

سنگ نگاری، ژئوشیمی و ژئوکرونولوژی مجموعه نفوذی ندوشن، باختر یزد

بدیعه شهسواری علویجه^۱، نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۲ و جلیل قلمقاش^۳

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۳استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۸/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۱۴

چکیده

مجموعه نفوذی ندوشن بخشی از فعالیت نفوذی ترشیری است که در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است. این مجموعه مرکب از چهار توده اصلی با ترکیب دیوریتی، گرانیت- گرانودیوریتی، دیوریت پورفیری و گرانودیوریتی است. در همه بخش‌های توده‌های دیوریت پورفیری و گرانودیوریتی و بخش‌هایی از توده‌های گرانیت- گرانودیوریتی حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریت، مونزودیوریت و کمتر گابرو- دیوریت به شکل آشکاری خودنمایی می‌کند. از دید ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این مجموعه نفوذی متاآلوئین تا کمی پراآلوئین، نوع I و متعلق به سری کالک آلکانل با پتاسیم متوسط تا بالاست. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده نقش کلیدی آلاش و آمیختگی، در تحول و تکوین ماگماهای توده‌های یاد شده و تشکیل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک است. با استفاده از سن سنجی U-Pb زیرکن، سن‌های تقریبی ۳۰ میلیون سال برای توده‌های دیوریتی و گرانیت- گرانودیوریتی و ۲۴ میلیون سال برای توده‌های دیوریت پورفیری و ۲۵ میلیون سال برای توده‌های گرانودیوریتی به دست آمده است. افزون بر آن، برای گستره‌ای کوچک از واحد گرانیت- گرانودیوریتی که در گوشه شمال خاوری منطقه، در شمال گسل دهشیر و در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی جای گرفته است؛ سن تقریبی ۴۰ میلیون سال به دست آمده. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای توده‌های مورد مطالعه، حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای، در محیط حاشیه فعال قاره‌ای است و به نظر می‌رسد که ذوب سنگ‌هایی با ترکیب متابازالتی و متاگری و کی در پوسته زیرین در تعادل با پسمانده‌ای شامل کلسیوپروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر آمفیبول، با ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه بیشترین هماهنگی را داشته باشد.

کلیدواژه‌ها: ذوب‌بخشی، حاشیه فعال قاره‌ای، کمان ماگمایی ارومیه- دختر، مجموعه نفوذی ندوشن، باختر یزد.

*نویسنده مسئول: نعمت‌اله رشیدنژاد عمران

E-mail: Rashid@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

تا الیگو- میوسن ثبت کرده‌اند (Chiu et al., 2013; Ghorbani et al., 2014). در برابر آن، توده‌های نفوذی زیادی در زمان الیگوسن- میوسن در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جایگزین شده‌اند (Berberian and Berberian, 1981). با توجه به اینکه مجموعه نفوذی ندوشن در پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای گرفته و با توجه به ترکیب سنگی گوناگون این منطقه، بررسی رخدادهای و مراحل تکوین پهنه یاد شده امکان‌پذیر می‌شود. از پژوهش‌هایی که به‌طور اختصاصی به ویژگی‌های این مجموعه نفوذی پرداخته‌اند، می‌توان به سه پایان‌نامه کارشناسی ارشد اشاره کرد. باجم (۱۳۸۴) این توده‌ها را متشکل از چهار خانواده ماگمایی مجزا، با طیف ترکیبی دیوریت تا آلکالی گرانیت و همگی را متاآلوئین، کالک آلکانل و دارای منشأ ماگمایی دانسته است. پایون (۱۳۹۲)، فعالیت ماگمایی منطقه را وابسته به فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌داند و رستمی هرزولی (۱۳۹۳)، تنها به مطالعه توده دیوریتی و گرانودیوریتی در شمال منطقه مورد مطالعه پرداخته و در پایان شکل‌گیری آنها را مرتبط با مناطق فرورانش می‌داند. با توجه به این نکته که توده نفوذی ندوشن جزو نواحی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای به شمار می‌آید؛ بنابراین لازم است، منشأ سنگی این توده با دقت بیشتری مطالعه شود. چرا که محیط‌های مرتبط با فرورانش یکی از پیچیده‌ترین محیط‌های زمین‌ساختی هستند (Wilson, 1989) و منشأهای گوناگونی چون گوه گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورانده، رسوبات فرورانده شده و پوسته زیرین در تولید چنین ماگماهایی نقش دارند. افزون بر آن، فرایندهای متفاوتی مانند آزدایی قطعه فرورونده، ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و آغشتگی و آمیختگی ماگمایی می‌توانند بر تکامل این ماگماها مؤثر باشند. به‌طور کلی، در این پژوهش سعی بر آن است تا با تکیه بر شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، داده‌های ژئوشیمیایی و سن‌سنجی، به بررسی پتروژنز توده‌های نفوذی، منشأ ماگمای سازنده و فرایندهای مؤثر در تحول و تکامل آن، پرداخته شود.

کوهزاد زاگرس به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا، در نتیجه برخورد صفحات عربی و اوراسیا و ناپدید شدن اقیانوس نوتتیس در میان این صفحات تشکیل می‌شود (Sengor et al., 1988; Agard et al., 2005). در عین حال، زمان پایان فرورانش و برخورد صفحه عربی- افریقایی به بلوک ایران مرکزی بسیار بحث‌برانگیز است و از کرتاسه پسین (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Sengor et al., 1988;) و یا پلیوسن پایانی (Stocklin, 1968) را در بر می‌گیرد. اما، شواهدی مبنی بر رخداد برخورد اولیه در ائوسن پایانی- الیگوسن توسط برخی از پژوهشگران ارائه شده است (Agard et al., 2005; Ballato et al., 2010). برخی دیگر همچون Verdel et al. (2011) برخورد اولیه را در میوسن در نظر می‌گیرند. یکی از نوارهای کوهزایی زاگرس، پهنه ماگمایی ارومیه- دختر است که در حاشیه باختری ایران مرکزی گسترش دارد. تکامل کمان ماگمایی ارومیه- دختر، با مراحل متوالی بسته شدن اقیانوس نوتتیس، شامل فرورانش در کرتاسه- الیگوسن و برخورد قاره- قاره در نئوژن مرتبط است (Berberian et al., 1982; Ricou, 1994; Mohajjel et al., 2003; McClay et al., 2004; Agard et al., 2005; Shahabpour, 2005). این پهنه میزبان فعالیت ماگمایی سترگ ترشیری است که ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای (Berberian and Berberian, 1981; Berberian et al., 1982; Emami, 2000;) و یا جزایر کمانی (Mohajjel et al., 2003; Verdel et al., 2011) را نشان می‌دهد. از دید مقایسه حجمی، سنگ‌های آتشفشانی بیشتر مربوط به زمان ائوسن هستند (Shahabpour, 2005) و قدیمی‌ترین آنها در ابتدای ائوسن فوران کرده‌اند (Verdel et al., 2011, 54.7±3.1 Ma). ولی بیشتر یافته‌های اخیر در بخش مرکزی کمان ماگمایی ارومیه- دختر (منطقه تفرش، باختر کاشان و باختر ناین)، یک رکورد به نسبت مستمر و مداوم، از سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط را، از زمان ائوسن

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه، از دید ساختاری، بخشی از کمان ماگمایی سنوزویک ارومیه-دختر را در ناحیه کفه تا قستان ایران دربر گرفته است (شکل ۱). از واحدهای دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه می‌توان به سنگ‌های دگرگونی با سن نامشخص، واحدهای رسوبی پرمین (سازند جمال) تریاس بالایی- ژوراسیک (سازندهای نایبند و شمشک)، کرتاسه پایینی (کنگلوما و ماسه‌سنگ سنگستان) و به‌طور چیره سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن اشاره کرد. افزون بر آنها، توده‌های نفوذی مورد بحث طی پژوهش حاضر، با ترکیب دیوریت، دیوریت پورفیری، گرانودیوریت و گرانیت- گرانودیوریت در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و گستره کوچکی از توده گرانیت- گرانودیوریتی، در گوشه شمال خاوری منطقه، در شمال گسل دهشیر، بخشی از حاشیه باختری ایران مرکزی به شمار می‌آید (شکل ۱). توده‌های دیوریتی (di) به‌صورت پشته‌های کم ارتفاع، کوچک و مجزا در بخش باختری منطقه بروزند دارد (شکل ۱). با توجه به اینکه این توده‌ها، سنگ‌های تخریبی کنگلوما و ماسه‌سنگ سازند سنگستان را به سن کرتاسه زیرین قطع کرده‌اند؛ بنابراین زمان تشکیل آنها پس از کرتاسه آغازین گزارش شده است (قلمقاش و محمدیها، ۱۳۸۴). واحدهای دیوریت پورفیری (dip) و گرانودیوریتی (gd) به سن نسی پسا ائوسن در شمال منطقه و در میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن رخنمون پیدا کرده‌اند (شکل ۱). این واحد گرانودیوریتی به‌صورت حلقه‌ای، واحد کوچک گرانیتی را در شمال منطقه دربر گرفته است. واحد گرانیتی یاد شده به شدت سیلیسی شده و دگرسانی هماتی و لیمونیتی به روشنی در آن دیده می‌شود است. زمان جایگیری توده‌های گرانیت- گرانودیوریت (gr)، با توجه به قطع کردن واحدهای آتشفشانی ائوسن (شکل ۱)، پس از ائوسن و به احتمال زیاد الیگوسن- میوسن گزارش شده است (شکل ۲- الف) (قلمقاش و محمدیها، ۱۳۸۴). در گوشه شمال خاوری منطقه نیز، در اثر جایگزینی این واحد در سنگ‌های میزبان کربناته واحد سازند جمال، نوعی اسکارن ایجاد و لکه‌های گسترده چرت و اکسید آهن به جا گذاشته شده‌اند (شکل ۲- ب). انکلاوهای میکروگرانولار ماگمایی یا مافیک (MMEs) با ترکیب بیشتر دیوریتی و مونزودیوریتی (و کمتر گابرو- دیوریت) به فراوانی و در همه بخش‌های توده گرانودیوریتی و دیوریت پورفیری و به مقدار کمتر در توده‌های گرانیت- گرانودیوریتی دیده می‌شوند (شکل‌های ۲- پ و ت). اندازه انکلاوها در توده‌های یاد شده متغیر و همبندی آنها با سنگ میزبان کاملاً مشخص (Sharp Contact) است و حاشیه و اکنتی در بیشتر موارد میان آنها دیده نمی‌شود. از دید شکل ظاهری، بیشتر در روی زمین گرد و تخم‌مرغی شکل و گاهی به شکل نامنظم هستند و در برخی موارد نیز زایده‌هایی از انکلاو درون سنگ میزبان دیده می‌شود.

۳- روش‌های پژوهشی

پس از مطالعه میکروسکوپی سعی شد که بهترین نمونه‌ها برای مطالعات سن‌سنجی و ژئوشیمیایی انتخاب شود. برای مطالعه ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، ۲۷ نمونه از مناسب‌ترین سنگ‌های نفوذی و انکلاوهای منطقه انتخاب و برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS و ICP-OES، به دانشگاه Middle East Technical University در آنکارا (کشور ترکیه) فرستاده شد (جدول ۱). همچنین، برای پی بردن به سن توده‌های نفوذی و بحث در مورد رویدادهای پلوتونیزم در منطقه نیز ۵ نمونه از توده‌های نفوذی مورد مطالعه انتخاب و برای سن‌سنجی U-Pb زیرکن به روش ID-TIMS به دانشگاه اسلو (Oslo) در کشور نروژ فرستاده شد (شکل ۱ و جدول ۲).

