

مطالعه سنگ‌شناسی و ژئوشیمی آمفیبولیت‌های جنوب خاور سیه‌چشمه، شمال باختر ایران

رباب حاجی‌علی‌اوغلی^{۱*}، حمیده فخاری‌نژاد^۲ و محسن مؤذن^۳

^۱دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۲دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱۲/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۸/۰۳

چکیده

منطقه سیه‌چشمه در جنوب شهرستان ماکو در پهنه افیولیتی خوی-ماکو قرار گرفته است. سنگ‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین شامل گنیس، آمفیبولیت، میکا شایست و مرمر قدیمی‌ترین برونزدهای سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های مهم دگرگونی در منطقه شامل سربانتینیت، متابازیت (شیست سبز، آمفیبولیت) و متاپلیت (اسلیت، میکا شایست) با میان‌لایه‌هایی از مرمر و کوارتزیت است. سنگ‌های آمفیبولیت از دید کانی‌شناسی گوناگونی بالایی دارند و شامل انواع اکتینولیت-آمفیبولیت، اپیدوت-اکتینولیت-آمفیبولیت، بیوتیت-آمفیبولیت، آمفیبولیت معمولی و گارنت-آمفیبولیت هستند. بافت این سنگ‌ها از دانه‌ریز تا دانه‌درشت و بسیار دانه‌درشت متفاوت است. مطالعات شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌ها نشان می‌دهد که ترکیب پروتولیت این سنگ‌ها بازالتی متعلق به سری ماگمایی توله‌ایتی و کمتر کالک‌آلکان است. بر پایه نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی، ماگمای مادر در جزایر کماتی تشکیل شده است. بی‌هنجاری منفی Nb همراه با غنی‌شدگی جزبی LILE و LREE ویژگی مرتبط با کمان آتشفشانی و منشأ توله‌ایتی ماگمای مادر آمفیبولیت‌های مورد مطالعه را تأیید می‌کند. سن آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه به روشنی مشخص نیست بنابراین نمی‌توان به درستی در مورد سامانه فرورانشی و جزایر کماتی مرتبط که در آن سنگ مادر این آمفیبولیت‌ها تشکیل شده‌اند نظر داد. چنانچه آمفیبولیت‌ها مربوط به مجموعه افیولیتی خوی-ماکو باشند در این صورت حاصل فرورانش شاخه شمالی اقیانوس تیس جوان و تشکیل جزایر کماتی مرتبط و دگرگونی هنگام بسته شدن حوضه اقیانوسی و برخورد بعدی هستند. به دلیل مشخص نبودن سن این سنگ‌ها نمی‌توان با قطعیت نظر داد که آیا کمان آتشفشانی مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه مربوط به سامانه فرورانشی تیس جوان است و یا اینکه کمان بسیار قدیمی منسوب به پرکامبرین منشأ سنگ مادر این آمفیبولیت‌هاست. سن یابی این سنگ‌ها به ارائه مدل مناسب بسیار کمک خواهد کرد.

کلیدواژه‌ها: ژئوشیمی، آمفیبولیت، جزایر کماتی، سیه‌چشمه، شمال باختر ایران.

*نویسنده مسئول: رباب حاجی‌علی‌اوغلی

E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه در محدوده میان طول‌های جغرافیایی "۲۹' ۳۰" ۴۴° تا ۳۵' ۴۴° خاوری و عرض‌های جغرافیایی "۰۰' ۳۹° تا ۰۵' ۳۹° شمالی میان شهرستان خوی و ماکو در شمال باختر ایران جای گرفته است. با توجه به برونزد سنگ‌هایی با ستین ناهمسان از هسته‌های کهن پرکامبرین تا نهشته‌های نئوژن-کواترنر، این منطقه در زیرتقسیمات اصلی زمین‌ساختی ایران در بخش‌های گوناگون در نظر گرفته شده است. این منطقه بر پایه تقسیم‌بندی‌های ساختاری (Stocklin, 1968) و آقاناتی (۱۳۸۳) بخشی از پهنه ایران مرکزی است اما با توجه به تقسیم‌بندی نبوی (۱۳۵۵) جزیی از زیرپهنه خوی-مهاباد از پهنه البرز-آذربایجان است (شکل‌های ۱- a و b). به نظر Forster (1978) افیولیت‌ها و آمفیبولیت‌های 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 (شکل ۲).

آمیژه افیولیتی خوی به سن کرتاسه پسین از انواع سنگ‌های اولترابازیک سربانتینی شده، سربانتینیت، گدازه‌های بازیک، گابرو، دیوریت، چرت‌های رادیولاردار، شیل‌های سرخ رنگ، سنگ‌آهک پلاژیک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است که به صورت یک مجموعه درهم و تکتونیزه با مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های مارنی پالتوسن در طول گسل‌های راندگی رخنمون نشان می‌دهد. (Eftekharneshad, 1975) سنگ‌های دگرگونی ماکو را در شمال مجموعه دگرگونی خوی ادامه ملائز افیولیتی خوی در نظر گرفته و دگرگونی آنها را به کوهزایی آپی آغازی نسبت داده است (دره قطور در مرز ترکیه). (Azizi et al., 2010) در مطالعات دقیق‌تر با استفاده از داده‌های سن سنجی U-Pb زیرکن در سنگ‌های آمفیبولیت و متاگرانیت سن تشکیل پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه خوی را به پروتروزویک پسین (۵۵۰ تا ۵۹۰ میلیون سال پیش) نسبت داده‌اند. سن دگرگونی این سنگ‌ها بر پایه

داده‌های ایزوتوپی Rb-Sr هورنبلند در متاگابروها ۱۴۶ میلیون سال تعیین شده است (Azizi et al., 2010). مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه متشکل از انواع سنگ‌های متابازیک، متاگرانیت، متاپلیت، مرمر به همراه سنگ‌های آهک دگرگون نشده است (شکل ۳). سن مجموعه دگرگونی مورد مطالعه به روشنی مشخص نیست. در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماکو (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲) و ۱/۲۵۰۰۰۰ ماکو (Alavi & Bolurchi, 1973) سن این سنگ‌های دگرگونی با علامت سؤال به پرکامبرین نسبت داده شده است. تاکنون مطالعات بسیاری روی سنگ‌های افیولیتی و مجموعه دگرگونی‌های خوی انجام شده است (Hassanipak & Ghazi, 2000; Khalatbari-Jafari et al., 2003 & 2004; Azizi et al., 2002, 2006 & 2010) اما هیچ گونه مطالعه‌ای روی مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه که در ادامه شمالی افیولیت‌های خوی جای گرفته تا به حال انجام نشده است. مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه مشابه مجموعه دگرگونی خوی از سنگ‌های متابازیت (شیست سبز و آمفیبولیت با میان‌لایه‌هایی از کوارتزیت، مرمر و گرافیت‌شیست) و متاگرانیت‌ها تشکیل شده است که به صورت دگرشیب توسط واحد الیگو-میوسن سازند قم پوشیده است. در این مطالعه برای اولین بار سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی انواع آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه مورد بررسی قرار گرفته و ویژگی‌های ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی پروتولیت‌های مورد مطالعه مشخص شده است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با سن ناشناخته شامل سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی و توده‌های نفوذی با ترکیب گرانیت و دیوریت دگرگونی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت است

بیوتیت-آمفیبولیت و گارنت-آمفیبولیت هستند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Kretz (1983) است.

اکتینولیت-آمفیبولیت: کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها شامل آمفیبول از هر دو نوع اکتینولیت و هورنبلند سبز تا سبز-قهوه‌ای (حدود ۴۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۵ درصد) است. نسبت آمفیبول به پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها متغیر بوده و از بیشتر از ۱ تا کمتر از ۱ در تغییر است. پلاژیوکلاز و آمفیبول همچنین به صورت پورفیروبلاست در زمینه دانه‌ریز تا دانه‌متوسط دیده می‌شوند. کانی‌های تیره و تیتانیت از کانی‌های فرعی مهم هستند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستی و پورفیروبلاستی است. در برخی از نمونه‌ها بافت دل‌ریتی باقیمانده از سنگ آذرین اولیه دیده می‌شود.

