

پترولوژی توده‌های نفوذی چناسک در شرق قزوین، البرز مرکزی: توضیحی برای ماگماتیسم ائوسن در یک محیط کششی همزمان با برخورد

فاطمه سپیدبر^{۱*} و بهاره بروزی‌نیت^۲

۱- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

نویسنده مسئول: sepidbar@um.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

پذیرش: ۱۴۰۳/۹/۲۸

دریافت: ۱۴۰۳/۷/۱۱

چکیده

توده‌های نفوذی چناسک در شرق قزوین و در منتهی‌الیه غربی البرز مرکزی قرار گرفته‌اند. این توده‌ها شامل سنگ‌های حدواسط مونزونیت و سینیت با بافت گرانولار با کانی‌شناسی عمدتاً پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، آمفیبول و بیوتیت با درصد حجمی متفاوت می‌باشند. داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن نشان می‌دهد که مونزونیت و سینیت به ترتیب سن‌های تقریباً یکسان 41.8 ± 0.5 و 41.2 ± 0.6 میلیون سال دارند. این سنگ‌ها ویژگی ژئوشیمیایی کالک‌آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی داشته و دارای غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) و نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و نادر خاکی سنگین (HREE) هستند، که نشان‌دهنده‌ی ماگمای تشکیل شده در زون فرورانش می‌باشد. نسبت‌های ایزوتوپی Nd-Sr سنگ کل نشان می‌دهد که مقادیر ϵ_{Nd} و $^{87}Sr/^{86}Sr$ این سنگ‌ها از $+0.5$ تا $+1.2$ و 0.70483 تا 0.70648 در تغییر است. داده‌های شیمی کل سنگ و ایزوتوپی نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی مونزونیت و سینیت از تفریق بلوری مذاب اولیه مشتق شده از گوشته‌ی متاسوماتیزم شده تشکیل شده که در یک حوضه‌ی کششی بر اثر برگشت به عقب ورقه فرورونده در زمان برخورد ورقه‌های ایران و عربستان ایجاد شده است.

واژه‌های کلیدی: سن‌سنجی U-Pb زیرکن، ایزوتوپ Nd-Sr، تفریق بلوری، حوضه‌ی کششی همزمان با برخورد، البرز مرکزی

۱- پیشگفتار

ایران حدود ۹۰ میلیون سال در حاشیه یک صفحه همگرا با عربستان بوده و تحت تأثیر زون فرورانش و تشکیل یک کمان بالغ و در نهایت حوضه‌های کششی از نوع آند در زمان پالئوژن، قرار گرفته است. برخورد صفحه‌ی ایران با عربستان در اواسط زمان سنوزوئیک آغاز شد (مقدم و همکاران، ۲۰۱۸). حاصل آن تشکیل سنگ‌های آذرینی است که در ارتباط با فرایندهای مرتبط با زون فرورانش همزمان و بعد از برخورد هستند. حجم عظیمی از ماگماتیسم همراه با فعالیت‌های شدید آتشفشانی و پلوتونیسم موسوم به flar up در امتداد کمربند ماگمایی ارومیه- دختر (UDMB) به عنوان کمان اصلی و در جلوی آن در کمربند ماگمایی البرز (AMB) به عنوان حوضه‌ی پشت قوسی از شاخصه‌های مهم مربوط به این زون فرورانش در سنوزوئیک می‌باشد. فعالیت آذرین سنوزوئیک کمربند ماگمایی البرز با سه پالس ماگمایی مهم شامل آداکیت و غیرآداکیت (کالک‌آلکالن) پالتوسن پسین-

ائوسن پیشین قبل از برخورد، غیر آداکیتی ائوسن- الیگوسن همزمان با برخورد و آداکیت‌های پس از برخورد میوسن و پلیوسن پسین مشخص می‌شود. در البرز مرکزی، توده‌های نفوذی بسیاری با ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیک در ارتباط با پالس ماگمایی اول و دوم وجود دارند که از محدوده تهران، سد کرج، لواسانات، رودهن، مبارک‌آباد تا شرق قزوین در چناسک امتداد یافته‌اند. مطالعات گذشته بر روی توده‌های نفوذی اطراف تهران، کرج، لواسانات و مبارک‌آباد انجام گرفته است که تشکیل این سنگ‌ها را در یک محیط کششی همزمان با برخورد (پاس ماگمایی دوم) معرفی می‌کند (مقهور- مشهور و همکاران، ۲۰۱۵).

سپیدبر و همکاران (۲۰۲۱) معتقدند فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران با تغییر شیب فرورانش به صورت عقب‌گرد در ائوسن همراه بوده که منجر به نازک شدن گوشته لیتوسفر، و ایجاد ماگماتیسم مرتبط با حوضه‌ی کششی همزمان و پس از برخورد در کمربند ماگمایی البرز گردیده است. این پژوهش برای درک بهتر

کوهزایی پیرنه است، فعالیت ماگمایی به صورت توده‌های متعدد با ترکیبات مختلف در اکثر بخش‌های کمر بند البرز از جمله اطراف تهران، قزوین، تاکستان و زنجان رخ داد که عموماً سینیتی، مونزونیتی و گرانودیوریتی با ویژگی‌های کالک‌آلکالین تا شوشونیتی با پتاسیم بالا دارند (کاسترو و همکاران، ۲۰۱۳). ناحیه‌ی چناسک در منتهی‌الیه غربی البرز مرکزی واقع شده است. سنگ‌های آذرین قدیمی‌تر از پالئوژن در ناحیه‌ی چناسک رخمون ندارند (آلس و همکاران ۱۹۷۵). نباتیان و همکاران (۲۰۱۶) پیشنهاد کردند که یک رژیم تکتونیکی کششی مرتبط با برگشت ورقه‌ی اقیانوسی فرورونده نئوتتیس پس از برخورد پیشرونده دو صفحه و حوضه‌های کششی همزمان تا بعد از برخورد (کاسترو و همکاران، ۲۰۱۳) ایجاد شده است. این نویسندگان آخرین پلوتونیزم فعال مرتبط با فرورانش در کمر بند ماگمایی البرز را در حدود ۵۳ میلیون سال پیش پیشنهاد کردند. سپس پلوتونیزم حاصل از برخورد در حدود ۴۰ میلیون سال قبل و همزمان با نازک شدن پوسته در بخش غربی این کمر بند رخ داد. آلس و همکاران (۱۹۷۵) نشان دادند که در شمال شرقی قزوین، توده‌های نفوذی متعددی پس از پالئوژن پسین با ترکیب مافیک و حدواسط در سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن-اؤسن ناحیه‌ی چناسک نفوذ کرده‌اند.

۳- مطالعات صحرایی و پتروگرافی

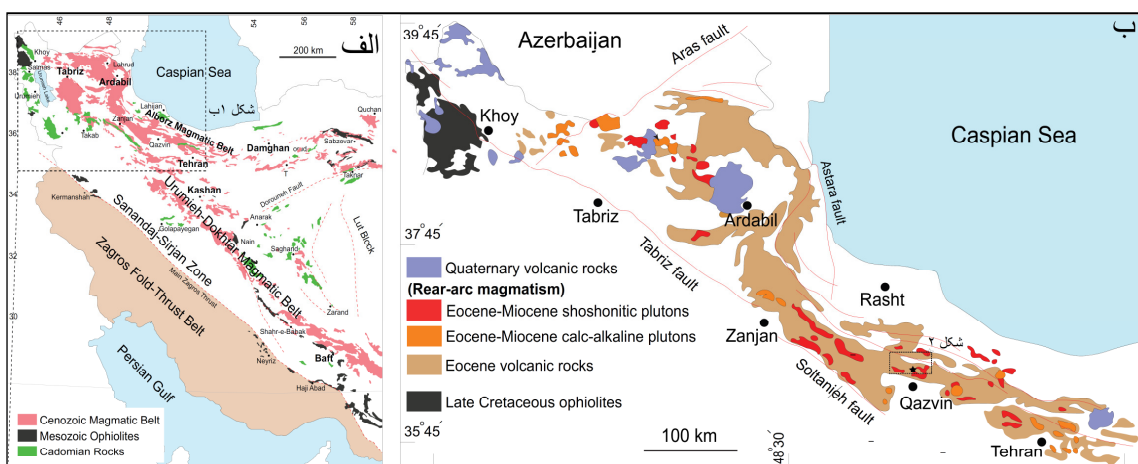
توده‌ی نفوذی چناسک با مساحتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع در سنگ‌های آتشفشانی و توف‌های سبز اؤسن نفوذ کرده‌اند. به طور کلی توف، توفیت، توف‌های آهکی، مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های آرکوزیک جزئی و واک‌های آتشفشانی (شکل ۲) همراه با مونزونیت از رایج‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی ناحیه‌ی چناسک محسوب می‌شوند. البته سینیت نیز در ناحیه چناسک به مقدار کمتر دیده می‌شود. مونزونیت یک سنگ مزوکراتیک دانه متوسط تا درشت است که به درون توفیت‌های منطقه مورد مطالعه نفوذ کرده است (شکل ۲، ۳-الف). از نظر کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، فلدسپات قلیایی (۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، آمفیبول-بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) تشکیل شده است (شکل ۳-ب). پلاژیوکلاز نیمه شکل تا بی‌شکل بوده و اندازه آن از ۲/۰ تا ۳ میلی‌متر متغیر است.

ماگماتیزم کمر بند ماگمایی البرز به عنوان حوضه‌ی کششی بعد از برخورد انجام شده و در آن مشاهدات پتروگرافی، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و ایزوتوپ‌های Sr-Nd و همچنین ژئوشیمی کل سنگ مربوط به توده نفوذی چناسک در شرق قزوین در منتهی‌الیه غربی البرز مرکزی مورد استفاده قرار گرفته شده است. در اینجا برای مطالعه سن ماگماتیزم در ناحیه‌ی چناسک، آنالیزهای جدید زیرکن U-Pb را برای سنگ‌های آذرین مورد مطالعه گزارش می‌کنیم. داده‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی برای بازسازی تکامل ژئوشیمیایی ماگماتیزم همزمان با برخورد اؤسن و مقایسه آن با سنگ‌های آذرین همسن شناخته شده در کمر بند ماگمایی البرز، استفاده گردید.

