

بررسی ژئوشیمی مجموعه افیولیتی گرماب، شمال شرق کامیاران: سیر تحولی مورب به قوس اقیانوسی

ایوب ویسی^{۱*}، محمد ابراهیمی^۲، بهمن رحیم زاده^۳ و رسول اسمعیلی^۴

^۱کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

^۳استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۴دانشجوی دکترا، آکادمی علوم، دانشگاه چین، پکن، چین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۶/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۴/۱۲

چکیده

مجموعه افیولیتی کامیاران در لبه جنوبی زون سندج-سیرجان و زون برخوردی صفحه عربی و ایران قرار دارد. این مجموعه بین مجموعه هر سین در جنوب خاور و مجموعه سروآباد در شمال باختر قرار دارد. شواهد صحرایی نشان می دهند که افیولیت گرماب در شمال خاور کامیاران یک تکتونیک ملاژ است که واحدهای آن شامل گابرو و پریدوتیت های سرپانتینی شده است که توسط دایک های میکرو گابرویی مورد هجوم قرار گرفته است. الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن به همراه کروم اسپینل با بافت کومولیتی و گرانولار کانی های اصلی پریدوتیت ها را تشکیل می دهند. کانی های تشکیل دهنده گابروها عمدتاً پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و مقدار کمی آمفیبول با بافت اینترگرانولار، پگماتوئیدی و اینترستیشیال هستند. براساس نتایج تجزیه شیمیایی گابروها دارای سرشت توله ایی تا کالک آلکان بوده و ویژگی های مورب تا قوس اقیانوسی را نشان می دهند. شواهد شیمیایی و نمودارهای ژئودینامیکی پریدوتیت های گرماب نشان می دهند که این سنگ ها به پریدوتیت های آبسال شباهت دارند که از یک خاستگاه گوشته ای پسماند با ترکیب اسپینل لرزولیتی نوع مورب با درجه ذوب بخشی ۱۵ تا ۲۰ درصدی حاصل شده اند. شکسته شدن پوسته نئوتتیس و فروانش آن به زیر خود در کرتاسه پایانی، منجر به توقف فروانش دور اول نئوتتیس به زیر صفحه ایران و شکل گیری حوضه قوس-پشت قوس (دور دوم فروانش) و سنگ های وابسته به آن در افیولیت های کامیاران شده است. ماگماتیسیم توله ایی-کالکوآلکان ائوسن موجود در منطقه در پاسخ به عقب کشیده شدن زبانه فرورو در حاشیه قاره ای اوراسیا در محیط قوس اقیانوسی صورت پذیرفته است.

کلیدواژه ها: افیولیت، مورب، ژئوشیمی، کامیاران، زاگرس.

***نویسنده مسئول:** ایوب ویسی نیا

E-mail: a.vaisy69@gmail.com

۱- پیش نوشتار

پژوهشگران مختلف برای تعیین تاریخچه تحولی افیولیت ها، مطالعات خود را بر روی بخش های گوشته ای افیولیت ها متمرکز نموده اند (Choi et al., 2008; Morishita et al., 2009). توالی گوشته ای از مهم ترین بخش های موجود در هر مجموعه افیولیتی است که شناخت آن می تواند اطلاعات ارزشمندی را از تشکیل ماگماتیسیم و محیط زمین ساختی افیولیت ها ارائه کند. با وجود پیچیدگی وضعیت زمین شناسی پریدوتیت ها، داده های سنگ شناسی و کانی شناسی از این سنگ ها برای تشخیص جایگاه ژئوتکتونیک مجموعه های افیولیتی از اهمیت ویژه ای برخوردارند (Ahmed et al., 2005).

افیولیت های زاگرس که در مناطق کردستان (رحیم زاده و همکاران، ۱۳۹۲; Braud and Bellon, 1974; Saccani et al., 2014; Allahyari et al., 2014; Braud, 1987; Ricou et al., 1977; Delaloye and Desmons, 1980; Leterrier, 1985; Ghazi and Hassanipak, 1999; Allahyari et al., 2010; Saccani et al., 2013; Nouri et al., 2016; Ao et al., 2016; Rajabzadeh et al., 2013; Khalatbari jafari et al., 2016; Monsef et al., 2018) و کردستان عراق (Azizi et al., 2013; Aswad et al., 2011; Ismail et al., 2010) رخمون دارند، تاریخچه همگرایی و زمین ساخت کوهزایی زاگرس را در خود ضبط کرده اند (Agard et al., 2011). فروانش نئوتتیس در دو دوره زمانی تریاس پایانی و کرتاسه پایانی-پالئوسن صورت پذیرفته است (Moinevaziri et al., 2015) و پهنه چین خورده-رانده زاگرس به عنوان حاشیه شمالی سپر عربی پس از بسته شدن نئوتتیس در کرتاسه پایانی-پالئوسن (Khalatbari jafari et al., 2016)، ائوسن آغازین تا میانی (Ghasemi and Talbot, 2006)، میوسن میانی و یا بعد از آن (Azizi et al., 2011) به

ورقه ایران برخورد کرده است. افیولیت های کرمانشاه به دو بخش مجزا قابل تقسیم هستند: بخش اول شامل کمپلکس هر سین - صحنه در جنوب خاور می باشد و بخش دوم به صورت یک قلمرو ماگمایی از خاور صحنه تا شمال و شمال خاور کامیاران کشیده شده است (Braud, 1987; Whitechurch et al., 2013). منطقه مورد مطالعه در شمال خاور کامیاران (گرماب) و در بخش شمالی کوهزاد زاگرس (قسمتی از مجموعه معروف به نوار افیولیت-رادیولاریت) و در راستای گسل مروارید واقع شده است. مجموعه افیولیتی کامیاران از نظر ویژگی های سنگ شناسی، کانی شناسی و ویژگی های ساختاری، مورد بررسی قرار گرفته است (ویسی نیا و همکاران ۱۳۹۶ و ۱۳۹۷؛ سودی اجیرلو و همکاران، ۱۳۹۶ و شجاعی، ۱۳۹۰). با مطالعه پریدوتیت های گوشته ای افیولیت ها می توان اطلاعات مهمی در مورد فرآیندهای ذوب، تولید ماگما و تحولات گوشته ای فروانش به دست آورد. در این مطالعه سعی شده است که با استفاده از شواهد صحرایی، مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمی سنگ کل مجموعه افیولیتی خاور کامیاران، فرآیندهای سنگ زایی، درک منشأ، محیط زمین ساختی و ذوب بخشی مورد بحث و بررسی قرار گیرند.

۲- روش کار

پس از انجام مطالعات میکروسکوپی تعداد ۱۶ نمونه از سنگ های پریدوتیتی و گابرویی که دارای حداقل هوازگی و دگرسانی بودند برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب گردیدند. نمونه های منتخب برای آنالیز شیمیایی سنگ کل به انیستوی زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردیدند. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی با دقت ۰/۲ درصد و عناصر فرعی و کمیاب با دقت ۰/۰۵ تا ۲ PPM با استفاده از روش XRF و ICP-MS به کمک دستگاه فلوروسانس اشعه ایکس مدل

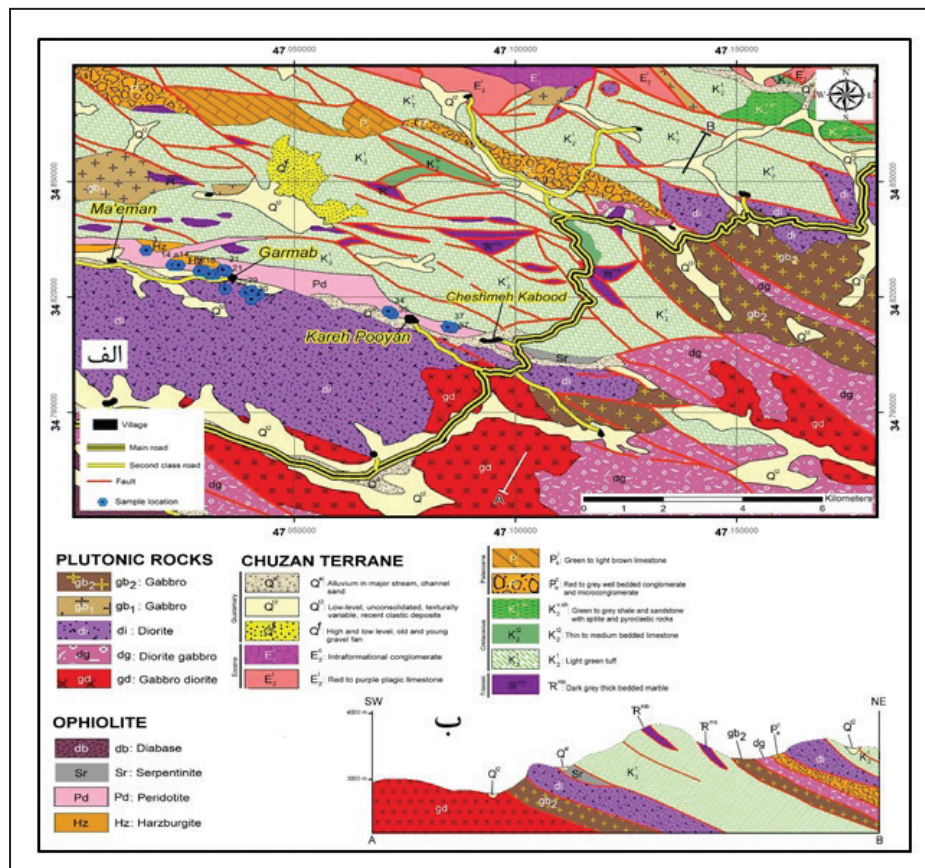
بزرگ گابرویی و دیوریتی، رسوبات و بازالت‌های پالئوسن-اوسن را قطع کرده‌اند. میان لایه‌های مرمر و سنگ آهک سیلیسی موجود در بین بازالت‌ها نیز سن پالئوسن-اوسن دارند (Braud, 1987).

