

سنگ شناسی، ژئوشیمی و جایگاه ژئودینامیکی سیل ها - دایک های گابرویی در باختر سفارود، کوه های تالش

معصومه کشاورز هدایتی^۱، محمد هاشم امامی^۲، علیرضا کریمی باوندپور^۳، خلیل بهار فیروزی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۲ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اسلامشهر؛ پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۳ کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
^۴ دکتر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۱/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۸/۱۸

چکیده

سیل ها و دایک های تزریق شده به درون سنگ های آهکی کرتاسه پسین، در امتداد سفارود، بر پایه ویژگی های بافتی و کانی شناسی به چهار گروه میکرو الیون گابرو، میکرو گابرو، میکرو گابرو - دیوریت و دیاباز تقسیم شده اند. کانی های اصلی این سنگ ها الیون، کلینوپروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز است. بررسی نمودارهای عنکبوتی نشان می دهد که احتمالاً منشأ ماگمای مافیک اولیه میکرو گابروها از بخش گوشته ای با منشأ سست کراهی (استوسفیری) و ویژگی OIB بوده است، اما پس از صعود و عبور از پوسته قاره ای بالایی دچار آلودگی و تغییر شده است. در نتیجه، کاهیدگی Nb و غنی شدگی عنصرهای Th, Cs, Rb, U+Pb دیده می شود. بررسی نمودارهای جدا کننده محیط زمین ساختمانی نشان می دهد که نمونه های میکرو گابرو منشأ سست کراهی و درون صفحه ای با ماهیت آلکانل دارند که در اثر کشش به پوسته قاره ای بالایی رسیده اند و در اثر پدیده AFC، به صورت کنونی کالکو آلکانل تغییر یافته اند. وجود آنکلاو با ترکیب هیالو آندزیت بازالتی در نمونه دیاباز به سن کرتاسه پسین و شباهت سنگ نگاری با آذرآواری های (پیروکلاست) منطقه مورد مطالعه (توف های با ترکیب آندزیتی تا آندزیتی بازالتی)، به سن پالتوسن نشان می دهد که این دیابازها از سنگ های آتشفشانی منطقه جوان تر هستند.

کلیدواژه ها: سیل ها و دایک های میکرو گابرویی، سفارود، سست کراه.

*نویسنده مسئول: معصومه کشاورز هدایتی

Email: masoomeh keshavarz54@gmail.com

۱- پیش نوشتار

سیل ها و دایک های میکرو گابرویی منطقه مورد مطالعه (سفارود) در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلیخال - رضوانشهر (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۹)، در شمال - شمال باختر ایران، بین طول های خاوری ۴۹° ۱۰' - ۴۸° ۴۰' و عرض های شمالی ۳۷° ۰۰' - ۳۷° ۴۰' جای گرفته اند (شکل ۳). محدوده مورد بررسی (سفارود)، بخشی از استان گیلان را در بر گرفته است. منطقه مورد مطالعه در تقسیم بندی Stöcklin (1968) در پهنه ساختاری البرز قرار می گیرد (شکل ۱-الف). به طور کلی البرز به دو بخش (۱) البرز باختری که کوه های تالش را شامل می شود، (۲) البرز مرکزی - خاوری و خاور رشت تقسیم می شود (Zanchi et al., 2009)، که منطقه مورد مطالعه در البرز باختری و در کوه های تالش واقع شده است. کوه های تالش در شمال باختری ایران بین دو کمربند کوهزایی البرز در جنوب خاوری و قفقاز کوچک در شمال باختری واقع شده است (Madanipour et al., 2010) (شکل ۱-ب). در تالش چینه شناسی غالب از کرتاسه پسین تا میوسن پسین برونزد دارند و توسط سنگ های آتشفشانی، آذرآواری و آواری پوشیده شده اند. تالش توسط گسل خزر باختری از عمده رسوبات الیگوسن تا عهد حاضر حوضه کاسپین جنوبی جدا شده است (Vincent et al., 2005). در کوه های تالش رسوبات کرتاسه پسین تحت تأثیر رخداد لارامید به صورت یک آنتی کلینوریوم چین خورده و تاقدیس - ناودیس هایی با محور شمالی و جنوبی در آمده اند (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۹)، به طوریکه در سنگ آهک های این رخنمون، تاقدیس های چین خورده ای مشاهده شد (شکل ۵-ب)، که تأییدی بر تأثیر فاز کوهزایی لارامید در منطقه مورد مطالعه است. سنگ آهک ها تحت تأثیر Sheared zone قرار گرفته و در نتیجه خرد شده اند، در محل خردشدگی، سنگ ها اکسید شده و هماتیته شده اند و به صورت خاک های رسی قرمز رنگ در منطقه دیده می شوند.

در بررسی میدانی بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ خلیخال - رضوانشهر برونزدهایی از تزریق سیل ها و دایک های گابرویی در بین سنگ آهک های میکرایتی کرتاسه پسین

و رخنمون هایی از سنگ های آذرآواری (پیروکلاستیک) (لیتیک ویتریک توف آندزیتی تا آندزیتی بازالتی) پالتوسن مشاهده شد (شکل ۳). با توجه به اینکه تاکنون هیچ مطالعه سیستماتیکی بر روی سیل و دایک های میکرو گابرویی سفارود صورت نگرفته بود، بررسی سنگ نگاری و ژئوشیمی و همچنین موقعیت ژئودینامیکی سیل ها و دایک های میکرو گابرویی محور مطالعاتی این پژوهش قرار گرفت. در شکل ۲، راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (سفارود)، به همراه موقعیت جغرافیایی رخنمون های مورد بررسی توسط دستگاه GPS نمایش داده شده است.

۲- روش تحقیق

پس از بررسی و مطالعه مقاطع میکروسکوپی مربوط به نمونه های برداشت شده از سیل ها و دایک های میکرو گابرویی منطقه سفارود، ۱۴ نمونه برای تجزیه شیمیایی در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به روش XRF (MAGIX-PRO) و ICP-MS انتخاب شد. تجزیه و تحلیل داده های تجزیه شیمیایی سنگ های آذرین با استفاده از دو روش محاسبات ژئوشیمیایی و رسم انواع نمودارهای مختلف از طریق نرم افزارهای Petrograph، GCDkit، IgPet انجام گرفته است.

۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

در بررسی میدانی در امتداد سفارود، بر پایه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلیخال - رضوانشهر (اسدیان و همکاران، ۱۳۷۹)، رخنمون هایی از سنگ آهک میکرایتی، مجموعه ای از سنگ های اسلیتی به شدت چین خورده، سنگ آهک ماسه ای آهن دار، تئابوسیلستون و ماسه سنگ آهکی به سن کرتاسه پسین، همچنین تزریق سنگ های گابرویی به صورت سیل های پر شمار با ستبری ۱ تا ۴ متر به رنگ خاکستری تا سبز تیره به درون سنگ های آهکی میکرایتی مشاهده شد (شکل ۴-الف، ب). اثرات

نشان می‌دهد که این دیابازها از سنگ‌های آتشفشانی منطقه جوان‌تر هستند. با توجه به اینکه سنگ‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه به سن پالئوسن می‌باشند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماگما در زمانی پس از پالئوسن در سنگ‌آهک‌ها تزریق شده‌است. همچنین مطالعه سنگ‌نگاری سیال‌آواری منطقه مورد مطالعه به سن پالئوسن و مشاهده قطعات هیالو آندزیتی بازالتی در آنها، و مشابهت سنگ‌نگاری با آنکلاو مشاهده شده، تأییدی بر این موضوع است.

۵- ژئوشیمی

۵-۱. بررسی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

در بررسی نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 روابط تقریبی و تأثیرات آلودگی‌ها که می‌تواند در روند عناصر، انحراف معیار ایجاد کند، مد نظر قرار گرفت. همانطور که در نمودارهای هارکر دیده می‌شود، دو گونه آرایش منظم افزایشی و منظم کاهش‌ی را در مورد عناصر اصلی و کمیاب داریم که به علت تبلور بخشی یا تبلور ماگمایی می‌باشد، گاهی در برخی از این نمودارها از جمله U, Th, ... در نمونه‌ها پراکندگی مشاهده می‌شود، این پراکندگی ناشی از آلودگی با مواد پوسته‌ای به خاطر تزریق ماگمای مافیک در پوسته بوده است (شکل ۷- الف، ب).

