

# ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr، Sm-Nd و سن سنجی $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ گابروهای قوشچی، شمال ارومیه، شمال غرب ایران

شیرین شهابی<sup>۱</sup>، هادی شفائی مقدم<sup>(۲)</sup> و قاسم قربانی<sup>۲</sup>

۱. کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

۲. دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۸

## چکیده

گابروهای مورد مطالعه کمپلکس قوشچی در شمال ارومیه و در شمال غرب پهنه ایران مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها به داخل بی‌سنگ کادومین نفوذ کرده و خود توسط دایک‌های تأخیری دیابازی، گرانیتی و آلبیتی قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گابروها شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشند. این گابروها دارای نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  به نسبت پایین (۰/۷۰۳۲۸۰ تا ۰/۷۰۴۳۴۳) می‌باشند. ویژگی‌های ایزوتوپی در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده وقوع ماگماتیسم مرتبط با کشش درون صفحه‌ای و منشأ گرفتن آن‌ها از یک گوشته غنی شده می‌باشد. حداقل سن به دست آمده برای گابروها بر اساس سن سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ،  $40 \pm 1/1 \pm 55/68$  میلیون سال (کربونیفر) و تقریباً هم‌زمان با مراحل اولیه بازشدگی نئوتتیس می‌باشد. شاید گابروهای قوشچی از منشأ گوشته‌ای با ترکیب اسپینل-گارنت لرزولیتی مشتق شده و در ناحیه منشأ از حدود ۵ درصد ذوب بخشی به وجود آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: گابروهای قوشچی، سن سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ ، ماگماتیسم درون صفحه‌ای.

## مقدمه

دایک‌های دیابازی، گرانیتی و آلبیتی (شهابی و همکاران، ۱۳۹۷) می‌باشند. که در این مقاله سن سنجی آرگون-آرگون و ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd گابروها را مورد بررسی قرار خواهیم داد. ناحیه ایران-آناتولی از نظر تکتونیکی فلاتی فعال بین صفحات همگرای عربی و اوراسیا است، در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه پسین شروع و با برخورد بین دو صفحه در زمان میوسن دنبال شده است (Berberian and Berberian, 1981; Chiu et al., 2013; Moghadam et al., 2014) به علت فراوانی سنگ‌های جوان‌تر حاصل از رسوب‌گذاری و

گابروهای مورد مطالعه کمپلکس قوشچی در شمال ارومیه (استان آذربایجان غربی) و در محدوده طول‌های جغرافیایی  $38^{\circ}10'$  و  $45^{\circ}00'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $38^{\circ}00'$  و  $38^{\circ}10'$  شمالی واقع شده و در جنوب نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج و سلماس (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲ و خدابنده، ۱۳۷۲) قرار می‌گیرد. پهنه مورد مطالعه بخشی از نواحی شمال غربی پهنه ایران مرکزی (کمر بند سنج-سیرجان) به شمار می‌رود (Stocklin, 1968). کمپلکس قوشچی مشتمل بر گابروها به همراه گرانیت‌های نوع A و

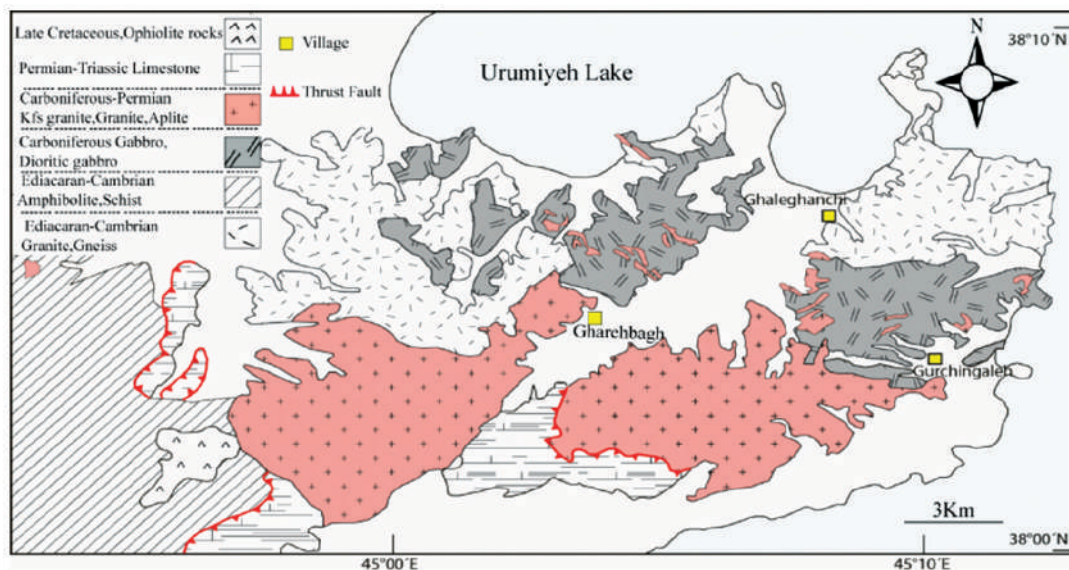
\* نویسنده مرتبط: hadishafaii@yahoo.com

گرانیت‌ها پس از کرتاسه و در یک محیط کششی پس از برخورد حاصل از بسته شدن اقیانوس نوئتیس و در نتیجه تفکیک بلورین گسترده سنگ‌های مافیک تولییتی به وجود آمده‌اند (ادوای و همکاران، ۱۳۸۸). بنابراین به نظر می‌رسد، با توجه به مطالعات انجام گرفته تاکنون، منشأ و سن‌های متفاوتی به این سنگ‌ها نسبت داده شده است. بنابراین، در این مطالعه سعی بر این است تا با استفاده از داده‌های ایزوتوپی Nd-Sr کل سنگ و نیز سن سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  بر روی کانی بیوتیت، به بررسی موقعیت تکتونیکی، فرایندهای پتروژنتیکی مؤثر در شکل‌گیری و سن تبلور این سنگ‌های مافیک پرداخته شود.