۴- سنگ‌نگاری

توده نفوذی ندوشن از دو بخش حدواسط با ترکیب دیوریت و دیوریت پورفیری و بخش اسیدی شامل گرانیت- گرانودیوریت و گرانودیوریت تشکیل

۵- سن سنجی زیرکن

یک نمونه از واحد دیوریتی با سن نسبی پسا کرتاسه، دو نمونه از توده‌های دیوریت پورفیری و گرانودیوریت با سن نسبی پسا ائوسن و دو نمونه از توده‌های گرانیت-گرانودیوریت منتسب به بعد از ائوسن (یکی از نمونه‌ها مربوط به کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر و دیگری مربوط به پهنه ایران مرکزی)، برای سن سنجی به روش U-Pb زیرکن انتخاب شدند (شکل ۱ و جدول ۲). بلورهای قهوه‌ای روشن و منشوری شکل کوتاه و بلند زیرکن (شکل ۴)، در نمونه C-15-2 مربوط به دیوریت با سن نسبی پسا کرتاسه مورد تجزیه U-Pb قرار گرفتند که سنی معادل با 30.52 ± 0.11 میلیون سال را برای تبلور این توده دیوریتی نشان دادند (جدول ۲). میانگین سنی به دست آمده از بلورهای بی‌رنگ و شکل‌دار (بیشتر منشوری شکل کوتاه) زیرکن (شکل ۴)، برای نمونه گرانیت-گرانودیوریت در کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر با سن نسبی پسا ائوسن (نمونه C-15-5؛ جدول ۲)؛ 30.06 ± 0.10 میلیون سال است که می‌توان به‌عنوان سن تبلور این توده نفوذی در نظر گرفت. سن‌های به دست آمده از بلورهای منشوری شکل کوتاه و بی‌رنگ زیرکن‌های موجود در نمونه C-15-6 از توده گرانیت-گرانودیوریت (شکل ۴)، با سن نسبی پسا ائوسن، در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی، همگی نزدیک به هم است و سن 40.63 ± 0.48 میلیون سال را نشان می‌دهند (جدول ۲). تجزیه‌های U-Pb انجام شده روی دانه‌های زیرکن از نمونه‌های مربوط به توده‌های دیوریت پورفیری و گرانودیوریت (شکل ۴)، با سن نسبی پسا ائوسن (نمونه‌های C-15-3 و C-15-4 در جدول ۲)؛ به ترتیب سن 24.13 ± 0.19 و 24.94 ± 0.37 میلیون سال را برای تبلور این توده‌ها نشان می‌دهند. سن به دست آمده برای توده‌های گرانیت-گرانودیوریت در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی، با تعیین سن حدود ۴۰ تا ۴۱ میلیون سال (Shafaii Moghadam et al., 2015) برای توده‌های گرانیتی منطقه کاشمر (در شمال خاوری ایران مرکزی، آقاناتی، ۱۳۸۳) نیز هماهنگ است. همچنین دیگر سن‌های به دست آمده برای توده‌های نفوذی در این پژوهش را می‌توان با داده‌های منتشر شده برای واحدهای آتشفشانی در منطقه ناین (در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر) مقایسه کرد (Chiu et al., 2013, 30.1±0.9 Ma). با توجه به مطالب یاد شده، فعالیت نفوذی در چهار گوش مورد مطالعه در سه مرحله اصلی انجام شده است. مرحله اول در زمان ائوسن با پیدایش توده نفوذی گرانیت-گرانودیوریت در حاشیه باختری ایران مرکزی در ۴۰ میلیون سال پیش (مرز میان ائوسن میانی و ائوسن بالایی) شروع و با جایگزینی پی‌درپی و از دید زمانی، نزدیک به هم مذاب‌های گرانیتیویدی در الیگوسن زیرین (۳۰ میلیون سال) و الیگوسن بالایی (۲۴ تا ۲۵ میلیون سال) دنبال شده است.

۶- ژئوشیمی

برای رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه از نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980) استفاده شد (شکل ۵-الف). در نمودار AFM از Irvine and Baragar (1971) و نمودار A/NK در برابر A/CNK از Shand (1969) نمونه‌های مجموعه نفوذی ندوشن به ترتیب افزون بر نمایش روند خطی، در محدوده کالک آلکانال (شکل ۵-ب) و متاآلومین تا کمی پرآلومین (شکل ۵-پ) جای می‌گیرند. نمودار سنگ‌زایی، منشأ ماگمایی نوع I این توده‌ها (شکل ۵-ت) و نمودار تمایز زمین‌ساختی نیز وابستگی این توده‌ها را به کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تأیید می‌کنند (شکل ۶-الف). مقادیر SiO_2 در همه نمونه‌ها میان $47/73$ تا $72/34$ نوسان دارد. با توجه به تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی منطقه و همچنین آنکلاوها تقریباً در یک روند جای می‌گیرند که می‌تواند نشانه خویشاوندی و پیوستگی نمونه‌های یاد شده با یکدیگر باشد (شکل ۹). از سوی دیگر، روند کاهشی عناصر در نمودارهای CaO ، FeO ، Al_2O_3 و MnO شواهد آمیختگی ماگمایی را بهتر از تفریق نشان می‌دهد. زیرا در روندهای مربوط به تفریق، کاهش این عناصر معمولاً

دریابی کم‌ژرفا در منطقه (میزبان توده‌ها) دیده می‌شوند و نشانه‌ای از محیط‌های کشتی به‌شمار می‌روند؛ همگی نشان از پیچیده بودن محیط زمین‌ساخت- ماگمایی منطقه مورد مطالعه و در مقیاس بزرگ‌تر کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر دارد. ماگماهای تولید شده در این نواحی، در نتیجه عواملی چون: (۱) گوشته غنی شده (به احتمال پریدوتیت)، (۲) پوسته اقیانوسی فرورونده و (۳) پوسته قاره‌ای تشکیل می‌شوند که گرمای لازم برای ذوب آن توسط ماگمای گوشته‌ای جایگزین شده زیر پوسته تأمین می‌شود. شواهد ژئوشیمیایی مانند میزان سیلیس بالا، $Mg\#$ کمتر از ۶۰ درصد (Kuster and Harms, 1998) و مقادیر پایین عناصر انتقالی Ni, Cr, Co و V (Wilson, 1989)، همگی با منشأ گوشته‌ای محض منافات دارند. افزون بر این، در شکل ۶- ب دیده می‌شود که همه نمونه‌ها در موقعیت کمان ماگمایی عادی و خارج از محدوده آداکیت‌ها جای می‌گیرند و در نتیجه نمی‌توان منشأ ماگمای سازنده آنها را ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده در نظر گرفت. از سوی دیگر، نسبت‌های $(La/Sm)_n$ و Nb/Ce و Nb/La در پوسته به ترتیب در حدود ۴/۲۵، ۰/۲۳ و ۰/۴۶ (Weaver and Tarney, 1984) و در گوشته در حدود ۱، ۰/۳۹ و ۱/۰۱ (Sun and McDonough, 1989) است. میانگین این نسبت‌ها در توده‌های نفوذی مورد مطالعه و انکلاوها به ترتیب ۳/۰۶، ۰/۲۰ و ۰/۴۱ است. این نسبت‌ها گویای آن است که پوسته زیرین عامل مهمی در شکل‌گیری این توده‌های نفوذی است. شاید بتوان چنین تعبیر کرد که ماگمای بازالتی حاصل از ذوب گوشته در زیر پوسته زیرین جایگزین شده و منشأ گرمایی لازم را برای ذوب پوسته زیرین فراهم کرده است و افزون بر آن، این احتمال وجود دارد که ماگمای بازالتی تا حدی با ماگمای حاصل از ذوب پوسته مخلوط شده باشد. همان‌گونه که در شکل ۸- ب نیز دیده می‌شود؛ بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه نیز در محدوده مذاب‌های حاصل از سنگ‌های متابازالتی قرار می‌گیرند. همچنین، با توجه به الگوی به نسبت تخت REEs (شکل ۱۰)، که از ویژگی‌های مذاب‌های گوشته‌ای است، به نظر می‌رسد که ذوب پوسته زیرین تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای به عنوان منبع تأمین گرما و مواد، فرایند اصلی در تشکیل این توده‌ها بوده است. همچنین، نمودار $(La/Yb)_n$ در برابر δEu (Zhang et al., 2014) نیز نشان‌دهنده نقش مشترک گوشته و پوسته در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه است (شکل ۸- پ). در مدل Verdell et al. (2011) فرایند برگشت رو به عقب (Slab Roll Back) پوسته اقیانوسی نوتیس در زمان پالئوسن تا الیگوسن برای فعالیت ماگمایی پهنه ارومیه- دختر پیشنهاد و تأکید شده است که فعالیت ماگمایی این پهنه با فرایندهای کشتی حاصل از برگشت رو به عقب پوسته فرورونده همراه بوده است. از سوی دیگر Agard et al. (2011) شکست پوسته اقیانوسی در زمان ائوسن میانی (۴۰ تا ۴۵ میلیون سال پیش) را عامل اصلی جابه‌جایی محل کمان آتشفشانی از پهنه سندج-سیرجان به ارومیه- دختر می‌دانند. مرحله بعدی شکست پوسته اقیانوسی در زمان میوسن پایانی (۱۰ میلیون سال پیش) پیشنهاد شده که موجب تشکیل توده‌های نفوذی آداکیتی در پهنه ارومیه- دختر شده است (Omrani et al., 2008; Agard et al., 2011). در مدلی که Agard et al. (2011) ارائه کرده‌اند؛ در اثر کاهش شیب پوسته فرورونده و مکش ایجاد شده در سنگ‌کره قاره‌ای در زمان ائوسن، ذوب بخشی و لایه‌لایه شدن (Delamination) قاعده سنگ‌کره قاره‌ای رخ داده است. در حالی که در الیگوسن پایانی (۲۵ میلیون سال پیش) همزمان با برخورد دو صفحه عربی و ایران مرکزی، شیب پوسته فرورونده افزایش یافته و ذوب بخشی در سنگ‌کره زیر قاره‌ای موجب فعالیت ماگمایی الیگومیوسن شده است. سن جدیدترین فعالیت نفوذی در منطقه مورد مطالعه (با سن ۲۴ میلیون سال) مربوط به توده‌های دیوریت پورفیری می‌تواند نشان‌دهنده محیط زمین‌ساخت- ماگمایی پیش از برخورد (Pre-Collision) برای توده‌های یاد شده باشد. زیرا سن جایگزینی این توده‌ها، به زمان پیش از برخورد قاره‌های ایران مرکزی و عربی در نئوژن نسبت داده شده است (Stocklin, 1968; Berberian and Berberian, 1981; Berberian and King, 1981; Berberian et al., 1982; Ricou, 1994; Mohajjel et al., 2003;

منفی Eu نشان‌دهنده تشکیل ماگما در ژرفای پایداری پلاژیوکلاز یا محیط‌های تشکیل ماگماست (گرانیتوئیدهای سری احیایی). کمی از نمونه‌ها نیز، بی‌هنجاری یوروپیم خاصی ($Eu_{II}/Eu^* = 1.02-1.1$; $av. = 1.04$) در نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب نشان نمی‌دهند. نبود بی‌هنجاری منفی شاخص برای یوروپیم، می‌تواند ناشی از چند عامل باشد؛ از جمله: (۱) تفریق نیافتن پلاژیوکلاز از ماگمای اولیه؛ (۲) توقف تفریق پلاژیوکلاز به دلیل محتوای بالای آب ماگمایی؛ (۳) حالت اکسایش بالای ماگما؛ که در این حالت بیشتر یوروپیم به صورت Eu^{3+} است و نمی‌تواند وارد شبکه پلاژیوکلاز شود (Richards et al., 2012). بنابراین، نبود ناهنجاری Eu در این نمونه‌ها نشان‌دهنده حضور مقدار کمتر و یا نبود پلاژیوکلاز در منشأ ماگما، شرایط اکسیدان‌تر محلول و آلودگی کمتر با پوسته قاره‌ای است (Martin, 1999).

۷- بحث

در منطقه مورد مطالعه سه مرحله فعالیت نفوذی با سن‌های ایزوتوپی ائوسن، الیگوسن زیرین و الیگوسن بالایی وجود دارد، بنابراین فعالیت نفوذی منطقه باختر یزد این امکان را داده است که ویژگی‌های این کمر بند کوهزایی در طی ۱۵ میلیون سال، بررسی و ارائه شود. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که در این منطقه سنگ‌های دگرگونی مرتبط با توده دیده نمی‌شوند و همچنین در هیچ کدام از نمونه‌ها، میانبار دگرگونی (سورمیکاسه)، کانی‌های شاخص سنگ‌های دگرگونی (گارنت، سیلیکات‌های آلومین و ...) و به‌طور کلی هیچ اثر و نشانه‌ای حاکی از منشأ دگرگونی (نوع S) برای این توده دیده نشده است. برای تعیین منشأ توده نفوذی ندوشن می‌توان از نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر La/Ce (Zhou et al., 2006) استفاده کرد (شکل ۸- الف). همانطور که دیده می‌شود؛ نمونه‌های مورد مطالعه نسبت Rb/Sr بالایی دارند و در نزدیکی محدوده مذاب‌های مشتق شده از پوسته جای گرفته‌اند. در نمودار پیشنهاد شده برای تمایز پروتولیت منشأ، ملاحظه می‌شود که ماگمای توده‌های یاد شده و انکلاوها از مذاب‌های بخشی حاصل از ذوب سنگ‌های متابازالتی (آمفیبولیت‌ها) ایجاد شده‌اند؛ در حالی که ماگمای توده‌های گرانیت-گرانودیوریت در اثر ذوب بخشی سنگ‌های آواری رسوبی (متاگری وک‌ها) به وجود آمده‌اند (شکل ۸- ب). در نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb دیده می‌شود که نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مورد مطالعه و انکلاوها بیشتر نزدیک به محدوده پیروکسن قرار می‌گیرند (شکل ۸- ت). مقادیر به نسبت پایین La/Sm (۸٪) در نمونه‌های منطقه نشان‌دهنده یک منبع کمتر غنی شده و مقادیر کمی آمفیبول است. گفتنی است که کمر بندهای کوهزایی از نوع کوه‌های آند بیشتر مقادیر بالایی از Sm/Yb نشان می‌دهند که بازتابی از حضور فراوان گارنت در میان کانی‌های پسمانده است. توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه و انکلاوها مقادیر به نسبت پایینی از Sm/Yb (۲/۶۰-۰/۹۷) و La/Sm (۵/۸۲-۲/۸۷) نشان می‌دهند که نشان‌دهنده یک منبع کمتر غنی شده از REEs با حضور پیروکسن به عنوان فاز اصلی، همانند پوسته کم‌ستبرای کمان ماگمایی در خاور آتاتولی است. ذوب در ژرفای به نسبت کم با نتایج حاصل از مطالعات لرزه‌ای (Dehghani and Makris, 1984) نیز سازگار است که ژرفای پوسته را در کمان ماگمایی ارومیه- دختر در حدود ۴۰ کیلومتر معرفی کرده‌اند. همچنین، توده‌های گرانیت-گرانودیوریتی منطقه نیز با نسبت $d.La/Sm = 7/20 - 12/03$ با یک منبع بیشتر غنی شده سازگارتر هستند (شکل ۸- ت). بنابراین به نظر می‌رسد ذوب سنگ‌هایی با ترکیب متابازالتی و متاگری وک‌ها در پوسته زیرین در تعادل با پسمانده‌ای شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر آمفیبول، با ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی مورد مطالعه بیشتر هماهنگی را دارد. در نمودارهای Pearce et al. (1984) و Batchelor and Bowden (1985) نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مورد مطالعه به ترتیب در گستره محیط کمر بندهای آتشفشانی پهنه فورانش (VAG) و پیش از برخورد جانمایی می‌شوند (شکل ۸- ت). از سوی دیگر، حضور ستبرای زیادی از توالی‌های آتشفشانی، که به صورت میان لایه‌ای با رسوبات