۵-۲. طبقه‌بندی شیمیایی و تعیین سری ماگمایی

نمونه‌های میکروگابرو، بر اساس نمودارهای رده‌بندی شیمیایی TAS، در نمودار (Middlemost (1985)، در محدوده پریدوتیت گابرو، گابرو-گابرو-دیوریت قرار می‌گیرند، که تأییدی بر نامگذاری صحرایی است (شکل ۸- الف)، و در نمودار کاتیونی (De la Roche et al., 1980)، با استفاده از پارامترهای $R_1 - R_2$ در محدوده گابرو-دیوریت، گابرو و گابرو-نوریت، قرار گرفته‌اند (شکل ۸- ب). در سیل‌های تزریقی منطقه، الیون به خاطر چگالی در قسمت پایین سیل قرار گرفته و در نتیجه نمونه‌های مربوط به پایین سیل، ترکیب گابرویی و نمونه‌های مربوط به بالای سیل، ترکیب گابرو-دیوریت و تحول‌یافته‌تر را نشان می‌دهند. تعدادی از نمونه‌ها مربوط به حاشیه سیل‌ها، در محدوده اولترامافیک قرار گرفته‌اند، در حقیقت اولترامافیک واقعی نیستند، زیرا در حاشیه سیل‌های میکروگابرویی به خاطر تماس با آهک و دگرسانی، مقدار CaO بالا رفته و باعث افزایش مقدار R_2 شده‌اند، در نتیجه در محدوده اولترامافیک قرار گرفته‌اند.

در تعیین سری ماگمایی، نمونه‌های میکروگابروی منطقه مورد مطالعه در نمودار (TAS (Irvine & Baragar, 1971)، در محدوده ساب آلوکالن (شکل ۹- الف) و در نمودار ($\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) (Peccerillo & Taylor, 1976)، عمدتاً در محدوده کالک آلوکالن واقع شده‌اند، به خاطر تزریق میکروگابروها در داخل سنگ‌های آهکی، واکنش با سنگ دیواره و آلودگی پوسته‌ای، مقدار پتاسیم افزایش یافته و تعدادی از نمونه‌ها، در محدوده شوشونیتی افتاده‌اند که شوشونیت واقعی نیستند (شکل ۹- ب).

۵-۳. بررسی نمودار عناصر خاکی کمیاب و عنکبوتی

نمودار بهنجار شده نمونه‌های میکروگابروی منطقه مورد مطالعه نسبت به REE Condrite (Boynnton, 1984) (شکل ۱۰- الف) نشان می‌دهد، خاک‌های کمیاب سبک (LREE) و خاک‌های کمیاب سنگین (HREE)، نسبت به کندریت غنی‌شدگی دارند. عناصر خاکی میانه در نمونه‌های میکروگابرویی بیشتر در کانی کلینوپیروکسن تمرکز یافته‌اند. عنصر Ho نوعی تفکیک‌شدگی و روند تفریق را نشان می‌دهد که کمترین مقدار Ho برای گابروی بازیک‌تر است و به تدریج به سمت گابرو-دیوریت افزایش می‌یابد. مقدار خاک کمیاب میانه در الیون کم است، بنابراین بازیک‌تر، الیون بیشتر و Ho کمتر و نمونه‌هایی که تفریق‌یافته‌تر هستند (گابرو-دیوریت)، پیروکسن بیشتر، الیون کمتر و در نتیجه Ho بیشتری دارند. بنابراین با توجه به اینکه خاک‌های کمیاب سبک نسبت به خاک‌های کمیاب سنگین غنی‌ترند، می‌توان نتیجه

همبری یا دگرگونی مجاورتی در سنگ‌آهک‌های مجاور سیل‌ها ایجاد شده است. قسمت وسط سیل‌ها از نظر دانه‌بندی درشت‌تر از کناره‌ها است و کناره‌ها به خاطر سرد شدن ریزتر هستند. در سیل‌ها، ترکیب گابروها از میکرو الیون گابرو تا میکرو گابرو-دیوریت متغیر است، بیشتر شامل بلور درشت کلینوپیروکسن و الیون بوده که گاهی در اثر دگرسانی الیون‌ها به کربنات، سرپانتین و کلریت تجزیه شده‌اند. زمینه دارای پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون سرپانتینی شده و اکسید آهن می‌باشد. به سوی باختر، سنگ‌های آهکی به صورت افقی با چین خوردگی ملایم رخنمون دارند که با دایک‌هایی از جنس میکروگابرو قطع شده‌اند، دایک‌ها به شدت دگرسان هستند به طوریکه در حاشیه اپیدوتیتی و کلریتی شده‌اند (شکل ۵- الف).

۴- سنگ‌نگاری

نمونه‌های میکروگابرویی در مطالعات سنگ‌نگاری با توجه به ویژگی بافتی و کانی‌شناسی به چهار گروه میکروالیون گابرو، میکروگابرو، میکروگابرو-دیوریت پیروکسن‌دار و دیاباز تقسیم شدند. به طور عمده دارای بافت میکروگرانولار پورفیریک (شکل ۶- الف) و در دیابازها بافت اینترسرتال (شکل ۶- ب) است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌باشد. در برخی مقاطع میکروالیون گابروها، الیون‌های نسبتاً سالمی با شکستگی‌های نامنظم وجود دارد، که در امتداد شکستگی‌های آنها کانی‌های حاصل از تجزیه دیده می‌شود (شکل ۶- ب). در الیون‌های این مقاطع دگرسانی سرپانتینی، ایدنگستی، کربناتی، بولتزیتی دیده می‌شود. بلورهای درشت کلینوپیروکسن (شکل ۶- الف، ج)، به صورت یوهدرال و تابولار هستند. در حاشیه برخی از کلینوپیروکسن‌ها خوردگی (عدم تعادل) دیده می‌شود، در واقع سطوح بلوری به خاطر جذب شیمیایی و عدم تعادل خورده شده‌اند (شکل ۶- الف). برخی از کلینوپیروکسن‌ها در حاشیه و همچنین در امتداد شکستگی‌ها به خاطر حضور آب و پتاسیم فقط دچار دگرسانی فلوگوپیتی-بیوتیتی شده‌اند (شکل ۶- ج). گاهی دگرسانی از نوع اورالیت‌زایی و در مواردی دگرسانی به صورت تبدیل کلینوپیروکسن به هورنبلاند از نوع قهوه‌ای مشاهده شده است (شکل ۶- د). آمفیبول‌های موجود در مقاطع از نوع هورنبلاند بوده که هم به صورت اولیه (با منشأ ماگمایی) (شکل ۶- ن) و هم ثانویه (ناشی از تجزیه کلینوپیروکسن‌ها) مشاهده می‌شوند. ماگمای اولیه، تشکیل‌دهنده اصلی الیون، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز (کانی‌های بی‌آب) می‌باشد، در واقع ماگمای اولیه آبدار نبوده است، اما با استقرار در محیط سطحی احتمالاً آب‌های فرورونده در حجره ماگمایی وارد شده و فشار بخار آب را افزایش داده است. در این شرایط کانی هورنبلاند به صورت اولیه در ماگما تشکیل می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بیشتر به صورت تیغه‌ای و منشوری مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها اغلب دارای ماکل آلپیتی و به ندرت ماکل کارلسباد و گاهی دارای منطقه‌بندی هستند، برخی از پلاژیوکلازها دچار دگرسانی سریستی یا سریستی-کربناتی شده‌اند (شکل ۶- ن). کانی‌های فرعی مشاهده شده در مقاطع شامل دانه‌های کدر (اپاک)، اکسید آهن و آپاتیت هستند. کانی‌های ثانویه در این مقاطع عبارتند از: سرپانتین، بیوتیت-فلوگوپیت، کلریت، کربنات، سریست، هیدروکسید آهن، سیلیس، هورنبلند، لوکوکسن و به ندرت اسفن. در تمام مقاطع زمینه ریزبلور و میکروگرانولار وجود دارد (شکل ۶- الف، ج).

