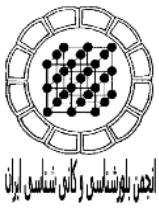
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۴۸۹ تا ۵۰۶



سنگ‌نگاری، زمین شیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نفوذی منطقه قره بلاغ در شمال هشترود، آذربایجان شرقی، شمال غرب ایران

مرضیه رضایی اقدم*[۱]، احمد جهانگیری[۱]، محسن موید[۱]، قهرمان سهرابی[۲]

۱- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۴/۲۶، نسخه نهایی: ۹۸/۸/۱۸)

چکیده: فعالیت‌های ماگمایی طی سنوزوئیک موجب جایگیری توده‌های نفوذی متعددی در پهنه البرز غربی- آذربایجان به‌ویژه در نوار بستان آباد - میانه شده است. این توده‌های نفوذی به سن الیگومیوسن شامل گرانیت قلیایی، گرانودیوریت و بیوتیت گرانیت، در سنگ-های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. بافت‌های دانه‌ای، گرافیکی و پرتیتی از مهمترین بافت‌های این سنگ‌ها هستند. بررسی-های زمین شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ ها هم‌خاستگاه بوده و سرشت ماگمایی آنها آهکی‌قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا، متاآلومین و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) مانند Cs, K, Rb, Th نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti, Zr, Nb و بی‌هنجاری منفی شاخص در Nb و Ti و همچنین غنی‌شدگی از عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREE) نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در پهنه ماگمایی بالای پهنه فرورانش است. ناهنجاری مثبت Pb و K نشان دهنده دخالت پوسته‌ای در تکامل ماگمای مادر آنهاست. هنگام بالا آمدن ماگما، فرایندهای هضم، آلایش پوسته‌ای و جدایش بلورین رخ داده است. نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی بیانگر قوس‌های آتشفشانی و محیط‌های اواخر برخورد تا بعد از تصادم در پهنه کمان بالغ در پوسته‌ی قاره‌ای با ستبرای کم (کمتر از ۴۵ کیلومتر) است. ماگمای اولیه از ذوب بخشی پریدوتیت های غنی شده گوه گوشته‌ای پدید آمده است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ نگاری؛ زمین شیمی؛ جایگاه زمین ساختی؛ قره بلاغ؛ توده‌های نفوذی.*

مقدمه

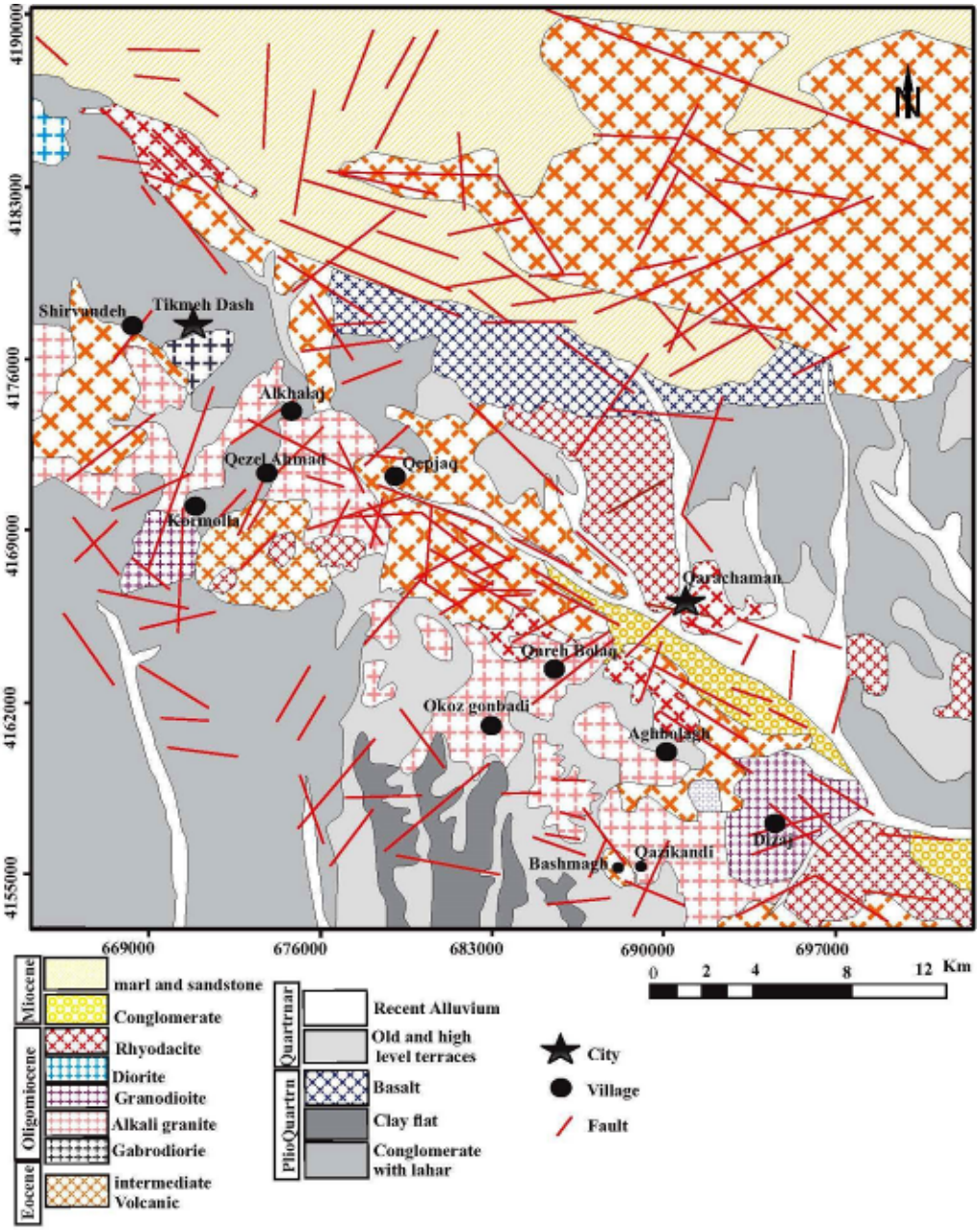
زون بستان آباد- قره چمن- هشترود-میانه به خاطر وجود توده‌های نفوذی متعدد (آلکالی گرانیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، مونزودیوریت، دیوریت و گابرو-دیوریت) و سنگ‌های ولکانیکی متنوع (حدواسط تا اسیدی) سنوزوئیک و پتانسیل‌های معدنی متنوع و چشمگیر از جمله کانه‌زایی عناصر فلزی (مس، طلا، مولیبدن، سرب، روی و آهن) در اطراف توده‌های نفوذی مورد توجه زمین‌شناسان بوده است. شرکت‌ها و افراد مختلفی مطالعاتی در خصوص کانه‌زایی، تکتونیک، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی منطقه انجام داده‌اند که از آن جمله می‌توان به [۱-۷] اشاره کرد. [۱] عنوان نمودند که توده‌های گرانیتوئیدی منطقه در بین سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی ائوسن رخنمون دارند و به الیگوسن نسبت داده شده‌اند. [۲] در نقشه ماگمایی ایران با مقیاس یک میلیونیم، زمان نفوذ گرانیتوئیدهای بستان آباد- میانه را به الیگوسن نسبت داده‌اند و ترکیب آنها را در حد گرانیت- گرانودیوریت و مونزونیت با ماهیت آهکی قلیایی معرفی نموده‌اند. [۳] توده‌های نفوذی جنوب بستان آباد را از انواع کوارتزمونزودیوریت،

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۱۸۱۵۶۰، پست الکترونیکی: mrezaeiaghdam@pnu.ac.ir

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]



شکل ۱ نقشه ساده شده از منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ بستان آباد [۱]، هشترود [۱۱] و قره چمن [۱۲].

کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت، سینوگرانیت و الکالی گرانیت با سن ائوسن- الیگوسن و از نوع I با ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا معرفی نمودند. گرانیتوئیدهای پهنه ماگمایی البرز- آذربایجان از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختی، شیمی عنصرهای اصلی، سرشت انکلاوها، دارا بودن کانی های فرعی و رده بندی زایشی بررسی شده‌اند [۸-۱۰]. در این تحقیق سنگ نگاری، ویژگیهای زمین شیمیایی، جایگاه تکتونیکی و فرآیندهای موثر بر شکل‌گیری توده‌های نفوذی منطقه قره بلاغ مطالعه شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

نوار آتشفشانی‌نفوذی بستان آباد- هشترود- میانه بخشی از پهنه آذربایجان-البرز است که در مرز بین گسل بزقوش در شمال و گسل سراسکند در جنوب غرب قرار دارد. گسل تبریز مهمترین رخداد زمین‌ساختی این منطقه، در شکل‌گیری برخی فعالیت‌های آذرین نقش اساسی دارد. بر اساس نقشه‌های زمین- شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد [۱]، هشترود [۱۱] و قره چمن [۱۲]، مهمترین واحدهای زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (شکل ۱) شامل سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، توده‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

نفوذی و گنبدهای شبه‌آتشفشانی الیگوسن- میوسن، تناوبی از ماسه سنگ و مارن‌های میوسن و واحدهای آذرآواری پلیوسن- پلئیستوسن وابسته به آتشفشان سهند هستند. واحدهای آتشفشانی ائوسن توسط انواع توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی قطع شده و هر دو مجموعه بیشتر توسط واحدهای آذرآواری پلیوسن-پلئیستوسن پوشیده شده‌اند. از این رو، توده‌های نفوذی به الیگوسن نسبت داده می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در اصل شامل آندزیت، لاتیت پورفیری با بلورهای درشت پلاژیوکلاز شکل‌دار هستند. بیشتر پهنه‌های دگرسانی و کانه‌زایی فلزی (مس، طلا، سرب، روی و مولیبدن) محور بستان آباد- میانه، با استوک‌های کوچک تا بزرگ توده‌های گرانیتوئیدی منطبق است. بطورکلی، توده‌های نفوذی این محور از بازی تا اسیدی متغیر است. توده‌های نفوذی بازی این نوار شامل گابرودیوریت و مونزودیوریت و انواع حدواسط شامل مونزوگرانیت، بیوتیت گرانیت و گرانودیوریت و توده‌های اسیدی شامل گرانیت قلیایی و آپلیت هستند (شکل ۲). درونبوم‌های مافیک گرد و بیضوی‌شکل با مرز مشخص در گرانیتوئیدهای حدواسط دیده می‌شوند.

توده‌های نفوذی دیوریتی و گابرودیوریتی در جنوب تیکمه داش و توده‌های گرانیتوئیدی حدواسط همراه با درونبوم‌ها بیشتر در جنوب‌شرقی قره چمن و جنوب تیکمه داش و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت قلیایی و آپلیتی ریزدانه اغلب در شمال هشترود رخنمون دارند.

روش بررسی

برای بررسی توده‌های نفوذی منطقه، طی بازدید صحرایی، تعداد ۲۱ نمونه از سنگ‌های سالم انتخاب و به روش طیف-سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) و طیف-سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) در آزمایشگاه زرآزما تجزیه شدند. نمودارهای مختلف زمین‌شیمیایی و زمین‌ساختی توسط نرم افزارهای GCDkit و اِکسل رسم و تحلیل شدند.

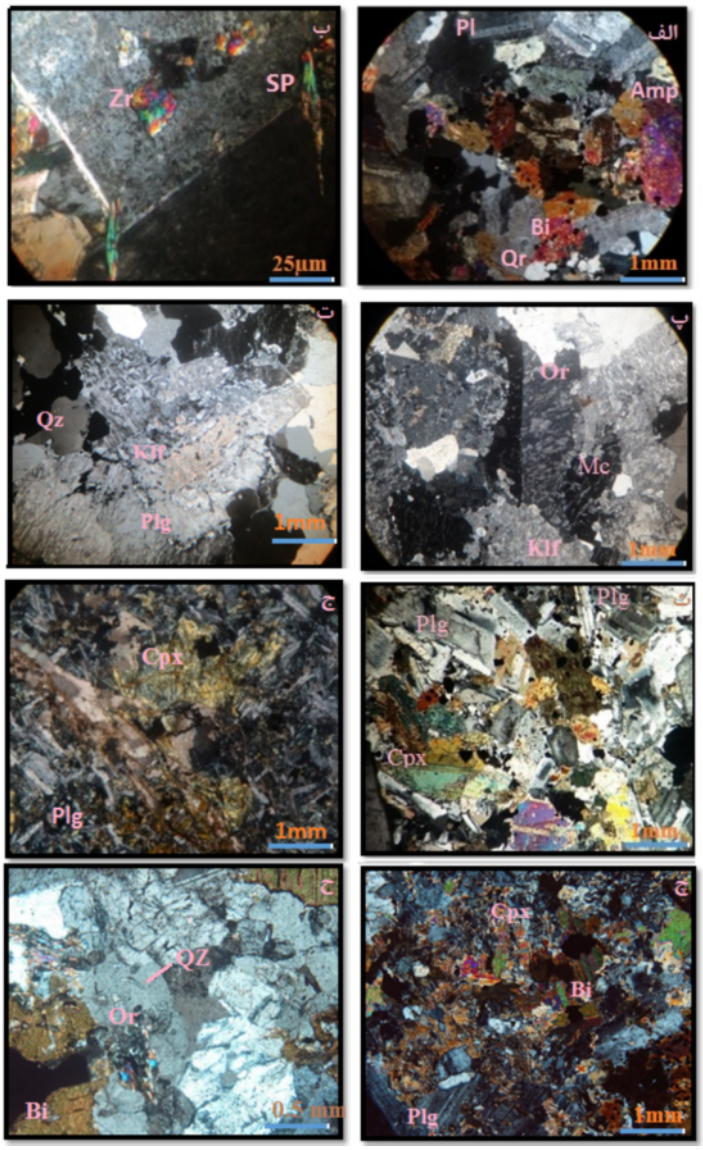
سنگ نگاری

گرانودیوریت: دارای بافت تمام‌بلورین دانه‌ای هستند. کانی‌های اصلی گرانودیوریت شامل حدود ۳۵-۳۰ درصد پلاژیوکلاز، حدود ۳۰-۲۵ درصد پتاسیم فلدسپار، حدود ۱۵-۱۰ درصد کوارتز، ۱۰ درصد بیوتیت و حدود ۱۵ درصد حجمی سنگ آمفیبول هستند. بافت عمومی این سنگ‌ها نیمه‌خودریخت دانه‌ای و خال‌خال است. بیوتیت‌ها به رنگ قرمز و قهوه‌ای هستند که گاهی به کلریت تجزیه شده‌اند و به این خاطر به رنگ سبز دیده می‌شوند. کانی‌های فرعی این توده شامل آپاتیت، اسفن و زیرکن هستند. زیرکن نسبت به کانی‌های فرعی دیگر فراوانتر است (شکل‌های ۳ الف و ب).

