

بررسی ماهیت مagmaهای و محیط تکتونیکی تشکیل پروتولیت‌های موجود در مجموعه افیولیتی دالامپر (شمال غرب ایران)

ایوب ویسی نیا^{۱*}، محمد رهگشای^۱، ایمان منصف^۲، بهمن رحیم زاده^۱

۱- گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کد پستی ۴۵۱۳۷-۶۶۷۳۱، ایران

تاریخ تظییم: ۱۴۰۳/۸/۴

چکیده

مجموعه افیولیتی- دگرگونی دالامپر بخش ناشناخته‌ای از افیولیت نئوتیس است و در جنوب شهرستان ارومیه، شمال غرب ایران در داخل کمریند دگرگونی سندج- سیرجان واقع شده است. این مجموعه شامل انواع سنگ‌های دگرگونی چون شیست، گنیس، آمفیبولیت به همراه قطعه‌هایی از سرپانتینیت و برش‌های زمین‌ساختی گابرو، دونیت، مرمر و دیاباز است. این واحدهای سنگی در بیشتر نقاط به صورت تکتونیکی و آمیزه رنگین در هم آمیخته شده‌اند. آمفیبولیت‌ها به صورت توده‌های لنزی شکل و دایک در منطقه پراکندگی دارند و گاهی شواهدی از دگرشكلي نظير خطواره و برگوارگي را به نمایش می‌گذارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این آمفیبولیت‌ها به نمایش می‌گذارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده‌ی آمفیبولیت‌ها بازالت (یا گابرو) با ماهیت سابلکالن و تولئیتی می‌باشد. در نمودار به هنجار شده به کندریت غنی‌شده‌ی از REEها نسبت به HREE‌ها مشاهده می‌شود. همچنین در نمودار به هنجار شده به گوشته اولیه HFSEها و REEها تهی شدگی نشان داده‌اند. با توجه به نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونیکی ترکیب شیمیایی آمفیبولیت‌ها در ارتباط با فرورانش بوده و ویژگی‌های MORB تا IAT را نشان می‌دهند و جایگاه زمین‌ساختی حوضه جلوهوس برای تشکیل magmaهای والد آن‌ها پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، آمفیبولیت، زون سندج-سیرجان، دالامپر، شمال غرب ایران.

مقدمه

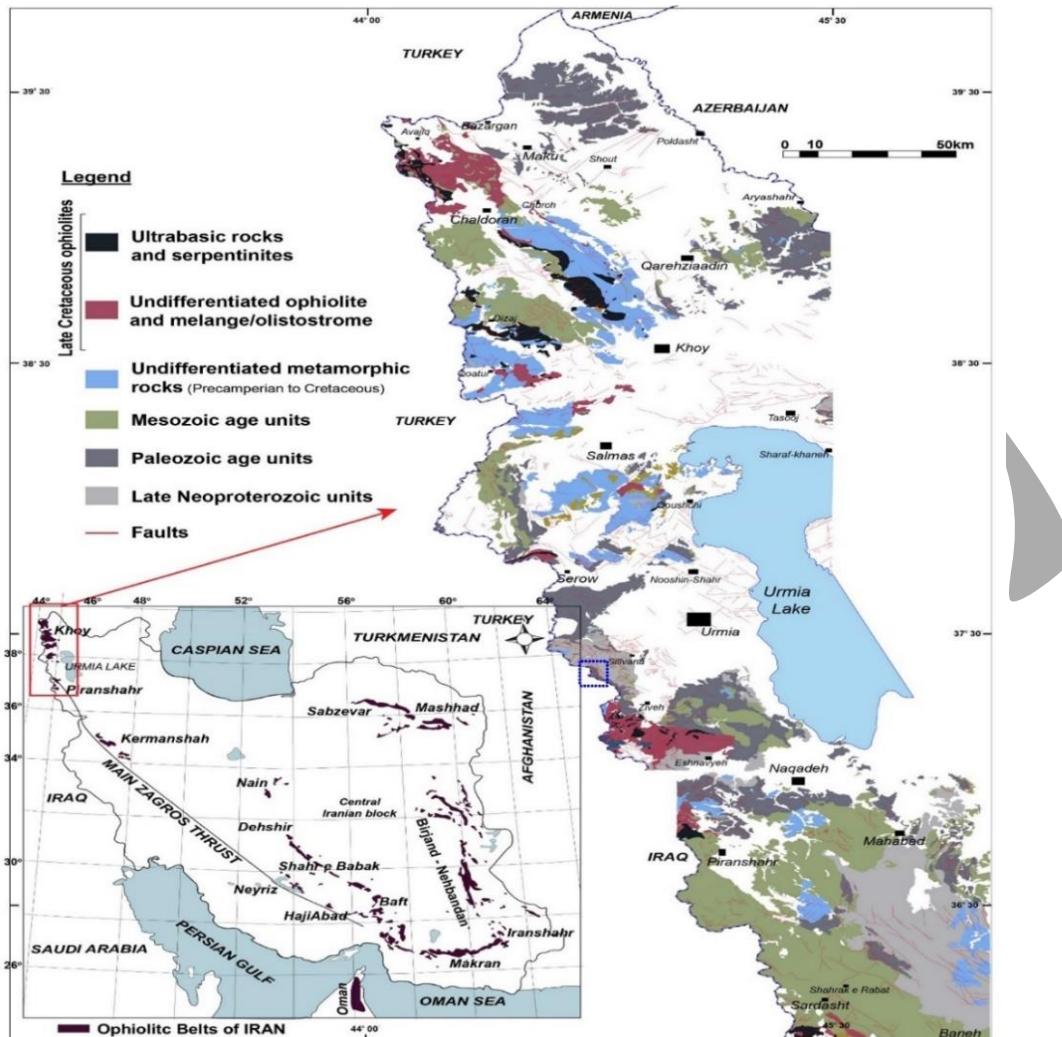
سنگ‌های دگرگونی مناطق افیولیتی از اهمیت ویژه‌ای در شناخت فرآیندهای^۱ حاکم طی کوه‌زایی و جایگیری افیولیت‌ها برخوردار هستند. در مناطق افیولیتی مکانیسم و عوامل موثر در ایجاد سنگ‌های دگرگونی از تنوع زیادی برخوردارند. علاوه بر سنگ‌های رخساره شیست آبی و اکلوژیت در بسیاری از پهنه‌های افیولیتی، ورقه‌های باریک با گرادیان دگرگونی معکوس و ضخامت کمتر از ۵۰۰ متر از نوع شیست سبز، آمفیبولیت و گرانولیت بروزد دارند که از نظر ساختاری با همبrijی گسله در زیر توالی گوشته‌ای قرار گرفته‌اند [۱]. این گونه سنگ‌ها با پهنه‌های کششی و فرورانش قبل از برخورد در ارتباط بوده و بررسی پترولوجیک آنها به شناسایی جایگاه تکتونیکی که در آن تشکیل شده‌اند، کمک می‌نماید. این سنگ‌ها عموماً با فعالیت magmaهای پشتی میان اقیانوسی، کمان آتشفسانی و پهنه‌های کششی پیش از برخورد دو قاره (پشت کمان) وابسته هستند [۲]. اما انواع مرتبط با کوه‌های زیردریایی و جزایر اقیانوسی نیز شناسایی شده‌اند [۳]. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ کل این مجموعه‌های دگرگونی اطلاعات مفیدی را در رابطه با وسعت حوضه‌های اقیانوسی در بر دارد. با

شناخت شرایط فشار و حرارت و مکانیسم دگرگونی سنگ‌های منطقه فرورانش، تاریخچه دگرگونی و برخورد روشن شده و ضمن درک وسعت حوضه اقیانوسی (حوضه اقیانوسی وسیع یا محدود) می‌توان به بررسی رژیم حرارتی و شرایط ژئودینامیک منطقه فرورانش پرداخت [۲]. سنگ‌های دگرگونی مرتبط با افیولیت‌ها از ارکان اساسی در ارایه مدل ژئودینامیکی مناطق افیولیتی محسوب می‌شوند. زمین‌دما- فشار سنگی سنگ‌های دگرگونی موجود در افیولیت‌ها و سیله بسیار مهمی در تعیین دما و فشار اعمال شده بر افیولیت‌ها پیش و پس از جایگیری بر روی قاره‌ها به حساب می‌آیند. به طور معمول در بررسی سرزمین‌های دگرگونی سه هدف بنیادین مد نظر سنگ‌شناسان است (۱) بررسی فابریک سنگ‌های دگرگونی برای روشن شدن ارتباط رویدادهای دگرگونی و دگریختی، (۲) شناسایی و بررسی روند تغییر شرایط دما و فشار دگرگونی برای اندازه‌گیری گرادیان زمین گرمایی و به دنبال آن شناسایی جایگاه دیرینه زمین ساختی ماگما پیش از فرایند دگرگونی و (۳) بررسی سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی برای شناخت پهنه ژئودینامیک پیدایش آنها. تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های شمال غرب ایران (مانند قوشچی، سیه چشم، قطور، سلماس و خوی) انجام شده است [۷-۴]. نتایج بررسی‌های مختلف سنگ مادر آمفیبولیت‌های خوی همانند آمفیبولیت‌های مورد بررسی حاکی از محیط زمین‌ساختی مختلفی چون IA و قوس‌های آتشفسانی برای این سنگ‌ها تعیین شده است. این در حالی است که آمفیبولیت‌های غرب قوشچی و سیه چشم و ویژگی‌های جایگاه زمین‌ساختی قوس‌های آتشفسانی را از خود نشان می‌دهند. آمفیبولیت‌های سلماس و قطور هم به ترتیب دارای رخنمون یافته در شمال غرب ایران بخوبی مشخص نیست. تاکنون سن‌سنگی‌های متعددی بر روی آمفیبولیت‌های خوی انجام شده است. عزیزی و همکاران [۴] تشکیل سنگ اولیه را به اواخر کرتاسه و دگرگونی را به اؤسن پسین نسبت داده‌اند. بر اساس نتایج سن‌سنگی-U-Pb زیرکن [۸] بر روی مجموعه دگرگونی خوی، سنگ مادر آمفیبولیت‌های این مجموعه افیولیتی به پروتروزوئیک نسبت داده شده است. سن آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس هم به کرتاسه پسین-پالئوسن نسبت داده شده است [۹]. با توجه به این که در مورد آمفیبولیت‌های منطقه دالامپر تاکنون بررسی علمی صورت نگرفته است از این رو در پژوهش حاضر سعی شده است با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی و شیمی سنگ کل به بررسی شرایط تشکیل، تعیین خاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی سنگ مادر آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در افیولیت ملانز دالامپر پرداخته شود.