در مجموعه افیولیتی شمال خاور کامیاران، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود و مجموعه افیولیتی بیشتر از بلوک‌های پریدوتیت سرپانتینی شده و دایک‌های گابرویی تشکیل شده و توسط سنگ آهک پلاژیک کرتاسه/اوسن پوشیده شده است (شکل ۲-الف). پریدوتیت‌های پایین‌ترین بخش توالی افیولیتی شمال خاور کامیاران را به خود اختصاص داده و از گسترش قابل توجهی برخوردار هستند. این سنگ‌ها عمدتاً تحت تأثیر دگرسانی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. سنگ‌های هارزبورژیتی گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه پریدوتیتی منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. در نمونه‌هایی که مقدار کلینوپروکسن افزایش می‌یابد، ترکیب سنگ به سمت لرزولیت (شکل ۲-ب) کشیده می‌شود. بعضی از قطعات هارزبورژیتی، از سرپانتینیت شدن مصون مانده و به صورت قطعات بیضی شکل و کشیده دگرسان نشده، توسط آنتی‌گوریت‌های رشته‌ای و توده‌ای در بر گرفته شده‌اند (شکل ۱-پ). بواسطه عملکرد گسل جوان زاگرس توأم با گسل اصلی زاگرس، منطقه بصورت یک زون برشی است، لذا غالب سنگ‌های پریدوتیتی به صورت عدسی‌های کوچک و بزرگ مشاهده می‌شوند (شکل ۲-ت). مرز تماس پریدوتیت‌ها با دیگر سنگ‌های موجود در منطقه غالباً گسله و تکنونیک است. دایک‌های متعدد گابرویی (شکل ۲-ث) مجموعه پریدوتیتی را در نقاط مختلف قطع کرده‌اند. گابروهای پگماتوئیدی در منطقه بیشتر به صورت غلافی و انتقالی به داخل سنگ‌های دیگر از جمله میکروگابروها تزریق شده‌اند (شکل ۲-ج) و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند. دایک‌های میکروگابرویی نیز عمدتاً به صورت دایک‌های تأخیری با روند خاوری-باختری، پراکندگی کم، ضخامت ۱ تا ۲ متر و با حاشیه انجماد سریع در زمینه پریدوتیت‌های سرپانتینی شده تزریق شده‌اند (شکل ۲-چ).

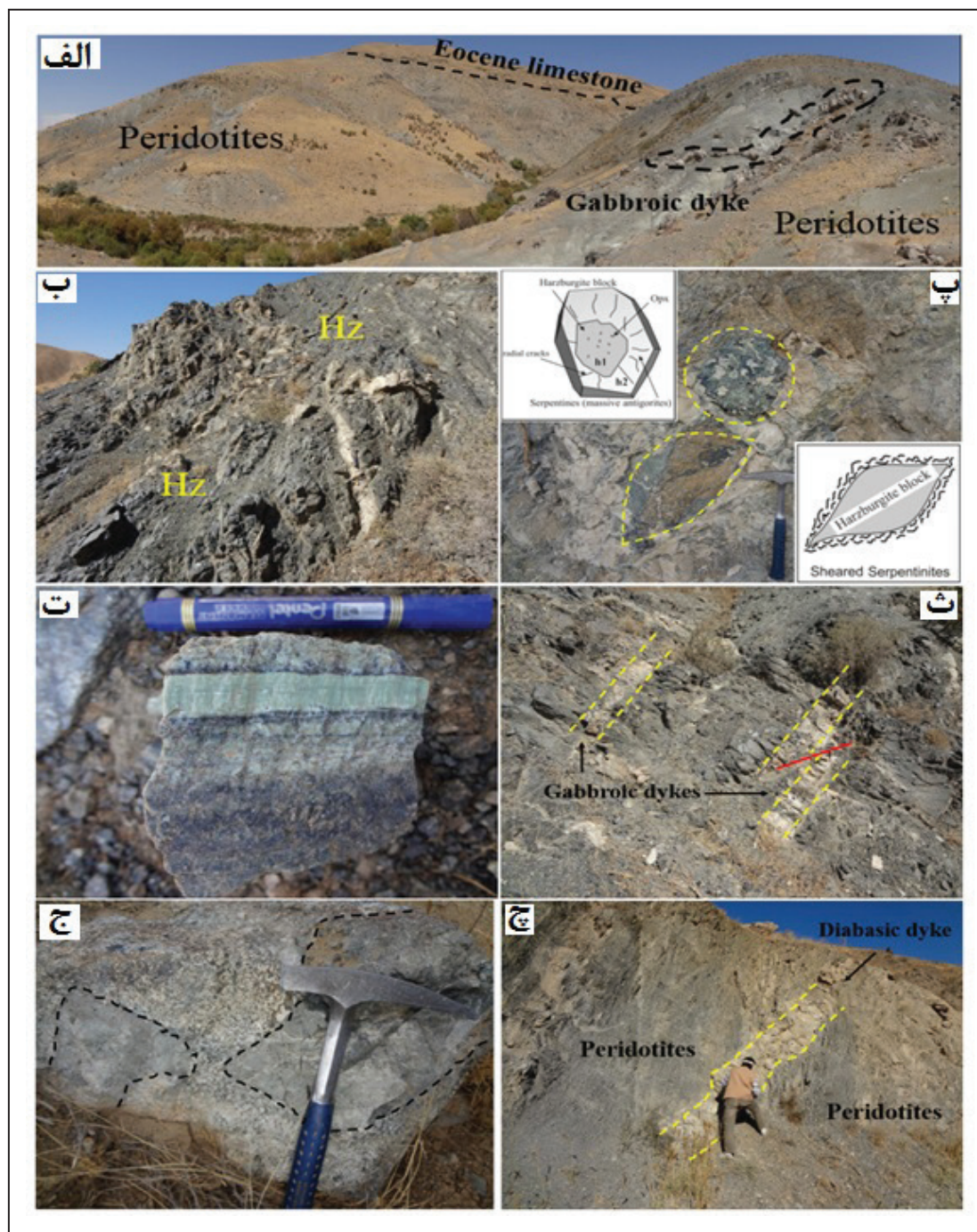
Phillips PW 1500 اندازه‌گیری شدند. نتایج تجزیه عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های افیولیتی (پریدوتیت‌ها) و نمونه‌های مرتبط با توالی خروجی رخنمون (گابروها) برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی در جدول ۱ آورده شده‌اند.

۳- زمین‌شناسی ناحیه

مجموعه افیولیتی گرماب با مختصات جغرافیایی $46^{\circ} 50'$ تا $47^{\circ} 15'$ خاوری و $34^{\circ} 45'$ تا $35^{\circ} 00'$ شمالی در شمال خاور کامیاران رخنمون دارند و بخشی از مجموعه معروف به نوار افیولیت-رادپولاریت کرمانشاه و بین زون سندج-سیرجان و زاگرس مرتفع قرار دارد. این مجموعه به عنوان بخشی از زون خرد شده کوهزایی زاگرس، بین دو صفحه ایران و صفحه عربی واقع شده است (Whitechurch et al., 2013; Ao et al., 2016). بخش‌های افیولیتی به همراه رسوبات فلیشی و سنگ‌های نفوذی ائوسن و الیگوسن در بخش شمال باختری واقع شده‌اند (شکل ۱). گستره نوار افیولیتی بخش شمالی زاگرس از منطقه صحنه-هرسین آغاز و به سمت شمال باختر در امتداد راندگی زاگرس در مناطق میانراهان، کامیاران، سروآباد، پیرانشهر (Allahyari et al., 2010; Ghazi and Hassanipak, 1999; Saccani et al., 2013; Whitechurch et al., 2013; Saccani et al., 2014; Allahyari et al., 2014) و پنجوین در شمال عراق (Aswad et al., 2011) ادامه می‌یابد. افیولیت‌های زاگرس در جنوب ایران به افیولیت‌های عمان و در شمال باختر به افیولیت‌های هاتای، قزل‌داغ و سیلو در ترکیه متصل می‌شوند (Dilek & Furnes, 2009). مجموعه افیولیتی صحنه - کامیاران شامل یک قلمرو وسیع از خاور صحنه تا شمال و شمال - خاور کامیاران بوده و رخنمون‌های مجموعه افیولیتی گرماب را نیز شامل می‌گردد. این مجموعه متشکل از چندین ورقه رورانه شامل سرپانتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لایه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی هستند (شهیدی و نظری، ۱۳۷۶؛ Braud, 1987). توده‌های نفوذی



شکل ۱-الف) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه افیولیتی خاور کامیاران اقتباس از (رفیعا و شهیدی، ۱۳۷۶)؛ (ب) طرح ساده شده‌ای که روابط تکنونیک بین مناطق اصلی تکنونو-چینه‌شناسی در منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (ویدیسی‌نیا، ۱۳۹۵).



شکل ۲- الف) نمای کلی از پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی منطقه مورد مطالعه (شمال روستای مامن) که توسط آهک‌های اتوسن/کرتاسه پوشیده شده و توسط دایک‌های گابرویی قطع گردیده‌اند (دید به سمت شمال باختر)؛ ب) تصویری از رخنمون سنگ‌های هارزبورژیتی (Hz) روستای گرماب با ظاهری سالم و دگرسانی کم که توسط دایک‌های رودنگیتی به رنگ روشن قطع شده‌اند (دید به سمت شمال باختر)؛ پ) رخنمون بیضی شکل هارزبورژیت به نسبت سالم در مرکز که توسط سربانتین نوع آنتی‌گوریت دربر گرفته شده است؛ ت) نمونه دستی سربانتینیت در نمای نزدیک همراه با دایک رودنگیتی؛ ث) نمایی از دایک‌های گابرویی که پریدوتیت‌ها را بین روستاهای مامن و گرماب قطع نموده‌اند (دید به سمت شمال خاور)؛ ج) نفوذ گابروهای پگماتونیدی به صورت غلاف و انتقالی در داخل میکروگابروها؛ چ) رخنمونی از یک دایک دیابازی داخل پریدوتیت‌های دگرسان روستای مامن (دید به سمت شمال باختر).

۴- سنگ‌نگاری

۴-۱. پریدوتیت‌ها

این سنگ‌ها پورفیروکلاستیک بوده، ولی فرایند سربانتینی شدن نیز سبب ایجاد بافت شبکه‌ای (mesh texture) شده است (شکل ۳- الف). کانی الیون به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دارای شکستگی‌های فراوان می‌باشند و در برخی موارد خاموشی موجی، خمیدگی و ماکل مکانیکی (کینک‌بند) از

پریدوتیت‌های منطقه گرماب از کانی‌های اولیه الیون با ترکیب فورستريت (حدود ۸۰-۷۰ درصد) و ارتوپروکسن با ترکیب انستاتیت (حدود ۲۰-۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند. کلینوپروکسن نوع دیوپسید (کمتر از ۵ درصد) و اسپینل کروم‌دار (کمتر از ۲ درصد) نیز به عنوان کانی‌های فرعی در آن‌ها دیده می‌شوند. بافت غالب در

گشته‌اند. بلورهای این کانی در برخی نمونه‌ها دارای خمیدگی و خاموشی موجی می‌باشند. بلورهای ارتوپروکسن نیز بی‌شکل بوده و دگرسانی به کانی‌های ثانوی مثل ترمولیت-اکتینولیت نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. آمفیبول حدود ۵-۲ درصد از گابروها را تشکیل می‌دهد. این کانی به دو صورت ترمولیت-اکتینولیت حاصل از دگرسانی پروکسن‌ها می‌باشد. کانی‌های کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر نیز کانی‌های ثانوی سنگ را تشکیل می‌دهند. بافت اصلی در گابروها گرانولار بوده (شکل ۳-ج) ولی بافت‌های فرعی مانند افیتیک و ساب‌افیتیک نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۳-چ).