اپیدوت-اکتینولیت-آمفیبولیت: کانی‌های اصلی شامل آمفیبول (۲۰ تا ۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد)، اپیدوت (۱۰ تا ۲۰ درصد) و تیتانیت (۱۰ تا ۱۵ درصد) است (شکل ۵-۵). آمفیبول در این نمونه‌ها به دو صورت اکتینولیت و هورنبلندهای سبز و سبز-قهوه‌ای دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها پورفیروبلاست‌های آمفیبول و یا پلاژیوکلاز توسط کانی‌های آمفیبول دانه‌ریز تر با جهت‌یافتگی ترجیحی در بر گرفته شده‌اند. کانی‌های فرعی شامل کوارتز، زئولیت و آپاتیت است. کلریت، کلسیت، تیتانیت و اکسید آهن از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. تیتانیت ثانویه در پیرامون ایلمنیت دیده می‌شود که نشان‌دهنده کاهش شرایط فشار در طی دگرگونی پسروده است. فولیاسیون نیمه‌آشکار در این سنگ‌ها دیده می‌شود. از بافت‌های مهم در این سنگ‌ها بافت‌های پورفیروبلاستی و پویکیلوبلاستی هستند. در بافت پویکیلوبلاستی کانی‌های دانه‌ریز و سوزنی اکتینولیت به صورت ادخال‌های فراوان درون پورفیروبلاست پلاژیوکلاز دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها نیز بافت بلاستوپورفیری با بقایایی از بافت آذرین اولیه دیده می‌شود.

بیوتیت-آمفیبولیت: کانی‌های اصلی شامل هورنبلند (۴۰-۲۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۵ درصد) و بیوتیت (۱۰ درصد) با بافت گرانوبلاستی است (شکل ۵-۵). پلاژیوکلاز تا اندازه ۰/۳ mm تا ۱ mm به شدت تجزیه شده است. بیوتیت تا اندازه ۰/۶ mm و در تعادل با پلاژیوکلاز در زمینه گرانوبلاستی حضور دارد. تیتانیت، اپیدوت و کانی‌های تیره از کانی‌های فرعی مهم و کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت حاصل تجزیه بیوتیت و آمفیبول هستند.

آمفیبولیت معمولی: کانی‌های اصلی شامل آمفیبول (۵۰-۴۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۴۰-۲۵ درصد) و (±) تیتانیت (۱۵-۵ درصد) است (شکل‌های ۵-۵ تا ۵-۷). آمفیبول در این نمونه‌ها دارای چندرنگی سبز و سبز-قهوه‌ای تا سبز-آبی (احتمالاً بارویست) است. در برخی از نمونه‌ها کانی‌های آمفیبول به صورت ریزدانه و با جهت‌یافتگی ترجیحی فولیاسیون سنگ را تشکیل داده‌اند. کانی‌های فرعی شامل اپیدوت، زئولیت، تیتانیت، آپاتیت و کانی‌های تیره و کانی‌های ثانویه شامل اپیدوت، اکتینولیت، اکسید آهن، کلسیت و بیوتیت هستند. کلسیت گاهی به صورت رگه و رگچه‌هایی شکستگی‌های سنگ را پر کرده است. از بافت‌های مهم در این سنگ‌ها می‌توان به بافت‌های نماتوبلاستی، پورفیروبلاستی و پویکیلوبلاستی اشاره کرد. در بافت پورفیروبلاستی، اندازه کانی‌های آمفیبول تا ۶ میلی‌متر می‌رسد که از حاشیه به اکتینولیت تجزیه شده است. برخی از نمونه‌ها برشی شده‌اند که در آنها پورفیروکلاست آمفیبول با کشیدگی از دو سو و تا اندازه ۱/۵ میلی‌متر توسط کانی‌های دانه‌ریز و خرد شده از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی‌های تیره در بر گرفته شده است (شکل ۴-۴). برخی از آمفیبولیت‌ها دانه‌درشت هستند (شکل ۵-۵). به نظر می‌رسد آمفیبولیت‌های دانه‌درشت از دگرگونی سنگ‌های آذرین درونی (گابرو یا دیوریت) تشکیل شده باشند.

گارنت-آمفیبولیت: کانی‌های اصلی شامل آمفیبول (۶۰-۵۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۵-۳۰) و گارنت (۵ درصد) است (شکل ۵-۴). آمفیبول به رنگ سبز-آبی (احتمالاً بارویست) دیده می‌شود. گارنت با شکستگی فراوان دارای میان‌بازهایی از

(شکل ۴). با توجه به موقعیت زمین‌شناسی این مجموعه دگرگونی در شمال باختر کشور که همواره در زیر واحد کربناته پرمین جای دارند (بیشتر با همبری گسلی) و نیز مقایسه واحدهای مشابه در کشور همجوار ترکیه (Moazzen, 2014)، شاید بتوان سن پرکامبرین-پالئوزویک (پیش از پرمین) را برای این واحدها پیشنهاد کرد. این واحد شامل مجموعه‌ای از آمفیبولیت‌ها همراه با کمی شیت و گنیس و متاولکانیت، متاگرانیت و آهک‌های بلورین است. سنگ‌های آمفیبولیت مهم‌ترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده این واحد دگرگونی هستند. سنگ‌های بازیک دگرگون شده در رخساره شیت سبز کمتر دیده می‌شوند. سنگ‌های آمفیبولیت ریزدانه تا بسیار درشت‌دانه و به لحاظ مقادیر مودال آمفیبول و پلاژیوکلاز دارای گوناگونی بالایی هستند (شکل‌های ۴-۴ تا ۴-۵). اندازه کانی‌های آمفیبول در آمفیبولیت با بافت پگماتوئیدی تا چندین سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۴-۴). همچنین آرایش‌یافتگی کانی‌ها به‌ویژه آمفیبول‌ها سبب جهت‌یافتگی ترجیحی و فولیاسیون در سنگ‌های منطقه شده است (شکل ۴-۴). برخی از آمفیبولیت‌ها چین‌خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۴) و در برخی دیگر، کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز بدون جهت‌یافتگی مشخص در سنگ هستند (شکل ۴-۴). رگه‌هایی از سیلیسی به سترای چندین میلی‌متر درون این آمفیبولیت‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۴). برخی از آمفیبولیت‌ها در اثر پهنه‌های گسلی و دگرشکلی‌های شکننده شدید، دگرسان و گاه به‌طور کامل اپیدوتی شده‌اند (برای نمونه در مسیر دره گسلی در نزدیکی روستای عباس کنده). شیت‌های گرافیتی به رنگ سیاه برونزد قابل توجهی در منطقه نشان می‌دهند (شکل ۴-۴، شمال روستای آرکواين). روستای قولار (شکل ۳) روی این شیت‌ها جای گرفته است. واحدهای کرتاسه در منطقه شامل برونزدهایی از سنگ‌های آهکی و افیولیت ملائز هستند. سنگ‌های آهک ستبرلایه و به رنگ خاکستری روشن هستند و در برخی جاها چین‌خوردگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-۴ تا ۴-۵). سن این آهک‌ها بر پایه شواهد میکروفسیلی به کرتاسه پیشین نسبت داده شده است (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲). مرز آهک‌های کرتاسه پیشین با مجموعه دگرگونی منسوب به پرکامبرین (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲) گسلی است. رسوبات اتوسن (هم‌ارز سازند قم) با کنگلومرای پیش‌رونده روی این آهک‌ها جای گرفته‌اند (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲). واحد ملائز افیولیتی که از سنگ‌های اولترابازیک سرپانتینی شده، سرپانتینیت، گدازه‌های بازیک، گابرو، دیوریت، چرت‌های رادیولاردار، شیل‌های سرخ‌رنگ، سنگ‌آهک پلاژیک و ماسه‌سنگ تشکیل شده است، به صورت یک مجموعه درهم و تکتونیزه در طول گسل‌های راندگی در خاور و جنوب خاور روستای قادو کنده رخمون نشان می‌دهد (شکل ۳).

۳- روش مطالعه

در این مطالعه کانی‌شناسی و روابط بافتی انواع سنگ‌های آمفیبولیتی سیه‌چشمه بررسی و ۱۰ نمونه از آنها به منظور مطالعات ژئوشیمیایی توسط تجزیه ICP-MS در آزمایشگاه AIS Chemex کانادا تجزیه شده است. برای این منظور نمونه‌های سنگی تا حد ۷۵ میکرون توسط دستگاه پودر کن خردایش و نمایش یافت و سپس مقدار مشخصی از نمونه با استفاده از کمک ذوب قلیایی بورات لیتیم مخلوط و درون کروزه پلاتینی بر روی شعله ذوب شد. شیشه حاصل در مخلوط اسیدهای قوی حل و پس از رقیق کردن محلول توسط دستگاه طیف‌سنج جرمی القایی جتیده تجزیه شد. دقت اندازه‌گیری برای عناصر اصلی حدود ۲ درصد و برای عناصر فرعی و کمیاب حدود ۵ درصد است.