موقعیت زمین شناسی

در صفحه ایران بقایای حوضه اقیانوسی نئوتیس و شواهد بسته شدن آن به صورت مجموعه‌ها و آمیزه‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی از گسترش وسیع تری نسبت به حوضه‌های اقیانوسی دیگر برخوردار است. زون سنتندج-سیرجان ناحیه‌ای با تغییر شکل چند فازی در حاشیه جنوب غربی اوراسیا است که در کنار شبه قاره عربستان (کوه‌های زاگرس)، در امتداد محور اصلی زاگرس (MZF) واقع شده است

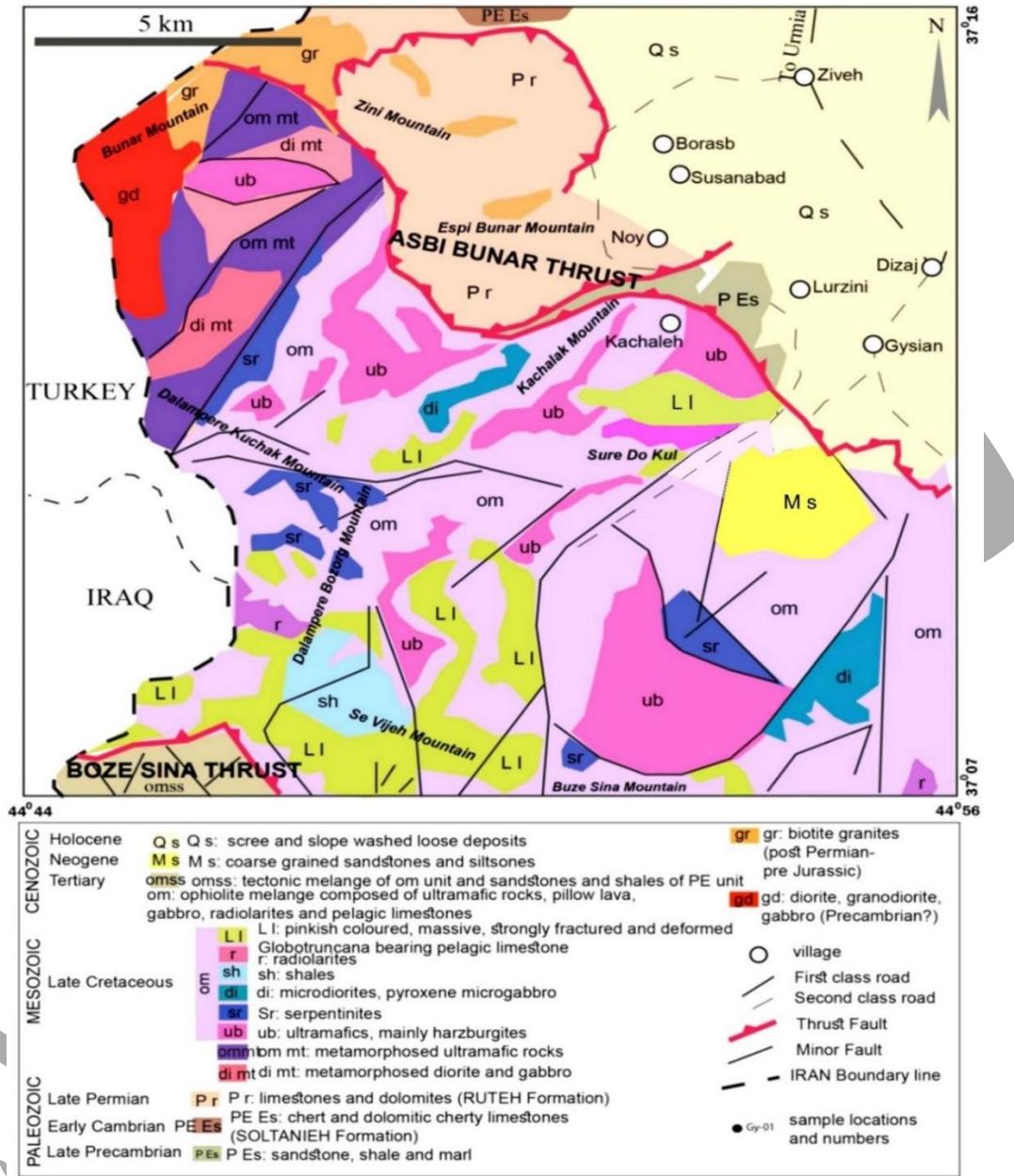
[۱۰] و متتشکل از رسوبات پالئوزوئیک تا کرتاسه و سنگ‌های دگرگونی است که عموماً به عنوان مشتق شده از حاشیه فعال جنوبی صفحه اوراسیا در نظر گرفته می‌شوند که به سمت جنوب غرب بر روی کمربند تراستی و چین خورده زاگرس (ZFTB) رانده شده است [۱۱-۱۳]. پهنه سندنج-سیرجان نمایانگر "منطقه اصلی" یا "هسته دگرگونی" پهنه برخوردي عربستان-اوراسیا می‌باشد. ماگماتیسم ژوراسیک، پهنه سندنج-سیرجان را از زاگرس چین خورده و کمربند راندگی در جنوب و از ایران مرکزی در شمال متمایز کرده است. علوی [۱۴] معتقد است زون سندنج-سیرجان هسته دگرگونی کمپلکس افزایشی زاگرس بوده که در اثر ضخیم شدگی پوسته‌ای بخش‌های حاشیه عربی تشکیل شده است. دیگر نظرات زون سندنج-سیرجان را به عنوان خرده قاره برافزاپشی جدا شده از گندوانا در دوره ژورا سیک پیشین [۱۵] یا به عنوان یک قطعه قاره‌ای بریده شده از پلیت عربی که در دوره کرتاسه به اوراسیا متصل شده است در نظر می‌گیرند [۱۶-۱۷]. اما مطالعات روبرتسون [۱۷] اثبات نمود که سنگ‌های زون سندنج-سیرجان با سنگ‌های پلیت عربی منطبق نمی‌باشد. آگارد و همکاران [۱۸] نتیجه گرفتند حضور شیوه‌های آبی در منطقه حاجی‌آباد می‌تواند بیانگر آن باشد که برخی سنگ‌های زون سندنج-سیرجان ابتدا دچار فروزانش و سپس متحمل رخنمون مجدد در سطح شده‌اند. عزیزی و استرن [۱۹] زون سندنج-سیرجان را به سه بخش اصلی شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم‌بندی نموده‌اند. در بخش شمالی برخی از افیولیت‌های گسیخته قرار گرفته‌اند که کمربند افیولیتی اشنویه-سلماس-خوی (OSK) نامیده می‌شوند [۲۰]. کمربند کوه‌زایی زاگرس محصول سه واقعه اصلی تکتونیکی محسوب می‌شود (۱) مرحله آغازین فروزانش اقیانوس نئوتیس به زیر ایران مرکزی از زمان تربیاس بالایی تا کرتاسه، (۲) جایگیری افیولیت‌ها در حاشیه غیرفعال صفحه قاره‌ای عربی-آفریقا در زمان تورونین تا کامپانین و (۳) ادامه فروزانش و در نهایت برخورد صفحه عربی با ایران. به این ترتیب نوار کوه‌زایی برخورده به نام نوار کوه‌زایی زاگرس شکل گرفت. بنابراین فرایندهایی که طی فروزانش، برخورد و بعد از برخورد در یک نوار کوه‌زایی رخ می‌دهد منجر به ایجاد چند نوار متفاوت در یک سیستم کوه‌زایی می‌شود که عبارتند از: نوارهای (کمان‌های) ماگماتی، نوار دگرگونی، و نوار چین خورده. کمربند کوه‌زایی زاگرس در امتداد مرز ایران-عراق-ترکیه توسط توده‌های افیولیتی مشخص می‌شود که به صورت ناپیوسته در امتداد گسل اصلی زاگرس (MZF) رخنمون دارند [۲۱]. بقایای افیولیتی شمال غرب زاگرس شامل مجموعه‌های خوی، چالدران، سرو، اشنویه، پیرانشهر، سردشت، مریوان و افیولیت‌های کرمانشاه (شکل ۱) در شمال غرب ایران [۲۲-۲۷] و افیولیت‌های پنجوین و ملوات در عراق هستند [۲۸-۲۹]. کمپلکس برافزاپشی شمال غرب زاگرس از چندیدن صفحه تکتونیکی تشکیل شده که شامل: بقایای افیولیتی فرارانده شده، گدازه‌های بالشی کرتاسه پایانی و سنگ‌های رسوبی (شیل/رادیولاریت کرمانشاه-قلقله)، پلتفرم ضخیم کربناتی مزوژوئیک (سنگ آهک بیستون-اورامان)، رسوبات ائوسن-میوسن و گدازه‌های آندزیتی کالک آلکان (واحد آتشفسانی رسوبی والاش) [۱۵، ۳۰، ۳۱].



شکل ۱- شکل ساده شده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شمال غرب استان ایران برگرفته از نقشه‌های چاپ شده سازمان زمین‌شناسی ایران شامل (آلوت، اشنویه، ارومیه، پلدشت، تسوج، چالدران، خوی، دیزج، سردشت، سلماس، سیلوان، قطور، گنگچین، ماکو، مهاباد و نقده) [۲۶]. موقعیت افیولیت‌های مزوژوئیک ایران نیز در شکل سمت چپ پایین نشان داده است. منطقه مورد مطالعه با مربع آبی مشخص شده است.

منطقه مورد بررسی بین مختصات طول و عرض جغرافیایی "۳۷° تا ۴۵° شرقی و "۳۰° تا ۵۰° شرقی و "۰° تا ۴۴° شرقی در مرز غربی ایران با ترکیه واقع شده است و بخشی از مجموعه افیولیت‌های جنوب آذربایجان غربی می‌باشد که در انواعی از زون‌های دریاچه‌سیرجان بین افیولیت‌های سردشت و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه در بخش سیلوان استان آذربایجان غربی قرار دارد (شکل ۲). بر اساس تقسیم‌بندی [۱۰] منطقه مورد مطالعه در پهنه سندنج-سیرجان واقع شده است. علوی [۳۲] این منطقه را محل برخورد زون‌های ساختاری سندنج-سیرجان و ایران مرکزی می‌داند. به نظر فاستر [۳۴] نیز افیولیت‌های مناطق خوی، ارومیه، ماکو و اشنویه، به صورت یک پهنه افیولیتی در محل اتصال سه گانه صفحه عربی، ترکیه، ایران-قفقاز کوچک جای گرفته است. در منطقه دالامپر