پروتولیت‌های پوسته‌ای به‌وجود آمده باشد (Roberts and Clemens, 1993; Tepper et al., 1993). در این شرایط استقرار ماگمای گوشته‌ای در زیر پوسته، می‌تواند گرمای لازم برای ذوب‌بخشی پوسته را فراهم کند (Thuy et al., 2004). اختصاصات پراولومین توده گرانیت مورد مطالعه (Chappell and White, 1992). وجود رگه‌های سیلیسی، وجود بافت گرانوفیری و نبود هاله دگرگونی آشکار شاهدهی بر تشکیل آن از مذاب گرانیتی دما پایین است. گرانیت‌های نوع I دما پایین شباهت زیادی به گرانیت نوع S دارند (Chappell et al., 1998) و این بدین دلیل است که آنها یک منبع مشابه را در دمای به نسبت کم به اشتراک می‌گذارند و آن هم شامل ذوب بخشی پوسته کوارتز-فلدسپاتیک، به منظور تولید مذاب‌های فلسیک است. افزون بر این، همانندی‌های ژئوشیمیایی و روند‌های خطی در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۹)، نزدیک بودن سن جایگزینی و روند‌های موازی دیده شده در نمودارهای عنکبوتی و عناصر خاکی کمیاب مربوط به توده‌های گرانودیوریتی و دیوریت پورفیری (شکل ۱۰)، می‌تواند مؤید همانندی فرایندهای پتروژنی و منبع ماگماهای سازنده این توده‌ها در الیگوسن بالایی باشند. همچنین به نظر می‌رسد که توده دیوریت پورفیری، احتمالاً به عنوان آخرین فاز ماگمایی درون توده گرانودیوریتی نفوذ کرده باشد. توده‌های یاد شده نیز ماهیت کالک آلکالین پتاسیم متوسط (شکل ۶-۶-پ) و متاآلومین دارند. از سوی دیگر، با توجه به همانندی ژئوشیمیایی میان آنکلاوهای موجود در توده‌های مورد مطالعه با سنگ میزبان گرانودیوریت و دیوریت پورفیری و روند‌های خطی این نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (شکل ۹) و همچنین الگوهای تقریباً مشابه فراوانی عناصر خاکی کمیاب این آنکلاوها با سنگ میزبانشان (شکل ۱۰)، می‌توان منشأ ماگمایی واحدی را برای آنها در نظر گرفت. افزون بر این، دو نمونه از آنکلاوهای موجود در توده دیوریت پورفیری نسبت به آنکلاو دیگر (با اندازه ۲ تا ۳ سانتی‌متری) در همین توده، غنی‌شدگی بیشتری از REEs نسبت به سنگ میزبان خود نشان می‌دهند (شکل ۱۰)؛ که این موضوع احتمالاً با اندازه آنکلاوها در این توده در ارتباط است. به باور (Barbarin and Didier, 1992) میزان انتقال عناصر میان دو ماگمای سازنده آنکلاو و سنگ میزبان به روشنی تابع اندازه آنکلاوهاست. آنکلاوهای کوچک در مقایسه با انواع درشت‌تر، سریع‌تر سرد می‌شوند و در نتیجه سامانه تقریباً بسته‌ای را نسبت به غنی‌شدگی از عناصر آلکالی، LILEs، REEs و HFSEs تشکیل می‌دهند؛ در صورتی که آنکلاوهای بزرگ‌تر غنی‌شدگی بیشتری از این عناصر دارند (Barbarin and Didier, 1992). بر خلاف انتظار، برخی آنکلاوها و سنگ‌های میزبانشان از دید ژئوشیمیایی نیز با یکدیگر تفاوت‌های قابل توجهی نشان می‌دهند. برای نمونه، آنکلاوهای موجود در توده‌های گرانیت-گرانودیوریت، تهی‌شدگی آشکاری در LREEs و HREEs بی‌هنجاری منفی بیشتری از Eu و غنی‌شدگی نسبی از MREEs و به‌ویژه HREEs و Ti، نسبت به سنگ میزبان خود نشان می‌دهند و از دید فراوانی REEs، شباهت بیشتری به نمونه‌های دیوریتی هم‌سن با توده‌های میزبانشان دارند (شکل ۱۰). بنابراین، به نظر می‌رسد این آنکلاوها و سنگ میزبان آنها از دو ماگمای متفاوت مشتق شده باشند. محتمل‌ترین منشأ برای تشکیل این آنکلاوها راهیابی مذاب دیوریتی به مخزن ماگمای سازنده گرانیت-گرانودیوریت است. به این صورت که ماگمای حدواسط-بازیک پرگرم‌ها به درون ماگمای میزبان به نسبت سردتر نفوذ کرده؛ با از دست دادن دما به آنکلاو تبدیل شده و در برابر مذاب پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است (Stephens et al., 1991). به باور (Sparks et al., 1977) در پی تزریق ماگمای حدواسط به بخش زیرین یک مخزن ماگمای گرانیتیویدی و ورود قطرات کانی‌های مافییک به درون مخزن، تعادل گرمایی مخزن به‌هم‌خورده و فرایند انتشار نقش مؤثری در تغییر ترکیب شیمیایی در ماگما بازی می‌کند؛ به‌طوری که آنکلاوها از عناصری مانند Y، Nb، Sm، HREEs غنی و از عناصر Ba و Rb تهی می‌شوند (Tindle, 1991). آزمایشات تجربی (Ryerson and Hess, 1978) نشان می‌دهد که آمیختگی جزئی دو ماگما سبب افزایش P، Ti، Y، Nb و HREEs در آنکلاو

McClay et al., 2004; Agard et al., 2005; Shahabpour, 2005; Omrani et al., 2008; Haschke et al., 2010; Verdel et al., 2011; Chiu et al., 2013). در نمودار Batchelor and Bowden (1985)، نمونه‌های گرانیت-گرانودیوریت منطقه با سن الیگوسن زیرین، کمی گرایش به سوی قلمرو Syn-Collision نشان می‌دهند که با توجه به سن مطلق از این نمونه‌ها، کمی غیرمنطقی است (شکل ۸-۸-ث). این در حالی است که دیگر نمونه‌های مورد مطالعه با سن الیگوسن بالایی در محدوده پیش از برخورد جای می‌گیرند. همچنین یادآوری می‌شود که حتی نمونه‌های دیوریتی منطقه با سن الیگوسن زیرین که از دید زمانی نزدیک به مذاب‌های گرانیت-گرانودیوریتی هستند؛ در محدوده پیش از برخورد قرار می‌گیرند. Taylor and McLennan (1985) فراوانی LILEs همچون U، Th، K، Rb و La به همراه Pb و تهی‌شدگی عناصر Ta، Ti، Nb را به مذابی با منشأ پوسته قاره‌ای نسبت داده‌اند. بنابراین به نظر می‌آید که پوسته قاره‌ای بیشترین تأثیر و نقش را در ژئو و منشأ ماگماهای سازنده این توده‌ها دارد و از سوی دیگر با توجه به سیلیس بالا (۷۲-۶۸ درصد وزنی) و چگالی بیشتر ماگماهای تشکیل دهنده این توده‌ها (عدم سیالیت و روان بودن)؛ این ماگماها مقاومت بیشتری در برابر حرکت از خود نشان می‌دهند و در هنگام بالاآمدگی و جایگزینی بیشتر تحت تأثیر عوامل و فرایندهای ناشی از تحول و تکامل ماگمایی (همچون فرایند AFC و آمیختگی ماگمایی) قرار می‌گیرند. چنین ماگماهایی فقیر از Mg، Fe، Ca و غنی از Na و K هستند. در واقع کمان ماگمایی ناشی از فرورانش در زمان مزوزوییک، در پهنه سهندج-سیرجان قرار دارد و ادامه فرورانش موجب جابه‌جایی این کمان ماگمایی به سوی ایران شده که در سنوزوییک در کمربند ارومیه-دختر نمود یافته است (Omrani et al., 2008). ادامه فرورانش نیز موجب ایجاد و گسترش کمربند آتشفشانی-نفوذی (ولکانوپلوتونیک) ارومیه-دختر در ائوسن و الیگو-میوسن شده است. بنابراین، فعالیت ثبت شده در کمپلکس نفوذی ندوشن بیانگر مراحل پایانی فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش است؛ پیش از رخداد برخورد قاره-قاره در میوسن و بالاآمدگی (Uplift) پس از برخورد؛ که موجب پیدایش فعالیت ماگمایی آلکالین و آداکیتی (Omrani et al., 2008) در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر می‌شود.

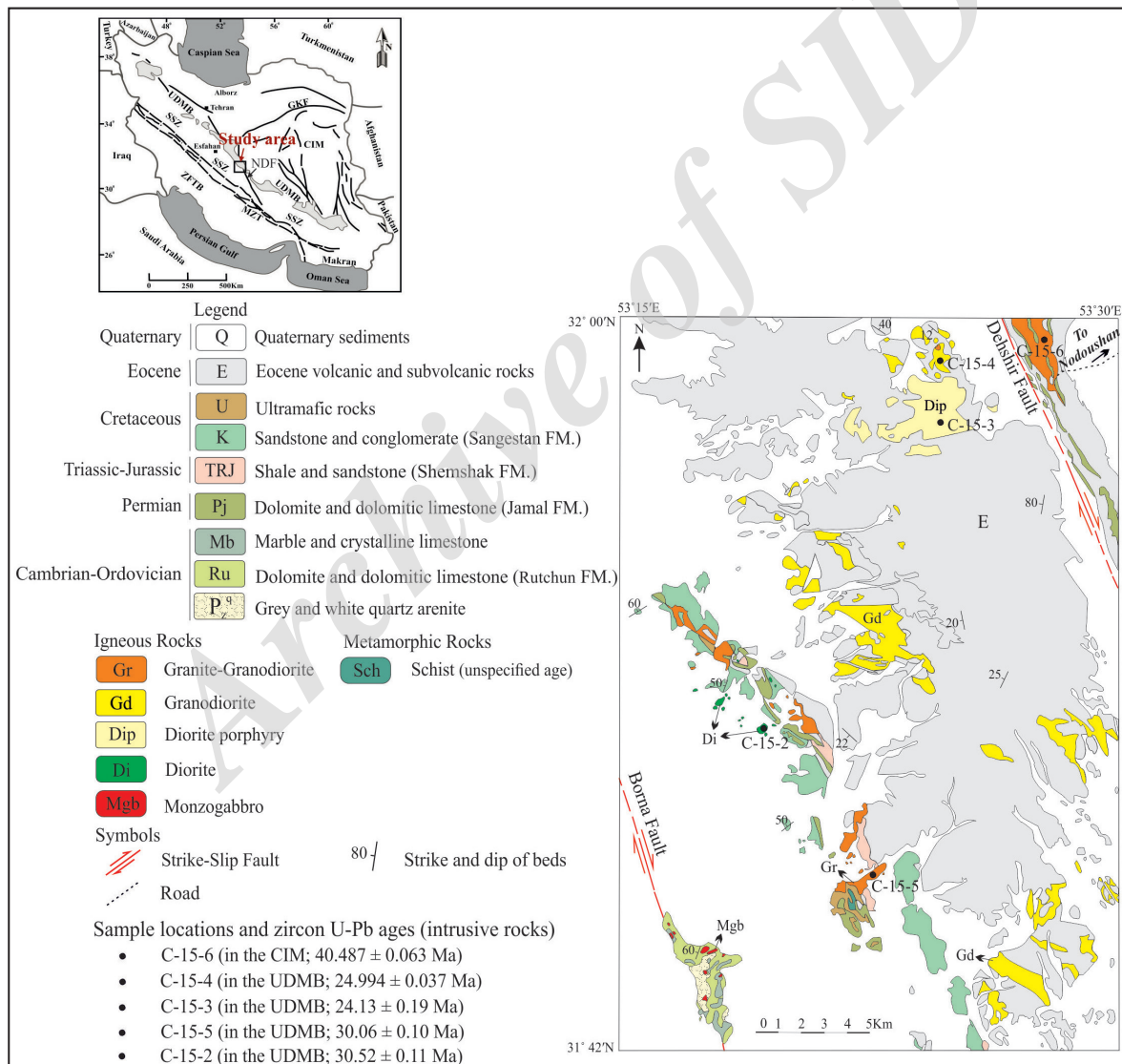
فعالیت نفوذی منطقه در زمان الیگوسن زیرین مربوط به جایگزینی توده‌های دیوریتی و گرانیت-گرانودیوریتی در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر است. توده دیوریتی، ماهیت کالک آلکالین پتاسیم متوسط (شکل ۶-۶-پ) و متاآلومین دارد. در حالی که واحد گرانیت-گرانودیوریتی با ماهیت کالک-آلکالین پتاسیم متوسط تا بالا (شکل ۶-۶-پ) و متاآلومین تا کمی پراولومین (پراولومینه ضعیف) مشخص می‌شود. ویژگی پراولومین این سنگ‌ها می‌تواند نتیجه دو عامل باشد (Waight et al., 1998)؛ یکی تأثیر و دخالت سنگ‌های پوسته‌ای دارای آلومینیم بالا؛ یا به بیان دیگر، آلودگی پوسته‌ای در تحول و تکوین ماگمای مادر سنگ‌ها و دیگری تشکیل مقدار زیادی کانی ثانویه؛ به‌ویژه سریست و کانی‌های رسی در سنگ‌ها به سبب دگرسانی گرمایی. به‌طور کلی، توده‌های گرانیت-گرانودیوریت در مقایسه با نمونه دیوریتی هم‌زمان با خود V، Cr و کمتر Ba، Th و LREEs بیشتری نشان می‌دهند (جدول ۱ و شکل ۱۰). نمودارهای هارکر این توده‌ها، بیانگر وجود شکاف مشخصی در فراوانی SiO_2 میان واحدهای یاد شده است و این فاصله ترکیبی بر متفاوت بودن منشأ آنها دلالت می‌کند. نمودارهای هارکر سنگ‌های فلسیک گرانیت-گرانودیوریت مورد مطالعه، نشان‌دهنده این هستند که آنها تغییرات ترکیبی درونی کمی دارند و نیز از دید ترکیبی بدون همپوشانی هستند (شکل ۹). همچنین، تمرکز کم عناصر انتقالی مانند Ni، Cr و V و حجم زیاد ماگمای فلسیک، همگی گویای این مطلب هستند که تشکیل ماگمای سازنده واحدهای گرانیت-گرانودیوریت مطابق مدل AFC (Grove et al., 1986)؛ (Bacon and Druitt, 1988) یعنی از طریق تفریق یک ماگمای مادر بازالتی مافییک مشتق از گوشته غیرممکن است و در نتیجه، ماگماهای فلسیک باید از ذوب بخشی