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

گابروهای مورد مطالعه اغلب به صورت توده‌ای شکل و دایک مانند در پی سنگ دگرگونی پرکامبرین پسین نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). طبق نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه‌های تسوج و سلماس (خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲ و خدابنده، ۱۳۷۲) و مطالعات صحرایی، طبقات رسوبی پرمو-تریاس به صورت ناپیوستگی آذرین پی بر روی گرانیت‌ها و گابروها قرار گرفته‌اند. این توده‌های سنگی، در محدوده شمالی کمپلکس قوشچی قرار گرفته و دارای روند عمومی کم‌وبیش شرقی-غربی (شکل ۱) می‌باشند.

آشفشانی سنوزوئیک در ایران، سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک پسین به جز در نواحی محدودی در شمال غرب ایران، مانند گرانیتوئید هریس (ادوای و قلمقاش، ۱۳۸۹)، خلیفان (Bea et al., 2011) و از جمله در پهنه مورد مطالعه، به ندرت رخنمون دارند. مطالعاتی که تاکنون بر روی سنگ‌شناسی و زمان شکل‌گیری سنگ‌های پهنه مورد مطالعه صورت گرفته، شامل بررسی‌های انجام شده توسط خدابنده و امینی فضل (۱۳۷۲)، اسدپور (۱۳۷۹) و ادوای و همکاران (۱۳۸۸) می‌باشد. طبق بررسی‌های خدابنده و امینی فضل (۱۳۷۲) سنگ‌های مافیک پهنه قوشچی از لحاظ ترکیبی شامل گابروها و دیوریت‌های تیره رنگ با سن تقریبی پرکامبرین می‌باشند. منشأ احتمالی برای پیدایش سنگ‌های مافیک در این پهنه به فرایند گنبدی‌شدن گوشته نسبت داده شده است (اسدپور، ۱۳۷۹). بر اساس مطالعات ادوای و همکاران (۱۳۸۸) باتولیت قوشچی به داخل سنگ‌های پرمین نفوذ کرده است و توسط سنگ‌های الیگو-میوسن سازند قم پوشیده شده است. بنابراین نظر، باتولیت قوشچی متشکل از پنج توده نفوذی (گابرو-دیوریت، بیوتیت‌گرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت قلیایی، سینیت و دایک‌های آپلیتی) است و توده گابرو-دیوریتی از همه قدیمی‌تر و با واحد بیوتیت‌گرانیتی زون تداخلی نشان می‌دهد و دارای ماهیت درون صفحه‌ای و تولییتی می‌باشد. گرانیت‌های قلیایی نیز از نوع A1 (مشتمل شده از گوشته) هستند و سن آلکالی فلدسپار



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی پهنه قوشچی (با تغییرات از خدابنده، ۱۳۷۲ و خدابنده و امینی فضل، ۱۳۷۲)

میزبان، در محل کنتاکت آن‌ها تیغه‌های بیوتیت، هورنبلند، تورمالین و کلریت شکل گرفته‌اند. همچنین در نواحی شرقی کمپلکس قوشچی (روستای گورچین قلعه)، گابروها توسط دایک‌های دیابازی با پهنای تا حد متر، قطع شده‌اند (شکل ۲-ب). دایک‌ها و لنزهای گرانیتی در گابروها اغلب با ظاهری نامنظم در داخل گابروها دیده می‌شوند و جوان‌تر از گابروها می‌باشند. بر اساس مطالعات شهابی (۱۳۹۱) کمپلکس قوشچی پی‌سنگ کادومین را قطع می‌کند و به‌طور دگرشیب توسط رسوبات پرمین-تریاس در جنوب غرب و رسوبات دریاچه ارومیه در شمال شرق پوشیده می‌شود.

توالی‌های دگرگونی پهنه اغلب شامل سنگ‌های دگرگونی شیست، آمفیبولیت، گنایس و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و حاوی عدسی‌هایی از آهک‌های دگرگون شده می‌باشند. گابروهای پهنه قوشچی دارای رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره هستند. رگه‌ها، عدسی‌ها و توده‌های متعدد با ترکیب آلکالی‌فلدسپار گرانیت نوع A و گرانیت پورفیروئیدی، در گابروهای قوشچی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-الف) (برای مثال: جهانگیری، ۱۳۷۱؛ بهنیا، ۱۳۷۴ و ادوای و همکاران، ۱۳۸۸)، به‌طوری‌که در برخی بخش‌ها در اثر واکنش بین آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها و گابروهای



شکل ۲. الف) توده گابرویی و نفوذ دایک‌ها و رگه‌های گرانیتی به داخل آن‌ها، ب) نفوذ دایک‌های دیابازی در گابروها

## روش مطالعه

تجزیه آرگون-آرگون بر روی کانی بیوتیت، در آزمایشگاه ژئوکرونولوژی CICESE (مکزیک) می‌باشد.