۴- مطالعات سنگ‌نگاری

سنگ‌های آمفیبولیت بیشترین برونزدهای سنگی را در مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه تشکیل می‌دهند. انواع آمفیبولیت‌ها بر پایه مجموعه کانی‌های دگرگونی شامل انواع اکتینولیت-آمفیبولیت، اپیدوت-اکتینولیت آمفیبولیت، آمفیبولیت معمولی،

Hf - این عنصر با افزایش Zr روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- e). این عنصر جزو عناصر ناسازگار است که به سادگی در فازهای اصلی گوشته جایگزین نمی‌شود؛ با این حال ممکن است به جای Ti در فازهای فرعی مانند تیتانیت و روتیل جایگزین شود (Wilson, 1989).

Sm - این عنصر با افزایش Zr روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- f) که می‌تواند در ارتباط با تشکیل تیتانیت در مراحل پایانی تبلور ماگمایی باشد.

Cr - این عنصر با افزایش Zr روندی نزولی نشان می‌دهد (شکل ۸- h). کاهش این عنصر در یک سری سنگی می‌تواند تشکیل کلینوپیروکسن را در مراحل اولیه ماگمایی نشان دهد (Wilson, 1989).

Ba - این عنصر معمولاً در ساختمان کانی‌های بیوتیت و فلدسپار پتاسیم و نیز پلاژیوکلاز و هورنبلند وارد می‌شود. نتایج نمودار این عنصر نیز نسبت به Zr پراکنده است و نمونه‌ها روند مشخصی را نشان نمی‌دهند (شکل ۸- g).

Cs - این عنصر با افزایش Zr روند خاصی نشان نمی‌دهد (شکل ۸- i) که می‌تواند در ارتباط با تحرک پذیری بالای این عنصر در طی رخداد فرایندهای دگرگونی باشد.

به‌طور کلی تغییرات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه (به‌جز یک نمونه) برای عناصر Y, Yb, V, La, Hf و Sm روند مثبتی نشان می‌دهند که می‌تواند به سبب تبلور تفریقی ماگمای بازالتی باشد (Wilson, 1993). روند عناصر Cr و Cs در نمودار منفی بوده و عناصر Ba و Rb روندهای مشخصی نشان نمی‌دهند. به باور Rollinson (1993) روندهای قطعه قطعه شده و جدا از همدیگر در نمودارهای تغییرات نشان‌دهنده خوبی از چگونگی جدایش بلور- مذاب در هنگام تکامل ماگمایی است.

۵-۳. پتروژن و جایگاه زمین‌ساختی سنگ اولیه آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه

عناصر Zr و Y در بیشتر فازهای تفریقی‌پذیر ماگمای بازالتی (الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز) ناسازگار هستند. نسبت Zr/Y به‌طور محسوسی تحت تأثیر تبلور تفریقی و تفریق بلورها (البته در تفریق عادی) از ماگما قرار نمی‌گیرد. به این دلیل که Zr در شرایط گوشته‌ای نسبت به Y ناسازگارتر است (Zhang et al., 2001). Pearce & Norry (1979) از نسبت Zr/Y در برابر اندیس Zr برای تمایز میان بازالت‌های جزایر کماتی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای استفاده کردند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه (به‌جز یک نمونه) در محدوده بازالت‌های جزایر کماتی و نیز محدوده همپوشانی آن با پشته‌های میان اقیانوسی جانمایی می‌شوند (شکل ۹).

همچنین بر پایه نمودارهایی که توسط Pearce (1982) ارائه شده است (شکل‌های ۱۰- a و b)، نمونه‌های مورد مطالعه در دو محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی قرار می‌گیرند. (Meschede (1986) نمودار مثلثی 2Nb-Zr/4-Y را برای تفکیک جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌ها ارائه کرده است. بر پایه این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه (به‌جز یک نمونه) در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- c). در نمودار مثلثی Ta-Th-Hf/3 (Wood, 1980) بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و تعداد کمتری از نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- d). در نمودارهای مثلثی Wood (1980) بر پایه Nb/16, Th و Zr/117 (شکل ۱۰- e) و Th و Nb/16 (شکل ۱۰- f) بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های توله‌ای جزایر کماتی و یک نمونه هم در محدوده بازالت‌های کالک‌آلکان کماتی قرار می‌گیرند. (Tarney et al. (1979) پراکنش نمونه‌های دگرگونی و غیر دگرگونی را روی نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی امری عادی در نظر گرفته‌اند؛ به‌طوری که در بیشتر موارد نتیجه‌گیری صریح در مورد محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها را مشکل می‌سازد. همچنین ایشان بر این باور هستند که حتی در مورد بازالت‌های عهد حاضر که موقعیت زمین‌ساختی تشکیل آنها بسیار خوب شناخته

پلاژیوکلاز و آمفیبول است. کانی‌های فرعی شامل تیتانیت، زوئیزیت و زیرکن است. همچنین تیتانیت به‌صورت ثانویه از تجزیه‌شدگی ایلمنیت در این سنگ‌ها تشکیل شده است. بافت این سنگ‌ها دکوستات گرانوبلاستی (granoblastic decussate) است که در آن کانی‌های کشیده آمفیبول با جهت‌یافتگی اتفاقی در سنگ دیده می‌شوند.

۵-۲. شیمی سنگ کل

۱۰ نمونه از آمفیبولیت‌هایی دارای کمترین هوازگی برای تجزیه شیمیایی کل سنگ انتخاب شدند. جدول ۱ نتایج این تجزیه‌ها را نشان می‌دهد. استفاده از شیمی سنگ کل در سنگ‌های دگرگونی همواره باید با احتیاط مورد استفاده قرار گیرد. پدیده‌های دگرگونی و دگرسانی می‌تواند سبب تغییر غلظت و مقادیر عناصر متحرک در ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین اولیه شده باشند و به این علت است که استفاده از عناصر غیر متحرک می‌تواند اطلاعات قابل قبول‌تری را در مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های دگرگونی به دست دهد. در این بخش با استفاده از داده‌های عناصر فرعی و کمیاب در آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه، ترکیب ماگما، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ اولیه آمفیبولیت‌های مورد مطالعه تعیین شده است.

۵-۱. ترکیب سنگ اولیه و سری ماگمایی

به باور Seewald & Seyfried (1990) فلزات واسطه (Cr, Co, Ni, V) در طول دگرگونی رفتاری غیر متحرک از خود نشان می‌دهند. Nb, Ta و REE نیز معمولاً جزو عناصر غیرمتحرک در نظر گرفته می‌شوند. (Pearce & Cann (1973) و Floyd & Winchester (1978) استفاده از عناصر کمیابی همچون Sc, Zr و Y را برای سنگ‌های دگرگونی پیشنهاد کرده‌اند. برای مشخص کردن ترکیب سنگ اولیه از نمودار Th در برابر Co (Hastie et al., 2007) استفاده شده است (شکل ۶). بر پایه این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت قرار می‌گیرند. سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه نمودارهای Ta/Yb-Th/Yb (شکل ۷- a) و Ta/Yb-Ce/Yb (شکل ۷- b) به‌طور اصلی توله‌ای تعیین می‌شود. در این نمودارها تنها یک نمونه در محدوده کالک‌آلکانل جانمایی شده است (شکل ۷). ترکیب بازیک تا حدواسط با ویژگی‌های توله‌ای تا کالک‌آلکانل سنگ مادر آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه قابل مقایسه با نتایج به دست آمده از مطالعات ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌های خوی توسط Azizi et al. (2002) است.

۵-۲. بررسی نمودارهای تغییرات

به منظور بررسی تغییرات ژئوشیمیایی ماگمای اولیه سازنده سنگ مادر آمفیبولیت‌های مطالعه شده از نمودارهای تغییر عناصر فرعی و کمیاب در برابر Zr استفاده شده است (شکل ۸):

Y - با افزایش Zr روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- a). Y عنصر ناسازگار است که در مراحل پایانی تبلور ماگمایی در فازهای فرعی مانند تیتانیت و آپاتیت جمع می‌شود (Wilson, 1989). همچنین این عنصر همانند HREE به راحتی در ساختمان گارنت و آمفیبول تجمع می‌یابد.