در دیابازها به طور کلی بین تیغه‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های ثانویه از جمله سرپانتین، کربنات، کلریت، اکسید آهن، کدر (منیتیت و تیتانومنیستیت)، گاهی بیوتیت و فلوگوپیت ثانوی قرار گرفته است و بافت اینترسرتال را به وجود آورده‌اند. در نمونه‌ای از دیاباز، آنکلاوی با ترکیب هیالو آندزیت بازالتی و زمینه شیشه‌ای سیاه رنگ حاوی میکروولیت پلاژیوکلاز مشاهده شد که در اثر سرد شدن در محیط رسوبی اپاسیته، کلریتی و کربناتی شده است (شکل ۶- و)، حضور این آنکلاو

سنگ‌های آهکی محیط کم‌ژرفا دیده شدند و بین رسوبات با ماهیت اقیانوسی قرار نداشتند، از طرفی در نمودارهای عنکبوتی نشان دادیم که ماگمای مافیک گابروی منطقه مشابهتی به منشأ NMORB ندارد، در نتیجه محیط ژئودینامیکی کششی را برای نمونه‌های گابروی می‌پذیریم.

در نهایت نمودار $Ta/Yb - Th/Yb$ (برگرفته از Pearce, 1982)، (شکل ۱۲-ج) نشان می‌دهد که نمونه‌های میکروگابرو در محیط درون صفحه‌ای (WPB) قرار گرفته‌اند و به ویژه ماهیت آلکالن را نشان می‌دهند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت نمونه‌های میکروگابرو، از نظر منشأ از نوع گوشته‌ای و اولیه آلکالن هستند، اما وقتی به پوسته قاره‌ای بالایی رسیده‌اند، تحول یافته و به صورت ظاهر فعلی کالک آلکالن تغییر یافته‌اند. بعضی از نمونه‌ها، به خاطر آلودگی با Th پوسته قاره‌ای بالایی، خارج از آرایه گوشته‌ای و در جهت افزایش Th/Yb قرار گرفته‌اند.

نظریات متفاوتی در رابطه با سن باز شدگی حوضه کاسپین جنوبی (SCB) وجود دارد، به طوریکه بیشتر نویسندگان پیشنهاد کرده‌اند که SCB یک حوضه Back-Arc (پشت کمائی) مزوزویک تا پالئوژن است. به باور (Golonka, 2000a,b)، باز شدگی در چندین مرحله با شروع در ژوراسیک بوده که در کرتاسه و ائوسن ادامه داشته است (Brunet et al., 2003).

(Brunet et al., 2003) در مدل ژئودینامیکی خود در رابطه با تکامل ناحیه کاسپین جنوبی در طی کالوین - اواخر ژوراسیک و ائوسن بیان می‌کند، مرحله ریف حوضه کاسپین جنوبی (SCB) باید پس از آغاز ژوراسیک میانی باشد و به نظر می‌رسد فرو رانش نئوتتیس از قفقاز تا ایران از ژوراسیک تا اوایل ائوسن، ادامه داشته است که با کشش و فعالیت‌های آتشفشانی در موقعیت پشت کمان همراه بوده است، در زمان کرتاسه پسین - پالئوژن، فرو رانش نئوتتیس، نسبت به ژوراسیک فعال تر بوده است، به طوریکه کشش، در ائوسن میانی - بالایی در حوضه‌های ریفی آکارا-تریانت، ایروان - اردوباد، تالش و جنوب البرز، فعالیت‌های آتشفشانی شدیدی را باعث شده است (Brunet et al., 2003) (شکل ۱۳). در کوه‌های تالش، سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌آهک‌های کرتاسه، چین‌های بسته و گسل‌های رانده (تراستی) را نشان می‌دهند که به طور نرمال در بالای توالی‌های تریاس پسین و ژوراسیک قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن بخش اصلی ستون چینه‌شناسی تالش را می‌سازند. به طوریکه این سنگ‌های آتشفشانی، به کشش در پشت کمان زون فرو رانش نئوتتیس مربوط می‌شوند (Madanipour et al., 2010).

با توجه به اینکه منطقه مورد مطالعه بخشی از کوه‌های تالش بوده و همچنین بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی مربوط به نمونه‌های میکروگابرو که محیط ژئودینامیکی کششی و ریف درون قاره‌ای را نشان دادند، می‌توان نتیجه گرفت نمونه‌های میکروگابرو از نظر منشأ از نوع سست‌کره‌ای و درون صفحه‌ای با ماهیت آلکالن بوده‌اند، که در اثر کشش و ریف درون قاره‌ای (احتمالاً در موقعیت حوضه پشت کمان)، که در زمان کرتاسه به وجود آمده است و تا ائوسن ادامه دارد، وقتی به پوسته قاره‌ای بالایی رسیده‌اند، در اثر پدیده AFC (شامل تبلور بخشی و آلودگی پوسته‌ای)، تحول یافته و ماگمای جدید را به وجود آورده‌اند، در نتیجه به صورت ظاهر فعلی کالک آلکالن تغییر یافته‌اند.

۶- نتیجه‌گیری

نمونه‌های مربوط به سیل‌ها و دایک‌های میکروگابروی تزریق شده در داخل سنگ‌آهک‌های میکربیتی کرتاسه پسین در امتداد مسیر شفارود در مطالعات سنگ نگاری به چهار گروه میکرو الیوین گابرو، میکروگابرو، میکروگابرو-دیوریت و دیاباز تقسیم شدند. بررسی نمودارهای عنکبوتی، نشان داد منشأ ماگمای اولیه مافیک سنگ‌های گابرو منطقه از یک بخش گوشته‌ای با منشأ سست‌کره‌ای و ویژگی OIB

گرفت سنگ‌های میکروگابروی منطقه مربوط به گوشته تهی شده (DM) نیستند، ممکن است از منشأ گوشته‌ای دیگری حاصل شده باشند.

در نمودار بهنجار شده نمونه‌های میکروگابروی منطقه مورد مطالعه نسبت به $Primitive\ mantle$ (Sun & McDonough, 1989) (شکل ۱۰-ب)، نیز روند منفی از عناصر ناسازگار به سمت عناصر نسبتاً سازگار دیده می‌شود، روند منفی به خاطر دو عامل زیر به وجود آمده است:

۱- میزان درصد ذوب بخشی در گوشته بالایی نسبتاً کم است.
۲- در ذوب بخشی گوشته، گارنت وارد ذوب نشده و به عنوان فاز باقی مانده در فرایند ذوب عمل کرده است.

غنی‌شدگی شاخص در عنصر Pb، همچنین عناصر U, Th مشاهده می‌شود که به خاطر آلودگی گابروها با پوسته قاره‌ای بالایی است.

نمودار بهنجار شده نمونه‌های میکروگابروی منطقه نسبت به $NMORB$ (Sun & McDonough, 1989) (شکل ۱۰-ج)، نشان می‌دهد تمامی عناصر به جز برخی از خاک‌های کمیاب سنگین، نسبت به منشأ غنی‌ترند و تقریباً همگی بالای خط ۱ واقع شده‌اند، فقط چند عنصر HREE نزدیک خط ۱ می‌باشد. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت منشأ گابروی منطقه شباهتی با $NMORB$ ندارد.

در نمودار بهنجار شده نمونه‌های میکروگابروی منطقه مورد مطالعه نسبت به OIB (Sun & McDonough, 1989) (شکل ۱۰-د)، مشاهده می‌شود، نوسانی از تمام عناصر حول و حوش خط ۱ (خط استاندارد)، وجود دارد، فقط ۴ عنصر Cs, U, Th, Pb به خاطر آلودگی گابرو با پوسته قاره‌ای بالایی، غنی‌شدگی دارند. در مجموع منشأ گابروی منطقه از گوشته تهی شده نیست و از یک بخش گوشته‌ای با ترکیب سست‌کره‌ای مشابه OIB می‌باشد که در ضمن صعود وارد پوسته قاره‌ای شده و دچار آلودگی شده است. همچنین این نمودار افزایش Ba را در طی روند تفریق از گابروی شاخص به سمت گابرو دیوریت نشان می‌دهد.