## بحث

### سنگ‌نگاری

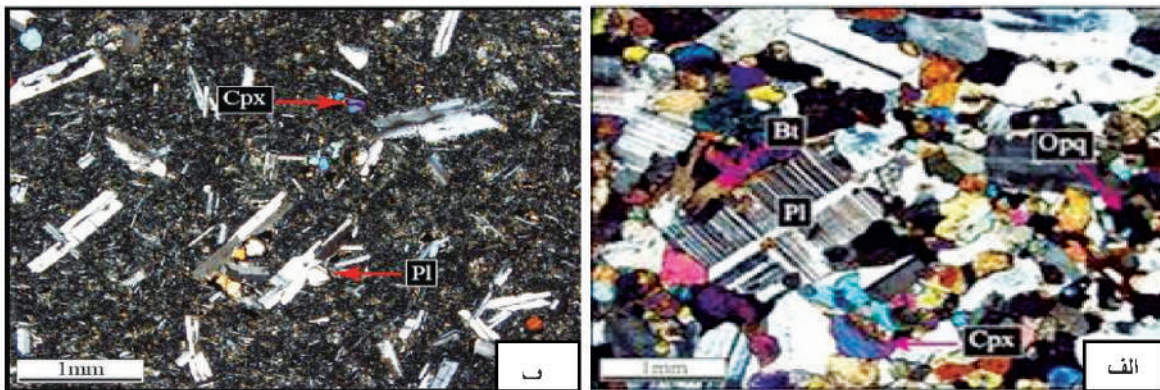
بر اساس نتایج شمارش مدال کانی‌ها و با توجه به ترکیب شیمیایی، سنگ‌های مافیک مورد مطالعه شامل توده گابرویی و دایک‌های دیابازی در قلمرو گابرو قرار می‌گیرند. سنگ‌های گابرویی در نمونه دستی به رنگ خاکستری و سبز تیره، ریز تا متوسط بلور می‌باشند. پلاژیوکلاز و پیروکسن از کانی‌های اصلی و کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از کانی‌های

پس از مطالعات سنگ‌نگاری بر روی مقاطع نازک سنگ‌های پهنه مورد مطالعه قوشچی، آنالیز ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  کل سنگ بر روی چهار نمونه گابرویی در آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه Aveiro (پرتغال) انجام شده است. نسبت‌های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  به ترتیب نسبت به  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.1194$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121055(16)$  استاندارد SRM-987 تصحیح شده‌اند. استاندارد با مقدار میانگین  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710244(20)$  و استاندارد Nd Jndi با مقدار  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5121055(16)$  از استانداردهای مورد استفاده در این دستگاه بوده‌اند. داده‌های سن‌سنجی مورد استفاده در این بررسی، حاصل



(شکل ۳-الف). دایک‌های دیابازی: در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره، ریزدانه و مزوکرات است و در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت پورفیری هستند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه‌ای ریزبلور از کانی‌های مشابه قرار دارند. فنوکریست‌های تیغه‌ای پلاژیوکلاز با ماکل کارلسباد (تا یک میلی‌متر) و کلینوپیروکسن (۰/۲ میلی‌متر) کانی‌های اصلی این دایک‌ها هستند و تجمعات گلومروپورفیری بلورهای پلاژیوکلاز و سودومرف‌های آمفیبول جانشین شده از بلورهای پیروکسن از ویژگی‌های خاص این دسته سنگ‌ها هستند. زمینه سنگ شامل پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های ریزبلور می‌باشند. آمفیبول‌های قهوه‌ای رنگ کانی‌های فرعی و اکسیدهای آهن و کلریت کانی‌های ثانویه موجود در زمینه سنگ هستند (شکل ۳-ب).

مافیک فرعی و آپاتیت و زیرکن به مقدار کم از کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها هستند. بافت‌های اینترگرانولار، ساب‌افیتیک و پوئی‌کیلیتیک بسیار معمول می‌باشد. پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و گاهی به صورت پوئی‌کیلیتیک بلورهای ریز پیروکسن را دربر گرفته‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن و به مقدار کم ارتوپیروکسن به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. آمفیبول هم به صورت بلورهای شکل‌دار و اولیه و هم ناشی از اورالیتی‌شدن بلورهای پیروکسن، تبلور یافته است. بلورهای نیمه شکل‌دار بیوتیت گاهی دارای ادخال‌های زیرکن هستند. کانی‌های تیره و سوزن‌های آپاتیت، به صورت ادخال در بلورهای پلاژیوکلازها نیز وجود دارند. کلریت و سریسیت کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی آمفیبول، پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند



شکل ۳. مقطع میکروسکوپی از گابروها و دایک دیابازی، الف) گابرو با بافت گرانولار، ب) دایک دیابازی. تصاویر در نور XPL می‌باشند. علائم اختصاری عبارتند از: (Pl) پلاژیوکلاز، (Cpx) کلینوپیروکسن، (Bt) بیوتیت و (Opq) کانی‌های اپک. علائم اختصاری کانی‌ها (برگرفته از Kretz, 1983)