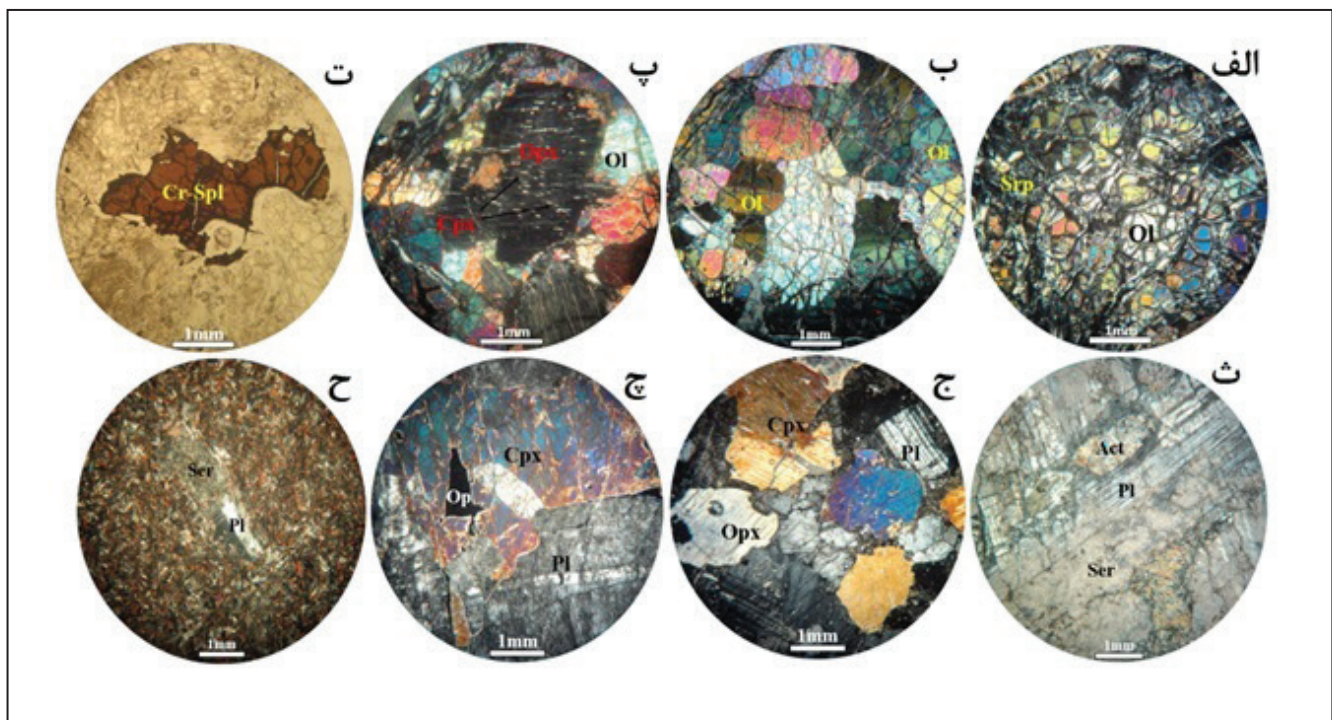
۴-۳. میکروگابرو

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن هستند. بافت‌های غالب این سنگ‌ها اینترگرانولار و میکروگرانولار می‌باشد که در آن تیغه‌های پلاژیوکلاز به‌طور تصادفی در جهات مختلف قرار گرفته و بلورهای کوچک پروکسن در فضای بین آنها مشاهده می‌شوند (شکل ۳-ح). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل دار تا نیمه‌شکل دار بوده و به درجانی متحمل دگرسانی به سریست و کانی‌های رسی شده‌اند. کلینوپروکسن نیز به صورت بلورهای ناخودشکل تا نیمه‌خودشکل در بین پلاژیوکلازها قابل مشاهده است و در نتیجه دگرسانی اورالیتی و کلریتی شدن، به اکتینولیت و کلریت تجزیه شده است. کانی‌های ثانویه سنگ شامل کلریت، اکتینولیت، کلسیت، سریست و کانی‌های رسی می‌باشند.

خود نشان می‌دهند (شکل ۳-ب). پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن حواشی سینوسی دارند و تیغه‌های اکسولوشن دیوپسید-اوژیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-پ)، ارتوپروکسن‌ها گاه با بستایت (Bastite) جایگزین شده‌اند. بلورهای کوچک کلینوپروکسن با حاشیه نامنظم در زمینه سنگ و گاه به صورت بین بلوری در بین الیون و ارتوپروکسن‌ها دیده می‌شوند که در برخی بخش‌ها به آمفیبول تبدیل شده‌اند. اسپینل‌ها در نور PPL به رنگ قرمز تا قهوه‌ای تیره بوده (شکل ۳-ت) و در مواردی حاشیه‌ای سیاه مگنتیتی در اطراف و درون شکستگی‌های آن‌ها دیده می‌شود که به دلیل افزایش آهن در این مناطق است (Farahat, 2008). در بیشتر بخش‌ها در اثر گسترش فرایند سرپانتینی شدن کانی‌های اولیه سازنده پریدوتیت‌ها به جز اسپینل به طور کامل به کانی‌های گروه سرپانتین تبدیل شده‌اند.

۴-۲. گابروها

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده سنگ‌های گابرویی منطقه است. بلورهای پلاژیوکلاز (۶۰-۵۰ درصد حجمی) غالباً به‌صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا شکل دار بوده و دارای ماکل‌های نواری و آلیت-کارلسباد می‌باشند. پلاژیوکلازها گاه به درجات شدیدی متحمل دگرسانی سریستی و سوسوریتی (اپیدوت، آلیت، کلسیت، کلریت و اکتینولیت) شده‌اند (شکل ۳-ث). پروکسن‌ها (۳۰-۲۰ درصد حجمی) از نوع دیوپسید-اوژیت بوده و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل دار تا شکل دار مشاهده می‌شوند. برخی از بلورهای این کانی دچار دگرسانی ضعیف شده و از حاشیه و در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها توسط کانی‌های اکتینولیت و کلریت جانشین



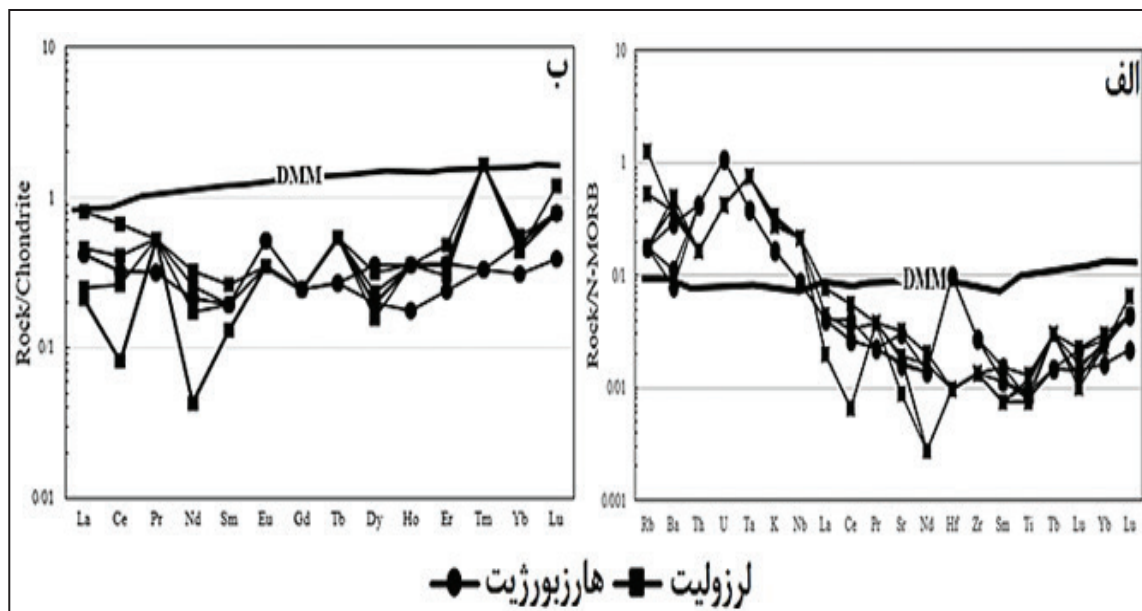
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی پریدوتیت‌ها و گابروهای مجموعه افیولیتی شمال خاور کامیاران. الف) جزیره‌ای شدن الیون در میان شبکه سرپانتینی و تشکیل بافت مش؛ ب) ماکل دوتایی در الیون‌ها؛ پ) نوارهای جدایشی کلینوپروکسن در داخل بلورهای ارتوپروکسن؛ ت) بلورهای نیمه‌خودشکل قرمز-قهوه‌ای کروم‌اسپینل که از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به مگنتیت تجزیه شده است؛ ث) بلورهای درشت کشیده پلاژیوکلاز دارای ماکل نواری در همراهی با کلینوپروکسن‌های اکتینولیتی و پلاژیوکلازهای سریستی شده؛ ج) بلورهای ناهم بعد پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و ارتوپروکسن و ایجاد بافت هتروگرانولار؛ چ) بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در اطراف بلورهای به نسبت درشت پروکسن و تشکیل بافت افیتیک؛ ح) بافت اینترگرانولار و دگرسانی ضعیف پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی و پیدایش کلریت ثانوی در فضای میان کانی‌ها. همه تصاویر به جز تصویر D در نور XPL و با عدسی شماره ۲/۵ تهیه شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) اقتباس شده و عبارتند از Ol: الیون، Opx: ارتوپروکسن، Cpx: کلینوپروکسن، Srp: سرپانتین، Pl: پلاژیوکلاز، Act: اکتینولیت، Ser: سریست و Op: کانی‌های اوپاک.