گرانیت قلیایی: بافت‌های گرانیت‌های قلیایی، فلسیتی، پرتیتی، نیمه‌خودریخت دانه‌ای، خال‌خال، راپاکیوی و گرافیکی است. کانی‌های اصلی گرانیت‌های قلیایی شامل کوارتز با فراوانی ۵۰-۴۵ درصد و پتاسیم فلدسپار با فراوانی ۴۵-۴۰ درصد است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر کمتر از ۳ درصد و پلاژیوکلاز ۵-۲ درصد است. گاهی کوارتز بصورت همرشدی با پتاسیم فلدسپار بافت گرافیکی را بوجود آورده است (شکل ۳ پ). پیرامون برخی ارتوزها پلاژیوکلاز قرار دارد که بافت راپاکیوی را بوجود آورده است (شکل ۳ ت). تفاوت بارز گرانیت قلیایی نسبت به گرانودیوریت دارا بودن بلورهای کوچکتر و مقادیر بیشتر کانی‌های فلدسپار پتاسیم و کوارتز و مقادیر کم کانی‌های فرومنیزین است. **گابرودیوریت:** در گابرودیوریت‌های جنوب تیکمه داش کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیمی و کلینوپیروکسن به ترتیب بیشترین فراوانی را دارند. کمی الیوین و کانی‌های کدر نیز در ترکیب سنگ حضور دارند. بافت اصلی در بررسی میکروسکوپی بیشتر بافت‌های نیمه-خودریخت دانه‌ای، پوست‌ماری و نیمه‌پوست‌ماری است. در مقاطع نازک، پلاژیوکلازها اغلب بصورت شکلدار تا نیمه شکلدار با ۴۵-۴۰ درصد حجمی و گاهی با منطقه‌بندی ترکیبی دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). اندازه پلاژیوکلازها حدود ۱ میلی‌متر بوده و ترکیب شیمیایی آنها بر حسب زاویه خاموشی و روش میشل لوی (پیرامون ۵۵ درجه) لابرادوریت تعیین شده است. برخی از پلاژیوکلازها دارای میانبارهایی از سوزن‌های آپاتیت، اسفن و زیرکن هستند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد با اندازه بیش از ۲ میلی‌متر به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و اغلب منطقه‌بندی و ماکل دوقلویی نشان می‌دهند (شکل ۳ ث). بیوتیت‌ها بعنوان کانی فرعی در مقاطع نازک به رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ تا پررنگ با حجم کمتر از ۵ درصد دیده می-شوند. آمفیبول نیمه شکلدار از دیگر کانی‌های فرعی مافیک است که کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول‌ها اغلب بصورت پرکننده کنار میکاها و کانی‌های مافیک دیده می‌شوند. الیوین شکلدار با فراوانی کمتر از ۵ درصد حجمی از دیگر کانی‌های فرعی گابرودیوریت‌ها محسوب می‌شود.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

شکل ۲ الف- گرانیت قلیایی که گرانودیوریت را قطع کرده است (شرق روستای دیزج) ب- تصویر نمونه دستی از گرانودیوریت.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی توده‌های نفوذی منطقه: الف-گرانودیوریت شامل بلورهای پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، کوارتز، بیوتیت و به مقدار کم آمفیبول با بافت دانه‌ای و خال‌خال (پیرامون روستای دیزج)، ب- تشکیل زیرکن و اسفن در فلدسپار قلیایی در متن گرانودیوریت، پ- بافت گرافیکی و همرشدی پرتیتی در گرانیت قلیایی، ت- بافت راپاکیو و پرتیتی در گرانیت قلیایی، ث- بافت‌های دانه‌ای، پوستماری و نیمه‌پوستماری و پیروکسن با منطقه بندی دوقلویی در گابرو دیوریت جنوب تیکمه داش، ج- بافت نیمه‌پوستماری و میان‌دانه‌ای، تبدیل پیروکسن به آمفیبول و کلریت، تبدیل برخی پلاژیوکلازها به اپیدوت از محل شکستگی‌ها، قطع شدن سنگ توسط رگچه ثانویه کلسیت در دایک دیابازی، چ- بافت ریزدانه‌ای و نهان‌دانه‌ای پورفیری در درونبوم مونزودیوریتی و ح- بافت گرافیکی در درونبوم مونزونیتی.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

دایک‌های دیابازی: در دایک‌های دیابازی، بافت سنگ نهان‌دانه پورفیری، پوست‌ماری و نیمه‌پوست‌ماری و ریزدانه‌ای است. در بعضی موارد، کلینوپیروکسن‌ها به کلسیت و آمفیبول تبدیل شده‌اند. آمفیبول‌ها نیز در حال تبدیل به کلریت هستند. گاهی کانی‌های رسی و رگچه‌های ثانویه کلسیتی کانی‌های اولیه را قطع نموده‌اند. دایک‌های دیابازی دارای زمینه دانه‌ریزتر با پلاژیوکلاز فراوان هستند که دستخوش اپیدوتی شدن گردیده‌اند. از کانی‌های اصلی می‌توان به پلاژیوکلاز با فراوانی ۴۵-۴۰ درصد، پیروکسن با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد و آمفیبول ۲۰-۱۰ درصد حجمی سنگ اشاره نمود (شکل ۳ ج).

درونبوم‌ها

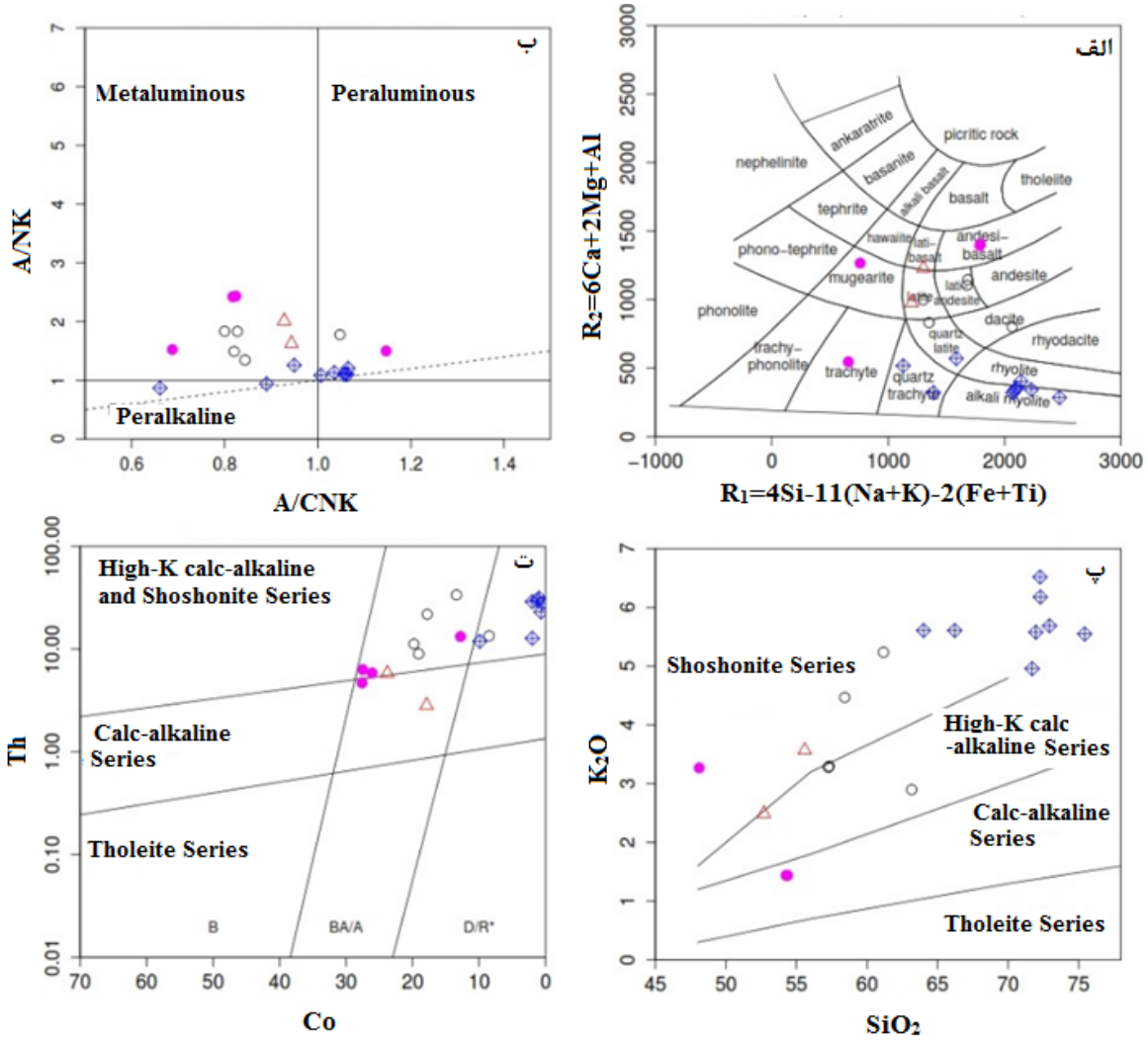
درونبوم‌ها دارای مرز مشخصی با گرانودیوریت‌های میزبان خود بوده و بیشتر بصورت گرد و بیضوی شکل حدود ۵-۳ سانتیمتر هستند. با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی و ترکیب شیمیایی، درونبوم‌ها در حد مونزونیت تا مونزودیوریت هستند. بافت میکروسکوپی آنها ریزدانه‌ای، خال‌خال و نهان‌دانه پورفیری است. از کانی‌های اصلی درونبوم‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت اشاره کرد. پلاژیوکلازهای ریز تا دانه‌درشت با فراوانی ۳۵-۳۰ درصد و فلدسپار پتاسیم حدود ۲۵-۲۰ درصد حجمی درونبوم را تشکیل داده و دارای میانبارهایی از زیرکن، آپاتیت، آمفیبول وکانی‌های کدر به صورت بافت خال‌خال است. بیوتیت به صورت ریز و درشت دانه ۳۵-۳۰ درصد، کوارتز حدود ۵ درصد، آمفیبول و کلینوپیروکسن حدود ۱۰-۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ چ). در برخی موارد، همرشدی بلور کوارتز بصورت میخی با فلدسپار قلیایی بافت گرافیکی را ایجاد کرده است (شکل ۳ ح). بیوتیت‌ها گاهی دارای میانبارهایی از زیرکن، آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. کانی‌های فرعی درونبوم‌ها شامل ریز بلورهای کدر، آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده که بصورت پراکنده در فضای بین کانی‌ها و یا بصورت میانبار درون کانی‌های اصلی (فلدسپار پتاسیم ، پلاژیوکلاز و بیوتیت) دیده می‌شوند.