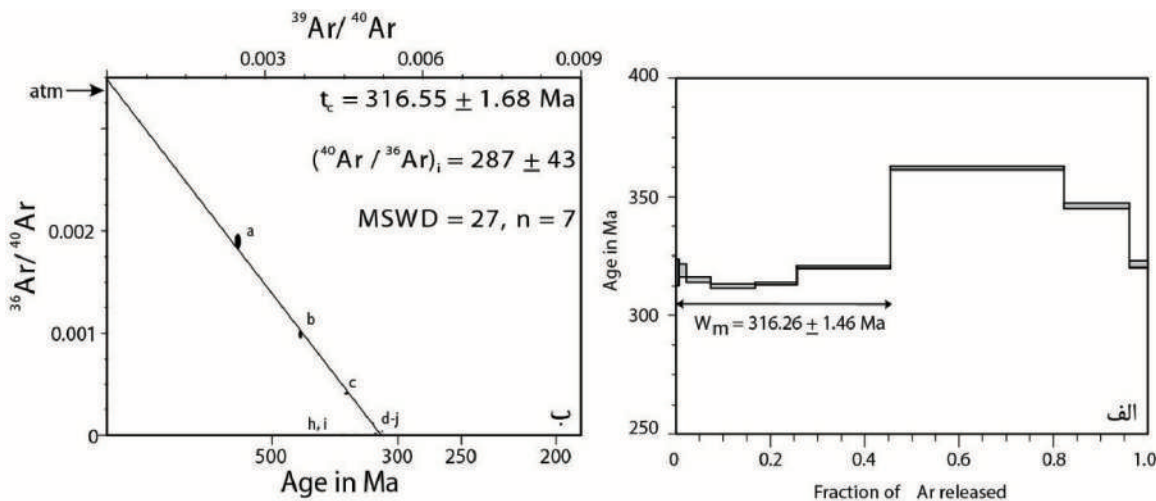
### سن سنجی $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$

$^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  با خط ایزوکرون  $316/55$  میلیون سال در شکل ۴ الف و ب نشان داده شده‌اند. براساس این نمودارها، سن تبلور به‌دست‌آمده برای گابروهای پهنه قوشچی بازه  $298-358$  Ma (کربونیفر) می‌باشد. با توجه به میزان آرگون رها شده (شکل ۴-الف) و نیز ویژگی‌ها و رفتار ژئوشیمیایی عنصر آرگون در رویدادهای حرارتی طی تبلور و سرد شدن ماگما، و الگوی سنی بیوتیت در نمودار، به شکل زین مانند می‌باشد، اشاره به از دست دادن گاز آرگون طی گرم‌شدن دوباره سنگ و از اینرو شاید سن  $316$  میلیون سال، زمان ثبت

به‌منظور دستیابی به سن تبلور گابروهای مورد مطالعه، از روش تعیین سن  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  استفاده شده است. اطلاع و تعیین سن دقیق سنگ‌ها، به‌منظور مطالعات پترولوژیک سنگ‌های آذرین حائز اهمیت زیادی است و در تعیین و تفسیر درست پتروژنز و به‌ویژه تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه مفید می‌باشد. از این‌رو برای نیل به این هدف، در نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به وجود کانی‌های بیوتیت به نسبت سالم از روش  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  استفاده شده است. طیف سنی به‌دست‌آمده از  $^{39}\text{Ar}$  برای نمونه G11-26 و نمودار همبستگی  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  در مقابل

برآورد شده می‌باشد. لازم به ذکر است سن‌سنجی انجام شده توسط U-Pb زیرکن بر روی گابروها نیز سن تبلور ۳۲۰ میلیون سال را برآورد کرده است (Shafaii Moghadam et al., 2015). و با داده‌های سنی آرگون-آرگون تطابق خیلی خوبی دارد و همدیگر را تأیید می‌کنند.

آخرین رویداد حرارتی اعمال شده بر سنگ است، نه سن واقعی تبلور آن. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت، سن تبلور این نمونه بر اساس طیف سنی به‌دست‌آمده از  $^{39}\text{Ar}$ ، شاید بین ۲۹۸ تا ۳۵۸ میلیون سال (با توجه به سن‌های محاسبه شده در شکل ۴-الف) و سن ۳۱۶ میلیون سال حداقل سن



شکل ۴. الف) طیف سنی به‌دست‌آمده از  $^{39}\text{Ar}$  برای گابروی قوشچی، ب) نمودار همبستگی  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  در مقابل  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  با خط ایزوکرون  $^{316}/^{55}$  میلیون سال نشان داده شده‌اند

روش  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  تصحیح شده‌اند. نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و eNd در گابروها به ترتیب از  $0.703280$  تا  $0.704343$  و  $1/42$  تا  $3/47$  در تغییر می‌باشد. البته این مقادیر از مقادیر گوشته اولیه اندکی دور است و میزان کمی آلیش با پوسته را نشان می‌دهد که با ورود ماگمای مافیک به درون پوسته و توقف و تبادل با آن در جریان تبلور همخوان است. در نمودار eNd در مقابل نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Zindler & Hart, 1986)، گابروهای مورد مطالعه در محدوده (OIB) (سنگ‌های آلكالن) قرار می‌گیرند (شکل ۵). شواهد ایزوتوپی گابروهای پهنه قوشچی با علائم ایزوتوپی گوشته غنی شده و کم‌وبیش بدون آلیش با سنگ‌های پوسته‌ای همخوانی دارد. داده‌های آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده‌اند.

