

شیمی سنگ کل، سن سنجی و جایگاه زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌های متاکابروی قطور، شمال باختر ایران

محمد سعادت^۱، رباب حاجی‌علی‌اوغلی^{۲*} و محسن مؤذن^۳

^۱دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، تبریز، ایران

^۳استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۷/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۶/۲۴

چکیده

مجموعه دگرگونی قطور در باختر خوی متشکل از انواع سنگ‌های دگرگونی متابازیت، سنگ‌های دگرگونی رسی و کوارتز-فلدسپاتی، سنگ‌های آهکی و سربانتینیت است. سنگ‌های متاکابروی بخش وسیعی از این مجموعه دگرگونی را شامل می‌شوند. پورفیر و کلاست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن، کانی‌های باقی‌مانده از سنگ آذرین بوده و کانی‌های اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، کلسیت و گاهی کلریت، کانی‌های ثانویه حاصل دگرگونی درجه پایین هستند. براساس نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل، ترکیب سنگ‌های متاکابروی مورد مطالعه کالک‌آلکان است. در نمودارهای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی، ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه ویژگی‌های جزایر قوسی را نشان می‌دهند. نتایج سن سنجی به روش U-Pb زیرکن، سن تشکیل پروتولیت گابروی را 162.6 ± 7.6 میلیون سال منطبق بر زمان ژوراسیک بالایی (آکسفوردین) تعیین کرده است. تشکیل متاکابروهای قطور بر اساس نتایج ژئوشیمیایی و سنی به‌دست آمده از این پژوهش با احتمال می‌تواند مرتبط با حوضه پشت قوسی نئوتتیس در ایران مرکزی، یا ماگماتیسم جزایر قوسی ژوراسیک در زون سه وان-آکرا متعلق به زمین درز شاخه شمالی نئوتتیس و یا ادامه زون افیولیتی پیرانشهر و سرو متعلق به زون زاگرس-پیتلیس باشد اما در هر حال نتیجه‌گیری‌های دقیق نیازمند مطالعات زمین‌ساختی و داده‌های سن سنجی و ژئوشیمیایی بیشتر از انواع سنگ‌های دگرگونی و آذرین منطقه می‌باشد.

کلید واژه‌ها: متاکابرو، ژوراسیک بالایی، جزایر قوسی، نئوتتیس، قطور

* نویسنده مسئول: رباب حاجی‌علی‌اوغلی

E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

کمبرند افیولیتی آلپ-همالیا که کمربند آلپی نیز نامیده می‌شود، به طول حدود ۹۰۰۰ کیلومتر از مراکش در باختر، وارد اروپا شده و با گذر از آناتولی و زاگرس تا همالیا در خاور کشیده می‌شود (Furnes et al., 2014). این کمربند به عنوان بزرگ‌ترین کمربند کوهزایی در جهان شناخته شده است و بیانگر برخورد کلاسیک قاره-قاره و ایجاد خط درز بین آنها است که از خاور مدیترانه تا همالیا گسترده شده است (Dercourt et al., 1986; Ricou, 1994; Stampfli and Borel, 2002; Davoudian et al., 2016). تشکیل افیولیت‌ها و جزایر قوسی در این فرایند زمین‌ساختی وابسته به باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و حوضه‌های پشت قوس و فرایند‌های مرتبط با اقیانوس نئوتتیس در زمان مزوزویک-سنوزویک است (Dilek, 1989; Stampfli and Borel, 2002; Furnes et al., 2014). افیولیت‌های خوی در شمال‌باختر ایران به عنوان بخشی از کمربند آلپ-همالیا، هر چند کانون توجه و مطالعات زمین‌شناسان بوده است (Hassanipak and Ghazi, 2000; Ghazi et al., 2003; Khalatbari et al., 2003, 2004; Juteau, 2004; Azizi et al., 2005; Monsef et al., 2010) ولی سنگ‌های منطقه قطور که در منطقه مرزی استان آذربایجان غربی با کشور ترکیه واقع شده تاکنون مورد توجه قرار نگرفته‌اند. این منطقه در تقسیم‌بندی‌های مختلف ساختاری ایران جزو کمربند دگرگونی و افیولیتی زون سندج-سیرجان (Stöcklin, 1968)، زون ماگمایی ارومیه - دختر و مجموعه ماگمایی البرز-آذربایجان (Alavi, 1991) می‌باشد. گاهی نیز این منطقه را بخشی از زیر زون خوی-مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵) و بخشی از آمیزه‌های رنگین و افیولیتی (افتخارنژاد، ۱۳۵۹) دانسته‌اند (شکل ۱-ا). در مجموعه دگرگونی قطور رخنمون سنگ‌های متابازیت تا حدواسط (متاکابرو، آفیولیت، شیسست سبز و سنگ‌های متاولکانیک) همراه با سنگ‌های دگرگونی رسی و کوارتز فلدسپاتی (اسلیت، فلیت و گنیس) و سنگ‌های دگرگونی آهکی (ترمولیت مرمر و کالک‌شیست) مشاهده می‌شود. داده‌های بسیار کمی از مطالعات زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی این مجموعه دگرگونی در دسترس است و تاکنون مطالعات