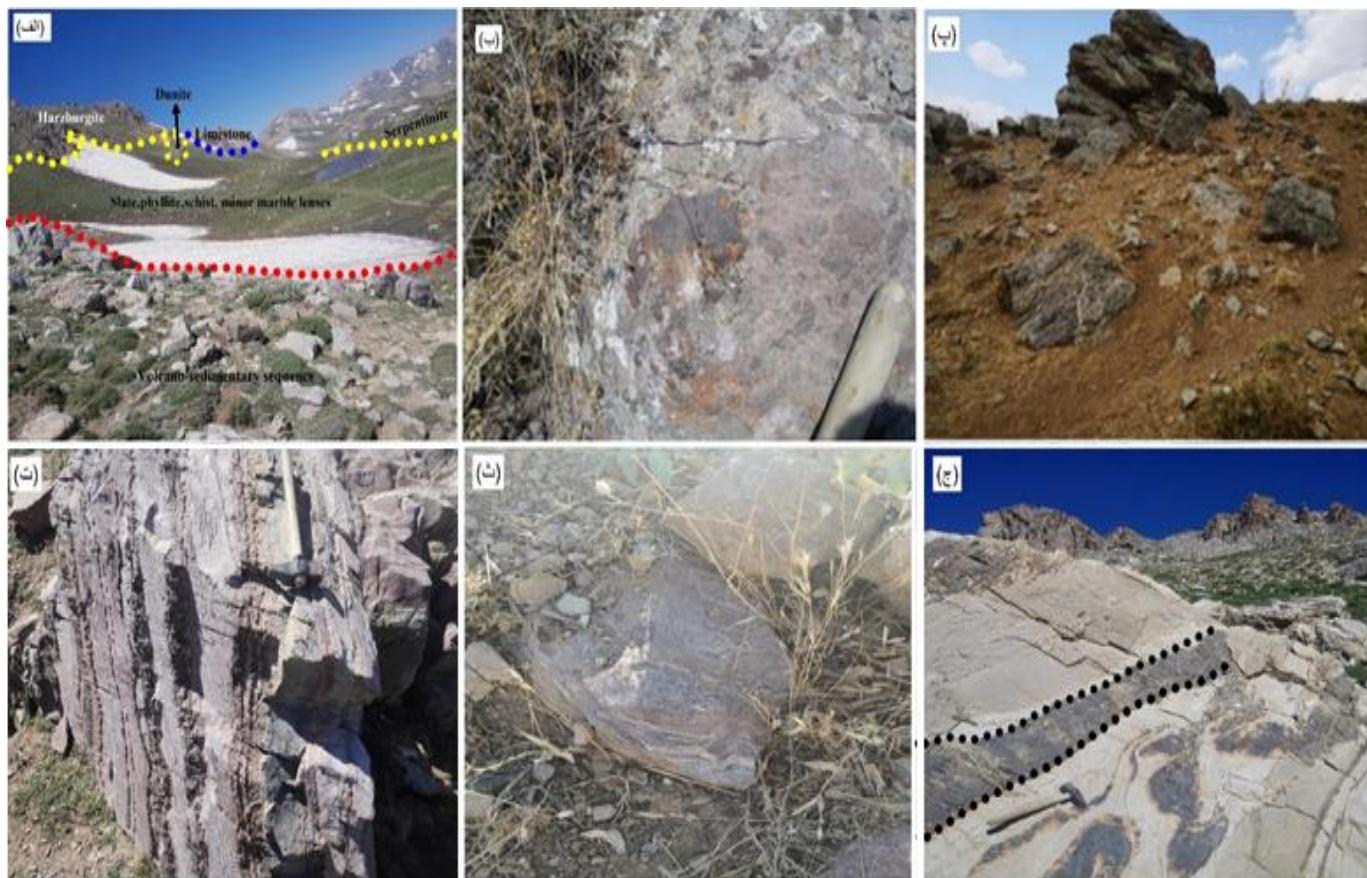
مجموعه‌ای از افیولیت‌های زاگرس با واحدهای متناوب سنگی و رخنمون‌های گسترد و وجود دارند. این آمیزه از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده است که همبری آنها با یکدیگر و یا واحدهای دیگر (غیر افیولیتی) همگی گسله است و بیشتر از نوع راندگی (Thrust Fault) هستند. در گستره منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی وجود دارند که بنظر می‌رسد که در اثر دگرگون شدن سنگ‌های افیولیتی در حین جایگیری در پا شنه دگرگونی (Metamorphic sole) همزمان با جایگیری (Obduction) و یا در ارتباط با زمان بسته شدن حوضه و برخورد Collision در منشور برافراپشی Accretionary prism حاصل شده باشد. این سنگ‌ها در رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای متفاوتی ظاهر شده‌اند و نتیجه آن تشکیل سنگ‌های دگرگونه مختلفی است که در این منطقه رخنمون دارند. با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرابی، میکروسکوپی و همبری آن‌ها با واحدهای آمیزه رنگین، توالی سنگی دیده شده در این مجموعه با سری سوپرا-افیولیتی خود [۳۵] همانند است و سن (کرتاسه پسین تا ائوسن) برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود. از نظر ساختاری این منطقه به پنج زیرزون تقسیم شده است: زون آمیزه افیولیتی (OMZ) که تو سط گسل معکوس اسبی بنار از شمال با زون‌های فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo) هم مرز بوده و از جنوب با زون آمیزه افیولیتی-رسوبی (SOZ) و زون دگرگونه (MZ) مجاور است [۳۶]. در آمیزه رنگی دالامپر که روستاهای کچله، سوسن‌آباد، سوره دوکل، پروانه، چریک‌آباد و شیوه برو را شامل می‌شود: مجموعه‌ای از سنگ‌های الترامافیک سرپانتینیتی شده (هارزبورژیت) و توده‌های کوچکی از دونیت با ساختار ورقه‌ای و بهرنگ سبز روشن تا تیره، خاکستری و سیاهرنگ، پیروکسنیت سرپانتینی شده، سنگ‌های مافیک، توف‌های آتشفسانی، شیل، چرت‌های رادیولاریت‌دار و سنگ آهک پلاژیک گلوبوترونکانایی [۳۲] که همراه با سنگ‌های دگرگونه با همبری گسله، آمیزه افیولیتی منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳ الف). واحدهای گوشه‌ای در نقاط مختلف تو سط رگه‌ها، دایک‌ها، لنزها و توده‌های مافیک قطع شده‌اند. اندازه نفوذی‌های مافیک تزریق شده درون پریدوتیت‌های گوشه‌ای متفاوت بوده و از رگه‌های در حد سانتی‌متر تا استوک، دایک و شبه سیل‌های با ضخامت چندین متر و نیز توده‌هایی با وسعت بیش از چند صد متر مربع تغییر می‌کند. توده‌های قطع کننده پریدوتیت‌های گوشه‌ای منطقه مورد مطالعه تنوعی از گابرو، دیاباز و گابرونوریت را دارا می‌باشند. گابروها تحت تأثیر نیروهای برشی و چین خوردگی میلونیتی شده شده‌اند (شکل ۳ ب). دگرگونی و دگرشكلي دما بالا بر روی گابروها عمل کرده و حاصل آن آمفیبولیت‌هایی است که از دگرگونی و دگرشكلي گابروها به دست آمده و بعدها هم تحت تأثیر نیروهای فشاری (روراندگی‌ها) دگرگونی پسرونده را تحمل کرده و تبدیل به شیست سبز شده‌اند. در مورد مطالعه سنگ‌های دگرگونی وجود دارد که توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرابی و همبری آنها با واحدهای آمیزه رنگین با سن کرتاسه پسین تا ائوسن، بنظر می‌رسد که حاصل دگرگون شدن سنگ‌های آمیزه رنگین جنوب منطقه باشد. این سنگ‌ها در رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای متفاوتی ظاهر شده‌اند و نتیجه آن تشکیل سنگ‌های دگرگونه مختلفی است که در این منطقه رخنمون دارند. رخنمون مجموعه افیولیتی دگرگون شده در آمیزه دالامپر شامل



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده ملاتز افیولیتی دالامپر [۳۲].

آمفیبولیت (شکل ۳ پ)، گنیس (شکل ۳ ت)، آمفیبول شیست و گنیس آمفیبول-بیوتیت دار هستند که با رنگ هوازده خاکستری روشن، صورتی و سبز رنگ مشاهده می‌گردند و با همبهای گسله در مجاورت واحدهای دیگر قرار گرفته‌اند. آمفیبولیت‌ها به صورت سیاه رنگ، دانه ریز و دانه درشت، با مقاومت فیزیکی بالا، به صورت توده‌ای و برخی به صورت شبه‌لایه‌بندی با شیست‌ها، درون ملاتز افیولیتی منطقه رخمنو دارند و گاه سیمایی شبیه به سنگ‌های آتشف شانی دارند. دایک‌های آمفیبولیتی دارای برگوارگی بوده و به طور کاملاً

مشخص پریدوتیت‌های گوشه را قطع کرده‌اند و سپس به توده‌های آمفیبولیتی رسیده و در آن‌ها محو شده‌اند (شکل ۳ ث). در اثر پدیده دگرگونی جدایشی، بخش‌های تیره و روشن (فلدسپار و آمفیبول) از هم جدا شده و دارای لایه‌های تیره و روشن‌اند (شکل ۳ ج).



شکل ۳- الف- نمایی کلی ملانژ افیولیتی دالامپر و مرز تدریجی بین این واحد و واحد دگرگونی؛ ب- نمایی نزدیک از رخمنون ارتومامفیبولیت‌ها دارای ناهمگنی در ترکیبی در صحراء؛ پ- توده‌های آمفیبولیتی درون پریدوتیت‌های گوشه‌ای؛ ت- نمایی از برونزد گنیس دارای لایه‌های تیره و روشن؛ ث- چین خوردگی در آمفیبولیت؛ ج- فراوانی دایک‌های برگواره آمفیبولیتی درون پریدوتیت‌های گوشه.

روش پژوهش

در جریان بازدیدهای صحراوی ضمن جمع‌آوری اطلاعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناختی تعداد ۶ نمونه از توده‌های آمفیبولیتی رخمنون یافته که دارای حداقل هوازدگی و بدون دگرسانی بودند برای تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب شدند. نتایج آنالیز نمونه‌ها در جدول (۱) رائه شده‌اند. مطالعات سنگنگاری مقاطع نازک و نازک-صیقلی میکروسکوپی به منظور تعیین بافت سنگ‌ها و ریز ساختارهای آن‌ها با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان دو منظوره GX انجام گردید. آنالیز شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها در دانشکده علوم دانشگاه برگن در کشور نروژ بر روی پودرهای آماده شده نمونه‌ها انجام شد. عناصر اصلی و برخی عناصر کمیاب نمونه‌ها با روش فلورسانس اشعه X بر روی قرص‌های پرس شده پودرها توسط Thermo Scientific ICAP 7600 انجام شد و کالیبراسیون با استفاده از نمونه‌های استاندارد بین‌المللی صورت گرفت.

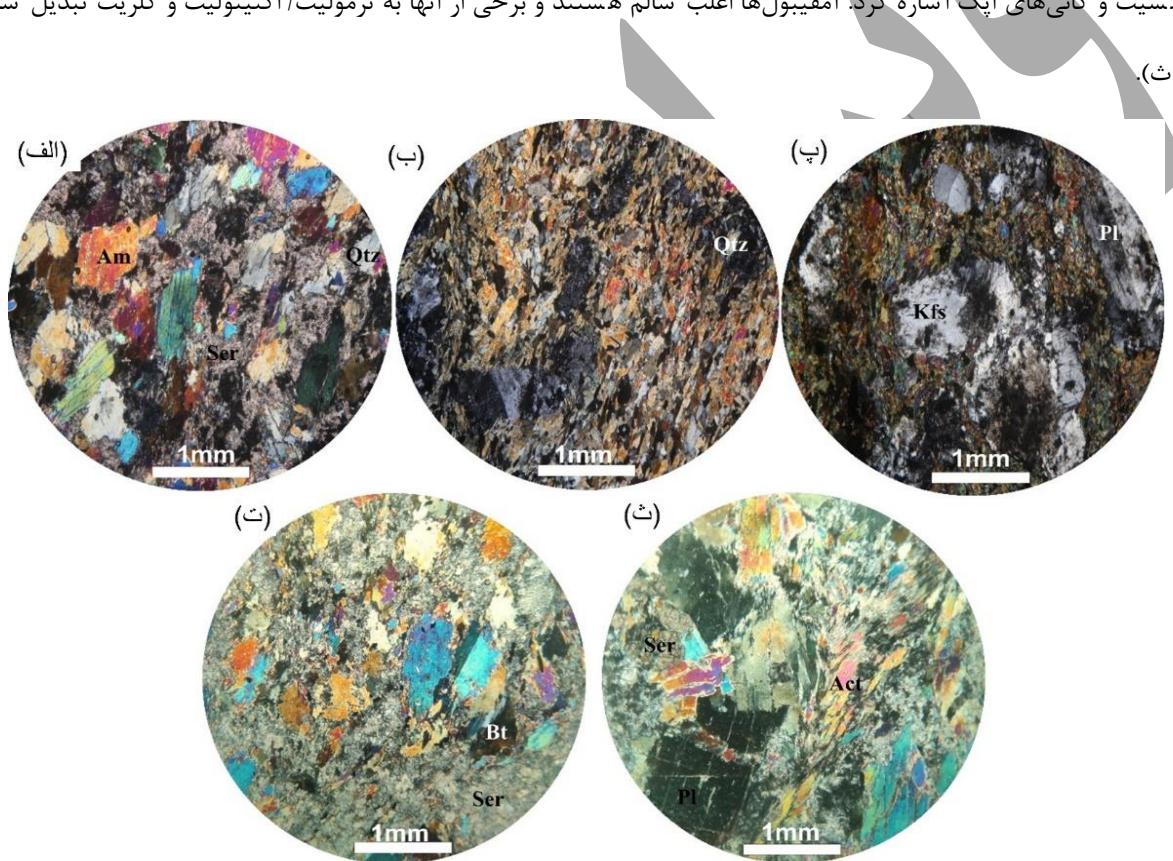
جدول ۱ تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نمونه های آمفیبوليتي افبولييت دالامبر.