ویژگی سنگ‌شناسی و زمین شیمیایی توده‌های نفوذی

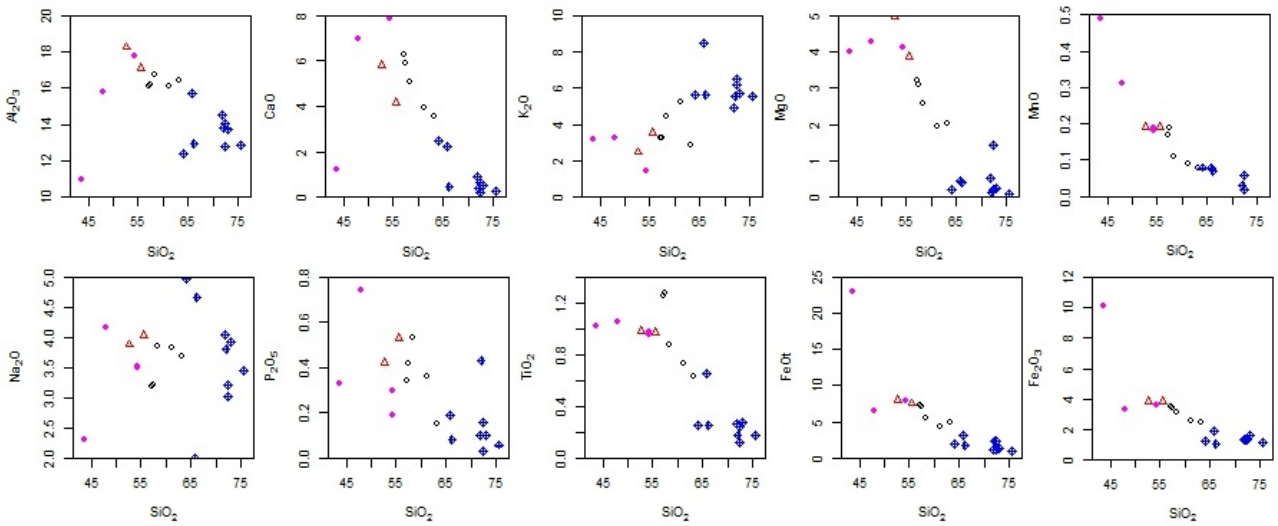
در نامگذاری توده‌های نفوذی منطقه از نمودار کاتیونی مرجع [۱۳] استفاده شده که نمونه‌ها در گستره گرانیت قلیایی، گرانیت و تعداد محدودی در گستره تونالیت، کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت، مونزونیت، سینودیوریت، گابرودیوریت و مونزوگابرو واقع شده‌اند (شکل ۴ الف). از نظر شاخص اشباع از اکسید آلومینیوم بر اساس نمودار [۱۴]، سنگ‌های منطقه در گستره متاآلومین قرار دارند (شکل ۴ ب). ویژگی متاآلومین بودن بیشتر نشانگر خاستگاه آذرین است. محیط زمین‌ساختی پهنه فرورانش در کرانه قاره و جزایر قوسی، محیط مناسبی برای کسب این ویژگی توسط گرانیتوئیدها بوده و از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است [۱۵]. بر اساس نسبت SiO_2 به K_2O که برای جدایش سری‌های ماگمایی بکار رفته است [۱۶] نمونه‌های منطقه در گستره سری آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و سری شوشونیتی قرار دارند (شکل ۴ پ). آنها در نمودار Co نسبت به Th [۱۷] در گستره آهکی‌قلیایی با پتاسیم بالا و درونبوم‌ها در گستره آهکی‌قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۴ ت).

برای تعیین سرشت ماگمایی توده‌های نفوذی منطقه از نمودارهای هارکر استفاده شد. چنان که در نمودار SiO_2 نسبت به تغییرات عنصرهای اصلی دیده می‌شود، این تغییرات همپوشی و پیوستگی ویژه‌ای در روند نمونه‌های توده‌های نفوذی نشان می دهند (شکل ۵). بر اساس نمودارهای هارکر، روند نزولی مقادیر Al_2O_3 و CaO, MnO، MgO، TiO_2 وFe_2O_3 می‌تواند نشانگر هم ماگما بودن و در ارتباط با جدایش و تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیمی در ترم‌های مافیک و حدواسط و کانی‌های فرومنیزین مانند اولیوین، پیروکسن، تیتانومگنتیت و ایلمنیت باشد. همبستگی مثبت SiO_2 با K_2O پیامد ناسازگاری این عنصر در مرحله‌های نخستین تبلور ماگمایی و پیشرفت فرایند جدایش بلورین است. البته آلایش پوسته‌ای در افزایش مقدار K نیز موثر است. مقدار P_2O_5 در کل کاهش می‌یابد، زیرا این اکسید در مراحل ابتدایی تبلور وارد ساختمان آپاتیت شده است. این ویژگی شاخص گرانیتوئیدهای نوع I نیز (برخلاف گرانیتوئیدهای نوع S) است [۱۸]. در نمودار SiO_2 نسبت به تغییرات عنصرهای فرعی و جزئی و برخی عنصرهای کمیاب (شکل ۶)، همبستگی مثبت Rb با SiO_2 بیانگر تمرکز Rb در کانی‌هایی چون بیوتیت و فلدسپار پتاسیم-است. روند مثبت و غنی‌شدگی عناصر کمیاب ناسازگار در محیط‌های کرانه‌های فعال قاره‌ای می‌تواند بدلیل جدایش و یا غنی‌شدگی مواد گوشته‌ای و یا آلایش پوسته‌ای در این نوع ماگماها باشد [۱۹] که در منطقه مورد بررسی بر اساس ویژگی زمین‌شیمیایی سنگ‌ها هر سه مورد دخیل بوده است. روند تقریبا افقی عناصر Cr و Ni و پراکندگی و بی‌نظمی عناصری مانند Ce , Sn, W, La, Nb, Nd, Cu, Mo, Pb را می‌توان به پدیده‌هایی چون آلایش و هضم نسبت داد.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

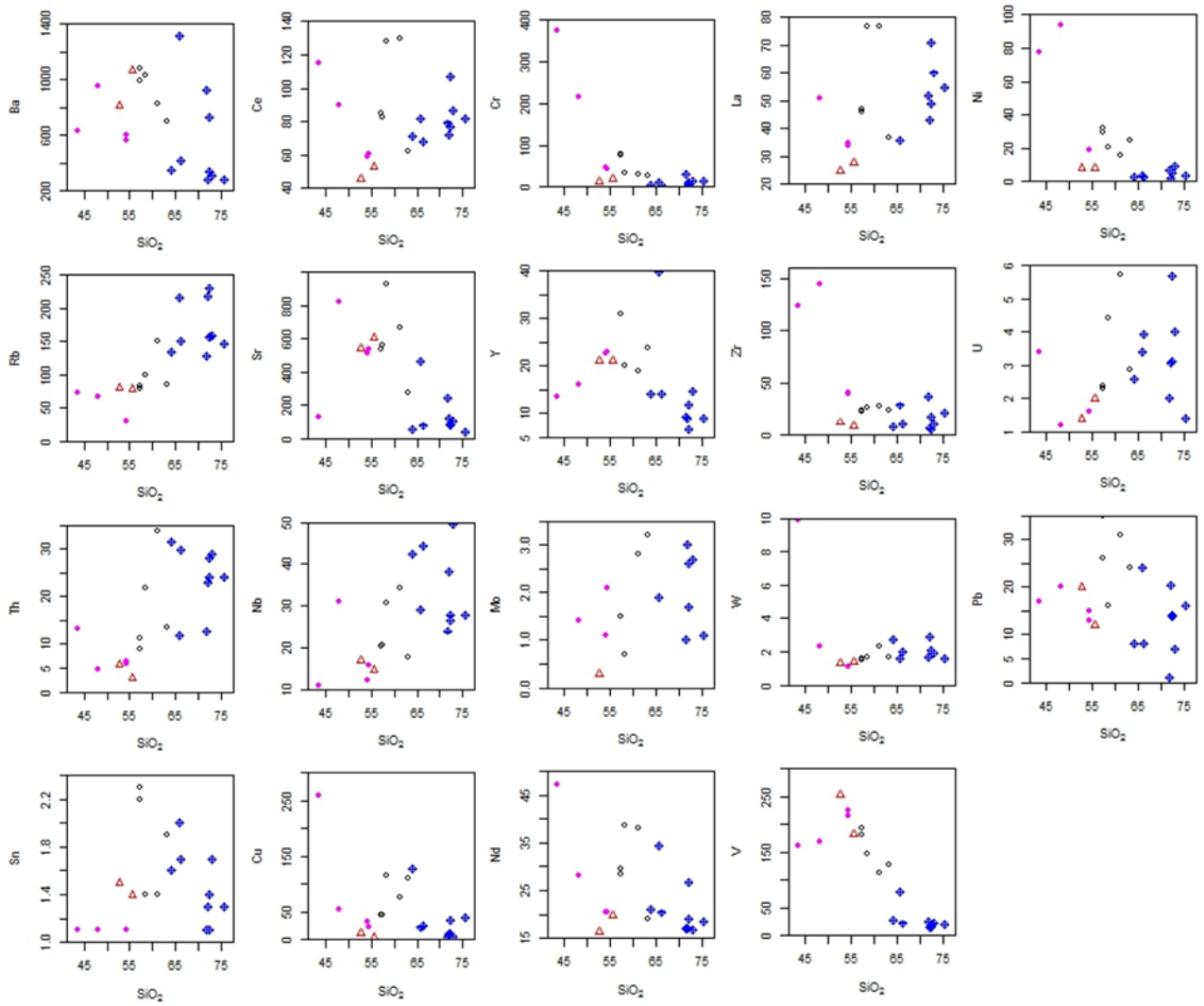


شکل ۴ الف- نمودار کاتیونی بر گرفته از مرجع [۱۳]، ب- گستره متاآلومین بیشتر نمونه‌های منطقه در نمودار مرجع [۱۴]، پ- سری آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و سری شوشونیتی نمونه‌های منطقه در نمودار مرجع [۱۶] و ت- سری ماگمایی در گستره آهکی قلیایی با پتاسیم بالا [۱۷] (دایره توخالی: گرانودیوریت‌ها، مثلث توخالی: درونبوم‌ها، دایره توپر: گابروها و لوزی تو خالی: گرانیت‌های قلیایی).



شکل ۵ روند تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 .

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

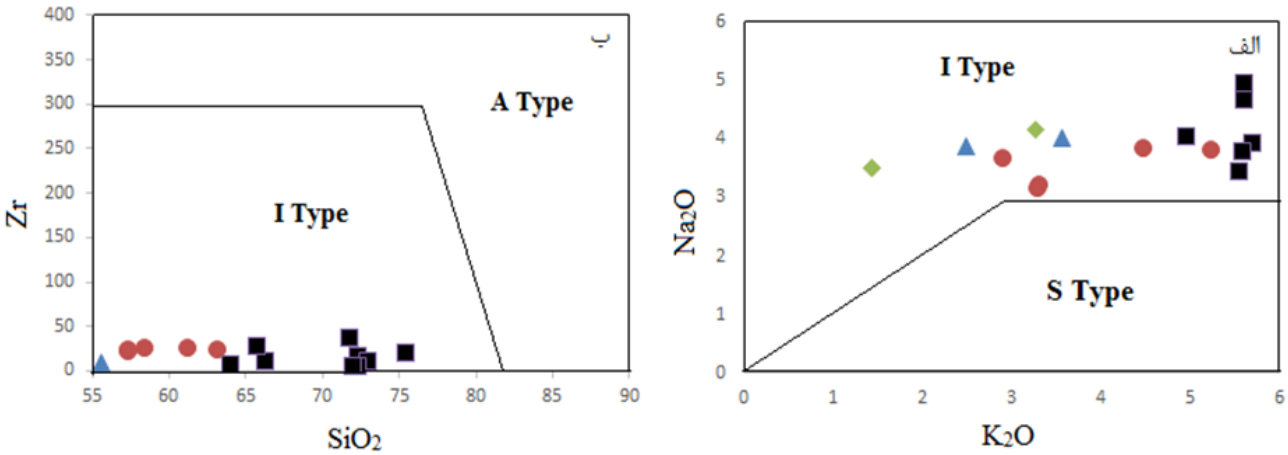


شکل ۶ روند و تغییرات عناصر فرعی، جزئی و برخی عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 در توده‌های نفوذی قره بلاغ.

کاهش مقدار Sr پیامد سازگاری این عنصر در پلاژیوکلازهای کلسیمی تبلور یافته در مرحله‌های نخستین تبلور ماگماست [۲۰]. همبستگی منفی V پیامد جدایش و شرکت این عنصر در ساختار کانی پیروکسن و پیامد جدایش بلورین زودهنگام اکسیدهای آهن و تیتانیم است [۲۱]. روند صعودی مقدار عناصر سنگ‌دوست چون U، Th و Zr به دلیل بار الکتریکی و شعاع یونی به نسبت بالا، می‌تواند به جایگیری این عنصرها در فراورده‌های نهایی جدایش از قبیل بیوتیت، هورنبلند و فلدسپار قلیایی باشد [۲۲].

برای تعیین و تفکیک نوع گرانیتوئیدهای منطقه از نمودارهای مختلفی استفاده شد. گرانیتوئیدهای منطقه بر اساس نمودارهای Na_2O نسبت به K_2O [۱۵] و SiO_2 نسبت به Zr [۲۳] همه در گستره گرانیت‌های نوع I قرار دارند (شکل ۷). افزون بر این نمودارها، از کانی‌شناسی و تغییرات عناصر نیز می‌توان برای تعیین نوع گرانیتوئیدها استفاده کرد. گرانیتوئیدهای منطقه به دلیل مقادیر پایین شاخص اشباع از اکسید آلومینیوم، حضور کانی‌های هورنبلند، مگنتیت، اسفن و نبود موسکویت، ایلمنیت، گارنت و کردیریت، از نوع I هستند [۲۴]. افزایش مقدار Th نسبت به SiO_2 و مقدار کمابیش کم Rb/Sr در نمونه‌های منطقه، شاخص دیگری برای گرانیتوئید-های نوع I است [۲۵]. همچنین روند منفی تغییرات CaO [۱۵] و روند منفی تغییرات P_2O_5 نسبت به SiO_2 [۲۶] از دیگر ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]



شکل ۷ جایگاه توده‌های نفوذی در گستره گرانیت‌های نوع I در نمودارهای الف- مرجع [۱۵] و ب- مرجع [۲۳].