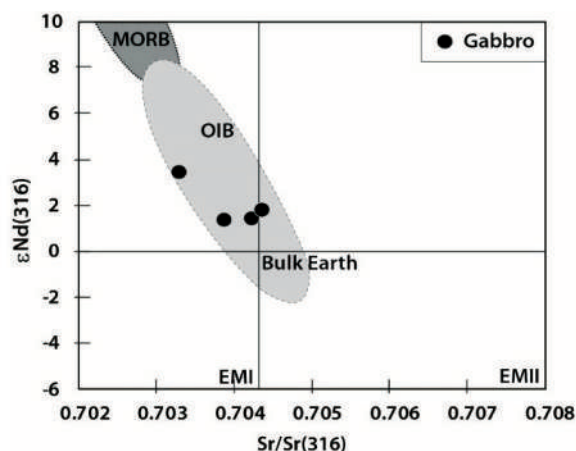
### ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd

طبق بررسی‌های (De Paolo and Wasserburg (1976) و Richard et al., (6791) با رسم نسبت‌های ایزوتوپی  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  به صورت  $e\text{Nd} (e\text{Nd}(t) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{rock}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 1000)$  در مقابل  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، یک روند کلی با همبستگی منفی بین عضوهای انتهایی سازنده سنگ‌های اقیانوسی و قاره‌ای به دست خواهد آمد. این روند تحت عنوان روند گوشته‌ای<sup>۱</sup> نیز شناخته شده و محدوده<sup>۲</sup> (OIB) بخش وسیعی از آن را به خود اختصاص می‌دهد، محدوده‌ای که مقادیر eNd مثبت و نسبت‌های  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  پایین را نشان می‌دهد. افزایش در نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  نشان‌دهنده افزایش میزان آلیش پوسته‌ای در ماگما می‌باشد. نسبت‌های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و مقادیر eNd برای گابروهای منطقه قوشچی براساس سن به‌دست‌آمده از سن تبلور بیوتیت به

1. Mantle array  
2. Ocean Island Basalts

جدول ۱. داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr و Sm-Nd برای گابروهای مورد مطالعه قوشچی

Gabbro	G11-23	G11-26	G11-28	G11-39
Rb (ppm)	۴	۱۸	۲۱	۱۳
Sr (ppm)	۳۳۸	۳۵۴	۳۳۳	۳۷۶
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	۰/۰۳۴۲	۰/۱۴۷۱	۰/۱۸۲۴	۰/۱
Erro(2s)	۰/۰۰۱	۰/۰۰۴۲	۰/۰۰۵۲	۰/۰۰۲۸
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	۰/۷۰۴۴۹۷	۰/۷۰۴۸۷۳	۰/۷۰۴۱	۰/۷۰۴۳۰۷
Erro (2s)	۰/۰۰۰۰۱۴	۰/۰۰۰۰۲۳	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۵
Sr/Sr(316 Ma)	۰/۷۰۴۳۴۳	۰/۷۰۴۲۱۲	۰/۷۰۳۲۵۸	۰/۷۰۳۸۵۸
Sm (ppm)	۱۰/۱	۴/۵۲	۶/۱۶	۸/۷۳
Nd (ppm)	۴۲/۶	۱۸/۵	۲۵/۹	۳۷/۶
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	۰/۱۴۳	۰/۱۴۸	۰/۱۴۴	۰/۱۴
Erro (2s)	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴	۰/۰۰۴
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	۰/۵۱۲۶۲۳	۰/۵۱۲۶۱۳	۰/۵۱۲۷۰۷	۰/۵۱۲۵۹۵
Erro (2s)	۰/۰۰۰۰۱۱	۰/۰۰۰۰۱۳	۰/۰۰۰۰۱۶	۰/۰۰۰۰۱۳
$\epsilon\text{Nd}$ (316 Ma)	۱/۸۵	۱/۴۹	۳/۴۸	۱/۴۲



شکل ۵. موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار تغییرات  $\epsilon\text{Nd}$  در مقابل  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Zindler and Hrat, 1986)، در این نمودار گابروهای قوشچی نسبت به سن حاصل از سن سنجی  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  (۳۱۶ میلیون سال) تصحیح شده‌اند

## پتروژنز

### ترکیب منشأ و میزان درجه ذوب بخشی

تهی شده است (McKenzie and O'Nions, 1991) و (۲) ترکیب گوشته اولیه می‌باشد، که به‌عنوان گوشته آغازین پیش از تهی‌شدگی توسط شکل‌گیری MORB در نظر گرفته می‌شود (Sun and McDonough, 1989). شکل ۶، نشان‌دهنده نسبت‌های Sm/Yb در مقابل La/Sm می‌باشد، منشأهای اسپینل-و گارنت-لرزلیتی را از یکدیگر تفکیک می‌کند (Aldanmaz et al., 2000). در این نمودار گابروهای

با استفاده از نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm می‌توان ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی در منشأ ماگماتیسم آکالن را مدل‌سازی کرد (2000 (Aldanmaz et al.). در این مدل‌سازی، از روابط ذوب گروهی<sup>۱</sup> (Shaw, 1970) و ضرایب تقسیم‌پذیری عناصر نادر خاکی (McKenzie and O'Nions, 1991, 1995) استفاده شده است. دو ترکیب متفاوت مرجع: (۱) ترکیب گوشته تهی شده<sup>۲</sup> (MORB) است، که نشان‌دهنده گوشته آستنوسفری