جامعی روی آن صورت نگرفته است. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قطور، (Khodabandeh et al., 2002)، سنگ‌های دگرگونی مجموعه قطور را با احتمال در دو گروه سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین-پالئوزویک و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با افیولیت‌های کرتاسه (۴) دسته‌بندی کرده‌اند اما تاکنون ژئوشیمی و سن ایزوتوپی این سنگ‌ها مطالعه نشده است. در این پژوهش، ابتدا به مطالعات صحرایی و سنگ‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌های متاکابروی پرداخته شده سپس با توجه به نتایج شیمی سنگ کل و به خصوص ژئوشیمی عناصر کمیاب غیر متحرک، جایگاه دیرینه زمین‌ساختی ماگمای سازنده سنگ‌های متاکابروی مجموعه دگرگونی قطور تعیین شده و با توجه به نتایج سن سنجی U-Pb زیرکن در متاکابروها، ارتباط این سنگ‌های دگرگونی با تکتونیک منطقه شمال‌باختر ایران و کشورهای همجوار مورد بررسی قرار گرفته است.

۲- روش انجام پژوهش

روش بررسی موضوع مورد مطالعه شامل نمونه‌برداری از برونزدهای مختلف متابازیت‌ها، تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری است. سپس تعداد ۶ نمونه از متاکابروها که ساختارهای رگه‌ای و دگرسانی نداشتند جهت تجزیه شیمیایی سنگ کل به روش ICP-MS و XRF انتخاب شده و به آزمایشگاه Actlabs در اونتاریو کشور کانادا فرستاده شدند. همچنین یک نمونه از متاکابروها (Quotr 45) برای سن سنجی زیرکن به روش U-Pb و دستگاه LA-ICP در دانشگاه ETH زوریخ در کشور سوئیس مورد تجزیه قرار گرفت، که تفسیر سن سنگ‌ها بر اساس آن انجام شده است. علائم اختصار کانی‌ها در بخش سنگ‌نگاری بر اساس نامگذاری (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد.