متاآلمین تا کمی پرآلمین و از نوع گرانیتوئید I هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان از سهم هر دو مؤلفه گوشته‌ای و پوسته‌ای در منشأ و تحولات ماگمای مادر این سنگ‌ها دارد. در نمودارهای تفکیک‌کننده محیط زمین‌ساختی، غنی‌شدگی نسبی در LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و بی‌هنجاری منفی عناصر Ta، Ti و Nb نشان‌دهنده جایگزینی این توده‌ها در محیط مرتبط با فرایندهای فرورانش است. افزون بر این، سن سنجی به روش U-Pb زیرکن نمونه‌های یاد شده، بر رخداد فعالیت ماگمایی در ائوسن، الیگوسن زیرین و الیگوسن بالایی دلالت دارد و به نظر می‌رسد جایگزینی توده‌های نفوذی مورد بررسی در محیط پیش از برخورد است و سنگ کره زیر قاره‌ای همچنان تا زمان الیگوسن پایانی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط فرورانش را حفظ کرده و فعالیت ثبت شده در کمپلکس نفوذی ندوشن بیانگر مراحل پایانی فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش است.

می‌شود (شکل ۱۰). به نظر می‌رسد که این امر ناشی از انتشار ترجیحی ماگمای کمتر پلیمریزه (Nardi and Lima, 2000) و جایگیری عناصر کم‌تحرک یاد شده درون شبکه کانی‌هایی مانند آپاتیت، تیتانیت و هورنبلند باشد (Klein et al., 1997).

۸- نتیجه‌گیری

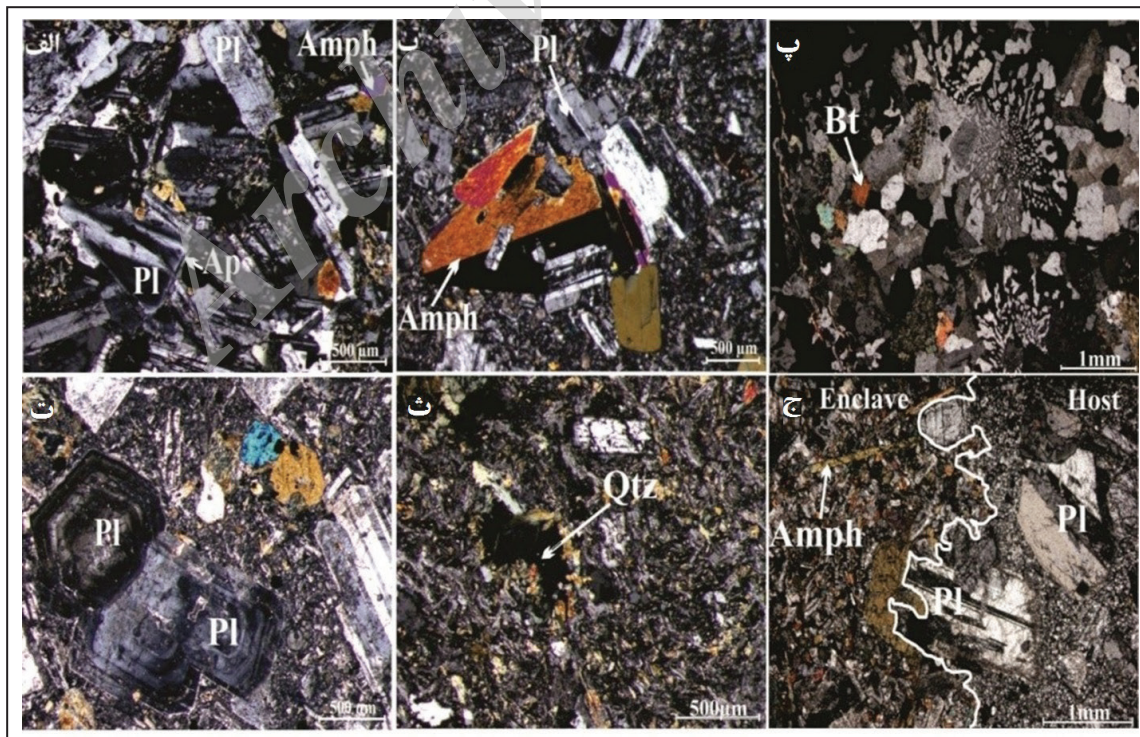
با توجه به موقعیت جغرافیایی توده‌های مورد مطالعه، که در بخش پایانی لبه ایران مرکزی و به‌طور چیره در بخش مرکزی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر جای دارند؛ این مجموعه می‌تواند در ارتباط با فرورانش سنگ کره اقیانوسی نوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده نفوذی ندوشن مشابه با گرانیت‌های مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای است. همه توده‌های نفوذی منطقه ندوشن دارای ماهیت کالک‌آلکالن با پتاسیم متوسط تا بالا،



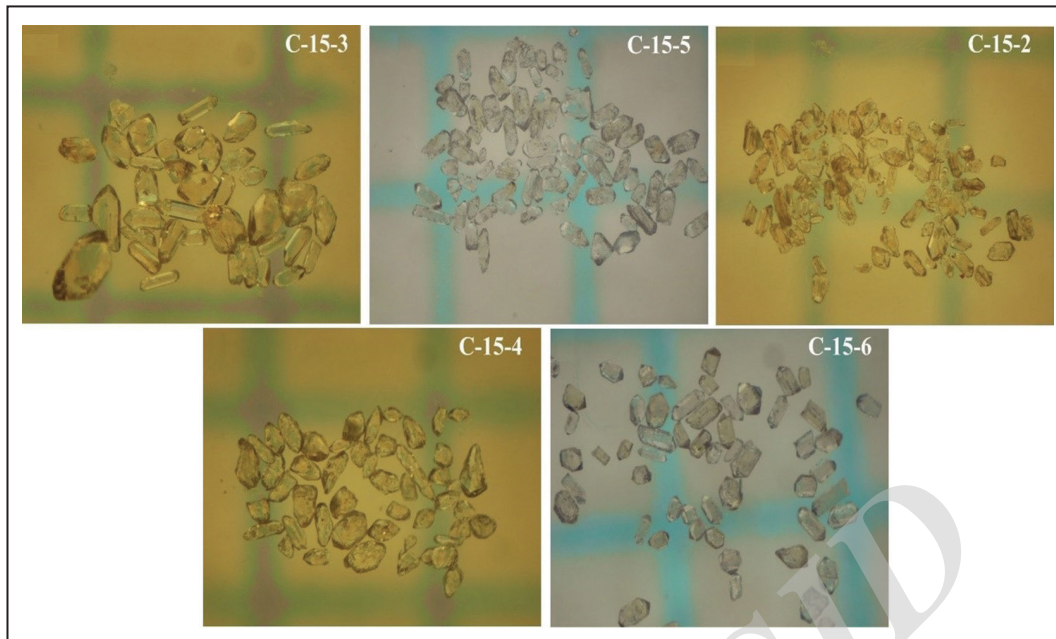
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه، تصحیح شده از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کفه تاقستان (قلمقاش و محمدیها، ۱۳۸۴). موقعیت نمونه‌های تعیین سن شده نیز روی نقشه مشخص شده‌اند. نشانه‌های اختصاری عبارتند از UDMB = Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt; CIM = Central Iranian Microcontinent; NDF = Nain-Dehshir Fault



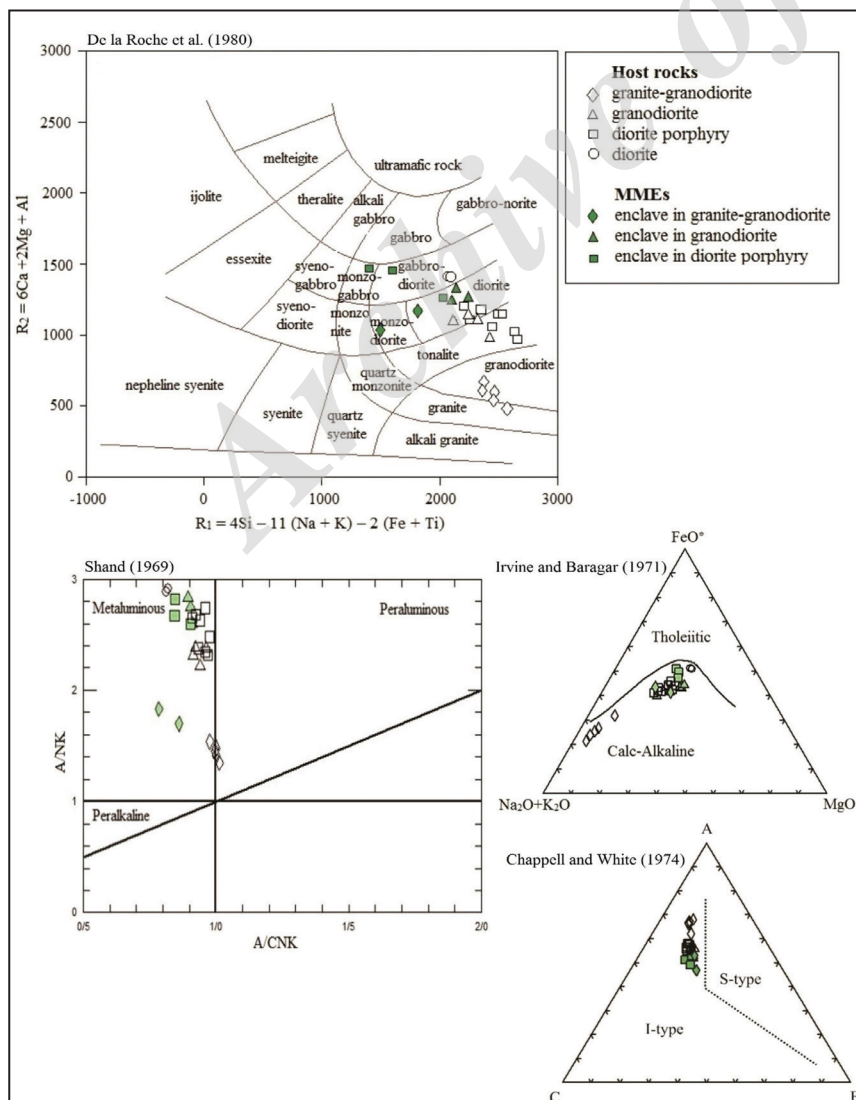
شکل ۲- الف) تصویر صحرایی از همبری توده گرانیت- گرانودیوریت الیگوسن زیرین (gr-gd) با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میزبان (E)؛ ب) اسکارن‌زایی و وجود لکه‌های گسترده چرت و اکسید آهن در سنگ‌های میزبان کرناته واحد سازند جمال؛ پ و ت) نمونه‌ای از انکلاوهای میکروگرانولار مافییک (MME) به ترتیب درون توده‌های گرانودیوریت الیگوسن بالایی (gd) و گرانیت- گرانودیوریت الیگوسن زیرین (gr-gd).