Sample No.	So2	So11	So12	So19	So20	So21
SiO ₂	52.91	50.31	54.31	52.31	52.58	56.40
TiO ₂	0.92	1.01	1.08	1.49	1.28	1.62
Al ₂ O ₃	15.61	15.56	15.12	13.3	14.42	12.57
Fe ₂ O ₃ t	13.49	13.81	11.68	21.14	18.03	22.17
MnO	0.15	0.12	0.10	0.18	0.24	0.21
MgO	8.29	11.53	9.84	8.29	7.11	6.86
CaO	8.90	12.83	11.44	10.78	9.85	9.83
Na ₂ O	3.12	2.1	2.4	1.8	2.88	2.24
K ₂ O	1.09	0.54	0.7	0.63	0.39	0.75
P ₂ O ₅	0.05	0.03	0.06	0.48	0.11	0.16
LOI	1.63	1.53	1.36	0.99	0.89	0.23
Ba	170	73.87	129.9	164.5	462	90.08
Ce	8	1.79	4.26	33.13	11	17.77
Cr	143	355.6	433.8	276.6	111	37.41
Cs	1.10	0.472	0.683	0.333	1.30	1.04
Dy	5.1	2.11	2.85	4.4	5.2	5.75
Er	3.3	1.42	1.91	2.37	3.1	3.57
Eu	0.73	0.442	0.608	1.54	1.21	1.2
Gd	2.9	1.55	2.09	4.84	3.43	5.0
Hf	1.0	0.392	0.384	1.2	0.7	0.7
Ho	1.05	0.485	0.65	0.872	1.40	1.25
La	3.0	0.655	1.73	16.63	4	7.58
Lu	0.5	0.203	0.268	0.288	0.4	0.475
Nb	2.5	0.432	0.69	19.64	2.2	3.76
Nd	6.7	2.36	3.79	19.95	10.10	13.04
Ni	114	177.7	164.4	99.95	27	21.15
Pb	8	1.65	1.85	3.36	9	3.38
Pr	1.07	0.373	0.709	4.65	1.87	2.74
Rb	37	12.43	17.76	7.54	16	6.61
Sm	2	1.01	1.39	4.68	3	3.93
Sr	249.1	200.8	275.8	317.5	182.1	172.1
Ta	0.5	0.033	0.079	1.02	0.5	0.291
Tb	0.3	0.296	0.399	0.731	0.3	0.874
Th	1.1	0.028	0.052	3.27	1.8	2.89
Tm	0.5	0.208	0.275	0.312	0.4	0.498
U	0.1	0.039	0.102	1.03	0.1	0.561
V	271	211	202.2	219.8	240	350.3
Y	23.9	11.57	15.55	20.91	22.2	29.02
Yb	3.2	1.33	1.77	1.94	3.02	3.14
Zr	42	50	46	39	38	37
Mg#	60	68	68	49	41	43

سنگنگاری

کانی های عمده سازنده آمفیبول ها شامل آمفیبول (۶۰-۷۰٪)، پلازیوکلаз (۲۰-۳۰٪) و کوارتز اولیه (۵٪) است که میزان نسبی این کانی ها بر اساس پروتولیت اولیه آنها، متفاوت است و ابعاد آنها بین ۵/۰ میلی متر تا ۴ میلی متر متغیر است. بیوتیت و کانی های اپک نیز به

عنوان کانی فرعی در سنگ حضور دارند. کوارتز، سریسیت، اپیدوت و کلریت هم کانی‌های ثانویه را تشکیل می‌دهند. فابریک کلی سنگ گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک است (شکل ۴ الف و ب). در بعضی مقاطع پلازیوکلاز و فلدسپار پتاسیم دارای ابعاد نسبتاً بزرگتری هستند و در فضای بین آن‌ها، آمفیبول‌های ریز بلور تشکیل شده است. آمفیبول‌ها به صورت کشیده، دارای دو جهت رخ غیر عمود مشخص و چند رنگی زرد-قهوه‌ای و سبز-آبی دیده می‌شوند. بلورهای بی‌شکل دار پلازیوکلازها اغلب به صورت ریز بلور بوده و به سریسیت دگر سان شده‌اند (شکل ۴ پ) برخی نیز دارای ماکل دوتایی هستند (شکل ۳ ت). از دیگر کانی‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به حضور کلسیت و کانی‌های اپک اشاره کرد. آمفیبول‌ها اغلب سالم هستند و برخی از آنها به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ث).

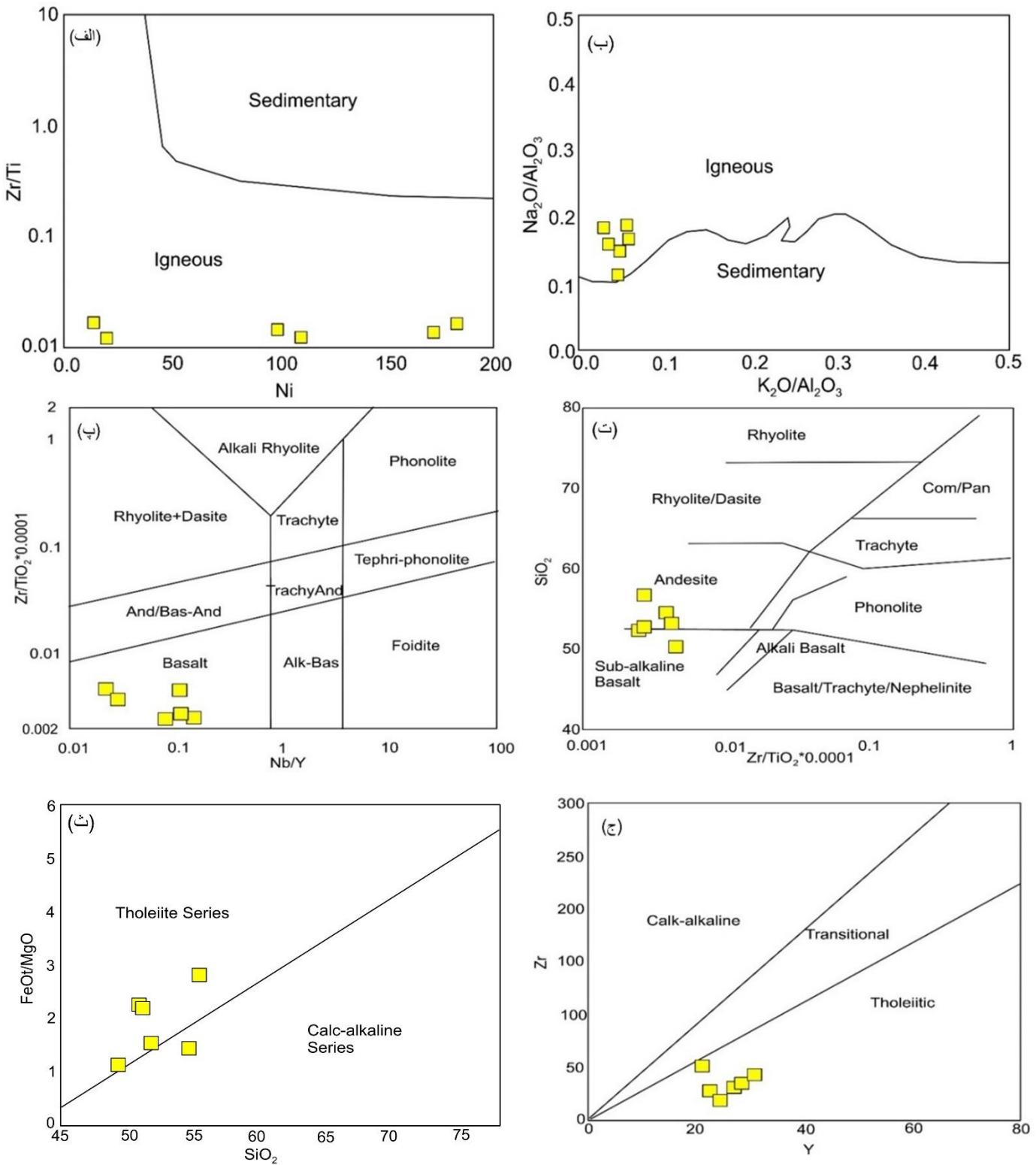


شکل ۴-ت تصاویر نمونه‌های آمفیبولیت؛ الف و ب-بافت‌های گرانوبلاستیک و نماتوبلاستیک؛ پ-پورفیربلاستهای شکل دار پلازیوکلاز دارای ماکل دوتایی؛ ت-دگر سانی سریسیتی بلورهای بی‌شکل پلازیوکلاز در زمینه‌ای از آمفیبول، بیتوتیت و کانی‌های کدر؛ ث-دگر سانی بلورهای آمفیبول به ترمولیت/اکتینولیت و کلریت. تمامی تصاویر در نور XPL گرفته شده است. Am: آمفیبول، Qtz: کوارتز، Pl: پلازیوکلاز، Kfs: آلکالی فلدسپار، Bt: بیوتیت، Ser: سرسیت و Act: اکتینولیت (نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از [۳۷] می‌باشند).