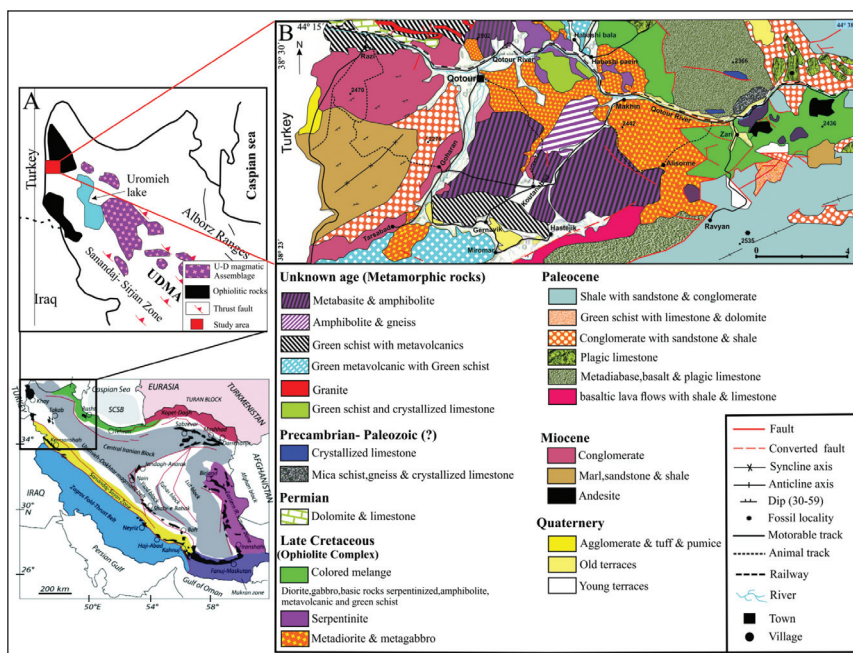
۳- بررسی‌های صحرایی سنگ‌های منطقه

مجموعه دگرگونی مورد مطالعه در نزدیکی قطور و در ۴۵ کیلومتری باختر

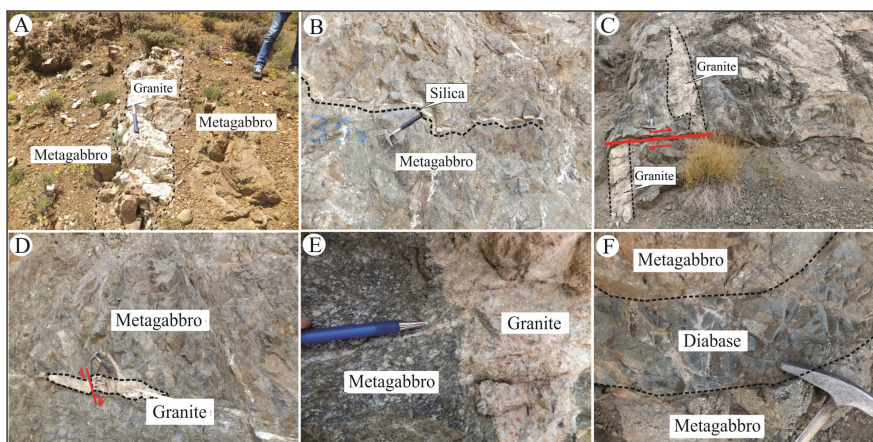
در این سنگ‌ها، چین خوردگی پیدا کرده و در مواردی نیز، متحمل گسل خوردگی شده‌اند (شکل ۲-۲B).

رگه سیلیسی موجود در شکل ۲-۲C توسط یک گسل راست گرد با امتداد شمال-جنوب بریده شده است. همچنین در مجاورت روستای کوتان‌آباد، گرانیت‌های صورتی رنگ درشت‌دانه پگماتیته و گاهی غنی از ارتوز به صورت رگه‌ها و لنزهایی داخل متاگابرو مشاهده می‌شوند که این لنزهای پگماتیته نیز، خود دچار گسل خوردگی شده‌اند (شکل ۲-۲D). مرز بین متاگابروها با لنزهای گرانیتی، کاملاً مشخص (شارپ) است (شکل ۲-۲E). رخنمون سنگ‌های گرانیتی با گستردگی وسیع به صورت باتولیت بزرگ در خاور منطقه مشاهده می‌شود (گرانیت قوشچی در منطقه قطور و سلماس). علاوه بر این لنزها، دایک‌های دیابازی نیز در داخل متاگابروها نفوذ کرده‌اند که رنگ تیره‌تری نسبت به متاگابروها دارند و به شدت خرد شده و تا حدودی نیز دگرسان شده‌اند. مرز دایک‌های دیابازی با متاگابروها نیز کاملاً مشخص است (شکل ۲-۲F).

شهرستان خوی قرار دارد (شکل ۱-۱A و B). در نقشه زمین‌شناسی قطور، سنگ‌های مجموعه دگرگونی مورد مطالعه به دو دسته سنگ‌های دگرگونی افیولیتی منسوب به کرتاسه بالایی و سنگ‌های دگرگونی غیرافیولیتی با سن نامشخص (پرکامبرین-پالئوزویک؟) تقسیم‌بندی شده‌اند (Khodabandeh et al., 2002) (شکل ۱-۱B). سنگ‌های گروه اول شامل انواع سنگ‌های متابازیت (آمفیبولیت، شیت سبز و غیره) با لایه‌هایی از آهک پلاژیک و متاپریدوتیت و سرپانتینیت است. سنگ‌های گروه دوم شامل آمفیبولیت، شیت سبز، متاگابرو و سنگ‌های متاولکانیک با قطعاتی از سنگ‌های کوارتز-فلدسپاتی صورتی رنگ، گنیس، فیلیت، مرمر و کالک‌شیت می‌باشد. متاگابروهای مورد مطالعه بر اساس نقشه زمین‌شناسی قطور متعلق به سنگ‌های دگرگونی غیرافیولیتی با سن نامشخص بوده و رخنمون آنها در شمال روستای کوتان‌آباد و خاور روستای قطور، همراه با رگه‌های سیلیسی و دایک‌ها و قطعات گرانیتی مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱A).



شکل ۱-۱A) موقعیت ساختاری منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران و منطقه شمال‌باختر ایران و پهنه‌های زمین‌شناسی اطراف آن (Alavi, 1994). B) نقشه زمین‌شناسی مورد بررسی (با تغییرات از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی و قطور).