۴-۵. بررسی نمودارهای متمایز کننده محیط زمین ساختی و موقعیت ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه

در نمودار $Zr/Y - Zr$ (Pearce & Norry, 1979) نمونه‌های میکروگابروی (شکل ۱۲-الف)، به طور متمرکز در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع شده‌اند. در برخی نمونه‌ها به خاطر آلودگی پوسته‌ای مقدار Zr بالا رفته و نمونه‌ها خارج از محدوده قرار گرفته‌اند.

در نمودار $Zr-Nb-Y$ (Meschede, 1986) (شکل ۱۱-الف)، نمونه‌ها به طور متمرکز در محدوده آلکالی بازالت درون صفحه‌ای قرار دارند.

در نمودار $Th-Hf/3 - Ta$ (Wood, 1980) (شکل ۱۱-ب)، نمونه‌ها در بین دو محدوده آلکالی بازالت درون صفحه‌ای (WPA) و بازالت‌های کالک آلکالن (CAB) واقع شده‌اند، که گرایش نمونه‌ها از WPA به سمت CAB می‌باشد. طبق نظر Wilson (1989) اگر سنگ‌های درون صفحه‌ای در اثر آلودگی پوسته قاره‌ای بالایی Th دچار تحول شوند، گرایش به سمت سنگ‌های کالک آلکالن حاشیه مخرب پیدا می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت محیط اولیه یک محیط درون صفحه‌ای بوده که ضمن صعود ماگمای مافیک به سمت ترازهای سطحی (پوسته قاره‌ای بالایی) دچار تحولات ژئوشیمیایی شده و ویژگی کالک آلکالن از نظر عنصر Th را نمایش داده است.

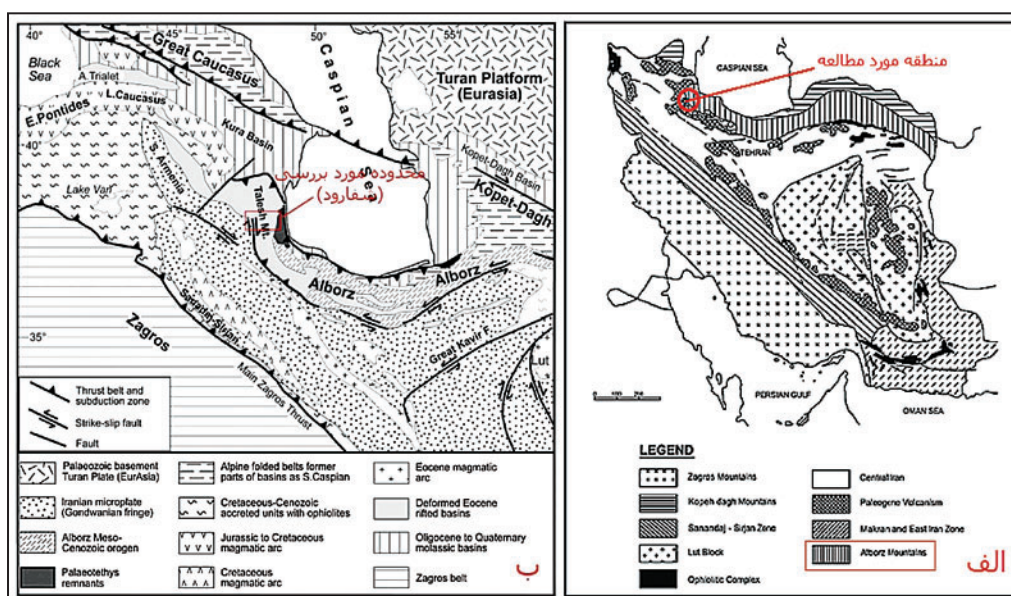
در نمودار $La-Y-Nb$ (Cabanis & Lecolle, 1989) (شکل ۱۱-ج)، نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های آلکالن درون صفحه‌ای (محیط ریفی درون قاره‌ای) واقع شده‌اند، که بیانگر محیط ژئودینامیکی کششی می‌باشد.

در نمودار $Ti-V$ (Shervais, 1982) (شکل ۱۲-ب)، نمونه‌های میکروگابرو در محدوده $Ti/V = 20-50$ (بازالت‌های پشته میان‌اقیانوسی، طغیانی قاره‌ای و پشت کمان)، قرار گرفته‌اند. نمونه‌های گابروی برداشت شده از منطقه بیشتر در داخل

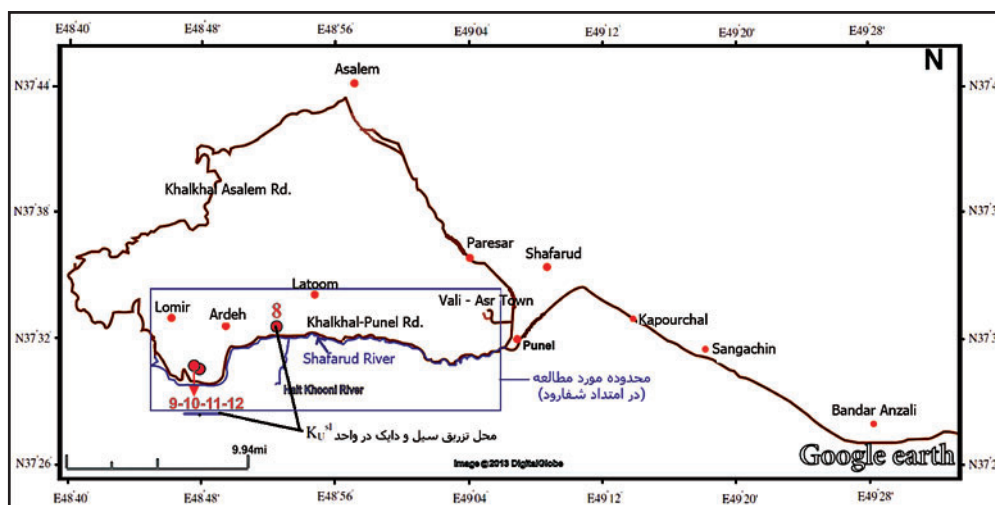
(توف‌هایی با ترکیب آندزیتی تا آندزیتی بازالتی)، به سن پالئوسن نشان می‌دهد که این دیابازها از سنگ‌های آتشفشانی منطقه جوان تر می‌باشند، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای گابرویی احتمالاً در زمانی پس از فعالیت‌های آتشفشانی منطقه در سنوزویک در شکاف‌های سنگ‌های آهکی کرتاسه پسین تزریق شده است و تزریق ماگما در ارتباط با کشش در حوضه پشت کمان پس از رخداد کوهزایی لارامید و فازهای آلی میانی - پایانی رخ داده است. این فاز مهم آتشفشانی تأثیر خود را به صورت فعالیت آتشفشانی در لیتیک توف‌های ردیف پالئوسن منطقه مورد مطالعه نشان داده است. به طوریکه در منطقه مورد مطالعه (برش شفارود)، در سنگ‌آهک‌های کرتاسه پسین، همچنین رسوبی - آتشفشانی پالئوسن، آنتی کلینوریوم چین خورده مشاهده شد، که تأییدی بر تأثیر فازهای کوهزایی آلی در منطقه مورد مطالعه است.

بوده که پس از صعود و عبور از پوسته قاره‌ای بالایی دچار آلودگی، تحول و تغییر شده است. بنابراین، کاهیدگی در مقدار Nb و غنی‌شدگی شاخص در عنصرهای U, Th, Cs, Rb, Pb مشاهده می‌شود. با بررسی نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی مشخص شد که نمونه‌های میکروگابرویی منطقه مورد مطالعه از نظر منشأ از نوع سست‌کره‌ای و درون صفحه‌ای با ماهیت آلوکالن بوده‌اند و در اثر کشش، وقتی به پوسته قاره‌ای بالایی رسیده‌اند، در اثر پدیده AFC (شامل تبلور بخشی و آلودگی پوسته‌ای)، تحول یافته و ماگمای جدید را به وجود آورده‌اند. در نتیجه به صورت کنونی کالک آلوکالن تغییر یافته‌اند.