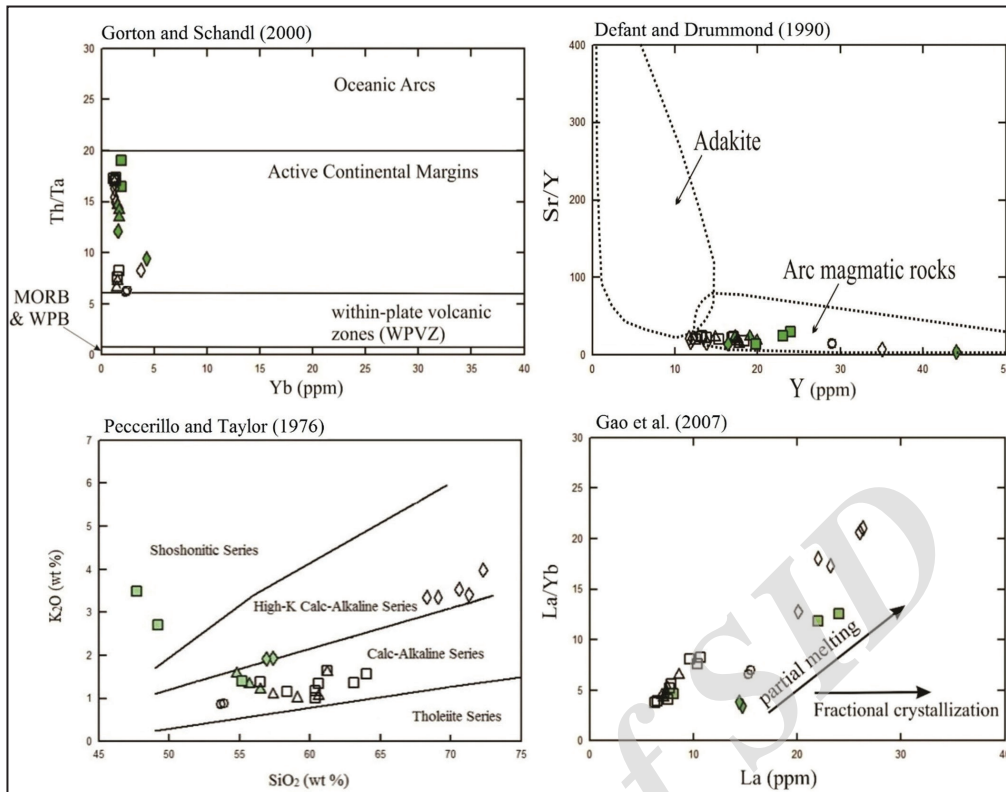
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه؛ الف) بافت هیپیدومورف گرانولار در نمونه دیوریت؛ ب) بافت پورفیریتیک و پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در نمونه دیوریت پورفیری؛ پ) بافت گرانوفیری در نمونه گرانیت- گرانودیوریت؛ ت) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی در نمونه گرانودیوریت؛ ث) درشت‌بلور کوارتز با حاشیه‌ای از کانی‌های دمای بالا در انکلاوهای میکروگرانولار مافییک در واحد گرانیت- گرانودیوریت؛ ج) وجود مرز مضرس، کنگره‌ای و زایده‌دار آنکلاو- سنگ میزبان در واحد گرانودیوریتی. همه تصاویر در نور پلاریزه (XPL) است.



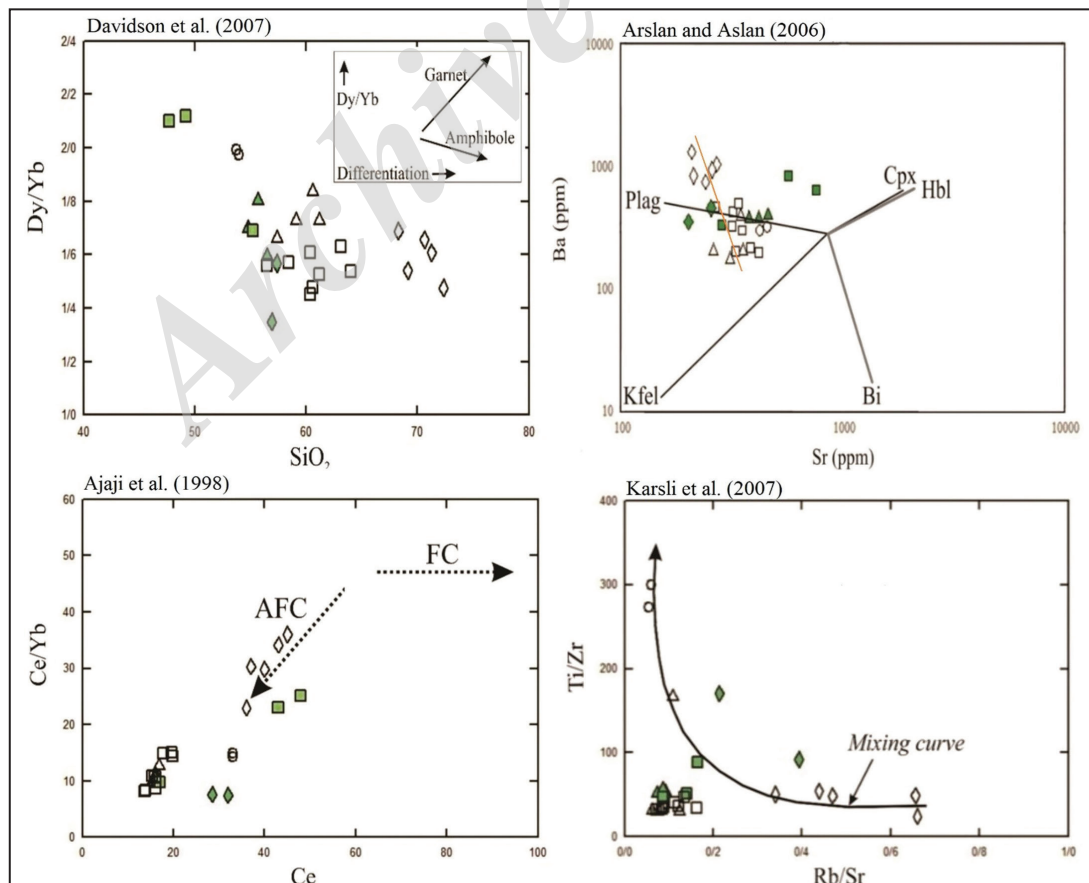
شکل ۴- تصاویری از دانه‌های زیرکن سن‌سنجی شده با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی در نمونه‌های دیوریت (نمونه C-15-2)، دیوریت پورفیری (نمونه C-15-3)، گرانودیوریت (نمونه C-15-4) و گرانیت- (نمونه C-15-5)، در بخش مرکزی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و گستره کوچکی از توده گرانیت- گرانودیوریتی (نمونه C-15-6)، در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی. مقیاس توسط مربعات آبی رنگ در زمینه نشان داده شده است (1x1 mm).



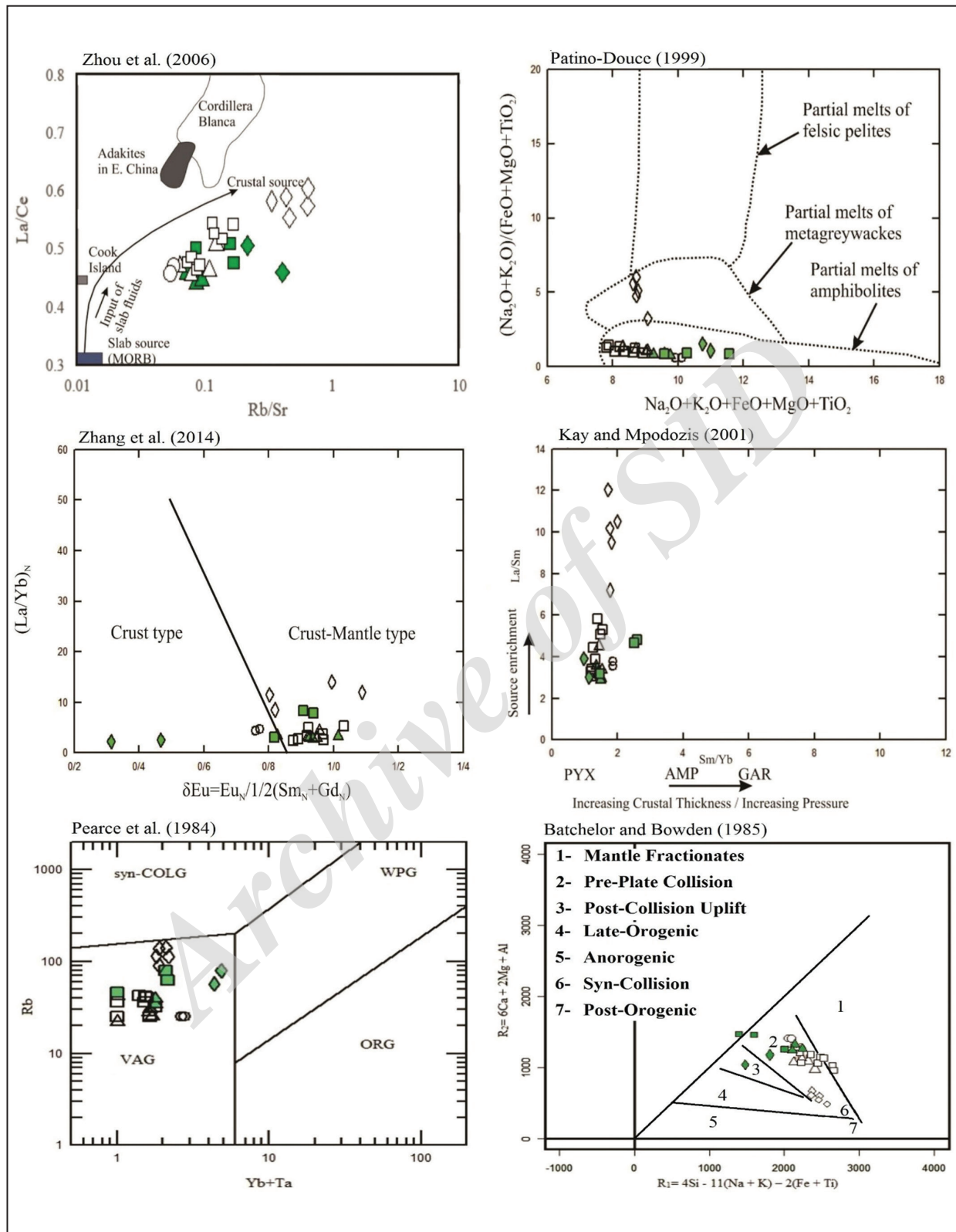
شکل ۵- نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه؛ الف) نمودار R1-R2 (De la Roche et al., 1980)؛ ب) نمودار AFM به منظور تفکیک سری‌های کالک‌آلکان از تولایتی (Irvine and Baragar, 1971)؛ پ) نمودار تعیین شاخص اشباع آلومین (Shand, 1969)؛ ت) نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر (Chappell and White, 1974). نشانه‌های اختصاری در نمودار ACF عبارتند از: F=FeO+MgO، C=CaO، A=Al₂O₃-Na₂O-K₂O. در همه نمودارها نمونه‌های مربوط به انکلاوهای هر توده به صورت نشانه‌های توپر نمایش داده شده است.



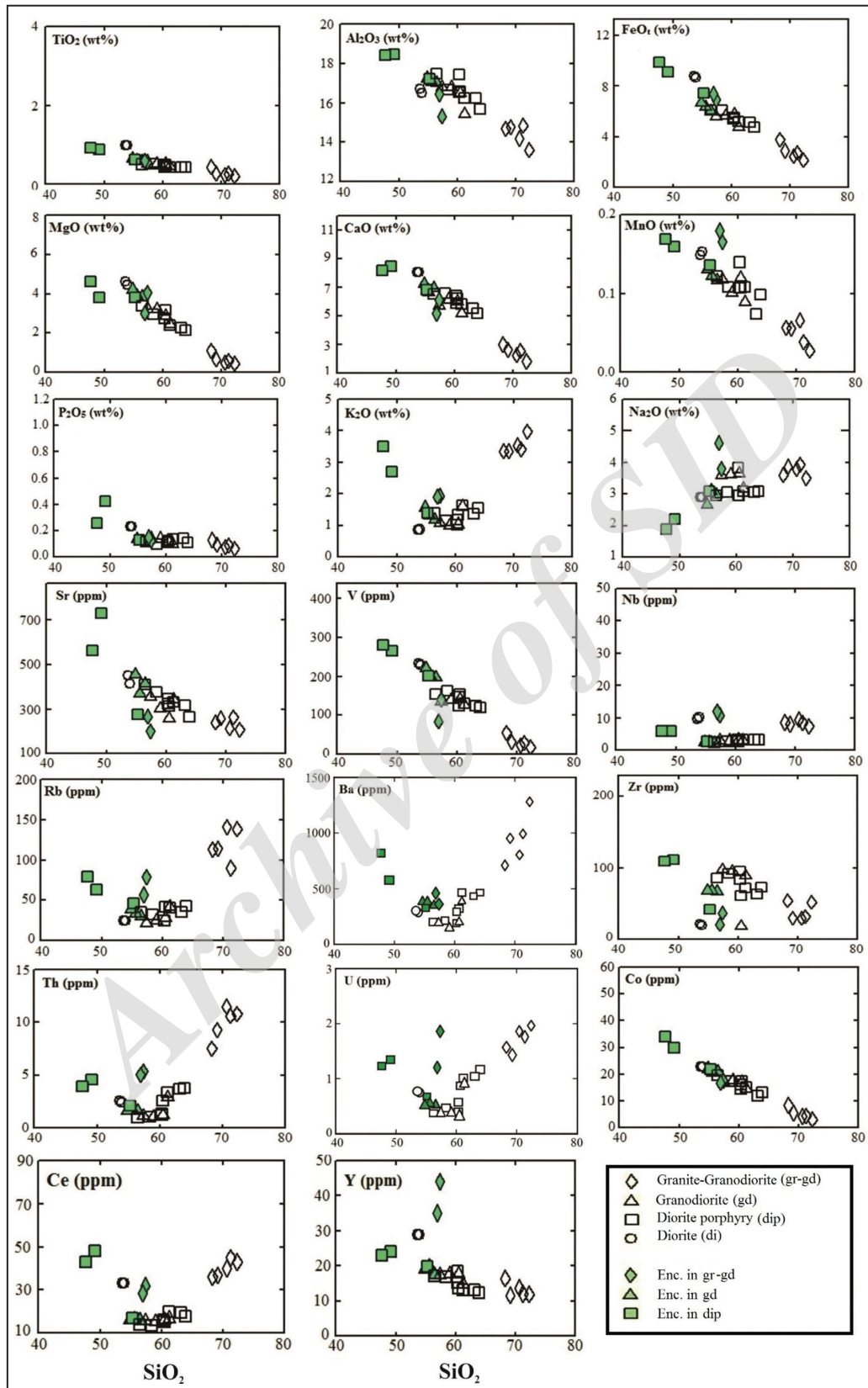
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودارهای الف) Th/Ta در برابر Yb (Gorton and Schandl, 2000)؛ ب) Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990)؛ پ) K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ ت) La/Yb در برابر La (Gao et al., 2007). نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۵ هستند.