۲- زمین‌شناسی

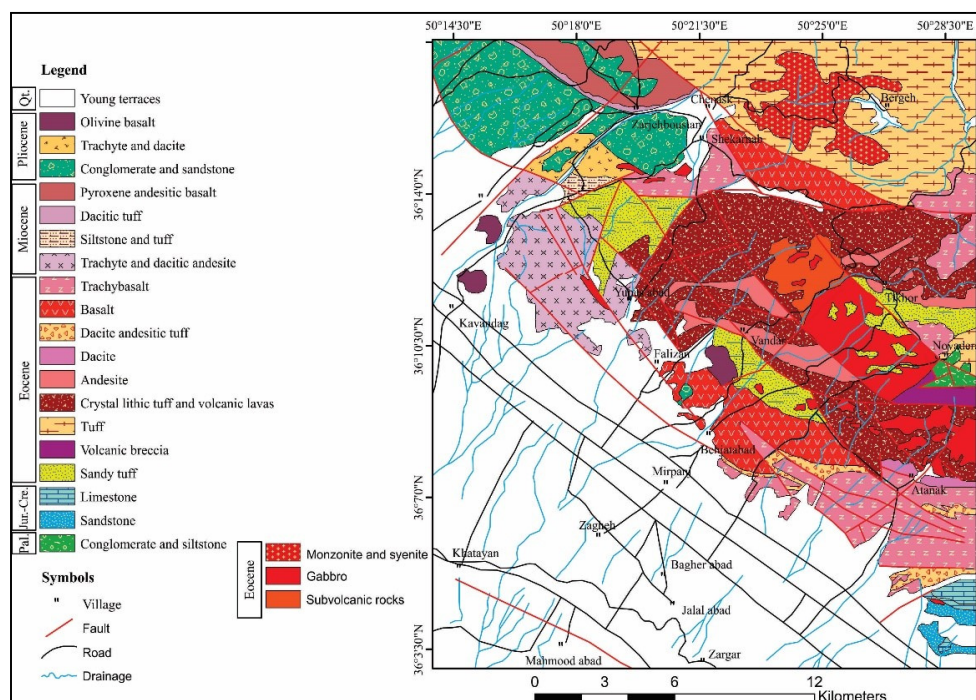
کمر بند ماگمایی البرز امتدادی تقریباً E-W و به ترتیب طول و عرضی حدود ۶۰۰ و ۱۰۰ کیلومتر دارد (سیدبر و همکاران، ۲۰۱۹) (شکل ۱). در طول مزوزوئیک، کشش در البرز مرکزی منجر به تشکیل آتشفشان شکافی و رسوبات شیلی و زغال‌دار سازند شمشک در تریاس پسین شد که توسط رسوبات ژوراسیک فوقانی و سنگ‌آهک‌های دریایی کم عمق همراه با بازالت‌های قلیایی کرتاسه زیرین پوشیده شده‌اند (باربر و همکاران، ۲۰۱۸). این سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی مزوزوئیک توسط سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن تا اؤسن و آذرآواری مرتبط با آن‌ها و ماگماتیزم اؤسن تا الیگوسن پوشیده شده‌اند. این ماگماها ویژگی شوشونیتی و کالک‌آلکالین با ترکیب شیمیایی مافیک تا فلسیک دارند، در حالی که ماگماتیزم میوسن-کواترنر عمدتاً با ویژگی قلیایی با پتاسیم بالا و آداکیتی مشخص می‌شوند (آقازاده و همکاران، ۲۰۱۱).

آلس و همکاران (۱۹۷۵) محصولات آتشفشانی پالئوژن را به سه فاز آتشفشانی ۱ تا ۳ تقسیم کردند: که عبارتند از فاز ۱: اؤسن که بیشتر از توف‌های فلسیک و آندزیتی و ماستون‌های توفی، فازهای ۲ و ۳: الیگوسن به ترتیب از گدازه‌های مافیک و گدازه‌های فلسیک آندزیتی تشکیل شده است. ماگماتیزم در کمر بند ماگمایی البرز، به ویژه از اؤسن تا الیگوسن، یک رویداد کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی است که توسط بسیاری از استوک‌ها یا باتولیت‌های گرانیتوئیدی مشخص می‌شود (نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴). در طول اؤسن بالایی که منطبق با



شکل ۱. الف: موقعیت کمربند ماگمایی البرز بر روی ایران؛ ب: موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمربند ماگمایی البرز

Fig. 1. A: The location of the Alborz magmatic belt on the Iran, B The location of the study area on the the Alborz magmatic belt



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ قزوین (رادفر و امامی، ۲۰۰۵).

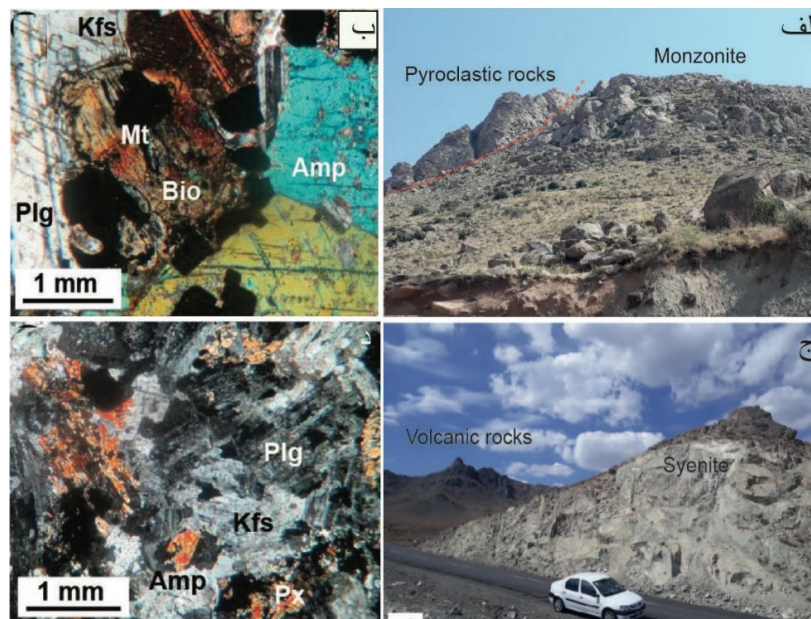
Fig. 2. Geological map of the study area taken from the 1/100,000 geological map of Qazvin (Radfar and Emami et al., 2005).

دارند. واحد سینیتی به صورت استوک کوچک در مجاورت توده‌های مونزونیتی رخمون دارند (شکل ۳-ج). این سنگ‌ها شامل آلکالی فلدسپات (۵۰ تا ۵۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی)، کلینوپروکسن (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) همراه با کانی‌های اکسید Fe-Ti است (شکل ۳-د). بلورهای آلکالی فلدسپات نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و متوسط بلور

شکل و اندازه بلورهای آلکالی فلدسپات نیمه شکل‌دار و از ۰/۵ تا ۲/۵ میلی‌متر متغیر است. بیوتیت و آمفیبول با تغییر جزئی به کلریت و هر دو کانی فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز به سرسیت و تیتانیت دگرسان شده‌اند. زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک به عنوان کانی‌های کمیاب وجود دارند. ایلمنیت و مگنتیت در برخی نمونه‌ها به صورت اینکلوزن و یا در فضاهای بین کانی‌های اصلی نیز وجود

شکل‌دار تا بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر و کمتر از ۵ درصد حجمی دیده می‌شود. این کانی دارای خاموشی موجی است. کانی‌های اپک، آپاتیت و تیتانیت کانی‌های فرعی هستند (کمتر از ۵ درصد). کلسیت، سرسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن رایج‌ترین کانی‌های ثانویه و کانی‌های اکسید Fe-Ti و آپاتیت و زیرکن از جمله فازهای فرعی رایج در این سنگ محسوب می‌شوند.

(۱ تا ۵ میلی‌متر) هستند. کلینوپروکسن‌ها به صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار با ترکیب دیوپسید، از جمله کانی مافیک اصلی هستند و تقریباً در تمام سنگ‌های مورد مطالعه دیده شده است. کلینوپروکسن به صورت متوسط بلور وجود دارد و دارای بافت پوئیکی‌لیتیک و ماکل ساده است. بیوتیت‌ها به کلریت و پروکسن‌ها به آمفیبول (اورالیتی شدن) دگرسان شده‌اند. کوارتز در همه نمونه‌های مونزونیتی و سینیتی دیده می‌شود و به صورت نیمه



شکل ۳. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌های آذرین چناسک؛ (الف) مونزونیت‌ها در ارتباط توف؛ (ب) حضور کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم‌دار، بیوتیت و آمفیبول؛ (ج) سینیت‌ها در ارتباط با سنگ‌های پروکلاستی؛ (د) حضور کانی‌های فلدسپات پتاسیم‌دار، پروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز در سینیت.

Fig. 3. Field and photomicrographs of igneous rocks from the Chenask; (A) Chenask monzonites in the contact with tuff; (B) Plagioclase (plg), K-feldspar (Kfs), biotite (Bio) and amphibole (Amp) in monzonites; (C) Chenask syenites in the contact with pyroclastic rocks (D) Plagioclase (Plg), K-feldspar (Kfs), amphibole (Amp) and pxroxene (Px) in Chenask syenites.

انجام شد. ابلیشن لیزری با استفاده از سیستم RESOLutin M-50 مجهز به لیزر ۱۹۳ نانومتری Neptune Plus MC853 یک ArF-excimer انجام شد. برای به دست آوردن شدت سیگنال یونی استفاده شد. شرح مفصلی از هر دو ابزار در (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۴) گزارش شده است. سن ایزوتوپی U-Pb با استفاده از برنامه ISOPLOT محاسبه شد (لودینگ، ۲۰۰۳). سن زیرکن U-Pb در جدول ۱ ارائه شده است. ترکیب عنصر اصلی نمونه‌ها در آزمایشگاه کلیدی ژئوشیمی ذخایر سنگ معدن، موسسه ژئوشیمی، آکادمی علوم چین، Guiyang 550002، تجزیه و تحلیل شد. اطلاعات عناصر اصلی و

۴- روش‌های آنالیزی

دانه‌های زیرکن از دو نمونه سنگ مونزونیتی و سینیتی با استفاده از جداکننده مغناطیسی معمولی و تکنیک‌های مایع سنگین جدا شدند. پس از آن، دانه‌های زیرکن به صورت دستی جدا و در رزین اپوکسی نصب و در نهایت صیقل داده شدند و با یک فیلم برای تصویربرداری کاتدولومینسانس پوشانده شدند. تجزیه و تحلیل U-Pb سن‌سنجی زیرکن در آزمایشگاه کلیدی کانی‌شناسی و متالورژی، مؤسسه ژئوشیمی گوانگژو، آکادمی علوم چین، گوانگژو، چین توسط طیف‌سنجی جرمی پلاسمایی جفت شده القایی چند جمع‌آوری لیزری (LA-MC-ICPMS)

X با ارجاع به استاندارد DZ/T0223-2001 آنالیز شدند. غلظت عناصر کمیاب سنگ کل با استفاده از طیف‌سنج $E_{XRF}^{۳۰۸۰}$ تعیین شد (جدول ۱). انحراف استاندارد نسبی برای اکسیدهای عنصر اصلی ۵ درصد است. عناصر کمیاب و خاکی نادر (REE) برای همان نمونه‌ها با استفاده از طیف‌سنجی جرمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند.