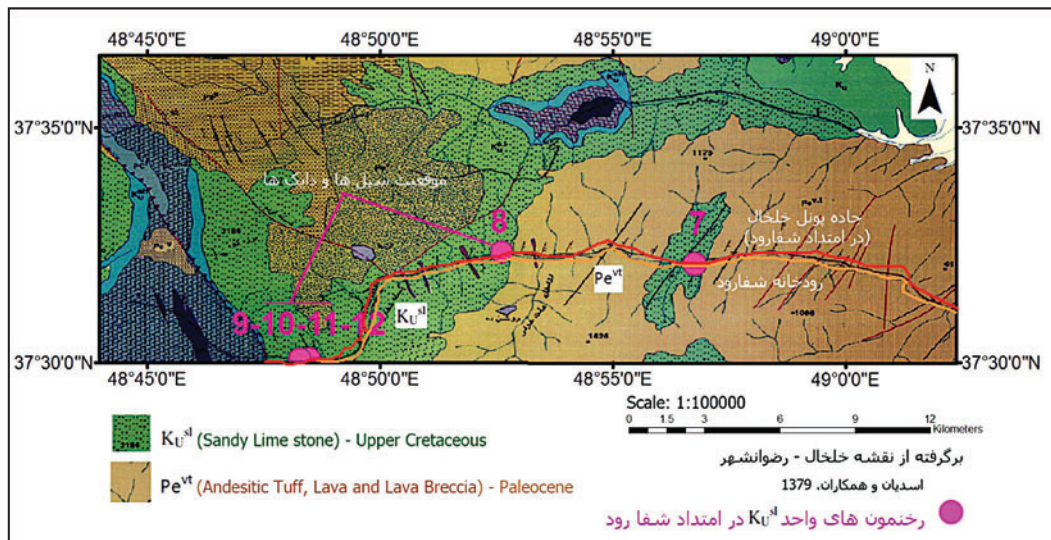
همچنین وجود آنکلاو با ترکیب هیالو آندزیت بازالتی در نمونه دیاباز به سن کرتاسه پسین و شباهت سنگ نگاری با آذرآواری‌های منطقه مورد مطالعه



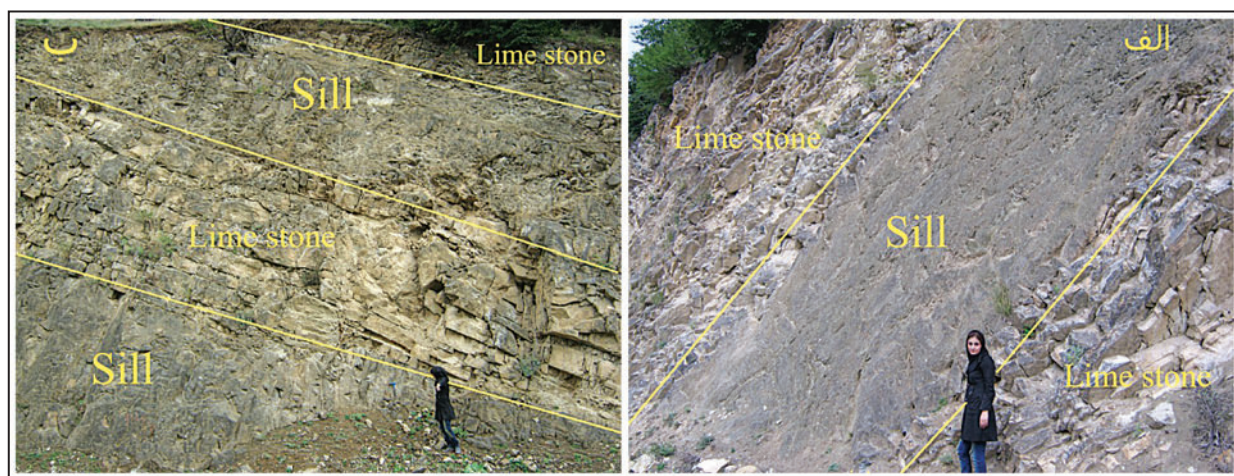
شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه (شفارود) در: الف) نقشه زون‌های ساختاری ایران (Stocklin, 1968 از Ghorbani, 2013)؛ ب) نقشه عمومی زمین‌ساخت شمال ایران و جنوب حوضه کاسپین، (اصلاح شده توسط Brunet et al., 2003؛ برگرفته از Zanchi et al., 2006).



شکل ۲- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه به همراه نقاط بررسی شده در سنگ‌های آهکی کرتاسه پسین بر مبنای GPS.



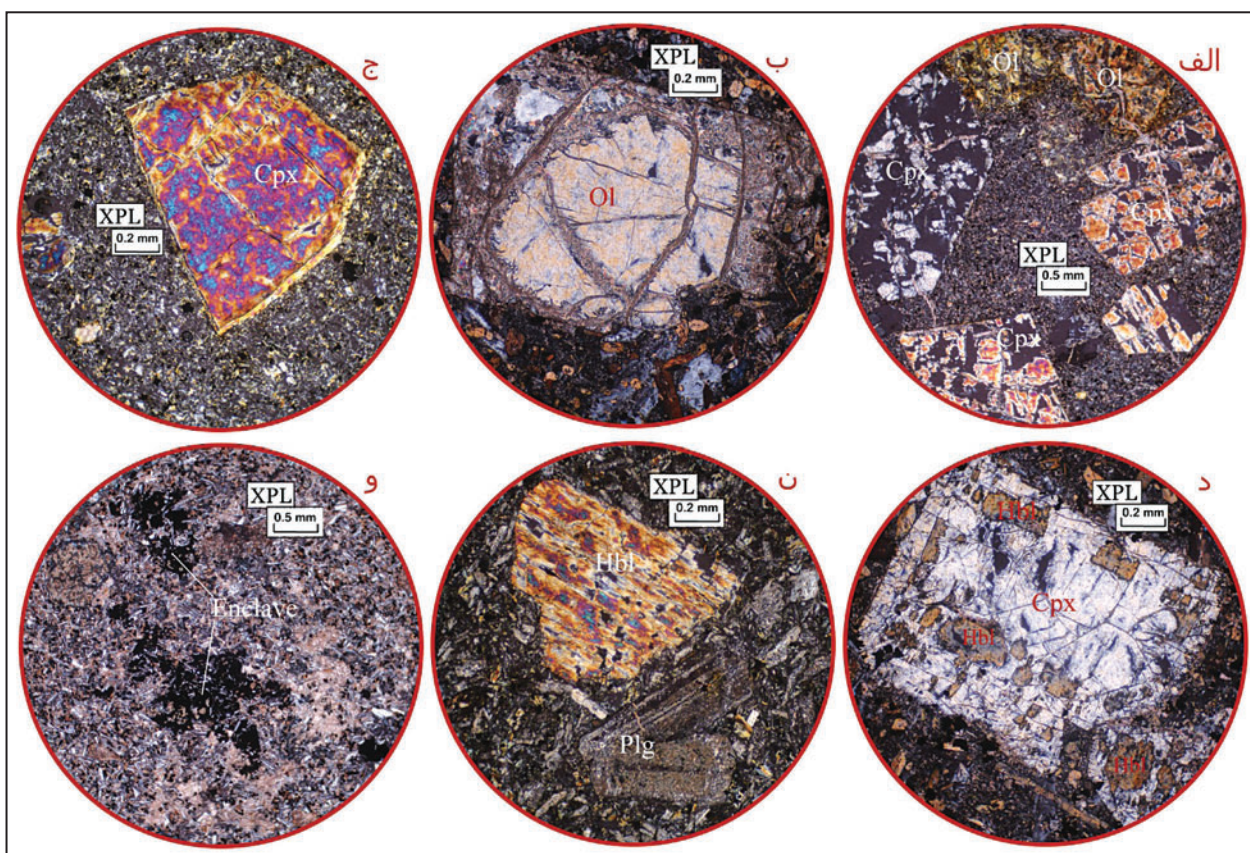
شکل ۳- موقعیت سیل ها و دایک های تزریق شده در سنگ آهک های کرتاسه پسین در نقشه زمین شناسی خلخال - رضوانشهر.