شکل ۷- الف) نمودار Dy/Yb در برابر SiO_2 (Davidson et al., 2007) و نمودار Ba در برابر Sr (Arslan and Aslan, 2006) برای مشخص کردن کانی تفریق یافته در توده‌های نفوذی ندوشن؛ ب) نمودار Ce/Yb در برابر Ce (Ajaji et al., 1998) و نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Rb/Sr (Karsli et al., 2007) برای توده‌های نفوذی ندوشن. نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۵ هستند.

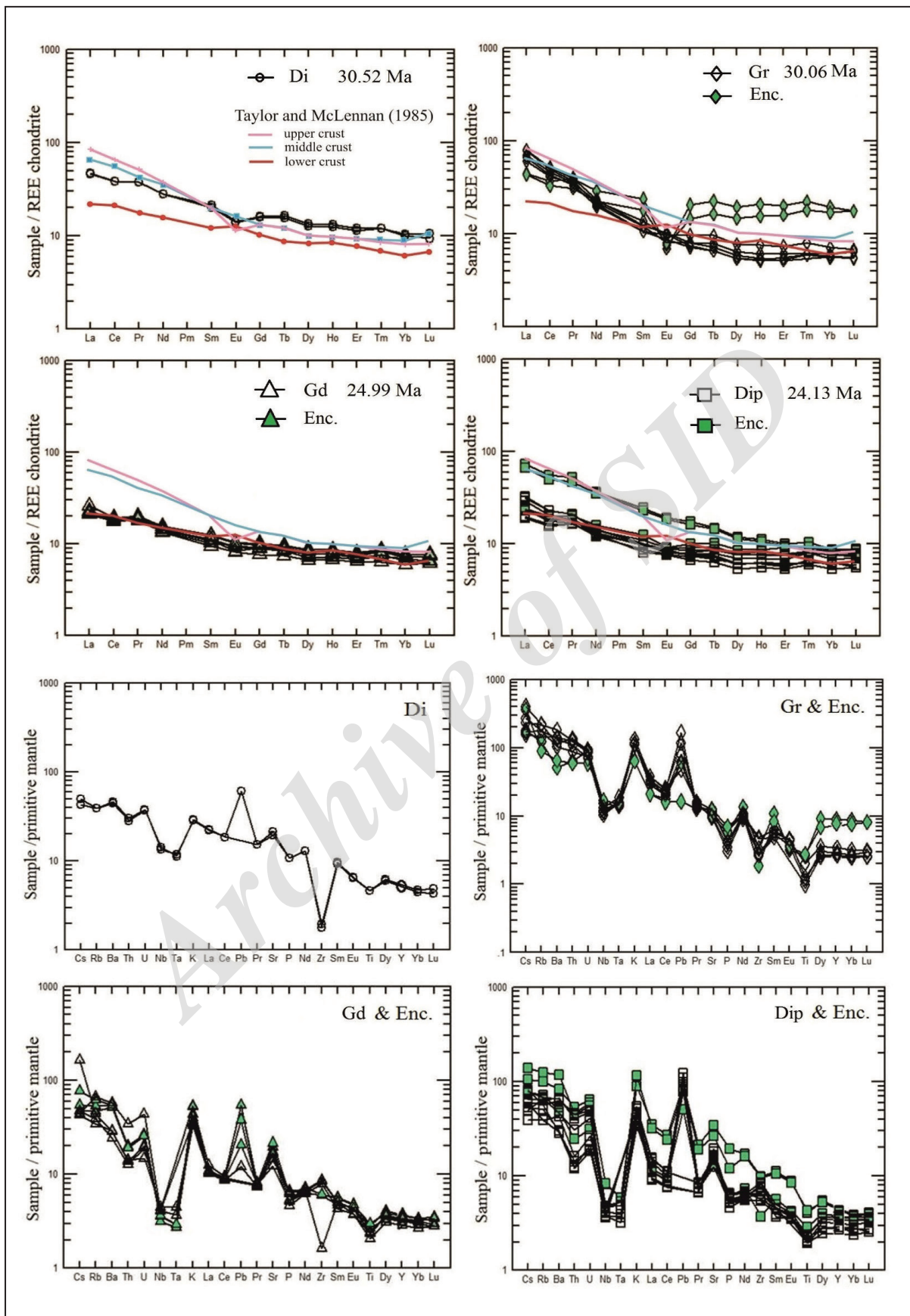


شکل ۸- الف) نمودار تغییرات Rb/Sr در برابر La/Ce (Zhou et al., 2006)؛ ب) موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه روی نمودارهای تفکیک کننده منشأ سنگ‌ها (Patino-Douce, 1999)؛ پ) نمودار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در برابر δEu (Zhang et al., 2014)؛ ت) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (Kay and Mpodozis, 2001)؛ نشانه‌های اختصاری در این نمودار عبارتند از: پیروکسن=PYX، آمفیبول=AMP، گارنت=GAR؛ ث) موقعیت نمونه‌های منطقه ندوشن روی نمودار جدا کننده گرانیتوئیدها بر پایه Pearce et al. (1984) با استفاده از عناصر Rb-(Yb+Ta) و نمودار تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر پایه متغیرهای کاتیونی (Batchelor and Bowden, 1985). نمادها همانند شکل ۵ هستند.



شکل ۹- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 (Harker, 1909) برای توده‌های نفوذی ندوشن. نشانه‌های اختصاری عبارتند از:

Enc.= Enclave



شکل ۱۰- نمودارهای الگوهای عناصر خاکی کمیاب که با کندریت بهنجار شده است (Nakamura, 1974) و نمودارهای عتکوتی عناصر فرعی و کمیاب که با گوشته اولیه بهنجار شده است (Sun and Mc Donough, 1989). نشانه‌های اختصاری همانند شکل ۹ هستند. ترکیب پوسته زیرین، میانی و بالایی که با کندریت بهنجار شده‌اند؛ تنها برای مقایسه آورده شده است (Taylor and McLennan, 1985).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی ICP-MS و ICP-OES مربوط به توده‌های نفوذی مورد مطالعه و انکلاوها در منطقه ندوشن.

| Lithology | Diorite | | Enclave in granodiorite | | | Granodiorite | | | | Enclave in diorite porphyry | | | Diorite porphyry | |
|---|------------|-------|-------------------------|-------|-------|--------------|-------|-------|-------|-----------------------------|-------|-------|------------------|-------|
| | Sample no. | 7 | 8 | 164E | 164E | 107E | 100 | 159 | 157 | 164 | 127E | 129E | 113E | 113 |
| SiO ₂ | 53.72 | 53.93 | 56.5 | 55.65 | 54.79 | 60.57 | 57.36 | 59.07 | 61.21 | 49.22 | 47.73 | 55.22 | 63.99 | 58.43 |
| Al ₂ O ₃ | 16.68 | 16.49 | 17 | 17.02 | 17.23 | 16.49 | 16.78 | 16.8 | 15.42 | 18.46 | 18.4 | 17.19 | 15.66 | 16.66 |
| Fe ₂ O ₃ ^{tot} | 9.79 | 9.62 | 6.71 | 7.07 | 7.44 | 6.41 | 6.19 | 6.27 | 5.28 | 10.10 | 10.99 | 8.30 | 5.31 | 6.77 |
| CaO | 8.05 | 8.03 | 6.95 | 6.67 | 7.23 | 6.01 | 5.72 | 6.14 | 5.19 | 8.43 | 8.19 | 6.82 | 5.17 | 6.61 |
| K ₂ O | 0.86 | 0.87 | 1.19 | 1.32 | 1.56 | 1.03 | 1.08 | 0.99 | 1.61 | 2.69 | 3.49 | 1.4 | 1.56 | 1.16 |
| Na ₂ O | 2.91 | 2.89 | 2.97 | 3.1 | 2.65 | 3.65 | 3.58 | 3.62 | 3.16 | 2.21 | 1.88 | 3.1 | 3.08 | 3.05 |
| MgO | 4.64 | 4.46 | 3.83 | 3.88 | 4.21 | 2.86 | 3.23 | 3.21 | 2.43 | 3.83 | 4.6 | 3.79 | 2.15 | 2.95 |
| TiO ₂ | 1 | 1 | 0.57 | 0.61 | 0.64 | 0.5 | 0.51 | 0.52 | 0.44 | 0.87 | 0.93 | 0.62 | 0.42 | 0.51 |
| MnO | 0.14 | 0.15 | 0.11 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.11 | 0.1 | 0.08 | 0.15 | 0.16 | 0.13 | 0.09 | 0.1 |
| BaO | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.04 | 0.06 | 0.09 | 0.03 | 0.05 | 0.02 |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | 0.23 | 0.11 | 0.11 | 0.13 | 0.11 | 0.14 | 0.13 | 0.1 | 0.42 | 0.26 | 0.13 | 0.11 | 0.1 |
| LOI | 1.78 | 1.76 | 3.35 | 3.16 | 2.81 | 1.66 | 3.13 | 2.17 | 2.99 | 1.8 | 2.48 | 2.01 | 1.54 | 2.49 |
| Total | 99.88 | 99.51 | 99.38 | 98.78 | 98.9 | 99.49 | 97.88 | 99.09 | 98 | 98.3 | 99.25 | 98.79 | 99.19 | 98.91 |
| Sr | 451 | 414 | 413 | 371 | 454 | 258 | 355 | 304 | 342 | 731 | 565 | 278 | 264 | 379 |
| V | 233 | 228 | 196 | 200 | 220 | 141 | 136 | 140 | 126 | 266 | 281 | 201 | 120 | 163 |
| Zn | 78 | 76 | 72 | 81 | 118 | 59 | 60 | 57 | 64 | 82 | 87 | 70 | 64 | 59 |
| Cr | 34 | 32 | 24 | 20 | 24 | 3.36 | 9.5 | 25 | 10.2 | - | - | - | 0.98 | - |
| Sc | 28 | 27 | 22 | 24 | 27 | 15.2 | 14.9 | 15.9 | 14.7 | 18.9 | 22 | 26 | 12.2 | 18.9 |
| Cu | 8.55 | 9.53 | 43 | 64 | 161 | 36 | 42 | 31 | 53 | 99 | 100 | 68 | 38 | 45 |
| Ni | 15.3 | 15.1 | 16.9 | 16.6 | 16.7 | 11.6 | 14.3 | 20 | 11.3 | 13.4 | 20 | 11.3 | 7.97 | 13.7 |
| Pb | - | 4.31 | 2.7 | 3.84 | 1.45 | - | - | 0.85 | 3.89 | 6.54 | 5.82 | 3.57 | 5.63 | - |
| Ta | 0.48 | 0.46 | 0.11 | 0.12 | 0.12 | 0.182 | - | 0.15 | - | 0.24 | 0.24 | - | 0.22 | 0.13 |
| Zr | 22 | 20 | 67 | 68 | 68 | 18.3 | 97 | 95 | 89 | 111 | 109 | 42 | 73 | 92 |
| Nb | 9.66 | 10.2 | 2.24 | 2.55 | 2.61 | 3.17 | 2.92 | 2.89 | 2.95 | 5.88 | 5.91 | 2.9 | 3.24 | 2.7 |
| Mo | - | 0.29 | - | - | - | 0.44 | - | - | - | - | - | 0.43 | - | - |
| W | 0.5 | 0.44 | - | - | 0.25 | 0.21 | - | - | 0.71 | 0.58 | 0.59 | 0.63 | 0.49 | - |
| Co | 23 | 23 | 21 | 20.6 | 22 | 16.9 | 17.3 | 17.6 | 14.6 | 30 | 34 | 22 | 13.4 | 17.4 |
| Ga | 20 | 19.7 | 17.5 | 17.3 | 17.2 | 17.5 | 17.6 | 17.7 | 15.8 | 19.6 | 19.7 | 17.9 | 16.5 | 17.5 |
| Rb | 25 | 25 | 30 | 34 | 39 | 28 | 22 | 25 | 42 | 63 | 79 | 46 | 43 | 32 |
| Cs | 0.39 | 0.34 | 0.38 | 0.43 | 0.61 | 1.29 | 0.34 | 0.37 | 0.35 | 0.84 | 1.1 | 0.6 | 0.62 | 0.42 |
| U | 0.79 | 0.78 | 0.55 | 0.56 | 0.54 | 0.31 | 0.42 | 0.4 | 0.91 | 1.36 | 1.25 | 0.66 | 1.16 | 0.45 |
| Pr | 4.24 | 4.23 | 2.01 | 2.26 | 2.19 | 2.14 | 2.11 | 2.05 | 2.09 | 5.84 | 5.28 | 2.27 | 2.01 | 1.84 |
| Nd | 17.7 | 17.6 | 8.62 | 9.77 | 9.69 | 9.22 | 9.17 | 8.97 | 8.42 | 23 | 22 | 9.99 | 7.96 | 7.84 |
| Sm | 4.32 | 4.12 | 2.08 | 2.52 | 2.48 | 2.23 | 2.27 | 2.2 | 1.91 | 4.97 | 4.69 | 2.53 | 1.65 | 2.03 |
| Eu | 1.1 | 1.08 | 0.75 | 0.8 | 0.79 | 0.64 | 0.72 | 0.72 | 0.63 | 1.47 | 1.42 | 0.71 | 0.59 | 0.61 |
| Gd | 4.5 | 4.42 | 2.47 | 2.78 | 2.67 | 2.51 | 2.52 | 2.44 | 2.12 | 4.84 | 4.46 | 2.79 | 1.85 | 2.23 |
| Tb | 0.77 | 0.73 | 0.4 | 0.45 | 0.45 | 0.44 | 0.41 | 0.4 | 0.35 | 0.7 | 0.68 | 0.48 | 0.3 | 0.41 |
| Ho | 0.92 | 0.88 | 0.5 | 0.6 | 0.57 | 0.54 | 0.55 | 0.54 | 0.47 | 0.78 | 0.74 | 0.61 | 0.39 | 0.53 |
| Dy | 4.6 | 4.38 | 2.44 | 2.99 | 2.85 | 2.66 | 2.64 | 2.68 | 2.28 | 4.05 | 3.91 | 2.94 | 1.83 | 2.61 |
| Er | 2.72 | 2.59 | 1.54 | 1.8 | 1.76 | 1.58 | 1.66 | 1.65 | 1.46 | 2.26 | 2.15 | 2.05 | 1.21 | 1.68 |
| Tm | 0.36 | 0.36 | 0.22 | 0.26 | 0.25 | 0.23 | 0.25 | 0.25 | 0.19 | 0.31 | 0.28 | 0.28 | 0.18 | 0.24 |
| Yb | 2.31 | 2.22 | 1.53 | 1.66 | 1.68 | 1.45 | 1.59 | 1.55 | 1.32 | 1.91 | 1.86 | 1.74 | 1.19 | 1.66 |
| Lu | 0.36 | 0.32 | 0.22 | 0.26 | 0.26 | 0.21 | 0.25 | - | 0.21 | 0.3 | 0.29 | 0.25 | 0.19 | 0.26 |
| Y | 29 | 29 | 17.3 | 19.9 | 19 | 17.7 | 17.5 | 17.6 | 14.8 | 24 | 23 | 19.8 | 12.5 | 16.9 |
| La | 15.3 | 15.5 | 7.4 | 7.43 | 7.12 | 7.51 | 7.37 | 6.96 | 8.6 | 24 | 22 | 8.08 | 9.61 | 6.27 |
| Th | 2.58 | 2.41 | 1.61 | 1.7 | 1.61 | 1.2 | 1.16 | 1.08 | 2.92 | 4.57 | 3.95 | 2.11 | 3.81 | 1.07 |
| Ce | 33 | 33 | 15.9 | 16.5 | 16 | 16.1 | 15.7 | 15.3 | 16.8 | 48 | 43 | 17 | 17.8 | 13.6 |
| Hf | 0.7 | 0.67 | 1.54 | 1.58 | 1.62 | 0.64 | 2.02 | 2.08 | 1.99 | 2.46 | 2.3 | 1.25 | 1.82 | 2.11 |
| Sn | 1.06 | 1.02 | 0.69 | 0.61 | 0.55 | 0.49 | 0.5 | - | 0.57 | 0.8 | 0.79 | 0.89 | - | 0.469 |