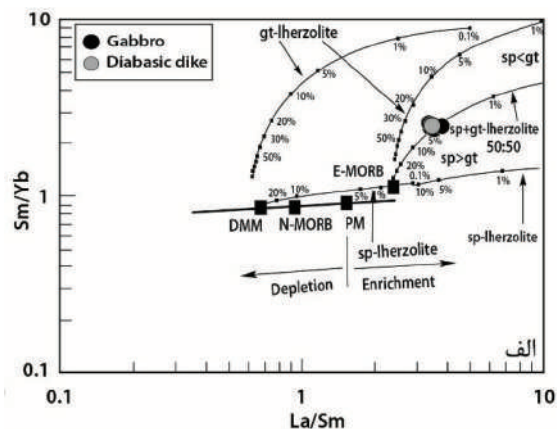
1. Non-modal batch melting

2. Mid Ocean Ridge Basalts

۷-الف). نسبت  $Zr/Y$  در سنگ‌های مافیک از موقعیت پشته‌های میان اقیانوسی تا درون صفحه‌ای افزایش می‌یابد (Pearce and Norry, 1979). پایین بودن مقدار  $Zr$  به درجات بالای ذوب بخشی و منشأ تهی شده سنگ نسبت داده می‌شود (Pearce and Norry, 1979). همان‌طور که در نمودار  $Zr/Y$  در مقابل  $Zr$  (Pearce and Norry, 1979) نیز مشاهده می‌شود، گابروهای مورد مطالعه به علت بالا بودن میزان  $Zr$  در محدوده سنگ‌های درون صفحه‌ای (و یا غیرکوهزایی) و (E-MORB) واقع شده‌اند (شکل ۷-ب). این می‌تواند نشان‌دهنده درجه‌های پائین ذوب بخشی و نیز منشأ غنی‌شده گابروها باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین تشکیل شده در موقعیت‌های مختلف تکتونیکی از جمله درون صفحات و یا مرز صفحات با استفاده از نسبت‌های عناصر ناسازگار مانند نسبت  $Ti/Y$  قابل تفکیک می‌باشند. نسبت  $Ti/Y$  در گابروهای قوشچی به‌طور میانگین ۴۴۵، در OIB 590 (Sun and McDonough, 1989) و در MORB برابر با 270 (Sun and McDonough, 1989) می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار مثلثی  $Ti/100, Zr, Y$  (Pearce and Cann, 1973) در قلمرو بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۷-پ). نبود تهی‌شدگی نمونه‌ها در عناصر  $Ta, Nb$  و  $Ti$  حاکی از نشأت گرفتن ماگمای مادر آنها از یک گوشته آستونوسفری مشابه با منشأ OIB بوده (Dai et al., 2011)، همچنین نشان‌دهنده موقعیت تکتونیکی دور از نواحی فرورانشی و نبود آغشتگی ماگما با پوسته می‌باشد (Thompson, 1982). گابروهای قوشچی در نمودار پیشنهادی (Saccani et al., 2013) در گستره‌ای نزدیک به میانگین مؤلفه‌های OIB واقع می‌شوند (شکل ۸).

بر اساس مشاهدات صحرایی و ژئوشیمیایی، کمپلکس قوشچی در پی‌سنگ دگرگونی کادومین نفوذ کرده است. این کمپلکس شامل گابروهای آلکان به همراه گرانیتهای نوع A2 می‌باشد. با تکیه بر نتایج حاصل از سن‌سنجی آرگون-آرگون حداقل سن به‌دست‌آمده برای گابروهای قوشچی (۳۱۶ میلیون سال)، می‌توان پیشنهاد کرد که پتروژنز مجموعه

قوشچی در گستره منحنی ذوب اسپینل-گارت لوزولیت قرار می‌گیرند (شکل ۶). درصدهای ذوب مشخص شده بر روی این نمودار نشان می‌دهد که شاید سنگ‌های مورد بررسی در ناحیه منشأ متحمل پنج درصد ذوب بخشی شده‌اند.

