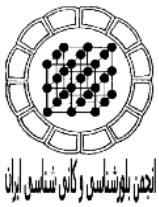
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال بیست و ششم، شمارهٔ چهارم، زمستان ۹۷، از صفحهٔ ۸۲۷ تا ۸۴۴



شیمی کانی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال-غربی خور): شاهدی بر فعالیت ماگمایی تریاس پسین در پهنه ساختاری ایران مرکزی

سولماز بلوچی*[1]، محمود صادقیان[1]، حبیب ا... قاسمی[1]، جای مینگو[2]، چیولی لی[2]، ژانگ یانبین[2]

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- موسسه زمین شناسی و ژئوفیزیک، انجمن علوم چین، پکن، چین

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۰/۶، نسخه نهایی: ۹۶/۱۲/۱۲)

چکیده: توده‌های نفوذی دیوریتی و دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی‌رنگ منطقه کلاته (شمال غربی شهر خور)، سنگ‌های مجموعه پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک‌پایانی جندق- عروسان را قطع کرده‌اند. بازدیدهای صحرایی، سنگ‌نگاری و بررسی‌های زمین-شیمیایی بیانگر ماهیت گرانیتوئیدی نوع I این توده‌های نفوذی، رابطه همزادی آن‌ها با یکدیگر و ماهیت آهکی-قلیایی پتاسیم‌متوسط تا پتاسیم بالای آن‌هاست. ماگمای سازنده آن‌ها، از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده روی پهنه فرورانش ورقه فرورانده نئوتتیس، سرچشمه گرفته است. زایش ماگماهای مورد نظر، در یک محیط کششی پشت کمانی درون ورقه قاره‌ای قرار گرفته بر روی پهنه فرورانش نئوتتیس صورت گرفته است. سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن‌های جداشده از این سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی نشانگر گستره سنی ۱٫۶±۲۱۳٫۹ تا ۱٫۶±۲۲۱ میلیون سال پیش (تریاس پسین) برای آن‌هاست. این سنگ‌های آذرین تظاهرات ماگمایی فاز کوهزادی سیمرین پیشین هستند.

واژه‌های کلیدی: *دیوریت؛ آلکالی فلدسپارگرانیت؛ تریاس پسین؛ فرورانش نئوتتیس؛ کلاته؛ خور.*

مقدمه

منطقه کلاته، در ۳۵ کیلومتری شمال‌غربی شهرستان خور در استان اصفهان، بین طول‌های جغرافیایی '۵۴°۱۱ تا '۵۵°۲۷ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۳۳°۵۳ تا '۳۴°۱۶ شمالی، در کناره جنوبی پهنه کویر بزرگ واقع است. این منطقه، جزئی از پهنه ساختاری ایران‌مرکزی است که بخشی از سرزمین‌های آذرین و دگرگونی پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی جندق – عروسان را دربر می‌گیرد. این سرزمین‌های دگرگونی پی‌سنگی دارای طیف سنگ‌شناسی بسیار متنوعی شامل متاپلیت‌ها (میکاشیست‌ها و گنیس‌ها)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دلومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها)، مجموعه افیولیتی دگرگون‌شده (دونیت‌ها، هارزبورژیت‌ها، بازالت‌ها و ...)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون و متاگریوک) و همچنین توده‌های گرانیتی هستند. در این مقاله علاوه بر شیمی کانی‌های سازنده توده نفوذی کوچک دیوریتی و دایک-های آلکالی فلدسپار گرانیتی و زمین‌شیمی آنها، برای نخستین بار نتایج سن‌سنجی آنها که به روش اورانیم – سرب بر دانه‌های زیرکن جدا شده از آنها به دست آمده ارائه می‌شود. این توده‌ها و دایک‌ها، تا کنون مورد بررسی زمین‌شناختی و سنگ‌شناسی دقیق قرار نگرفته و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، سن و خاستگاه ماگمایی آن‌ها مشخص نشده بود.

روش پژوهش

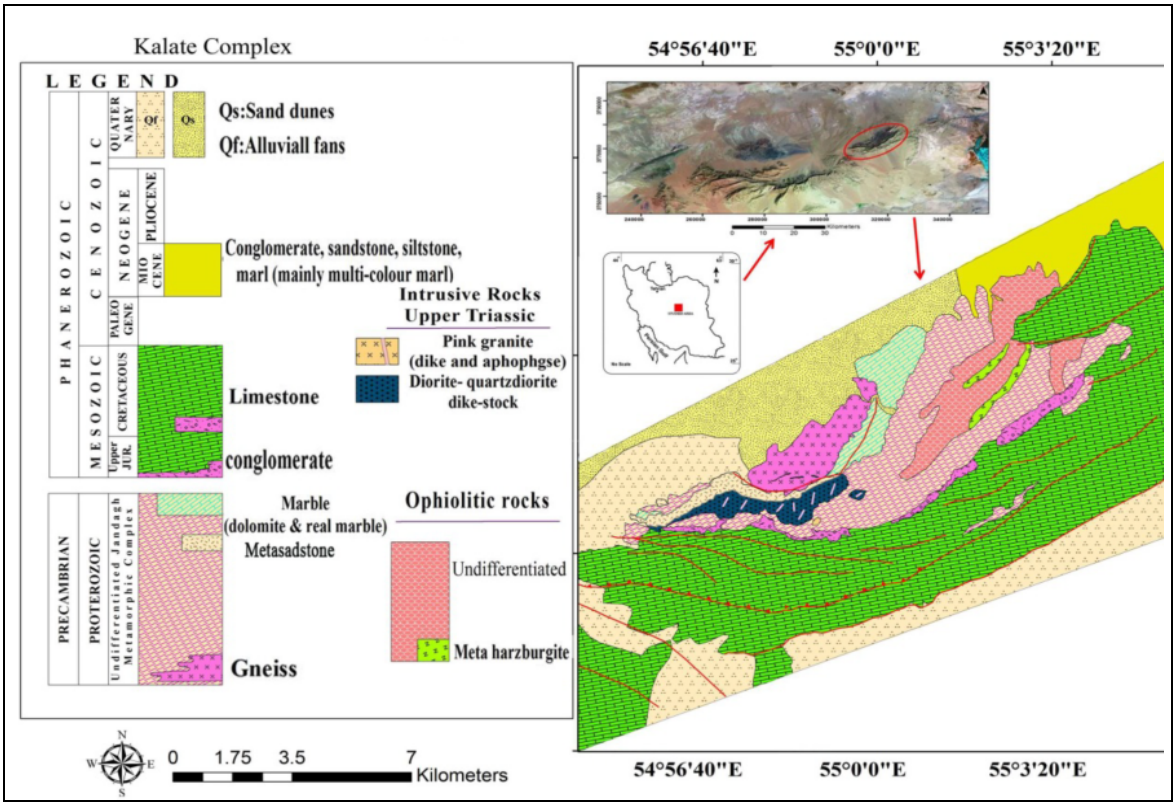
پس از مرور نتایج پژوهش‌های پیشین و انجام بازدیدهای صحرایی، تعداد ۱۱۰ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی، جهت بررسی‌های سنگ‌شناسی برداشت شد. مقاطع نازک و نازک-

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۷۷۲۸۰۶، پست الکترونیکی: baluchi.solmaz@yahoo.com

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

صیقلی تهیه شده از نمونه‌ها در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه صنعتی شاهرود بررسی شد. ۶ نمونه از دیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ با کمترین دگرسانی جهت انجام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی انتخاب و فرآیند خردایش و نرمایش آنها در دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد. مقادیر عناصر اصلی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو X، XRF (به روش قرص) و عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی، ICP-MS (به روش ذوب)، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd سنگ کل به روش طیف سنجی جرمی یونش گرمایی، TIMS، سن‌سنجی U-Pb بر روی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی به روش طیف سنجی جرمی یون ثانویه، SIMS، و همچنین تجزیه نقطه‌ای ریزپردازشی، EPMA، تعدادی از کانی‌ها (حدود ۶۰ نقطه) در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین انجام شد. نمونه‌های سنگی پودر شده جهت بررسی ایزوتوپی Sr-Nd پس از اندازه گیری‌های بسیار دقیق وزنی، بررسی و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی اسیدهای $HF + HNO_3 + HClO_4$ حل و رقیق شدند. عناصر Rb, Sr, Sm و Nd توسط روش کروماتوگرافی جدا شده و با روش TIMS اندازه‌گیری شد. زیرکن‌ها جهت سن‌سنجی به روش U-Pb، پس جدایش از نمونه‌های سنگی، مونت شده و مونت‌ها با طلا پوشانده شدند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی U-Pb-Th به روش SIMS توسط دستگاه CAMECA IMS 1280 انجام گرفت. قطر پرتو در نظرگرفته شده برای نقاط مورد آنالیز ۲۰ میکرون است. جهت تجزیه نقطه‌ای سطح مقاطع نازک صیقلی با لایه‌ای از کربن پوشیده و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. دستگاه ریزپردازنده از نوع JEOL JXA-8100 ساخت کشور ژاپن و شرایط آزمایش شامل ولتاژ ۱۵kV، جریان ریزکاو 1×10^{-8} A، دمای ۲۲-۲۳°C و رطوبت ۳۰% بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است. قطر نقاط تجزیه شده ۱ تا ۵ میکرون است. سرانجام، براساس برداشت‌های صحرایی و نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی به ویژه سن‌های جدید، نقشه جدید زمین‌شناسی منطقه تهیه گردید (شکل ۱).



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاته به همراه جایگاه آن در سرزمین ایران و همچنین تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گستره مجموعه دگرگونی - آذرین جندق عروسان.

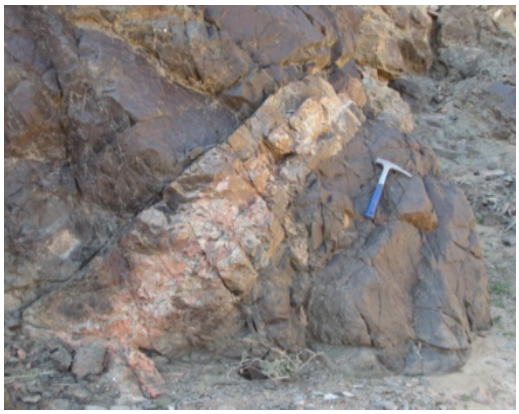
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

زمین‌شناسی منطقه

در منطقه کلاته در شمال‌غربی خور، بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی آذرین- دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی معروف به مجموعه دگرگونی جندق – عروسان رخنمون دارد. این مجموعه دارای طیف سنگ شناسی بسیار متنوعی است. همانند دیگر مجموعه‌های مشابه در مناطق همجوار (جنوب شاهرود، ساغند، پشت بادام، نی‌باز، و ...)، متاپلیت‌ها (میکاشیست‌ها و گنیس‌ها)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دلومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها)، مجموعه افیولیتی دگرگون‌شده (متادونیت، متاهارزبورژیت، متابازالت و ...)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون و متاگری وک) و همچنین توده‌های گرانیتی از اجزای مهم این مجموعه پی‌سنگی هستند.

تعدادی توده نفوذی کوچک دیوریتی به همراه دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی به درون این سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. توده‌های دیوریتی توسط دایک‌های گرانیتی و رگه‌های پگماتیتی - گرانیتی صورتی رنگ قطع شده‌اند (شکل ۲ الف). ساخت‌های پگماتوئیدی به طور موضعی، با افزایش مقدار آب و فراهم‌شدن شرایط برای تشکیل هورنبلندهای سبز دانه‌درشت، آشکارا در مقیاس صحرایی و نمونه دستی قابل‌مشاهده هستند، بطوری که اندازه بلورهای هورنبلند سبز در برخی نقاط تا ۴ سانتیمتر می‌رسد (شکل ۲ ب). با ادامه روند جدایش ماگمایی و کاهش FeO و MgO از یک سو و افزایش SiO_2 از سوی دیگر، بر مقدار پلاژیوکلاز افزوده شده و کوارتز نیز به صورت یک کانی بین دانه‌ای غیرخودشکل به مجموعه کانیایی سازنده سنگ افزوده شده است. در برخی موارد، مقدار کوارتز به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد و می‌توان سنگ را کوارتزدیوریت نامید. در برخی مناطق، دیوریت‌ها به شدت گسل خورده و اپیدوتی شده‌اند. شواهد جدایش ماگمایی از دیوریت‌ها به سوی آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در مقیاس صحرایی تا میکروسکوپی قابل-مشاهده و پی‌گیری است.

