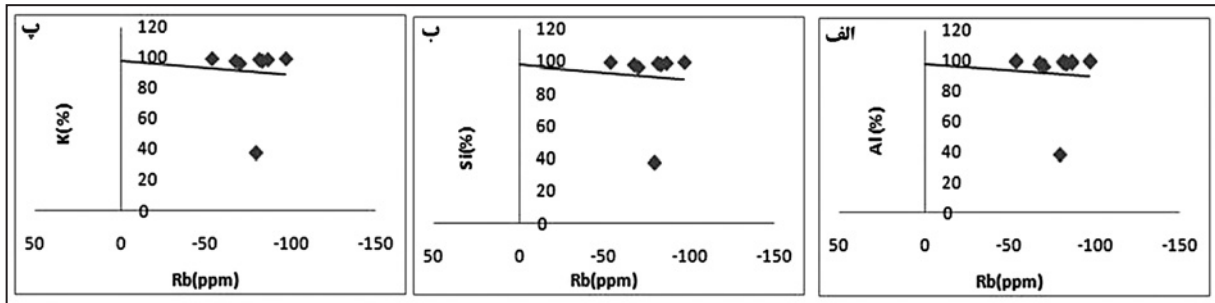
شکل ۱۰- همبستگی میان درصد وزنی آهن با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.



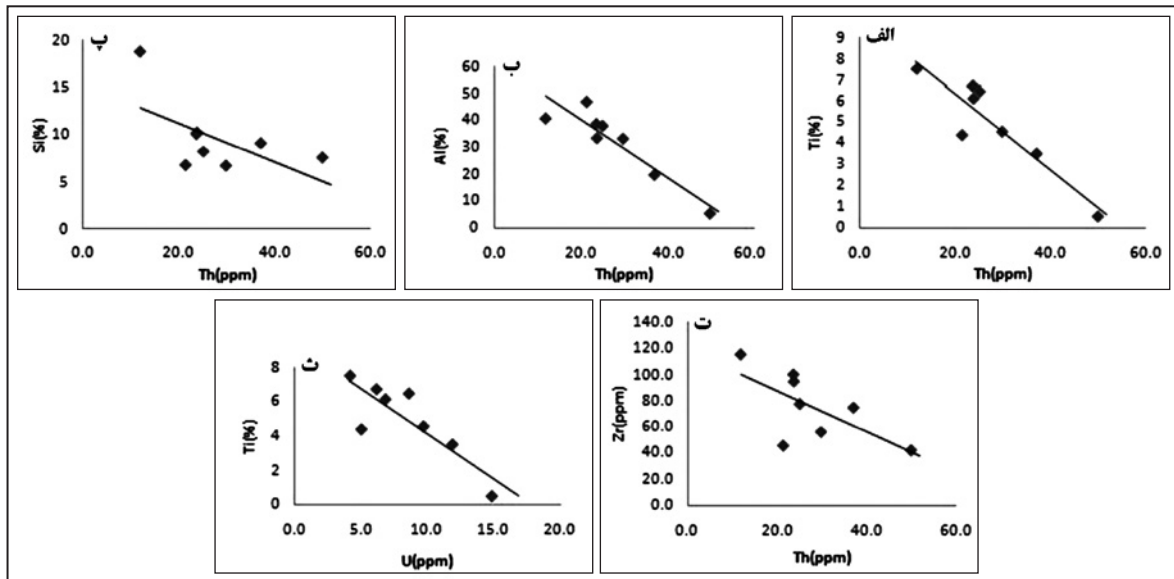
شکل ۱۱- همبستگی میان Cr با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.