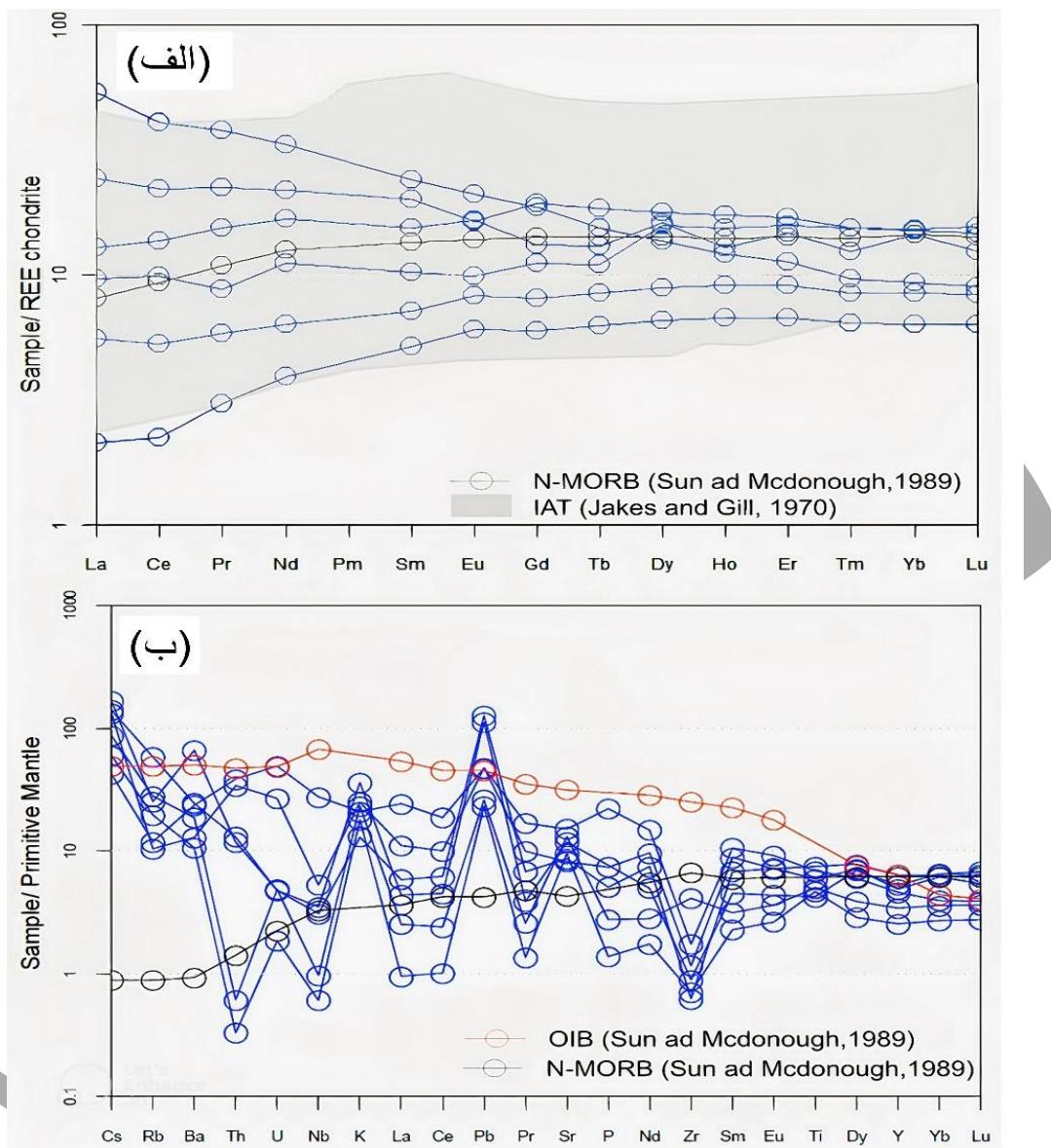
ژئوشیمی کل سنگ

با توجه به این که عناصر Sc، Y، Ta، Nb، Ti، Hf، Zr، Th و P طی دگرسانی و دگرگونی غیر متحرک هستند لذا با بهره‌گیری از آنها می‌توان پروتولیت، منشاء مagma و محیط تکتونیکی آمفیبولیتها را توسط میزان بالای ورودی‌های فروراش مثل Ba، Th و Sr برآورد کرد.

مشخص نمود [۳۸]. اولین قدم در بررسی زئوژیمی پروتولیت آمفیبولیت‌ها تمایز منشأ رسوبی یا آذرین آن‌ها می‌باشد. منشاء سنگ‌های دگرگونی می‌تواند سنگ‌های رسوبی، ماقمایی و یا دگرگونی قبلی باشد که به کمک شواهد برجای مانده از فابریک اولیه و ترکیب شیمیایی سنگ منشاء می‌توان به ماهیت سنگ اولیه پی برد [۳۹]. مطابق نمودارهای تمایز کننده خاستگاه رسوبی و آذرین [۴۰-۴۱] آمفیبولیت‌های دالامپر از دگرگونی سنگ‌های آذرین نشأت گرفته‌اند (ارتواًمفیبولیت) (شکل ۵ الف و ب). با توجه به نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانیکی که بر اساس عناصر ناسازگار رسم شده‌اند [۴۲-۴۳]، آمفیبولیت‌های منطقه مورد مطالعه طیف پیوسته‌ای از ترکیب پوسته‌ای بازالت، ساب‌آلکالی بازالت تا آندزیت را نشان می‌دهند (شکل ۵ پ و ت). در نمودار SiO_2 در برابر FeOt/MgO [۴۴] و نمودار Zr در برابر Y [۴۵] به استثنای یک نمونه سایر نمونه‌ها دارای ماهیت تولئیتی هستند (شکل ۵ ث و ج). بررسی الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۶] نشان‌گر قرارگیری الگوی عناصر نادر خاکی بعضی از نمونه‌ها در ترازهای پایین‌تر نسبت به N-MORB است که می‌تواند بیانگر محل منشأ تهی شده‌تر برای این نمونه‌ها باشد (شکل ۶ الف). الگوهای عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند که میزان نوسانات عناصر LREE نسبت به عناصر HREE متفاوت بوده و نسبت $(\text{La/Yb})_{\text{CN}}$ در این نمونه‌ها از $0/33$ تا $5/81$ در تغییر است. بر این اساس می‌توان این نمونه‌ها را به دو گروه تقسیم‌بندی نمود: (۱) نمونه‌هایی که الگوهای با روند تهی شده تا مسطوح را در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان می‌دهند ($\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ برابر با $0/0$ تا $0/66$) و (۲) نمونه‌هایی که الگوهای با روند غنی شدگی متوسط تا شدید در عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان می‌دهند ($\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ برابر با $0/9$ تا $5/81$). نمونه‌های مورد مطالعه فاقد آنومالی مشخص در عنصر Eu هستند (شکل ۶ الف). به استثنای دو نمونه که آنومالی مثبت و منفی ضعیفی از Eu را نشان می‌دهند. آنومالی Eu تو سط کانی پلازیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگا سیته اکسیژن وابسته است. شرایط احیاء باعث آنومالی مثبت این عنصر می‌شود. در شرایط اکسیدان نیز Eu سه ظرفیتی تشکیل شده و از ورود آن به شبکه پلازیوکلاز جلوگیری می‌کند و لذا آنومالی منفی ایجاد می‌شود. در الگوهای چندعنصری نرمایزه نسبت به گوشه‌ای اولیه [۴۷] (شکل ۶ ب)، نمونه‌ها غنی شدگی را در عناصر Cs، Rb و Ba نسبت به دیگر عناصر با شدت میدان بالا (HFSEs) مانند Ti، Zr، Ta، Nb و عناصر نادرخاکی سنگین نشان می‌دهند. فراوانی عناصر LREE نسبت به HREE می‌تواند بیانگر ماقماییسم مرتبط با فرورانش باشد [۴۸]. واقع شدن عناصر گروه HFSE در ترازهای پایین‌تر از N-MORB و غنی شدگی از عناصر LREE به عنوان ویژگی ماقمایهای وابسته به پهنه‌های فرورانشی است [۴۹]. آنومالی مثبت عناصر LILE مانند Cs، Sr و Ba به همراه تهی شدگی از عناصر HFSE مانند Zr و Nb بیانگر خصوصیات ماقمایهای مرتبط با مناطق فرورانشی است [۵۰-۵۱]. بازالت‌های تشکیل شده در محیط‌های تکتونیکی مرتبط با حوضه‌های جلوهوس (Fore-arc basin) توسط الگوهای غنی شدگی متفاوت در U، Th، Ba، Rb، K، Sr و الگوهای تهی شده تا غنی شدگی کم در Nb مشخص می‌شوند [۵۲]. تهی شدگی عناصر HREE و HFSE نظیر Hf، Ta، Zr، Nb و غنی شدگی از Th و U



شکل ۵- نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیابی آمفیبولیت‌های مورد مطالعه؛ الف- نمودار Zr/Ti در برابر Ni [۴۰]، ب- نمودار Zr/Ti در برابر Na₂O/Al₂O₃ [۴۱]، ت- نمودار Zr/TiO₂*0.0001 در مقابله با SiO₂ [۴۲]، پ- نمودار Zr/TiO₂*0.0001 در مقابله با Nb/Y [۴۳]، پ- نمودار Zr در مقابله با K₂O/Al₂O₃ [۴۱]، پ- نمودار Zr در مقابله با Y [۴۴] و ج- نمودار Zr در مقابله با FeOt/MgO [۴۵]

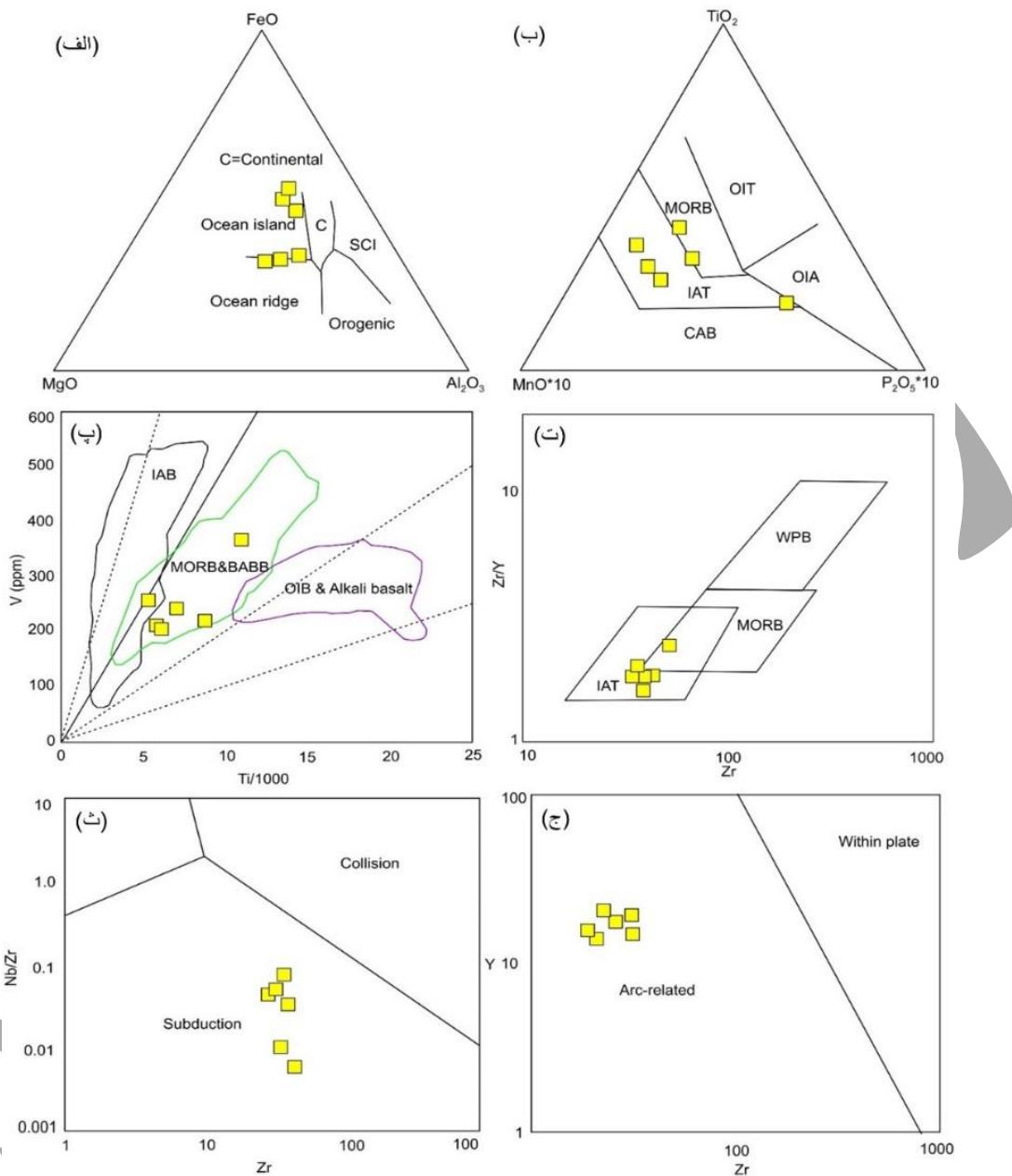


شکل ۶- نمودارهای عناصر نادر خاکی و چند عنصری بهنجار شده با مقدیر استاندارد کندریت و گوشه اولیه؛ الف-الگوی ترکیب عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [۴۶]؛ ب- الگوی چند عنصری به هنجار شده به ترکیب گوشه اولیه [۴۷].