با توجه به مشاهدات صحرایی، آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ اغلب بصورت دایک دیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و معمولاً رخنمون پیوسته و مستقلی از آنها دیده نمی‌شود. پهنای دایک‌ها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ از چند سانتیمتر تا ۲ متر و طول آنها از چند متر تا ده‌ها متر متغیر است. رنگ صورتی آنها به دلیل فراوانی ارتوز صورتی رنگ و جایگزینی Fe^{+3} به جای Al^{+3} در ساختار این کانی است. در برخی مناطق همچون شمال‌شرقی چاه حسین آقا، دایک‌ها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی و پگماتیتی صورتی رنگ موردنظر، به قدری فراوان‌اند که شبکه شبه داربستی را به نمایش گذاشته‌اند. در بخش‌های پگماتیتی، ساخت‌های گرافیکی و پرتیتی در مقیاس ماکروسکوپی به روشنی قابل-مشاهده هستند. بر اثر گرمای ناشی از توده‌های نفوذی دیوریتی بر سنگ‌های متاکربناتی میزبان، این سنگ‌ها دستخوش باز تبلور شده و به مرمرهای آهکی- دولومیتی سفید رنگ دانه درشت تبدیل شده‌اند. به دلیل داشتن مرز تدریجی و ریشه گرفتن گرانیت‌های صورتی رنگ از درون دیوریت‌ها، در برداشت‌های صحرایی کاملاً روشن است که آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ از تبلور جدایشی پیشرفته دیوریت‌ها نتیجه شده‌اند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ فاقد آنکلاوهای زینولیتی هستند. نبود آنکلاوهای زینولیتی در گرانیت‌های همراه با دیوریت‌ها و گابروها تأییدی بر دگرگونی آن‌ها از طریق تبلور جدایشی ماگمای مافیک است [۱].



الف)

ب)

شکل ۲ تصاویری از روابط صحرایی بین دیوریت‌ها و دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی. الف) قطع‌شدگی دیوریت‌ها توسط دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ و رابطه زایشی نزدیک آن‌ها با یکدیگر، ب) ساخت پگماتوئیدی در پگماتوئید دیوریت‌ها.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

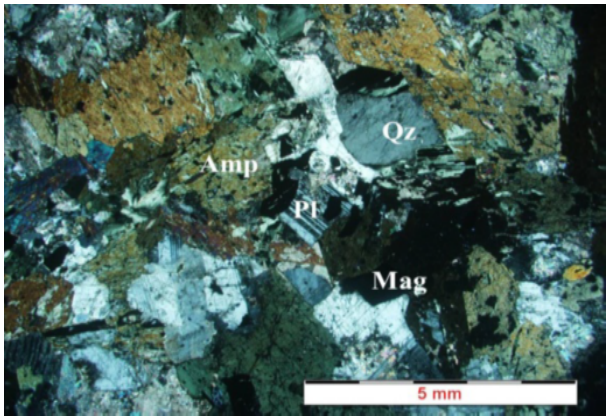
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

ابراهیمیان [۲] گرانیتوئیدهای شرق جندق را که سنگ-های مورد بحث در این پژوهش بخشی از آنها به حساب می-آیند، بررسی کرده است. او گرانیتوئیدهای این منطقه را که درون یا همراه با مجموعه دگرگونی جندق رخنمون دارند را به چهار فاز تقسیم کرده است که عبارتند از: فاز اول) آلکالی گرانیت، سیینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت (با ترکیب غالب مونزوگرانیتی)، فاز دوم) آلکالی گرانیت، سیینوگرانیت و مونزوگرانیت (با ترکیب غالب گرانیتی قلیایی)، فاز سوم) آلکالی گرانیت، سیینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت (با ترکیب غالب گرانودیوریتی) و فاز چهارم) پگماتیت با ترکیب آلکالی گرانیت و سیینوگرانیتی.

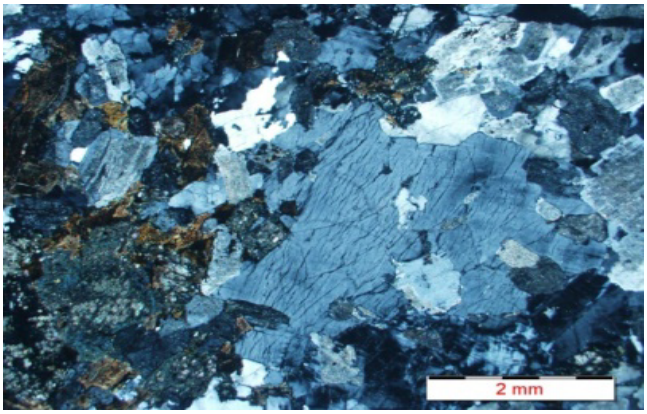
بررسی‌های جدید صحرایی این پژوهش به همراه تعیین سن-های ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن نشان می‌دهد که از بین چهار فاز تعیین شده توسط ابراهیمیان، فاز سوم در واقع گنیس‌های میلونیتی‌شده‌ای هستند که بر اساس سن‌سنجی-های جدید دارای سن ۵۳۷٫۶±۳٫۱ میلیون سال هستند و به نئوپروتروزوئیک پایانی تعلق دارند و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی کاملاً نادرست است. فاز چهارم که شامل سنگ‌های پگماتیتی جنوب معدن میکا- فلدسپار جندق است، با توجه به شواهد صحرایی دارای ارتباط زایشی با سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی است و در واقع فراورده ذوب بخشی این دگرگونی‌ها در شرایط اوج دما اوج دمای دگرگونی دگرگونی ناحیه‌ای نوع بارووین است و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی نیز نادرست است. گستره سنی ژوراسیک پیشین تا میانی، براساس تعیین سن‌های انجام شده توسط سوسوف [۳] به روش‌های اثر شکافت ۸±۱۷۹ میلیون سال پیش و پتاسیم – آرگن ۵±۱۷۷ و ۱۸۳ میلیون سال پیش برای این سنگ‌ها در نظر گرفته شده است. روشن است که بکارگیری این دو روش برای مجموعه‌های قدیمی و چندفازی کاملاً اشتباه است. سن سنجی‌های جدید بر اساس روش U-Pb بر زیرکن-های جدا شده از سنگ‌های با ترکیب دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی، سن حدود ۲۱۳ تا ۲۲۱ میلیون سال را نشان می‌دهند که معادل تریاس‌پایانی است. در ادامه، نتایج سن-سنجی این سنگ‌ها به تفصیل توضیح داده می‌شود. علاوه بر توده‌های آذرین تریاس پایانی، شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک، آهک‌های کرتاسه، مارن‌های میوسن و نهشته‌های کواترنری نیز در منطقه رخنمون دارند که در برخی نقاط بر روی مجموعه پی‌سنگی جندق قرار گرفته‌اند (شکل ۱).

سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

دیوریت‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و بسیار دانه درشت (پگماتوئیدی) هستند (شکل ۳). کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل هورنبلندسبز و پلاژیوکلاز هستند. بیوتیت به مقدار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود و با توجه به مقدار فراوانی آن می‌توان بیوتیت را به طور موردی در زمره کانی‌های اصلی یا فرعی قرار داد. برخی از پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت، اسفن و زیرکن جزء کانی-های عارضه‌ای دیوریت‌ها محسوب می‌شوند. اپیدوت، کلریت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن و منگنز نیز از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.



الف)



ب)

شکل ۳ الف) بافت دانه‌ای در دیوریت‌ها به همراه حضور هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت؛ ب) همرشدی بین ارتوکلاز و آلبیت و ایجاد بافت پرتیت در آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ. Amp: آمفیبول، Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Mag: مگنتیت؛ علائم اختصاری کانی‌ها از مرجع [۴] برگرفته شده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، خط میخی یا گرافیک، گرانوفیری و پرتیتی هستند. فلدسپارهای پتاسیم‌دار همچون ارتوکلاز و میکروکلین به همراه کوارتز سازندهای اصلی این سنگها هستند. پلاژیوکلاز به مقدار کمتر در آنها یافت می‌شود. زیرکن، مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های عارضه‌ای و سریسیت و کلسیت از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند. رنگ صورتی این سنگ‌ها به دلیل فراوانی فلدسپارهای صورتی رنگ و به‌واسطه جایگزینی مقادیر کمی Fe^{+3} به جای Al در شبکه بلوری ارتوکلاز است (شکل ۳).

بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) و با توجه به نمودارهای مراجع [۵، ۶]، آمفیبول‌های موجود در دیوریت‌ها از نوع آمفیبول‌های کلسیمی و هورنبلند چرماکیتی و چرماکیتی آهن‌دار هستند. آمفیبول‌های موجود در گرانیت‌ها نیز از نوع منیزیوهورنبلند هستند. پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها به ترتیب دارای ترکیب آندزینی و آلبیتی هستند بیوتیت‌های موجود در آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها دارای نسبت Fe/(Fe+Mg) بالاتری نسبت به بیوتیت‌های موجود در دیوریت‌ها و در ضمن، دارای Al با همارایی ۴ بیشتری هستند. تعدادی از فلدسپارهای پتاسیمی تجزیه شده نیز در نزدیکی قطب ارتوزکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۴). با توجه به مشاهدات سنگ‌نگاری فلدسپارهای پتاسیمی از نوع ارتوز پرتیتی و میکروکلین هستند. نتایج به دست آمده از تجزیه ریزپردازشی، مشاهدات سنگ‌نگاری را تأیید می‌کند.

زمین‌شیمی

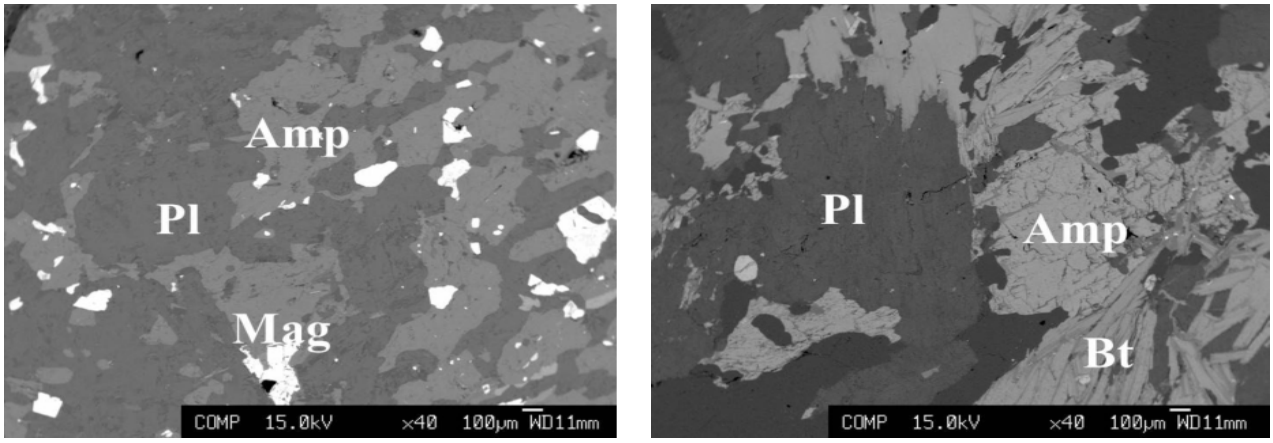
ترکیبات عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر سه نمونه از دیوریت‌ها و سه نمونه از دایک‌های گرانیتی کلاته در جدول ۲ ارائه شده است. به دلیل پراکندگی و عدم دقت نتایج داده‌های عناصر کمیاب و خاکی نادر [۲]، تنها از نتایج تجزیه عناصر اصلی مرجع [۲] در برخی از نمودارها استفاده شده است. در نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین، از جمله نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 [۷]، دیوریت‌ها در قلمرو سنگ-های گابرویی و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در قلمرو گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). البته مشاهدات سنگ‌نگاری، نام گابرو را تأیید نمی‌کند. دلیل این امر، حضور گسترده هورنبلندسبز، نبود پیروکسن و حضور پلاژیوکلاز آندزینی است. به دلیل فراوانی آب در محیط تبلور ماگمای دیوریتی، تبلور هورنبلندسبز بر پیروکسن برتری یافته است و فراوانی هورنبلند سبز در این سنگ‌ها سبب پایین بودن مقدار SiO_2 و قرار گرفتن آن‌ها در گستره ترکیبی گابرو شده است. با توجه به نمودار زمین‌شیمیایی [۸]، سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه دارای ماهیت آهکی-قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا هستند (شکل ۵ ب). دیوریت‌ها دارای ماهیت متاآلومین و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ دارای ماهیت پرآلومین ضعیف هستند.

جدول ۱ نتایج میانگین تجزیه نقطه‌ای (EPMA)کانی‌های سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی کلاته.