Yb - این عنصر با افزایش Zr روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- b) که می‌تواند تحول ماگما در مراحل پایانی فرایندهای ماگمایی را نشان دهد.

V - این عنصر با افزایش Zr روندی تقریباً صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- c) که این تغییر می‌تواند نشانه مفیدی بر جدایش اکسیدهای آهن و تیتان (ایلمنیت و تیتانومگنتیت) باشد (Wilson, 1989). این عنصر همچنین می‌تواند در ترکیب کانی‌های آمفیبول و بیوتیت وارد شود.

La - این عنصر با افزایش Zr روندی صعودی نشان می‌دهد (شکل ۸- d). افزایش La را احتمالاً بتوان در ارتباط با تشکیل تیتانیت در مراحل پایانی تبلور ماگمایی تفسیر کرد (Wilson, 1989).

شده است، استفاده از نمودارهای متمایز کننده محیط‌های زمین‌ساختی نتایج پیچیده و متفاوتی به دست می‌دهد. نتیجه اینکه در نمودارهای متمایز کننده بازالت‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه ویژگی مرتبط با کمان آتشفشانی را به‌طور اصلی و ویژگی پشته میان اقیانوسی را کمتر نشان می‌دهند (شکل ۸) بنابراین از این نمودارها به روشنی نمی‌توان موقعیت زمین‌ساختی پروتولیت آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه را مشخص کرد.

به باور (Miyashiro, 1975)، بازالت‌های توله‌ای می‌توانند در محیط‌های پشته‌های میان اقیانوسی، جزایر کمانی و حوضه‌های پشت کمانی تشکیل شوند که البته هر یک ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص خود را دارند. نمودار عناصر کمیاب ناسازگار Zr در برابر Y (Abu-Hammat, 2005) برای تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده سری توله‌ای پروتولیت آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه استفاده شد. همه نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده غنی شده جانمایی شده‌اند که بر این اساس منشأ غنی شده ماگمای توله‌ای و کالک آلکان پروتولیت آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه تأیید می‌شود (شکل ۱۱). به باور (Miyashiro, 1975) ماگمای توله‌ای همراه با کالک آلکان مختص مناطق جزایر کمانی است؛ در صورتی که در پشته‌های میان اقیانوسی، سری‌های ماگمایی توله‌ای همراه با آلکان دیده می‌شود. بنابراین با توجه به ترکیب توله‌ای پروتولیت بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه و ترکیب کالک آلکان درصد کمی از نمونه‌های مورد مطالعه، به نظر می‌رسد محیط زمین‌ساختی از نوع جزایر کمانی برای آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه قابل قبول‌تر باشد.

۵-۴. بررسی نمودارهای عنکبوتی و عناصر خاکی کمیاب

نمودارهای عنکبوتی ابزار قابل اعتمادی برای تعیین نوع سنگ منشأ، کیفیت ذوب بخشی و تفکیک سری‌های ماگمایی هستند. این نمودارها از عناصری تشکیل شده‌اند که نسبت به کانی‌شناسی ایده‌آل گوشته حالت ناسازگار دارند. مفیدترین کاربرد این نمودارها برای نشان دادن شیمی بازالت‌هاست (Rollinson, 1993). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با کندریت (بر پایه داده‌های (Thompson et al., 1984)) برای نمونه‌های مورد مطالعه، بی‌هنجاری منفی Nb دیده می‌شود که نشان از حفظ این عناصر در منشأ در طی ذوب بخشی دارد (شکل ۱۲). بی‌هنجاری منفی Nb از مشخصه‌های بازالت‌های کمان آتشفشانی است (Wilson, 1993). این بی‌هنجاری همچنین شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و ممکن است نشان‌دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از نیوبیم تهی شده است و هر ماگمای آرایش یافته با مواد پوسته‌ای این بی‌هنجاری منفی را در شیمی خود بازتاب می‌دهد (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 2003). عنصر Nb به‌طور ایزومورفی جانشین عنصر Ti و Zr می‌شود. از آنجایی که شعاع یونی نیوبیم تقریباً برابر با شعاع یونی تیتانیم است و تفاوت محسوس با شعاع یونی زیرکیم دارد، مقدار آن در کانی‌های تیتانیم‌دار بیشتر از کانی‌های زیرکیم‌دار است (Gerasimovsky, 1974). غلظت Ta و Ti، Nb توسط کانی‌هایی همچون ایلمنیت، روتیل و تیتانیت کنترل می‌شود. این کانی‌ها جزو کانی‌های دما بالا هستند که در مراحل ابتدایی تبلور ماگمایی تشکیل می‌شوند.

در نمودار بهنجار شده نسبت به MORB (بر پایه داده‌های (Pearce, 1983))، نمونه‌های مطالعه شده نسبت به MORB از عناصر با پتانسیل یونی پایین (LILE) غنی شده هستند (شکل ۱۳). عناصر LILE معمولاً تحت تأثیر فازهای سیال متحرک می‌شوند. غنی‌شدگی این عناصر در بازالت‌های جزایر کمانی را احتمالاً بتوان به عملکرد فرایند متاسوماتیسم گوشته توسط سیال‌ها (Wilson, 1993) و یا آلودگی از منشأ پوسته‌ای (Chapell & White, 1974) نسبت داد.

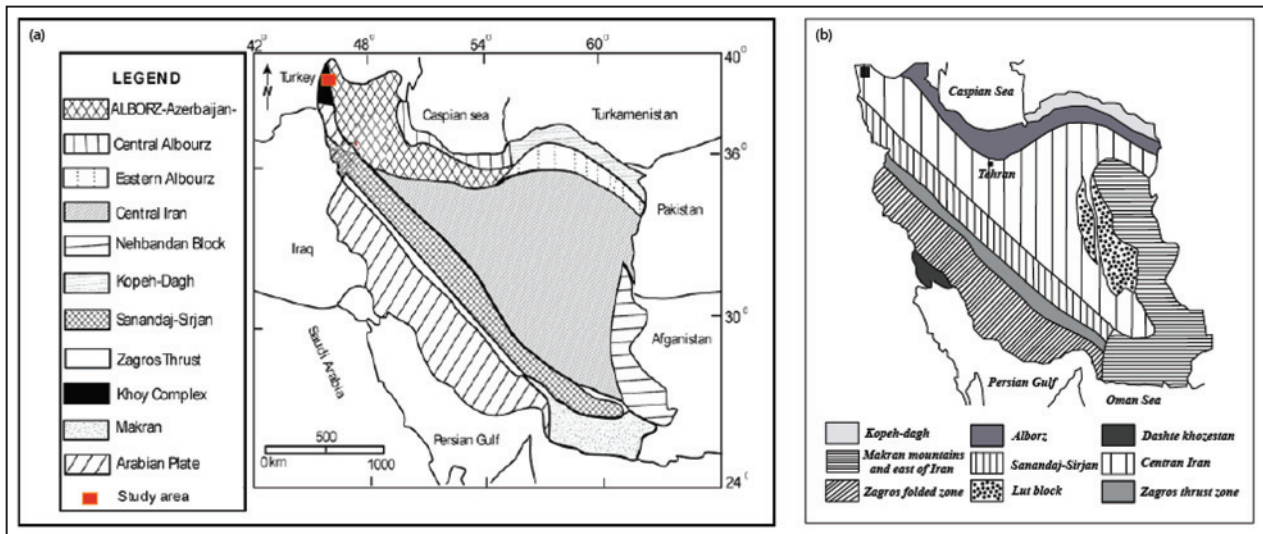
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت و MORB برای آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه با سنگ‌های همانند از ترکیب (Robertson & Ustaomer, 2009) است.

۶- نتیجه‌گیری

آمفیبولیت‌های جنوب خاور سیه‌چشمه به‌صورت انواع اکتینولیت-آمفیبولیت، اپیدوت-اکتینولیت-آمفیبولیت، بیوتیت-آمفیبولیت، آمفیبولیت معمولی و گارنت-آمفیبولیت هستند.