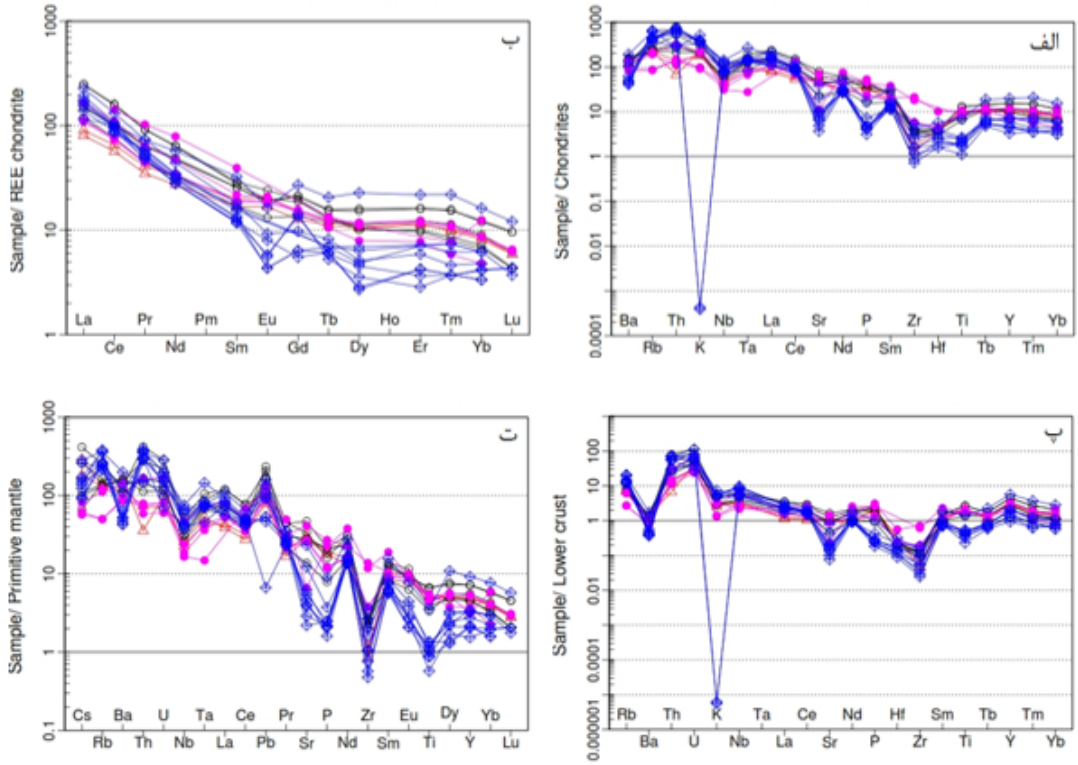
در نمودار عنکبوتی، گرانیتوئیدهای مورد بررسی نسبت به ترکیب پیشنهادی برای کندریت [۲۷] بهنجار شده‌اند (شکل ۸ الف). در این نمودارها، غنی‌شدگی عناصر LILE (مانند K و Rb، Ba، Th) نسبت به تهی‌شدگی HFSEها (مانند عناصر Nd ,Zr، Ta، Ti) از ویژگی‌های مناطق فرورانشی چون کمان-های آتشفشانی با سرشت آهکی قلیایی در مرزهای فعال قاره‌ای است [۲۸، ۲۹]. ناهنجاری مثبت عناصر Cs، Pb، Th، U و ناهنجاری منفی عناصر Nb و Zr و Ti با ویژگی توده‌های نفوذی وابسته به قوس‌های قاره‌ای همخوانی دارند [۳۰، ۳۱]. این نوع تغییرات عناصر در توده‌های نفوذی، شاخص ماگماهای آهکی قلیایی و بیشتر به دلیل آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای طی صعود است [۳۲]. تهی‌شدگی از Nb می‌تواند پیامد پیدایش ماگمای مادر از ذوب‌بخشی یک گوشته غنی شده باشد [۳۳]. تهی‌شدگی Ti نیز می‌تواند به دلیل حضور کانی‌های Tiدار در مواد بجامانده پس از ذوب و یا تهی‌شدگی سنگ خاستگاه ماگمای اولیه از این ترکیب‌ها روی داده باشد [۳۴] و همچنین می‌تواند به دلیل گریزندگی بالای اکسیژن باشد. اغلب ذوب فازهای بلورین Tiدار در گریزندگی اکسیژن بالا نیازمند دماهای بالاتر است. در نتیجه این امر یک محدودیت دمایی برای مذاب‌های پتاسیمی تولید شده در پهنه‌های فرورانشی اعمال کرده و موجب ناهنجاری منفی Ti می‌گردد [۳۴]. ناهنجاری منفی Sr می‌تواند در اثر ورود آن به ساختار پلاژیوکلازهای کلسیمی و تبلور بخشی این کانی‌ها باشد [۳۵]. در الگوی عناصر خاکی‌نادر (REE) بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۳۶]، شیب منفی مشخصی از عناصر LREE بسمت عناصر HREE دیده می‌شود که بسمت HREE شیب نمودار به حالت مسطح نزدیکتر می‌شود (شکل ۸ ب). این ویژگی از ویژگی‌های سنگ‌های پدید آمده در کمان‌های آتشفشانی با سرشت آهکی قلیایی در مرزهای فعال قاره‌ای است [۲۸، ۳۲]. همچنین الگوی روند تغییر فراوانی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد بررسی کمابیش موازی هم است. این نکته نشان دهنده همانندی فرایندهای ماگمایی و خاستگاه یکسان نمونه هاست [۳۷]. غنی‌شدگی بسیار عناصر LREE و الگوی شیب‌دار در اثر عواملی چون درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای، جدایش کانی‌های دارای عناصر خاکی نادر سنگین نسبت به عناصر خاکی نادر سبک در مرحله نخستین تبلور ماگما و آلایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای رخ داده است [۳۸]. رسوب‌ها و سیال‌های وابسته به محیط‌های فرورانشی نیز موجب غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب در این محیط‌ها می‌شود [۳۹]. همچنین وجود گارنت، اسپینل و یا آمفیبول (هورنبلند) در مواد خاستگاه ماگمای مولد این سنگ‌ها در تهی شدگی عنصرهای خاکی نادر سنگین موثر است [۴۰]. عناصر خاکی نادر سنگین از قبیل Yb در ترکیب گارنت سازگار هستند و اگر گارنت در سنگ خاستگاه باشد، در مذاب پدیدآمده ناهنجاری آنها کاهش می‌یابد [۴۱]. در ماگماهای فلسی هورنبلند بعنوان حامل و تمرکز دهنده این عناصر منجر به غنی شدگی LREE/HREE می‌شود [۲۲]. همچنین الگوی مسطح در HREE سنگ‌ها می‌تواند پیامد وجود آمفیبول در سنگ خاستگاه بجامانده هنگام فرایند ذوب بخشی باشد [۴۲]. گفتنی است که حضور آمفیبول (هورنبلند) تنها در فشارهای کم امکان‌پذیر است و در صورت تولید ماگمای مادر از پریدوتیت‌های گوشته‌ای، حضور این کانی به صورت بجامانده

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

ممکن نیست [۴۳]. ناهنجاری کم Gd در این گروه از عنصرها، پیامد جدایش بلوری هورنبلند و اسفن است [۴۴]. حضور کانی‌های اسفن، زیرکن و مقادیر کمی آپاتیت در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند موجب تمرکز به نسبت بالای عناصر LREE شود. هر گونه افزایش یا کاهش عناصر REE در توده-های نفوذی عامل زایشی دارد که به فرآیندهایی چون نرخ و عمق ذوب، میزان آلایش، سرعت بالا آمدن و تبلور ماگما بستگی دارد. ناهنجاری Eu در ماگماهای فلسی بوسیله فلدسپارها و گریزندگی اکسیژن کنترل می‌شود، به طوری که مقدار Eu^{+2} در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم افزایش می‌یابد. بنابراین جدایش فلدسپار در مذاب فلسی در نتیجه جدایش بلوری یا ذوب بخشی، موجب ناهنجاری منفی Eu در مذاب باقی‌مانده می‌شود [۲۲]. تفاوت مقدار Eu در توده‌های نفوذی منطقه، ناشی از تفاوت مقدار پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و شرایط اکسایشی آنهاست (شکل‌های ۸ ب و ت). همچنین الگوی عناصر REE همراه با ناهنجاری به نسبت منفی Eu می‌تواند پیامد تبلور پیشین و جدایش پلاژیوکلاز کلسیمی، نسبت بالای گریزندگی CO_2/H_2O و وجود گارنت در مواد خاستگاه ماگمای مولد این سنگ‌ها باشد. البته شدت به نسبت کم این ناهنجاری منفی می‌تواند بدلیل فراوانی کم گارنت در مواد خاستگاه، فرآیند جدایش و نیز آلایش ماگما با مواد پوسته‌ای باشد.

بر اساس نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته زیرین [۴۵]، تهی‌شدگی عناصر Hf, Sm, Y, Yb, Nb, Zr و Ti نتیجه ورود کمتر آنها به گوشته دگرنهاده طی فرورانش پوسته اقیانوسی و یا وجود گارنت ذوب نشده در خاستگاه است که برای کاهش مقدار HREEها (بویژه Y و Yb) در مذاب تولید شده بسیار موثر است. همچنین تهی‌شدگی این عناصر می‌تواند در ارتباط با ذوب گوشته بالایی هارزبورژیتی باشد که نسبت به گوشته مورب تهی شده‌تر است. غنی شدگی عناصر K, Rb, Th, U, Pb, Ce نشانگر ورود آنها از آب دریا به گوشته بالایی از طریق پوسته فرورونده و یا افزایش آنها در ماگما در اثر آلایش با مواد پوسته‌ای طی صعود ماگماست (شکل ۸ پ).

در نمودار عنکبوتی مرجع [۴۶]، ناهنجاری منفی Nb و تمرکز بالای عناصر متحرک چون Pb، K، Th، U (شکل ۸ ت) می‌تواند به عنوان شاخصی برای نقش پوسته قاره‌ای در آلایش ماگماهای اولیه در نظر گرفته شود [۲۲].



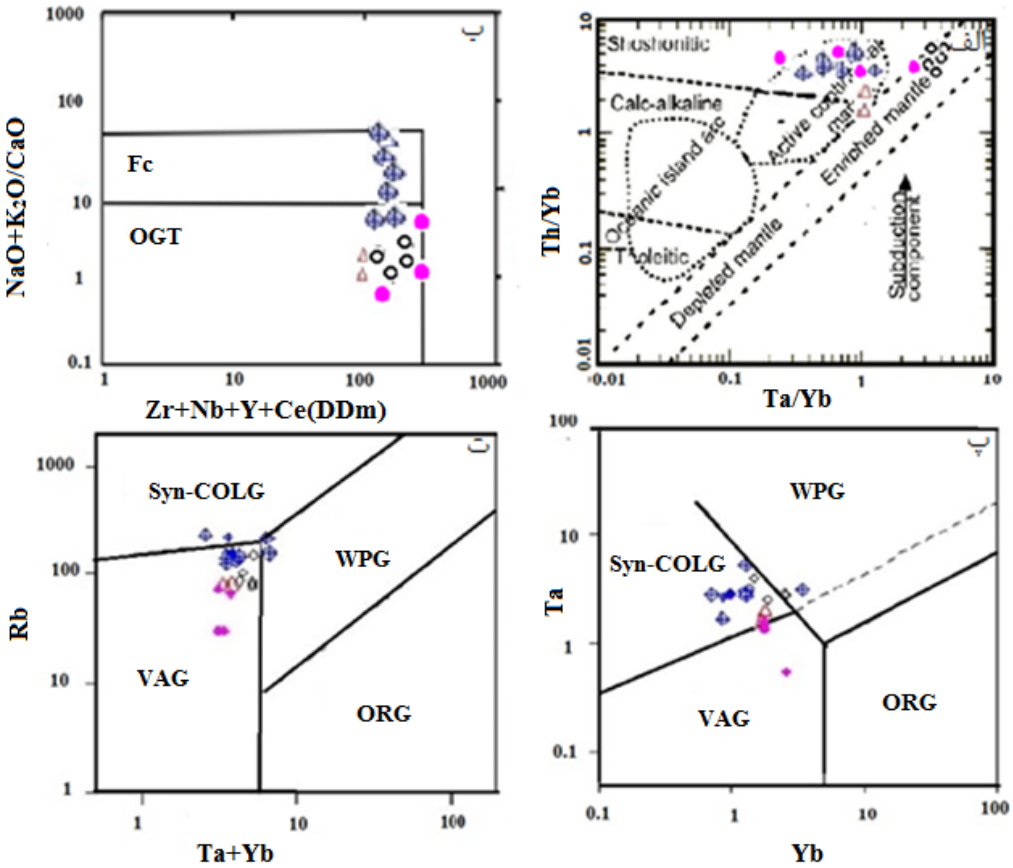
شکل ۸ الف-نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۷]، ب-الگوی عناصر کمیاب و جزئی بهنجارشده نسبت به کندریت [۳۶]، پ-الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به پوسته زیرین [۴۵] و ت-الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۶].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