کمیاب سنگ کل در جدول ۲ ارائه شده است. اکسیدها با استفاده از طیف‌سنج فلورسانس اشعه ایکس PW4400 تجزیه و تحلیل شدند. تعیین SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , CaO , TiO_2 , MnO و Fe_2O_3 بر اساس استاندارد GB/T14506.28-2010 بود. FeO بر اساس استاندارد GB/T14506.14-2010 و تلفات هنگام احتراق بر اساس استاندارد LY/T1253-1999 بود. عناصر REE و عناصر کمیاب با استفاده از طیف‌سنج جرمی پلاسما سری

جدول ۱. نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین چناسک

Table 1. Zircon dating analysis results of the representative samples from Chenask

	$^{207}Pb/^{206}Pb$	σ	$^{207}Pb/^{235}U$	σ	$^{206}Pb/^{238}U$	σ	$^{207}Pb/^{235}U$	σ	$^{206}Pb/^{238}U$	σ
CH-13-1	0.047	0.5	0.0429	1.9	0.0066	1.8	42.7	0.8	42.2	0.8
CH-13-2	0.054	4.4	0.0442	2.0	0.0060	2.4	43.9	2.2	38.4	0.9
CH-13-3	0.047	0.7	0.0432	2.1	0.0066	2.0	43.0	0.9	42.7	0.8
CH-13-4	0.047	0.7	0.0430	1.8	0.0066	1.7	42.7	0.8	42.4	0.7
CH-13-5	0.049	1.8	0.0452	2.7	0.0067	1.9	44.9	1.2	43.4	0.8
CH-13-6	0.047	0.7	0.0429	2.1	0.0066	1.9	42.6	0.9	42.5	0.8
CH-13-7	0.048	0.8	0.0427	1.9	0.0065	1.7	42.4	0.8	41.5	0.7
CH-13-8	0.047	0.5	0.0442	2.5	0.0068	2.5	43.9	1.1	43.9	1.1
CH-13-9	0.113	6.5	0.1217	3.6	0.0078	1.2	47.6	7.2	50.2	0.6
CH-13-10	0.048	0.8	0.0416	1.4	0.0063	1.1	41.3	0.6	40.6	0.5
CH-13-11	0.047	1.0	0.0415	2.0	0.0064	1.7	41.3	0.8	41.0	0.7
CH-13-12	0.049	1.2	0.0453	2.1	0.0067	1.8	45.0	0.9	43.1	0.8
CH-13-13	0.047	0.7	0.0433	2.2	0.0066	2.1	43.1	0.9	42.6	0.9
CH-13-14	0.061	1.7	0.0544	2.4	0.0065	1.7	53.8	1.3	41.9	0.7
CH-13-15	0.047	0.7	0.0447	2.2	0.0068	2.1	44.4	1.0	43.9	0.9
CH-13-16	0.047	0.5	0.0430	2.3	0.0066	2.2	42.8	1.0	42.5	0.9
CH-13-17	0.128	10.7	0.1290	2.8	0.0073	1.5	42.2	12.4	46.8	0.7
CH-13-18	0.057	1.9	0.0555	3.0	0.0070	2.3	54.9	1.6	45.3	1.1
CH-13-19	0.056	2.5	0.0537	3.7	0.0069	2.7	53.1	1.9	44.4	1.2
CH-15-1	0.054	1.7	0.0499	2.7	0.0067	2.1	49.4	1.3	43.3	0.9
CH-15-2	0.049	1.2	0.0445	2.5	0.0066	2.3	44.2	1.1	42.4	1.0
CH-15-3	0.084	6.9	0.0840	7.8	0.0072	3.6	81.8	6.1	46.4	1.7
CH-15-4	0.052	2.5	0.0468	3.2	0.0065	2.1	46.4	1.5	42.0	0.9
CH-15-5	0.052	1.9	0.0484	3.2	0.0068	2.6	47.9	1.5	43.5	1.1
CH-15-6	0.069	4.4	0.0682	5.5	0.0072	3.4	67.0	3.6	46.3	1.6
CH-15-7	0.049	1.1	0.0419	2.1	0.0063	1.8	41.6	0.9	40.2	0.7
CH-15-8	0.048	0.8	0.0430	1.8	0.0064	1.6	42.8	0.7	41.4	0.7
CH-15-9	0.067	5.3	0.0611	5.8	0.0067	2.3	60.2	3.4	42.8	1.0
CH-15-10	0.049	0.7	0.0442	2.5	0.0066	2.4	43.9	1.1	42.3	1.0
CH-15-11	0.047	0.8	0.0429	2.3	0.0066	2.1	42.6	1.0	42.3	0.9
CH-15-12	0.051	0.6	0.0472	2.4	0.0068	2.3	46.8	1.1	43.4	1.0
CH-15-13	0.048	1.5	0.0433	2.2	0.0066	1.6	43.0	0.9	42.1	0.7
CH-15-14	0.048	1.3	0.0457	2.9	0.0069	2.6	45.3	1.3	44.1	1.1

MS اندازه‌گیری شدند. در طول دوره تجزیه و تحلیل آزمایشگاهی، اندازه‌گیری استاندارد NIST SRM-Sr نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710250 \pm 0.000030$ (2σ) به دست آمد. استاندارد JNdi-1 Nd نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.000004 \pm$ نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ (2 σ) 0.512115 را به همراه داشت. کل داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd در جدول ۳ ارائه شده است.

نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd در آزمایشگاه کانی‌شناسی و متالورژی، موسسه ژئوشیمی گوانگژو، آکادمی علوم چین، گوانگژو، تعیین شد. نمونه‌هایی برای آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd در بمب تفلون توسط اسید مخلوط $HNO_3 + HF$ حل شدند. Sr و Nd با استفاده از روش‌های مرسوم تبادل یونی از هم جدا شدند و با استفاده از Neptune Plus MC-ICP-

جدول ۲. نتایج آنالیز شیمی سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین چناسک

Table 2. Whole rock chemical analysis results of representative samples of the Chenask

Sample No.	Ch-10	Ch-11	Ch-12	Ch-13	Ch-14	Ch-15
Lithology	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Syenite	Syenite
SiO ₂	52.4	50.6	50.4	50.3	60.7	61.2
Al ₂ O ₃	21.6	20.7	19.4	19.0	18.1	17.6
TFe ₂ O ₃	6.40	7.26	8.40	8.76	5.50	4.90
MgO	2.16	2.08	3.08	3.33	0.84	0.79
CaO	9.01	7.14	8.09	6.80	0.91	0.87
Na ₂ O	3.51	4.49	3.26	4.24	5.08	5.62
K ₂ O	2.59	3.08	3.80	3.14	7.23	7.60
P ₂ O ₅	0.38	0.56	0.43	0.54	0.19	0.23
TiO ₂	0.83	1.12	0.99	1.21	0.88	0.79
MnO	0.12	0.13	0.16	0.13	0.10	0.12
LOI	0.95	2.72	1.59	2.47	0.72	0.69
Total	99.9	99.9	99.6	99.9	100.3	100.4
Na ₂ O+K ₂ O	6.10	7.57	7.05	7.38	12.31	13.22
P	1824	1950	1810	2090	854	962
Ti	5326	5740	5870	6940	4880	5120
V	196	111	218	186	18.2	25.3
Cr	39.34	33.38	41.39	19.71	0.68	0.72
Mn	1102	869	1260	962	792	698
Co	29.12	30.61	29.39	30.61	12.69	13.25
Ni	20.30	16.31	21.09	18.41	1.62	1.25
Cu	125.00	80.59	115.00	71.19	43.91	37.20
Zn	63.56	60.21	69.91	76.09	70.31	71.20
Ga	19.62	18.01	18.31	19.79	20.79	21.30
Ge	1.32	1.31	1.47	1.54	1.44	1.23
Rb	80.21	70.10	85.20	69.90	170.00	156.00
Sr	758.30	831.00	704.00	791.00	642.00	598.00
Y	26.95	28.49	25.29	32.71	41.69	42.23
Zr	106.00	122.00	105.00	196.00	391.00	298.00
Nb	9.26	12.31	8.21	15.31	29.59	27.36
Mo	1.11	1.23	0.91	3.87	1.81	1.08
Cs	6.32	6.53	5.76	19.31	1.07	1.29
Ba	758	852	658	959	1780	2100
La	35.36	30.59	39.81	31.11	45.49	42.20
Ce	62.35	60.10	68.60	64.30	90.80	100.25
Pr	7.59	7.61	7.58	7.92	10.39	11.32
Nd	29.62	30.79	28.71	32.31	39.12	40.12
Sm	5.95	6.41	5.51	6.84	7.84	7.20
Eu	1.98	2.01	1.55	1.88	1.91	1.93
Gd	5.65	5.94	5.05	6.53	7.16	7.90
Tb	0.81	0.91	0.78	1.01	1.19	1.03
Dy	4.65	4.98	4.35	5.68	6.95	6.85
Ho	0.92	0.98	0.87	1.13	1.45	1.35
Er	2.56	2.68	2.44	3.14	4.24	4.02
Tm	0.38	0.39	0.37	0.47	0.68	0.52
Yb	2.35	2.49	2.31	3.01	4.42	3.26
Lu	0.04	0.37	0.35	0.45	0.67	0.58
Hf	2.75	2.82	2.61	4.36	7.65	6.85
Ta	0.52	0.59	0.44	0.74	1.45	1.32
Tl	0.21	0.22	0.23	0.26	0.66	0.58
Pb	10.45	11.71	6.19	22.51	20.21	19.82
Th	4.25	4.68	3.88	6.23	13.61	12.89
U	1.17	1.23	1.12	1.87	3.71	2.85
Dy/Yb	1.98	2.00	1.88	1.89	1.57	2.10
Pb/U	8.93	9.52	5.53	12.04	5.45	6.95
Ba/La	21.44	27.85	16.53	30.83	39.13	49.76
Ba/Th	178.35	182.05	169.59	153.93	130.79	162.92
Sr/Th	178.42	177.56	181.44	126.97	47.17	46.39
Nb/La	3.82	2.48	4.85	2.03	1.54	1.54
La/Ta	68.00	51.85	90.48	42.04	31.37	31.97
Sr/Y	28.14	29.17	27.84	24.18	15.40	14.16
Dm	39.28	40.43	38.95	34.89	25.14	23.77

۵- نتایج

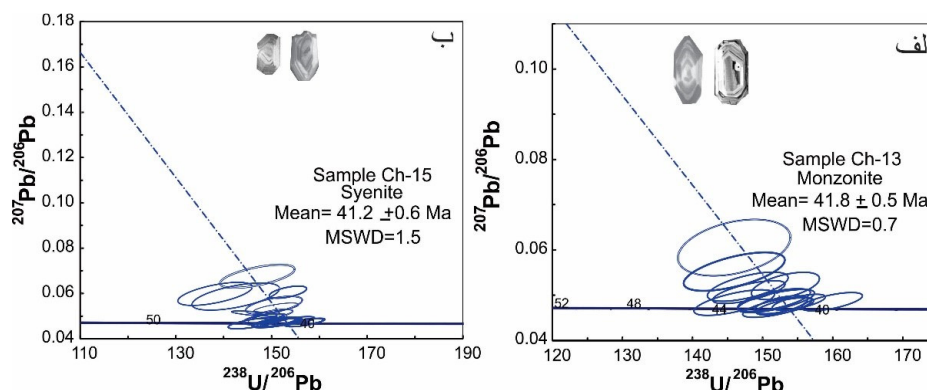
۵-۱- سن‌سنجی U-pb زیرکن

پس از مطالعات دقیق پتروگرافی یک نمونه مونزونیت و یک نمونه سینیت جهت تعیین سن به روش U-Pb انتخاب شدند. تصاویر کاتدولومینسانس مربوط به زیرکن‌ها در شکل ۴ و نتایج حاصل از سن‌سنجی نمونه در جدول ۱ و شکل ۴ ارائه شده‌اند. تصاویر کاتدولومینسانس به بررسی ساختارها و زون‌بندی دانه‌های زیرکن و تفسیر بهتر داده‌های سن‌سنجی بدست آمده، کمک می‌کند (کاتونگو و همکاران، ۲۰۰۴).

مونزونیت: در این نمونه در تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌ها زون‌بندی نوسانی ضعیف و به صورت خودشکل تا

نیمه شکل‌دار به طول تقریباً ۱۰۰-۲۵۰ میکرومتر و نسبت طول به عرض ۱:۲ تا ۱:۱ را نشان می‌دهند (شکل ۴-الف) در مجموع ۱۹ نقطه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت (جدول ۱) که میانگین سنی 41.8 ± 0.5 میلیون سال را برای تشکیل مونزونیت‌های ناحیه چناسک نشان می‌دهند (شکل ۴-الف).