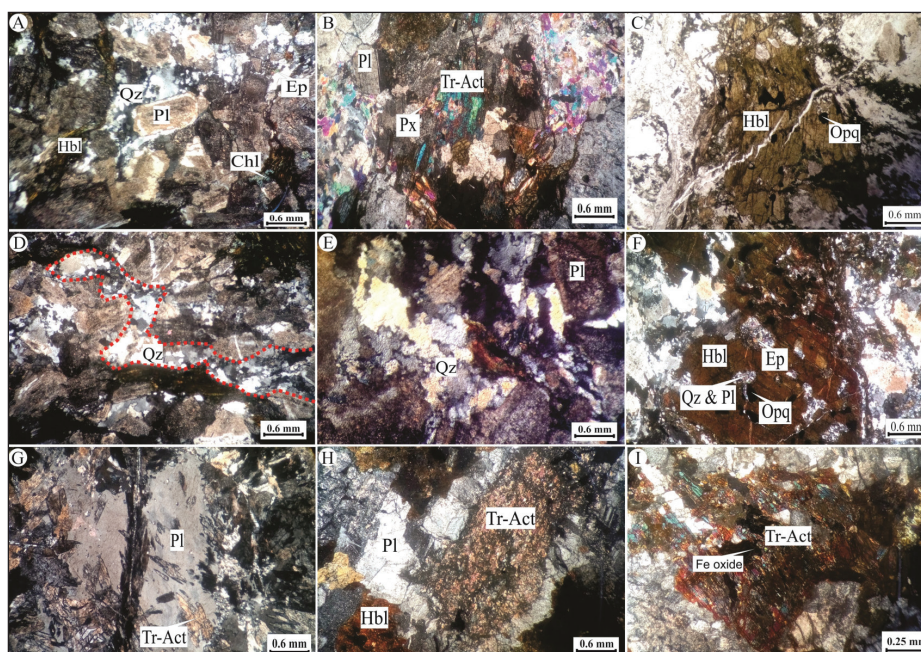


شکل ۲-۲A) دایک گرانیتی داخل متاگابرو؛ B) چین خوردگی رگه سیلیسی داخل متاگابرو؛ C) گسل خوردگی (گسل راست گرد با امتداد شمال-جنوب) رگه گرانیتی داخل متاگابرو؛ D) لنزهایی از گرانیت صورتی درشت‌دانه پگماتیته و غنی از ارتوز داخل متاگابرو که متحمل گسل خوردگی شده است؛ E) مرز مشخص بین متاگابرو و گرانیت صورتی رنگ داخل آن؛ F) دایک دیابازی داخل متاگابرو.

۴- سنگ‌نگاری

برشی شده و بافت کاتاکلاستی با بقایایی از درشت‌بلورهای ماگمایی را نشان می‌دهند. کانی‌های پلاژیوکلاز، اپیدوت، کلریت در زمینه دانه ریز و خرد شده سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳- A و B). خم‌شدگی رخ آمفیبول، خاموشی موجی در پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و کمتر کوارتز، مرز مضرس بین کانی‌ها و زمینه خرد شده سنگ از شواهد بافت برشی در این سنگ‌ها می‌باشند (شکل ۳- C, D و E). در برخی از آمفیبول‌ها شکستگی‌های داخل بلوری توسط مجموعه کانی‌های دانه ریز پلاژیوکلاز و کوارتز پر شده‌اند (شکل ۳- F). در مواردی نیز کانی ترمولیت-اکتینولیت حاصل تجزیه آمفیبول به صورت میانبار (اینکلوژن) در داخل پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۳- G). ترمولیت-اکتینولیت در برخی نمونه‌ها به طور کامل جانشین کانی‌های مافیک اولیه (احتمالاً پیروکسن) شده‌است (شکل ۳- H). شکل ۳- I کانی‌های ثانویه اکسید آهن در حاشیه و امتداد رخ کانی‌های مافیک اولیه را نشان می‌دهد.

کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن بقایای کانی‌های آذرین در متاگابروها هستند. آمفیبول ماگمایی در مقادیر کمتر در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود. اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت، پلاژیوکلاز (احتمالاً آلپیت)، کلسیت و گاهی کلریت، کانی‌های دگرگونی تشکیل شده در درجه دگرگونی‌های پایین می‌باشند (شکل ۳- A و B). فراوانی کلسیت در برخی مقاطع بیشتر است. مقدار کمی کوارتز در سنگ دیده می‌شود که به صورت ثانویه در ارتباط با فرایندهای دگرسانی و رسوب‌گذاری از سیالات دگرگونی در طی تفریق دگرگونی تشکیل شده است. پلاژیوکلازهای درشت بلور با ماکل پلی‌سنتیک بقایای کانی‌های ماگمایی هستند که اغلب به شدت سرسیتی و سوسوریتی شده‌اند (شکل ۳- A). آمفیبول به رنگ سبز تا قهوه‌ای در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. آمفیبول همچنین به صورت ثانویه در طی اورالیتی شدن پیروکسن تشکیل شده است. در موارد نادری، اثراتی از کلینوپروکسن داخل آمفیبول مشاهده می‌شود (شکل ۳- B). این سنگ‌ها



شکل ۳- A و B) کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز ماگمایی در متاگابروهای مورد مطالعه. بافت سنگ کاتاکلاستی بوده و کانی‌های خرد شده و دانه ریز در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. اپیدوت، کلریت و ترمولیت/اکتینولیت کانی‌های دگرگونی درجه پایین در این سنگ‌ها هستند (تصویر A حالت PPL و تصویر B حالت XPL)؛ C) خم‌شدگی کلیواژ و شکستگی در آمفیبول (حالت PPL)؛ D) کوارتز و پلاژیوکلاز دانه‌ریز در زمینه سنگ (حالت XPL)؛ E) بافت مضرس در مرز بین کانی‌های کوارتز (حالت XPL)؛ F) پرشدگی شکستگی‌های آمفیبول با کانی‌های دانه ریز و خرد شده پلاژیوکلاز و کوارتز (حالت XPL)؛ G) ترمولیت-اکتینولیت به صورت اینکلوژن داخل پلاژیوکلاز (حالت XPL)؛ H) ترمولیت-اکتینولیت که بطور کامل جانشین کانی مافیک اولیه (احتمالاً پیروکسن) شده است (حالت XPL)؛ I) کانی ثانویه اکسید آهن در حاشیه و امتداد رخ‌های کانی مافیک اولیه (حالت PPL).

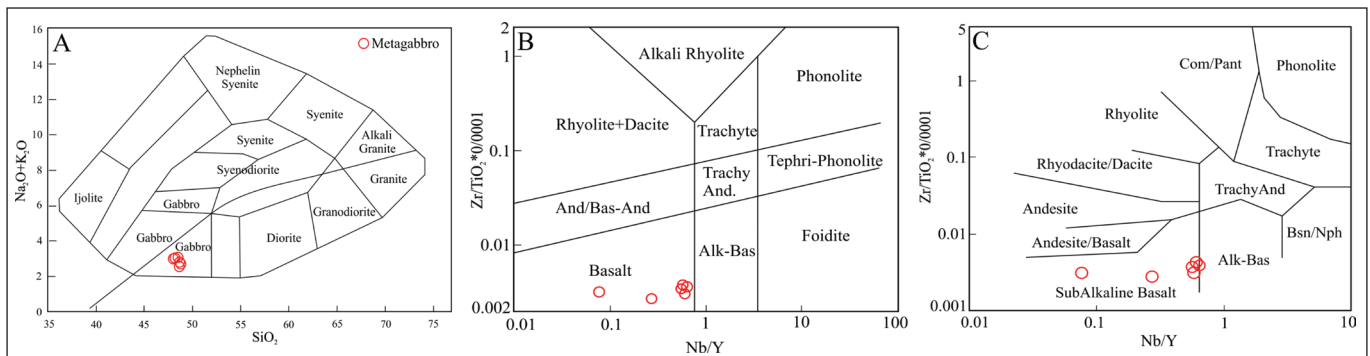
۵- شیمی سنگ‌کل و تفسیر جایگاه زمین‌ساختی

می‌شوند (شکل ۴- A). باتوجه به متحرک بودن عناصر اصلی در طی دگرگونی، برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های متاگابرویی قطور از عناصر جزئی نیز به منظور تعیین سنگ منشأ استفاده شده است. بر اساس نمودارهای Zr/TiO₂*0/0001- Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های مطالعه شده، معادل درونی بازال و بازال ساب‌آلکانل را نشان می‌دهند (شکل ۴- B و C). بر اساس نمودارهای Th/Yb- Ta/Yb (Muller and Groves, 1997)، سری ماگمایی تمامی نمونه‌های