جایگاه زمین‌ساختی

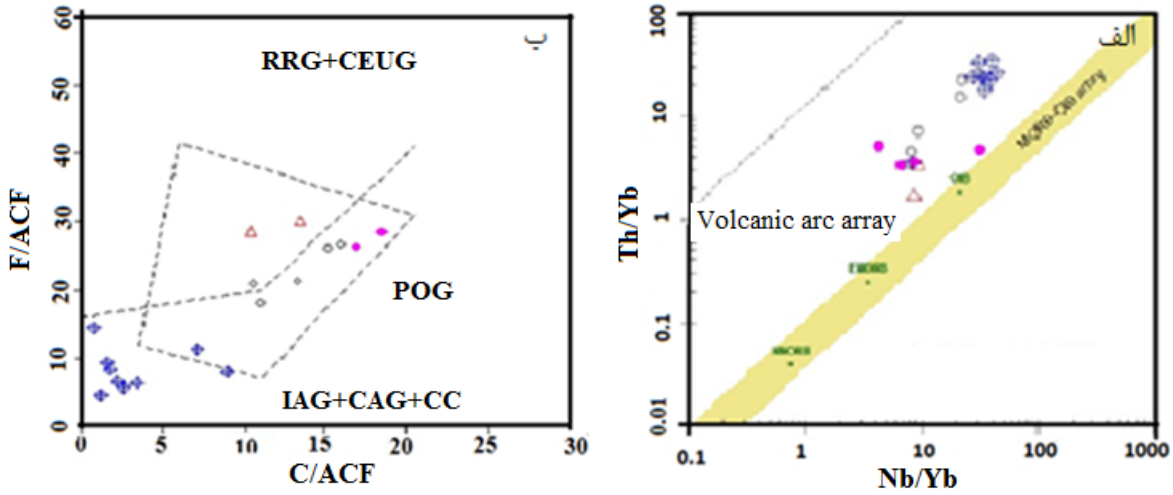
در رده‌بندی مرجع [۴۷] بر پایه عناصر کمیاب Ta /Yb و Th /Yb، توده‌های نفوذی در گستره کرانه فعال قاره‌ای، آهکی قلیایی تا شوشونیتی و خاستگاه گوشته غنی شده همراه با اثر سیال‌های پهنه فرورانش قرار دارند (شکل ۹ الف). بر اساس نمودار عناصر Zr+Nb+Y+Ce نسبت‌به $(Na_2O+K_2O)/CaO$ [۴۸]، گرانیت‌های قلیایی در گستره (FG) قرار دارند. گرانیتوئیدهای مناطق کوهزایی (OGT) شامل انواع گرانیت‌های I، S و M هستند که به روش جدایش بلوری تولید نشده‌اند. در این نمودار، گستره FG مربوط به گرانیت‌های I و S جدایش یافته است (شکل ۹ ب). در رده بندی مرجع [۴۹] بر پایه نمودار Yb نسبت به Ta، نمونه‌ها در گستره محیط‌های همزمان با برخورد واقع شده‌اند (شکل ۹ پ). در نمودار Ta+Yb نسبت به Rb نمونه‌ها اغلب در گستره گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی قرار دارند (شکل ۹ ت). با توجه به اینکه سایر ویژگی‌های این گرانیتوئیدها مشابه گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی است، قرار گرفتن برخی نمونه‌ها در گستره گرانیتوئیدهای درون‌صفحه‌ای (WPG) ممکن است به علت تغییرات پس از انجماد مانند دگرسانی و دگرنهادی نمونه‌ها باشد.

در رده‌بندی طراحی شده بر اساس عناصر کمیاب Nb /Yb و Th /Yb [۵۰]، نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی واقع هستند (شکل ۱۰ الف)؛ Yb عامل بهنجارش Nb و Th در نظر گرفته می‌شود. بر پایه جایگاه و نیز شیب مثبت این نمودار، ماگمای مادر نمونه‌ها چه بسا دچار محلول-های آزاد شده از سنگ کره فرورو و یا آلودگی پوسته‌ای شده است. در رده‌بندی بر اساس عناصر اکسیدهای اصلی (SiO_2, CaO, K_2O, MgO, FeO_T) [۵۱]، نمونه‌های منطقه بیشتر در گستره گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، کمان قاره‌ای و برخورد قاره‌ای (IAG+CAG+CCG) و برخی در گستره گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG) قرار دارند (شکل ۱۰ ب).



شکل ۹ الف- نمودار مرجع [۴۷] که بر اساس آن، توده‌های نفوذی در کرانه فعال قاره‌ای و شوشونیتی تا آهکی قلیایی واقع شده‌اند، ب- گستره OGT توده‌های نفوذی در نمودار مرجع [۴۸] پ و ت- نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر اساس عناصرکمیاب [۴۹].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]



شکل ۱۰ گستره گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی توده های نفوذی در الف- رده‌بندی مرجع [۵۰] و ب-رده‌بندی مرجع [۵۱] با استفاده از عناصر اکسیدهای اصلی (SiO_2, CaO,K_2O, MgO, FeO_T).

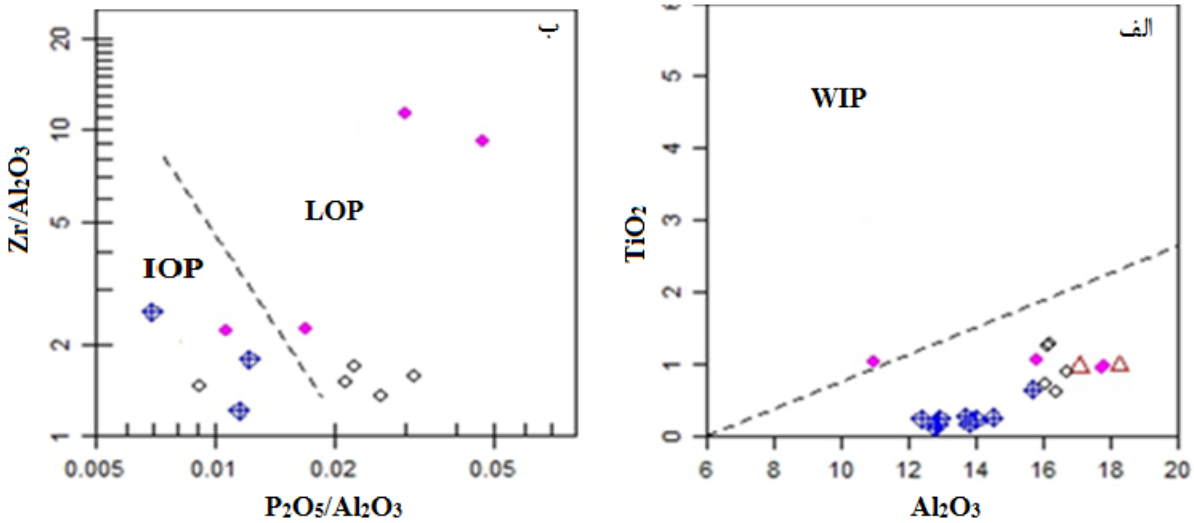
نمودارهای مرجع [۵۲] برای تفکیک قوس‌های ماگمایی کرانه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد ارائه شده‌اند. در نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2، نمونه‌ها در گستره قوس‌های آتشفشانی قرار دارند (شکل ۱۱ الف). همچنین بر اساس نمودار Zr/Al_2O_3 نسبت به P_2O_5/Al_2O_3، نمونه‌ها در گستره قوس‌های اقیانوسی آغازین (IOP) و تأخیری (LOP) واقع هستند (شکل ۱۱ ب).

بحث

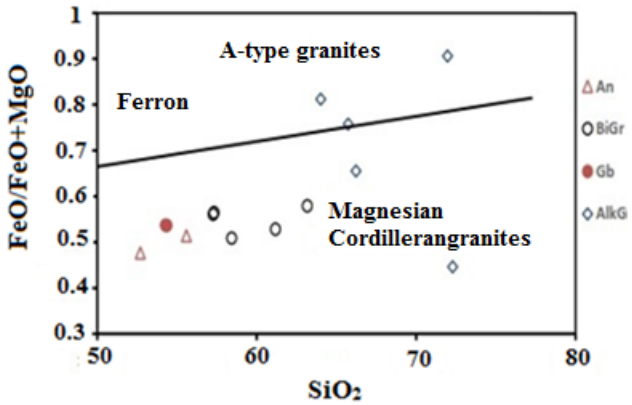
بر اساس نمودارهای SiO_2 نسبت به $FeO/FeO+MgO$ [۵۳]، گرانیتوئیدها در گستره گرانیت‌های کردیلرایی واقع هستند (شکل ۱۲). گرانیت‌های کردیلرایی ترکیب منیزین نشان می‌دهند که در شرایط اکسایشی دگرگون شده‌اند. این نوع گرانیت‌ها غنی‌شدگی جزئی از آهن نشان می‌دهند، از این رو می‌توان گفت که دگرگونی ماگمای مادر این گرانیت‌ها در شرایط اکسایشی و گریزندگی اکسیژن (fO_2) بالا صورت گرفته است، در حالی که گرانیتوئیدهای آهن‌دار دچار جدایش گسترده‌ای در fO_2 پایین می‌شوند. از نظر جایگاه زمین‌ساختی، آنها به مقادیر مختلف در بالای پهنه فرورانش جایگیری کرده‌اند. فرآیند تفکیک در این گرانیتوئیدها تبلور جدایشی شدید و آمیختگی ماگمایی است [۵۴]. همچنین الگوی خطی با شیب مثبت در نمودار تغییرات نسبت عنصرهای ناسازگار Rb/Th در برابر Rb [۵۵] نشان دهنده نقش فرایند تبلور بخشی همراه با هضم و آلایش ماگمایی (AFC) در پیدایش این سنگ‌هاست (شکل ۱۳ الف). مشاهده صحرایی درونبوم‌ها در سنگ‌های گرانیتوئیدی، حالت منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و نیز رشد بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب متفاوت پیرامون پلاژیوکلازهای اولیه گواهی بر رویداد فرایندهای هضم و آلایش ماگمایی در کنار فرایند جدایش بلورین هستند [۵۶]. جایگاه نمونه‌های بررسی شده در نمودار La/Yb نسبت به La نشان دهنده نقش فرایند جدایش بلورین در پیدایش این سنگ‌های گرانیتوئیدی است (شکل ۱۳ ب). همچنین تغییرات کم مقدار La/Yb نشان دهنده جدایش آنها از ماگمای مادر یکسانی است [۵۷].

نسبت پایین Th/Ta (نزدیک به ۲/۱) نشان دهنده پیدایش ماگما در پهنه زمین‌ساختی کششی و نسبت بالا نشان‌دهنده پیدایش ماگما در پهنه زمین‌ساختی مرزهای همگرا و پهنه‌های فرورانش است [۵۸]. این نسبت در گرانیتوئیدهای بررسی شده از ۲/۹ تا ۲۴/۱ متغیر بوده و بیانگر پهنه‌های فرورانش است. همچنین از نسبت Nb/Th می‌توان بعنوان معیاری برای تفکیک نفوذی‌های وابسته به قوس‌های آتشفشانی استفاده کرد، در این نوع توده‌های نفوذی، مقدار Nb/Th در سنگ‌های آهکی قلیایی قوسی کمتر از ۳ است [۵۹]. میانگین نسبت‌های Nb/Th در توده‌های نفوذی کمتر از ۳ بوده که تائیدی بر محیط قوسی این توده‌های نفوذی است.

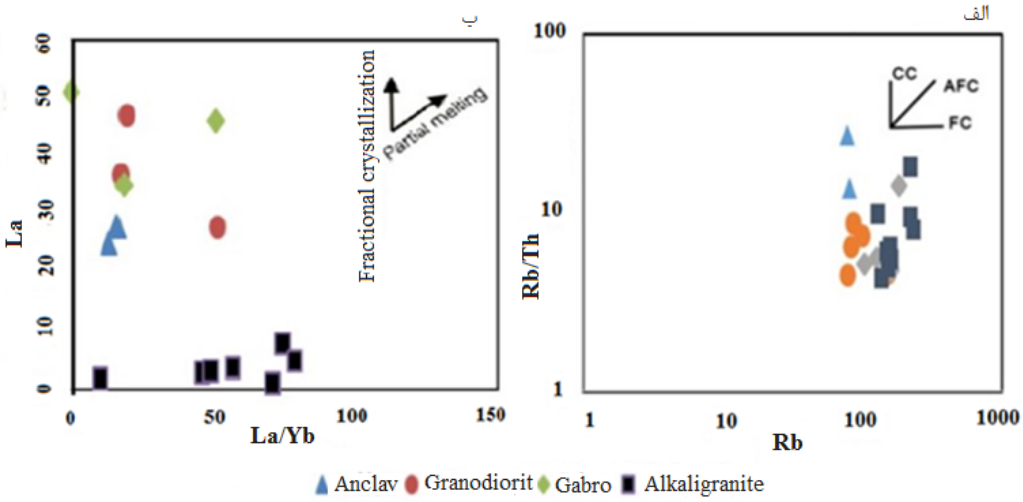
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]



شکل ۱۱ جایگاه توده‌های نفوذی در نمودارهای مرجع [۵۲] برای تفکیک فعالیت ماگمایی کرانه‌های فعال قاره‌ای از پهنه‌های آتشفشانی درون صفحه‌ای: الف- در گستره قوس‌های آتشفشانی توده‌های نفوذی و ب- در گستره IOP و LOP .