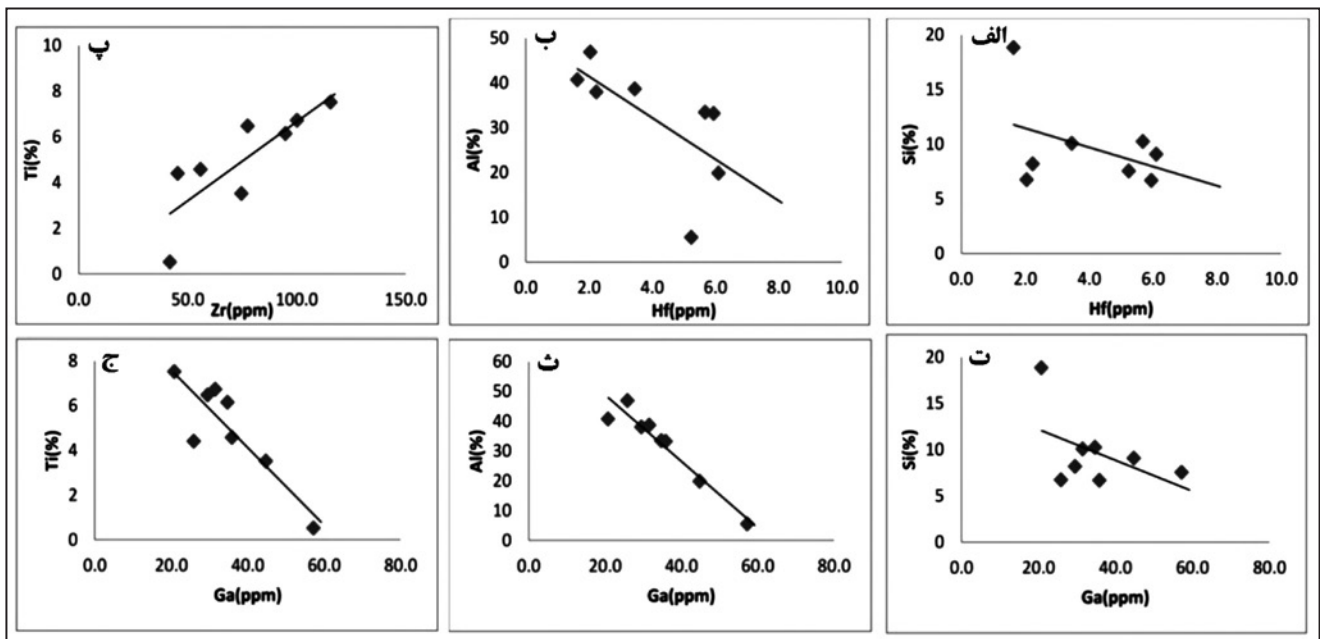
شکل ۱۲- همبستگی میان عناصر جزئی واسطه با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.



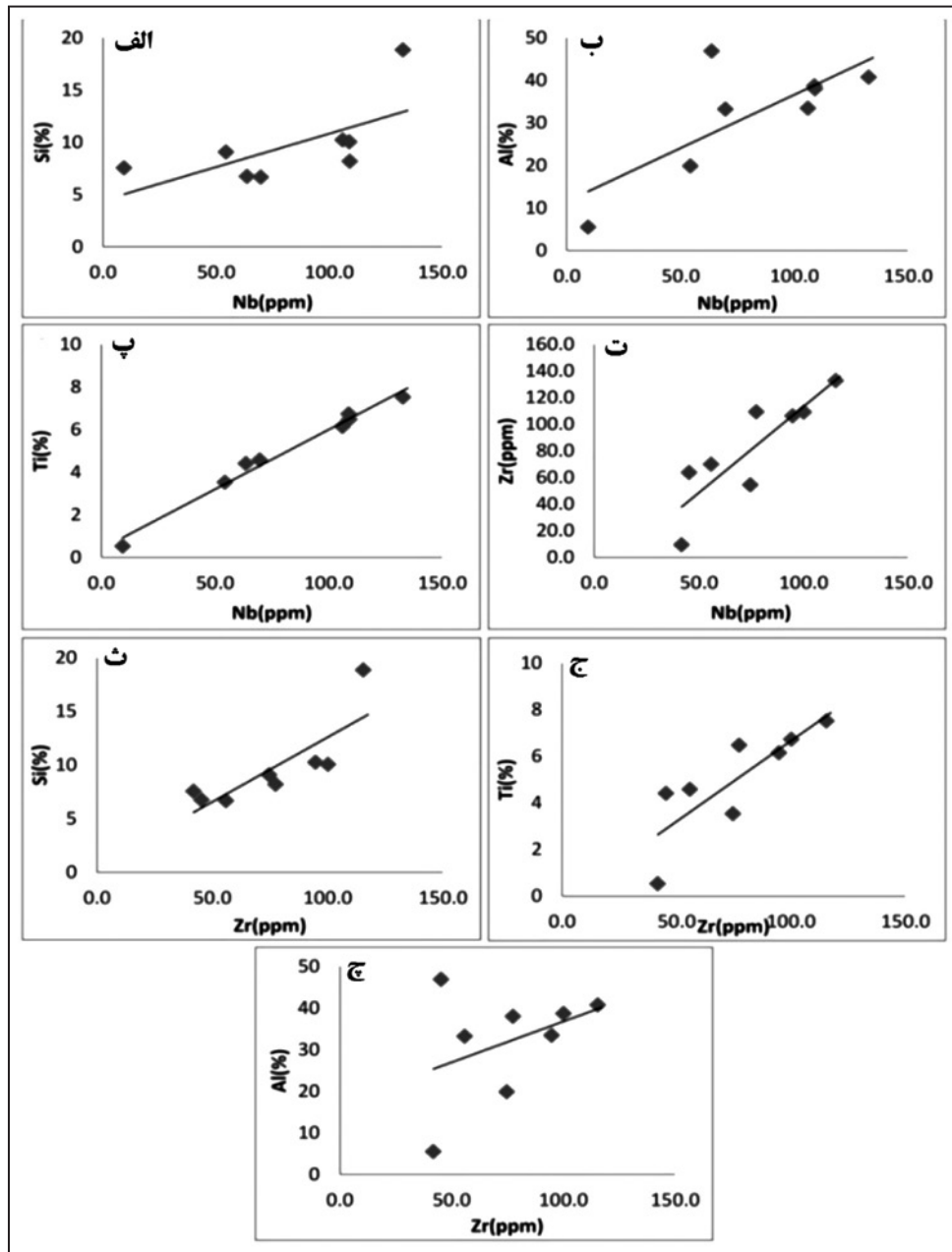
شکل ۱۳- همبستگی میان عناصر Rb با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۱۴- همبستگی میان Th با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.

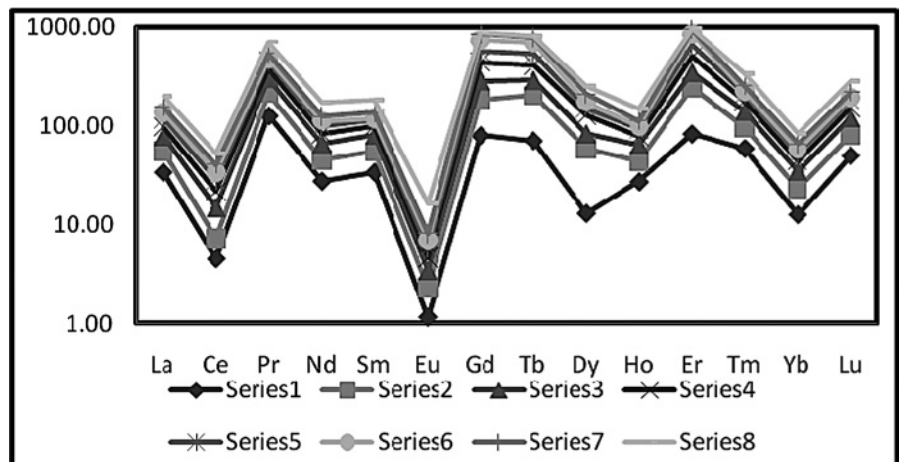


شکل ۱۵- همبستگی میان Hf و Ga با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۱۶- همبستگی میان Nb و Zr با اکسیدهای اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه.

شکل ۱۷- الگوی عناصر خاکی کمیاب برای نیمرخ‌های مطالعه شده بهنجارشده شده نسبت به کندریت (Taylor & McLennan, 1985).



جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی، فرعی، جزئی و خاکی کمیاب.