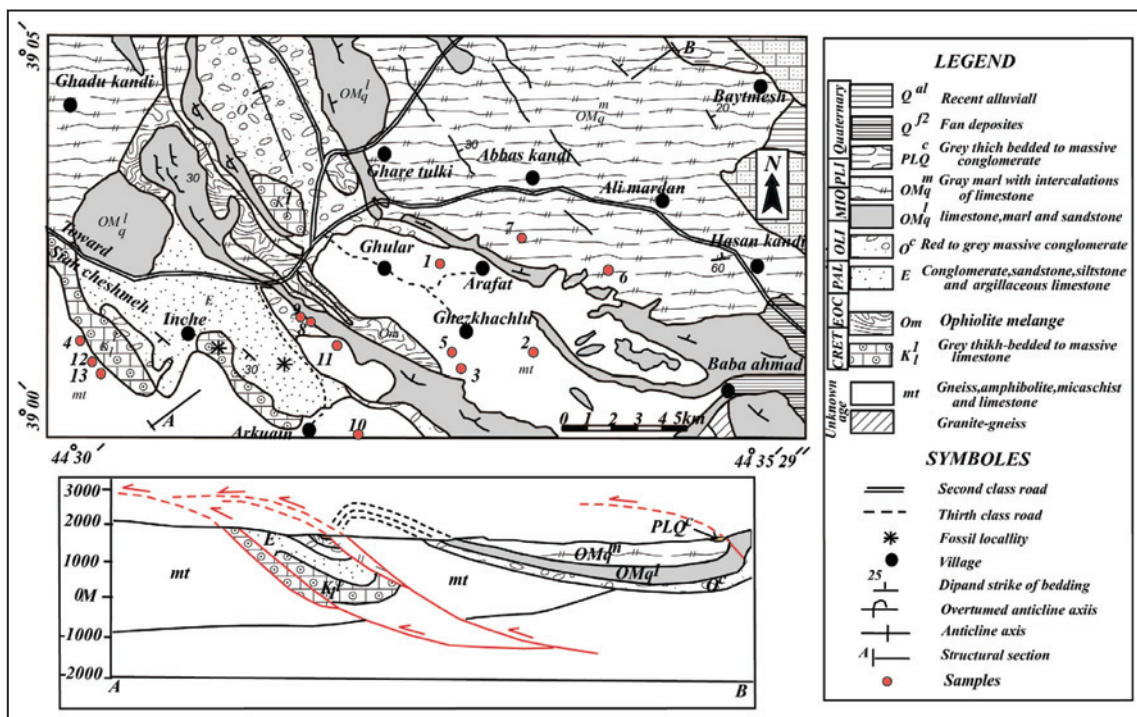
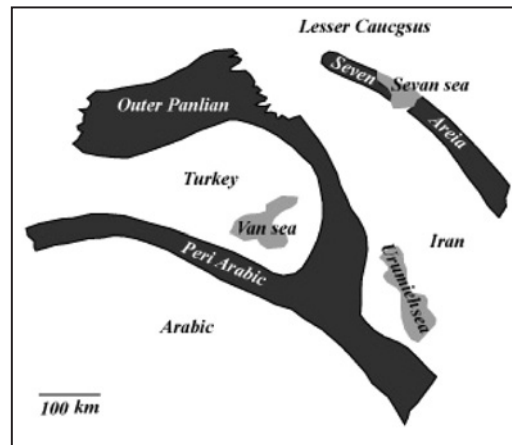
ترکیب شیمیایی پروتولیت در آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، بازالت و یا معادل درونی و یا نیمه‌زرف آن (گابرو/دیوریت و دیاباز) است. همچنین بر پایه نمودارهای ژئوشیمیایی سری ماگمایی سنگ مادر بیشتر توله‌ای و کمتر کالک آلکان است. بر پایه نمودارهای متمایز کننده محیط زمین‌ساختی ماگمای مادر آمفیبولیت‌های مورد مطالعه در محیط جزایر کمانی تشکیل شده است.

سن آمفیبولیت‌ها در مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه به روشنی مشخص نیست. در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماکو (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲) و ۱/۲۵۰۰۰۰ ماکو (Alavi & Bolurchi, 1973) سن این دگرگونی‌ها با علامت سؤال به پرکامبرین نسبت داده شده است. از آنجایی که سن آمفیبولیت‌های مورد مطالعه مشخص نیست نمی‌توان به درستی در مورد مدل زمین‌ساختی تشکیل این آمفیبولیت‌ها نظر داد. به نظر می‌رسد با در نظر گرفتن داده‌های سنی U-Pb زیرکن (۵۵۰ تا ۵۹۰ میلیون سال؛ (Azizi et al., 2010)) در آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی خوی در ادامه جنوبی دگرگونی‌های مورد مطالعه در سیه‌چشمه (هر دو متعلق به زیرپهنه خوی-مهاباد) و برخی همانندی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌ها در این دو مجموعه دگرگونی احتمالاً بتوان آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه را قابل مقایسه با آمفیبولیت‌های خوی به پروتروزویک زیرین نسبت داد. در هر حال هنوز نمی‌توان با قطعیت نظر داد که آیا کمان آتشفشانی مجموعه دگرگونی سیه‌چشمه مربوط به کمان بسیار قدیمی منسوب به پرکامبرین (امینی‌آذر و عباسی، ۱۳۸۲) و یا کمان آتشفشانی مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس و در ارتباط با کمپلکس افیولیتی خوی-ماکو است. برای ارائه نتایج دقیق‌تر در مورد سن پروتولیت، الگوی ژئودینامیکی و زمین‌شناسی این بخش از پوسته ایران، نیاز به سن‌سنجی آمفیبولیت‌ها است.



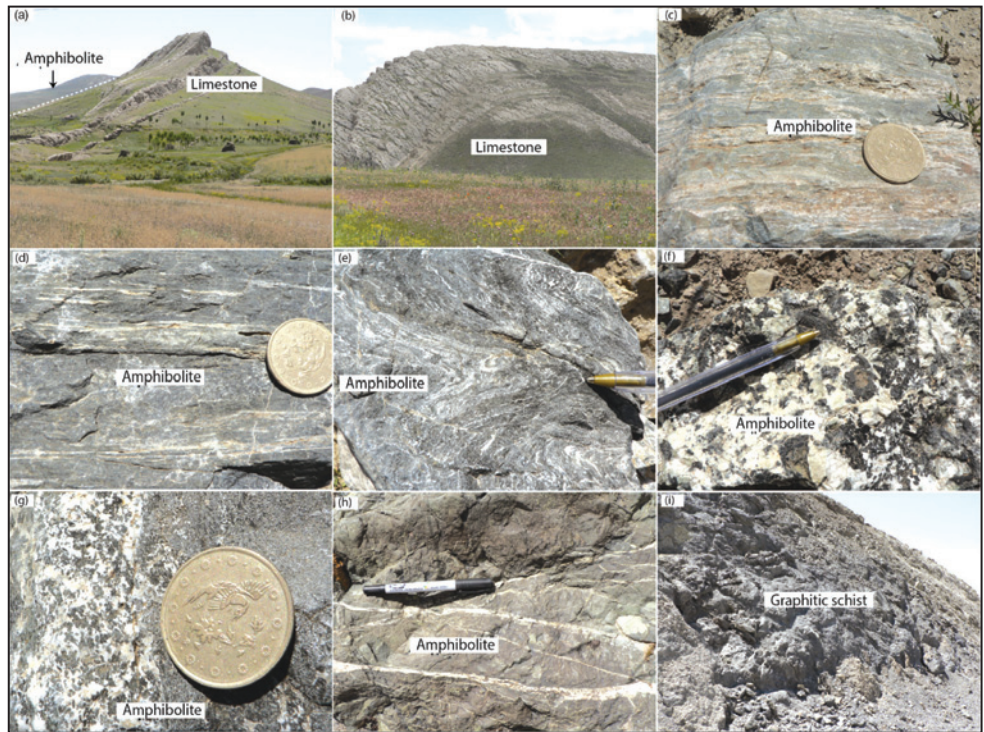
شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر پایه تقسیم‌بندی واحدهای ساختمانی ایران. (a) نبوی (۱۳۵۵)؛ (b) Stocklin (1968).

شکل ۲- گسترش پوسته اقیانوسی خوی میان صفحه‌های ایران، عرب، ترکیه و قفقاز کوچک (Forster, 1978).