شکل ۱۲ گستره گرانیت‌های کردیلرایی در نمودار مرجع [۵۳].



شکل ۱۳ شناسایی فرایندهای گوناگون درگیر در پیدایش سنگ‌های گرانیتوئیدی با استفاده از االف- نمودار Rb/Th نسبت بهRb [۵۵] و ب- نمودار La/Yb نسبت به La [۵۷].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی را می‌توان با بکارگیری نمودار Nb نسبت به Rb/Zr بدست آورد [۶۰]. چنان که در شکل ۱۴ الف دیده می‌شود، نمونه‌های گرانیتوئیدی در گستره کمان‌های مرز قاره‌ای بالغ جای گرفته‌اند. نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm [۶۱] نیز ستبرای کمتر از ۴۵ کیلومتری پوسته قاره‌ای (پوسته قاره‌ای با ستبرای کم) و نیز گوشته کمابیش غنی شده در محل خاستگاه ماگمای مادر آنها را نشان می‌دهد (شکل ۱۴ ب).

غنی‌شدگی کمتر و الگوی مسطح HREEها و غنی شدگی بیشتر در الگوی LREEها در نمونه‌های بررسی شده با گارنت باقی مانده در خاستگاه ماگما توجیه شدنی است. همچنین از آنجا که تمرکز عنصر به شدت ناسازگار La و عنصر کمتر سازگار Sm با باقی ماندن اسپینل و گارنت در خاستگاه ماگما (سنگ مادر توالی گوشته‌ای) کنترل می‌شود، این نوع تمرکز عناصر ترکیب کلی ناحیه خاستگاه را نشان می‌دهد [۶۲].

عدد منیزیوم (Mg#) شاخص خوبی برای شناسایی ماگماهای جدایش یافته گوناگون از ذوب پوسته زیرین و یا اسلب فرورو (Mg#<40) در مقایسه با ماگماهای پدیدآمده از ذوب سنگ‌های مادر گوه گوشته‌ای (Mg#>40) بدون توجه به درصد ذوب‌بخشی است [۶۳]. با توجه به جدول ۱، مقدار بالای Mg# (بیش از ۴۰) نشان دهنده پیدایش ماگمای مادر آنها در پی ذوب بخشی گوه گوشته‌ای است.

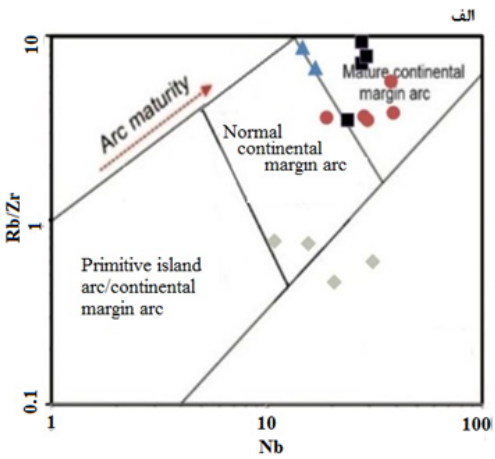
برداشت

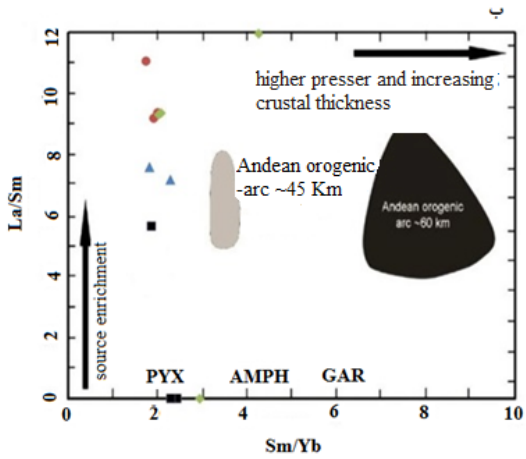
برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی توده‌های نفوذی منطقه، سنگ‌های گوناگون (گابرودیوریت، گرانودیوریت، بیوتیت گرانیت، گرانیت قلیایی) و درونبوم‌ها ترکیب مونزودیوریتی و مونزونیتی دارند.

توده‌های نفوذی، سرشت ماگمایی متاآلومین و آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و درون‌بوم‌ها سرشت آهکی قلیایی دارند. روند تغییرات عناصر اصلی و کمیاب ناسازگار نسبت به سیلیس وابسته به محیط‌های کرانه فعال قاره‌ای را می‌توان به غنی-شدگی مواد گوشته‌ای و یا آلایش پوسته‌ای و هضم توده‌ها با هم نسبت داد که نشانگر پیوستگی زمین‌شیمیایی ترکیب‌های گوناگون سنگی در این منطقه است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها در پی فرایند جدایش بلورین و نیز به دنبال فرایندهای آلودگی پوسته‌ای منجر به پیدایش طیف سنگی گسترده‌ای شده است.

نمودارهای ارائه شده و ویژگی‌های شیمیایی توده‌های نفوذی همخوانی بسیاری با گرانیتوئیدهای نوع I دارند.

هرچند که اظهار نظر جامع درباره خاستگاه ماگما نیازمند بکارگیری داده‌های ایزوتوپی است، اما تهی‌شدگی از Nb و عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی LILEها و شیب یکسان و منفی در روند عناصر خاکی نادر گواهی بر خاستگاه یکسان و پیدایش ماگمای مادر از ذوب‌بخشی یک گوشته غنی شده است. همچنین تمرکز عنصر به شدت ناسازگار La و عنصر کمتر سازگار Sm، ترکیب کلی ناحیه خاستگاه را اسپینل و گارنت‌دار نشان می‌دهد. بر اساس نسبت عناصر کمیاب و فرعی و نیز نمودارها، پیدایش ماگمای مادر توده‌های نفوذی در محل پشته کمانی بالغ در محیط قوس‌های آتشفشانی و اواخر برخورد تا بعد از برخورد صورت گرفته است.





شکل ۱۴ الف- میزان بلوغ کمان‌های آتشفشانی بر پایه نمودار Nb نسبت به Rb/Zr [۶۰] ب- نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm برای ارزیابی کلی ستبرای پوسته ای قاره‌ای در محل پیدایش کمان‌های آتشفشانی پدید آمده در مرزهای پوسته های قاره‌ای [۶۱].

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

جدول ۱ نتایج تجزیه سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه (اکسیدهای عنصرهای اصلی بر حسب درصد وزنی و با روش XRF و عنصرهای فرعی و کمیاب برحسب ppm و با روش ICP-MS).