نمونه	S ₁	S ₂	S ₃	S ₄	S ₅	S ₆	S ₇	S ₈	میانگین
Major and Minor elements (in percent)									
SiO ₂	۹/۰۷	۸/۱۸	۶/۶۷	۱۰/۲۳	۱۰/۰۵	۱۸/۸۳	۶/۷۳	۷/۵۴	۹/۶۶
Al ₂ O ₃	۱۹/۸۲	۳۷/۹۸	۳۳/۱۸	۳۳/۴۳	۳۸/۶۶	۴۰/۷۰	۴۶/۸۵	۵/۴۸	۳۲/۰۱
Fe ₂ O ₃	۵۸/۸۷	۳۵/۰۹	۴۳/۶۳	۳۶/۳۰	۳۰/۳۲	۱۷/۵۰	۲۷/۹۳	۷۹/۵۶	۴۱/۰۱
Ca ₂ O	۱/۴	۱/۳۱	۱/۹۶	۱/۸۷	۱/۲۸	۱/۳۱	۱/۷۳	۱/۷۵	۱/۵۷
MgO	۲/۰۰	۲/۳۶	۱/۴۱	۲/۷۰	۳/۷۰	۲/۳۶	۱/۶۶	۱/۹۰	۲/۰۱
TiO ₂	۳/۵۲	۶/۴۷	۴/۵۷	۶/۱۴	۶/۷۲	۷/۵۱	۴/۴	۰/۵۲	۴/۹۱
P ₂ O ₅	۰/۲۸	۰/۱۷	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۲	۰/۱۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۲۴
MnO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳
Na ₂ O	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۰۸	۰/۷۲	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۵
K ₂ O	۰/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۲	۲/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۳۴
L.O.I	۴/۶۶	۸/۱۷	۷/۲۶	۸/۶۱	۸/۵۸	۸/۲۹	۱۰/۰۲	۲/۳۵	۷/۲۴
Transition trace elements (in ppm)									
Co	۸۲/۸	۸۱/۶	۷۵/۶	۱۲۴/۹	۹۳/۵	۷۶/۹	۷۸/۹	۱۶۱/۲	۹۶/۹۲
Cr	۲۹۶/۹	۴۷۲/۳	۴۵۰/۳	۵۹۱/۶	۴۷۸/۰	۷۵۷/۵	۴۱۸/۰	۵۵/۹	۴۴۰/۰۶
Ni	۱۳۶/۸	۱۰۸/۳	۸۳/۹	۱۳۲/۲	۱۶۲/۰	۱۴۱/۹	۹۲/۸	۲۹۶/۰	۱۴۴/۲۳
V	۳۱۶/۳	۵۳۳/۲	۵۱۳/۳	۴۵۶/۲	۴۱۲/۳	۳۹۳/۹	۳۸۶/۹	۱۷۷/۱	۴۵۷/۹۲
Large ion lithophile elements (in ppm)									
Rb	۳۹۵/۸	۶۰۸/۵	۵۲۳/۹	۳۳۷/۲	۷۶۸/۱	۳۹۳/۳	۶۲۰/۰	۳۸۳/۳	۴۵۸/۷۶
Ba	۳۶/۵	۴۸/۷	۳۶/۵	۳۲۱/۲	۳۲/۵	۸۱۹/۵	۳۵/۲	۶۸/۰	۱۷۴/۷۶
Sr	۲۳/۳	۲۷/۶	۳۷/۴	۱۸/۸	۱۸/۳	۲۵۹/۶	۲۳/۵	۴۶/۰	۵۶/۸۱
Th	۳۶/۹	۲۴/۹	۲۹/۶	۲۳/۶	۲۳/۵	۱۱/۸	۲۱/۳	۴۹/۷	۲۷/۶۶
U	۱۱/۸	۸/۶	۹/۶	۶/۸	۶/۱	۴/۱	۵/۰	۱۴/۸	۸/۳۵
High field strength elements (in ppm)									