۵- ژئوشیمی سنگ کل

۵-۱. پریدوتیت‌ها

پریدوتیتی مورد مطالعه از LREE تهی شده‌تر و به سمت HREE شیب مثبت کمی را نشان می‌دهند. این موضع می‌تواند در ارتباط با درجات ذوب بخشی بالای سنگ منشأ باشد. از آنجا که عناصر LREE در گوشته نسبت به HREE بسیار ناسازگارتر هستند، بر اثر ذوب بخشی مقدار LREE در بازمانده‌های ذوب (پریدوتیت‌ها) تهی می‌شود، این پدیده شیب مثبت الگوی REE در سنگ‌های بازمانده را ایجاد می‌نماید (Downes, 2001). همچنین ملاحظه می‌گردد که الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت در پریدوتیت‌ها U شکل بوده و از میانگین (DMM) اندکی پایین‌تر می‌باشد که می‌تواند بیانگر ماهیت تهی شده گوشته سازنده آنها باشد. یکی از دلایل تهی‌شدگی منبع، تشکیل ماگما در پهنه بالای فروران‌ش است (Xia et al., 2003). پیشنهاد شده که U شکل بودن الگوی عناصر کمیاب معرف ویژگی‌های گوشته است (Godard et al., 2000). چندین سازوکار دیگر برای غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین با الگوهای U شکل پیشنهاد شده‌اند. این سازوکارها برای شامل فعل و انفعالات سنگ-مذاب (Niu, 2004)، فرایندهای سرپانتینی شدن (Paulick et al., 2006) و غنی‌شدگی از سیال‌های آبدار برخاسته از پهنه فروران‌ش (Pearce et al., 2000) هستند. در نمودار بهنجار شده نسبت به N-MORB (شکل ۴-ب)، تهی‌شدگی عناصر MREE و HREE و غنی‌شدگی مشخص عناصر LREE را می‌توان مشاهده نمود. مقادیر پایین عناصر ناسازگار و غنی‌شدگی از LREE در پریدوتیت‌های گوشته‌ای را می‌توان با ذوب بخشی آن، خروج مواد مذاب و تهی‌شدگی پریدوتیت اولیه و سپس غنی‌شدگی بعدی LREE در اثر تأثیر سیال‌ها، محلول‌ها و مذاب‌های گذری مشتق از فروران‌ش و واکنش با پریدوتیت اولیه تفسیر کرد (Hickey and Frey, 1982; Allahyari et al., 2010).

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های سنگ کل پریدوتیت‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۱ نشان داده شده‌اند. نمونه‌های تجزیه شده گوناگونی گسترده‌ای از SiO_2 (38.78-42.15%), MgO (37.55-42.4%), Fe_2O_3 (7.4-8.99%) دارند. Cr (1330-3080 ppm), Ni (1570-2290 ppm) بر منیزیم بودن ماگمای توالی با مطالعات سنگ‌نگاری مجموعه مورد بررسی مبنی بر هارزبورژیتی بودن سکانس الترامافیک هماهنگی دارد. مقدار بالای Cr و Ni در نمونه‌های افیولیتی مورد مطالعه نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها از یک پریدوتیت گوشته‌ای تهی شده است (Azer & Khalil, 2005; Ningthoujam et al., 2012). در نمونه‌های پریدوتیت گوشته‌ای مورد آنالیز، میزان L.O.I نسبتاً بالاست (۲/۹۲-۱۲/۶۲)؛ این موضوع در پریدوتیت‌های گوشته‌ای ناشی از فرآیند سرپانتینی شدن است (Malvoisin, 2015). میزان #Mg در پریدوتیت‌های گوشته‌ای به عنوان شاخصی برای درجه ذوب بخشی یا میزان تهی‌شدگی گوشته در نظر گرفته می‌شود (Nicolas and Prinzhofer, 1983). با توجه به اینکه هارزبورژیت و لرزولیت‌ها دارای میزان بالای Mg (۹۱/۶-۹۲/۳) هستند، پس درجه بالایی از ذوب بخشی را متحمل شده‌اند (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۶). نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به داده‌های کندریت (شکل ۵-الف) و N-MORB (شکل ۴-ب) از Sun and McDonough (1989) بهنجار و با الگوی گوشته مورب تهی‌شده (DMM) (Workman and Hart, 2005) مقایسه شدند. با توجه به شکل ۴-الف، مشخص است که الگوی عناصر کمیاب خاکی بهنجار شده به کندریت برای پریدوتیت‌های دگرگون شده مورد مطالعه، در زیر خط یک قرار می‌گیرند که این منعکس‌کننده ماهیت تفاله‌ای و دیرگداز بودن آنها می‌باشد (Pearce et al., 2000). نمونه‌های



شکل ۴-الف) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت برای پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه افیولیتی خاور کامیاران؛ ب) الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده به N-MORB. ترکیب گوشته مورب تهی‌شده (DMM) از Workman and Hart, (2005) و Sun and McDonough (1989) داده‌های بهنجارسازی از

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی (دقت ۰/۲ درصد) و عناصر کمیاب (دقت ۰/۲ تا ۰/۰۵ PPM) به روش XRF و ICP-MS برای سنگ‌های بررسی شده.

Rock Type	Peridotite							
	harzburgite					lherzolite		
S.N	10	12	17	23	34	35	37	38
SiO ₂	39.89	38.78	39.2	39.45	41.83	38.98	41.3	42.15
TiO ₂	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	1.22	0.92	0.92	1.19	0.98	0.91	1.05	1.11
Fe ₂ O ₃	7.4	7.94	8.3	8	8.99	8.04	8.26	8.62
MnO	0.12	0.12	0.09	0.13	0.14	0.17	0.12	0.13
MgO	38.16	38.57	37.73	37.55	42.4	37.37	41.66	42.3
CaO	0.42	0.34	0.03	1.72	2.08	1.15	1.13	2.22
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.19	0.05	0.06	0.16
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	12.11	12.62	13.11	11.04	3.49	11.63	5.72	2.99
Ba(ppm)	2.6	2.3	3.1	2.1	0.5	2.5	2.6	1.8
Be	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.5
Ce	0.05	0.25	0.05	0.41	0.2	0.16	0.5	0.2
Co	90.4	83.1	93.5	90.9	115	106	100	113
Cr	1670	1330	1960	1810	3080	1520	1490	3050
Cs	0.1	0.1	0.1	0.1	0.01	0.1	0.1	0.01
Cu	0.2	1.1	0.2	8.1	5.4	1	17.2	9.1
Dy	0.05	0.06	0.04	0.08	0.05	0.06	0.05	0.09
Er	0.06	0.06	0.05	0.08	0.04	0.06	0.06	0.06
Eu	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03
Ga	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05
Gd	1.24	1.22	1.03	1.43	1.23	1.14	1.26	1.26
Hf	0.02	0.02	0.02	0.02	0.2	0.02	0.02	0.2
Ho	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
La	0.5	0.11	0.05	0.19	0.1	0.06	0.05	0.1
Lu	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Nb	0.5	0.5	0.5	0.5	0.2	0.5	0.5	0.2
Nd	0.02	0.12	0.02	0.15	0.1	0.08	0.02	0.1
Ni	1660	1660	1670	1570	2230	1730	1850	2290
Pb	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.2	0.2	0.9
Pr	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05	0.03
Rb	0.1	0.3	0.1	0.7	0.1	0.1	0.1	0.1
Sc	11	8	10	13	11.4	10	10	9.7
Sm	0.02	0.03	0.02	0.4	0.03	0.03	0.02	0.03
Sr	1.7	1.7	0.8	2.9	1.5	22.1	1.6	2.7
Ta	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.05
Tb	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Th	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.05
Tm	0.05	0.05	0.05	0.05	0.01	0.05	0.05	0.01
U	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.05
V	50	33	47	60	60	42	40	51
Y	0.33	0.45	0.28	0.62	0.4	0.37	0.34	0.6
Yb	0.08	0.07	0.07	0.09	0.05	0.07	0.07	0.08
Zn	30.4	32.2	30.8	36.3	53	33.2	33.3	57
Zr	1	1	1	1	2	1	1	2
Mg#	92	91.9	91.6	92.2	92.3	91.8	92.2	92

ادامه جدول ۱-

Rock Type	Gabbro							
S.N	3	9	13	22	22A	25	29	30
SiO ₂	49.91	47.74	42.23	51.39	46.66	38.95	52.84	44.22
TiO ₂	1.56	0.63	0.73	0.36	0.59	1.18	1.04	1.64
Al ₂ O ₃	15.45	16.63	15.92	15.36	15.39	19	16.05	20.31
Fe ₂ O ₃	8.35	6.88	5.67	5.22	6.55	8.11	8.38	6.93
MnO	0.15	0.13	0.08	0.11	0.12	0.12	0.17	0.09
MgO	6.83	8.01	12.50	9.40	11.75	9	6.75	6.94
CaO	8.09	12.40	16.25	10.80	12.20	17.50	9.53	13.85
Na ₂ O	5.26	2.60	0.77	3.92	2.42	0.11	3.62	1.66
K ₂ O	0.04	0.61	0.32	0.35	0.54	0.01	0.11	0.77
P ₂ O ₅	0.14	0.03	0.04	0.01	0.03	0.11	0.07	0.10
LOI	4.15	4.08	4.55	2.71	3.95	5.57	1.42	3.04
Ba (ppm)	81.5	168	142.5	47.6	50.4	3.7	22.4	7.8
Be	0.6	0.23	0.25	0.13	0.19	0.25	0.3	0.4
Ce	17.6	4.1	6.9	2.5	3.9	10.4	7.77	8.3
Co	32.6	28.5	40.3	28.4	36.6	39.2	36.9	35.7
Cr	248	180	150	370	1410	420	25	95
Cs	0.5	4.22	0.17	0.09	1.61	0.17	0.1	0.87
Cu	52.4	36.7	1.3	54.2	14.6	8.4	18.6	1.3
Dy	5.27	2.08	3	1.72	2.57	4.26	3.36	3.62
Er	3.07	1.30	2	1.06	1.71	2.65	2.14	2.38
Eu	1.45	0.82	0.83	0.66	0.6	1.21	0.91	0.99
Ga	13.5	13.20	8.94	9.8	10.8	15.15	15.5	20.3
Gd	3.92	1.75	2.53	1.56	2.28	4.45	2.38	3.34
Hf	2.34	0.6	1	0.4	9	2.4	1.3	1.5
Ho	1.1	0.46	0.66	0.36	0.57	0.90	0.73	0.81
La	5.69	1.7	2.8	0.9	1.3	3.5	2.56	3.4
Lu	0.47	0.19	0.30	0.16	0.22	0.37	0.28	0.36
Nb	4.3	1.3	1.6	0.3	0.8	4	1.9	3.6
Nd	13.1	3.4	5	2.5	4	9.8	6.34	6.6
Ni	112	85.3	375	117.5	312	173	71	151.5
Pb	1.1	0.8	0.6	0.7	0.5	0.6	0.1	0.5
Pr	2.62	0.62	1.01	0.42	0.68	1.82	1.21	1.31
Rb	2.5	14.3	3.8	6.7	13.4	0.2	1.7	13.6
Sc	23	31.5	40.2	42.2	33.8	27.2	30	31.1
Sm	4	1.20	1.74	1.01	1.57	3.20	2.14	2.18
Sr	594	841	1210	310	196.5	70.2	192	603
Ta	0.25	0.1	0.13	0.05	0.06	0.29	0.08	0.3
Tb	0.86	0.32	0.44	0.26	0.40	0.69	0.54	0.55
Th	0.24	0.09	0.14	0.05	0.07	0.29	0.13	0.22
Tm	0.41	0.20	0.28	0.16	0.25	0.38	0.29	0.36
U	0.07	0.05	0.14	0.05	0.05	0.08	0.03	0.1
V	221	205	262	192	188	200	219	360
Y	25.1	12	17.3	8.9	14.8	24.4	17.7	20.7
Yb	2.36	1.31	1.88	1.05	1.47	2.41	1.70	2.36
Zn	65.1	49	17	32	36	61	43.2	24
Zr	75	25	34	15	35	88	45	54
Mg#	66.3	81.1	79.8	84.2	80.9	67.2	65.7	70.9