Sample	AN-01	AN-02	DH-01	DH-04	K6	K7	K6-02	DH-09	Gb b-3	GB-01	GB-02	DH-15	DH-11	DH-10	DH-06	AmG 1	AmG 2	AmG 3	AmG 4	AmG
SiO_2	۵۲٫۶۹	۵۵٫۵۹	۶۱٫۱۷	۵۸٫۴۲	۵۷٫۲۶	۶۳٫۱۷	۵۷٫۳۲	۴۸٫۱۱	۴۳٫۵۵	۵۴٫۳۷	۵۴٫۲۷	۷۲٫۲۷	۷۲٫۹۴	۷۱٫۷۱	۷۵٫۴۳	۶۴٫۰۱	۶۶٫۲۲	۷۲٫۲۹	۷۱٫۹۷	۶۵٫۷۴
Al_2O_3	۱۸٫۲۶	۱۷٫۰۹	۱۶٫۱۰	۱۶٫۷۱	۱۶٫۱۳	۱۶٫۳۹	۱۶٫۲۳	۱۵٫۸۲	۱۰٫۹۶	۱۷٫۷۸	۱۷٫۸۱	۱۴٫۰۲	۱۳٫۷۰	۱۴٫۵۲	۱۲٫۸۵	۱۲٫۳۸	۱۲٫۹۴	۱۲٫۷۸	۱۳٫۸۰	۱۵٫۰۹
CaO	۵٫۸۳	۴٫۱۹	۳٫۹۲	۵٫۰۵	۶٫۲۶	۳٫۵۴	۵٫۹۲	۶٫۹۵	۱٫۲۴	۷٫۹۳	۷٫۸۶	۰٫۶۵	۰٫۵۵	۰٫۸۸	۰٫۲۷	۲٫۴۷	۰٫۴۴	۰٫۲۰	۰٫۴۰	۲٫۲۴
Fe_2O_3t	۹٫۰۸	۸٫۵۶	۵٫۰۴	۶٫۲۶	۸٫۱۳	۵٫۵۵	۷٫۹۶	۷٫۲۵	۲۶٫۴۲	۹٫۰۳	۹٫۰۳	۱٫۴۱	۱٫۶۱	۱٫۲۷	۱٫۱۲	۲٫۱۷	۱٫۸۹	۲٫۳۵	۲٫۶۷	۳٫۴۸
FeO	۴٫۵۴	۴٫۱۲	۲٫۲۰	۲٫۷۰	۴٫۱۰	۲٫۸۰	۴٫۰۰	۳٫۵۰	۱۳٫۹۳	۴٫۸۰	۴٫۸۰	Nd	Nd	Nd	Nd	۰٫۹۱	۰٫۸۰	۱٫۱۷	۱٫۱۶	۱٫۴۴
Fe_2O_3	۳٫۸۷	۳٫۸۲	۲٫۵۰	۳٫۱۰	۳٫۵۰	۲٫۴۰	۳٫۴۰	۳٫۳۰	۱۰٫۰۹	۳٫۵۵	۳٫۵۵	۱٫۴۱	۱٫۶۱	۱٫۲۷	۱٫۱۲	۱٫۲۱	۱٫۰۶	۱٫۲۹	۱٫۲۸	۱٫۹۱
K_2O	۲٫۴۹	۳٫۵۷	۵٫۲۴	۴٫۴۷	۳٫۲۸	۲٫۹۰	۳٫۳۰	۳٫۲۷	۳٫۲۲	۱٫۴۴	۱٫۴۴	۶٫۵۲	۵٫۶۹	۴٫۹۶	۵٫۵۵	۵٫۶۱	۵٫۶۱	۶٫۱۸	۵٫۵۸	۸٫۴۵
MgO	۴٫۹۸	۳٫۸۹	۱٫۹۶	۲٫۶۰	۳٫۲۱	۲٫۰۳	۳٫۰۸	۴٫۲۸	۴٫۰۰	۴٫۱۴	۴٫۱۳	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۵۲	۰٫۰۹	۰٫۲۱	۰٫۴۲	۱٫۴۵	۰٫۱۲	۰٫۴۶
MnO	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۰۸	۰٫۱۹	۰٫۳۱	۰٫۴۹	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۰۶	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۸
Na_2O	۳٫۸۸	۴٫۰۳	۳٫۸۲	۳٫۸۶	۳٫۱۸	۳٫۶۹	۳٫۲۱	۴٫۱۵	۲٫۳۲	۳٫۵۱	۳٫۵۰	۳٫۲۲	۳٫۹۲	۴٫۰۵	۳٫۴۴	۴٫۹۶	۴٫۶۶	۳٫۰۲	۳٫۸۰	۲٫۰۱
P_2O_5	۰٫۴۲	۰٫۵۳	۰٫۳۶	۰٫۵۳	۰٫۳۴	۰٫۱۵	۰٫۴۲	۰٫۷۴	۰٫۳۳	۰٫۱۹	۰٫۳۰	۰٫۱۶	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۶	<۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۳	۰٫۴۳	۰٫۱۹
TiO_2	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۷۳	۰٫۸۸	۱٫۲۵	۰٫۶۳	۱٫۲۷	۱٫۰۵	۱٫۰۲	۰٫۹۵	۰٫۹۷	۰٫۲۴	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۱۲	۰٫۱۸	۰٫۶۵
LOI	۱٫۱۰	۱٫۲۸	۱٫۳۸	۱٫۰۰	۰٫۶۸	۱٫۷۷	۰٫۹۸	۷٫۸۹	۴٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۴۲	۱٫۱۶	۰٫۹۶	۱٫۶۴	۱٫۰۰	۴٫۴۱	۱٫۱۱	۱٫۲۰	۰٫۸۵	۰٫۸۶
Ag	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲	۰٫۵۰	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۳۳	۰٫۳۵	<۰٫۱
Al	۹۰۸۶۹	۸۲۹۳۵	۷۵۸۰۲	۸۴۸۵۹	۷۹۶۹۸	۷۷۹۰۴	۸۳۲۰۱	۷۹۸۸۵	۵۸۰۰۰	۸۹۹۲۳	۸۶۴۹۳	۷۰۲۷۶	۶۷۸۳۱	۷۴۹۱۴	۶۸۰۱۲	۶۵۴۹۶	۶۸۴۷۰	٪۶٫۷۶	۷٫۰۳	۷۵۲۶۸
As	۸	۴٫۵	۱۶٫۲	۱۰٫۴	۵٫۷	۴٫۹	۵٫۱	۳	۱۰٫۳	۳٫۶	۳٫۷	۱٫۹	۱٫۲	۰٫۸	۳۲٫۴	۵٫۱	۴٫۱	۲٫۹	۵٫۴	۸٫۸
Ba	۸۱۵	۱۰۶۸	۸۳۰	۱۰۳۰	۹۹۳	۷۰۲	۱۰۸۳	۹۵۲	۶۳۳	۶۰۰	۵۶۷	۷۲۹	۳۱۲	۹۲۴	۲۸۷	۳۴۷	۴۲۳	۳۴۲	۲۸۲	۱۳٫۱۶
Be	۲٫۳	۲٫۵	۳٫۵	۲٫۸	۲٫۶	۱٫۷	۲٫۷	۲٫۲	۳	۱٫۲	۱٫۲	۳٫۳	۵٫۹	۳٫۳	۴٫۱	۴	۶٫۳	۶٫۹	۶٫۱	۱٫۳
Bi	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۷	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۸	۰٫۳	۰٫۳
Cd	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۵	۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	<۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱	۰٫۳	۱٫۳	<۰٫۰۵	<۰٫۰۵	<۰٫۱
Ce	۴۶	۵۳	۱۳۰	۱۲۸	۸۵	۶۲	۸۳	۹۰	۱۱۵	۶۱	۵۹	۱۰۷	۸۷	۷۹	۸۳	۷۱	۶۸	۷۷	۷۲٫۲	۸۲
Co	۲۳٫۸	۱۷٫۹	۱۳٫۴	۱۷٫۸	۱۹٫۸	۸٫۵	۱۹٫۱	۲۷٫۶	۱۲٫۸	۲۷٫۵	۲۶٫۱	<1	2	۲	<1	۱	۱٫۳	۰٫۵	۰٫۷	۹٫۹
Cr	۱۴	۲۱	۳۰	۳۵	۷۶	۲۹	۷۹	۲۱۶	۳۷۶	۴۴	۴۶	۱۰	۱۴	۳۲	۱۳	۵	۴	۷	۳	۱۱
Cs	۵٫۹	۳٫۸	۸٫۷	۵٫۴	۲٫۳	۱٫۴	۲٫۱	۱٫۷	<۰٫۵	۱٫۲	۱٫۳	۳٫۴	۲	۳٫۱	۱٫۹	۵٫۵	۲٫۶	۲٫۹	۳٫۶	۶
Cu	۱۱	۵	۷۶	۱۱۵	۴۵	۱۱۰	۴۳	۵۳	۲۵۹		۳۱	۱۰	۶	۵	۳۹	۱۲۷	24	۳۵٫۳	۱۰٫۵	۲۱
Dy	۳٫۳۸	۳٫۴۶	۳٫۲۴	۳٫۴	۵٫۱۶	۳٫۶۳	۴٫۹۲	۲٫۵۵	۳٫۵۶	۳٫۸	۳٫۸	۱٫۶۵	۱٫۵۵	۰٫۹۲	۰٫۸۷	۲٫۲۳	2,06	۱٫۱۵	۱٫۴۶	۷٫۳۴
Er	۲٫۳۷	۲٫۴۳	۲٫۱	۲٫۰۳	۳٫۴	۲٫۵۹	۳٫۳۷	۱٫۶۳	Nd	۲٫۵۸	۲٫۴۷	۱٫۲۴	۱٫۴۹	۰٫۸۹	۰٫۸۹	Nd	Nd	۰٫۶	۰٫۷۷	۴٫۵۹
Eu	۱٫۲۳	۱٫۵۲	۱٫۴۵	۱٫۷۷	۱٫۳۸	۰٫۹۷	۱٫۴۱	۱٫۵۴	Nd	۱٫۳۹	۱٫۳۵	۰٫۶۸	۰٫۳۲	۰٫۵۹	۰٫۳۲	Nd	Nd	۰٫۴۱	۰٫۴۳	۱٫۲۱
Ga	۱۵٫۴	۱۷٫۹	۱۶٫۵	۱۷٫۹	۱۷٫۷	۱۹	۱۸٫۹	۱۶٫۹	۱۸٫۳	۱۷٫۱	۱۷٫۴	۱۶٫۹	۱۹٫۳	۱۷٫۸	۱۹٫۷	۱۷٫۵	19,3	۱۸٫۶	۱۹	۱۷٫۹
Gd	۳٫۳	۳٫۹۴	۴٫۹۱	۵٫۱۷	۵٫۴۸	۳٫۵۴	۵٫۵۲	۳٫۷۹	Nd	۴٫۰۷	۳٫۹۲	۲٫۵۳	۱٫۶۴	۱٫۴۳	۱٫۶۵	۴	Nd	۳٫۷۱	۳٫۴۶	۷٫۰۳
Hf	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۶	۰٫۷۸	۲٫۰۲	Nd	۰٫۸۷	۰٫۸۹	۰٫۷	۰٫۵۴	۰٫۸	۰٫۵۲	Nd	Nd	۰٫۳۲	۰٫۴۳	۱٫۱۵
In	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	Nd	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	Nd	Nd	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	<۰٫۵
La	۲۵	۲۸	۷۷	۷۷	۴۷	۳۷	۴۶	۵۱	Nd	۳۵	۳۴	۷۱	۶۰	۵۲	۵۵	Nd	Nd	۴۸٫۸	۴۳٫۳	۳۶
Li	۱۵	۱۱	۴۳	۳۲	۱	۹	۲	۴۸	Nd	۹	۸	۱	۳	۸	۵	Nd	Nd	۳٫۹	۳٫۴	۲
Lu	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۳۱	۰٫۲	۰٫۳۱	<۰٫۱	Nd	۰٫۲۱	۰٫۲	<۰٫۱	۰٫۱۲	<۰٫۱	<۰٫۱	Nd	Nd	۱٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۳۹
Mo	۰٫۳	<۰٫۱	۲٫۸	۰٫۷	۱٫۵	۳٫۲	۱٫۵	۱٫۴	Nd	۲٫۱	۱٫۱	۲٫۶	۲٫۷	۱	۱٫۱	Nd	Nd	۱٫۷	۳	۱۹
Nb	۱۶٫۸	۱۴٫۷	۳۴٫۱	۳۰٫۶	۲۰٫۴	۱۷٫۷	۲۰٫۵	۳۱٫۱	۱۰٫۹	۱۵٫۶	۱۲٫۲	۲۷٫۹	۴۹٫۵	۲۴	۲۷٫۶	۴۲٫۳	۴۴٫۴	۲۶٫۴	۳۸٫۱	۲۹٫۲
Nd	۱۶٫۴	۱۹٫۷	۳۸	۳۸٫۷	۲۹٫۵	۱۹٫۱	۲۸٫۵	۲۸٫۲	۴۷٫۳	۲۰٫۳	۲۰٫۴	۲۶٫۷	۱۶٫۸	۱۶٫۹	۱۸٫۴	۲۰٫۹	۲۰٫۳	۱۸٫۹	۱۷	۳۴٫۴
Ni	۸	۸	۱۶	۲۱	۳۰	۲۵	۳۲	۹۴	۷۸	۱۹	۱۹	۵	۹	۷	۴	۳	۳	<۲	۲	۴
P	۱۵۹۲	۱۷۲۰	۱۴۴۳	۱۹۳۵	۱۸۵۸	۷۱۵	۱۹۳۸	۲۴۳۴	۲۰۳۹	۱۱۱۱	۱۰۵۹	۱۹۳	۲۲۷	۳۳۶	۲۲۰	۱۹۶	۱۸۸	۱۴۵	۱۹۰	۸۰۱
Pb	۲۰	۱۲	۳۱	۱۶	۲۶	۲۴	۳۵	۲۰	۱۷	۱۳	۱۵	۱۴	۷	۱	۱۶	۸	۸	۱۳٫۹	۲۰٫۳	۲۴
Pr	۴٫۲۶	۵٫۰۲	۱۱٫۳۸	۱۱٫۲	۷٫۹۴	۵٫۴۳	۷٫۶۹	۷٫۸۳	۱۲٫۵۳	۵٫۵۲	۵٫۴۲	۹٫۰۱	۶٫۲۸	۵٫۸۱	۶٫۴۱	۷٫۳۱	۷٫۰۵	۶٫۶۲	۵٫۹۵	۸٫۹۵
Rb	۸۰	۷۸	۱۵۱	۹۹	۸۳	۸۶	۷۹	۶۷	۷۴	۳۰	۳۰	۱۵۶	۱۵۹	۱۲۸	۱۴۷	۱۳۵	۱۵۰	۲۳۰	۲۱۸	۲۱۶
S	۲۲۸	۹۲	۱۰۹	۱۰۴	۱۸۲	۱۰۸	۲۲۳	۱۸۲	۱۲۶	۱۶۰	۱۰۴	۶۰	۵۰	<۵۰	<۵۰	<۵۰	<۵۰	۶۲	۵۶	۱۵۴
Sb	<۰٫۵	<۰٫۵	۲٫۹	۰٫۶	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۱٫۴	۳٫۲	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۶	۳	۱٫۱	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۷	۱
Sc	۱۸٫۹	۱۸	۷٫۷	۹٫۶	۱۶	۱۱٫۱	۱۶٫۳	۱۴٫۴	۱۵٫۸	۲۰٫۳	۱۹٫۵	۲٫۲	۱٫۱	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۲	۱	<۱	۹٫۸
Se	۰٫۸۲	<۰٫۵	۰٫۵۴	<۰٫۵	۱٫۰۷	۰٫۵۶	۰٫۹۹	۰٫۶۲	۰٫۵۵	۰٫۷۳	۰٫۹۶	۰٫۶۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	۰٫۷۳	۰٫۶۹	۰٫۱	۰٫۱	۱٫۱۴
Sm	۳٫۲۹	۳٫۹	۵٫۴۴	۵٫۶۴	۵٫۰۲	۳٫۳۵	۵٫۰۱	٫۲۷	۷٫۶۹	۳٫۷۴	۳٫۶۶	۳٫۵۳	۲٫۲۹	۲٫۳۶	۲٫۵۶	۳٫۱۸	۳	۲٫۶	۲٫۳۶	۶٫۳۷
Sn	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۴	۲٫۲	۱٫۹	۲٫۳	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۱	۱٫۶	۱٫۶	۱٫۷	۱	۱٫۳	۲
Sr	۵۴۵٫۹	۶۰۸٫۴	۶۰۸٫۴	۹۳۰	۵۳۵٫۵	۲۷۲٫۷	۵۵۷٫۵	۸۲۱٫۸	۱۳۲	۵۴۰٫۸	۵۱۳٫۱	۸۰	۱۰۸٫۴	۲۴۳٫۹	۴۳٫۸	۵۷٫۶	۷۷٫۴	۹۲٫۷	۱۲۳	۴۶۰٫۶
Ta	۱٫۹۴	۱٫۶۱	۳٫۹	۳٫۱۸	۲٫۷۶	۲٫۴۶	۲٫۶۷	۲٫۷۲	۰٫۵۵	۱٫۵۷	۱٫۳۴	۲٫۷۹	۵٫۳۷	۲٫۷۵	۲٫۷۸	۲٫۷۱	۲٫۹۵	۱٫۷	۲٫۶۳	۳٫۰۸
Tb	۰٫۵۳	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۶۳	۰٫۷۵	۰٫۵۷	۰٫۷۳	۰٫۵	۰٫۶۴	۰٫۶	۰٫۵۹	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۳۳	۰٫۳۳	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۹۸
Te	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۱۵	۰٫۱۹	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۱	<۰٫۲	<۰٫۲	۰٫۱۷
Th	۵٫۸	۲٫۸۵	۳۳٫۶۸	۲۱٫۹	۱۱٫۲۳	۱۳٫۴۷	۹٫۰۱	۴٫۷	۱۳٫۲۶	۶٫۳۲	۵٫۸۷	۲۴٫۰۵	۲۹٫۰۱	۱۲٫۷۶	۲۴	۳۱٫۴	۲۹٫۷۴	۲۸٫۱	۲۳	۱۱٫۹
Ti	۶۱۱۶	۶۲۴۶	۴۷۰۹	۵۶۷۷	۷۸۷۱	۴۰۵۰	۸۱۰۵	۶۶۶۷	۵۲۹۴	۶۱۶۷	۵۸۷۰	۱۳۲۴	۱۵۹۱	۱۶۳۹	۱۰۴۴	۱۲۳۵	۱۲۹۹	۶۹۲	۱۰۹۰	۴۲۸۷
Tl	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۷۳	۰٫۴۶	۰٫۳۱	۰٫۵۷	۰٫۳۱	۰٫۴۲	۰٫۶	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۷۷	۰٫۵۹	۰٫۶۸	۰٫۸۵	۱٫۱	۰٫۹۴	۱	۰٫۹	۰٫۸۶
Tm	۰٫۳۳	۰٫۳۲	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۵۱	۰٫۳۷	۰٫۵	۰٫۱۹	۰٫۲۵	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۱۵	۰٫۲	<۰٫۱	<۰٫۱	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۷۱
U	۱٫۴	۲	۵٫۷	۴٫۴	۲٫۴	۲٫۸۷	۲٫۳	۱٫۲	۳٫۴	۱٫۶	۱٫۶	۳٫۱	۴	۲	۱٫۴	۲٫۶	۳٫۹۴	۵٫۶۸	۳٫۰۸	۳٫۴
V	۲۵۳	۱۸۲	۱۱۲	۱۴۶	۱۸۱	۱۲۸	۱۹۲	۱۶۹	۱۶۱	۲۲۵	۲۱۴	۱۹	۲۳	۲۵	۱۹	۲۶	۲۱	۱۵	۱۴	۷۹
W	۱٫۳	۱٫۴	۲٫۳	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۷	۱٫۶	۲٫۳	۹٫۹	۱٫۱	۱٫۱	۲٫۱	۱٫۹	۱٫۷	۱٫۶	۲٫۷	۲	۲٫۱	۲٫۹	۱٫۱
Y	۲۱٫۱	۲۱٫۱	۱۹	۲۰٫۱	۳۱	۲۳٫۹	۳۰٫۹	۱۶٫۲	۱۳٫۴	۲۳	۲۲٫۶	۱۱٫۸	۱۴٫۷	۹٫۴	۹	۱۴	۱۴٫۱	۶٫۶۱	۸٫۸۵	۳۹٫۶
Yb	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۴	۲٫۵	۱٫۹	۲٫۶	۱	۲٫۶	۱٫۸	۱٫۸	۱	۱٫۳	۰٫۷	۰٫۷	۱٫۳	۱٫۳	۰٫۸۶	۰٫۸۸	۳٫۴
Zn	۹۹	۹۵	۲۰۷	۷۶	۱۲۳	۱۳۱	۱۴۲	۱۵۰	۱۲۴	۱۴۶	۱۱۱	۳۲	۳۰	۳۱	۲۱	۲۴	۳۵	۳۱٫۸	۲۸٫۶	۷۸
Zr	۱۲	۹	۲۷	۲۶	۲۴	۲۴	۲۲	۱۴۵	۱۲۴	۳۹	۴۰	۱۷	۱۱	۳۷	۲۱	۸	۱۱	۵	۶	۲۸
Nb/Th	۲٫۹۰	۵٫۱۸	۱٫۰۱	۱٫۴۰	۱٫۸۲	۱٫۳۱	۲٫۲۸	۶٫۶۲	۰٫۸۲	۲٫۴۷	۲٫۰۸	۱٫۱۶	۱٫۷۱	۱٫۸۸	۱٫۱۵	۱٫۳۵	۱٫۴۹	۰٫۹۴	۱٫۶۶	۲٫۴۵
Th/Ta	۲٫۹۹	۱٫۷۶	۸٫۶۴	۶٫۸۷	۴٫۰۷	۵٫۴۸	۳٫۳۷	۱٫۷۳	۲۴٫۱۱	۴٫۰۳	۴٫۳۸	۸٫۶۲	۵٫۴۰	۴٫۶۴	۸٫۶۳	۱۱٫۵۹	۱۰٫۰۸	۱۶٫۵۳	۸٫۷۵	۳٫۸۶
Mg#	۰٫۸۵	۰٫۸۳	۰٫۷۳	۰٫۷۷	۰٫۸۰	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۸۴	۰٫۸۳	۰٫۸۳	۰٫۸۳	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۵۱	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۴۷	۰٫۶۸	۰٫۲۹	۰٫۴۹