Y(ppm)	۲/۱	۱/۰	۱/۱	۱/۴	۰/۴	۱/۵	۰/۴	۸/۰	۱/۹۸
Zr	۷۴/۷	۷۷/۵	۵۵/۹	۹۴/۸	۱۰۰/۲	۱۱۵/۵	۴۵/۴	۴۱/۸	۷۵/۷۲
Ga	۴۴/۸	۲۹/۵	۳۵/۹	۳۴/۷	۳۱/۵	۲۰/۸	۲۵/۹	۵۷/۲	۳۴/۹۳
Hf	۶/۱	۲/۲	۵/۹	۵/۷	۳/۵	۱/۶	۲/۰	۵/۲	۴/۰۱
Nb	۵۴/۴	۱۰۹/۱	۶۹/۸	۱۰۶/۱	۱۰۸/۹	۱۳۲/۷	۶۳/۷	۹/۴	۸۱/۷۶
Rare earth elements (in ppm)									
La(ppm)	۱۲/۴	۷/۹	۸/۳	۷/۲	۷/۶	۷/۱	۶/۵	۱۵/۷	۹/۰۸
Ce	۴/۳	۲/۶	۷/۲	۶/۴	۶/۷	۵/۰	۶/۵	۱۱/۷	۶/۳
Pr	۱۷/۴	۱۱/۹	۱۲/۲	۱۱/۲	۸/۷	۴/۱	۸/۴	۲۳/۴	۱۲/۱۶
Nd	۱۹/۵	۱۲/۷	۱۴/۸	۱۲/۱	۱۱/۰	۱۰/۱	۸/۴	۳۳/۱	۱۵/۲۱
Sm	۷/۸	۴/۸	۶/۰	۴/۵	۳/۴	۰/۵	۴/۴	۱۱/۴	۵/۳۵
Eu	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۷	۰/۱۷
Gd	۲۴/۵	۳۱/۱	۳۱/۶	۴۸/۳	۳۹/۱	۵۱/۵	۳۴/۱	۷/۵	۳۳/۴۶
Tb	۴/۱	۷/۷	۴/۹	۷/۰	۷/۵	۹/۴	۴/۶	۱/۱	۵/۷۸
Dy	۴/۹	۱۷/۵	۹/۱	۱۷/۸	۸/۳	۸/۹	۱۳/۸	۱۵/۲	۲۸/۱۸
Ho	۲/۳	۱/۴	۱/۷	۱/۳	۱/۲	۶/۰	۱/۱	۳/۲	۱/۶
Er	۲۰/۷	۴۰/۳	۲۵/۴	۳۸/۴	۳۸/۹	۴۹/۱	۲۳/۴	۳/۷	۲۹/۹۸
Tm	۲/۱	۱/۳	۱/۶	۱/۳	۱/۲	۰/۵	۱/۱	۲/۸	۱/۲۵
Yb	۳/۱	۲/۶	۲/۹	۲/۴	۲/۰	۱/۳	۱/۹	۴/۲	۲/۵۵
Lu	۱/۹	۱/۲	۱/۵	۱/۲	۱/۱	۰/۵	۱/۰	۲/۵	۱/۳۶
La.Lu	۰/۶۵	۶/۵۹	۵/۵۳	۶/۰۰	۶/۹۰	۱۴/۲۰	۶/۵۰	۶/۲۸	۹/۳۷
ΣREE	۱۲۵/۱	۱۴۵/۱	۱۳۰/۳	۱۶۳/۴	۱۴۱/۸	۱۴۸/۷	۱۱۵/۳	۱۳۶/۲۰	۱۰۵/۱۲
LREE	۸۶/۰۰	۷۱/۱۰	۸۰/۲۰	۸۹/۸۰	۷۶/۳۰	۷۸/۴۰	۶۸/۴۰	۱۰۳/۵۰	۸۱/۷۱
HREE	۳۹/۱۰	۷۲/۰۰	۴۷/۱۰	۶۹/۶۰	۶۰/۲۰	۷۰/۳۰	۴۶/۹۰	۳۲/۷۰	۵۴/۷۳
Eu.Eu*	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۲/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۲۳	۳/۱۵
Ce.Ce*	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۰۱	۰/۲۱	۰/۱۴	۴/۵
La _N .Yb _N	۲/۷۰	۲/۰۵	۱/۹۳	۲/۰۲	۲/۵۶	۳/۷۰	۲/۳۱	۲/۵۲	۲/۴۷
(LREE.HREE) _N	۲/۵۴	۱/۱۶	۲/۰۱	۱/۵۴	۱/۵۵	۱/۲۷	۱/۶۶	۱/۶۲	۱/۶۰

جدول ۲- ضرایب همبستگی میان عناصر مختلف.