سینیت: پانزده دانه زیرکن از سنگ سینیتی مورد تجزیه و تحلیل سنی قرار گرفت دانه‌های این نمونه در تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن‌هایی را با پهنه‌بندی نوسانی خوب تا ضعیف نشان می‌دهند. این بلورها سن میانگین 41.2 ± 0.6 را نشان دادند (شکل ۴-ب).



شکل ۴. تصاویر CL و نمودارهای سن‌سنجی ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) برای نمونه‌های (الف) مونزونیت و (ب) سینیت ناحیه چناسک.
Fig. 4. U-Pb dating ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) diagrams for zircons from the Chenask (A) monzonite and (B) syenite.

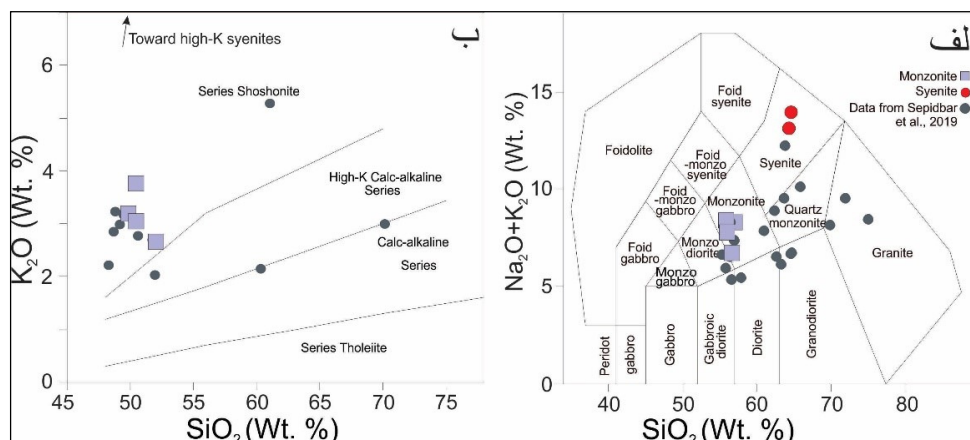
۵-۲- شیمی عناصر اصلی و فرعی

مقادیر عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های مونزونیتی و سینیتی منطقه چناسک در جدول ۲ ارائه شده است. ژئوشیمی عناصر اصلی داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که محتوای SiO_2 در مونزونیت از 50.3 تا 52.4 درصد وزنی و در سینیت از 60.7 تا 61.2 درصد وزنی متغیر است. نمونه‌های مونزونیت دارای محتوای MgO کم از 2.1 تا 3.1 درصد وزنی، زیاد Al_2O_3 از 19.1 تا 21.6 درصد وزنی، TiO_2 از 0.83 تا 1.21 درصد وزنی، Fe_2O_3 از 6.4 تا 8.8 درصد وزنی، P_2O_5 از 0.4 تا 0.6 درصد وزنی، K_2O از 2.6 تا 3.8 درصد وزنی، CaO از 6.8 تا 9.0 درصد وزنی و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ از 6.1 تا 7.6 درصد وزنی است. در حالی که نمونه‌های سینیت دارای محتوای کمتر MgO از 0.79 تا 0.84 درصد وزنی، Al_2O_3 از 17.6 تا 18.1 درصد وزنی، CaO از 0.87 تا 0.91 درصد وزنی، TiO_2 از 0.79 تا 0.88

درصد وزنی، Fe_2O_3 از 4.9 تا 5.5 درصد وزنی و بیشتر K_2O از 7.2 تا 7.6 درصد وزنی و $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ از 12.3 تا 13.2 درصد وزنی نسبت به مونزونیت‌ها می‌باشند. در نمودار طبقه‌بندی TAS (میدلموست، ۱۹۹۴)، نمونه‌ها بر اساس مقادیر $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 در محدوده‌ی مونزونیت و سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-الف). تمامی سنگ‌های چناسک دارای محتوای K_2O نسبتاً بالایی بوده و بر اساس نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پسرلیو و تیلور، ۱۹۷۶)، به عنوان سنگ‌های شوشونیتی طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۵-ب). نمونه‌های مونزونیت و سینیت دارای الگوهای REE کندریتی نرمال‌شده و گوشته اولیه نرمال شده یکسانی هستند. در الگوهای REE نمونه‌های مورد مطالعه، غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREEs) نشان می‌دهند (شکل ۶-الف). مقادیر $(\text{La}/\text{Sm})_N$ و

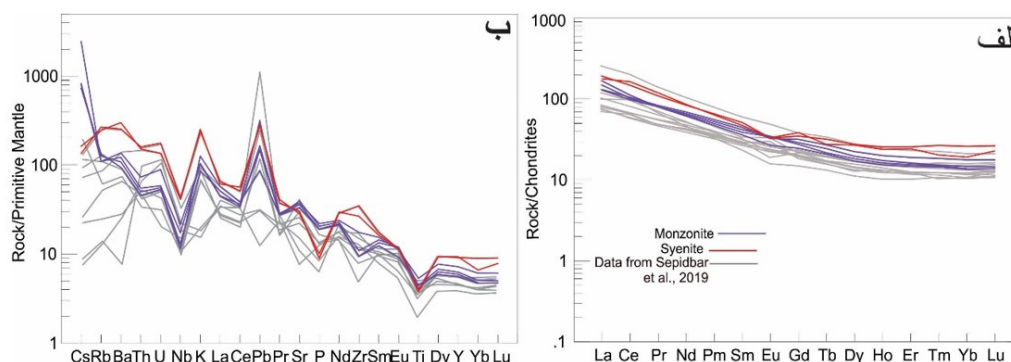
مکدوناف، ۱۹۸۹)، تهی‌شدگی‌های قابل‌توجهی برای HFSE مانند Nb و Ti، و غنی‌شدگی نسبتاً شدید برای عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Ba، Cs، و U وجود دارد. این سنگ‌ها در سرب غنی‌شدگی و فسفر تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۶-ب).

$(La/Yb)_N$ نیز از ۲/۹ تا ۴/۵ و ۶/۹ تا ۱۱/۶ متغیر است. نسبت Eu/Eu^* در مونزونیت از ۰/۷۸ تا ۱/۰۴؛ نشان دهنده‌ی آنومالی منفی ضعیف تا بدون آنومالی در عنصر یوروپیم در تغییر است. همانطور که در نمودار عنکبوتی گوشته اولیه نرمال شده نشان داده شده است (سان و



شکل ۵. طبقه‌بندی توده‌های نفوذی چناسک بر اساس الف- نمودار Na_2O+K_2O vs SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) و ب) K_2O vs SiO_2 (پسربلو و تیلور، ۱۹۷۶)

Fig. 5. Plots of (A) Na_2O+K_2O vs SiO_2 and (Middlemost, 1994) (B) K_2O vs SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) for classifying plutonic rocks from of Chenask.



شکل ۶. فراوانی عناصر خاکی نادر سنگ‌های آذرین که نسبت به (الف) کندریت و (ب) گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (داده‌های گوشته اولیه از سان و مکدوناف، ۱۹۸۹).

Fig. 6. (A) Chondrite-normalized and (B) Primitive-normalized rare earth elements patterns for Laleh Zar magmatic rocks. Chondrite and NMORB-normalized values are taken from Sun and McDonough (1989).

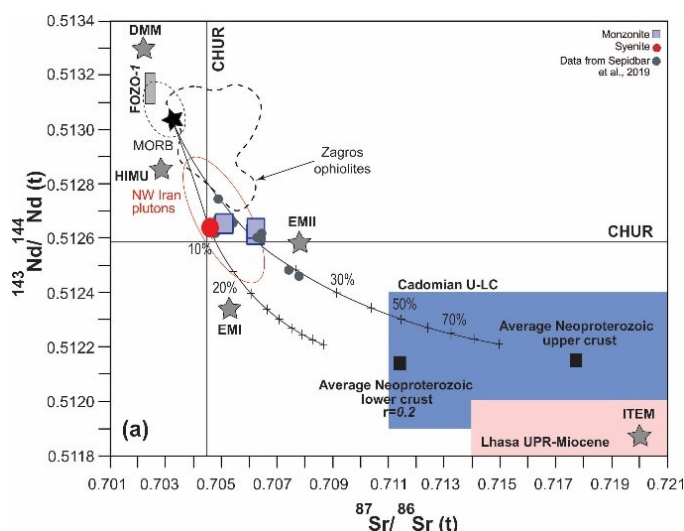
۵-۳- ایزوتوپ Nd-Sr کل سنگ

نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd برای چهار نمونه از سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک در جدول ۳ ارائه شده است. نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd اولیه بر اساس سن زیرکن U-Pb (میانگین سنی ۴۱ میلیون سال) محاسبه شدند. مونزونیت و سینیت به ترتیب دارای مقادیر $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه از ۰/۷۰۵۳۲ تا ۰/۷۰۶۴۶ و ۰/۷۰۴۸۳ هستند. مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$ در مونزونیت و سینیت مشابه بوده و از

۰/۵۱۲۶۳ تا ۰/۵۱۲۶۵ در تغییر است. مقادیر $^{147}Sm/^{144}Nd$ از ۰/۱۲۸۰ تا ۰/۱۴۸۹ و مقادیر $\epsilon Nd(t)$ (۴۱ میلیون سال) از ۰/۵ تا ۱/۹ متغیر است (جدول ۳). در نمودار $\epsilon Nd(t)$ در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ ، نمونه‌ها در بخش سمت چپ بالا و محدوده‌ای مشابه با سایر سنگ‌های آذرین در شمال‌غرب ایران (کمر بند ماگمایی البرز) واقع می‌شوند (شکل ۷).

جدول ۳. نتایج آنالیز ایزوتوپ Nd-Sr سنگ کل نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های آذرین چناسک
Table 3. Whole rock Nd-Sr isotopic analysis results of representative samples of the Laleh-Zar

Sample	Ch-12	Ch-11	Ch-13	Ch-14
Lithology	Monzonite	Monzonite	Monzonite	Syenite
SiO ₂	51	51	50	60
Sr	704	831	791	642
Rb	85	70	70	170
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	0.24036	0.09554	0.14328	0.92243
Erro (2s)	0.00680	0.00270	0.00405	0.02609
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.706598	0.706534	0.705377	0.705325
Nd	29	31	32	39
Sm	5.5	6.4	6.8	7.8
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.10451	0.12434	0.10419	0.13632
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512638	0.512665	0.512677	0.512669
Sr/Sr(40)	0.706469	0.706483	0.705326	0.704827
Nd/Nd(40)	0.512610	0.512632	0.512650	0.512633
eNd(40)	0.46	0.89	1.23	0.90
tDM (Ma)	619	702	566	793



شکل ۷. نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ‌ها که با اجزای گوشته HIMU, EMI, EMII, DMM (زیندلز و هارت، ۱۹۸۶) و (هارت و هوری، ۱۹۹۲) FOZO1 ITEM (بل و همکاران، ۲۰۰۴) مقایسه شده‌اند.

Fig. 7. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for the rocks compared with the mantle components HIMU, EMI, EMII, DMM (Zindler and Hart, 1986); FOZO1 (Hart and Hauri, 1992); ITEM (Bell et al., 2004); and CHUR (Chondritic Uniform Reservoir).