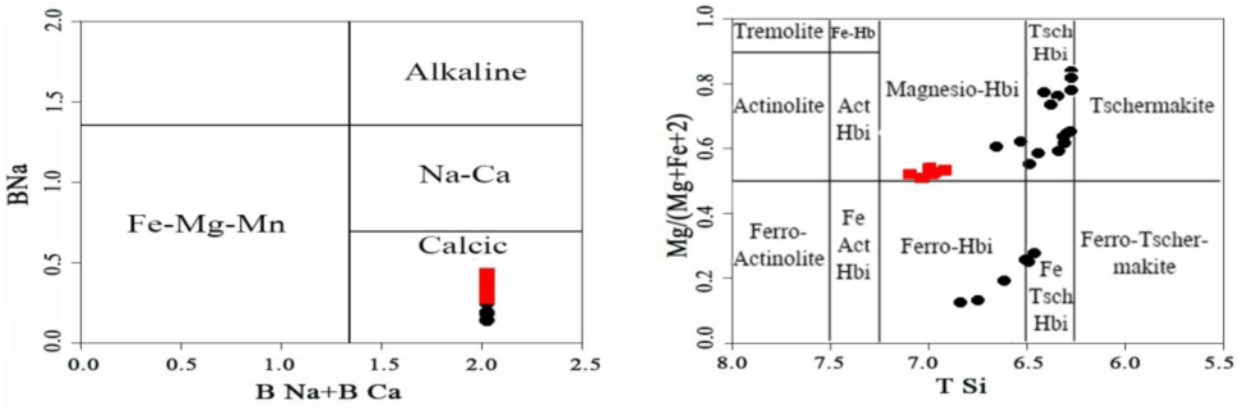
	آمفیبول		بیوتیت		پلاژیوکلاز		آلکالی فلدسپار
	دیوریت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	گرانیت
SiO_2	۴۵/۷۵	۴۶/۴۸	۳۶/۲	۳۱/۳۳	۵۷/۴۱	۶۷/۱۲۵۶۷	۶۵/۳۰۲
Al_2O_3	۱۴/۴۳	۷/۸۹	۱۶/۲۹	۱۶/۲۴	۲۶/۳۸	۲۰/۳۳۲۶۷	۱۷/۹۲۲
FeO	۱۲/۶۷	۱۷/۵۵	۱۷/۹۱	۲۵/۴۸	۰/۱	۰/۲۶۵	۰/۰۵۵
MgO	۹/۴۳	۹/۹۱	۱۰/۷۶	۱۰/۶۱	۰/۰۷	۰/۰۹۹	۰
CaO	۱۰/۱۹	۱۱/۸	۰/۰۶	۰/۱۷	۸/۳۲	۱/۳۹۹۶۶۷	۰/۰۱۲
Na_2O	۲/۱۹	۰/۸۶	۰/۲۱	۰/۰۴	۶/۴	۹/۷۵۵	۰/۶۸۵
K_2O	۰/۶۴	۰/۷۹	۸/۸۸	۳/۲۸	۰/۲۸	۰/۴۸۰۶۶۷	۱۵/۲۰۴
TiO_2	۰/۹۱	۰/۸۵	۲/۵۵	۲/۳۳	۰/۰۱	۰/۰۰۵	۰
MnO	۰/۲۸	۰/۴۷	۰/۲۷	۰/۵۳	۰/۰۱	۰/۰۰۷	۰
Cr_2O_3	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱۲۳۳۳	۰
NiO	۰/۰۱	۰/۰۱	۰	۰/۰۲	۰	۰/۰۰۱	۰
مجموع	۹۶/۵۶	۹۶/۶۵	۹۳/۱۶	۹۰/۰۳	۹۹/۰۱	۹۹/۴۸۳	۹۹/۱۸

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

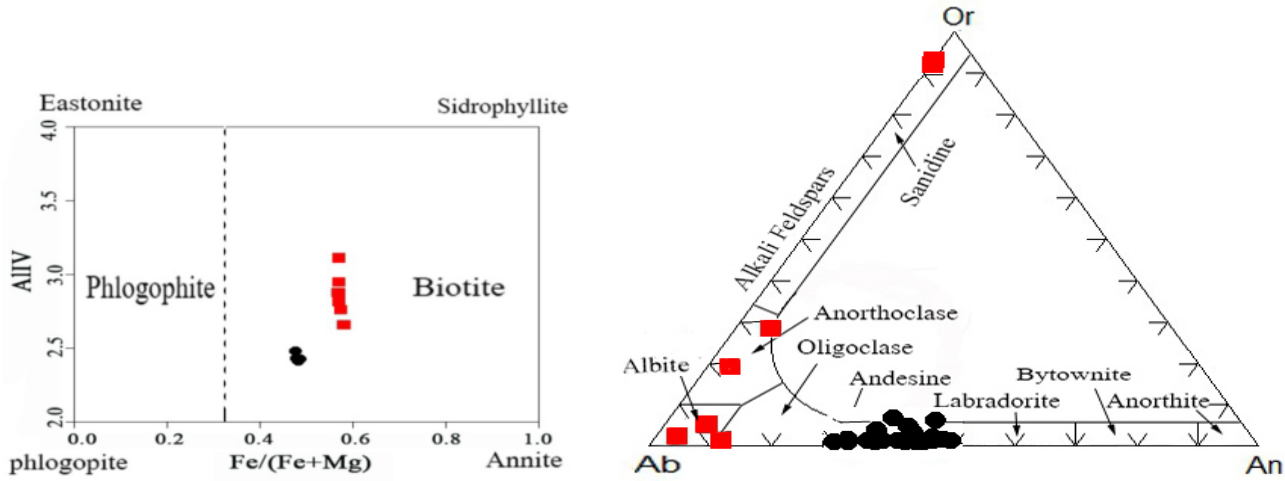
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]



الف)



ب)



پ)

شکل ۴ الف) تصاویر الکترونی پس پراکنشی از برخی از کانی‌های منتخب تجزیه شده به روش EPMA. Amp : آمفیبول، Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Mag: مگنتیت؛ علائم اختصاری کانی ها از مرجع [۴] برگرفته شده است. موقعیت آمفیبول‌ها، فلدسپارها و بیوتیت‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در ب) نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌ها [۵] و پ) نمودارهای رده‌بندی پلاژیوکلازها و بیوتیت‌ها [۶]. علامت مربع: گرانیت‌ها و دایره: دیوریت‌ها. برای توضیحات بیشتر متن را ببینید.

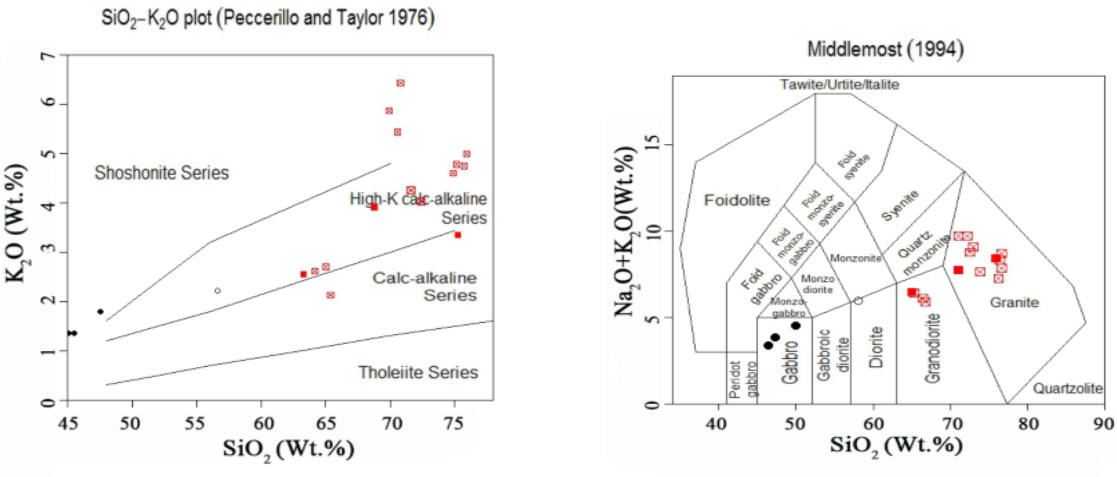
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی تریاس پسین منطقه کلاته به روش XRF و ICP-MS.

شماره نمونه	BJA-340-5	BJA-341-3	BJA-335	BJA-320-1	BJA-370	BJA-336-1
		دیوریت			آلکالی فلدسپار گرانیت	
SiO_2 (Wt.٪)	۴۵٫۰۳	۴۵٫۵۳	۴۷٫۵۵	۶۹٫۵۷	۷۵٫۲۷	۶۳٫۳۳
TiO_2 (Wt.٪)	۱٫۳۹	۱٫۰۹	۰٫۶۲	۰٫۴	۰٫۲	۰٫۶۱
Al_2O_3 (Wt.٪)	۱۸٫۱۲	۲۱٫۴۳	۱۷٫۸۹	۱۴٫۱۱	۱۳٫۴۴	۱۵٫۲۴
$Fe_2O_{3\,t}$(Wt.٪)	۱۰٫۸۸	۷٫۴۶	۹٫۸۲	۳٫۷۷	۰٫۵۴	۶٫۰۷
MnO (Wt.٪)	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۰۲	۰٫۲۵
MgO (Wt.٪)	۸٫۹	۷٫۱	۸٫۵۱	۱٫۵	۰٫۱۳	۲٫۷۵
CaO (Wt.٪)	۱۰٫۴۴	۱۰٫۴۶	۷٫۱۷	۱٫۱	۱٫۱۹	۳٫۳۳
Na_2O (Wt.٪)	۱٫۹۱	۲٫۳۵	۲٫۵	۳٫۵۹	۴٫۹۸	۳٫۷۶
K_2O (Wt.٪)	۱٫۳۵	۱٫۳۶	۱٫۷۹	۳٫۹۹	۳٫۳۴	۲٫۵۴
P_2O_5 (Wt.٪)	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۱۲
L.O.I	۲٫۱۲	۲٫۵۶	۳٫۹	۱٫۸۲	۱٫۱	۲٫۱۶
مجموع	۱۰۰٫۳	۹۹٫۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰٫۳	۱۰۰٫۲
Sc (ppm)	۸۲٫۸	۶۶٫۳	۴۵٫۶	۸٫۷۷	۲٫۴۹	۱۹٫۹
V (ppm)	۶۲۲	۴۲۵	۴۲۴	۵۷٫۱	۳٫۹۷	۱۲۲
Cr (ppm)	۱۹۹	۵۹٫۶	۸۰٫۳	۲۸	۱۹٫۱	۴۳٫۱
Co (ppm)	۴۷٫۶	۳۲٫۱	۳۷٫۲	۷٫۹۳	۰٫۷۳۲	۱۵٫۸
Ni (ppm)	۳۸٫۶	۲۵	۱۶٫۱	۶٫۱۹	۳٫۸۶	۱۲٫۱
Ga (ppm)	۱۷٫۹	۱۷٫۱	۱۵٫۱	۱۵٫۵	۱۴٫۲	۱۶٫۲
Rb (ppm)	۳۷٫۱	۴۱٫۷	۶۸٫۳	۱۴۶	۱۵۱	۸۰٫۳
Sr (ppm)	۴۹۸	۶۴۲	۴۰۸	۲۰۱	۹۲٫۵	۳۳۱
Y (ppm)	۲۱٫۹	۱۸٫۳	۱۵	۲۳٫۵	۱۹٫۳	۲۰٫۹
Cs (ppm)	۱۱٫۲	۱۳٫۴	۱۳٫۴	۵٫۹۶	۷٫۴۸	۲٫۳۹
Ba (ppm)	۳۲۸	۳۲۰	۳۸۰	۵۸۴	۶۶۷	۹۵۳
Th (ppm)	۱٫۶	۰٫۸۷	۱٫۲۵	۱۳	۱۲	۵٫۰۹
U (ppm)	۰٫۱۹۲	۰٫۲۱۷	۰٫۳۴۴	۲٫۴	۴٫۴۸	۱٫۶۴
Nb (ppm)	۳٫۰۲	۲٫۵۵	۳٫۱۲	۹٫۹۹	۱۱	۸٫۹۶
Ta (ppm)	۰٫۲۱۷	۰٫۱۷۳	۰٫۲۶۲	۰٫۹	۱٫۷۱	۰٫۶۸۱
Zr (ppm)	۴۱٫۲	۳۳٫۳	۲۳٫۳	۶۰٫۷	۶۱٫۴	۵۸٫۷
Hf (ppm)	۱٫۶۶	۱٫۳۴	۱	۲٫۳۵	۳٫۹۴	۰٫۸۴۸
La (ppm)	۹٫۶۲	۶٫۱۸	۶٫۴۴	۲۸٫۴	۷٫۲۱	۱۵٫۳
Ce (ppm)	۱۹٫۲	۱۴٫۱	۱۴٫۴	۵۴٫۹	۱۵	۳۲٫۷
Pr (ppm)	۲٫۶۳	۲٫۰۷	۱٫۹۴	۶٫۲۲	۱٫۷۲	۴٫۳۸
Nd (ppm)	۱۳٫۳	۱۰٫۶	۸٫۴۵	۲۳٫۳	۶٫۲۲	۱۹٫۳
Sm (ppm)	۳٫۶	۲٫۷۷	۱٫۹۹	۴٫۴۹	۱٫۶۴	۴٫۵۸
Eu (ppm)	۱٫۱	۰٫۹۱۶	۰٫۶۹۱	۰٫۸۴۶	۰٫۳۱۷	۰٫۹۸۳
Gd (ppm)	۳٫۵۵	۲٫۷۸	۲٫۰۵	۴٫۲۷	۱٫۶۵	۴٫۸۳
Tb (ppm)	۰٫۷۲۹	۰٫۵۶۸	۰٫۴۳۹	۰٫۷۸	۰٫۴۶	۱٫۰۲
Dy (ppm)	۴٫۲۳	۳٫۴۷	۲٫۶۲	۴٫۴۷	۳٫۱	۶٫۱۷
Ho (ppm)	۰٫۸۴۸	۰٫۶۹۱	۰٫۵۵۴	۰٫۸۴۷	۰٫۶۴۸	۱٫۲۶
Er (ppm)	۲٫۲۳	۱٫۸۶	۱٫۵۳	۲٫۳۹	۱٫۹۹	۳٫۵۷
Tm (ppm)	۰٫۳۶۸	۰٫۳۱	۰٫۲۷۳	۰٫۴۱۶	۰٫۴۲۹	۰٫۶۵۱
Yb (ppm)	۲٫۱۵	۱٫۸۳	۱٫۷۶	۲٫۵۴	۲٫۸۷	۴٫۰۲
Lu (ppm)	۰٫۲۹۲	۰٫۲۴۲	۰٫۲۳۹	۰٫۳۵۹	۰٫۴۰۳	۰٫۵۵۵

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]



الف) ب)

شکل ۵ جایگاه نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ تریاس‌پسین کلاته در الف) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 [۷]، ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۹]، جهت تعیین سری ماگمایی. علامت مربع: آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ (گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها) یا به عبارت کلی گرانیتی و دایره: دیوریت‌ها. دایره‌ها و مربع‌های توخالی نشانگر نمونه‌های سنگی برداشت شده توسط ابراهیمیان [۲] و علائم توپر نشانگر نتایج زمین‌شیمیایی این پژوهش است.