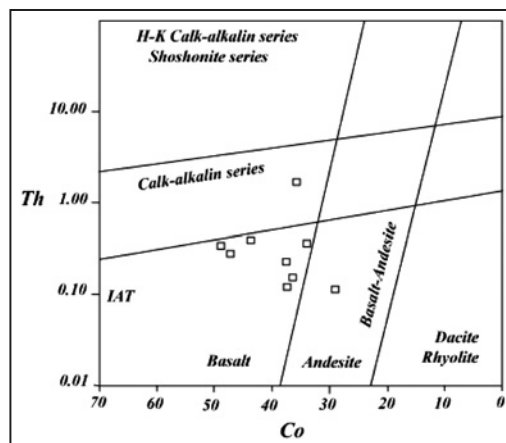
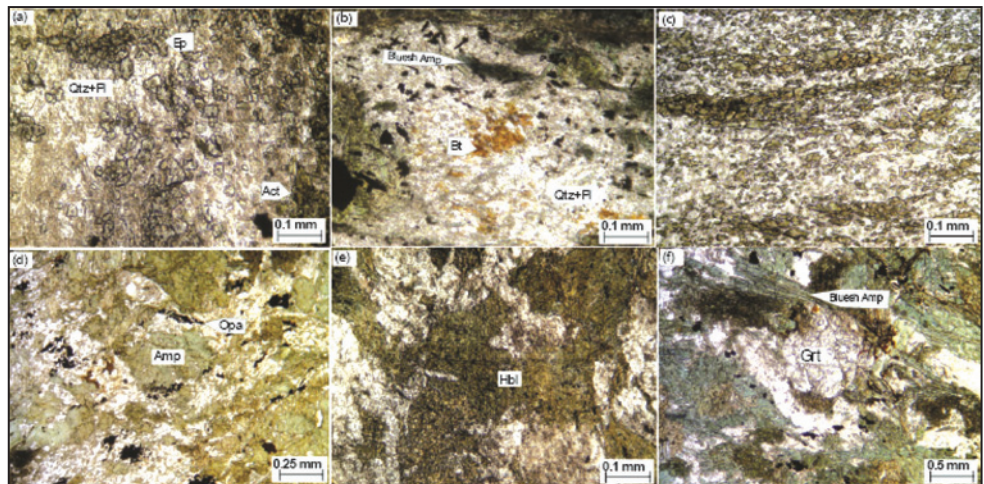


شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در جنوب خاور سیه چشمه (برگرفته از امینی آذر و عباسی (۱۳۸۲)).

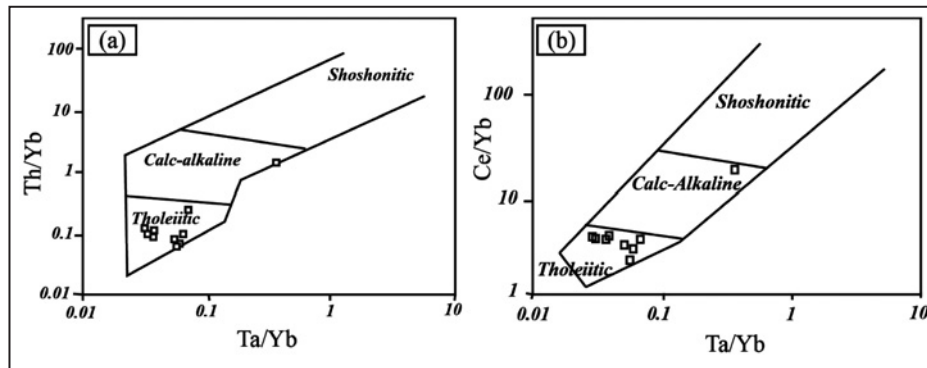
شکل ۴- (a) دورنمایی از آمفیبولیت و آهک در جنوب روستای عباس کنده؛ (b) دورنمایی از آهک؛ (c) آمفیبولیت با نوارهای تیره و روشن در آن؛ (d) آمفیبولیت ریزدانه تا دانه متوسط؛ (e) چین‌خوردگی در آمفیبولیت؛ (f) بافت پگماتوئیدی در آمفیبولیت بسیار درشت‌دانه که احتمالاً از دگرگونی رگه‌های ماگمایی با بافت اولیه پگماتیته تشکیل شده است؛ (g) آمفیبولیت ریزدانه و بسیار درشت‌دانه؛ (h) رگه‌های نازک سیلیس در آمفیبولیت؛ (i) پروزد شیست‌های گرافیتی سیاه رنگ در شمال روستای آرکواين.



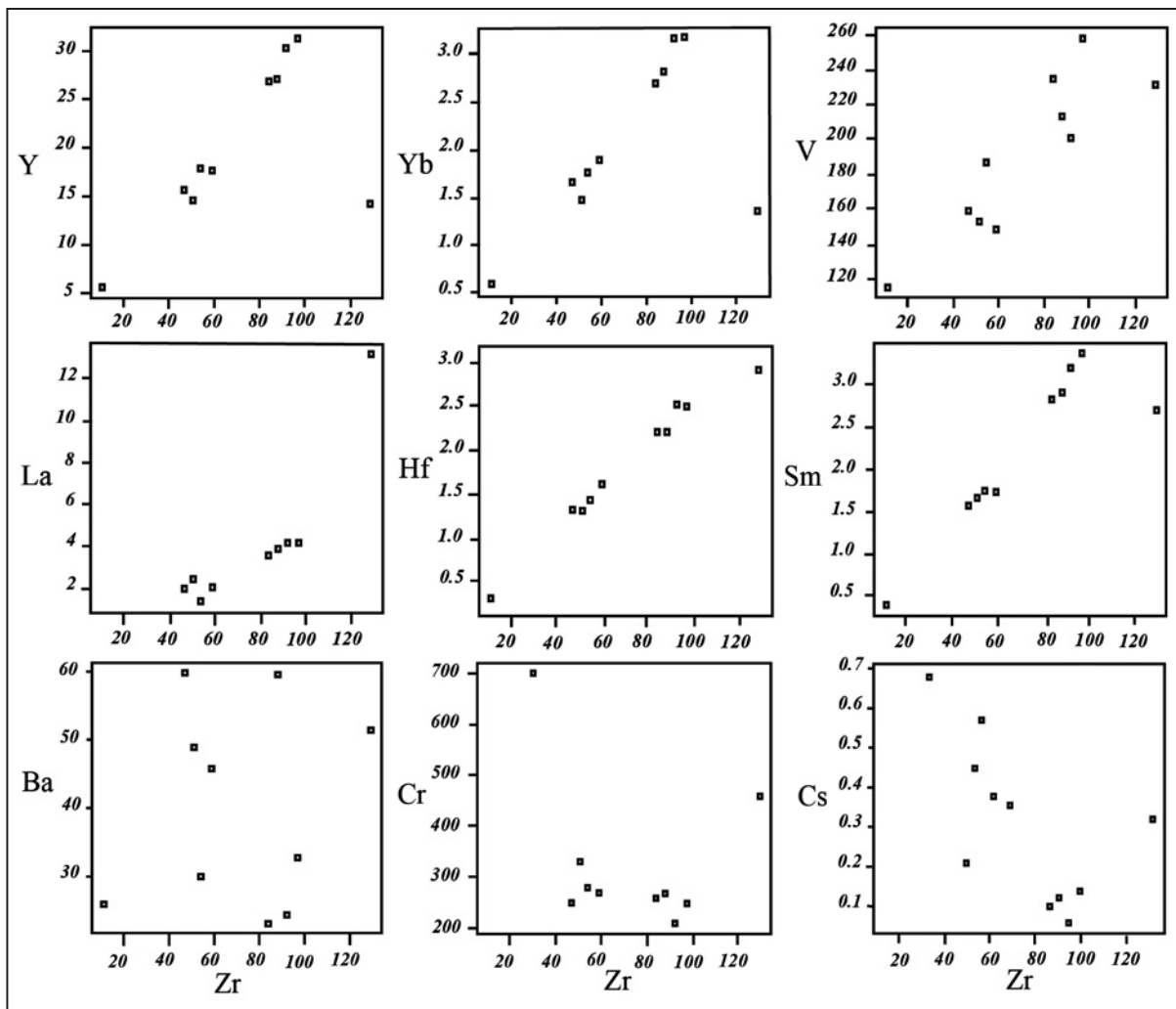
شکل ۵- (a) اپیدوت-اکتینولیت-آمفیبولیت، حالت PPL؛ (b) بافت گرانوبلاستی در آمفیبولیت. بیوتیت در تعادل با پلاژیوکلاز در زمینه سنگ مشاهده می‌شود، حالت PPL؛ (c) آمفیبولیت ریزدانه که احتمالاً از دگرگونی بازالت تشکیل شده است، حالت PPL؛ (d) آمفیبولیت پرشی شده با بافت پورفیروکلاستی، حالت PPL؛ (e) آمفیبولیت درشت‌دانه که احتمالاً از دگرگونی گابرو تشکیل شده است، حالت PPL؛ (f) گارنت در آمفیبولیت. آمفیبول به رنگ سبز متمایل به آبی است، حالت PPL.