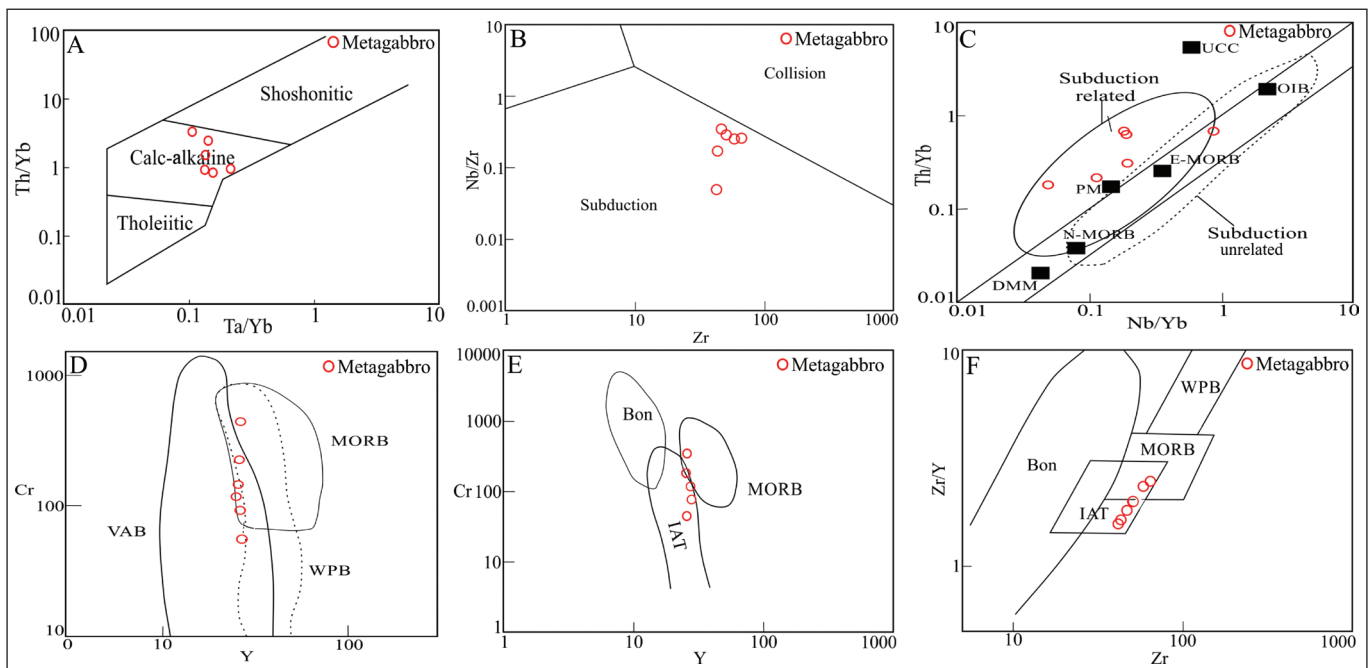
داده‌های تجزیه شیمیایی متاگابروهای مجموعه دگرگونی قطور در جدول ۱ آمده است. میزان سیلیس این سنگ‌ها از ۴۷/۹۸ تا ۴۸/۷۹ درصد وزنی متغیر است. مقدار آلومینیم نمونه‌ها زیاد است (۱۵/۸۶ تا ۱۶/۳۱ درصد وزنی). مقدار تیتانیم (۱/۲۴ تا ۱/۷۶ درصد وزنی) و پتاسیم (۰/۴۲ تا ۰/۷۲ درصد وزنی) پایین از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها است. بر اساس نمودار عناصر آلکانل-سیلیس از LeMaitre et al. (1989)، ترکیب اولیه سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده گابرو واقع

مطالعه از نمودارهای مثلثی $Zr-Ti/100-Y^3$ (Pearce and Cann, 1973)، استفاده گردید که بر این اساسی تمامی نمونه‌ها در محدوده جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۶- A). برای تمایز بهتر محیط زمین‌ساختی سنگ‌های متاکابرویی مورد مطالعه همچنین از نمودارهای جدیدتری که در سال‌های اخیر برای تمایز محیط زمین‌ساختی متابازیت‌ها ارائه شده‌اند، استفاده گردید. در نمودار (Vermesch 2006) ترکیب تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر قوسی (IAB) واقع می‌شوند (شکل ۶- B، C و D). ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای (Verma and Agrawal 2011) نیز که بر پایه پارامترهای ریاضی DF1 و DF2 ارائه شده است همگی در محدوده بازالت جزایر قوسی (IAB) قرار دارند (شکل ۶- E و F).