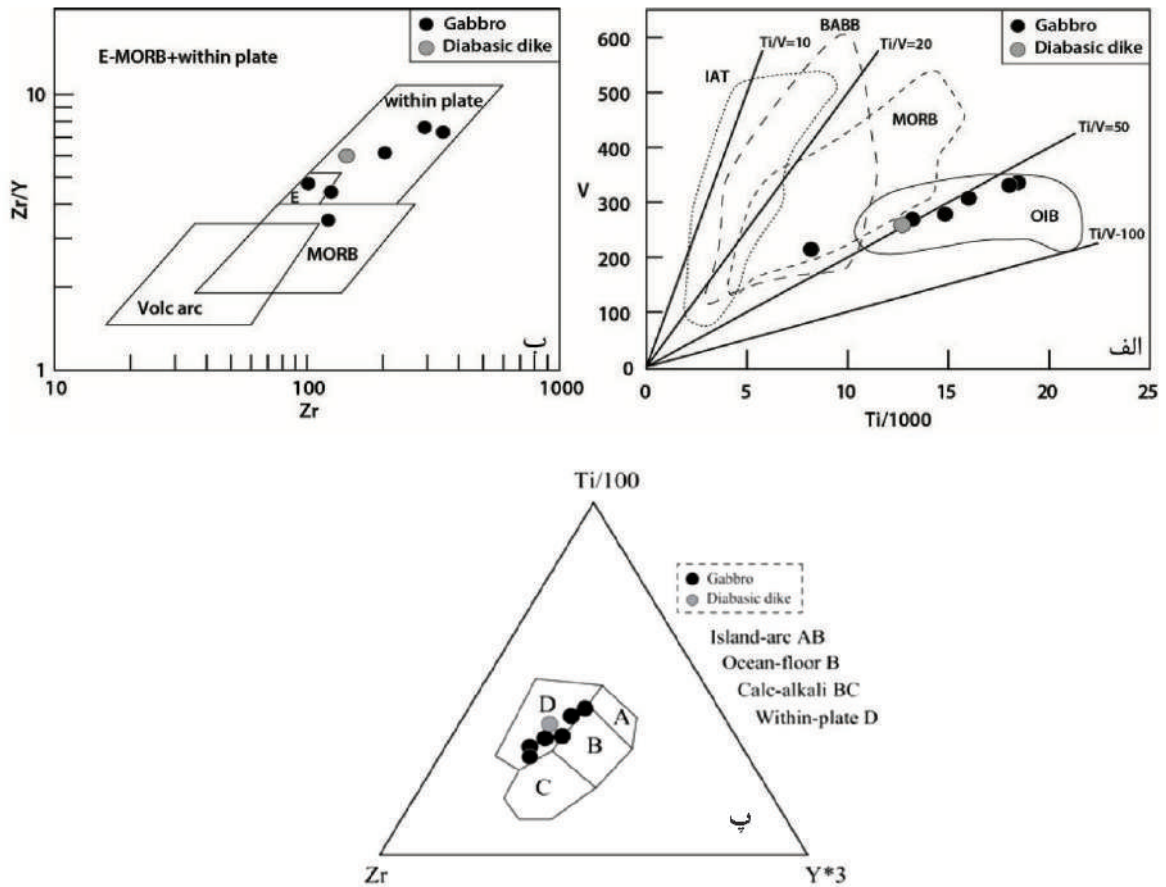


شکل ۶. نمودار  $Sm/Yb$  در مقابل  $La/Sm$  (با تغییرات از Aldanmaz et al., 2000) برای گابروهای پهنه قوشچی، منحنی‌های مذاب برای اسپینل-لرزولیت و گارت-لرزولیت رسم شده‌اند؛ همچنین ترکیب PM (Primitive Mantle)، N-MORB (Normal-Mid Ocean Ridge Basalts) و E-MORB (Enriched-Mid Ocean Ridge Basalts) به اقتباس از Sun and McDonough (1989) می‌باشند، خطوط پرنرنگ نشان‌دهنده روند گوشته‌ای با ترکیبات گوشته تهی‌شده و اولیه است، منحنی‌ها و نقاط روی منحنی‌ها نیز به ترتیب روند ذوب و درجات ذوب را مشخص می‌کنند

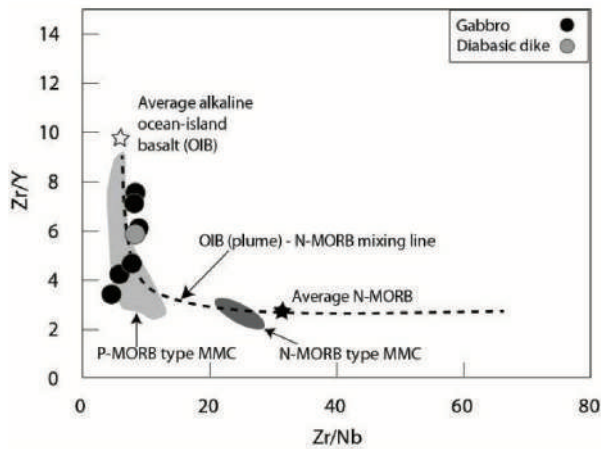
### محیط تکتونیکی

عناصر ناسازگار مانند  $Zr, Nb, Ta$  و  $Ti$  در بسیاری از نمودارهای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آذرین به کار می‌روند. بالا بودن میزان تیتانیوم، یکی از بارزترین مشخصه‌های بازالت‌های نوع OIB است (Prytulak and Elliott, 2007). همچنین به عقیده سافونووا (Safonova et al., 2011) فراوانی عناصری مانند تیتانیوم و نیوبیوم در ماگماهایی از پلوم‌های گوشته‌ای در موقعیت‌های درون صفحه‌ای (اقیانوسی و یا قاره‌ای) سرچشمه می‌گیرند، بالا می‌باشد. استفاده از نمودار  $Ti$  در مقابل  $V$  می‌تواند در تعیین موقعیت تکتونیکی احتمالی بسیاری از سنگ‌های مافیک و افیولیت‌ها نقش تعیین‌کننده‌ای داشته باشد (Shervais, 1982). نسبت  $Ti/V$  برای گابروهای قوشچی از ۴۰ تا ۵۷ در تغییر است و در نمودار  $Ti$  در مقابل  $V$  (Shervais, 1982) در محدوده سنگ‌های آلکان (OIB) واقع می‌شوند (شکل





شکل ۷. الف) موقعیت گابروهای مورد بررسی در نمودار  $Ti/V$  (Shervais, 1982)، محدوده‌های IAT، BABB، MORB و OIB از موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در نمودار نسبت  $Zr/Y$  در مقابل  $Zr$  (Pearce and Norry, 1979)، ب) موقعیت گابروهای مورد بررسی در نمودار  $Ti/100, Zr, Y$  (Pearce and Cann, 1973)، محدوده بازالت کالک-آلکالن با حرف A، MORB + تولیت‌های جزایر قوسی + بازالت کالک-آلکالن با حرف B، تولیت‌های جزایر قوسی با حرف C و بازالت‌های درون صفحه‌ای با حرف D مشخص شده‌اند



شکل ۸. نمودار نسبت  $Zr/Y$  در مقابل  $Zr/Nb$  (Saccani et al., 2013) برای گابروهای پهنه قوشچی

مورد مطالعه در ارتباط با مراحل اولیه بازشدگی نئوتیس درون صفحه‌ای و منشأ گرفتن آنها از یک گوشته غنی شده، بوده است و به‌طور کلی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده وقوع ماگماتیسم مرتبط با کش

مورد مطالعه در ارتباط با مراحل اولیه بازشدگی نئوتیس درون صفحه‌ای و منشأ گرفتن آنها از یک گوشته غنی شده، مشابه با OIB می‌باشد.