بحث

بررسی دگرگونی و رابطه زایشی بین دیوریت‌ها و گرانیت‌ها

به منظور شناسایی عوامل مؤثر در دگرگونی سنگ‌های آذرین درونی مورد بررسی از نمودارهای دو متغیره هارکر [۹] استفاده شد. چنان که در شکل ۶ دیده می‌شود، با افزایش SiO_2، مجموع مقادیر K_2O و Na_2O افزایش یافته و در مقابل مجموع اکسیدهای FeOt، MgO، Fe_2O_3t، TiO_2 و مجموع CaO و Al_2O_3 کاهش یافته‌اند. Na_2O و K_2O در ساختار کانی‌های تشکیل شده در مراحل ابتدایی جدایش شرکت نمی‌کنند یا دست‌کم مشارکت کمتری دارند. این اکسیدها در مراحل پایانی جدایش، در ساختارهای آلکالی فلدسپار، بیوتیت و پلاژیوکلازهای دارای آلبیت بیشتر وارد می‌شوند. سیر تحولی فرایند تبلور بلورهای بیوتیت، هورنبلند سبز و اکسیدهای آهن-تیتانیم، روند کاهشی مقادیر MgO، FeO و TiO_2 را در پی داشته است. اکسیدهای Al_2O_3 و CaO با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند که بیشتر برآمده از تبلور و جدایش هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز است [۱۰]. همچنین عناصر Ni، Cr، CO و V با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند.

گفتنی است که در نمودارهای هارکر، بین ترکیبات دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی یک وقفه ترکیبی دیده می‌شود. در نگاه نخست می‌توان چنین برداشت کرد که بین این دو گروه سنگی ارتباط زایشی یا همزادی وجود ندارد، ولی شواهد صحرایی از جمله حضور لکه‌های موضعی غنی از ارتوز و رگه‌ها و رگچه‌های غنی از ارتوزهای صورتی رنگ همراه با دیوریت‌ها و کوارتزدیوریت‌ها این موضوع را رد می‌کند و در واقع، این وقفه ناشی از کمبود تعداد نمونه‌های تجزیه شده است.

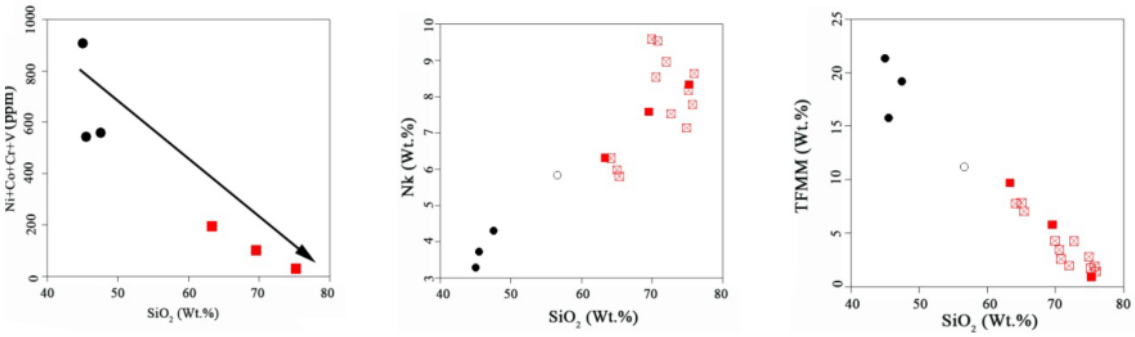
نمودار تغییرات مقادیر عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۱] در شکل ۷ الف نشان داده شده است. با توجه به این شکل، عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها به ویژه انواع سبک آن، نسبت به کندریت غنی‌شدگی قابل‌توجه نشان می‌دهند. غنی‌بودن دیوریت‌های مورد نظر از عناصر خاکی نادر سنگین نیز با حضور مقادیر قابل‌ملاحظه هورنبلند سبز در دیوریت‌ها سازگار است. همچنین غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سنگین و الگوی نسبتاً مسطح آنها می‌تواند نشان-دهنده خاستگاه ماگمایی بدون گارنت و در نتیجه مشتق شدن ماگمای والد از خاستگاه اسپینل لرزولیتی باشد [۱۲]. بعلاوه، این نمودار رابطه زایشی دیوریت‌ها و گرانیت‌ها به واسطه تبلور جدایشی را نشان می‌دهد. نمودار بهنجار شده نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی نسبت به گوشته اولیه [۱۳] در شکل ۷ ب نمایش داده شده است. روندهای تقریباً مشابه و موازی نمونه-های مورد نظر در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از ناهنجاری‌های ناشی از آلایش پوسته‌ای)، می‌تواند معرف خاستگاه یکسان برای سنگ‌ها باشد [۱۴]. غنی‌شدگی از عناصر Pb، Th و U و تهی‌شدگی از Nb و Ta می‌تواند نشان-دهنده آلایش ماگمای سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

بالایی باشد [۱۵، ۱۶] و یا مطابق با مشتق‌شدن ماگما از یک گوشته زیر ورقه قاره ای است که توسط سیال‌های مشتق‌شده از ورقه فرورونده دگرنهاد شده است [۱۷]. همچنین ناهنجاری منفی Nb و Ti به تبلور فازهای تیتانیم‌دار همچون اسفن و ایلمنیت نسبت داده می‌شود [۱، ۱۸].

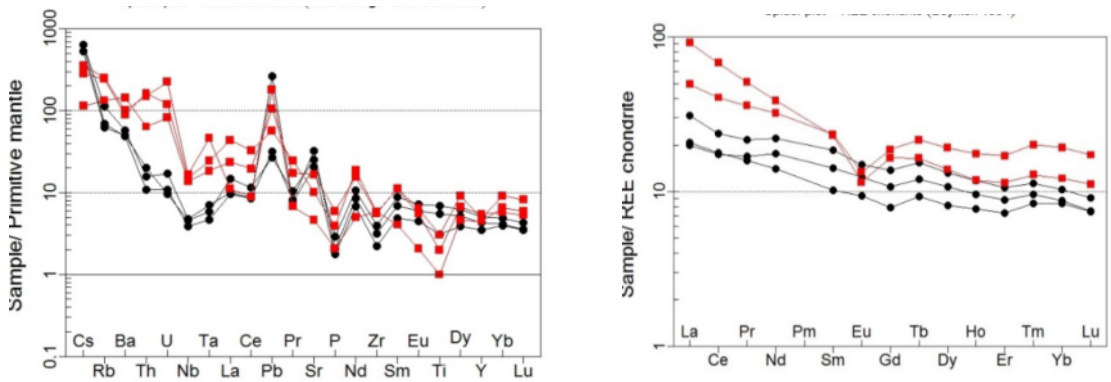
بررسی ماهیت زمین‌شیمیایی

به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع A، I و S، از نمودارهای پیشنهادی کولینز و همکاران [۱۹] و چپل و وایت [۲۰] استفاده شده است (شکل ۸). گرانیت‌های نوع I دارای ناهنجاری منفی Nb و Ta [۱۸]، ماهیت متالومین یا پرآلومین ضعیف، مقدار Na_2O نسبتاً بالا (بیشتر از ۳٫۲ درصد وزنی) و نسبت Ga/Al پایین (10000*Ga/Al<۲٫۶) [۲۰، ۲۱] هستند. این ویژگی‌ها، با مشخصه‌های گرانیتوئیدهای کلاته همخوانی خوبی نشان می‌دهد. همچنین بر اساس نمودارهای یادشده، آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ کلاته به همراه دیوریت‌ها، در گستره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. شواهد کانی‌شناسی همچون فراوانی هورنبلند سبز، وجود بیوتیت و مگنتیت، وابستگی این گرانیتوئیدها به گرانیتوئیدهای نوع I را تأیید می‌کند. علاوه بر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و شواهد کانی‌شناسی، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ و $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ نمونه‌ها که به‌ترتیب برابر ۰٫۷۰۸ و ۰٫۷۰۶، ۰٫۵۱۲۲۲ و ۰٫۵۱۲۲۱ برای دیوریت‌ها و ۰٫۷۰۸ و ۰٫۵۱۲۲۲ برای آلکالی فلدسپار گرانیت ها است و با ماهیت گرانیتوئیدی نوع I آن‌ها همخوانی دارد. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ در گرانیت‌های نوع I پایین و بین ۰٫۷۰۴ تا ۰٫۷۰۸ است [۲۲، ۲۳].



الف ب پ

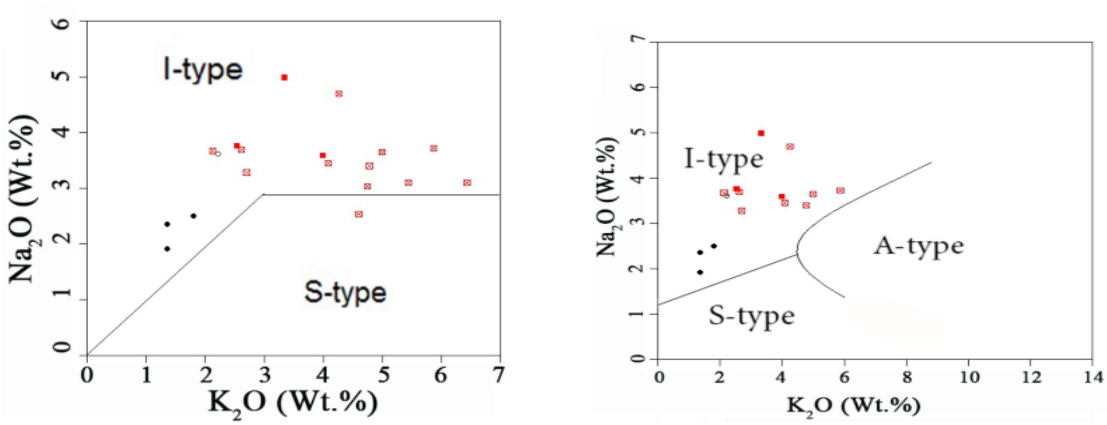
شکل ۶ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در الف و ب - نمودارهای تغییرات مجموع درصد برخی از اکسیدهای اصلی در برابر درصد وزنی SiO_2. $TFMM = TiO_2+Fe_2O_3+MgO+MnO$ و $NK = Na_2O+K_2O$، پ - نمودار تغییرات مجموع عناصر فرعی سازگار Ni+Co+Cr+V در برابر درصد وزنی SiO_2. برای درک بهتر تغییرات، با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، مجموع تعدادی از اکسیدهای عناصر اصلی به‌طور همزمان به عنوان نماینده محور قائم این نمودارها در نظر گرفته شده است. علائم همانند شکل ۵ است.



ب) الف)

شکل ۷ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در الف- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده در برابر کندریت [۱۱] و ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۳]. علائم همانند شکل ۴ است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

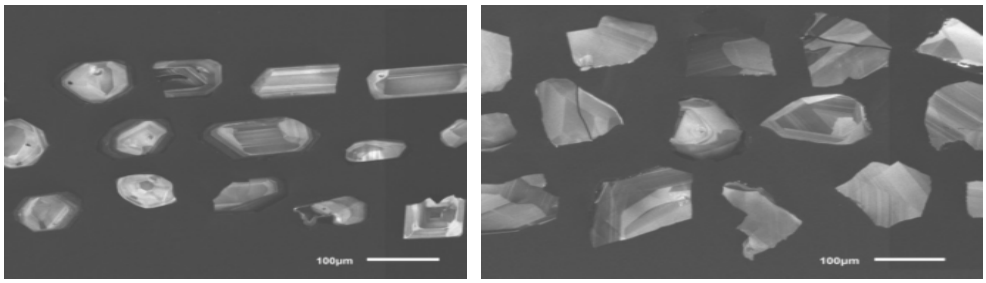


ب) الف)

شکل ۸ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در نمودارهای تعیین نوع گرانیتوئیدهای Na_2O نسبت به K_2O [۱۹،۲۰]، جهت تفکیک گرانیت‌های A، I و S. علائم همانند شکل ۴ است.