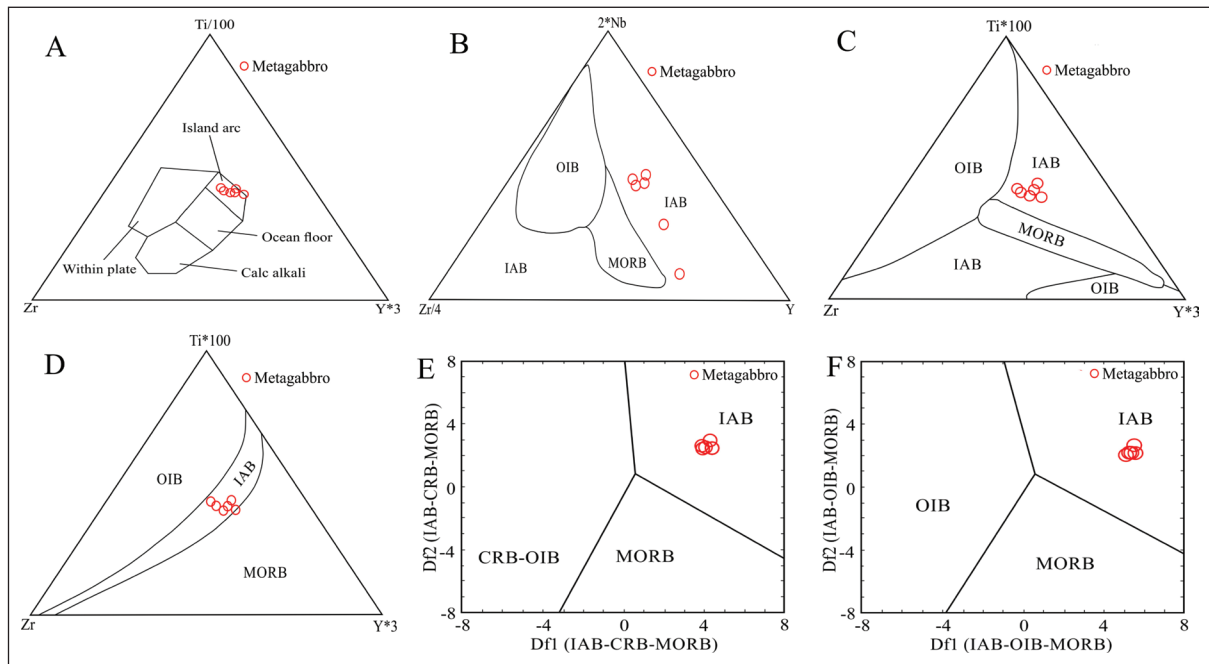
مورد بررسی کالک‌آلکالن است (شکل ۵- A). در نمودار دوتایی $Nb/Zr-Zr$ (Dilek and Furnes, 2011; Pearce and Norry, 1979) $Th/Yb-Nb/Yb$ و (Pearce, 2008)، نمونه‌های مورد مطالعه مربوط به محیط فرورانشی می‌باشد (شکل ۵- B و C). بر اساس نمودار دوتایی $Cr-Y$ (Pearce, 1983)، متاکابروهای مورد بررسی اغلب در محدوده همپوشانی بازالت‌های قوس آتشفشانی و مورب و ۲ نمونه نیز در محدوده بازالت درون صفحه‌ای واقع می‌شوند (شکل ۵- D). در نمودارهای دوتایی $Zr/Y-Zr$ و $Cr-Y$ (Dilek et al., 2007) (شکل ۵- E و F)، ترکیب متاکابروهای مورد بررسی در محدوده جزایر قوسی و پشته میان اقیانوسی قرار می‌گیرند. برای تفکیک محیط‌های جزایر قوسی از پشته میان اقیانوسی در نمونه‌های مورد



شکل ۴- A) در نمودار عناصر آلکالن-سیلیس (LeMaitre et al., 1989)، متاکابروهای منطقه قطور در محدوده گابرو واقع می‌شوند؛ B) و C) بر اساس نمودارهای $Zr/TiO_2 \times 0.0001-Nb/Y$ (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های متاکابرویی قطور معادل درونی بازالت و بازالت ساب‌آلکالن هستند.