## نتیجه‌گیری

قوشچی، شمال غرب ایران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه دامغان.

- شهابی ش.، شفایی مقدم ه. و قربانی ق.، ۱۳۹۷، ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd و سن‌سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  و Rb-Sr گرانیت‌های نوع A۲ قوشچی، شمال ارومیه، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، ۱۰۷، ۲۷-۴۰.

- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. and Mitchell, J.G. 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and geothermal Research*. 102, 67-95.

- Bea, F., Mazhari, A., Montero, P., Amini, S. and Ghalamghash, J., 2011. Zircon dating, Sr and Nd isotopes, and element geochemistry of the Khalifan pluton, NW Iran: evidence for Variscan magmatism in a supposedly Cimmerian superterrene. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, 172-179.

- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindu Kush, Himalaya. Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, *Geodynamics Series*, 3, 5-32.

- 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.

- De Paolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . *Journal of Geophysical Research*. Letter, 3, 743-746.

- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-79.

- McKenzie, D.P. and O'Nions, R.K., 1991. Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology*. 32, 1021-1091.

سنگ‌های مافیک موجود در کمپلکس قوشچی در حاشیه شمال غربی کمر بند ساختاری ایران مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌ها از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی شامل گابروها و دایک‌های دیابازی می‌باشند. نمودارهای تکتونوماگمایی نشان‌دهنده ماهیت آکالن و سن‌سنجی  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  برای کانی بیوتیت در گابروها نشان‌دهنده سن تبلور ۳۱۶ میلیون سال و بیانگر شکل‌گیری آن‌ها در مراحل اولیه محیط‌های کششی محلی درون صفحه‌ای هستند. ویژگی‌های ایزوتوپی (دارای eNd مثبت و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  پایین) در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده منشأ گوشته غنی شده مشابه با OIB و در محدوده گارنت-اسپینل لرزولیتی با درجات بسیار کمی از آرایش پوسته‌ای شکل گرفته‌اند.

## منابع

- ادوای، م.، جهانگیری، ا.، مجتهدی، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۸. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی باتولیت قوشچی شمال غرب ایران. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۴، ۷۱۶-۷۳۳.

- ادوای، م. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۹. پتروژنز و سال سنجی رادیومتری U-Pb زیرکن در گرانیت هریس (شمال غرب شبستر) استان آذربایجان شرقی. *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ۴، ۶۳۳-۶۴۶.

- اسدپور، م.، ۱۳۷۹. پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های حدواسط و اولترامافیک ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ایران.

- بهنیا، پ.، ۱۳۷۴. پتروژنز گرانیتوئیدهای ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تهران، ایران.

- جهانگیری، ا.، ۱۳۷۱. بررسی پترولوژی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های ناحیه قوشچی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز، ایران.

- خدابنده، ا. و امینی فضل، ا.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تسوج. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- خدابنده، ا.، ۱۳۷۲. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سلماس. سازمان زمین‌شناسی ایران.

- شهابی، ش.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن گرانیت‌های آکالن (نوع A) و گابروهای منطقه

- McKenzie, D. and O'Nions, R.K., 1995. The source regions of oceanic island basalts. *Journal of Petrology*, 36, 133-159.
- Moghadam, H.S., Ghorbani, G., Khedr, M.Z., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Francisco, C.G., Martinez, M.L., Gourgaud, A. and Arai, S., 2014a. Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: Implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian High Plateau. *Gondwana Research* 26, 1028-1050.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 69(1), 33-47.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*. 19, 290-300.
- Prytulak, J. and Elliott, T., 2007. TiO<sub>2</sub> enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*. 263, 388-403.
- Richard, P., Shimizu, P. and Allegre, J.C., 1976. <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd, a natural tracer: an implication to oceanic basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 31, 269-278.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A., 2013. Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*, 162-163, 264-278.
- Safonova, I. Y., Buslov, M. M., Simonov, V. A., Izokh, A. E., Komiya, T., Kurgansgaya, E. V. and Ohno, T., 2011. Geochemistry, petrogenesis and geodynamic origin of basalts from the Katun' accretionary complex of Gorny Altai (southwestern Siberia). *Russian Geology and Geophysics*, 52, 421-442.
- Shafaii Moghadam H., Li X.H., Ling X.X., Stern R.J., Santos J.F., Meinhold G., Ghorbani Gh. and Shahabi S., 2015. Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints. *Lithos*, 212-215, 266-279.
- Shaw, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, 237-243.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101-118.
- 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. E., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London. Special Publication. 313-345.
- Thompson R.N., 1982. British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18, 49-107.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. London (Unwin Hyman).
- Zindler, A. and Hart, S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 14, 493-571.