تشکیل این سنگ‌ها از یک ماگمای تحول یافته‌تر نسبت به ماگمای اولیه مشتق شده از گوشته است. از مهم‌ترین عوامل تاثیرگذار بر تحولات ماگمایی نقش فرایندهای گوناگون نظیر تفریق بلوری، آلايش پوسته‌ای، اختلاط ماگمایی و ... است که در ادامه بررسی می‌شود.

۶-۱- اثر تبلور تفریقي/آلايش پوسته‌ای

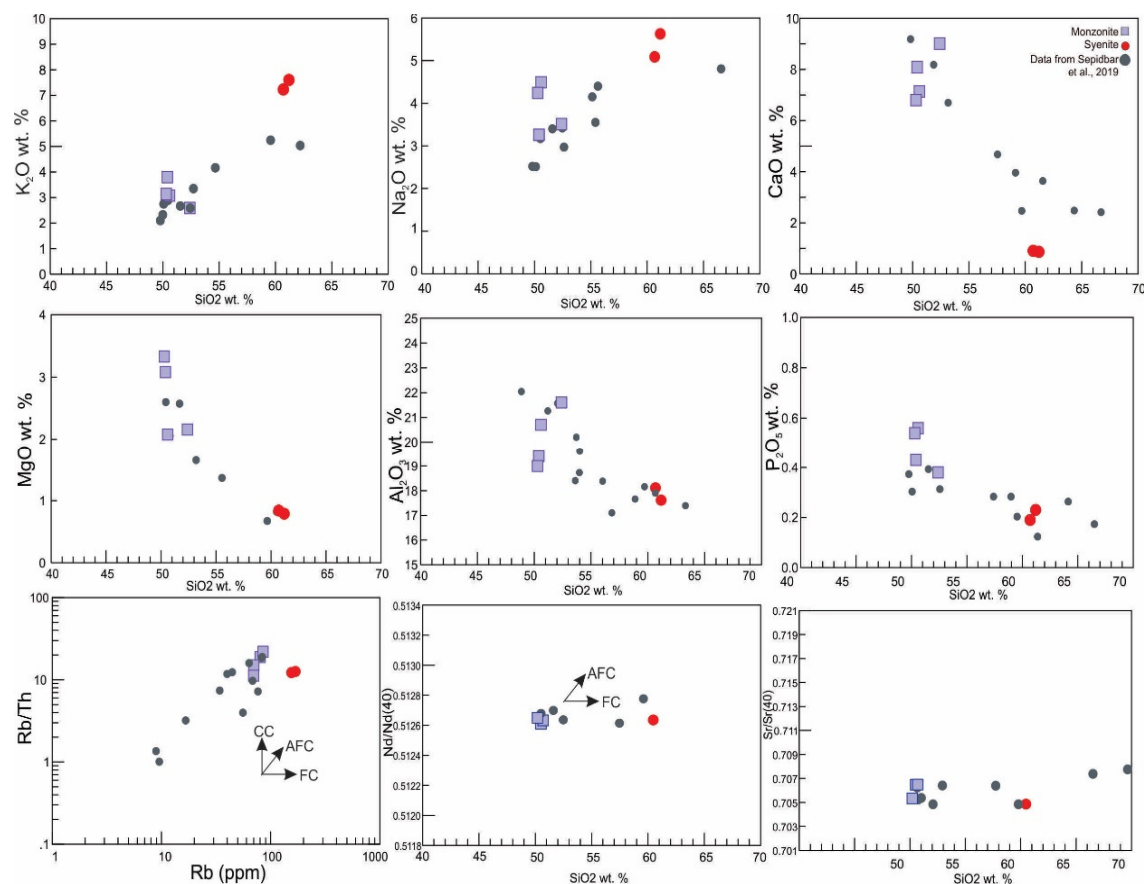
با استفاده از نتایج شیمی کانی، سنگ کامل و ترکیبات ایزوتوپی می‌توان به نقش فرایندهای ماگمایی پی برد. مذاب‌های اولیه عموماً دارای مقادیر MgO بالاتر (< ۸٪) و مقادیر بالایی از Ni (۲۵۰-۳۰۰ گرم در تن) و کروم (۵۰۰-۶۰۰ گرم در تن) هستند (کیمورا و اریسکین، ۲۰۱۴).

۶-۲ بحث و بررسی

بر اساس مشاهدات صحرایی، حجم سنگ‌های مونزونیتی به طور قابل توجهی بیشتر از سینیت‌ها است. در این بخش، به این بحث می‌پردازیم که چه فرآیند یا فرآیندهایی در تکامل این سنگ‌ها نقش داشته‌اند. درک فرایندهای تبلور تفریقي و تبلور تفریقي- آلايش که تکامل ماگمای قوسی ایران را کنترل می‌کنند، مهم است زیرا می‌تواند به بازسازی چگونگی تکامل ماگما و کانی‌سازی در سراسر حاشیه همگرای پالئوژن ایران کمک کند. توده‌های نفوذی چناسک با ترکیب متغیر SiO₂ (۵۰/۳ تا ۶۰/۷ درصد وزنی) و MgO کم (۰/۸ تا ۳/۳ درصد وزنی) مقادیر بالای K₂O+Na₂O (۶/۱ تا ۱۲/۳ درصد وزنی) نشان‌دهنده‌ی

تا شرق قزوین (سپیدبر و همکاران، ۲۰۱۹)، محتوای CaO و MgO و Al_2O_3 به شدت کاهش می‌یابد در حالی که محتوای Na_2O و K_2O با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد (شکل ۸). این امر حاکی از تبلور فازهای کانی CaO و MgO بالا Na_2O و K_2O از ماگما در زمان تشکیل مذاب مونزونیتی است. تبلور این کانی‌ها باعث کاهش CaO ، MgO و غنی‌شدگی از Na_2O و K_2O در مذاب باقیمانده می‌شود. کلینوپیروکسن و فلدسپات دو کانی اصلی سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک هستند و تغییرات در عناصر اصلی آن‌ها منعکس‌کننده تغییرات ترکیب ماگما است. به طور کلی کلینوپیروکسن میزبان غالب برای MREE و HREE و پلاژیوکلاز میزبان اصلی Sr ، Pb و همچنین Ba و Eu^{+2} است (اوتامدی و همراهان، ۲۰۱۶).

مونزونیت و سینیت چناسک دارای مقادیر بسیار کم MgO ($>3\%$ درصد)، Ni (۲-۲۱ گرم در تن) و محتوای بسیار کم Cr (۱-۴۱ گرم در تن) هستند که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده مونزونیت و سینیت چناسک ماگمای اولیه نیست. سپیدبر و همکاران (۲۰۱۹) همچنین بر روی توده‌های نفوذی ائوسن شمال شرق تهران تا شرق قزوین مطالعه کردند و تشکیل این سنگ‌ها را مرتبط با ماگمای تحول یافته‌تر دانستند (شکل ۸). مقادیر نسبتاً زیاد SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O و محتوای کم CaO ، MgO ، TiO_2 در سنگ‌های مونزونیت و سینیت چناسک نشان می‌دهد که آن‌ها نسبت به ماگمای اولیه درجاتی از تفریق را تحمل کرده‌اند. از مونزونیت به سینیت در ناحیه چناسک (این مطالعه) و توده‌های نفوذی ائوسن شمال شرق تهران



شکل ۸. نمودارهای هارکر جهت تعیین فرایندهای ذوب و تبلور در توده‌های نفوذی چناسک

Fig. 8. Harker diagrams to determine the processes of melting and crystallization in Chenasak intrusive masses.

سینیت افزایش می‌یابد، که مبین تفریق است (مارچسی و همکاران، ۲۰۱۶). سینیت غنی‌شدگی جزئی LREE بیشتری نسبت به مونزونیت را نشان می‌دهد که مجدداً منعکس‌کننده تبلور تفریقی است. ناهنجاری منفی Eu در

شباهت الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهد که سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک از تفریق ماگمای مادر یکسان تشکیل شده‌اند. مقادیر عناصر فرعی و خاکی کمیاب به تدریج از مونزونیت به

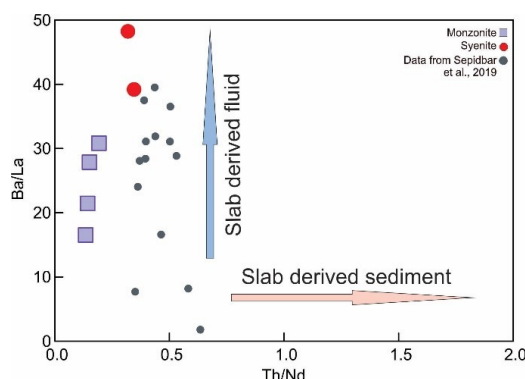
اعتقاد بر این است که گوه گوشته متاسوماتیزم شده توسط سیالات آزاد شده از ورقه‌ی فرورونده یا رسوبات ذوب شده منشأ اصلی برای تشکیل سنگ‌های کالک‌آلکانل پتاسیم بالا تا آلکانل مرتبط موقعیت‌های پس از برخورد است (لاپورت و همکاران، ۲۰۱۴). مقادیر مثبت $\varepsilon\text{Nd}(t)$ مربوط همراه با غنی‌شدگی آن‌ها در K، Rb، REE و سایر HFSE نشان‌دهنده مجدداً منع گوشته متاسوماتیزم شده مانند SCLM را برای تشکیل آن‌ها پیشنهاد می‌دهد (سپیدبر و همکاران، ۲۰۲۱). توده چناسک در فاصله ۳۰۰ کیلومتری از منطقه فرورانش قرار دارد. در این مورد، این ناحیه مستقیماً تحت تأثیر فرورانش اقیانوسی قرار نگرفت، اما به نظر می‌رسد که یک رژیم پس از برخورد کششی بر روی منطقه فرورانش یا در یک سیستم پس از برخورد احتمالاً به دلیل بالا آمدن استنوسفر در یک رژیم کششی می‌تواند کاندیدای خوبی برای منشأ این سنگ‌ها باشد. سنگ‌های تولید شده از گوشته استنوسفری معمولاً دارای مقدار La/Nb کمتر از ۱/۵ و مقدار La/Ta کمتر از ۲۲ هستند (ساندرس و همکاران، ۱۹۹۲). در مقابل، سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک دارای مقادیر بالاتری هستند (به ترتیب ۴/۸-۱/۵ و ۹۰/۵-۳۱/۴)، که نشان می‌دهد آن‌ها از گوشته لیتوسفری متاسومانیزم شده منشأ گرفته‌اند. در متاسوماتیسم بر اثر سیالات رها شده از ورقه‌ی فرورونده، در صورتی که سیالات حاوی مقادیر بالای عناصر K، Rb، Ba، Sr و Pb و مقدار کم REE، Th و HFSE نقش داشته باشند، سنگ‌های تشکیل شده توسط متاسوماتیسم اغلب مقادیر Ba/La، Ba/Th، Pb/U، Sr/Th بالایی دارند (فرانکو و همکاران، ۲۰۲۲). با این حال، در طی متاسوماتیسم رسوبات ذوب شده حاوی مقادیر بالای Th، LILE و LREE هستند و سنگ‌های ماگمایی تشکیل شده توسط متاسوماتیسم رسوبات دارای مقادیر بالای Th/Nd، Th/U، Th/Ba و Th/Sr خواهند بود (نعنگ و همکاران، ۲۰۲۲). سنگ‌های چناسک دارای مقادیر متوسط تا زیاد برای Ba/La (< 1.5)، Ba/Th (< 1.0)، Pb/U (< 5) و Sr/Th (< 1.0) برای مونزونیت و > 5.0 برای سینیت هستند (جدول ۲)، که نشان‌دهنده نقش سیال در متاسوماتیسم گوشته است. در این نمونه‌ها، مقادیر متحرک REE سیال، مانند Ba/La، مقادیر بالایی (بیش از ۱۵) به دست می‌دهد و نمودار Ba/La در مقابل Th/Nd (شاو، ۱۹۷۰) مشارکت عمده سیال‌های مشتق شده از ورقه را