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

قدردانی

نویسندگان از نظرات ارزشمندان داوران و زحمات هیئت تحریریه قدردانی می‌نمایند.

مراجع

[1] Behrouzi, A., Amini Fazl, A., Amini Azar, R *"Geological map of Bostanabad, Scale 1:100000, series sheet 5265",* Geological Suvey of Iran, Tehran (in Persian)", (1997).

[2] Emami M.H., Sadeghi M.M., Omrani S.J. *"Magmaticmap of Iran. Scale 1:1000000",* Geological Survey of Iran, (1993).

[3] Mostofizadeh B., *"Geochemistry and Petrology of Igneous complex from South of Bostanabad (East Azarbaijan)"*, Msc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (1997) (in Persian).

[4] Hojjati A., *"mineralization and alteration associated of subvolcanic masses from Zarrin Ghoba village of Gharabolagh area",* Msc thesis, University of Tabriz,Tabriz, Iran (2011) (in Persian).

[5] Zamany A., *"Petrological studies of volcanic rocks from North of Aghabolagh and West of Hashtrud",* Msc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (2014) (in Persian).

[6] Sohrabi Gh., Rezai M., Nasiri M., *"IOCG Mieraliziation in Bostanabad-Meyaneh metallogenic Zone (NE Hashtrud)",* The 34th National and the 2nd Internatinal Geosiences congress, Tehran, Iran 34 (2016).

[7] Aslane borje M., *"Petrology, Geochemistry and tectonic-magmatic setting of granitoid body of northeast of Hashtrud (Dizaj Ali Gholi Bieck)",* Msc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (2017) (in Persian).

[8] Khalilzadeh H, Alipour S, Abedini A., *"Geochemistry, tectonic setting and magmatic origin of the mineralized stock in SahebDivan porphyry copper system, NW Iran",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (4) (2019) 781-794.

[9] Kamali A, Moayyed M, Amel N, Hosainzadeh M.R., *"Mineralogy and mineral chemistry of quartz-dioritic dykes of Sungun Mo- Cu porphyry deposit (NW Iran)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (1) (2017) 123-138.

[10] Nazarinia A, Mortazavi M, Arvin M, Poosti M,. *"Thermobarometry of Mamzar granitoid body, and its tectonomagmatic implication",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (1) (2019) 123-134.

[11] Aminiazar R., Ghadirzadeh A., *"1:100000 Geological map of Hashtrud, Scale series sheet 5464",* Geological Suvey of Iran, Tehran (1993) (in Persian).

[12] Asadian O., Amini-Fazl A., Khodabandeh A., *"1:100000 Geological map of Qarachaman, series sheet 5364",* Geological Survey of Iran, Tehran (1995) (in Persian).

[13] Dela Roche H., Letterrier J., Grand-Cluade P., Marchel M., *"A classification of volcanicand plutonic rocks, using R1-R2 diagrams and major elements analyses, its relationship with current nomenclature"*, chem. Geol. 29, 183-210.

[14] Shand S. J., *"Eruptive rocks. Teir genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposites with a chapter on meteorite",* John Wiley & Sons, New York, US (1943).

[15] Chappel B. W., White A. J. R., *"I-and S type granites in the Lachlan Fold belt. Transactions of the Royal Society of Edinburg",* Earth Science 83 (1992) 1-26.

[16] Peccerillo A., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey)"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

[17] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., *"Classification of altered Volcanic arc rocks using immobile trace elements: development of the th-Co discrimination diagram",* Journal of Petrology 48 (12) (2007) 2341-2357.

[18] Mason B., Moore C.B., *"Principles of Geochemistry",* John Wiley and Sons: New York (1982).

[19] Wyllie T., Sekinem, *"The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization",* Contributions to Mineralogy and Petrology, 79 (1982) 375-380.

[20] Ginibre C., Wörner G., *"Variable parent magmas and recharge regimes of the Parinacota magma system (N. Chile) revealed by Fe, Mg and Sr zoning in plagioclase",* Lithos 98 (4) (2007) 118-140.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

[21] Wilson M., *"Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Harper Collins Academic",* New York, US (1989) 466.

[22] Rollinson H.G., *"Using geochemical data: evaluation, presentation and interpretation",* Longman Group UK Limited (1993) 352.

[23] Muller D., Groves D.I., *"Potassic igneous and associated gold- copper mineralization",* Springer (1997) 241.

[24] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., *"Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (eds.), Collision Tectonics",* Geological Society London, Special Publication 19 (1986) 67-81.

[25] Chappell B. W., *"Aluminium saturation in I and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites",* Lithos 46 (1999) 535-551.

[26] Mason D.R., McDonald J. A., *"Intrusive rocks and porphyry copper occurrences of the Papua New Guinea- Solomon Islands region",* Economic Geology 73 (1978) 857-877.

[27] Tompson R. N., *"British Tertiary volcanic province: Scottich Geology",* 18 (1982) 49-107.

[28] Walker J. A., Patino L. C., Carr M. J., Feigenson M. D., *"Slab control over HFSE depletions in Central Nicaragua",* Earth and Planetary Science Letters 192 (2001) 533-543.

[29] Wilson M., *"Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach, Unwin Hyman, London",* (1989) 466.

[30] Richards J., Boyce A.,*"Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization"*, Economic Geology 96 (2001) 271-305.

[31] Wang K., Chung S., *"Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region",* Journal of Petrology 45 (2004) 975-1011.

[32] Machado A., Lima E. F., Chemale J. F., Morta D., Oteza O., Almeida D. P. M., Figueiredo A. M. G., Alexandre F. M., Urrutia J. L., *"Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the south Shetland arc",* Antarctica. Earth Science 18 (3) (2005) 407-425.

[33] Kurt H., Asan K., Rufffet G., *"The relationship between collision-related calcalkaline and within- plate alkaline volcanism in the Karacadag area (Konya-Turkey, Central Anatolia)",* Chemie der Erde 68 (2) (2008) 155-176.

[34] Pearce A. J., Parkinson I. J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis",* Geological Society 76 (1993) 373-403.

[35] Arjmandzade R., Karimpour M.H., Mazaheri S.A., Santos J.F., Medina J.M., Homam S.M., *"Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran)",* Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011b) 283-296.

[36] Boynton W.V., *"Cosmochemistry of the rare earth elements: meterorite studies, in rare earth element geochemistry"*, Elsevier, Amsterdam (1984).

[37] Kharbish S., *"Geochemistry and magmatic setting of Wadi EI-Markh island-arc gabbro-diorite suite, central Eastern Desert, Egypt",* Chemie der Erde/Geochemistry 70 (3) (2010) 257-266.

[38] Rollinson H. R., *"Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation",* Longman Science and Technical, London, UK (1993).

[39] Floyd P. A., Yaliniz M. K., Goncuoglu M. C., *"Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolia Crystaline Complex, Turkey",* Lithos 42 (1998) 225-241.

[40] Almeide M. E., Macambria M. J. B., Oliveira E. C., *"Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in Central portion of Guyana Shield",* Precambrian Research 155 (2) (2007) 69-97.

[41] Kampunzo A. B., Tombale A. R., Zhai M., Bagai Z., Majaule T., Modisi M. P., *"Major and trace element geochemistry of plutonic rocks from Francistown, NE Botswana: evidence for a Neoarchaean continental active margin in the Zimbabwe craton",* Lithos 71 (2-4) (2003) 431-460.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

[42] Zhao Z. F., Zheng Y. F., Wei C. S., Wu Y. B., *"Post-collisional granitoids from the Dabie orogen in China: Zircon U-Pb age, element and O isotope evidence for recycling of subducted continental crust",* Lithos 93 (3-4) (2007) 248-272.

[43] Arjmandzadeh R., Santos S. A., *"Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran",* International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 103 (2014) 123-140.

[44] Hoskin P. W. O., Kinny P. D., Wyborn D., Chappell B.W., *"Identitifying accessory mineral saturation during differentiation in granitoid magmas: An integrated approach",* Journal of Petrology 41(9) (2000) 1365-1395.

[45] Weaver B. L., Tarney J., *"Empirica approach to estimating the composition of the continental "* Nature 310 (1984) 575-577.

[46] McDonough W. F., Sun S.S., *"The composition of the Earth",* Chemical Geology 120 crust (1995) 223-254.

[47] Pearce A. J., Parkinson I. J., *"Trace element models for mantle melting: application to volcanic ard petrogenesis",* Geological Society 76 (1993) 373-403.

[48] Whalen J. B., Chappell B. W., *"Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia",* American Mineralogist 73 (1987) 281-296.

[49] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., *"Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock",* J. Petrol., 25 (1984) 956-983.

[50] Pearce J. A., Stern R. J., *"Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives, in Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions (eds D. M. Christie, C. R. Fisher, S. M. Lee and S. Givens)",* American Geophysical Union, Washington, D. C. doi 10.1029/166GM06 (2006).

[51] Manniar P. D., Piccoli and Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids",* Geological Society of America Bulletin 101 (1989) 635- 643.

[52] Muller D. Groves., *"Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings",* Mineralogy and Petrology 46(1992) 259-289.

[53] Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C. D., *"Geochemical classification for granite rocks"*, Journal of Petrology (2001) 2033-204.

[54] Barbarin B., *"A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments"*, Lithos, 46 (1999) 605-626.

[55] Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A., Toteu S., *"Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan–African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources geological setting",* Journal of African Earth Sciences 44 (2006) 511-529.

[56] Karsli O., Chen B., Aydin F., Sen C., *"Geochemical and Sr-Nb-Pb isotopic compositions of the Eocene Dolek and Saricicek Plutons, eastern Turkey: implictions for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting",* Lithos 98 (4) (2007) 67-96.

[57] Wang Q., Wyman D. A., Xu J., Jian P., Zhao Z., Li C., Xu W., Ma J., He B., *"Early Cretaceous adakitic granites in the northern Dabie complex, Central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust",* Geochimica et Cosmochimica Acta 71(2007) 2609-2636.

[58] Tankut A., Wilson M., Yihunie T., *"Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 85 (1-4) (1998) 285–301.

[59] Whalen C. K., Henker B., Ishikawa S. S., *"An electronicy of contextual triggers and ADHD: get ready, get diary stud set, get mad",* Journal of the American Academy of Child and Adolescent Psychiatry 45 (2006) 166–174.

[60] Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., *"The geochemical characteristics of granitoids in contrating arcs and comments on magma sources",* Journal of Geological Society London 141(3) (1984) 413-426.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]

[61] Kay S. M., Mpodozis C., *"magmatism as a probe to Neogene shllowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab",* Journal of South American Earth Sciences 15 (2002) 39-57.

[62] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., *"petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.

[63] Rapp R. P., Watson E. B., *"Dehydration Melting of Metabasalt at 8-32 Kbar Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling",* Journal of Petrology 36 (4) (1995) 891-931.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-10-12]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.16.8]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.489]