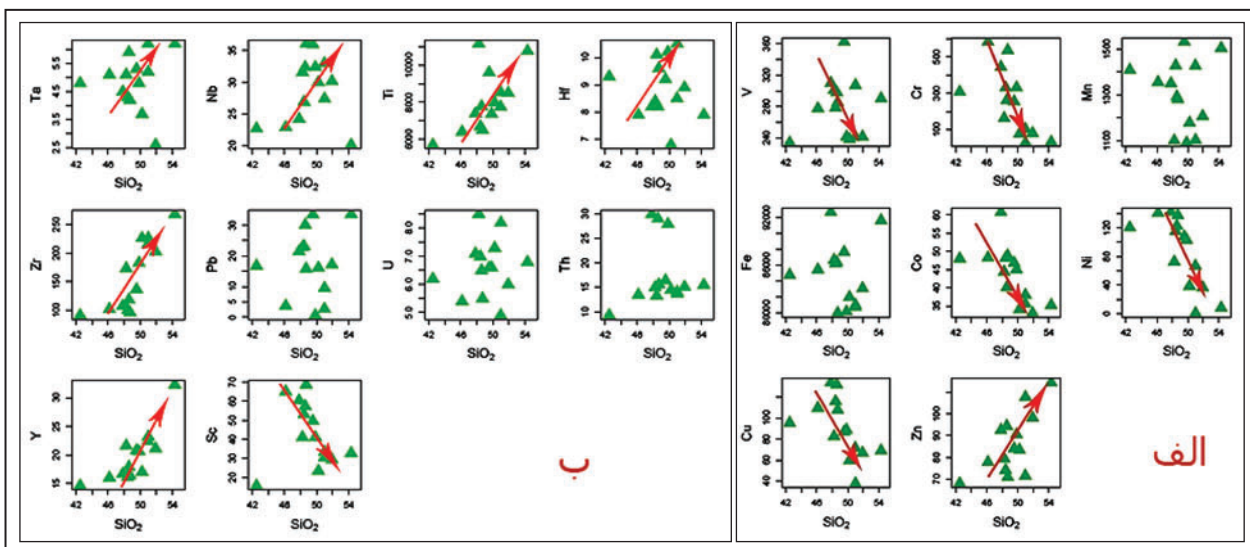
شکل ۴- الف و ب) نمایی از تزریق سیل ها در بین سنگ آهک های کرتاسه پسین (نگاه به باختر).



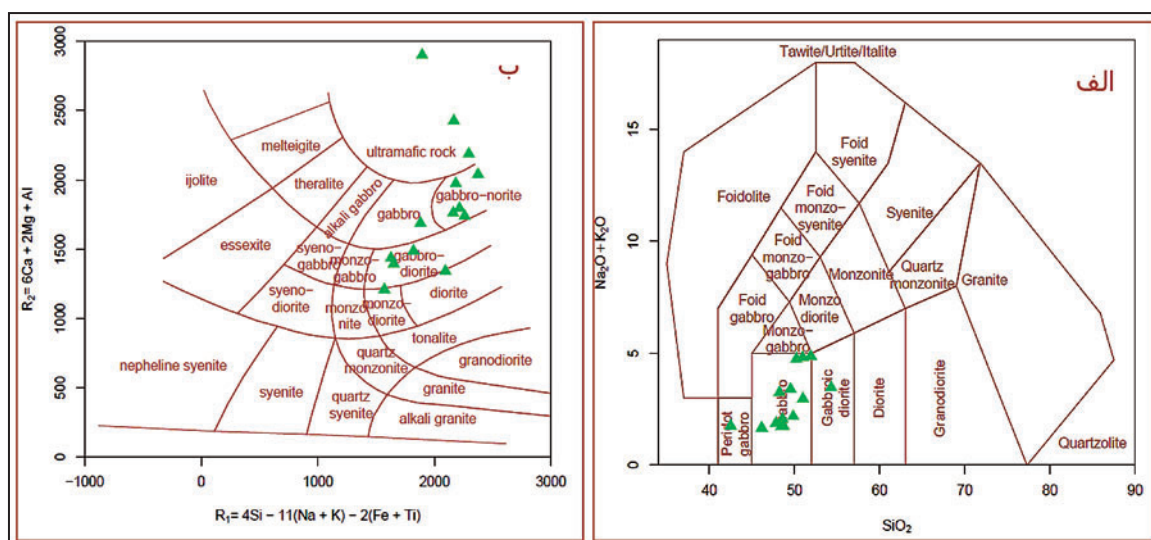
شکل ۵- الف) نمایی از تزریق دایک، که سنگ آهک را قطع کرده اند (نگاه به شمال باختر)؛ ب) نمایی از یک تاقدیس کوچک در سنگ آهک های میکرایتی کرتاسه پسین (نگاه به باختر).



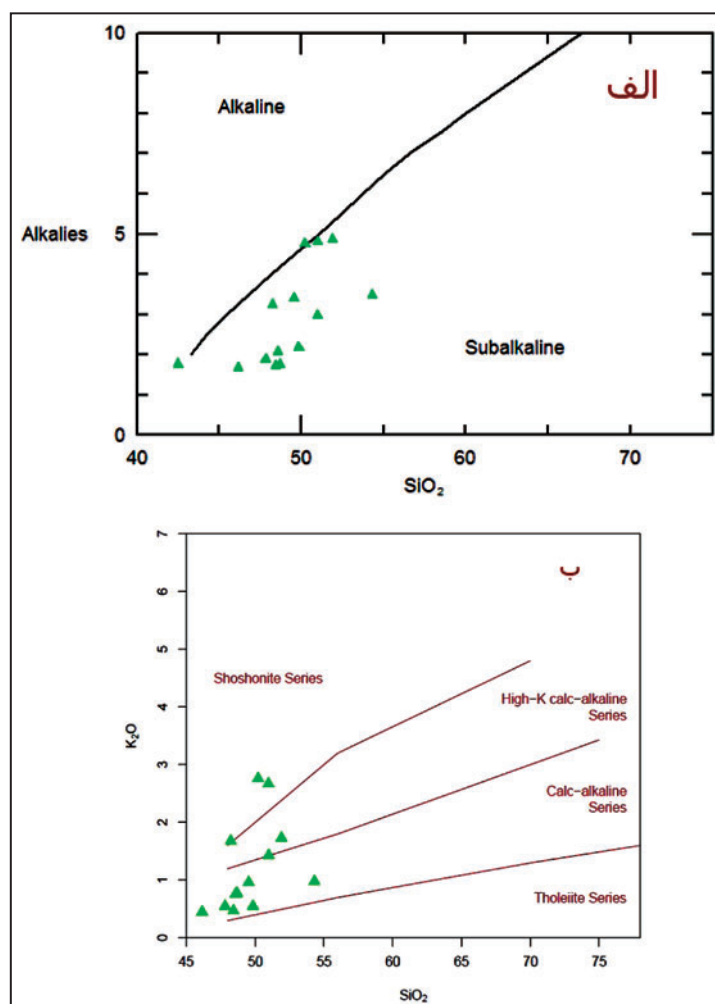
شکل ۶- الف) بافت میکروگرانولار پورفیریک (بلورهای درشت کلینوپروکسن و الوین دگرسان شده در زمینه ریزبلور)، خوردگی در حاشیه برخی از مگاکریست‌های کلینوپروکسن دیده می‌شود (XPL)؛ ب) الوین نسبتاً سالم مربوط به میکرو الوین گابروهای منطقه که در امتداد شکستگی‌های آن کانی‌های حاصل از تجزیه به وجود آمده است (XPL)؛ ج) کلینوپروکسن که در حاشیه و همچنین در امتداد شکستگی‌ها به خاطر حضور آب و پتاسیم فقط دچار دگرسانی فلوگوپیتی و بیوتیتی شده است (XPL)؛ د) در اثر دگرسانی، قسمت‌هایی از کلینوپروکسن به هورنبلاند از نوع قهوه‌ای تبدیل شده است (XPL)؛ ن) پلاژیوکلاز سریستی شده دارای ماکل آلپینی به همراه هورنبلند سبز- قهوه‌ای اولیه با منشأ ماگمایی (XPL)؛ و) آنکلاو هیالو آندزیت بازالتی در دیاباز با بافت اینترستال (XPL).