سینیت نیز می‌تواند بیانگر این باشد که ماگما تبلور و تفریق پلاژیوکلاز را تجربه کرده است. ناهنجاری منفی Ti نشان‌دهنده تبلور و تفریق کانی‌های اکسید Ti-Fe در یک محیط مرتبط با زون فرورانش یا کششی همزمان تا پس از برخورد است. علاوه بر این، نمودار Rb/Th در مقابل Rb با روند تبلور تفریقی همراه با آرایش پوسته‌ای برای این سنگ‌ها سازگار است. سنگ‌های نفوذی پتاسیم بالا و تفریق یافته چناسک دارای غلظت بالایی از LILE می‌باشند که می‌تواند به علت فرآیندهایی نظیر تبلور تفریقی و یا تبلور تفریقی همراه با پدیده آرایش باشد. در ادامه، فرآیندهای تبلور تفریقی-آرایش را با استفاده از داده‌های ایزوتوپی و به ویژه تغییر $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ با توجه به SiO_2 به عنوان نماینده شاخص تفریق شبیه‌سازی می‌کنیم. در نمودارهای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ و $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ در مقابل SiO_2 ، نسبت‌های ایزوتوپی همه نمونه‌ها با افزایش محتوای سیلیس تغییرات قابل توجهی نشان نمی‌دهند و همبستگی‌های تقریباً خطی دارند که ممکن است به تبلور تفریقی (FC) با آرایش کم پوسته نسبت داده شود. این نمودارها به وضوح نشان می‌دهند که تبلور تفریقی نقش مهمتری نسبت به آرایش پوسته‌ای در تشکیل مونزونیت و سینیت‌های چناسک دارد.

۶-۲- منشأ ماگما

چنانکه قبلاً ذکر شده بود نمونه‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک ویژگی ژئوشیمیایی کالک‌آلکانل پتاسیم بالا را نشان می‌دهند. این نمونه‌ها دارای الگوهای REE نرمال شده نسبت به کندریت موازی و یکسان بوده که نشان دهنده منشأ یکسان برای سنگ‌های منطقه است (شکل ۶). غنی‌شدگی مشاهده شده LILE مانند Rb و Ba و LREE (مانند La و Ce)، تهی‌شدگی HFSE و ناهنجاری منفی Nb و Ti نشان‌دهنده این احتمال است که توده‌های نفوذی چناسک از منبع گوشته متاسوماتیزم شده در زون مرتبط با فرورانش مشتق شده‌اند. در طی تولید ماگما‌های قوسی، Nb و Ti در فازهای باقیمانده دارای تیتانیوم (مثل روتیل و ایلمنیت) حفظ می‌شوند و مذاب حاصل غلظت Nb و Ti را کاهش می‌دهد (ژنگ، ۲۰۱۶)، همانطور که در الگوهای چند عنصری سنگ‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. سنگ‌های غنی از پتاسیم در موقعیت‌های پس از برخورد گسترده هستند (دگوبسه و همکاران، ۲۰۰۶).

که منشأ سنگ‌های زون فرورانش با ذوب بخشی گوشته‌ی پریدوتیتی کنترل می‌شود (فالون و همکاران ۱۹۹۸). نسبت‌های Dy/Yb برای مشخص کردن کانی‌شناسی ناحیه‌ی منشأ و تمایز بین منشأ ذوب گارنت پریدوتیت (کمتر از ۱/۵)، اسپینل پریدوتیت (بیشتر از ۲/۴) و یا گارنت-اسپینل پریدوتیت (بین ۱/۵ تا ۲/۴) استفاده می‌شوند. سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی دارای مقادیر Dy/Yb بین ۱/۵ تا ۲/۱ است که با حضور کانی‌های گارنت و اسپینل در ناحیه منشأ مطابقت دارد.



شکل ۹. نمودار Ba/La در مقابل Th/Nd نقش سیال حاصل از ورقه‌ی فرورونده را در پیدایش مونزونیت و سینیت‌های منطقه چناسک نشان می‌دهد.

Fig. 9. Ba/La vs. Th/Nd diagram show the role of slab derived fluid in the genesis of monzonite and syenites of Chenask region

مقدم و همکاران (۲۰۱۸) به نظر می‌رسد که فعالیت ماگمایی ائوسن میانی تا پسین در البرز مرکزی به احتمال زیاد مربوط به یک رژیم تکتونیکی کششی مرتبط با عقب‌گرد ورقه اقیانوسی فرورونده (وردل و همکاران، ۲۰۱۱) و بالاآمدگی گوشته (آسیابان‌ها و فودن، ۲۰۱۲؛ کاسترو و همکاران، ۲۰۱۳؛ نباتیان و همکاران، ۲۰۱۴) می‌باشد. عقب‌گرد ورقه‌ی فرورونده دو نقش کلیدی ایفا کرد: (۱) باعث ایجاد محیط کششی در یک رژیم کلی همگرا و (۲) باعث بالا آمدن گوشته لیتوسفری ذوب بخشی ناشی از کاهش فشار شده و ماگماتیسم گسترده‌ای ایجاد می‌کند (زو و همکاران، ۲۰۱۷). ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزم شده ممکن است ناشی از نازک شدن لیتوسفر در ائوسن از طریق برگشت به عقب یا لایه لایه شدن لیتوسفر باشد. نتیجه می‌گیریم که عقب‌گرد ورقه پاره شدن و ایجاد پنجره‌های اسلب را به دنبال داشته منجر به بالا آمدن گوشته استنوسفری و ناهمگنی‌های ژئوشیمیایی در مقیاس کوچک شده است. بنابراین بالا آمدن

نشان می‌دهد (شکل ۹). در این نمودار، مقادیر Th/Nd با افزایش مقادیر Ba/La ثابت بوده و با غنی‌شدگی سیال مشتق از اسلب مطابقت دارد. به طور کلی اعتقاد بر این است که سیالات حاصل از پوسته اقیانوسی فرورانش شده و گوه گوشته در HFSE به دلیل پایداری این عناصر در فازهای کانی دیرگداز تهی می‌شوند (اینوو و همکاران، ۱۹۹۵). بنابراین، می‌توان استنباط کرد که منشأ سنگ‌ها احتمالاً گوشته‌ی متاسوماتیزم شده قبلی توسط سیال در زون فرورانش است. به طور گسترده پذیرفته شده است

۳-۶- محیط تکتونیکی و مفاهیم ژئودینامیکی

بر اساس نتایج این تحقیق، به نظر می‌رسد یک حوضه کششی همزمان با برخورد برای سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک محتمل‌ترین رژیم تکتونیکی برای تشکیل این سنگ‌ها باشد. در نمودار V در مقابل $Ti/1000$ (شروایس، ۱۹۸۲) و نمودار La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)، نمونه‌ها مشخصه بازالت‌های پشته‌ای میان اقیانوسی (MORB) را تا بازالت‌های حوضه پشت قوسی نشان می‌دهند. در نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس، ۲۰۰۸) سنگ‌های مورد مطالعه به صورت نیمه موازی با آرایه گوشته MORB-OIB ترسیم شدند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی چناسک احتمالاً در یک محیط کششی شکل گرفته‌اند. بر اساس تفاسیر زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی، ما یک مدل تکتونوماگمایی شمانیک ارائه می‌کنیم که فرآیندهای تکتونیکی و ماگمایی دخیل در تکامل سنگ‌های نفوذی چناسک را تعریف می‌کند. با الهام از مدل‌های پیشنهادی

- volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz Ranges, N-Iran. *Lithos*, 148: 98–111. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.014>.
- Barrier, E., Vrielynck, B., Brouillet, J. F., Brunet, M. F (2018) Paleotectonic Reconstruction of the Central Tethyan Realms. Tectonono-Sedimentary-Palinspastic Maps from Late Permian to Pliocene. Commission for the Geologic Map of the World. Paris.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z., Chichorro, M (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. An example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos*, 180: 109–127. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.08.003>
- Currie, C. A., Huisman, R. S., Beaumont, C (2008) Thinning of continental backarc lithosphere by flow-induced gravitational instability. *Earth and Planetary Science Letters*, 269: 436–447.
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., Zandt, G (2009) Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2: 251–257. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>.
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Turco, E., Hutton, D. H. W., Knott, S. D (1989) Kinematics of the Western Mediterranean. In M. P. Coward, D. Dietrich, R. G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publications, Geological Society of London, 45: 265–283.
- Di Giuseppe, P., Agostini, S., Manetti, P., Savasçın, M. Y., Conticelli, S (2018) Sublithospheric origin of Na-alkaline and calc-alkaline magmas in a post-collisional tectonic regime: Sr-Nd-Pb isotopes in recent monogenetic volcanism of Cappadocia, Central Turkey. *Lithos*, 316: 304–322. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.07.018>.
- Faccenna, C., Becker, T. W., Auer, L., Billi, A., Boschi, L., Brun, J. P., Capitanio, F. A., Funicello, F., Horvath, F., Jolivet, L., Piromallo, C., Royden, L., Rossetti, F., Serpelloni, E (2014) Mantle dynamics in the Mediterranean. *Reviews on Geophysics*, 52: 283–332.
- Falloon, T. J., Green, D. H., Danyushevsky, L. V., McNeill, A. W (2008) The composition of near-solidus partial melts of fertile peridotite at 1 and 1.5 GPa: implications for the petrogenesis of MORB. *Journal of Petrology*, 49: 591–613. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn009>.
- Fanchao, M., Yulu, T., Yaoqi, Z., Jiaqi, L., Gengchao, Z., Qing D (2022) Cenozoic potassic volcanic rocks from the Keluo and Wudalianchi volcanic districts, northeast China: origin from the new subcontinental lithospheric mantle (SCLM) metasomatized by potassium-rich fluids from delaminated lower crust. *Frontiers of Earth Science*, 16: 989–1004.
- استنوسفری همچنین منجر به آغاز ذوب در ناحیه منشأ (گوشته لیتوسفری) متاسوماتیزم شده (SCLM)، مذاب‌های اولیه را ایجاد می‌کند و این مذاب تحت تأثیر فرآیندهای تکامل ماگمایی از جمله تبلور تفریقی و تا حدودی آرایش پوسته‌ای مونزونیت و سینیت را ایجاد کرده است.
- ### ۷- نتیجه‌گیری
- توده نفوذی چناسک از مونزونیت و سینیت تشکیل شده است. سن تبلور سنگ‌های مونزونیتی و سینیتی چناسک مشابه و در حدود ۴۱ میلیون سال است. توده‌های نفوذی تهی‌شدگی در اکسیدهای آلکالین (Na₂O+K₂O)، Nb و Ti و غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل یونی بزرگ همراه با نسبت Sr/Y و ناهنجاری‌های Eu منفی کم و یا بدون ناهنجاری ۰/۹-۱/۰، Eu/Eu* و غنی‌سازی در HFSE و مقادیر ایزوتوپ Sr رادیوژنیک را نشان می‌دهند که شواهدی مبنی بر ماگماتیسم کالک‌آلکالین پرتاسیم تا شوشونیتی در یک ناحیه کششی همزمان تا پس از برخورد هستند. داده‌های عناصر کمیاب، یک گوشته لیتوسفری متاسوماتیزم شده با ترکیب گارنت- اسپینل لرزولیت را به عنوان منشأ اصلی ماگما نشان می‌دهد.
- ### ۸- سپاسگزاری
- این مقاله بخشی از پروژه تحقیقاتی با شماره قرارداد (۴۱۴۷۲۱۹۲) در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین (IGGCAS) در بیجینگ است.
- ### References
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692–725. <https://doi.org/10.1017/S001675681100046X>.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z., Vogt, K (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran. *Geological Magazine*, 148: 980–1008.
- Annels, R. N., Arturton, R. S., Bazley, R. A. B., Davis, R. C. M., Rahimzadeh, F., Rashtian, K (1975) Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map. Geological Survey of Iran, 94 p. (in Persian).
- Asiabanha, A., Foden, J (2012) Post-collisional transition from an extensional