ادامه جدول ۱

| Lithology | Diorite porphyry | | | | | | Enclave in granite-granodiorite | | Granite-granodiori | | | | |
|---|------------------|-------|-------|--------|-------|--------|---------------------------------|-------|--------------------|-------|--------|-------|-------|
| Sample no. | 34 | 39 | 111 | 120 | 97 | 95 | 48E | 58E | 69 | 17 | 49 | 85 | 52 |
| SiO ₂ | 60.35 | 56.5 | 63.14 | 60.57 | 61.21 | 60.35 | 56.93 | 57.36 | 68.27 | 70.63 | 71.27 | 72.34 | 69.13 |
| Al ₂ O ₃ | 16.51 | 17.46 | 16.23 | 16.59 | 16.25 | 17.42 | 16.44 | 15.3 | 14.68 | 14.19 | 14.83 | 13.60 | 14.77 |
| Fe ₂ O ₃ ^{tot} | 6.13 | 6.79 | 5.73 | 6.13 | 5.76 | 6.01 | 8.20 | 7.70 | 4.21 | 2.74 | 3.03 | 2.41 | 3.23 |
| CaO | 6.43 | 6.52 | 5.54 | 6.22 | 5.82 | 5.87 | 5.16 | 6.12 | 3.02 | 2.26 | 2.57 | 1.84 | 2.64 |
| K ₂ O | 1.18 | 1.38 | 1.37 | 1.34 | 1.63 | 1.02 | 1.91 | 1.93 | 3.34 | 3.52 | 3.40 | 3.97 | 3.34 |
| Na ₂ O | 2.96 | 2.96 | 3.07 | 2.95 | 3.08 | 3.84 | 4.6 | 3.8 | 3.59 | 3.78 | 3.93 | 3.50 | 3.86 |
| MgO | 2.75 | 3.39 | 2.28 | 3.16 | 2.4 | 2.73 | 3.01 | 4.06 | 1.11 | 0.49 | 0.59 | 0.46 | 0.66 |
| TiO ₂ | 0.5 | 0.51 | 0.42 | 0.48 | 0.44 | 0.44 | 0.59 | 0.56 | 0.44 | 0.24 | 0.27 | 0.21 | 0.27 |
| MnO | 0.13 | 0.12 | 0.07 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.17 | 0.16 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.02 | 0.05 |
| BaO | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.04 | 0.08 | 0.09 | 0.11 | 0.14 | 0.10 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.11 | 0.14 | 0.11 | 0.13 | 0.12 | 0.15 | 0.12 | 0.13 | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.09 |
| LOI | 2.38 | 3.62 | 1.73 | 2.53 | 2.19 | 2.28 | 1.94 | 1.81 | 1.01 | 0.95 | 0.86 | 0.69 | 0.93 |
| Total | 99.51 | 99.42 | 99.8 | 100.26 | 99.11 | 100.26 | 99.21 | 99.01 | 99.98 | 99.07 | 101.02 | 99.29 | 99.13 |
| Sr | 349 | 411 | 319 | 313 | 334 | 325 | 267 | 201 | 241 | 215 | 265 | 209 | 260 |
| V | 147 | 155 | 124 | 154 | 132 | 124 | 85 | 141 | 56 | 24.2 | 30.1 | 18.3 | 32 |
| Zn | 108 | 71 | 39 | 65 | 95 | 79 | 39 | 45 | 16.4 | 42 | 21 | 26 | 27 |
| Cr | 4.49 | 11 | 3.44 | 15.8 | - | - | - | 103 | - | - | - | - | - |
| Sc | 16.8 | 17.8 | 12.5 | 16.8 | 13.3 | 13.1 | 16 | 19.6 | 8.1 | 4.2 | 4.7 | 3.4 | 4.4 |
| Cu | 41 | 117 | 20.7 | 61 | 86 | 28 | 4.79 | 7.41 | 14.2 | 26 | 5.94 | 10.6 | 13.7 |
| Ni | 11 | 18.8 | 7.84 | 14.4 | 10.4 | 8.47 | 7.3 | 20 | 8.57 | 6.05 | - | 6.98 | 7.84 |
| Pb | 6.99 | - | - | 5.96 | 7.77 | 8.72 | 1.16 | 4.33 | 4.39 | 11.9 | 3.4 | 8.37 | 5.59 |
| Ta | - | - | 0.22 | 0.15 | 0.2 | 0.16 | 0.61 | 0.57 | 0.62 | 0.77 | 0.65 | 0.64 | 0.6 |
| Zr | 95 | 86 | 63 | 61 | 72 | 84 | 21 | 37 | 54 | 29.5 | 32 | 52 | 30 |
| Nb | 3.22 | 2.62 | 3.45 | 2.66 | 3.35 | 2.99 | 12 | 10.9 | 8.65 | 9.53 | 8.54 | 7.5 | 8.14 |
| Mo | - | - | 0.13 | - | - | - | 0.23 | 0.46 | 0.66 | 2.96 | 2.18 | 2.46 | 1.85 |
| W | 0.29 | 0.38 | 0.44 | 0.41 | 0.5 | - | 0.66 | 1.25 | 0.67 | 1.53 | - | - | 0.72 |
| Co | 16.1 | 19.7 | 11.9 | 17.4 | 15.1 | 14.6 | 16.9 | 17.6 | 8.48 | 4.32 | 4.59 | 3.11 | 5.62 |
| Ga | 17.1 | 17.6 | 17.1 | 16.9 | 16.5 | 17.9 | 19.4 | 17.5 | 17.1 | 15.8 | 16.1 | 14.3 | 16.1 |
| Rb | 25 | 36 | 36 | 42 | 41 | 25 | 57 | 79 | 113 | 141 | 90 | 138 | 114 |
| Cs | 0.46 | 0.48 | 0.64 | 0.39 | 0.51 | 0.31 | 2.89 | 1.43 | 2.13 | 3.19 | 1.24 | 1.86 | 1.34 |
| U | 0.56 | 0.39 | 1.04 | 0.87 | 1 | 0.4 | 1.24 | 1.88 | 1.56 | 1.87 | 1.8 | 1.99 | 1.47 |
| Pr | 2.08 | 1.85 | 2.33 | 1.88 | 2.36 | 2.04 | 3.48 | 4.36 | 3.9 | 4.01 | 4.49 | 4.14 | 3.75 |
| Nd | 8.8 | 8.19 | 9.19 | 7.59 | 8.92 | 8.39 | 14.1 | 18.3 | 14.2 | 13.6 | 14.8 | 13.1 | 12.4 |
| Sm | 2.23 | 1.97 | 2.02 | 1.76 | 2.04 | 1.99 | 3.67 | 4.86 | 2.79 | 2.44 | 2.5 | 2.16 | 2.16 |
| Eu | 0.69 | 0.68 | - | 0.593 | 0.63 | 0.62 | 0.59 | 0.54 | 0.74 | 0.62 | 0.78 | - | 0.76 |
| Gd | 2.51 | 2.35 | 2.07 | 2 | 2.12 | 2.13 | 4.03 | 5.68 | 2.68 | 2.21 | 2.22 | 1.99 | 2.07 |
| Tb | 0.44 | 0.41 | - | 0.34 | 0.35 | 0.37 | 0.77 | 1.06 | 0.45 | 0.37 | 0.34 | 0.31 | 0.31 |
| Ho | 0.58 | 0.54 | 0.43 | 0.44 | 0.43 | 0.49 | 1.09 | 1.46 | 0.53 | 0.43 | 0.38 | 0.37 | 0.36 |
| Dy | 2.67 | 2.59 | 2.12 | 2.07 | 2.09 | 2.4 | 5.06 | 6.71 | 2.65 | 2.22 | 2.01 | 1.86 | 1.88 |
| Er | 1.75 | 1.71 | 1.28 | 1.38 | 1.33 | 1.54 | 3.6 | 4.53 | 1.65 | 1.38 | 1.17 | 1.25 | 1.18 |
| Tm | 0.25 | 0.24 | 0.2 | - | 0.19 | 0.24 | 0.54 | 0.67 | 0.24 | 0.2 | - | 0.18 | 0.18 |
| Yb | 1.84 | 1.66 | 1.3 | 1.4 | 1.37 | 1.49 | 3.75 | 4.28 | 1.57 | 1.34 | 1.25 | 1.26 | 1.22 |
| Lu | 0.27 | 0.25 | - | 0.19 | 0.2 | 0.24 | 0.6 | 0.6 | 0.23 | 0.22 | 0.185 | 0.19 | 0.19 |
| Y | 18.4 | 17.1 | 13.2 | 13.8 | 13.3 | 15.3 | 35 | 44 | 16.4 | 13.8 | 12.1 | 11.9 | 11.7 |
| La | 7.56 | 6.52 | 10.7 | 7.85 | 10.4 | 7.74 | 14.4 | 14.7 | 20.1 | 23.2 | 26.3 | 26 | 22 |
| Th | 1.37 | 1.02 | 3.75 | 2.61 | 3.43 | 1.22 | 5.05 | 5.38 | 7.51 | 11.5 | 10.6 | 10.8 | 9.28 |
| Ce | 16 | 13.9 | 19.7 | 15.3 | 19.8 | 16 | 28.5 | 32 | 36 | 40 | 45 | 43 | 37 |
| Hf | 2.32 | 2.06 | 1.59 | 1.65 | 1.85 | 1.91 | 0.63 | 1.15 | 1.5 | 0.88 | 0.95 | 1.46 | 0.93 |
| Sn | 0.49 | - | 0.78 | 0.48 | 0.58 | 0.56 | - | 3.28 | 0.74 | 1.15 | 0.94 | 0.77 | 0.76 |