و عناصر LREE و LILE را می‌توان به مشتق شدن مagmaها از یک محل منشا گوشه ای متاسوماتیزه نسبت داد [۵۳]. این روند ها حاکی از آن است که magma مادر از یک گوه گوشه ای منشأ گرفته که تحت تاثیر سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده قرار گرفته است [۵۴]. در نتیجه تکامل حوضه جلو قوس (Fore-arc basin)، مذاب اولیه تحولاتی را از ترکیبات N-MORB به سمت IAT نشان خواهد داد [۵۵-۵۶]. به طور کلی بازالت‌های حوضه جلو قوس در محیط‌های اقیانوسی مانند Izu-Bonin-Mariana system [۵۷] و MORB [۵۸] به خوبی مطالعه شده‌اند. از نظر ژئوشیمیایی بازالت‌های مرتبط با حوضه‌های جلو قوس حدوداً میان IAT و Lau حوضه [۵۹-۶۰] هستند.

از آنجایی که آمفیبولیت‌های منطقه خاستگاه آذرین دارند، کاربرد ترکیب این سنگ‌ها برای برسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین ساختی منطقه بسیار سودمند خواهد بود. برخی عنصرهای کمیاب (Zr, Y, Ti, Th و Nb) در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای نامتحرک هستند، لذا از این عنصرها برای شناخت سنگ مادر و پهنه زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها بهره گرفته می‌شود. مزیت کاربرد عناصر اصلی در تعیین محیط تکتونیک سنگ‌ها در دسترسی راحت به این داده‌ها است. از این رو برخی محققان برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها از این عناصر استفاده نموده‌اند. ماگماهای اولیه در تعادل با ترکیب کانی شنا سی گوشته اولیه دارای عدد منیزیم ($Mg\# > 70$) و مقدار نیکل و کروم به ترتیب ppm ۱۴۰۰-۱۵۰۰ و ppm ۱۰۰۰ بوده و مقدار SiO_2 آن‌ها کمتر از ۵۰٪ وزنی می‌باشد [۶۱]. به اعتقاد پیرس و همکاران [۶۲]، اکسیدهای عناصر اصلی مثل MgO , Al_2O_3 و $FeOt$ برای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های سابآلکالن مفید بوده و در شرایط دگر سانی اندک می‌تواند متمایز کننده باشد. در نمودار مثلثی $MgO-FeOt-Al_2O_3$ [۶۲] نمونه‌ها از لحاظ ترکیبی مشابه با مذاب‌های (IAT) هستند (شکل ۷ الف). در محیط‌های جلوگوس مذاب‌های مشابه با IAT حضور دارند. در نمودار مثلثی $TiO_2-P_2O_5$ نیز نمونه‌ها ترکیبات مشابه با مورب و تولئیت‌های جزیره کمانی نشان می‌دهند (شکل ۷ ب). اگرچه Ti و V هر دو جزء عناصر واسطه هستند، ولی در سیستم‌های سیلیکاتی رفتارهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند. بطوریکه بسته به میزان فعالیت اکسیژن و ضریب جدایش V در مagma، مقدار آن بسیار متغیر است و در کانی‌هایی مثل مگنتیت و پیروکسین وارد می‌شود. میزان V در طی فرآیند ذوب توسط کنتر fO_2 می‌شود، در حالی که میزان Ti به شرایط اکسیداسیون وابسته نیست. شروايس [۶۳] بر مبنای رفتار متفاوت V نسبت به Ti به عنوان ابزاری جهت سنجش میزان فعالیت اکسیژن magma و تفیریق بلوری، نموداری دو متغیره طراحی نمود که می‌تواند برای تفکیک محیط زمین‌ساختی افیولیت‌ها به کار برد. شود. در این نمودار بازالت‌ها بر اساس نسبت Ti/V در محدوده‌های مختلف زمین‌ساختی قرار می‌گیرند. نسبت Ti/V برای سنگ‌های آتش‌شکنی IAB بیشتر از ۲۰، برای بازالت‌های مورب و طغیانی ۲۰ تا ۵۰ و به طور عمومی برای بازالت‌های آلکالن‌های حوضه پشت کمان (BABB) کمتر از ۵۰ است. مقدار این نسبت در سنگ‌های منطقه بین ۲۰ تا ۴۰ می‌باشد و نمونه‌ها در منطقه همپوشانی بازالت‌های پشت‌های میان اقیانوسی و حوضه پشت قوس جای می‌گیرند (شکل ۷ ب). بازالت‌های حوضه جلوکمان، در مرحله اولیه از بازشدنی تا تحول یافتنی حوضه، ترکیبات حدوداً سطح مورب تا فرورانشی را نشان می‌دهند [۶۴]. عناصر Zr و Y در بیشتر فازهای تفیریق‌پذیر magma بازالتی (ليوین، پیروکسین و پلازیوکلاز) ناسازگار هستند. پیرس و نوری از نسبت Zr/Y در برابر Zr/Zr برای تمایز میان بازالت‌های جزایر کمانی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده کردند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر کمانی و نیز محدوده همپوشانی آن با پشت‌های میان اقیانوسی جانمایی می‌شوند (شکل ۷ ت). با استفاده از نسبت Zr/Nb ، می‌توان سنگ‌های وابسته به پهنه فرورانش را از غیر فرورانش جدا کرد. بدین

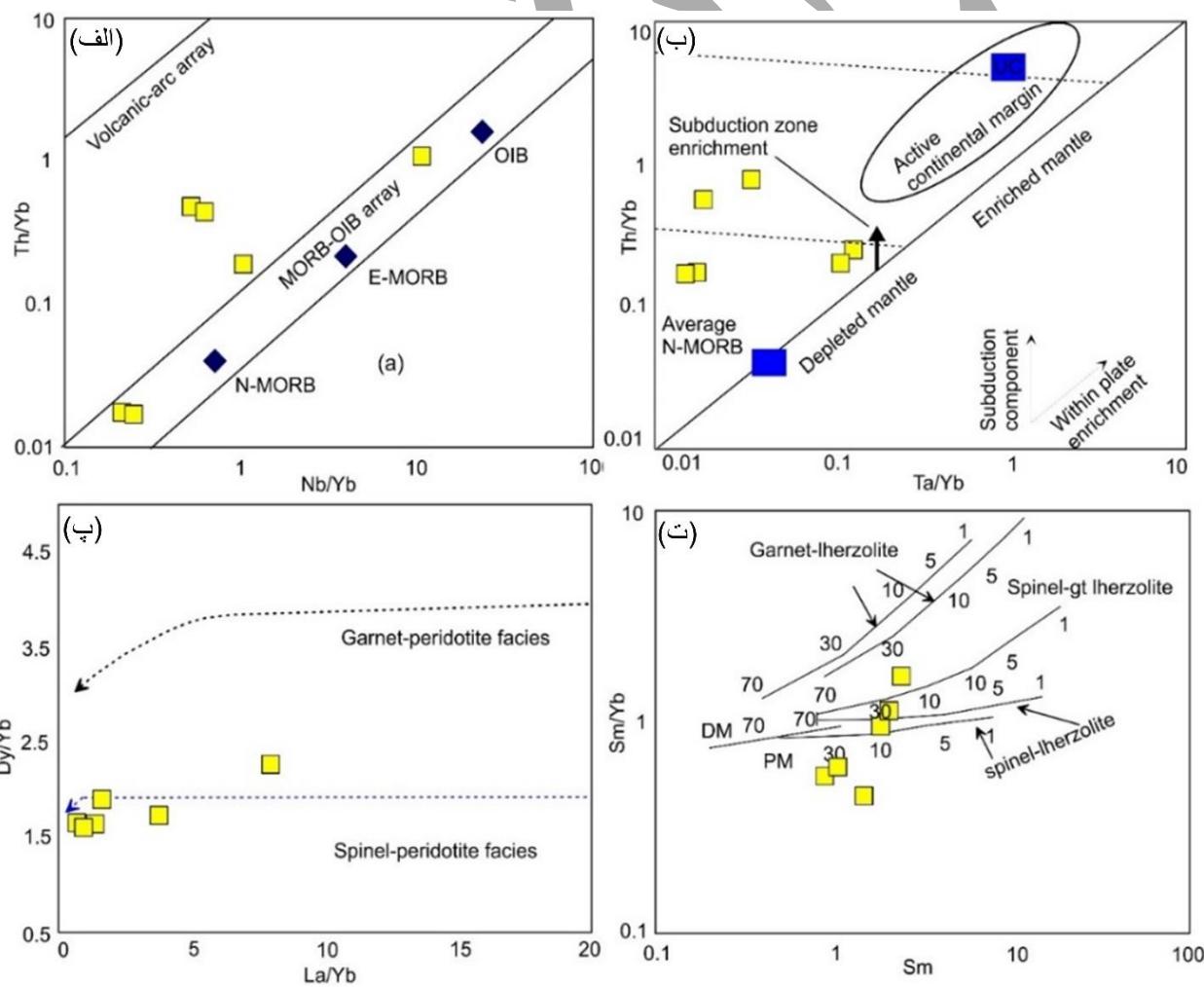
گونه که اگر نسبت Zr/Nb بیشتر از ۱۰ باشد، نشان دهنده ماقماتیسم وابسته به پهنه فرورانش است و اگر این نسبت کمتر از ۱۰ باشد، نشان دهنده خاستگاه غیر کوهزایی سنگها است [۶۷]. این نسبت برای گدازه و دایکهای مورد مطالعه ۱۱ تا ۱۱۵ بوده و نشان دهنده خاستگاه کوهزایی و وابسته به پهنه فرورانش برای این سنگ‌هاست. قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Zr/Nb در برابر Zr [۶۶] در محدوده فرورانش مؤید عملکرد این فرآیند در شکل ۷ (شکل ۷). در نمودار Zr در برابر Zr [۶۸] که برای تفکیک محیط‌های فوسی و درون صفحه‌ای به کار می‌رود، نمونه‌ها در محدوده مرتبط با قوس واقع می‌شوند (شکل ۷ ج). عنصر زیرکونیم می‌تواند فاکتوری مؤثر در تفکیک محیط‌های BAB، MOR و ARC از یکدیگر باشد [۶۹]، به طوری که مقدار آن از سنگ‌های مورب به سمت کمان کاهش می‌باید [۷۰]. نمونه‌های مورد مطالعه دارای مقادیر پایین زیرکونیم (37-50 ppm) هستند که بر اساس مطالعات [۷۱] شبیه بازالت‌های پشت کمانی می‌باشند. مقادیر پایین Nb نیز می‌تواند از ویژگی‌های ماقمای کمان باشد [۷۲]. با توجه به مقادیر پایین این عنصر در نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار Nb پایین‌تر از ماقمای داخل صفحه‌ای بوده و شبیه ماقمای مرتبط با کمان هستند [۷۳]. نسبت Nb_{NN}/La_{NN} (Normalized to N-MORB, Sun and McDonough, 1989) تفاوت بین منشاء ماقمایی برای MORB (Nb_{NN}/La_{NN} ratios ~1) و کمان‌های آتشفسانی (Nb_{NN}/La_{NN} ratios <1) را آشکار می‌سازد [۳۸]. نمونه‌های مورد مطالعه با داشتن $La_{CN}/Sm_{CN} = 0.44 - 1.28$ ، میزان پایین Ta نسبت به Th، همراه با آنومالی منفی Nb، ویژگی‌های ترکیبی بین MORB و IAT همانند بازالت‌های حوضه پشت کمان (BAB) را نشان می‌دهند که می‌تواند نشان دهنده تکامل زمانی ماقماتیسم از جایگاه مرتبط با MORB یا پشت قوس به قوس و یا از جایگاه مرتبط با قوس به پشت قوس باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های ایجاد شده در محیط جلوکمان این است که در نمودارهایی مختلف زمین‌ساختی، از یک نمودار به نمودار دیگر، محیط زمین‌ساختی متفاوتی (مانند مورب و فرورانش) را نشان می‌دهند [۷۴]. محیط‌های زمین‌ساختی که ویژگی‌های هم مورب و هم قوس آتشفسانی را نشان می‌دهند مربوط به محیط جلو قوس هستند [۷۳]. با علم به این که ویژگی‌های این حوضه‌ها نتیجه میزان واکنش مؤلفه‌های گوشه‌ای و مؤلفه‌های فرورانش است [۷۵] و ترکیب این محیط‌ها می‌تواند با مراحل و سرعت تشکیل و توسعه این محیط‌ها تغییر کند [۳۸] به طوری که خصوصیات ژئوشیمیایی این محیط‌ها با مراحل شروع تشکیل تا گسترش حوضه می‌تواند از ترکیبات پشت‌های میان اقیانوسی تا بازالت‌های جزایر قوسی متغیر باشند. به عقیده کانلی و همکاران [۷۶] نسبت $Rb/Zr > 0.12$ نشان دهنده منبع گوشه‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات است که این نسبت در سنگ‌های مورد بررسی بین ۰/۸۶ - ۰/۱۵ به دست آمد و بر این اساس می‌توان گفت که آن‌ها از گوشه‌ای متاسوماتیسم شده منشأ گرفته‌اند. میزان عدد منیزیم # Mg نمونه‌ها (۴۳-۶۷) نیز بیانگر نقش اجزای گوشه