	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Ti	P	Mn	Ni	K	Co	Cr	Ni	V	Pb	Ba	Sr	Th	U	Y	Zr	Ga	Hf	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu			
Si	1.00																																								
Al	0.25	1.00																																							
Fe	-0.51	-0.96	1.00																																						
Ca	-0.50	-0.20	0.32	1.00																																					
Mg	0.34	0.22	-0.34	-0.56	1.00																																				
Ti	0.57	0.82	-0.92	-0.46	0.54	1.00																																			
P	-0.35	-0.93	0.91	0.39	-0.13	-0.76	1.00																																		
Mn	0.09	0.19	-0.24	0.36	0.37	0.35	-0.02	1.00																																	
Ni	0.92	0.20	-0.42	-0.33	0.00	0.39	-0.30	-0.16	1.00																																
K	0.93	0.23	-0.45	-0.39	0.03	0.43	-0.36	-0.15	1.00	1.00																															
Co	-0.19	-0.73	0.68	0.36	0.09	-0.61	0.80	0.28	-0.24	-0.27	1.00																														
Cr	0.69	0.79	-0.91	-0.25	0.33	0.93	-0.74	0.41	0.58	0.60	-0.57	1.00																													
Ni	0.03	-0.79	0.69	-0.02	0.14	-0.62	0.77	-0.15	0.02	-0.01	0.86	-0.62	1.00																												
V	0.00	0.73	-0.68	0.00	0.13	0.75	-0.58	0.34	-0.05	-0.04	-0.63	0.68	-0.84	1.00																											
Pb	-0.30	0.53	-0.39	-0.34	0.38	0.32	-0.42	-0.29	-0.33	-0.32	-0.42	0.06	-0.30	0.36	1.00																										
Ba	0.94	0.25	-0.49	-0.22	0.13	0.50	-0.31	0.22	0.92	0.93	-0.10	0.70	-0.01	0.04	-0.47	1.00																									
Sr	0.91	0.19	-0.41	-0.34	-0.01	0.37	-0.30	-0.18	1.00	0.99	-0.21	0.55	0.05	-0.07	-0.33	0.92	1.00																								
Th	-0.59	-0.92	0.99	0.31	-0.31	-0.92	0.90	-0.27	-0.50	-0.53	0.66	-0.95	0.68	-0.65	-0.27	-0.58	-0.49	1.00																							
U	-0.50	-0.93	0.98	0.25	-0.36	-0.85	0.88	-0.31	-0.40	-0.44	0.57	-0.87	0.61	-0.55	-0.35	-0.50	-0.39	0.97	1.00																						
Y	-0.14	-0.89	0.84	0.23	-0.25	-0.81	0.85	-0.22	-0.03	-0.06	0.84	-0.73	0.91	-0.81	-0.50	-0.07	0.01	0.81	0.78	1.00																					
Zr	0.82	0.40	-0.62	-0.59	0.71	0.82	-0.40	0.37	0.56	0.59	-0.27	0.78	-0.19	0.34	-0.02	0.68	0.53	-0.66	-0.59	0.45	1.00																				
Ga	-0.48	-0.96	0.99	0.32	-0.23	-0.88	0.94	-0.15	-0.44	-0.47	0.74	-0.89	0.73	-0.68	-0.38	-0.47	-0.43	0.98	0.95	0.83	0.55	1.00																			
Hf	-0.42	-0.67	0.69	0.55	-0.20	-0.53	0.74	0.25	-0.46	-0.48	0.41	-0.47	0.22	-0.21	-0.45	-0.38	-0.48	0.66	0.68	0.36	-0.29	0.74	1.00																		
Nb	0.64	0.75	-0.88	-0.47	0.56	0.99	-0.70	0.38	0.46	0.49	-0.53	0.94	-0.54	0.71	0.23	0.58	0.44	-0.50	-0.81	-0.73	0.87	-0.84	-0.52	1.00																	
La	-0.27	-0.97	0.95	0.09	-0.27	-0.86	0.86	-0.39	-0.18	-0.21	0.65	-0.85	0.80	-0.81	-0.42	-0.30	-0.17	0.93	0.93	0.89	0.75	-0.51	0.65	0.39	-0.68	0.57	1.00														