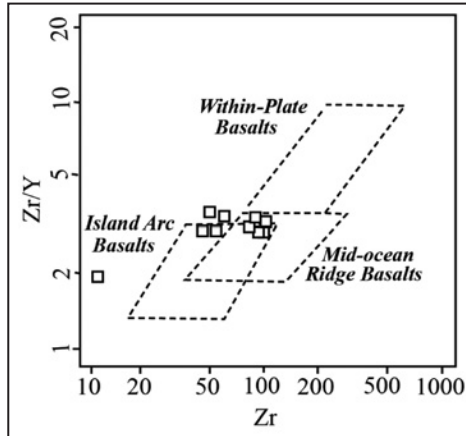
شکل ۶- نمودار Th در برابر Co از Hastie et al. (2007).



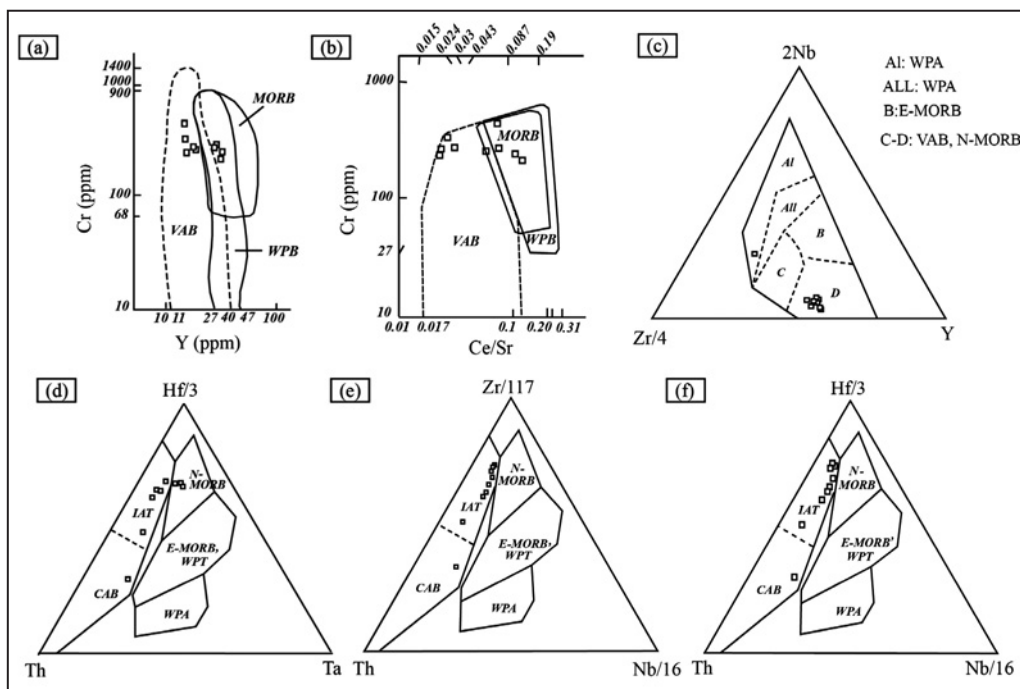
شکل ۷- (a) نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (Pearce, 1983)؛ (b) نمودار Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1983).



شکل ۸- نمودارهای تغییرات عناصر فرعی نسبت به Zr در آمفیولیت‌های مورد مطالعه.

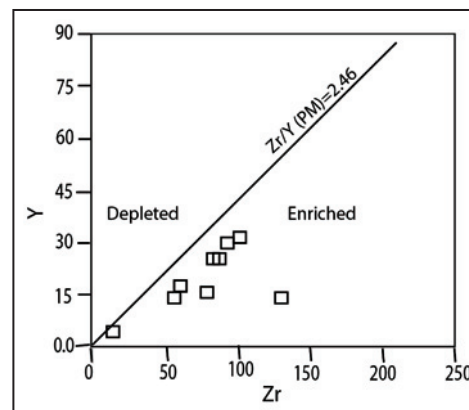


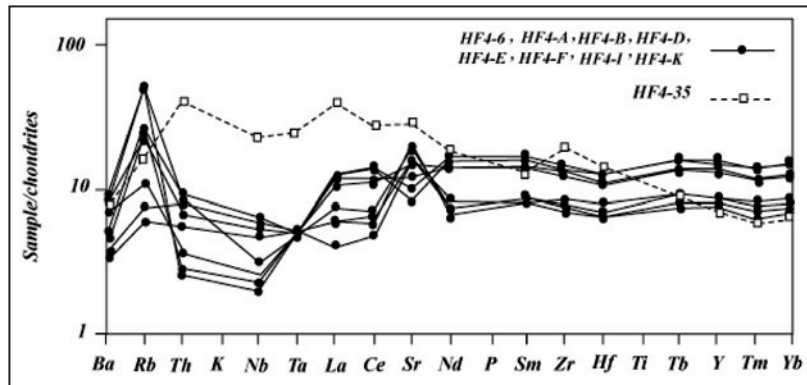
شکل ۹- نمودار Zr/Y در برابر Zr از (Pearce & Norry (1979).



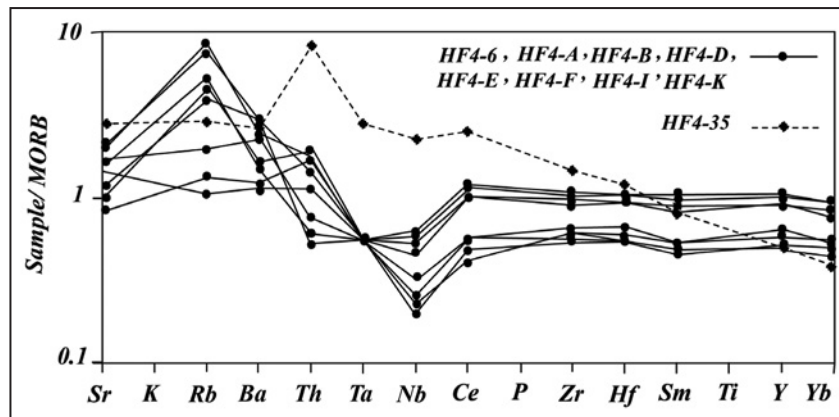
شکل ۱۰- (a) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Cr-Y (Pearce, 1982)؛ (b) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Cr-Ce/Sr (Pearce, 1982)؛ (c) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Y و 2Nb, Zr/4 (Mesched, 1986)؛ (d) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Hf/3, Th و (Wood, 1980)؛ (e) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Ta و Nb/16 (Wood, 1980)؛ (f) نمودار متمایز کننده بازالت‌ها بر پایه Hf/3, Th و Nb/16 (Wood, 1980). بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB)، بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB)، بازالت‌های جزایر کماتی (IAT)، بازالت کالک‌آلکان (CAB)، بازالت آلکان درون صفحه‌ای (WPA).

شکل ۱۱- نمودار Zr در برابر Y (Abu-Hamatteh, 2005). نسبت گوشته اولیه (Primordial Mantle) از Sun & McDonough (1989) است.