شکل ۷- نمودارهای تمایز کننده محیط زمین ساختی نمونه‌های آمفیبولیتی مورد مطالعه؛ الف- نمودار مثلثی $MgO-FeO-Al_2O_3$ [۶۲]، ب- نمودار مثلثی $MnO-TiO_2-P_2O_5$ [۶۳]، پ- نمودار Zr در برابر Zr [۶۴]، ت- نمودار Y در برابر Zr [۶۵]، ج- نمودار Y در برابر Zr [۶۶]، د- نمودار Nb/Zr در برابر Zr [۶۷]، ه- نمودار Y در برابر Zr [۶۸]. IAT= Island arc tholeiites and differentiates, NMORB= Normal-Mid-ocean ridge basalts, OFB= Oceanic floor basalts, WPB= Alkaline within-plate basalts and differentiates, OIB= Oceanic island basalts: بازالت های کالک آلکالن؛ IAT: تولیت های جزایر قوسی؛ NMORB: بازالت های پشتہ میان اقیانوسی نرمال؛ OFB: بازالت های کف اقیانوس؛ WPB: بازالت های داخل صفحات و OIB: بازالت های جزایر اقیانوسی.

در تشکیل آنهاست [۷۷]. در نمودار پتروژنتیکی Th/Yb در برابر Nb/Yb [۷۸] نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای و بالاتر از این محدوده قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف) که نشان دهنده غنی شدگی پیش رونده از Th مرتبط با فروزانش پوسته اقیانوسی با گذشت زمان

است [۷۹]. ترکیب ماقماهای مرتبط با زون‌های فروزانشی عموماً در بالای روند MORB-OIB قرار می‌گیرند [۸۰]. مقدار Ta/Yb بالا نشان دهنده مذاب‌های حاصل از گو شته غنی شده و مقدار پایین آن نشان دهنده مذاب‌های حاصل از گو شته تهی شده می‌باشد. در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۷۸] نمونه‌ها در محدوده گو شته تهی شده قرار گرفته و نسبت به N-MORB غنی‌شدگی جزیی را نشان می‌دهند (شکل ۸ ب). غنی شدگی در عناصر Nb و Ta در برخی از نمونه‌ها احتمالاً در ارتباط با ترکیب تحول یافته تر این نمونه‌ها و یا اضافه شدن اجزء فروزانشی ناشی از ذوب پوسته فرورنده بدرون گوه گو شته ای است. با توجه به نمودارهای Dy/Yb در مقابل La/Yb [۸۱] و نمودار Sm/Yb در مقابل Sm [۸۲] و می‌توان گفت که منشأ ماقماهای پروتولیت آمفیبولیت‌های دالامپر از حدود تقریباً ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی اسپینل لرزولیت گو شته حاصل شده است (شکل ۸ پ و ت). از آنجایی که گارنت در ناحیه خاستگاه آمفیبولیت‌ها نبوده است و ژرفای پایداری گارنت بیشتر است، پس به احتمال زیاد ماقماهای مادر آمفیبولیت‌های منطقه از ژرفای کمتری منشأ گرفته است [۸۳].



شکل ۸- الف- نمودار پتروزنیتیکی Th/Yb در برابر Nb/Yb [۷۸]؛ ب- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۷۸]؛ پ- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb [۸۱] و ت- نمودار Sm/Yb در مقابل Sm [۸۲]

برداشت

آمفیبولیت های مورد بررسی در غرب دریاچه ارومیه واقع شده است و بخشی از مجموعه افیولیت های جنوب آذربایجان غربی می باشد که در انتهای زون سندج- سیرجان بین افیولیت های سردشست و سلماس در شمال غرب شهرستان اشنویه قرار دارد. بررسی شیمی سنگ کل یک ترکیب بازالتی تا آندزیت بازالتی با ماهیت تولئیتی را برای سنگ منشأ آمفیبولیت ها نشان می دهد. در نمودار به هنجار شده به کندریت غنی شدگی از LREE ها نسبت به HREE ها مشاهده می شود. همچنین در نمودار به هنجار شده به گوشه اولیه HFSE ها و HREE ها تهی شدگی نشان می دهند. با توجه به نتایج این پژوهش، آمفیبولیت های افیولیت ملانژ دالامپر در یک محیط زمین ساختی وابسته به حوضه جلوهوس تشکیل شده اند. با توجه به نتایج این پژوهش (سنگ شناسی و ژئوشیمی) می توان عنوان نمود که ترکیب شیمیایی آمفیبولیت ها ویژگی های MORB تا IAT را نشان می دهند و در نتیجه موقعیت حوضه جلوهوس برای تشکیل ماگماهای والد پیشنهاد می شود که از حدود تقریباً ۳۰ تا ۱۰ درصد ذوب بخشی گوشه حاصل شده است. حوضه جلوهوس می تواند ویژگی های ماگماهای MORB و IAT را به طور همزمان نشان دهد. در انتها بررسی شیمی کانی، سن سنگی و نسبت های ایزوتوبی برای تفسیر دقیق تر جایگاه آمفیبولیت ها و تاریخچه دگرگونی منطقه پیشنهاد می شود.

مراجع

- [1] Jamieson R. A., "PT paths from high temperature shear zones beneath ophiolites", Journal of Metamorphic Geology 4 (1986) 3-22.
- [2] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", American Journal of Science, 274 (1974) 321-355. <https://doi.org/10.2475/ajs.274.4.321>
- [3] John T., Scherer E. E., Schenk V., Herms P., Halama R., Garbe-Schönberg, D., "Subducted seamounts in an eclogite-facies ophiolite sequence: The Andean Raspas Complex, SW Ecuador". Contributions to Mineralogy and Petrology 159 (2010) 265-284.
- [4] Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjal M., Yagobpoor A., "P-T path in metamorphic rocks of Khoj region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision", Journal of Asian Earth Sciences 27 (2006) 1-9.
- [5] Faridazad M., Moayyed M., Modjtahedi M., Moazzen M., "Petrology and petrogenesis of Amphibolitic rocks of the Khoj ophiolitic complex- NW Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2) (2010) 233-246.
- [6] Moazzen M., "Protolith nature and tectonomagmatic features of amphibolites from the Qushchi Area, West Azerbaijan, NW Iran" Bulletin of The Mineral Research and Exploration 149 (2014) 139-152.
- [7] Hajialighli R., Fakharinezhad H., Moazzen M., "Petrology and geochemistry of amphibolites from southeast of Siyah- Cheshmeh, NW Iran" Geosciences 25 (2016) 111-122.

- [8] Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., "Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source", Precambrian Research 185 (3) (2011) 87-94.
- [9] Khodabandeh A. A., Soltanni G. A., Sartipi A. H., Emami M. H., "Geological map of Iran, 1: 100,000 series sheet Salmas", Geological Survey of Iran, Tehran (2002).
- [10] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: A review", American Association Petroleum Geologists 52 (1968) 1229-1258.
- [11] Homke S., Vergés J., Garcés M., Emami H., Karpuz R., "Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran)", Earth Planet. Sci. Lett. 225(2004). <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x>
- [12] Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence". Tectonophysics, 532-535 (2012) 27-60. [10.1016/j.tecto.2012.01.022](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.022)
- [13] Hassanzadeh J., Wernicke B. P., "The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions". Tectonics 35(2016) 586-621. <https://doi.org/10.1002/2015TC003926>.
- [14] Alavi, M.A. "Structures of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran". American Journal of Science, 307(2007)1064-1095. <http://dx.doi.org/10.2475/09.2007.02>
- [15] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation". International Journal of Earth Science 94 (2005) 401- 419. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>.
- [16] Golonka G., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic".Tectonophysics 381 (2004), 235-273. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2002.06.004>
- [17] Robertson A.H.F., "Overview of tectonic settings related to the rifting and opening of Mesozoic ocean basins in the Eastern Tethys: Oman, Himalayas and Eastern Mediterranean regions". Geological Society, London, Special Publications, 282/1 (2007) 325-389.
- [18] Agard P., Jolivet L., Vrielynck E. Burov B., Monié P., "Plate acceleration: The obduction trigger? Earth and Planetary Science Letters, 258 (2007) 428–441.
- [19] Azizi H., Stern R. J., "Jurassic igneous rocks of the central Sanandaj–Sirjan zone (Iran) mark a propagating continental rift, not a magmatic arc". Terra Nova. 31 (2019) 415-423. <https://doi.org/10.1111/ter.12404>
- [20] Azizi H., Tsuboi M., "The Van Microplate: A new microcontinent at the junction of Iran, Turkey, and Armenia", Frontiers in Earth Science 8 (2021) Article 574385. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.574385>
- [21] Shafaii Moghadam H., Griffin W.L., Kirchenbaur M., Garbe-Schönberg D., Zakie Khedr M., Kimura J. I., Stern R.J., Ghorbani Gh, Murphy R., O'Reilly S,Y., Arai Sh., Maghdour-Mashhour R., "Roll-back, extension and mantleupwelling triggered Eocene potassic magmatism in NW Iran", Journal of Petrology 59 (2018) 1417-1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>
- [22] Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Saw lava) 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 (2014) 312-328. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.10.005>
- [23] Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B. "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(2014) 132-147. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.011>