- Floyd, P., Kelling, G., Gökçen, S., Gökçen, N (1991) Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the misis ophiolitic mélange, south Turkey. *Chemical Geology*, 89: 263–280. 10.1016/0009-2541(91)90020-r.
- Ionov, D. A., Hofmann, A. W (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: Implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131: 341–356.
- Jacques, G., Hoernle, K., Gill, J., Wehrmann, H., Bindeman, I., Lara, L. E (2014) Geochemical variations in the Central Southern Volcanic Zone, Chile (38-43 degrees S): the role of fluids in generating arc magmas. *Chemical Geology*, 371: 27–45. 10.1016/j.chemgeo.2014.01.015.
- Kimura, J. I., Ariskin, A. A (2014) Calculation of water-bearing primary basalt and estimation of source mantle conditions beneath arcs: PRIMACALC2 model for WINDOWS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15: 1494–1514. 10.1002/2014GC00532.
- Laporte, D., Lambart, S., Schiano, P., Ottolini, L (2014) Experimental derivation of nepheline syenite and phonolite liquids by partial melting of upper mantle peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, 404: 319–331. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.08.002>.
- Ludwig, K. R (2003) User's Manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel, 74p.
- Marchesi, C., Garrido, C. J., Godard, M., Proenza, J. A., Gervilla, F., Blanco-Moreno, J (2006) Petrogenesis of highly depleted peridotites and gabbroic rocks from Mayarí- Baracoa ophiolite belt (Eastern Cuba). *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 151: 717–736.
- McDonough, W. F., Sun, S. S (1995) The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120: 223–253.
- Meng, F. C., Tian, Y., Zhou, Y., liu, J., Zuo, g., Du, Q (2022) Cenozoic potassic volcanic rocks from the Keluo and Wudalianchi volcanic districts, northeast China: origin from the new sub-continental lithospheric mantle (SCLM) metasomatized by potassium-rich fluids from delaminated lower crust. *Frontiers of Earth Science*, 16: 989–1004. <https://doi.org/10.1007/s11707-021-0960-3>.
- Middlemost, E. A. K (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215–224.
- Moghadam, H. S., Griffin, W. L., Li, X. H., Santos, J. F., Karsli, O., Stern, R. J., Ghorbani, G., Gain, S., Murphy, R., O'Reilly, S. Y., (2018) Roll-Back, Extension and Mantle Upwelling Triggered Eocene Potassic Magmatism in NW Iran. *Journal of Petrology*, 59: 1417–1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>.
- Nabatian, G., Giang, S. Y., Honarmand, M., Neubauer, F (2016) Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr– Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom–Olya pluton, Alborz magmatic belt. *Lithos*, 244: 43–58.
- Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Liu, X., Dong, Y., Jiang, S-Y., von Quadt, A., Bernroider, M (2014) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. *Lithos*, 184–187: 324–345.
- Otamendi, J. E., Tiepolo, M., Walker, B. A., Cristofolini, E. A., Tibaldi, A. M (2016) Trace elements in minerals from mafic and ultramafic cumulates of the central Sierra de Valle Fertil, Famatinian arc, Argentina. *Lithos*, 240–243: 355–370.
- Pearce, J. A (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100: 14–48. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>.
- Peccerillo, A. Taylor, S (1976) Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey. *Bulletin Volcanologique*, 39: 557–569. <https://doi.org/10.1007/BF02596976>.
- Peter, J. M., Leybourne, M. I., Steven, D. S., Gorton, M. P (2014) Geochemical constraints on the tectonic setting of basaltic host rocks to the Windy Craggy Cu-Co-Au massive sulphide deposit, northwestern British Columbia. *International Geology Review*, 56: 1484–1503.
- Profeta, L., Ducea, M. N., Chapman, J. B., Paterson, S. R., Gonzalez, S. M. H., Kirsch, M., Petrescu, L., DeCelles, P. G (2015) Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Scientific Reports*, 5: 17786.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W., Norry, M. J (1992) Consequences of plumel-ithosphere interactions. *Geological Society, London, Special Publications*, 68: 41–60.
- Sepidbar, F., Karsli, O., Palin, R. M., Federic Casetta, F (2021) Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran. *Lithos*, 400–401: 106401.
- Sepidbar, F., Shafaii Moghadam, H., Zhang, L., Li, J. W., Jinlong Ma., Stern, R. J., Lin, C (2019) Acrossarc geochemical variations in the Paleogene magmatic belt of Iran. *Lithos*, 344–345: 280–296.
- Shaw, D. M (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 237–243. 10.1016/0016-7037(70)90009-8.

- Shervais, J. W (1982) Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59: 101–118. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90120-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90120-0)
- Stern, R. J., Moghadam, H. S., Pirouz, M., Mooney, W (2021) The geodynamic evolution of Iran. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 49: 9–36.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J., Guest, B (2011) A Paleogene extensional arc flare-up in Iran. *Tectonics*, 30: TC3008. <https://doi.org/10.1029/2010TC002809>.
- Zheng, Y. F (2019) Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10: 1223–1254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>.
- Zuo, X., Chan, L. S., Gao, J. F (2017) Compression-extension transition of continental crust in a subduction zone: A parametric numerical modeling study with implications on Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Cathaysia block. *PLoS One*, 12: e0171536. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0171536>.

Petrology of Chenask intrusive rocks in the eastern Qazvin, central Alborz: An explanation for Eocene magmatism in an extensional basin related to syn-collisional setting

F. Sepidbar ^{*1} and B. Boroziniat ²

1- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Ph. D. student, Dept., of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* sepidbar@um.ac.ir

Received: 2024.10.2 Accepted: 2024.12.18

Abstract

The Chenasak intrusives are located in eastern Qazvin, western end of the central Alborz. These intrusives consist of granular-textured intermediate monzonite and syenite rocks with mineralogy mainly consisting of plagioclase, potassium feldspar, amphibole, and biotite with varying volume percentages. U-Pb zircon dating data indicate that the monzonite and syenite have approximately the same ages of 41.8 ± 0.5 and 41.2 ± 0.6 Ma, respectively. These rocks have high-potassium calc-alkaline to shoshonite geochemical characteristics and are enriched in large ionic radius elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) and depleted in high field strength elements (HFSE) and heavy rare earth elements (HREE), indicating magmas formed in the subduction zone. Whole-rock Nd-Sr isotope ratios indicate that the ϵ_{Nd} and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of these rocks vary from +0.5 to +1.2 and 0.70483 to 0.70648. Whole-rock chemistry and isotopic data indicate that the magma forming the monzonite and syenite was formed by the crystalline fractionation of the primary melt derived from the metasomatized mantle in a tensile basin formed by the rollback of the subducting plate during the collision of the Iran and Arabia plates.

Keywords: Zircon U-Pb dating, Nd-Sr isotope, Crystal fractionation, Syn-collision extensional basin, Central Alborz

Introduction

Iran has been a convergent plate margin for at least 90 million years, evolving from formation of a new subduction zone to a mature, extensional Andean-type arc in Paleogene time, culminating in collision with Arabia beginning in mid-Cenozoic time. Paleogene arc igneous rocks are common along the southern margin of Eurasia, from Turkey and the Caucasus eastward into Iran and into the Lhasa terrane of Tibet. The Paleogene magmatic flare-up of Iran was characterised by intense volcanism and plutonism along the Urumieh-Dokhtar Magmatic Belt (UDMB), which defined the magmatic front (MF), and also occurred behind it in the rear-arc (RA) to the north (the Alborz magmatic belt) and NE. The UDMB. To study the age of the Chenask magmatism, we report here new U-Pb zircon ages for the studied igneous rocks. Geochemical and isotopic data were used to reconstruct the geochemical evolution of Eocene extensional basin magmatism and compare it with known igneous rocks of the same age in the Alborz magmatic belt.

Geology

The Alborz magmatic belt has an approximately E-W extension and a length and width of about 600 and 100 km, respectively.

During the Mesozoic, stretching in the central Alborz resulted in the formation of rift volcanoes and shale and coaly sediments of the Shamshak Formation in the Late Triassic, which are overlain by Upper Jurassic sediments and shallow marine limestones with Lower Cretaceous alkaline basalts. These Mesozoic volcano-sedimentary rocks are overlain by Paleocene to Eocene volcanic rocks and associated pyroclastics and Eocene to Oligocene magmatism. These magmas are shoshonite and calc-alkaline with mafic to felsic composition, while Miocene-Quaternary magmatism is mainly characterized by high-K alkaline and adakitic features. During the upper Eocene, which corresponds to the Pyrenean orogeny, magmatic activity occurred in the form of numerous igneous rocks with different compositions in most parts of the Alborz belt, including around Tehran, Qazvin, Takstan and Zanjan, which are generally syenite, monzonite and granodiorite.

They have calc-alkaline to shoshonite characteristics with high potassium. The Janasek area is located in the western end of the central Elires, no igneous rocks older than the Paleogene are outcropped in the Janasek area. Nabatian et al. (2016) suggested that an extensional tectonic regime prevails in Qazvin. Nabatian et al. (2014) showed that the last active subduction-related plutonism in the Alborz magmatic belt was about 53 Ma, post-collisional plutonism occurred about 40 Ma, and crustal thinning in the western part of the belt between about 53 and ca. It started up to 40 million years ago.

Field studies and petrography

The Chenask intrusive rocks with an area of about 100 square kilometers has penetrated the volcanic rocks and green tuffs of the Eocene. In general, tuff, tuffite, calcareous tuffs, marls and partial arkosic sandstones and volcanic wackes along with monzonite are considered to be the most common lithological units in Chenasak region. Of course, syenite is also seen in the Chenask area with a less volume. Menzonite is a mesocratic medium- to coarse-grained rock intruded into the tuffites of the study area. Mineralogically, it consists of plagioclase (50-55% volume), alkali feldspar (15-20% volume), clinopyroxene (15-20% volume), amphibole-biotite (5-10% volume). The syenite unit is exposed in the form of a small stock in the vicinity of the manzonite masses. These rocks include plagioclase (30-40% by volume), clinopyroxene (20% by volume), biotite (5-10% by volume) and alkali feldspar (25-35% by volume) along with Fe-Ti oxide minerals.

Results

Zircon U-Pb dating

Monzonite: In this sample, zircons are self-shaped to semi-shaped with a length of approximately 100-250 micrometers and a ratio of length to width of 2:1 to 1:1. It shows a weak oscillatory zoning in the cathodoluminescence images. A total of 19 points were analyzed, which show an average age of 41.8 ± 0.5 million years for the formation of the monzonites of the Janasek area.