سن‌سنجی

سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی این پژوهش، تاکنون به خوبی بررسی، شناسایی و معرفی نشده‌اند و جایگاه سنی آن‌ها براساس شواهد چینه‌شناسی یا روش‌های سن‌سنجی نامناسب، تعیین و تفسیر شده است. به‌طوری که در برخی موارد آن‌ها را جزء مجموعه افیولیتی وابسته به پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک پایانی منطقه [۲۴] و یا مربوط به ژوراسیک‌میانی [۲، ۳] به حساب آورده‌اند. براساس شواهد صحرایی، توده‌های دیوریتی به درون مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی نفوذ کرده‌اند و در مقابل کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک‌پایانی و آهک‌های کرتاسه را قطع نکرده‌اند. در نتیجه از نظر چینه شناسی، جایگاه سنی این توده‌های نفوذی از ژوراسیک پسین قدیمی‌تر است. نتایج سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن‌های جدا شده از این توده‌ها به روشنی و با دقت و درستی بالا نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود این سنگ‌ها به فازهای ماگمایی تریاس پسین تعلق دارند. زیرکن‌های جدا شده بیشتر خودشکل، منشوری و دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. سن-سنجی به روش SIMS و در آزمایشگاه سن‌سنجی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین که دارای اعتبار جهانی است انجام شده است لذا نتایج به دست آمده (جدول ۲) از اعتبار خوب و قابل اعتمادی برخوردار است. تصاویر کاتادولومینسانس برخی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های سنگی مورد بررسی در شکل ۹ آمده است. نتایج سن سنجی دو نمونه از دیوریت‌ها و سه نمونه از آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ نشان می‌دهند که آن‌ها در یک گستره زمانی بسیار کوتاه ۲۲۱ تا ۲۱۳ میلیون سال پیش (اواخر تریاس) تشکیل شده‌اند (جدول ۳ و شکل ۱۰). با توجه به این گستره سنی بسیار کوتاه و نتایج سن‌سنجی (جدول ۳ و شکل ۱۰)، تقدّم و تأخّر سنی تزریق توده‌ها تنها بر اساس شواهد صحرایی امکان‌پذیر است. شواهد صحرایی (شکل ۲) آشکارا نشان می-دهند که آلکالی فلدسپار گرانیت های صورتی رنگ، دیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و در واقع بخش‌های جدایشی و جوانتر آن‌ها هستند.



ب الف

شکل ۹ تصاویر کاتادولومینسانس از برخی از زیرکن‌های جدا شده از: الف - دیوریت‌ها و ب) آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی‌رنگ کلاته.

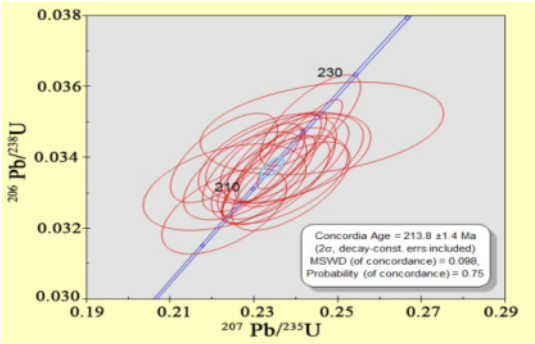
[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

جدول ۳ نتایج تجزیه ایزوتوپی و سن‌سنجی U-Pb به روش SIMS بر زیرکن‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کلاته.

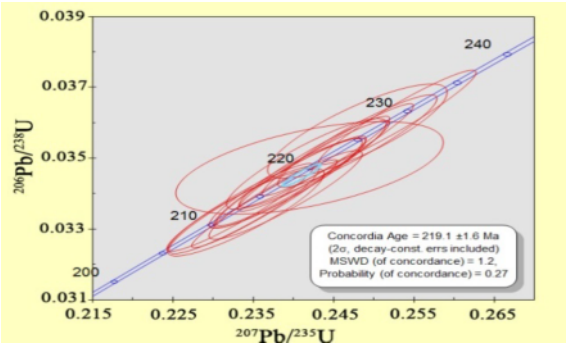
نقطه نمونه	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ %	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ %	ρ	207-corr age (Ma)	±σ %	نقطه نمونه	$^{207}Pb/^{235}U$	±σ %	$^{206}Pb/^{238}U$	±σ %	ρ	207-corr age (Ma)	±σ %
۳۲۰-۱/۰۲	۰/۲۳۲۵۳	۲/۹۸	۰/۰۳۴۵	۱/۶۷	۰/۵۵۸۸۴	۲۱۹/۲	۳/۶	۳۴۱/۲۰	۰/۲۳۴۵۴	۲/۰۱	۰/۰۳۴	۱/۵۴	۰/۷۶۷۳	۲۱۵/۵	۳/۳
۳۲۰-۱/۰۳	۰/۲۴۶۸۳	۳/۲۸	۰/۰۳۴۸	۱/۵۹	۰/۴۸۴۱۴	۲۲۰/۱	۳/۵	۳۴۱/۱۹	۰/۲۴۰۹۵	۱/۷۲	۰/۰۳۴۴	۱/۵	۰/۸۷۵۱۵	۲۱۷/۷	۳/۲
۳۲۰-۱/۰۴	۰/۲۳۸۲۲	۲/۲۲	۰/۰۳۳۹	۱/۵۱	۰/۶۸۱۲۳	۲۱۴/۵	۳/۲	۳۴۱/۱۸	۰/۲۳۶۷۷	۱/۸۲	۰/۰۳۴	۱/۵۲	۰/۸۳۴۲۴	۲۱۵/۷	۳/۲
۳۲۰-۱/۰۵	۰/۲۴۷۲	۲/۱۳	۰/۰۳۴۸	۱/۵۲	۰/۷۱۳۹۸	۲۲۰/۱	۳/۳	۳۴۱/۱۷	۰/۲۲۲۹۲	۲/۷۳	۰/۰۳۲۵	۱/۵۲	۰/۵۵۵۸۴	۲۰۶/۲	۳/۱
۳۲۰-۱/۰۶	۰/۲۴۸۷۵	۲/۱۲	۰/۰۳۶۱	۱/۵۱	۰/۷۱۱۷۷	۲۲۸/۹	۳/۴	۳۴۱/۱۶	۰/۲۳۸۷۷	۲/۴۲	۰/۰۳۳۲	۱/۵۴	۰/۶۳۶۵۴	۲۰۹/۹	۳/۲
۳۲۰-۱/۰۷	۰/۲۴۱۷۳	۲/۰۱	۰/۰۳۴۶	۱/۵۱	۰/۷۴۹۹	۲۱۹/۳	۳/۳	۳۴۱/۱۵	۰/۲۳۱۷۶	۱/۶۹	۰/۰۳۳۶	۱/۵۱	۰/۸۹۳۸۵	۲۱۳/۱	۳/۲
۳۲۰-۱/۰۸	۰/۲۴۴۶۳	۵/۵۴	۰/۰۳۵۸	۱/۵	۰/۲۷۱۱۷	۲۲۶/۸	۳/۴	۳۴۱/۱۴	۰/۲۳۹۰۵	۲/۹۲	۰/۰۳۴	۱/۵۱	۰/۵۱۷۷۲	۲۱۵/۱	۳/۲
۳۲۰-۱/۰۹	۰/۲۴۷۸۱	۱/۸۳	۰/۰۳۵۴	۱/۵۱	۰/۸۲۵۹۳	۲۲۴/۵	۳/۴	۳۴۱/۱۳	۰/۲۲۲۸۵	۲/۳۴	۰/۰۳۴	۱/۵۱	۰/۶۴۶۸۱	۲۱۶/۲	۳/۲
۳۲۰-۱/۱	۰/۲۴۱۵۷	۲/۱۹	۰/۰۳۴۴	۱/۵۵	۰/۷۰۹۰۹	۲۱۸	۳/۴	۳۴۱/۱۲	۰/۲۳۵۳۲	۲/۴۴	۰/۰۳۳۵	۱/۵۷	۰/۶۴۵۷۲	۲۱۲/۶	۳/۳
۳۲۰-۱/۱۰	۰/۲۵۰۰۵	۲/۶۵	۰/۰۳۶	۱/۵۲	۰/۵۷۵۶۱	۲۲۸/۱	۳/۴	۳۴۱/۱۱	۰/۲۳۹۰۶	۲/۳۲	۰/۰۳۳۹	۱/۵۱	۰/۶۵۳۲۴	۲۱۴/۵	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۱	۰/۲۵۲۰۸	۲/۸۴	۰/۰۳۴۹	۱/۵۳	۰/۵۳۷۲۱	۲۲۰/۸	۳/۳	۳۴۱/۱۰	۰/۲۴۳۴۶	۲/۰۲	۰/۰۳۵	۱/۵	۰/۷۴۴۱۲	۲۲۲	۳/۳
۳۲۰-۱/۱۲	۰/۲۴۵۷۴	۲/۲۹	۰/۰۳۵۳	۱/۵۶	۰/۶۸۲۵۶	۲۲۳/۴	۳/۵	۳۴۱۰۹	۰/۲۲۳	۳/۵۶	۰/۰۳۳۲	۱/۵	۰/۴۲۱۹۴	۲۱۰/۷	۳/۱
۳۲۰-۱/۱۳	۰/۲۴۳۵۵	۲/۲	۰/۰۳۴۱	۱/۵۱	۰/۶۸۸۰۸	۲۱۵/۷	۳/۲	۳۴۱/۰۸	۰/۲۳۶۱	۲/۸۲	۰/۰۳۳۴	۱/۵۲	۰/۵۳۸۴	۲۱۱/۳	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۴	۰/۲۳۸۵۴	۳/۱۲	۰/۰۳۴۱	۱/۷۴	۰/۵۵۷۲۹	۲۱۶	۳/۷	۳۴۱/۰۷	۰/۲۳۸۱۷	۳/۳۸	۰/۰۳۴	۱/۵۱	۰/۴۴۷۶۴	۲۱۵/۴	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۵	۰/۲۴۷۲۹	۲/۶۲	۰/۰۳۵۴	۱/۵۶	۰/۵۹۳۹	۲۲۴	۳/۵	۳۴۱/۰۶	۰/۲۴۶۲۴	۴/۸۲	۰/۰۳۴۸	۱/۵۳	۰/۳۱۷۷۹	۲۲۰/۴	۳/۴
۳۲۰-۱/۱۶	۰/۲۵۵۵۹	۲/۳۳	۰/۰۳۷۳	۱/۵۹	۰/۶۸۳۰۳	۲۳۶/۲	۳/۷	۳۴۱/۰۵	۰/۲۳۳۱۹	۲/۸۸	۰/۰۳۴	۱/۵۱	۰/۵۲۲۹۳	۲۱۵/۵	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۷	۰/۲۴۸۸۲	۳/۶۷	۰/۰۳۵۴	۱/۵۱	۰/۴۱۲۷۶	۲۲۴/۲	۳/۴	۳۴۱/۰۴	۰/۲۳۵۳۳	۲/۲۲	۰/۰۳۳۳	۱/۵۱	۰/۶۷۹۵۵	۲۱۱/۱	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۸	۰/۲۳۶۵۵	۲/۸۴	۰/۰۳۳۶	۱/۵۸	۰/۵۵۶۸۹	۲۱۲/۶	۳/۳	۳۴۱/۰۳	۰/۲۲۷۸۷	۲/۶۳	۰/۰۳۳۵	۱/۵۱	۰/۵۷۴۸۹	۲۱۲/۶	۳/۲
۳۲۰-۱/۱۹	۰/۲۴۰۵۴	۲/۲۳	۰/۰۳۴۸	۱/۵۱	۰/۶۷۸۱۴	۲۲۰/۹	۳/۳	۳۴۱/۰۲	۰/۲۳۳۵۲	۱/۹۵	۰/۰۳۳۴	۱/۵۳	۰/۷۸۴۵	۲۱۱/۵	۳/۲
۳۲۰-۱/۲۰	۰/۲۴۶۷۱	۳/۱۴	۰/۰۳۴۹	۱/۵۴	۰/۴۸۹۶۴	۲۲۱/۱	۳/۴	۳۴۱/۰۱	۰/۲۲۹۹۲	۲/۱۷	۰/۰۳۳۷	۱/۵۱	۰/۶۹۷۲۱	۲۱۴	۳/۲
۳۳۵/۱۶	۰/۲۳۰۲۹	۳/۴۶	۰/۰۳۲۹	۱/۵۳	۰/۴۴۱۲۵	۲۰۸/۳	۳/۲	۳۷۰/۰۴	۰/۲۳۲۳	۱/۵۹	۰/۰۳۲۸	۱/۵۱	۰/۹۵۱۹۸	۲۰۷/۷	۳/۱
۳۳۵/۰۴	۰/۲۲۷۸۷	۲/۴۲	۰/۰۳۳۱	۱/۵	۰/۶۲۲۴۳	۲۰۹/۹	۳/۱	۳۷۰/۱۷	۰/۲۳۴۰۸	۱/۷۱	۰/۰۳۳۵	۱/۵۱	۰/۸۸۴۱۷	۲۱۲/۲	۳/۲
۳۳۵/۱	۰/۲۳۲	۳/۱۲	۰/۰۳۳۴	۱/۶	۰/۵۱۱۴۱	۲۱۱/۷	۳/۴	۳۷۰/۰۶	۰/۲۳۳۸۳	۱/۶۳	۰/۰۳۳۵	۱/۵	۰/۹۲۱۸۱	۲۱۲/۶	۳/۲
۳۳۵/۱۷	۰/۲۳۱۰۱	۲/۲۳	۰/۰۳۳۸	۱/۵۱	۰/۶۷۶۹۶	۲۱۴/۳	۳/۲	۳۷۰/۰۵	۰/۲۳۳۴۱	۱/۶	۰/۰۳۳۶	۱/۵	۰/۹۳۹۸۹	۲۱۳/۱	۳/۲
۳۳۵/۱۳	۰/۲۳۶۷۴	۲/۹	۰/۰۳۳۸	۱/۵۹	۰/۵۵۰۶۳	۲۱۴/۴	۳/۴	۳۷۰/۱۹	۰/۲۳۶۴۲	۱/۵۷	۰/۰۳۳۷	۱/۵۱	۰/۹۶۱۱۲	۲۱۳/۶	۳/۲
۳۳۵/۱۰	۰/۲۴۰۵۱	۲/۴۷	۰/۰۳۳۹	۱/۵۸	۰/۶۳۸۲	۲۱۴/۶	۳/۴	۳۷۰/۲۰	۰/۲۳۹۰۵	۱/۶۳	۰/۰۳۴	۱/۵۱	۰/۹۲۳۹۲	۲۱۵/۱	۳/۲
۳۳۵/۰۷	۰/۲۳۶۶۴	۲/۴۲	۰/۰۳۳۹	۱/۵۱	۰/۶۲۶	۲۱۵/۱	۳/۲	۳۷۰/۱۸	۰/۲۳۹۰۶	۱/۶۳	۰/۰۳۴۳	۱/۵۱	۰/۹۲۵۶۴	۲۱۷/۳	۳/۲
۳۳۵/۱۲	۰/۲۳۴۹۵	۲/۳۹	۰/۰۳۴	۱/۵۵	۰/۶۴۷۶۹	۲۱۵/۵	۳/۳	۳۷۰/۱۳	۰/۲۳۹۵۵	۱/۶۱	۰/۰۳۴۳	۱/۵۱	۰/۹۳۵۰۶	۲۱۷/۴	۳/۲
۳۳۵/۱۴	۰/۲۳۰۹	۲/۳۳	۰/۰۳۴	۱/۵۲	۰/۶۵۱۳۴	۲۱۶/۲	۳/۳	۳۷۰/۰۹	۰/۲۳۹۷۴	۱/۵۹	۰/۰۳۴۴	۱/۵	۰/۹۴۳۷۲	۲۱۷/۷	۳/۲
۳۳۵/۰۹	۰/۲۳۷۶۸	۲/۲۶	۰/۰۳۴۲	۱/۵۲	۰/۶۷۳۰۶	۲۱۶/۷	۳/۳	۳۷۰/۱۰	۰/۲۴۲۰۲	۲/۸۱	۰/۰۳۴۷	۱/۵۴	۰/۵۴۶۷۶	۲۲۰/۱	۳/۴
۳۳۵/۰۳	۰/۲۵۱۳۸	۳/۶۴	۰/۰۳۴۳	۱/۸۳	۰/۵۰۱۳۱	۲۱۶/۴	۳/۹	۳۷۰/۱۴	۰/۲۴۱۶۳	۱/۶۸	۰/۰۳۴۸	۱/۵	۰/۸۹۲۸۲	۲۲۰/۸	۳/۳
۳۳۵/۰۵	۰/۲۴۳۸۳	۲/۶۹	۰/۰۳۴۳	۱/۵۶	۰/۵۸۰۴۱	۲۱۶/۹	۳/۴	۳۷۰/۰۳	۰/۲۴۲۶۲	۱/۵۸	۰/۰۳۴۹	۱/۵	۰/۹۵۰۹۶	۲۲۱/۲	۳/۳
۳۳۵/۱۵	۰/۲۳۳۶۵	۲/۶۳	۰/۰۳۴۳	۱/۵۲	۰/۵۷۸۹۸	۲۱۸	۳/۳	۳۷۰/۰۸	۰/۲۴۵۵۳	۱/۵۷	۰/۰۳۵۲	۱/۵	۰/۹۵۷۴۴	۲۲۳/۳	۳/۳
۳۳۵/۲۰	۰/۲۳۷۶	۲/۵۷	۰/۰۳۴۴	۱/۶۱	۰/۶۲۶۷۳	۲۱۷/۹	۳/۵	۳۷۰/۰۷	۰/۲۴۷۹۷	۱/۶۳	۰/۰۳۵۵	۱/۵	۰/۹۲۰۸۱	۲۲۴/۷	۳/۳
۳۳۵/۰۶	۰/۲۳۹۱۵	۲/۱۹	۰/۰۳۴۵	۱/۵۱	۰/۶۹۲۳۶	۲۱۸/۹	۳/۳	۳۷۰/۱	۰/۲۶۳۷۶	۱/۹۱	۰/۰۳۵۷	۱/۵۱	۰/۷۸۹۷۱	۲۲۵/۴	۳/۴
۳۳۵/۰۲	۰/۲۳۹۴۸	۲/۳۷	۰/۰۳۴۸	۱/۵۶	۰/۶۵۷۸۲	۲۲۰/۴	۳/۴	۳۷۰/۱۲	۰/۲۴۷۹۸	۱/۸۴	۰/۰۳۵۸	۱/۵۲	۰/۸۲۶۱۷	۲۲۶/۶	۳/۴
۳۳۵/۰۸	۰/۲۴۹۱۱	۱/۸۳	۰/۰۳۴۹	۱/۵۲	۰/۸۳	۲۲۱	۳/۳	۳۷۰/۱۱	۰/۲۵۲۹۷	۱/۵۸	۰/۰۳۶۲	۱/۵	۰/۹۵۱۵۶	۲۲۸/۹	۳/۴
۳۳۶/۰۳	۰/۲۲۰۹	۵/۲۱	۰/۰۳۲۷۹	۱/۶	۰/۳۰۷۰۶	۲۰۸/۴	۳/۴	۳۳۶/۱۶	۰/۲۳۸۷	۳/۷	۰/۰۳۳۰۹	۱/۵۶	۰/۴۲۲۱۵	۲۰۹/۳	۳/۳
۳۳۶/۱۴	۰/۲۳۴۵۶	۳/۴۴	۰/۰۳۴۲۷	۱/۵۷	۰/۴۵۷۸۹	۲۱۷/۵	۳/۴	۳۳۶/۰۱	۰/۲۴۳۶	۴/۳۳	۰/۰۳۳۶۲	۱/۶	۰/۳۷۰۵۲	۲۱۲/۶	۳/۴
۳۳۶/۱۵	۰/۲۲۶۸۶	۵/۴۸	۰/۰۳۲۹۷	۱/۷۶	۰/۳۲۱۱۹	۲۰۹/۲	۳/۷	۳۳۶/۲۰	۰/۲۵۲۵۵	۴/۴۶	۰/۰۳۴۸۵	۱/۵۵	۰/۳۴۸۰۶	۲۲۰/۳	۳/۴
۳۳۶/۱۳	۰/۲۳۴۴۸	۴/۰۸	۰/۰۳۳۹۳	۱/۶۲	۰/۳۹۷۰۶	۲۱۵/۲	۳/۵	۳۳۶/۱۱	۰/۲۳۷۴۲	۳/۴۲	۰/۰۳۳۷۴	۱/۵	۰/۴۳۸۳۹	۲۱۳/۷	۳/۲
۳۳۶/۱۷	۰/۲۴۷۵۲	۳/۱۱	۰/۰۳۵۶۹	۱/۷۴	۰/۵۵۸۹۱	۲۲۶/۲	۳/۹	۳۳۶/۰۸	۰/۲۲۷۸۴	۵/۴	۰/۰۳۳۲۶	۱/۵۶	۰/۲۸۹۴۳	۲۱۱/۱	۳/۳
۳۳۶/۱۲	۰/۲۳۷۴۹	۳/۸۷	۰/۰۳۴۰۷	۱/۵۳	۰/۳۹۴۶۱	۲۱۶	۳/۳	۳۳۶/۰۷	۰/۲۴۸۹۵	۹/۱۹	۰/۰۳۶۳۳	۲/۱۹	۰/۲۳۸۵۸	۲۳۰/۳	۵/۱
۳۳۶/۰۶	۰/۲۳۴۸۳	۲/۸۹	۰/۰۳۳۶	۱/۵۸	۰/۵۴۵۵۲	۲۱۲/۹	۳/۳	۳۳۶/۱۸	۰/۲۲۷۴۸	۴/۶۸	۰/۰۳۳۲۵	۱/۶۵	۰/۳۵۱۹۳	۲۱۱	۳/۵
۳۳۶/۰۵	۰/۲۴۴۳۱	۴/۰۶	۰/۰۳۴۶۱	۱/۶۶	۰/۴۰۹۳۸	۲۱۹/۲	۳/۶	۳۳۶/۱۰	۰/۲۲۸۶۹	۴/۱۹	۰/۰۳۲۸۷	۱/۹۵	۰/۴۶۴۸۵	۲۰۸/۵	۴
۳۳۶/۰۴	۰/۲۳۶۷۹	۴/۸۶	۰/۰۳۳۳۶	۱/۵۶	۰/۳۲۰۱۵	۲۱۱/۲	۳/۳	۳۳۶/۰۲	۰/۲۴۷۲۹	۳/۴۱	۰/۰۳۴۶۲	۱/۵۴	۰/۴۵۲۵۴	۲۱۹/۱	۳/۴