- [24] Rezaei M., Moazzen M., *Mineral chemistry of the ophiolitic peridotites and gabbros from the Serow area: Implications for tectonic setting and locating the Neotethys suture in NW Iran*. Central European Geology 57(2014) 385-402. <http://doi.org/10.1556/CEuGeol.57.2014.4.4>
- [25] Hajjalioghli R., Moazzen M., *Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran*, Journal of Geodynamics 81 (2014) 41-55. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2014.06.003>
- [26] Rezaei Bargoshadi M., Moazzen M., Yang T., *Geochemistry of arc-related mantle peridotites and gabbros from the Chaldoran ophiolite, NW Iran*, International Geology Review, 62 (2019) 1-27. <http://doi.org/10.1080/00206814.2019.1663767>
- [27] Shafaii Moghadam H., Li Li Q., Stern R.J., Chiaradia M., Karsli O., Rahimzadeh B., *The Paleogene ophiolite conundrum of the Iran-Iraq border region*, Journal of the Geological Society 177 (2020) 955-964. <http://doi.org/10.1144/jgs2020-009>
- [28] Aswad K.J.A., Aziz N.R.H., Koyi H.A. *Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq*, Geol. Mag. 148 (2011) 802-818. <http://doi.org/10.1017/S0016756811000422>
- [29] Ali S.A., Buckman S., Aswad K.J., Jones B.G., Ismail S.A., Nutman A., *The tectonic evolution of a Neo-Tethyan (Eocene–Oligocene) island-arc (Walash and Naopurdan groups) in the Kurdistan region of the northeast Iraqi Zagros Suture Zone*, Island Arc 22 (2013) 104-125. <https://doi.org/10.1111/iar.12007>
- [30] Ali, S. A., Ismail, S. A., Nutman, A. P., Bennett, V. C., Jones, B. G., and Buckman, S., *The intra oceanic Cretaceous (~108 Ma) Kata-Rash arc fragment in the Kurdistan segment of Iraqi Zagros Suture Zone: Implications for Neotethys evolution and closure*, Lithos 260 (2016) 154-163. <http://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.05.027>
- [31] Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., *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*, Ofioliti, 35 (2010) 71-90. <https://doi.org/10.4454/ofioliti.v35i2.387>
- [32] Arabshahi A. H., Sabzeie M., *Geological 1:25000 map of Silvaneh*, Geological Survey of Iran. Tehran (2013).
- [33] Alavi, M., *Etude géologique de la région de Djam*, Geological Survey of Iran, Report, 23 (1972):1-288.
- [34] Forster H., *Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran*, Journal of the Geological Society 135 (1978) 443-455. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.135.4.0443>
- [35] Khalatbari-Jafari, M., Jutea, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J. & Emami, H., *New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations*, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 23(2004) 507-535. <http://doi.org/10.1016/j.jseas.2005.05.006>
- [36] Hajmolla Ali E., Shahrabi M., Tahooneh M., Shokri S., *Silvana, geological quadrangle map, 1:100000 scale*. Geological Survey of Iran, Tehran (2006).
- [37] Whitney D., Evans B., *Abbreviations for names of rock-forming minerals*, American Mineralogist. 95 (2010) 185-187.
- [38] Pearce J.A., Stern R.J., *Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element and Isotope Perspectives*. In: Christie, D.M., Fisher, C.R., Lee, S.M. and Givens, S., Eds., Back-Arc Spreading Systems; Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Geophysical Monograph Series 166, American Geophysical Union, Washington (2006) 63-86. <http://dx.doi.org/10.1029/166gm06>
- [39] Best M. G., *Igneous and metamorphic petrology*. W. H. Freeman and Co., San Francisco 2 (1982): 1-630.

- [40] Kocak K., Kurt H., Veysel Z. Ferré E.C., "Characteristic of the amphibolites from nigde metamorphic (Central Turkey), deduced from whole rock and mineral chemistry", *Geochemical Journal* 41 (2007) 241-257.
- [41] Garrels R.M. Mackenzie F.T., "Evolution of sedimentary rocks". W. W. Norton and Company, Inc., New York (1971) 397p.
- [42] Pearce J.A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration", Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12 (1996) 79-113.
- [43] Winchester J. A., Floyd P.A., "Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed igneous rocks", *Earth and Planetary Science Letters* 28 (1976) 459-469.
- [44] Miyashiro A., "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *American Journal of Science* 274 (1974) 321-355.
- [45] Ross, P.S. Bédard, J.H., "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams", *Canadian Journal of Earth Sciences* 46 (2009) 823-839. <https://doi.org/10.1139/E09-054>
- [46] Boynton, W.V. *Geochemistry of rare earth elements: Meteorite studies*. In: Henderson, P., Ed., Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, New York, 63-114. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-42148-7.50008-3>
- [47] Sun S. S., McDonough W. F., "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*, Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345
- [48] Eyuboglu Y., Santosh M., Bektas O., Ayhan S., "Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity": Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*. 2 (2011) 49-56. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.12.004>
- [49] Srivastava, R.K., Chandra, R., Shastry, A., 2004, High-Ti type N-MORB arentage of basalts from the south Andaman ophiolite suite, India. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci)*, 113, no. 4, December 2004, pp. 605-618.
- [50] O'Neill H. St. C., "The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer: Contributions to Mineralogy and Petrology" 77 (1981) 185-194, <https://doi.org/10.1007/BF00636522>
- [51] Juteau T., Maury R., "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling", Springer-Praxis, Chichester, UK (1999) 390p.
- [52] Farahat E., El Mahallawi M.M., Hoinkes G., Abdel Al A.Y., "Continental back-arc basin origin of some ophiolites from the Eastern Desert of Egypt", *Mineralogy and Petrology* 82(2004):81-104. doi: 10.1007/s00710-004-0052-6
- [53] Kuster D. Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African orogen: A review", *Lithos* 45 (1998) 177-195.
- [54] Ishikawa A., Kaneko Y., Kadarusman A., Ota T., "Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia", *Gondwana Research* 11(2007) 200-217. doi:10.1016/j.gr.2006.04.007.
- [55] Reagan M.K., Ishizuka O., Stern R.J., Kelley K.A., Ohara Y., Blichert-Toft J., Bloomer S.H., Cash J., Fryer P., Hanan B.B., Hickey-Vargas R., "Fore-arc basalts and subduction initiation in the Izu-Bonin-Mariana system", *Geochem. Geophys. Geosys* 11 (2010), Q03X12. <https://doi.org/10.1029/2009GC00287>

- [56] Shervais J.W., Reagan M.K., Haugen E., Almeev R., Pearce J.A., Prytulak J., Ryan J.G., Whattam S.A., Godard M., Chapman T., Li H.Y., Kurz W., Nelson W.R., Heaton, Kirchenbaur M., Shimizu K., Sakuyama T., Li Y., Vetter S.K, 'Magmatic Response to Subduction Initiation, Part I: Fore-arc basalts of the Izu-Bonin Arc from IODP Expedition 352', *Geochem. Geophys. Geosys* 20 (2019) 314-338. <https://doi.org/10.1029/2018GC007731>.
- [57] Stern R.J., Lin P.N., Morris J.D., Jacson M.C., Fryer P., Bloomer S.H., Ito E., 'Enriched back-arc basin basalts from the northern Mariana trough: Implications for the magmatic evolution of back-arc basin', *Earth Planet Science Letter* 210 (1990) 481-497.
- [58] Frenzel G., Muhe R., Stoffers P., 'Petrology volcanic rocks from the Lau basin, South West pacific', *Geol. Jb.*, 22 (1990) 395-479.
- [59] Dilek Y., Flower M.F.J., 'Arc-trench rollback and forearc accretion. 2. A model template for ophiolites in Albania, Cyprus, and Oman. Geological Society, London, Special Publications 218 (2003) 43-68.
- [60] Beccaluva L., Coltorti M., Giunta G., Siena F., 'Tethyan vs. Cordilleran ophiolites: a reappraisal of distinctive tectono-magmatic features of suprasubduction complexes in relation to the subduction mode', *Tectonophysics* 393 (2004) 163-174.
- [61] Gaetani G.A., Grove T.L., 'Experimental Constraints on Melt Generation in the Mantle Wedge', *Geophys. Monogr. Ser.*, 138 (2004) edited by J. Eiler, AGU, Washington, D. C, <https://doi.org/10.1029/138GM07>
- [62] Pearce J.A., Gale G.H., 'Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rock', *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 7 (1977) 14-24.
- [63] Mullen E.D., 'MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis', *Earth and Planetary Science Letters* 62 (1983) 53-62, [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90070-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5).
- [64] Shervais J. W., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 101-118.
- [65] Yaliniz M.K., 'A geochemical attempt to distinguish forearc and backarc ophiolites from the supra-subduction Central Anatolian ophiolites (Turkey) by comparison with modern oceanic analogues', *Ophioliti* 33 (2008) 119- 129.
- [66] Pearce J. A., Norry, M. J., 'Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks', *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69 (1979) 33-47.
- [67] Sommer C. A., Lima E. F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Waichel B.L. 'The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high- K tholeiitic and silica- saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. Anais da Academia Brasileira de Ciencias
- [68] Muller, D. Groves, D.I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 238 p
- [69] Gamble J. A ; Smith I. E. M; Mcculloch M. T; Graham I. J; Kokelaar, B. P., 'The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, SW Pacific', *Journal of volcanology and geothermal research* 54 (1993) 265-290.
- [70] Pearce J.A., 'Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries', In *Andesites*, edited by J. S. Thorpe (1982) 525–548, John Wiley, New York.
- [71] Woodhead J., Eggins S., Gamble J., 'High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge', *Earth and Planetary Science Letters* 114 (1993) 491-504.

- [72] Tatsumi Y., Kogiso T. Nohda S., "Formation of a third volcanic chain in Kamchatka: Generation of unusual subduction-related magmas", Contributions to Mineralogy and Petrology 120 (1995) 117-128, <https://doi.org/10.1007/BF00287109>.
- [73] Wilson, M., *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*, Unwin Hyman, London (1989) 466p.
- [74] Schmincke U., "Volcanism", Springer, Verlag, Berlin Heidelberg New York (2004) 324p.
- [75] Suda Y., Hayasaka Y., Kimura K., "Crustal evolution of a Paleozoic intra-oceanic island-arc-back-arc basin system constrained by the geochemistry and geochronology of the Yakuno ophiolite, southwest Japan", Journal of Geological Research 5(2014) 1-10, <http://dx.doi.org/10.1155/2014/652484>.
- [76] Conly A. G., Bernan J. M., Bellon H. Scott S. D., "Arc to rift transitional volcanism in the Sanata Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico", Journal of Geology 72 (2005) 303-341.
- [77] Beier C., Brandl P. A., Lima S. L., Haase K. M., "Tectonic control on the genesis of magmas in the New Hebrides arc (Vanuatu)", Lithos 312-313 (2018), 290-307. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.05.011>
- [78] Pearce J. A., "Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust", Lithos, 100 (2008) 14-48.
- [79] Whattam S.A., Stern R.J., "The subduction initiation rule: A key for linking ophiolites, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation". Contributions to Mineralogy and Petrology 162 (2011) 1031-1045, <https://doi.org/10.1007/s00410-011-0638-z>.
- [80] Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas", in Wetherill, G., Albee, A., and Burke, K., editors, Annual Review of Earth and Planetary Sciences: Palo Alto, Annual Reviews 23 (1995) 251-285. <http://dx.doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343>
- [81] Yang Q.Y., Santosh M., Shen J.F. Li S.R., "Juvenile vs. recycled crust in NE China: Zircon U-Pb geochronology, Hf isotope and integrated model for Mesozoic gold mineralization in the Jiadong Peninsula", Gondwana Research, 25(2014): 1445-1468. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.003>
- [82] Zhao, J.J. Zhou, M.F., "Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle", Precambrian Research, 152(2007) 27-47. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.09.002>
- [83] Zhu C. Y., Zhao G., Sun M., Eizenhöfer P. R., Liu Q., Zhang X., Han, Y., Hou W., "Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications", Journal of Gondwana Research 43 (2017) 213-228.