Ce	-0.27	-0.60	0.61	0.56	-0.17	-0.71	0.73	-0.03	-0.14	-0.20	0.78	-0.60	0.74	-0.66	-0.20	-0.17	-0.13	0.62	0.48	0.75	-0.51	0.65	0.39	-0.68	0.57	1.00															
Pr	-0.56	-0.93	0.99	0.29	-0.32	-0.89	0.89	-0.21	-0.49	-0.52	0.68	-0.92	0.67	-0.63	-0.36	-0.54	-0.48	0.99	0.97	0.82	-0.63	0.98	0.66	-0.86	0.93	0.55	1.00														
Nd	-0.30	-0.97	0.96	0.23	-0.28	-0.87	0.92	-0.29	-0.19	-0.23	0.76	-0.84	0.84	-0.76	-0.44	-0.28	-0.17	0.94	0.93	0.95	0.95	-0.51	0.94	0.54	-0.81	0.97	0.88	0.93	1.00												
Sm	-0.66	-0.88	0.98	0.40	-0.41	-0.94	0.85	-0.25	-0.55	-0.58	0.65	-0.96	0.61	-0.62	-0.29	-0.61	-0.53	0.99	0.95	0.79	-0.75	0.96	0.65	-0.93	0.89	0.61	0.98	0.90	1.00												
Eu	-0.22	-0.81	0.79	0.25	-0.20	-0.80	0.81	-0.25	-0.10	-0.13	0.85	-0.76	0.92	-0.79	-0.32	-0.16	-0.05	0.78	0.72	0.97	-0.51	0.78	0.25	-0.73	0.88	0.83	0.77	0.91	0.76	1.00											
Gd	0.64	0.78	-0.90	-0.19	0.42	0.91	-0.71	0.55	0.47	0.50	-0.49	0.97	-0.59	0.62	0.06	0.65	0.44	-0.93	-0.90	0.95	0.79	-0.75	0.96	0.65	-0.93	0.89	0.61	0.98	0.90	1.00											
Tb	0.67	0.74	-0.88	-0.50	0.55	0.99	-0.71	0.34	0.49	0.52	-0.54	0.94	-0.52	0.69	0.22	0.59	0.47	-0.89	-0.81	-0.71	0.87	-0.84	-0.54	1.00	-0.79	-0.69	-0.86	-0.80	-0.93	-0.72	0.90	1.00									
Dy	-0.75	0.03	0.03	0.33	-0.02	-0.04	0.08	0.48	-0.28	-0.28	0.48	-0.05	0.13	0.16	-0.10	-0.05	-0.24	0.03	0.00	0.20	-0.21	0.02	-0.17	0.00	-0.11	0.14	0.11	0.05	0.11	0.28	-0.03	-0.01	1.00								
Ho	-0.55	-0.94	1.00	0.30	-0.33	-0.92	0.90	-0.28	-0.46	-0.49	0.66	-0.93	0.68	-0.67	-0.33	-0.54	-0.44	1.00	0.98	0.82	-0.64	0.98	0.67	-0.89	0.95	0.60	0.99	0.95	0.99	0.78	-0.92	-0.89	0.01	1.00							
Er	0.66	0.75	-0.88	-0.48	0.54	0.99	-0.71	0.36	0.47	0.51	-0.54	0.94	-0.54	0.70	0.21	0.59	0.46	-0.90	-0.81	-0.72	0.87	-0.85	-0.53	1.00	-0.80	-0.70	-0.86	-0.81	-0.93	-0.73	0.90	1.00	0.00	-0.89	1.00						
Tm	-0.59	-0.92	0.99	0.34	-0.33	-0.91	0.90	-0.23	-0.51	-0.55	0.67	-0.94	0.65	-0.63	-0.31	-0.58	-0.50	1.00	0.97	0.80	-0.66	0.98	0.69	-0.89	0.92	0.61	0.99	0.93	0.99	0.76	-0.91	-0.89	0.05	1.00	-0.89	1.00					
Yb	-0.60	-0.91	0.98	0.37	-0.36	-0.87	0.90	-0.20	-0.50	-0.54	0.66	-0.89	0.61	-0.52	-0.33	-0.56	-0.49	0.98	0.98	0.79	-0.65	0.96	0.69	-0.84	0.89	0.56	0.98	0.92	0.98	0.75	-0.89	-0.84	0.15	0.98	-0.84	0.98	1.00				
Lu	-0.59	-0.93	0.99	0.34	-0.34	-0.91	0.90	-0.24	-0.51	-0.54	0.66	-0.94	0.65	-0.63	-0.31	-0.57	-0.49	1.00	0.98	0.80	-0.66	0.98	0.69	-0.89	0.92	0.59	0.99	0.93	0.99	0.76	-0.92	-0.89	0.05	1.00	-0.89	1.00	0.98	1.00			

کتابنگاری

آق‌ناباتی، ع.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مهاباد. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ مهاباد. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
 خسروی، م.، ۱۳۸۹- کانی‌شناسی و منشأ نهشته‌های بوکسیتی-لاتریتی درزی‌ولی، شرق بوکان، استان آذربایجان غربی، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه ارومیه، ۱۲۱.