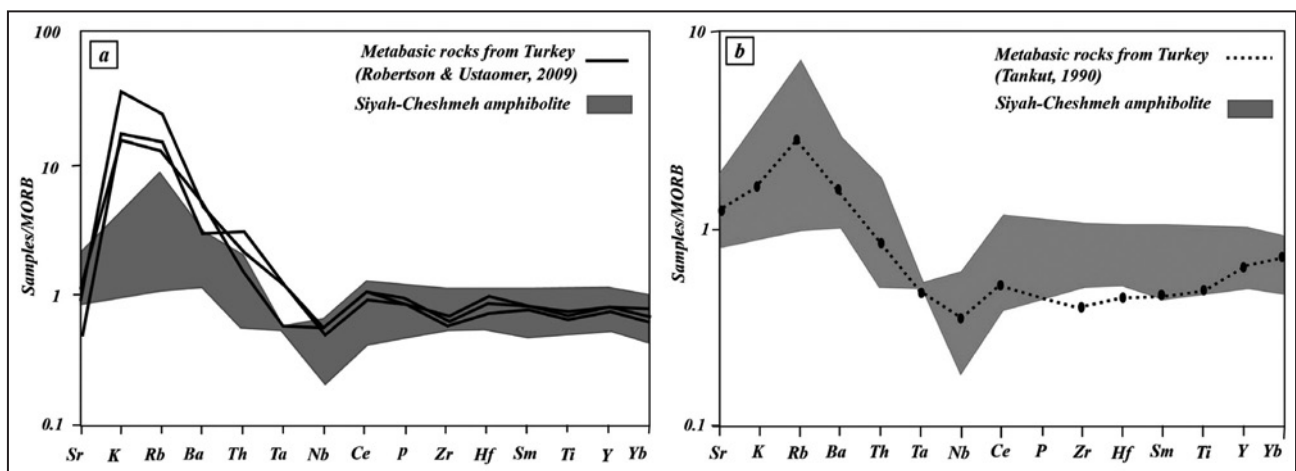




شکل ۱۲- نمودار عنکبوتی بهنجار شده با کندریت (Thompson et al., 1984) برای آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه.



شکل ۱۳- نمودار عنکبوتی بهنجار شده با MORB (Pearce, 1983) برای آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه.



شکل ۱۴- مقایسه نمودارهای عنکبوتی در آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه با سنگ‌های متابازیک جزایر کمانی در ترکیه. (a) Robertson & Ustaomer (2009)؛ (b) Tankut (1990). مقادیر عناصر و بی‌هنجاری‌های موجود در آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه قابل مقایسه با متابازیک‌های مرتبط با جزایر کمانی در ترکیه است.

کتابخانه

امینی آذر، ر. و عباسی، س.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماکو، سازمان زمین‌شناسی ایران.
 آفانیاتی، س.ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
 نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵- مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

References

- Abu-Hamattah, Z. S. H., 2005- Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 557–581.
- Alavi, M. & Bolurchi, M. H., 1973- Explanatory text of the Maku Quadrangle Map, 1:25000. Geological Survey of Iran.
- Azizi, H., Chung, S. L., Tanaka, T. & Asahara, Y., 2010- Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant revision of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, 185: 87-94.
- Azizi, H., Moinevaziri, H. & Noghreayan, M., 2002- Geochemistry of metabasites rocks in the north of Khoy. *Journal of Science (in Farsi)*, University of Isfahan, Iran 15, 1–20.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M. & Yagobpoor, A., 2006- PTt path in metamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous–Tertiary continental collision. *Journal of Asian earth Sciences* 27, 1-9.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Enderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173–174.
- Eftekharneshad, J., 1975- Brief history and structural development of Azarbaijan. Geological Survey of Iran, Internal Report. 8p.
- Floyd, P. A. & Winchester, J. A., 1978- Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21: 291–306.
- Forster, H., 1978- Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological society*, 135: 443-455.
- Gerasimousky, V. I., 1974- Trace elements in selected groups of alkaline rocks. In Sorensen, H. (Ed.), *The Alkaline Rocks*: New York (John Wiley and Sons), p. 402-411.
- Hassanipak, A. & Ghazi, M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the ophiolite, North West Iran: implications for tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth sciences*, 18: 109-121.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. & Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48: 2341-2357.
- Khalatbari-Jafari, M., Jutea, T., Bellon, H. & Emami, H., 2003- Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). *Geosciences*, 335: 917-929.
- Khalatbari-Jafari, M., Jutea, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J. & Emami, H., 2004- New geological, geochronological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 507-535.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68:277-279.
- Meschede, M., 1986- A method of discriminating between different types of mid ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Miyashiro, A., 1975- Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology*, 83:249-281.
- Moazzen, M., 2014- Protolith nature and tectonomagmatic features of amphibolites from the Qushchi area, West Azerbaijan, NW Iran. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 149: 139-152.
- Nagudi, B., Koeberl, C. & Kurat, G., 2003- Petrology and geochemistry of the Singo granite, Uganda, and implication for its origin. *African Earth Sciences*, 36: 73-87.
- Pearce, J. A. & Cann, J. R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Sciences Letters*, 19: 290-300.
- Pearce, J. A. & Norry, M. J., 1979- Petrogenetic Implications of Ti, Zr, Y, and Nb Variations in Volcanic Rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 69: 33-47.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries.- In: R.S. Thorpe (ed), *Andesites, orogenic andesites and related rocks*. J. Willey, Chichester, New York: 525-541.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. & Norry, M. J. (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.
- Robertson, A. & Ustaomer, T., 2009- Upper Paleozoic subduction/accretion processes in the closure of Paleotethys: Evidence from the Chios Melange (E Greece), the Karaburun Melange (W Turkey) and the Teke Dere Unit (SW Turkey). *Sedimentary Geology*, 220 (1-2) :29-59.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geological data: evaluation, presentation, interpretation. New York, John Wilay and Sons, p. 1-353.

- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. & Norry, M. J., 1992- Consequences of plume–lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Breakup*. Geological Society of London Special Publication, London, 68: 41–60.
- Seewald, J. S. & Seyfried, W. E. Jr., 1990- The effect of temperature on metal mobility in seafloor hydrothermal systems: constraints from basalt alteration experiments. *Earth Planetary Sciences Letters*, 101: 388-403.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins* Geological Society of London Special Publications, 42: 313–345.
- Tankut, A., 1990- Geochemical implications for tectonic setting of the ophiolitic rocks from the ophiolites mélange belt of the Ankara mélange. *Mineral Research and Exploration Bulletin*, 110: 17-28.
- Tarney, J., Weaver, B. L. & Drury, S. A., 1979- Geochemistry of Archean trochjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and East Greenland, In: Barker, F. (Ed), *Trondjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam, 275-299.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. & Parry, S. J., 1984- An assessment of the relative roles of a crustal and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A310, 549-590.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin Hyman, 466p.
- Wilson, M., 1993- Magmatism and the geodynamics of basin formation. *Sedimentary Geology*, 86: 5-29.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagnetic classification and to establishing nature of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth Planetary Sciences Letters*, 50: 11-30.
- Zhang, R. M., Follows, J., Grotzinger, J. & Marshall, J., 2001- Could the Late Permian deep ocean have been anoxic? *Paleoceanography*, 16: 317– 329.

Petrology and geochemistry of amphibolites from Southeast of Siyah-Cheshmeh, NW Iran

R. Hajjalioghli ^{1*}, H. Fakharinezhad ² & M. Moazzen ³

¹ Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² M.Sc. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2015 March 07

Accepted: 2015 October 25

Abstract

The study area (Siyah-Cheshmeh), is located to the south Maku in the Khoy-Maku ophiolite zone. The various outcropped metamorphic rocks include serpentinites, metabasites (green schist, amphibolite) and meta-pelitic rocks (slate, mica-schist) with interlayers of marble and quartzite. The amphibolites can be classified as actinolite-amphibolite, epidote-actinolite- amphibolite, biotite-amphibolite, amphibolite and garnet-amphibolite. They have fine- to coarse-grained granoblastic texture. On the basis of whole rock chemistry, the protolith composition of the amphibolites has been determined as basalts with tholeiitic and less commonly, calc-alkaline affinities, developed in an island arc setting. The negative anomaly of Nb as well as small enrichments in LILE and LREE support arc related and tholeiitic signatures for the protolith. Considering the unknown age of the studied amphibolites, it is difficult to propose an appropriate tectonic model for formation of the investigated rocks. If the amphibolites are related to the Khoy-Maku ophiolitic complex, then they would be the result of subduction of the northern branch of the Neotethys ocean basin, development of an island arc and eventually metamorphism of the rocks due to closure and collision. Since the age is not clear, it is not possible to conclude unequivocally if the rocks are results of the Neotethys subduction system or they are related to an older, possibly a Precambrian subduction system. Dating the rocks will help to propose a suitable model for their formation.

Keywords: Geochemistry, Amphibolite, Island arc, Siyah-Cheshmeh, NW Iran.

For Persian Version see pages 111 to 122

*Corresponding author: R. Hajjalioghli; E-mail: hajjalioghli@tabrizu.ac.ir