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]



الف

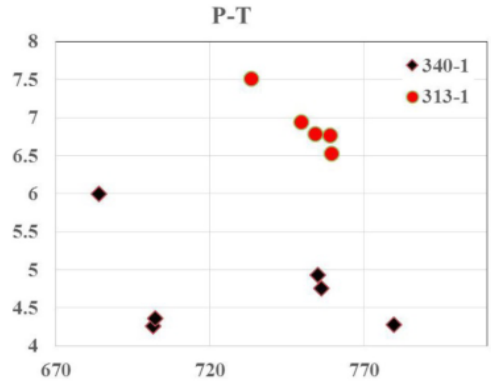


ب

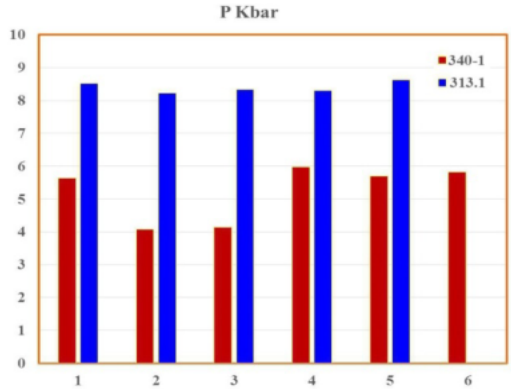
شکل ۱۰ نمودارهای سازگاری سن‌های U-Pb زیرکن‌های جدا شده از الف -دیوریت‌ها و ب) آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ کلاته.

دمافشارسنجی

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج سنگ‌های آهکی-قلیایی آبدار است که برای برآورد فشار به یکی از شیوه‌های رایج دما-فشارسنجی استفاده می‌شود [۲۵-۳۰]. با استفاده از دما-فشارسنجی آمفیبول، می‌توان عمق جایگزینی ماگما و اتاق‌های ماگمایی را تعیین کرد [۳۱]. در بررسی سنگ‌نگاری، آمفیبول و پلاژیوکلاز باید بصورت همزیست و در کنار یکدیگر باشند [۲۷، ۳۲]. فشارسنجی براساس مقدار Al کل موجود در هورنبلند انجام می‌پذیرد. زیرا مقدار آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبول رابطه مستقیم با تغییرات فشار دارد [۲۵، ۳۰، ۳۳، ۳۴]. برای تعیین دما و فشار دو نمونه از سنگ‌های دیوریتی کلاته از روش دما-فشارسنجی پلاژیوکلاز - هورنبلند [۲۵، ۲۷، ۲۹، ۳۵، ۳۶] و روش فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند [۲۵] استفاده شد. دمای محاسبه شده حدود ۶۷۰ تا ۷۶۰ درجه سانتیگراد است. دماهای کمتر از ۷۰۰ درجه سانتیگراد، که در عمل زیر دمای سالیدوس قرار می‌گیرند، معرّف دماهای توقف تبادلات زمین شیمیایی (کاتیونی) هستند. فشار محاسبه شده برای یک نمونه بطور میانگین برابر ۸/۴ کیلوبار و برای نمونه دیگر برابر با ۵ تا ۵/۵ کیلوبار است (شکل ۱۱). با درنظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (با فرض چگالی ۲/۶۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب) [۳۷] عمق معادل با فشارهای محاسبه شده به ترتیب برابر با ۲۵ کیلومتر و ۱۵ تا ۱۷ کیلومتر است. گفتنی است که فشارهای محاسبه شده، فشار مربوط به به زمان تبلور آمفیبول همزیست با پلاژیوکلاز است و باید در ارتباط با در نظر گرفتن عمق نهایی جایگزینی احتیاط بیشتری به خرج داد. این شواهد نشان دهنده جایگزین شدن توده‌های نفوذی در اعماق مختلف است، بطوریکه برخی از توده‌های دیوریتی در اعماق کمتر نسبت به برخی دیگر جایگزین شده‌اند. شواهد صحرایی نیز جایگزین شدن برخی از دیوریت‌ها در اعماق کمتر را تایید می‌کند، از جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای دیوریتی و انباشته‌های بلوری درشت که نشانگر مناطق با فشار بخارآب بالا و فشار لیتواستاتیک کمتر است، اشاره نمود.