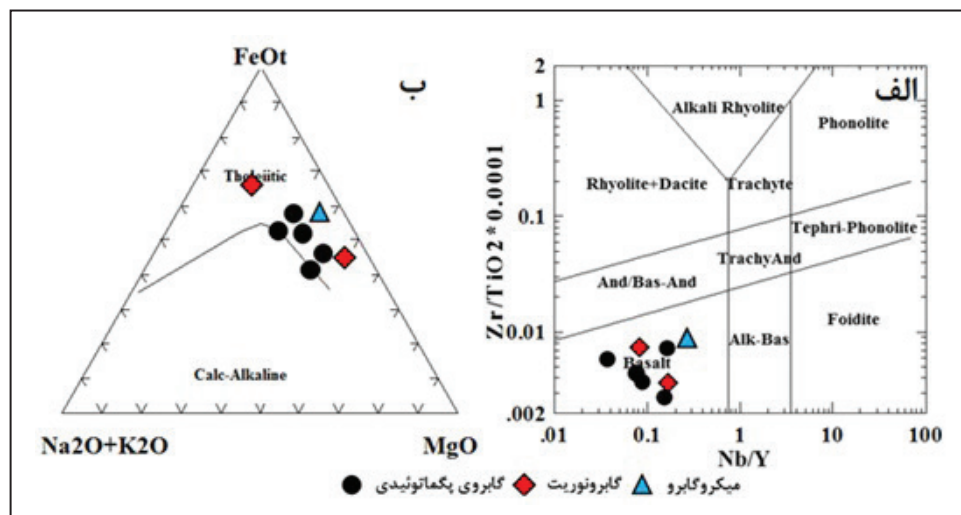
۶- پتروژنر گابروها

بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ کل (جدول ۱) گابروهای مورد مطالعه ترکیب گسترده‌ای از Na_2O و SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO را نشان می‌دهند. این تغییر ترکیب به درصد مودال کانی‌های آهن و منیزیم‌دار (مافیک) و روشن (فلسیک) گابروها بستگی دارد. جهت رده‌بندی و نام‌گذاری نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار $\text{Zr}/\text{TiO}_2^*0.0001$ در برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) استفاده شده است (شکل ۵-الف). در این نمودار نمونه‌ها در محدوده بازالت قرار می‌گیرند. در نمودار سه تایی AFM نمونه‌ها سری تولیتی متمایل به کالک آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۵-ب). الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده به کندریت و نمودار عنکبوتی بهنجار شده به N-MORB از (Sun and McDonough, 1989) در (شکل ۶-الف و ب) برای گابروهای مورد بررسی نشان داده شده‌اند. در الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار نسبت به کندریت مشاهده می‌شود که گابروها روند تقریباً مسطح و موازی را همراه با افزایش بسیار جزئی غنی‌شدگی عناصر LREE در قیاس با HREE دنبال می‌کنند که حاکی از منشأ مشابه نمونه‌های گابرویی می‌باشد و نقش تبلور تفریقی در تحول سنگ را نشان می‌دهد (Nicholson et al., 2004).

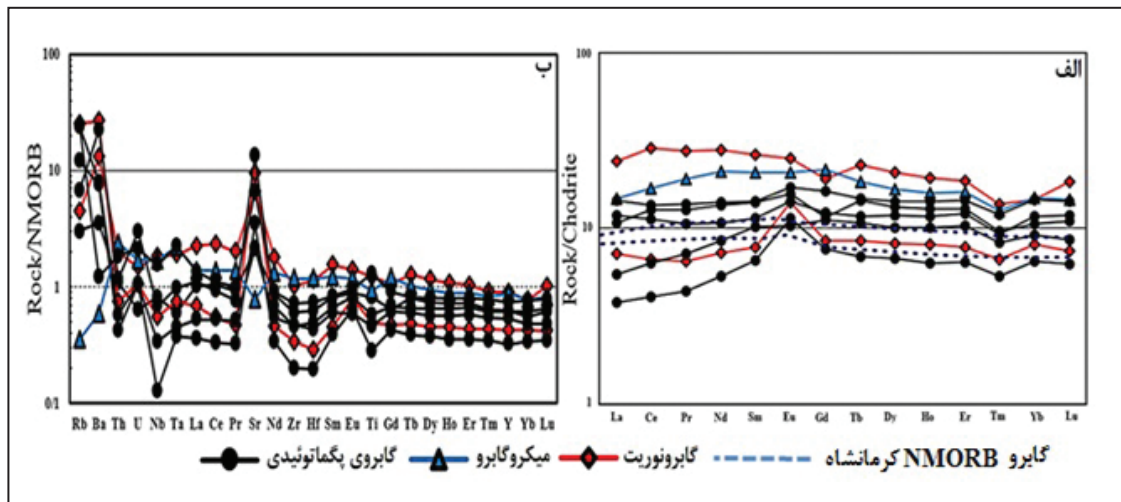
برای مقایسه بهتر نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه با گابروهای N-MORB کرمانشاه قیاس شده‌اند. همانطور که در (شکل ۶-ب) مشاهده می‌شود نمونه‌های گرماب با گابروهای N-MORB کرمانشاه هم‌روند بوده، با این وصف عناصر LREE نمونه‌های مورد مطالعه گاهی اندکی تهی شده‌تر و بعضاً غنی شده‌اند که این موضوع می‌تواند بعلاوه درجات متفاوت ذوب بخشی باشد. به لحاظ ژئوشیمیایی با توجه به میزان عناصر REE و مقادیر نسبت‌های عناصر ناسازگار (مثل Ta/Yb , Th/Yb , Ce/Y , Zr/Nb) (Allahyari et al., 2010). گابروهای بررسی شده در این نمودار (شکل ۶-ب) از عنصرهای لیتوفیل بزرگ یون (به ویژه Ba , Sr و Rb) غنی شده‌اند، در شرایطی که عناصر HFS نظیر Zr , Nb , Ti و عمده عناصر HREE یا تقریباً فاقد تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی هستند و یا در مقادیر متغیری تهی‌شدگی نشان می‌دهند، این ویژگی شاخص سری‌های کالک آلکالن جزایر قوسی و مجموعه‌های افیولیتی محیط‌های فرافرورنش است (Dilek & Furnes, 2009; Juteau & Maury, 2009). غنی‌شدگی گابروهای مجموعه افیولیتی گرماب از LILE (مانند Ba و Rb) و تهی‌شدگی اندک از HFSE، نشان‌دهنده مشارکت مؤلفه‌های فرورنشی است (Zhang et al., 2016) (شکل ۶-ب). Stampfli and Bonev (2009) نیز غنی‌شدگی در LILE همراه با فقیر شدگی‌های متفاوت در HFSE نسبت به N-MORB را نشانگر نسبت بالای LILE/HFSE دانسته و آن را از مشخصه‌های مناطق در ارتباط با جزایر قوسی می‌دانند. به هر حال تأثیر سیالات حاصل از زون فرورنش در افزایش نسبت

LILE/HFSE انکارناپذیر است؛ اما بسته به شرایط سیالات و میزان فعالیت آنها این تأثیر در همه گابروها به صورت یکنواخت نبوده است (Hebert et al., 2009). غنی‌شدگی از Th و تهی‌شدگی از Nb که در برخی از نمونه‌های گابرویی دیده می‌شود ویژگی سنگ‌های مافیک پدید آمده در پهنه‌های وابسته به فرورنش به شمار می‌رود (Tanirli and Rizaoglu, 2016). تهی‌شدگی از Nb و Zr و غنی‌شدگی از U نشان از ذوب بخشی ماگمای سازنده این سنگ‌ها از گوه گوشته‌ای دارد که تحت تأثیر مقادیر متفاوتی از سیال‌های برخاسته از صفحه فرورونده و درجات متفاوت ذوب بخشی، غنی‌شدگی‌های متفاوتی نشان می‌دهند (Tian et al., 2008). همچنین این موضوع می‌تواند دلیلی بر چند منشأ بودن خاستگاه ماگمایی گابروها و هتروژن بودن گوشته ذوب شده باشد. در حقیقت این سنگ‌ها، توله‌ای‌های جزایر قوسی پدید آمده در پهنه فرورنش هستند و مقادیر کلی کم LREE و HREE این سنگ‌ها با خاستگاه تهی‌شدگی آنها همخوانی دارد و گمان می‌رود خاستگاه این سنگ‌ها مذاب‌های گوشته‌ای پدید آمده در درجه‌های بالای ذوب بخشی پریدوتیت‌ها بوده است. آنومالی مثبت ضعیف Eu در بعضی نمونه‌ها ناشی از تجمع پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها می‌باشد. آنومالی‌های منفی Nb و Ta نشان می‌دهند که در هنگام ذوب بخشی، سنگ منشأ از این عنصرها تهی بوده و یا کانی‌های حاوی این عنصرها مانند ایلمنیت، روتیل و به ویژه اسپینل (Xiong et al., 2005) فاز پایدار گوشته بوده‌اند. آنومالی مثبت قابل توجه Sr نیز احتمالاً به تجمع پلاژیوکلاز در فازهای گابرویی مرتبط می‌شود.