References

- Aleva, G. J. J., 1994- Laterites: Concepts, geology, morphology and chemistry. ISIRC, Wageningen, the Netherlands, ISBN 90-6672-053-0.
- Balkay, B. & Bardossy, G. Y., 1967- Etude des processus elementaires de la laterisation sur laterites guineennes: Bulletin of Hungarian Geological Society, Budapest 97: 91-100.
- Bardossy, G., 1982- Karst bauxites: Bauxite deposits on carbonate rocks. Elsevier, Amsterdam, 441 pp.
- Braun, J. J., Pagel, M., Herbillon, A. & Rosin, C., 1993- Mobilization and redistribution of REEs and Th in a syenitic lateritic profile- a mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 4419-4434.
- Calagari, A. A. & Abedini, A., 2007- Geochemical investigations on Permo-Triassic bauxite deposit at Kanisheeteh, east of Bukan, Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 94: 1-18.
- Compton, S. J., White, A. R. & Smith, M., 2003- Rare earthelements behaviour in soils and salt pan sediments of a semiaridgranitic terrain in the Western Cape, South Africa. *Chemical Geology* 201: 239-255.
- Fernandez-Caliani, J. & Cantano, M., 2010- Intensive kaolinization during a lateritic weathering event in southwest Spain mineralogical and geochemical in ferences from a relict paleosol. *Catena* 80: 23-33.
- Karadag, M., Kupeli, S., Arik, F., Ayhan, A., Zedef, V. & Doyen, A., 2009- Rare earth elemen (REE) geochemistry and genetic implications of the Mortas bauxite deposit (Seydisehir/Konya-Southern Turkey). *Chemie der Erde-Geochemistry* 69: 143-159.
- Laskou, M. & Economou-Eliopoulos, M., 2007- The role of micro-organisms on the mineralogical and geochemical characteristics of the Parnassos-Ghiona bauxite deposits, Greece. *Journal of Geochemical Exploration* 93: 67-77.
- Lopez, J. M. G., Bauluz, B., Fernández-Nieto, C. & Oliete, A. Y., 2005- Factors controlling the trace element distribution in fine-grained rocks: The Albian kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain). *Chemical Geology* 214: 1-19.
- Mordberg, L. E., 1999- Geochemical evolution of a Devonian diaspora- crandallite- svanbergite bearing weathering Profile in the Middle Timan, Russia. *Journal of Geochemical Exploration* 66: 353-361.
- Nyakairu, G. W. A., Koeberl, C. & Kurzweil, H., 2001- The Buwambo kaolin deposit in Central Uganda: Mineralogical and chemical composition. *Geochemical Journal* 35: 45-256.
- Özlü, N., 1983- Trace element contents of karst bauxites and their parent rocks in the Mediterranean belt. *MineraliumDeposita* 18: 469-476.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, 352 pp.
- Schroll, E. & Sauer, D., 1968- Beitrag Zur Geochemie Von Titan, Chrom, Nickel, Cobalt, Vanadium and Molbdan in bauxiteschen gestermen und problem der stoffichen herkunft des Aluminium. *Travaux de ICSOBA* 5: 83-86.
- Taylor, S. R. & McLennan, S. M., 1985- The continental crust: its composition and evolution. Blackwell. Oxford, 312 p.
- Temur, S. & Kansun, G., 2006- Geology and petrography of the Masatdagdiasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 512-522.
- Wang, Q., Deng, J., Liu, X., Zhang, Q., Sun, S., Jiang, C. & Zhou, F., 2010- Discovery of the REE minerals and its geological significance in the Quyang bauxite deposit, West Guangxi, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 39(6): 701-712.
- White, A. F., Bullen, T. D., Schultz, M. S., Blum, A. E., Huntington, T. G. & Peters, N. E., 2001- Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(6): 847-869.