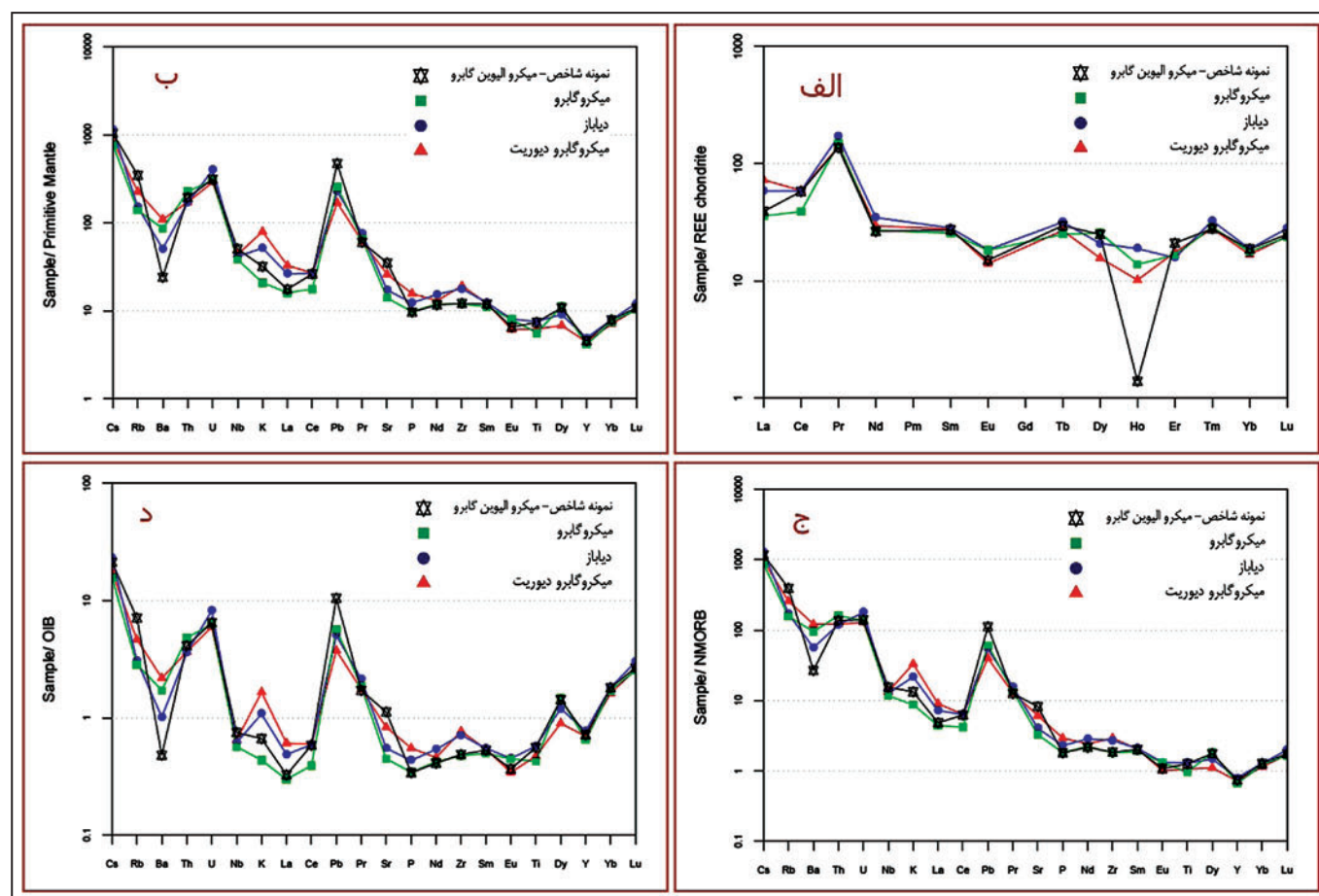
شکل ۷- نمودار تغییرات میکروگابروها، الف) اکسیدهای عناصر اصلی؛ ب) عناصر کمیاب، در برابر SiO_2 .



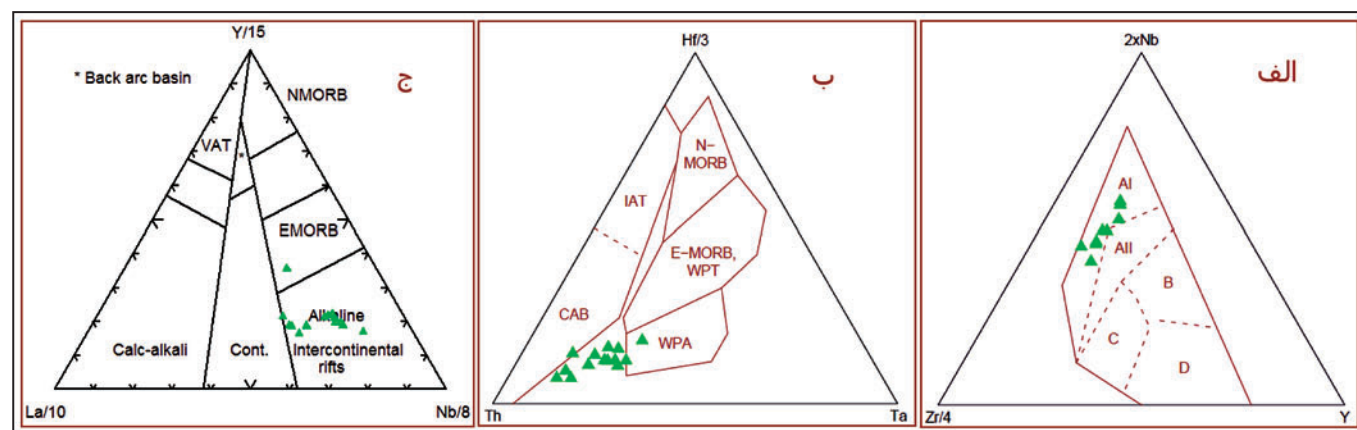
شکل ۸- نامگذاری میکروگابروها، با استفاده از نمودار: الف) مجموع آلکالی در برابر سیلیس (Middlemost, 1985)؛ ب) $R_1 - R_2$ (De la Roche et al., 1980).



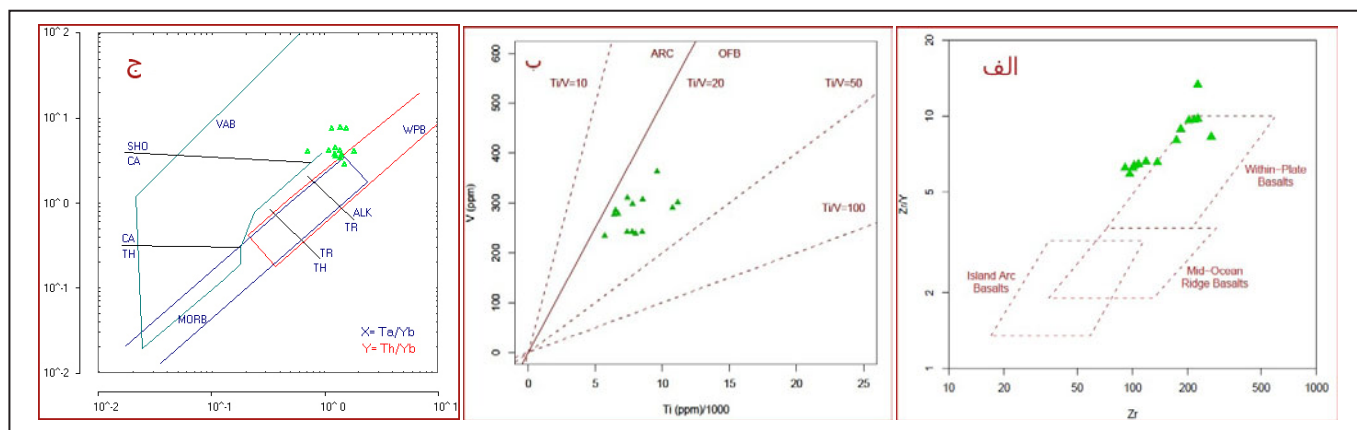
شکل ۹- تعیین سری ماگمایی با استفاده از نمودار: الف) TAS (Irvine & Baragar, 1971)؛ ب) $K_2O - SiO_2$ (Peccerillo & Taylor, 1976).