الف)



ب)

شکل ۱۱ الف) نمودار تغییرات دما و فشار برای دو نمونه سنگ دیوریتی کلاته و ب) نمودار فراوانی تغییرات فشار برای دو نمونه سنگ دیوریتی کلاته.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌زایی

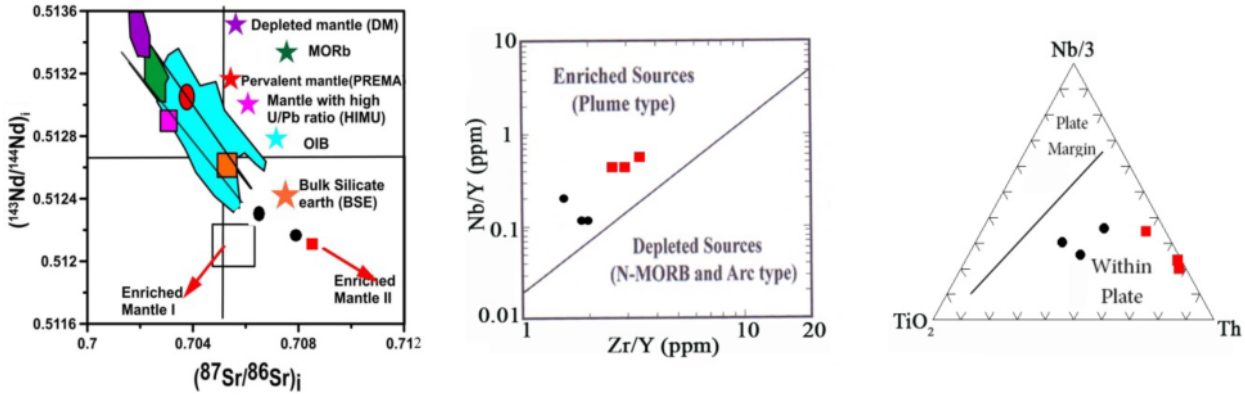
بر اساس نمودار سه تایی $Th - Nb/3-TiO_2$ [۳۸] سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی تریاس پسین کلاته شمال غربی خور در گستره سنگ‌های آذرین درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ الف) و با توجه به نمودار Zr/Y-Nb/Y [۳۹] از یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده سرچشمه گرفته‌اند (شکل ۱۲ ب). با توجه به حضور فراوان هورنبلند سبز که نشانه سرچشمه گرفتن از یک ماگمای آبدار است [۴۰] و همچنین حضور فراوان بیوتیت و آپاتیت، می‌توان ماهیت دگرنهاده گوشته محل تولید مذاب را تأیید کرد. به‌علاوه، اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd (جدول ۴) نمونه‌ها و استفاده از نمودار زیندلر و هارت [۴۱] نیز ماهیت گوشته غنی‌شده محل منبع ماگمای سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی را تأیید می‌کند (شکل ۱۲ پ).

نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb [۴۲] بیانگر تغییرات درجه ذوب‌بخشی در دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی است. نمونه‌های دیوریتی مورد بررسی، خاستگاهی بین گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ الف). با توجه به نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb [۴۳] می‌توان گفت که ماگمای تشکیل دهنده دیوریت‌ها از یک منبع ماگمایی گوشته‌ای بدون گارنت سرچشمه گرفته است (شکل ۱۳ ب). بر اساس نمودار تمرکز میانگین Sm، Yb و Ce [۴۴]، ماگمای سازنده دیوریت‌ها از خاستگاهی اسپینل لرزولیتی در عمق حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری زیر سطح زمین ناشی شده است (شکل ۱۳ پ).

بر اساس نتایج به دست آمده در این پژوهش می‌توان نتیجه گرفت که در اواخر تریاس پسین، بخشی از گوه گوشته‌ای دگرنهاده واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتتیس دچار ذوب‌بخشی شده و ماگمای برآمده از ذوب آن، به سمت بالا صعود کرده و در اعماق مختلف درون سنگ‌های دگرگونی سرزمین‌های پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پسین جای گرفته و دستخوش تبلور جدایشی شده است. بر اساس معیارهای زمین‌شیمیایی (شکل ۱۳) نرخ ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده است.

طی صعود و جایگیری، تبلور جدایشی و تغییر و تغییرات کانی شناسی متعددی صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای دیوریتی و جدایش‌یافتگی به سمت تشکیل آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها اشاره کرد. این امر به تشکیل طیف تقریباً پیوسته‌ای از سنگ‌های حدواسط دیوریتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی روشن منجر شده است. این رخدادها در شکل ۱۴ به صورت نمادین نشان داده شده است. گفتنی است که سنگ‌های بازی، حدواسط تا اسیدی با گستره سنی تقریباً مشابه به شکل روانه‌های بازالتی زیردریایی، توده‌های نفوذی کوچک دیوریتی-گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و یا انباشته‌های دایکی دیابازی در بخش‌های مرکزی و لبه شمالی ایران مرکزی سنگ‌های دگرگونی (با درجه دگرگونی پایین در حد شیست سبز) و سنگ‌های رسوبی سازند شمشک و یا معادل آن در ایران مرکزی را قطع کرده‌اند. از آن جمله می‌توان به جنوب غرب رباط پشت بادام [۴۵]، رضا آباد خارتوران تا بند هزارچاه [۴۶-۵۵]، جنوب‌غربی میامی [۵۶، ۵۷] و کناره‌جنوبی البرز از شمال‌شرقی شاهرود تا شمال قزوین [۵۸-۶۰] اشاره کرد. به عقیده پژوهشگران حوضه‌ی فروافتاده ژوراسیک پیشین- میانی لبه شمالی ایران‌مرکزی- البرزشرقی یک حوضه کششی‌پشت کمانی اولیه نابالغ، است. به اعتقاد ویلمسن و همکاران [۶۱] باز شدن حوضه‌های کافتی پشت کمان در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز به سبب کشش ناشی از فرورانش پیشرونده سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ کره قاره‌ای ایران مرکزی است. به عقیده وانگ و همکاران [۶۲] این فرایندهای کششی همراه با نازک‌شدگی پوسته سنگ‌کره‌ای، به گسترش فعالیت‌های ماگمایی درون ورقه‌ای در طول کرانه غیرفعال گندوانا منجر شده است. ذوب‌بخشی سنگ کره گوشته‌ای زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی در نتیجه کاهش فشار ناشی از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالاآمدگی گوشته داغ استنوسفری است. این مذاب‌های بازالتی از طریق محیط‌های کششی موضعی یا به عبارتی گسل‌ها به ترازهای بالاتر صعود کرده و سپس دچار فرآیندهای سنگ‌شناسی مختلف چون جدایش، هم آمیزی، هضم و آلایش پوسته‌ای شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

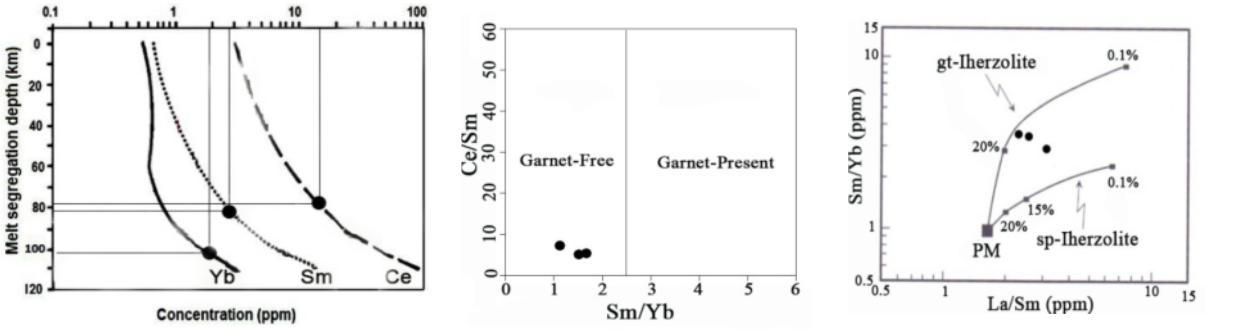


الف) ب) پ

شکل ۱۲ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در نمودار الف- سه تایی Th - Nb/3-TiO_2 جهت تعیین محیط زمین‌ساختی آن‌ها [۳۸]، ب) Zr/Y-Nb/Y [۳۹] جهت تعیین خاستگاه تولید مذاب یا ماگما و پ) تغییرات نسبت ایزوتوپی $^{143}Nd/^{144}Nd_i$ در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ [۴۱]. علائم همانند شکل ۴ است.

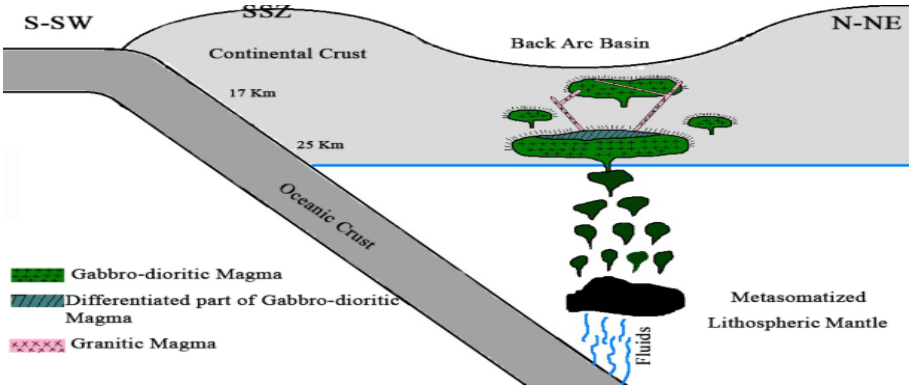
جدول ۴ نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کلاته.

نمونه	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$اولیه	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه	سن (Ma)
۳۲۰/۱	۰/۵۱۲۴۰۲	۰/۵۱۲۲۲۹	۰/۷۱۴۹۳۳	۲/۲۳۵۵	۰/۷۰۸۰۵	۲۲۱/۶±۱/۹
۳۳۵	۰/۵۱۲۳۷۳	۰/۵۱۲۱۶۰	۰/۷۱۰۱۶	۰/۵۱۳۲	۰/۷۰۸۵۸	۲۱۵/۶±۱/۶
۳۴۱/۳	۰/۵۱۲۵۳۴	۰/۵۱۲۲۹۱	۰/۷۰۶۷۴۶	۰/۱۸۹۰	۰/۷۰۶۱۶۴	۲۱۳/۸±۱/۴



الف ب پ

شکل۱۳ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی تریاس پسین کلاته در نمودارهای الف) La/Sm- Sm/Yb جهت تعیین عمق محل تشکیل یا تولید مذاب [۴۲]، ب) Sm/Yb در برابر Ce/Sm [۴۳] و پ) تمرکز یا فراوانی میانگین Sm، Yb و Ce [۴۴].



شکل ۱۴ الگوی نمادین از شیوه تشکیل مذاب‌هایی که سرانجام به تشکیل سنگ‌های آذرین درونی منطقه کلاته در زمان تریاس پسین منجر شده است. SSZ: موقعیت تقریبی پهنه سنندج سیرجان.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]
[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

داده‌های سن‌سنجی مربوط به سنگ‌های بازی و حدواسط ایران مرکزی که توسط برخی از پژوهشگران به دست آمده است، مؤید سن تریاس پسین- ژوراسیک میانی برای این دسته از سنگ‌هاست، از آن جمله می‌توان به سن ۲±۲۲۳ میلیون سال برای دیوریت‌های چاپدونی [۴۵]، سن ۳۵±۱۵۵ میلیون سال برای دایک‌های دیابازی دلبر [۴۷] و سن ۱۶۹ تا ۲۳۰ میلیون سال برای گابرودیوریت‌های ماجراد (کرمی، در دست چاپ) اشاره کرد. علاوه بر پهنه‌های ایران مرکزی و البرز، در پهنه سنندج - سیرجان نیز دایک‌های دیابازی مشابهی به سن ژوراسیک‌میانی مشاهده و گزارش شده است که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی از جمله شیرکوه یزد [۶۳]، بوئین‌میاندشت [۶۵،۶۴]، گل‌زرد [۶۶]، الوند و بروجرد [۶۷] را قطع کرده‌اند. گفتنی است که این توده‌های گرانیتوئیدی دارای سن حدود ۱۷۰ میلیون سال پیش، معادل ژوراسیک میانی هستند. دایک-های دیابازی مورد نظر سنگ‌های جوانتر از ژوراسیک را قطع نکرده‌اند. در نتیجه مجموع این شواهد سنی بر رخداد یک فاز ماگمایی اغلب بازی- حدواسط و در برخی نقاط اسیدی در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی دلالت می‌کند. از سوی دیگر شواهدی که به آن اشاره شد به نوعی نشان دهنده جوان‌شدگی از جنوب به شمال در فعالیت‌های ماگمایی تریاس پایانی تا ژوراسیک میانی است.