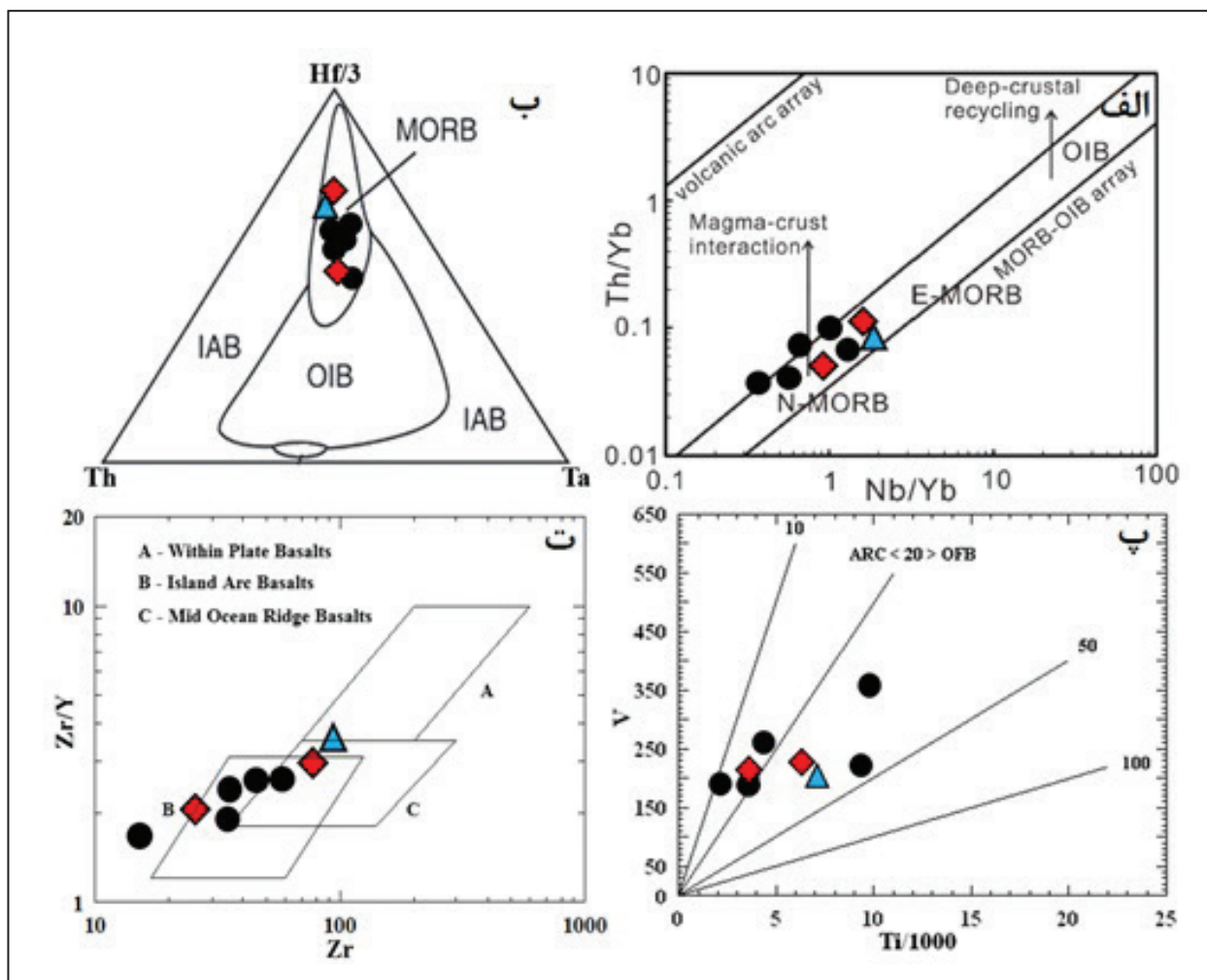
با استفاده از عناصر اصلی و کمیاب نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونوماگمایی گابروها مورد بررسی قرار گرفت. گابروهای مورد مطالعه در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)، در محدوده N-MORB (شکل ۷-الف) و در نمودار سه تایی $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ (Vermeesch, 2006) در محدوده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی (N-MORB) قرار می‌گیرند (شکل ۷-ب). Shervais (1982)، فراوانی عنصرهای V و Ti را برای شناسایی بازالت‌های رژیم‌های زمین‌ساختی گوناگون به کار برد. در این نمودار گابروهای مورد مطالعه ویژگی‌های انتقالی بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) و توله‌ای‌های جزایر قوسی را نشان می‌دهند (شکل ۷-ب). در نمودار $\text{Zr}/\text{Y} - \text{Zr}$ (Pearce and Norry, 1979) نیز نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در محدوده مشترک بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و کمان آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۷-ت). روند خطی منشأ ماگمایی از مورب تا محیط قوس، می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر مؤلفه فرورنش و یا به علت تأثیر ماگماتیسیم کالک آلکالن پالئون باشد (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۵-الف- نمودار $\text{Zr}/\text{TiO}_2^*0.0001$ برابر Nb/Y (Winchester & Floyd, 1977) که موقعیت نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن نشان داده شده است؛ ب) نمودار سه تایی AFM (Irvine and Baragar, 1971) که نمونه‌های مورد بررسی بر روی آن ترسیم شده است.



شکل ۶- الف) الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به کندریت برای سنگ‌های گابرویی مجموعه افیولیتی خاور کامیاران؛ ب) الگوی عناصر ناسازگار بهنجار شده به N-MORB، داده‌های گابروی N-MORB کرمانشاه از (Saccani et al. (2013); Whitechurch et al. (2013). داده‌های بهنجارسازی از Sun and McDonough (1989).



شکل ۷- گابروهای مجموعه افیولیتی خاور کامیاران. الف) نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce, 2008)؛ ب) نمودار Th-Hf/3-Ta (Pearce and Norry, 1979)؛ ج) نمودار Zr/Y - Zr (Shervais, 1982)؛ د) نمودار V در برابر Ti/1000 (Vermeesch, 2006)؛ پ) نمودار V در برابر Ti/1000 (Vermeesch, 2006).

۷- بحث

و یا ناشی از تغییر شیب فروانش و انتقال قوس از اقیانوس به لبه قاره سندج-سیرجان بوده باشد (معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷). می توان گفت پس از برخورد صفحه عربی با سندج-سیرجان و بسته شدن شاخه نئوتتیس شمالی (Agard et al., 2005) حجم وسیعی از افیولیت های سوپراسابداکشن در این دوره بر روی زمین در زاگرس بین بلوک بیستون-اورامان و سندج-سیرجان قرار گرفته است. کنار هم قرارگیری گابروهای توله ایی مربوط به افیولیت ها و گابروهای کالک آلکالین غیرافیولیتی پالوژن، با توجه به تکنونیک بسیار فعال و حرکت چند ده کیلومتری گسل زاگرس (Alipour et al., 2012; Talebian and Jackson, 2002) و کوتاه شدگی بیش از صد کیلومتری زاگرس و سندج سیرجان (Pirouz, 2018) می تواند عامل تغییر موقعیت گابروها و کنار هم قرار گرفتن آنها باشد.

۸- نتیجه گیری

مجموعه افیولیتی گرماب با ترکیب پریدوتیتی-گابرویی سرشت توله ایی متعایل به کالک آلکالین را نشان می دهد. این مجموعه توسط دایک های میکروگابرویی کالکوالکالین قطع شده است. ویژگی های ژئوشیمیایی مجموعه شمال خاور کامیاران نشان دهنده تشکیل در محیط محیط بالای پهنه فروانش با تمایل به سمت MORB است که از گوشته نسبتاً تهی شده منشأ گرفته اند. در خلال پالوژن-اوسن نرخ همگرایی در حاشیه قاره اوراسیا کاهش یافته که ممکن است این کاهش در نرخ همگرایی به دلیل آن باشد که زبانه فرورو به عقب کشیده شده و منجر به ایجاد یک کشش در بخش پشت قوس در حاشیه اوراسیا شده است. این موضوع می تواند توضیحی بر اختلاط و همزمانی ماگماتیسیم های نوع MORB و OIA در منطقه مورد بررسی باشد. گابروهای جوان تر که بخش قبلی را قطع کرده اند، غالباً ویژگی های جزایر قوسی را نشان داده و فاصله گرفتن افیولیت ها از بخش مورب را آشکار می سازند.

با توجه به مجموعه شواهد موجود، افیولیت های کرمانشاه و کردستان چند مرحله ای بوده و ویژگی های تشکیل در محیط های مورب و قوس اقیانوسی را نشان می دهند. وجود سرشت های متفاوت توله ایی و کالک آلکالین، جایگاه های متفاوت تکنونیک آبیال و سوپراسابداکشن به همراه سن های متفاوت از آخر کرتاسه تا اواخر اوسن نیز مویید این تفاوت ژنتیکی است. روند تغییرات ویژگی های سنی و ژئوشیمیایی مجموعه کرمانشاه از جنوب باختر (افیولیت های هرسین) به سمت افیولیت های گرماب در شمال خاور، ضمن جوان شدگی تغییر سرشت توله ایی به کالکوالکالین را نشان می دهند که بیانگر فرارانش حداقل دو زمانی مجموعه افیولیت هرسین-کامیاران است. تحولات ژئوشیمیایی بیانگر تغییر ماهیت قوس اقیانوسی به قوس قاره ای نیز می باشد و این مسئله در پیگیری به سمت شمال منطقه در نقشه سنقر با ظاهر شدن ماگماتیسیم کالک آلکالین حاشیه قاره با سن اوسن پایانی-الیگومیوسن آشکار است.

۹- سپاسگزاری

نگارندگان این مقاله از سردبیر و داوران گرامی مجله که با پیشنهادهای ارزنده علمی خود موجب غنای بیشتر نوشتار شدند، قدردانی می نمایند.