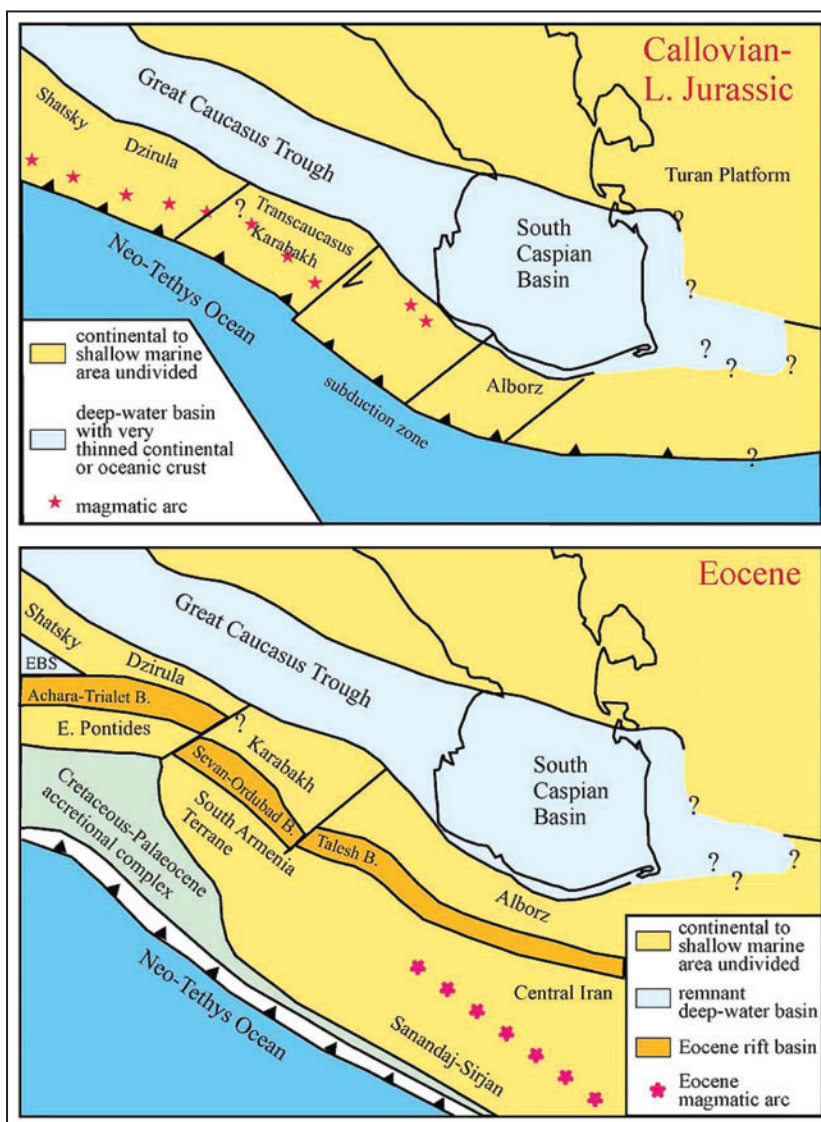
شکل ۱۰- نمودار بهنجار شده میکروگابروهای منطقه نسبت به: الف) REE (Condrile (Boynnton, 1984؛ ب) Primitive Mantle (Sun & McDonough, 1989)؛ ج) OIB (Sun & McDonough, 1989)؛ د) NMORB (Sun & McDonough, 1989).



شکل ۱۱- الف) نمودار (Zr-Nb-Y (Meschede, 1986؛ ب) نمودار (Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980؛ ب) نمودار (La-Y-Nb (Cabanis & Lecolle, 1989).



شکل ۱۲- الف) نمودار (Pearce & Norry, 1979) Zr/Y - Zr ؛ ب) نمودار (Shervais, 1982) Ti - V ؛ ج) نمودار Ta/Yb - Th/Yb (بر گرفته از Pearce, 1982).



شکل ۱۳- بازسازی محیط ژئودینامیکی ناحیه جنوبی کاسپین در طی کالوین - اواخر ژوراسیک و انوسن (Brunet et al., 2003). EBS: Eastern Black Sea.

کتابکاری

اسدیان، ع.، میرزائی، ع.ر. و افتخار نژاد، ج. ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خلیل - رضوانشهر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Boynton, W.V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p. 63 – 114.
- Brunet, M.F., Korotaev, M.V., Ershov, A.V. & Nikishin, A.M., 2003- The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modelling, Elsevier, Sedimentary Geology, 156 (2003) 119–148.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989- Le diagramme La/10 – Y/15 – Nb/ 8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ ou de contamination crustale. C.R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023 – 2029.
- De la Roche, H., Leterrier, j., Grande Claude P. & Marchal, M., 1980- Aclassification of volcanic and plutonic rocks using R1 – R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183 – 210.
- Ghorbani, M., 2013- The economic geology of Iran - mineral deposits and natural resources, Chapture 2: A Summary of Geology of Iran, 2013, XV, 569 p., 73 illus., 42 illus., in color, hard cover, ISBN: 978-94-007-5627-3, www.springer.com/978-94-007-5624-3.
- Golonka, J., 2000a - Geodynamic evolution of the South Caspian Basin. Istanbul 2000, AAPG's Inaugural Regional International Conference, July 9 –12, 2000. Istanbul, Turkey, pp. 40– 45 (Abstract volume).
- Golonka, J., 2000b - Cambrian–Neogene Plate Tectonic Maps Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellonskiego, Krakow. 125 pp. 37 plates.
- Golonka, J., 2004- Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. Tectonophysics, 381, 235–273.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci, 8, 523 – 548.
- Madanipour, S., Rezaeian, M., Yassaghi, A. & Bahroudi, A., 2010- Exhumation pattern in the Talesh Mountains, NW Iran, Climate Forcing, Tectonic Crossroads: Evolving Orogens of Eurasia – Africa – Arabia. P.11- 35.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb – Zr – Y diagram. Chem. Geol., 56, 207 – 218.
- Middlemost, E.A.K., 1985- Magmas and magmatic rocks (An introduction to igneous petrology). Longman London and New york, 266p.
- Pearce, J.A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe R.S. (ed.), Andesites. Wiley, Chichester, pp. 525 – 548.
- Pearce, J.A. & Norry, M.J., 1979-Petrogeneticimplicatin of Ti,Zr,Y and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 33 – 47.
- Peccerillo, R. & Taylor, S.R., 1976-Geochemsrtly of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63 – 81.
- ShervaisJ, W., 1982- Ti – V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas. Earth Planet. Sci. Lett, 59, 101 -118.
- Stöcklin, J., 1968 - Structural history and tectonics of Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 52 (7): 1229-1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sunders A.D. and Norry M.J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, pp. 313–345.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-Zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. & Simmons, M.D., 2005- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. GSA Bulletin, November/December 2005, v. 117, no. 11/12, p. 1513–1533, doi: 10.1130/B25690.1.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 466 pp.
- Wood, D.A., 1980- The application of a Ta – Hf – Th diagram to problems of tectono magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Eearth Planet. Sci. Lett., 50, 11 – 30.
- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Gassemi, M.R., Molyneux, S. & Sabouri, J., 2006- Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology 28 (2006) 2023e2037, www.elsevier.com/locate/jsg.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. & Sabouri, J., 2009- The Eo-Cimmerian orogeny in North Iran. Geological Society, London, v. 312, p. 31-55.