برداشت

توده‌های نفوذی دیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ منطقه کلاته واقع در شمال غربی خور دارای سن تریاس پسین هستند. این توده‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا هستند و در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. مشاهدات صحرایی و معیارهای زمین-شیمیایی بیانگر آنست که این سنگ‌ها دارای ارتباط زایشی با همدیگر هستند. تبلور جدایشی مهمترین عامل در تحول ترکیبی آنها محسوب می‌شود. ماگمای سازنده سنگ‌های دیوریتی از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای غنی شده و در عین حال فقیر از گارنت (اسپینل لرزولیتی) در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از زیر سطح زمین ناشی شده است. زایش این ماگماها در یک محیط کششی درون قاره‌ای از نوع پشت کمانی صورت گرفته است. این حوضه کششی پشت کمانی پیامد شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس پسین است. مجموع شواهد سنی و چینه‌شناسی مربوط به این فاز ماگمایی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی بر نوعی جوان‌گرایی از جنوب به شمال در گستره زمانی مورد نظر دلالت می‌کند.

مراجع

[1] Bi J.H., Ge W.Ch., Yang h., Wang Z.H., Xu L., Yang J.H., Xing D.H., Chen H.J., "*Geochronology and geochemistry of late Carboniferous–middle Permian I- and A-type granites and gabbro–diorites in the eastern Jiamusi Massif, NE China: Implications for petrogenesis and tectonic setting*", Lithos, 266–267(2016) 213-232.

[2] Ebrahimian Z., "*Perrology study of granitoids in west of the Jandaq*", Msc thesis, University of Isfahan (2008), (in Persian).

[3] Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., et al. "*Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Moscow, V/O "Technoexport*", Report No. 4 (1979) 171.

[4] Whitney D., Evans B.*,"Abbreviations for names of rock forming minerals*", Am. Mineral., 95 (2010) 185-187.

[5] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. "*Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names*", American Mineralogist 82(1997) 1019-1037.

[6] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "*An Introduction to the rock forming minerals*", Longman, London (1992).

[7] Middlemost E.A.K., *"Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology",* Longman Group U.K.,(1985) 73-86.

[8] Peccerilio A., Taylor S.R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey*", Contr. Miner. Petrrol 58 (1976) 63-81.

[9] Harker A., "*The natural history of igneous rocks"*, Methuen and Co. London (1909) 153- 156.

[10] Cai Y., Wang Y., Cawood P.A., Zhang Y, Zhang A., "*Neoproterozoic crustal growth of the Southern Yangtze Block: Geochemical and zircon U–Pb geochronological and Lu-Hf*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

[21] Zhang Q., Jiang Y.H., Wang G.C., Liu Z., Ni C.U., Qing L., "*Origin of Silurian gabbros and I-type granites in central Fujian, SE China: Implications for the evolution of the early Paleozoic orogen of South China*", Lithos 216–217 (2015) 285–297.

[22] Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Farmer G.L., Karimpour M.H., "*Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran*", Ore Geology Reviews 84 (2017) 116–133.

[23] Jazi M.A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroodi A., "*A review of the geochemistry and Rb / Sr and Sm / Nd isotopes of middle-Jurassic and tertiary granitoids: a new perspective on tectono-magmatism and mineralization of this period in Iran"*, Journal of Economic Geology 4 (2012) 171-198.

[24] Torabi GH., "*Metamorphism of mantle peridotites in Jandaq ophiolite (Central Iran)"* Journal of Petrology. 11 (2012) 1-18.

[25] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "*Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of clac-alkaline plutons*", Am. Mineral. 72 (1987) 231-239.

[26] Hammarstrom J.M., Zen E., "*Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer*", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.

[27] Holland T., Blundy J., *"Non-Ideal Interactions in Calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contrib. Mineral. Petrol. 116:4 (1994) 433-447.

[28] Johnson M.C., Rutherford M.J., "*Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks*", Geol. Mag. 17 (1989) 837-841.

[29] Anderson J.L., Smith D.R. "*The Effects of Tem-perature and fo_2 on the Al-in-Hornblende Barometer*" Am. Mineral. 80:5-6 (1995) 549- 559.

[30] Schmidt M.W., "*Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer*", Contrib Mineral Petrol 110 (1992) 304-310.

[31] Vyhnal C.R., Mcsween H.Y., Speer J.A., *"Hornblende chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability",* Am. Mineral. 76 (1991) 176-188.

isotopicevidence of Neoproterozoic diorite from the Ailaoshan zone", Precambrian Research 266 (2015) 137–149

[11] Boynton W.V., "*Cosmochemistry of the earth elements: meteorite studies*", Elsevier, Amsterdam (1984) 89-92.

[12] Xie Q., Zhang Z., HouT., Santosh M., Jin Z., Han L., Cheng Z., "*Petrogenesis of the Zhangmatun gabbro in the Ji'nan complex, North China Craton: Implications for skarn-type iron mineralization*", journal of Asian Earth Sciences 113:3 (2015) 1197-1217.

[13] Sun S.S., Mc Donough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins*", Geological Society of London, U. K. Special Publication 42 (1989) 313-345.

[14] Rollinson H. R., "*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*", John Wiley and Sons, New York (1993).

[15] Hooper P.R., Bailey D.G., McCarley Holder G.A., "*Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacfic Northwest*", J. Geophys. Res 100: (1997) 10303-10319.

[16] Meng Liu F.L, Du L.L, Liu L.H, Liu J.H, "*Petrogenesis and tectonic significance of the Baoxing granitic and mafic intrusions, southwestern China: Evidence from zircon U–Pb dating and Lu–Hf isotopes, and whole-rock geochemistry*", Gondwana Research 28 (2015) 800–815

[17] Liu Q., Zhao G., Han Y., Eizenhöfer P.R., Zhu Y., Hou W., Zhang X., "*Timing of the final closure of the Paleo-Asian Ocean in the Alxa Terrane: Constraints from geochronology and geochemistry of Late Carboniferous to Permian gabbros and diorites*", Lithos 274–275 (2017) 19-30

[18] Yang Y.L., Ni P., Yan J., Wu C. Z., Dai B.Z., Xu Y.F., "*Early to late Yanshanian I-type granites in Fujian Province, SE China: Implications for the tectonic setting and Mo mineralization*", Journal of Asian Earth Sciences 137 (2017) 194-219.

[19] Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W., "*Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia",* Contribotions to Mineralogy and petrology 80 (1982) 180-200.

[20] Chappel B.W., White A.J.R., "*Two Contrasting Granite Types: Expanded Abstract*", Pacific Geology 8 (1974) 173–174.

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

[32] Abbasi Dehaghi S., Tababaii Manesh S.M., Irani Nejad M.R., "*Mineralogy, geothermobarometry and determination of plutonic magmatic series east of Nabar (SW of Kashan)".* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy.23 (1) (2015) 107-120.

[33] Molaii Yeganeh T., Torkian A., Sepahi A.S., "*Source and geothermobarometry of the gabbrodioritic intrusive body, (S- Qorveh – Kurdistan); with emphasis on minerals chemistry".* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 25 (1) (2017)153-166.

[34] Rezaii Kahkhaii M., Ali Mousa Z., Ghasemi H., "Determining the physical crystallization condition of Lakhshak granodiorite pluton and its dykes. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (2) (2017) 311-328.

[35] Blundy J. D., Holland T. J. B., "*Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*", Contrib Mineral Petrol 104 (1990) 208-224.

[36] Anderson J.L., "*Status of thermobarometry in granitic batholiths*", Transactions of the Royal Society of Edinburgh 87 (1996) 125-138.

[37] Putirka K.D., Mikaelian h., Ryerson F., Shaw H., "*New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho*" Am. Mineral. 88 (2003) 1542–1554.

[38] Holm P.E, "*The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile elements abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites*", Chemical Geology 1 (1985) 303-352.

[39] Fitton J. G., James D., Leeman W.P. , "*Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time*", Journal of Geophysical Research 96 (1991) 13693-13711

[40] Wang R.Q., Qiu J.S.,Yu S.B., Zhao J.L., "*Crust–mantle interaction during Early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab: Evidence from the Dongga gabbro–granite complex in the southern Lhasa subterrane, Tibet*", Lithos (2017) In Press.

[41] Zindler A., Hart S., "*Chemical Geodynamic*", Earth Planet Sci. 14 (1986) 493-571.

[42] Shaw D.M., "*Trace element fractionation during anatexis*", Geochim Cosmochim Acta 34 (1970) 237-243.

[43] Çoban, H., "*Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension- related provinces: Acomparison between eastern, central and western Anatolia*". Earth- Science Reviews, 80 (2007) 219-238.

[44] Ellam R.M., "*Lithosperic thickness as a control on basalt geochemistry*", Geology 20 (1992) 153- 156.

[45] Keyghobadi Lamjiri F., "*Geochemistry and geochronology of Poshete Badam metabasites, Central Iran*" Msc thesis. Damghan University, Iran (2016) (in Persian).

[46] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., *"Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic igneous complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran",* J. Asian Earth Sci 92 (2014) 92-124.

[47] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Mohajjel M., Zhai M, *"Mineralogy, Geochemistry and Radiometric Age of Mafic Dikes in Delbar metamorphic complex (Southeast of Shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22 (3) (2014), 471-84.

[48] Hosseini S.H., *"Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezarchah granitoids (SE Shahrood)"*, PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2015), (in Persian).

[49] Hosseini S.H., Sadeghian M., Ghasemi H., "*Petrology, Geochemistry and Stratigraphic setting of Diabasic Dyke Swarms Crosscutting the Band-e-Hezarchah Granitoid Pluton (SE Shahrood): an Evidence for Middle Cimerian Magmatism* " Geochemistry. Islamic Azad University Zarand Branch. 4 (2014) 310-318.

[50] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "*Petrology, geochemistry and zircon U–Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana*", Chemie der Erde 75 (2015) 207–218.

[51] Ebtehaj M., "*Geology, geochemistry and petrology of diabasic dykes in Band-e Hezarchah region"* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).

[52] Asgharzadeh Z., "*Geology, geochemistry and petrology of diabasic dykes in Delbar region"* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2013), (in Persian).

[53] Dadpour M., "*Petrology and geochemistry of basaltic rocks in the Jurassic sedimentary sequence in Jamil region in eastern Sahl (south*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]

Alborz zone" Iranian Journal of Geology. 27 (2013) 17-29.

[61] Wilmsen M., Fursich F., Syed - Emami K., Majidifard M., Taheri J., "*The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland*", Terra Nova 21(2009) 211–218.

[62] Wang Z., Zhao Y., Zou H, Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., "*Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning*", Lithos 96 (2007) 543-566.

[63] Sheibi M., "*Petrology, Geochemistry and Replacement Mechanism of Shirkouh granitoid batholith (Southwest of Yazd)*". PhD thesis.Tehran University, Iran (2009) (in Persian).

[64] Ghasemi H., "*Investigation of petrology and geology of intrusive rocks of Boiin-Miandasht, Southeast of Alighoodarz".* Msc thesis. Tehran University, Iran (1992) (in Persian).

[65] Valizadeh M., Ghasemi H.," Petrogenesis of *intrusive rocks of Boiin-Miandasht, Southeast of Alighoodarz".* Scientific Quarterly Journal Geoscience. 7 (1993) 74-83.

[66] Badrlo S., "*Investigation of Replacement Mechanism of Gole-Zard Granitoid with investigated by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method".* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2011), (in Persian).

[67] Shahbazi H., Siebel W.M., Pourmoafee Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi Abedini M., "*Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism*", Journal of Asian Earth science 39:6 (2010) 668-68

east of Shahrud) and their geodynamic setting". Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).

[54] Khebreh D., Sadeghian M., Ghasemi, H, "*Middel –Jurassic igneous basic rocks of Reza Abad region: Implication for symmerian magmatism on north of Central Iran microcontinent*", 24th symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, (2017) 776-781.

[55] Khebreh D., "*Petrology, geochemistry of metamorphic – igneous complex of Reza-Abad (southeast of shahrood)"* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2017), (in Persian).

[56] Hemmati A., "*Petrology, geochemistry of SW Mayamey granitoids"* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2013), (in Persian)

[57] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., *"Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids",* Scientific Quarterly journal, Geosciences, 26, 103, (2017) 61-72.

[58] Jamshidi KH., "*Study of mafic magmatism in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone"* Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2010), (in Persian).

[59] Ghasemi H., Jamshidi KH., "*Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone*" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 19 (4) (2012) 699-714.

[60] Ghasemi H., Jamshidi KH.," *Investigation of source region properties of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation in the eastern*

[Downloaded from ijcm.ir on 2024-05-04]

[DOI: 10.29252/ijcm.26.4.827]