مطالعات سال های اخیر حاکی از آن است که بیشتر افیولیت های زاگرس در محیط جزایر قوسی درون اقیانوسی تشکیل شده اند به گونه ای که فروانش درون اقیانوسی باعث شکل گیری جزایر قوسی نابالغی قبل از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شده است و اضمحلال زبانه فرورو منجر به ایجاد یک فاز کششی بزرگ مقیاس در ورقه اقیانوسی شده (Mouthereau et al., 2012) و به موجب آن افیولیت های زون فرافروانش زاگرس شکل گرفته اند. افیولیت های کرمانشاه به عنوان باقی مانده های مجزای قلمرو اقیانوسی اوسن با گسترش آهسته (Braud, 1987)، افیولیت های پشت قوس (Whitechurch et al., 2013) که پیش از برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا وجود داشته، یا به عنوان افیولیت های زون تحولی اقیانوس-قاره (Wrobel-Daveau et al., 2010) که طی کافت صفحه عربی ایجاد شده اند و در نهایت به عنوان افیولیت زون سوپراسابداکشن که در کرتاسه پسین تشکیل شده (Saccani et al., 2013) در نظر گرفته شده اند. (Azizi et al., 2013) نیز منشأ قوس-پشت قوسی را برای افیولیت های زاگرس در منطقه کامیاران پیشنهاد نمودند. از طرف دیگر (Ao et al., 2016) به احاطه شدن سنگ های مافیک هرسین توسط بقایای افیولیتی جواتر صحنه-کامیاران اشاره داشته اند.

(Vincent et al., 2005) نیز بر باورند که افیولیت اوسن کرمانشاه در کامیاران، افیولیت زون سوپراسابداکشن و مرتبط با کمان است که بر اساس مشخصات ژئوشیمیایی آن، در خاستگاه کششی پشت قوس تشکیل شده است. (Allahyari et al., 2010) و (Saccani et al., 2013) نیز گابروها و دایک های دلریتی در ناحیه صحنه-کامیاران را دارای تقارب ژئوشیمیایی با MORB-N معرفی می کنند. (Whitechurch et al., 2013) بیان می کنند که گابروهای پالوژن و اوسن کامیاران تکامل دوره گسترش پشت قوس را نشان می دهند و دارای ماهیت انتقالی بین گوشته مورب تهی شده و کمان آتشفشانی اقیانوسی همراه با رسوبات منشأ گرفته از گوشته بالای زون فروانش هستند. بطور کلی در مجموعه افیولیت های کرمانشاه-کردستان بخش های از افیولیت های کرمانشاه در هرسین (Ghazi and Hassanipak, 1999) و پنجوین (Azizi et al., 2011) مربوط به کرتاسه بوده و ویژگی های خاص MORB را بصورت بارز نشان می دهند. سایر افیولیت های موجود در این محور از جمله افیولیت های گرماب، ویژگی های ژئوشیمیایی افیولیت های سوپراسابداکشن را نشان می دهند که در اوسن تشکیل شده اند. ماگماتیسیم با سن اوسن-الیگوسن در محور هرسین تا پیرانشهر در امتداد زون برخوردی زاگرس شامل توده های نفوذی با ویژگی های توله ایی و مرتبط با افیولیت ها مانند گابروهای پنجوین (Al-Hassan and Hubbard, 1985)، گابروی قه لاجی (خاور مریوان) (رانین، ۱۳۸۸) و مجموعه ای از گابرو-گرانیت های کالک آلکالین در لبه زون سندج-سیرجان نظیر گابروی مروارید در شمال کامیاران (معین وزیری، ۱۳۴۹)، گابروی طایساران در شمال کامیاران (معین وزیری و همکاران، ۱۳۸۷)، گرانیت برده رشه در باختر مریوان (رانین، ۱۳۸۸) می باشد. وجود این دو سری ماگمایی نشان دهنده وجود دو کمان مجزا در منطقه کرمانشاه-کردستان است که کمان اولی با سرشت توله ایی و در محیط اقیانوسی افیولیت های سوپراسابداکشن را بوجود آورده و کمان دومی در لبه زون سندج-سیرجان ماگماتیسیم کالک آلکالین را ایجاد نموده است. این دو کمان می توانند ناشی از دو بخش فروانش مجزا بوده باشند (Aswad et al., 2016)

کتابنگاری

- ابراهیمی، ر.، دلاوری، م. و دولتی، ا.، ۱۳۹۶- ژئوشیمی پریدوتیت‌های گه‌گشته‌ای زون سیستان (غرب‌زاهدان و شمال‌سهل‌آباد)، شرق ایران؛ نشریه علوم زمین خوارزمی، ۳ (۱) ۲۴-۱: <http://gnf.khu.ac.ir/article-1-2602-fa.html>.
- رائین، ا.، ۱۳۸۸- پترولوژی سنگ‌های پلوتونیک و دگرگونی منطقه مریوان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ۱۰۸ ص.
- رحیم‌زاده، ب.، حسن‌زاده، ج. و مسعودی، ف.، ۱۳۹۲- زمین‌شیمی و سن‌سنجی گابروهای افیولیتی سه‌ول‌آوا-شمال غرب ایران؛ نشریه علوم دانشگاه خوارزمی، جلد ۱۳ (۴): ۸۹۶-۸۷۷.
- رفیعا، ر. و شهیدی، ح.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میان‌راهان (کرکسار)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سودی‌اجیرلو، م.، حاجی‌علی‌اوغلی، ر. و موذن، م.، ۱۳۹۶- شیمی کانیاپی و جایگاه زمین‌ساختی دایک‌های دیابازی مجموعه افیولیتی کامیاران، غرب ایران مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳ صص. ۶۰۹-۶۱۸. <http://ijcm.ir/article-1-958-fa.html>.
- شجاعی، ی.، رهگشای، م. و شفاغی‌مقدم، ه.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی و محیط تشکیل کمپلکس دایک‌های صفحه‌ای در مجموعه افیولیتی کامیاران، شمال کرمانشاه چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین.
- شهیدی، ع. و نظری، ح.، ۱۳۷۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- معین‌وزیری، ح.، عزیزی، ح.، مهرابی، ب. و ایزدی، ف.، ۱۳۸۷- ماگماتیسیم الیگوسن در زون راندگی زاگرس (محور صحنه-مریوان): دور دوم فروانش نوتیتس در پالئوژن، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی و چهارم، شماره ۱، صص. ۱۱۳ تا ۱۲۱.
- معین‌وزیری، ح.، ۱۳۴۹- تحقیق سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین منطقه مروارید (بین کرمانشاه و سنندج)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- ویسی‌نیا، ا.، ابراهیمی، م.، مختاری، م. ع.، احمدیان، ج. و عظیم‌زاده، م.، ۱۳۹۷- کاربرد شیمی کروم اسپینل در مطالعه سنگ‌زایی و محیط زمین‌ساختی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و ششم، شماره سوم، صص. ۲۴۱ تا ۲۶۶. <http://ijcm.ir/article-1-1142-fa.html>.
- ویسی‌نیا، ا.، ابراهیمی، م.، مختاری، م. ع.، احمدیان، ج. و عظیم‌زاده، م.، ۱۳۹۶- شیمی کانی‌ها و محیط تشکیل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیت گرماب، شمال شرق کامیاران، نشریه علوم زمین دانشگاه خوارزمی، جلد ۳ شماره ۱، بهار و تابستان ۹۶، صص. ۵۸۱ تا ۵۹۶. <https://gnf.khu.ac.ir/article-2591-fa.pdf>.
- ویسی‌نیا، ا.، ۱۳۹۵- پترولوژی، ژئوشیمی و خاستگاه تکتونیکی مجموعه پریدوتیتی گرماب، افیولیت‌های کرمانشاه، شمال شرق کامیاران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه زنجان، ۲۱۰ ص.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geol. Mag.*, 148: 692-725. doi: 10.1017/S001675681100046X.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005-Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International journal of earth sciences*, 94:401-419. DOI: 10.1007/s00531-005-0481-4.
- Ahmed, A. H., Arai, S., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A., 2005-Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NWeoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 138: 225-234. doi:10.1016/j.precamres.2005.05.004.
- Alipour, R., Zaré, M. and Ghassemi, M. R., 2012- Inception of activity and slip rate on the main recent fault of Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology*, 175-176: 86-97. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.06.025.
- Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O., 2014- Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 312-328. DOI: 10.1016/j.jseas.2013.10.005.
- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F., 2010- Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophioliti*, 35: 71-90. Doi:10.4454/ofioliti.v35i2.387.
- Al-Hassan, M. E. & Hubbard, F. H., 1985-Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq. *Ophioliti* 10: 139-145.
- Ao, S., Xiao, W., Khalatbari Jafari, M., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W. and Zhang, Z., 2016- U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran); from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys. *Gondwana Research*, 31:305-318. doi.org/10.1016/j.gr.2015.01.014.
- Aswad, J. A., Sarmad, A., Al.Sheraefy, R. M., Nutman, A. P., Buckman, B., Jones, B. G. and Jourdan, F., 2016- 40Ar/39Ar hornblende and biotite geochronology of the Bulfat Igneous Complex, Zagros Suture Zone, NE Iraq: New insights on complexities of Paleogene arc magmatism during closure of the Neotethys Ocean. *Lithos*, 266: 406-413. DOI: 10.1016/j.lithos.2016.10.013.
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. and Koyi, H. A., 2011- Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan region, Iraq. *Geological Magazine*, 148(5-6): 802-818. DOI: 10.1017/S0016756811000422.