جدول ۲- نتایج تجزیه سن سنتی U-Pb زیر کربن مربوط به نمونه‌های توده‌های دیوریت پورفیری (C-۱۵-۳)، دیوریت (C-۱۵-۴)، گرانودیوریت (C-۱۵-۳)، و گرانیت-گرانودیوریت (C-۱۵-۵) در کمربند ماگمایی اردبیل-دختر و گرانیت-گرانودیوریت (C-۱۵-۶) در حاشیه باختری پهنه ایران مرکزی.

| Properties | Weight [ug] | U [ppm] | Th/U | Pbc [pg] | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 2s$ [abs] | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 2s$ [abs] | rho | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ | $\pm 2s$ [abs] | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ | $\pm 2s$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ | $\pm 2s$ |
|------------|-------------|---------|------|----------|-----------------------------------|----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------------|------|-----------------------------------|----------------|----------------------------------|----------|----------------------------------|----------|
| C-15-3 | 18 | 80 | 0.70 | 5.9 | 78 | 0.02550 | 0.00154 | 0.003864 | 0.00002 | 0.39 | 0.047865 | 0.00280 | 24.86 | 0.14 | 25.57 | 1.52 |
| | 53 | 47 | 0.51 | 3.3 | 198 | 0.02423 | 0.00070 | 0.003752 | 0.00001 | 0.54 | 0.046841 | 0.00128 | 24.14 | 0.07 | 24.31 | 0.69 |
| | 15 | 54 | 0.52 | 1.5 | 142 | 0.02380 | 0.00154 | 0.003763 | 0.00001 | 0.74 | 0.045865 | 0.00284 | 24.21 | 0.10 | 23.88 | 1.52 |
| C-15-5 | 26 | 62 | 0.47 | 3.3 | 132 | 0.02377 | 0.00106 | 0.003738 | 0.00001 | 0.61 | 0.046130 | 0.00197 | 24.05 | 0.09 | 23.86 | 1.05 |
| | 53 | 244 | 0.70 | 2.4 | 1583 | 0.03007 | 0.00016 | 0.004682 | 0.00001 | 0.62 | 0.046575 | 0.00021 | 30.11 | 0.07 | 30.08 | 0.16 |
| | 31 | 351 | 0.78 | 5.5 | 592 | 0.03012 | 0.00023 | 0.004667 | 0.00001 | 0.52 | 0.046815 | 0.00031 | 30.01 | 0.07 | 30.13 | 0.22 |
| C-15-2 | 21 | 317 | 0.89 | 3.9 | 524 | 0.03057 | 0.00031 | 0.004752 | 0.00001 | 0.48 | 0.046668 | 0.00043 | 30.56 | 0.08 | 30.58 | 0.31 |
| | 36 | 309 | 0.94 | 2.4 | 1371 | 0.03062 | 0.00018 | 0.004746 | 0.00001 | 0.60 | 0.046801 | 0.00023 | 30.52 | 0.08 | 30.63 | 0.18 |
| | 32 | 294 | 0.97 | 3.6 | 790 | 0.03056 | 0.00023 | 0.004738 | 0.00001 | 0.53 | 0.046785 | 0.00031 | 30.47 | 0.08 | 30.57 | 0.23 |
| C-15-4 | 39 | 122 | 0.61 | 2.5 | 482 | 0.02481 | 0.00037 | 0.003887 | 0.00001 | 0.48 | 0.046293 | 0.00064 | 25.01 | 0.06 | 24.89 | 0.37 |
| | 54 | 119 | 0.72 | 5.4 | 310 | 0.02497 | 0.00037 | 0.003884 | 0.00001 | 0.44 | 0.046627 | 0.00064 | 24.99 | 0.07 | 25.04 | 0.36 |
| | 37 | 113 | 0.73 | 0.9 | 1148 | 0.02494 | 0.00023 | 0.003882 | 0.00001 | 0.49 | 0.046603 | 0.00038 | 24.98 | 0.07 | 25.02 | 0.22 |
| C-15-6 | 27 | 322 | 0.86 | 1.7 | 2024 | 0.04062 | 0.00021 | 0.006302 | 0.00002 | 0.64 | 0.046752 | 0.00019 | 40.50 | 0.10 | 40.43 | 0.20 |
| | 24 | 280 | 0.87 | 1.5 | 1808 | 0.04070 | 0.00023 | 0.006301 | 0.00001 | 0.60 | 0.046847 | 0.00021 | 40.49 | 0.09 | 40.51 | 0.22 |
| | 38 | 297 | 0.78 | 4.5 | 999 | 0.04028 | 0.00075 | 0.006279 | 0.00004 | 0.48 | 0.046526 | 0.00076 | 40.35 | 0.28 | 40.10 | 0.73 |

کتابنگاری

- آفانباتی، ا.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- پایون، ع.، ۱۳۹۲- ژئوشیمی و پترولوژی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی و گابرویی در ناحیه کفه تاقدستان، غرب یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۴۹ ص.
- رستمی هرزوبلی، ف.، ۱۳۹۳- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نفوذی ترشیری در شمال شرق برکه یکصد هزارم زمین‌شناسی کفه تاقدستان (غرب استان یزد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، تهران، ۱۱۶ ص.
- قلمقاش، ج. و محمدیها، ک.، ۱۳۸۴- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کفه تاقدستان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، تهران.
- یاجم، س.، ۱۳۸۴- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی جنوب غرب ندوشن (یزد)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ۱۱۷ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation: *International Journal of Earth Sciences*, 94, 401–419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148, 692–725.
- Ajaji, T., Weis, D., Giret, A. and Bouabdellah, M., 1998- Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfi intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45, 371–393.
- Allen, M. B., 2009- Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanadaj-Sirjan Zone, West Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society of London*, 166, 981–982.
- Arslan, M. and Aslan, Z., 2006- Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey: *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 177–193.
- Bacon, C. R. and Druitt, T. H., 1988- Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98, 224–256.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S. H., 2010- Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 300, 125–38.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1991- Conclusions: Enclaves and Granite Petrology. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 545–549.
- Barbarin, B. and Didier, J., 1992- Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83, 145–153.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.
- Bateman, R., 1995- The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth-Science Reviews*, 39, 91–106.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, In *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic Evolution*. In: H. K. Gupta and F. M. Delany (Eds.), Washington, D.C.: American Geophysical Union, 3, 5–32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, 139, 605–614.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210–265.
- Bussy, F. and Ayrton, S., 1990- Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 70, 223–235.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types: expanded abstract. *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1992- I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83, 1–26.
- Chappell, B. W., 1996- Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia. *Journal of petrology*, 37, 449–470.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R., 1998- High- and Low-temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48, 225–235.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos*, 162–163, 70–87.

- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A., 2007- Amphibole “sponge” in arc crust? *Geology*, 35, 787–790.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses-Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662–665.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1984- The gravity field and crustal structure of Iran. *Neues Jahrbuch der Geologischen und Palaeontologischen Abhandlungen*, 168, 215–229.
- Emami, M. H., 2000- Magmatism in Iran. Tehran: Geological Survey of Iran.
- Gao, Y., Hou, Z., Kamber, B. S., Wei, R., Meng, X. and Zhao, R., 2007- Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153, 105–120.
- Ghorbani, M. R., Graham, I. T. and Ghaderi, M., 2014- Oligocene-Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran: *International Geology Review*, 56, 1039–1050.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S., 2000- From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and with plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*, 38, 1065–1073.
- Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M., 1986- The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 92, 281–302.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks, Methuen, London, p. 304.
- Haschke, M., Ahmadian, J., Murata, M. and McDonald, I., 2010- Copper mineralization prevented by arc-root delamination during alpine-Himalayan collision in central Iran. *Economic Geology*, v. 105, pp. 855–865.
- Holten, T., Jamtveit, B. and Meakin, P., 2000- Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 64, 1893–1904.
- Hongming, C., Hongfei, Z. and Wangchun, X., 2009- U-Pb zircon ages, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of granitoids in western Songpan-Garze fold belt: Petrogenesis and implication for tectonic evolution. *Journal of Earth Science*, 20, 681–698.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523–548.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Sen, C., 2007- Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting. *Lithos*, 98, 67–96.
- Kay, S. M. and Mpodozis, C., 2001- Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust: *GSA Today*, 11, 4–9.
- Klein, M., Stosch, H. G. and Seck, H. A., 1997- Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chemical Geology*, 138, 257–271.
- Kumar, S., Rino, V. and Pal, A. B., 2004- Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjhand granitoids, central India. *Gondwana Research*, 7, 539–548.
- Kuster, D. and Harms, U., 1998- Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. *Lithos*, 45, 177–195.
- Martin, H., 1999- Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M., 2004- 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine Geology*, 21, 857–877.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397–412.
- Nakamura, N., 1974- Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochemica Acta*, 38, 757–775.
- Nardi de, L. V. S. and Lima, E. F., 2000- Hybridisation of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 67–78.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106, 380–398.
- Patino-Douce, A. E., 1999- What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneresse, J.L. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*. Geological Society, London, Special Publications, 168, 55–75.
- Pearce, J. A. Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Richards, J. P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012- High Sr/Ymagmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: Examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107, 295–332.
- Ricou, L. E., 1994- Tethys reconstructed: plates continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to southeastern Asia. *Geodinamica Acta*, 7, 169–218.
- Roberts, M. P. and Celems, J. D., 1993- origin of high potassium, Calc-alkaline, I type Granitoids, *Geology*, 21, 825- 828.
- Ryerson, F. J. and Hess, P. C., 1978- Implications of liquid-liquid distribution coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 921–932.
- Sengor, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T. and Hsü, K. J., 1988- Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana land. In *Gondwana and Tethys* (Eds M. G. Audley- Charles and A. Hallam), pp. 119–81. Geological Society of London, Special Publication no. 37.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Santos, J. F., Stern, R. J., Li, Q. L. and Ghorbani, G., 2015- Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, 216, 118–135.
- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24, 405–417.
- Shand, S. J., 1969- *Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits*, Hafner, New York, 488p.
- Sparks, S. R. J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977- Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267, 315–318.
- Srivastava, R. K. and Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 373–389.
- Stephens, W. E., Holden, P. and Henney, P. J., 1991- Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 125–134.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229–1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M. J. (Eds), *magmatism in ocean basins*. Geological Society, London, Special Publications, 42, 313–345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publication, Carlton, 312 p.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113, 333–351.
- Thuy, N. T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Long, T. V., 2004- Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23, 467–482.
- Tindle, A. G., 1991- Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: Didier, J., Barbarin, B., (Eds) *Enclaves and granite petrology*. Elsevier, Amsterdam, 313–331.
- Verdel, Ch., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B., 2011- A Paleogene extensional arc flare - up in Iran, *Tectonics* 30.
- Waight, T. E., Weaver, S. D., Muir, R. J., Maas, R. and Eby, N., 1998- The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 130, 225–239.
- Weaver, B. L. and Tarney, J., 1984- Empirical approach to estimating the composition of the continental crust, *Nature*, 310, 575–577.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London, 466p.
- Winter, J. D., 2001- *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 697p.
- Zhang, Z. Y., Du, Y. S., Teng, C. Y., Zhang, J. and Pang, Z. S., 2014- Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79, 792–809.
- Zhou, M. F., Yan, D. P., Wang, C. L., Qi, L. and Kennedy, A., 2006- Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China, *Earth and Planetary Science Letters*, 248, 286–300.

Petrology, geochemistry and geochronology of Nodoushan intrusive complex, West of Yazd

B. Shahsavari Alavijeh¹, N. Rashidnejad Omran^{2*} and J. Ghalamghash³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³Assistant Professor, Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2016 November 12

Accepted: 2017 March 04

Abstract

The Nodoushan intrusive complex is a part of Cenozoic plutonism, which located in the central part of the Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt (UDMB). This complex consists of four main intrusives, including diorite, granite-granodiorite, diorite porphyry and granodiorite. Mafic microgranular enclaves (MMEs) are abundant in the diorite porphyry and granodioritic intrusives and also in some parts of Granitegranodiorite intrusives, which consist of diorite, monzodiorite and rarely gabbro -diorite. According to geochemical data, the Nodoushan intrusive complex is metaluminous to moderately peraluminous, I-type and shows medium to high potassium calc-alkaline affinity. Geochemical investigations show that contamination and mafic-felsic magma mixing played significant role in the evolution and petrogenesis of the mentioned intrusions magmas and formation of MMEs. Using U-Pb zircon dating method, the obtained magma crystallization ages are about 30 Ma for the dioritic and granite-granodiorite intrusives, 24 Ma for the diorite porphyry and 25 Ma for the granodioritic intrusives. In addition, the age for part of the granite-granodiorite unit that is located in the northeast corner of the region, at the north of the Nain-Dehshir fault (NDF) and the western part of the Central Iranian Microcontinent (CIM), was determined 40 Ma. The geochemical evidences suggest that the studied intrusions magmas were derived from partial melting of continental crust caused by the mantle melts in an active continental margin. It seems that the melting of rocks with combination of metabasalt and metagraywacke in the lower crust in balance with the residual consisting of clinopyroxene, amphibole and to a lesser extent plagioclase; have the greatest harmony with geochemical characteristics of the studied intrusions.

Keywords: Partial melting, Active continental margin, Urumieh–Dokhtar magmatic belt, Nodoushan Intrusive Complex, West of Yazd.

For Persian Version see pages 215 to 232

*Corresponding author: N. Rashidnejad Omran; E-mail: Rashid@modares.ac.ir

Archive of SID.ir