Syenite: Fifteen zircon grains from the syenite rock were analyzed for age. The grains of this sample show zircons with good to poor oscillatory zoning in the cathodoluminescence images. These crystals showed an average age of 41.2 ± 0.6 .

Major and trace elements geochemistry

The values of major and minor elements of manzonite and syenite samples of Chenasak

region are presented in Table 2. According to the TAS classification diagram (Middlemost, 1994), the samples are placed in the range of manzonite and syenite based on the K_2O+Na_2O versus SiO_2 values. All Genasek rocks have a relatively high K_2O content and are classified as shoshonite rocks based on the K_2O versus SiO_2 plot. Monzonite and syenite have the same normalized chondritic and normalized primary mantle REE patterns. In the REE patterns of the studied samples, they show the enrichment of light rare earth elements (LREE) compared to heavy rare earth elements (HREEs). The amounts of N (La/Sm) and N (La/Yb) vary from 2.9 to 4.5 and 6.9 to 11.6. The Eu/Eu* ratio in monzonite varies from 0.78 to 1.04, which indicates a weak negative anomaly to no anomaly in europium element. As shown in the normalized primary mantle spider diagram (McDonough and Sun, 1995), there are significant depletions for HFSE such as Nb and Ti, and relatively strong enrichment for large ion radius lithophile elements (LILE) such as Cs, Ba and U are present. They show enrichment in lead and depletion in phosphorus.

Whole rock Nd-Sr isotope

The Sr-Nd isotopic ratios for four samples of monzonitic and syenite rocks of Chenask are presented in the Table 3. Primary Sr-Nd isotopic ratios were calculated based on U-Pb zircon age (average age 41 million years). Monzonite and Darab syenite have initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ values from 0.70532 to 0.70646 and 0.70483, respectively. The values of $^{143}Nd/^{144}Nd$ in monzonite and syenite are similar and vary from 0.51263 to 0.51265. The values of $^{147}Sm/^{144}Nd$ from 0.1280 to 0.1489 and the values of $\epsilon Nd(t)$ (41 million years) from 0.5 to 9. /1 is variable. In the graph of $\epsilon Nd(t)$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$, the samples are located in the upper left part and a range similar to other igneous rocks in northwest Iran (Alborz magmatic belt).

Discussion

Implication for the magmatic processes

Chenask intrusive masses with variable composition of SiO_2 (50.3 to 60.7% weight) and low MgO (0.8 to 3.3% weight) high amounts of K_2O+Na_2O (6.1 to 12.3% weight) are characteristic which indicates the formation of these rocks from a more evolved magma than the primary magma derived from the mantle. One of the most important factors affecting magmatic evolutions is the role of various processes such as crystalline fractionation, crustal pollution, magmatic mixing, etc., which will be investigated in the following.

Effect of crystallization/assimilation processes

Using the results of whole rock and isotopic compositions, the role of magmatic processes can be understood. From monzonite to syenite, the content of CaO, MgO, and Al₂O₃ decreases sharply, while the content of Na₂O and K₂O increases with increasing SiO₂ indicating the crystallization of CaO and MgO mineral phases high in Na₂O and K₂O from the magma at the time of formation. Crystallization of this mineral causes reduction of CaO, MgO and enrichment of Na₂O and K₂O in the remaining melt. In general, clinopyroxene is the dominant host for MREE and HREE, and plagioclase is the main host for Sr, Pb, as well as Ba and Eu⁺². The similarity of the normalized REE patterns to chondrite indicates that Chenask monzonitic and syenitic rocks were formed by fractionation of the same parent magma. The trace and rare earths elements gradually increase from monzonite to syenite, indicating fractionation. Syenite shows greater LREE enrichment than monzonite, again reflecting fractional crystallization. The negative anomaly of Eu in syenite can also indicate that the magma has experienced plagioclase crystallization and fractionation. The negative Ti anomaly indicates the crystallization and segregation of Ti-Fe oxide minerals. Primary basaltic melts generally have higher MgO contents (>8%) and high amounts of Ni (250-300 g/ton) and Cr (500-600 g/ton). Monzonite and syenite have very low amounts of Ni (2-21 g/ton) and very low content of Cr (1-41 g/ton), which indicates that the magma forming manzonite and Chenask syenite was formed from fractional crystallization of primary magma. The high-potassium and fractionated intrusive rocks of Chenask have a high concentration of LILE, which can be due to processes such as fractional crystallization or fractional crystallization with alloying phenomenon. The influence of crustal pollution process can be confirmed by Nd isotope values. The pollution of the subtracted magma by the Neoproterozoic continental crust of Iran is confirmed by the age of inherited zircons in the monzonitic and syenite samples obtained in this study.

In the plots of (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i and (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i versus SiO₂, the isotopic ratios of all samples do not show significant changes with increasing silica content and have almost linear correlations, which may be attributed to fractional crystallization (FC) with low crust contamination.

The origin of magma

The normalized REE patterns relative to chondrite are parallel for the studied samples and

show that these rocks have the same primary magma and are related to each other by fractional crystallization. All Chenask rocks have high potassium characteristic. The observed enrichment of LILE such as Rb and Ba and LREE (such as La and Ce), HFSE depletion and negative anomaly of Nb and Ti indicate the possibility that the Chenask monzonitic rocks are derived from a metasomatized mantle source in the subduction zone. During the production of arc magmas, Nb and Ti are preserved in the residual phases containing titanium (such as rutile and ilmenite) and the resulting melt reduces the concentration of Nb and Ti (Zheng, 2019), as in the multi-element patterns of the rocks. The study is shown. K-rich rocks are widespread in post-collision situations. A mantle wedge metasomatized by subduction of sedimentary melts or subcontinental lithospheric mantle (SCLM) is believed to be the main source for the formation of subduction-related alkaline rocks. The positive values of εNd(t), along with their enrichment in K, Rb, REE and other HFSE indicate a mantle metasomatized mantle source such as SCLM for their formation, which is compatible with their origin in A extensional basin related to syn- to post-collision setting. Chenask region is located at a distance of 300 km from the subduction zone. In this case, the region was not directly affected by oceanic subduction, but a syn- to post-collisional extensional regime appears to have occurred, possibly due to upwelling of the asthenosphere in an extensional regime. Fluids released from subducted slab contain large amounts of elements K, Rb, Ba, Sr and Pb and a small amount of REE, Th and HFSE. the rocks formed by fluid metasomatism often contain high ratios of Ba/La and Ba/Th. They have high Th, Pb/U and Sr/Th. However, during sediment metasomatism, melts contain large amounts of Th, LILE, and LREE, and igneous rocks formed by sediment metasomatism would have high amounts of Th/Nd, Th/U, Th/Ba, and Th/Sr. Chenask rocks have moderate to high values for Ba/La (>15), Ba/Th (>100), Pb/U (>5), and Sr/Th (>100 for manzonite and <50 for syenite), which indicates the role of fluid metasomatism. In these samples, dynamic fluid REE values, such as Ba/La, yield high values (greater than 15), and a plot of Ba/La vs. Th/Nd (Shaw, 1970) shows the major contribution of sheet-derived fluids. In this diagram, the values of Th/Nd are constant with the increase of Ba/La values and correspond to the enrichment of fluid derived from the slab. It is generally believed that the fluids from subducted oceanic crust and mantle wedge are depleted in HFSE due to the stability of these

elements in refractory mineral phases. Therefore, it can be inferred that the origin of monzonites is probably the mantle metasomatized by fluid in the subduction zone. Therefore, the high values of LILE/HFSE and LREE/HREE indicate magmas related to melting of the metasomatized mantle source in the subduction zone, which was metasomatized with fluids released by the subducting sheet. Rocks produced from the asthenospheric mantle usually have La/Nb ratios less than 1.5 and La/Ta ratios less than 22. On the contrary, monzonitic and syenite rocks of Chenask have higher values (1.5-4.8 and 4.31-5.90, respectively), which indicates that they originate from the lithospheric mantle. According to Figure 7, the isotopic ratios of monzonitic and syenitic rocks of Chenask are consistent with their derivation from the lithospheric mantle source. It is widely accepted that the origin of subduction zone rocks is controlled by partial melting of peridotite mantle. Dy/Yb ratios to determine the mineralogy of the source area and distinguish between the melt origin of garnet peridotite (less than 1.5), spinel peridotite (more than 2.4), or garnet-spinel peridotite (between 1.5 and 2.4) are used. Monzonitic and syenite rocks have Dy/Yb values between 1.5 and 1.2, which is consistent with the presence of garnet and spinel minerals in the source area.

Tectonic setting

Chenask rocks show similar geochemical characteristics, enrichment in LILE and LREE and depletion in HFSE, which represent a sample of magmas related to subduction. This hypothesis is consistent with an extensional basin for Chenask rocks, where extensional basin rocks with negative Nb-Ta-Ti anomalies are restricted to basins formed behind a mature arc. The whole rock represents the arc-related tectonic environment for the studied samples. In V versus Ti/1000 (Shervais, 1982) and La/Nb versus Y (Floyd et al. 1991) plots, the samples are characteristic of mid-ocean ridge basalts (MORB) to back-arc basin basalts. In the Th/Yb vs. Nb/Yb plot (Pearce, 2008), the studied rocks were plotted semi-parallel to the MORB-OIB mantle array. These features indicate that the Chenask intrusive rocks were probably formed in an extensional basin. It seems that the middle-late Eocene magmatic activity in Central Alborz is most likely related to an extensional tectonic regime related to slab rollback (Verdel et al., 2011), and uplift after closure. The rollback of the

slab and subsequent retreat of the trench played two key roles: (1) it caused extensional episodes in an overall convergent regime, and (2) it caused mantle uplift, which led to extensive magmatism (Zuo et al., 2017). Therefore, the rollback of the slab during lithospheric subduction has caused uplift and partial melting of the lithospheric mantle, which was metasomatized by the fluids of the subduction zone in the early Eocene. Compressional melting of a metasomatized mantle source is the most plausible mechanism for the production of monzonites that surround the syenites in the Chenask Massif. Partial melting of the metasomatized mantle may have resulted from the thinning of the lithosphere in the Eocene through retrograde or delamination of the lithosphere. We conclude that the rollback of the slab was followed by tearing and the creation of slab windows through which the asthenosphere mantle could rise and create geochemical heterogeneities on a small scale. Therefore, the rise of the asthenosphere also leads to the initiation of melting in the metasomatized lithospheric crust (SCLM), which creates primary melts, and this melt is influenced by magmatic evolution processes, such as fractional crystallization and to some extent crustal dissolution of monzonite.

Conclusions

The Chenask intrusive rocks include intermediate monzonite and syenite rocks with granular texture. Their mineralogy mainly contains plagioclase, potassium feldspar, amphibole and biotite with different volume percentages. Zircon U-Pb dating data show that monzonite and syenite have almost identical ages of 41.8 ± 0.5 and 41.2 ± 0.6 million years, respectively. These rocks have the geochemical characteristics of high-potassium calc-alkaline to shoshonite and are enriched in large ionic radius elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) and depleted in high field intensity elements (HFSE) and heavy rare earth elements (HREE), which indicates the magmas formed in the subduction zone. The ratios of Nd-Sr isotopes of the whole rock show that the values of ϵ_{Nd} and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of these rocks vary from +0.5 to +1.2 and from 0.70483 to 0.70648. Whole-rock and isotopic chemistry data indicate that the magma was formed from the crystalline fractionation of a primary melt derived from metasomatized mantle in an extensional basin.