- Azer, M. K. and Khalil, A. E. S., 2005- Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al- Edeid area. Central Eastern Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 525-536. Doi: 10.1016/j.jafrearsci.2005.09.008
- Azizi, H., Hadi, A., Asahara, Y. and Mohammad, Y. O., 2013- Geochemistry and geodynamics of the Mawat mafic complex in the Zagros suture zone, northeast Iraq. *Cent. Eur. J. Geosci.*, 5: 523-537. DOI: 10.2478/s13533-012-0151-6.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H., 2011-Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics*, 52: 304-320. Doi: 10.1016/j.jog.2011.03.001.
- Bonev, N. and Stampfli, G., 2009- Gabbro, plagiogranite and associated dykes in the suprasubduction zone Evros Ophiolites, NE Greece, *Geological Magazine*, 146: 72-91. DOI: 10.1017/S0016756808005396.
- Braud, J. and Bellon, H., 1974- Donnes' nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj- Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan; nature, age et interpretation des series métamorphiques et des intrusions évolution structural: Paris, Université Paris-Sud, 20p.
- Braud, J., 1987- La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution pale'oge'ographique, e'volution ge'odynamique, magmatique et structurale, The'se, Universite' Paris-Sud. 489.
- Choi, S. H., Shervais, J. W. & Mukasa, S. B., 2008- Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5): 551-576. DOI: 10.1007/s00410-008-0300-6.
- Delaloye, M., and Desmons, J., 1980- Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68: 83-111. Doi: 10.1016/0040-1951(80)90009-8.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009- Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113: 1-20. DOI: 10.1016/j.lithos.2009.04.022.
- Downes, H., 2001- Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. *Journal of Petrology*, 42: 233-250. DOI: 10.1093/petrology/42.1.233.
- Farahat, E. S., 2008- Chrome-spinels in serpentinites and talc carbonates of the El Ideid-El Sodmein District, central Eastern Desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 68(2): 193-205. DOI: 10.1016/j.chemer.2006.01.003.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683-693. doi:10.1016/j.jseaes.2005.01.003.
- Godard, M., Joussetin D. and Bodinier, J. L., 2000- Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading centre: a study of the mantle section in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 180(1-2): 133-148. doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00149-7.
- Ghazi, A. M. and Hassanipak A. A., 1999- Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3): 319-332. DOI: 10.1016/S0743-9547(98)00070-1.
- Hebert, L. B., Asimow, P. and Antoshechkina, P., 2009- Fluid source-based modeling of melt initiation within the subduction zone mantle wedge: Implications for geochemical trends in arc lavas. *Chemical Geology. CHEMGE-* 15780; No of Pages 14. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.06.017.
- Hickey, R. L. and Frey, A. F., 1982- Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 2099-2115. DOI: 10.1594/PANGAEA.707055.
- Ismail, S. A., Mirza, T. M. and Carr, P., 2010- Platinum-group element geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37: 31-41. doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.07.005.
- 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. DOI: 10.1139/e71-055.
- Juteau, T. and Maury, R., 2009- La croute Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogene. Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13,470pp.
- Khalatbari Jafari, M., Babaie, A. H. and Moslempour, M. E., 2016- Mid-ocean-ridge to suprasubduction geochemical transition in the hypabyssal and extrusive sequences of major Upper Cretaceous ophiolites of Iran. *The Geological Society of America*, doi.org/10.1130/2016.2525 (07).
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*, 68: 277-279.

- Leterrier, J., 1985- Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos*, 18: 311-329. DOI: 10.1016/0024-4937(85)90034-9.
- Malvoisin, B., 2015-Mass transfer in the oceanic lithosphere: serpentinization is not isochemical. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: p. 75-85. DOI: 10.1016/j.epsl.2015.07.043.
- Moinevaziri, H., Akbarpour, A. and Azizi, H., 2015- Mesozoic magmatism in the northwestern Sanandaj-Sirjan zone as an evidence for active continental margin. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(5): 3077-3088. DOI: 10.1007/s12517-014-1309-y.
- Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Zh., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeili, R. and Xiao, W., 2018- Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: Constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Research*, 62:287-305. DOI: 10.1016/j.gr.2018.03.002.
- Morishita, T., Maeda, J., Miyashita, S., Kumagai, H., Matsumoto, T. and Dick, H. J. B., 2009- Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the slow spreading southwest Indian Ridge. *European Journal of Mineralogy*, 19: 871-882. doi.org/10.1127/0935-1221/2007/0019-1773.
- Mouthereau, F., Lacombe, O. and Vergés, J., 2012- Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence. *Tectonophysics*, 532-535: 27-60. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.022.
- Nicolas, A. and Prinzhofer, A., 1983- Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites., *Journal of structural evidence*, 24:188-206 . DOI: 10.1093/petrology/24.2.188.
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. and Smith, I. E. M., 2004- Silicic volcanism and back arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian-Pacific plate boundary. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 131: 295-306. doi: 10.1016/S0377-0273(03)00382-2.
- Ningthoujam, P. S., Dubey, C. S., Guillot, S., Fagion, A. S. and Shukla, D. P., 2012- Origin and serpentinization of ultramafic rocks of Manipur Ophiolite Complex in the Indo-Myanmar subduction zone, Northeast India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 50:128-140. DOI: 10.1016/j.jseaes.2012.01.004.
- Niu, Y. L., 2004- Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology*, 45: 2423-2458. DOI: 10.1093/petrology/egh068.
- Nouri, F., Azizi, H., Golonka, J., Asahara, Y., Orihashi, Y., Yamamoto, K., Tsuboi, M. and Anma, R., 2016-Age and petrogenesis of Na-rich felsic rocks in western Iran: evidence for closure of the southern branch of the Neo-Tethys in the Late Cretaceous. *Tectonophysics*, 671: 151-172. DOI: 10.1016/j.tecto.2015.12.014.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J. C. M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209) : implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology*, 234: 179-210. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.04.011.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1): 14-48. DOI: 10.1016/j.lithos.2007.06.016.
- Pearce, J. A., Barker, P. F., Edwards, S. J., Parkinson, I. J. and Leat, P. T., 2000- Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139: 36-53. DOI: 10.1007/s004100050572.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979-Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69(1): 33- 47. doi.org/10.1007/BF00375192.
- Pirouz, M., 2018- Post-collisional deposits in the Zagros foreland basin: Implications for diachronous underthrusting. *International Journal of Earth Sciences*, 107(5): 1603-1621. DOI: 10.1007/s00531-017-1561-y.
- Rajabzadeh, M. A., Dehkordi, T. N. and Caran, S., 2013- Mineralogy, geochemistry and geotectonic significance of mantle peridotites with high-Cr chromitites in the Neyriz ophiolite from the outer Zagros ophiolite belts, Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 78:1-15. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2012.09.013.
- Ricou, L. E., Braud, J. and Brunn, J. H., 1977- Le Zagros: Livre à la Mémoire de A.F. de Lapparent (1905-1975): Mémoire hors Série de la Société Géologique de France 8, p. 33-52.
- Saccani, E., Allahyari, K. and Rahimzadeh, B., 2014- Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean. *Tectonophysics*, 621: 132-147. DOI:10.1016/j.tecto.2014.02.011.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G., 2013- Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean. *Gondwana Research*, 24(1): 392-411. DOI: 10.1016/j.gr.2012.10.009.

- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary Science letters*, 59(1): 101-118. doi.org/10.1016/0012-821 X(82)90120-0.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London Special Publications, 42: 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Talebian, M. and Jackson, J., 2002- Offset on the main recent fault of NW Iran and implications on the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*, 150: 422-439. doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01711.x.
- Tanirli, M. and Rizaoglu T., 2016- Whole-rock and mineral chemistry of mafic cumulates from the Low-Ti ophiolite in the southern part of Kahramanmaraş, Turkey. *Russian Geology and Geophysics*, 57:1398-1418. doi.org/10.1016/j.rgg.2016.01.018.
- Tian, L., Castillo, P. R., Hawkins, J. W., Hilton, D. R., Hanan, B. B. and Piatruszka, A. J., 2008- Major and trace element and Sr–Nd isotope signatures of lavas from the Central Lau Basin: Implications for the nature and influence of subduction components in the back-arc mantle. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 178, 657–670. doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.039.
- Vermeesch, P., 2006- Tectonic discrimination diagrams revisited, *Geochemistry, Geophysics and Geosystem*, 7: 1-55. doi.org/10.1029/2005GC001092.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. and Simmons, M. D., 2005- Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117:1513-1533. doi: 10.1130/B25690.1.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L., 2013- Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos*, 182-183:11-32. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.07.017.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1997- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. DOI: 10.1016/0009-2541(77)90057-2.
- Workman, R. K. and Hart, S. R., 2005- Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters*, 231: 53–72. doi:10.1016/j.epsl.2004.12.005.
- Wrobel-Daveau, J. C., Ringenbach, J. C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P. and Frizonde Lamotte, D., 2010- Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences*, 3:499-513. DOI: 10.1007/s12517-010-0209-z.
- Xia, B., Yu, H. X., Mei, H. J., Chen, G. W. & Qi, L., 2003-Geochemistry of basalts: evidence for formation of Dazhu ophiolite, Tibet (China), in a Supra subduction zone environment. *Journal of Geological Society of India*, 61:7-15.
- Xiong, X. L., Adam, T. J. and Green, T. H., 2005- Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339-359. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2005.01.014.
- Zhang, C., Liu, C. Z., Wu, F. Y., Zhang, L. L. and Ji, W. Q., 2016- Geochemistry and geochronology of mafic rocks from the Luobusa ophiolite, south Tibet. *Lithos* 245: 93-108. doi: 10.1016/j.lithos.2015.06.031.

Geochemistry survey of the Garmab ophiolitic complex, Northeast of Kamyaran: MORB to Island arc Evolution

A. Viesinia^{1*}, M. Ebrahimi², B. Rahimzadeh³ and R. Esmaili⁴

¹M.Sc., Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

²Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

⁴Ph.d. Student, Academy of Sciences, University of Chinese, Beijing, China

Received: 2018 September 12

Accepted: 2019 July 03

Abstract

Kamyaran ophiolitic complex located in the northeast Zagros orogeny along the crush zone between Arabian-Iranian plates. This complex outcropped between the Harsin ophiolites in southeast and Sarwabad ophiolite in northwest. Field observation reveal the fact that the Garmab Ophiolite in the northeast of Kamyaran is a tectonic mélange including peridotites and gabbros cut by microgabbroic dikes. Olivine, clinopyroxene and orthopyroxene with chromian spinel made the peridotites minerals with mesh and porphyroclastic fabrics and Gabbros include plagioclase, clinopyroxene and minor amphibole with intergranular, pegmatoidic and interstitial texture. According to the geochemical results, gabbros have tholeiitic to calc-alkaline nature and show the MORB to island arc characteristics. According to the geochemical and geotectonic results, Garmab peridotites plotted to the abyssal peridotites area that represent from the residual mantle spinel lherzolite after extraction of 15–20% partial melting. The break-off of Neo-Tethyan slab and subduction of this slab branch beneath the oceanic lithosphere during cretaceous led to cessation of the Neo-Tethyan subduction beneath the Sanandaj-Sirjan block, and forming arc-back arc basin (second step of subduction) and related rocks in the Kamyaran ophiolite. Presence of tholeiitic to calc-alkaline magmatism is in response to the slab retreat in the Eurasian continental margin.

Keywords: Ophiolite, MORB, geochemistry, Kamyaran, Zagros.

For Persian Version see pages 135 to 148

*Corresponding author: A. Viesinia; E-mail: a.vaisy69@gmail.com