شکل ۵- A) در نمودار (Muller and Groves 1977)، نمونه‌های متاکابرویی مربوط به سری کالک‌آلکالن هستند؛ B) (Pearce and Norry, 1979) و C) (Dilek and Furnes, 2011) نمونه‌های مورد بررسی در محیط‌های فرورانشی واقع شده‌اند؛ D) در نمودار دوتایی $Cr-Y$ (Pearce, 1983)، اغلب نمونه‌های متاکابرویی در محدوده همپوشانی بازالت‌های قوس آتشفشانی با مورب و تعداد کمتر در محدوده درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند. در نمودارهای E و F (Dilek et al., 2007) نمونه‌های متاکابرویی مربوط به محیط جزایر قوسی هستند. (VAB: بازالت قوس آتشفشانی، WPB: بازالت داخل صفحه‌ای، Bon: بونیت، IAB: بازالت جزایر قوسی، MORB: مورب).



شکل ۶- نمودار مثلثی (A) $Zr-Ti/100-Y^3$ (Pearce and Cann, 1973) و (B, C) $Zr/4-2^*Nb-Y$ و (D) $Zr-Ti^*100-Y^3$ نمودارهای سه تایی $Zr-Ti^*100-Y^3$ و $Zr/4-2^*Nb-Y$ و (E و F) نمودارهای $DF1-DF2$ (Verma and Agrawal., 2011) نمونه های متاگابرویی قطور جایگاه زمین ساختی جزایر قوسی را نشان می دهند.

جدول ۱- داده های تجزیه شیمیایی متاگابروهای مجموعه دگرگونی قطور که به روش ICP-MS و XRF اندازه گیری شده است. میزان عناصر اصلی و فرعی بر پایه درصد وزنی و میزان عناصر کمیاب بر حسب ppm می باشد.

Sample No.	Qtr 40B	Qtr 45	Qtr 42	Qtr 36A	Qtr 49A	Qtr 54
SiO ₂	۴۸/۲۵	۴۸/۷۹	۴۸/۶۷	۴۷/۹۸	۴۸/۶۴	۴۸/۶۳
TiO ₂	۱/۷۶	۱/۳۴	۱/۴۶	۱/۶۳	۱/۵۸	۱/۵۲
Al ₂ O ₃	۱۶/۰۰	۱۶/۲۲	۱۶/۱۲	۱۶/۳۱	۱۵/۸۶	۱۵/۹۸
Fe ₂ O ₃ ^t	۱۱/۹۴	۱۱/۲۴	۱۱/۸۶	۱۱/۸۷	۱۱/۱۲	۱۱/۶۳
MnO	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۱۷
MgO	۷/۴۴	۷/۷۵	۷/۶۳	۷/۲۰	۷/۶۹	۷/۴۷
CaO	۹/۲۳	۱۰/۶۰	۹/۷۶	۹/۲۷	۱۰/۱۱	۹/۴۳
Na ₂ O	۲/۶۲	۲/۵۵	۲/۴۱	۲/۵۸	۲/۳۳	۲/۷۳
K ₂ O	۰/۷۱	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۷۲	۰/۵۱	۰/۶۵
P ₂ O ₅	۰/۲۶	۰/۱۳	۰/۳۲	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۲۶
L.O.I	۱/۴۹	۱/۰۲	۰/۹۶	۱/۴۲	۱/۳۶	۱/۱۵
Sum	۹۹/۹۴	۱۰۰/۳۳	۱۰۰/۱۱	۹۹/۴۲	۹۹/۶۵	۹۹/۶۹
Rb	۹/۷۰	۵/۳۰	۸/۸۰	۹/۴۰	۷/۶۰	۸/۳۰
Ba	۱۸۲	۷۹/۳۰	۱۲۳	۸۳/۴۰	۱۴۱	۹۶/۲۰
Sr	۱۹۸/۲	۸۵/۴	۱۲۲/۳	۹۹/۱	۱۱۴/۵	۱۴۴/۷
Sc	۳۵/۷۰	۴۰/۴۰	۳۶/۴۰	۳۹/۱۰	۳۵/۵۰	۳۵/۳۰
Ta	۱/۱۰	۰/۷۰	۰/۷۰	۰/۹۰	۰/۷۰	۱/۰۰
U	۰/۴۵	۰/۱۷	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۴۰	۰/۴۱
Hf	۳/۶۰	۲/۳۰	۲/۷۰	۳/۶۰	۲/۴۰	۳/۱۰
Nb	۱۶/۹۰	۲/۱۰	۱۴/۷۰	۷/۳۰	۱۴/۹۰	۱۶/۱۰
Zr	۶۵/۰۰	۴۲/۰۰	۵۱/۰۰	۴۳/۰۰	۵۹/۰۰	۴۲/۰۰
Y	۲۶/۶۰	۲۶/۷۰	۲۵/۸۰	۲۶/۴۰	۲۵/۳۰	۲۶/۲۰

ادامه جدول ۱

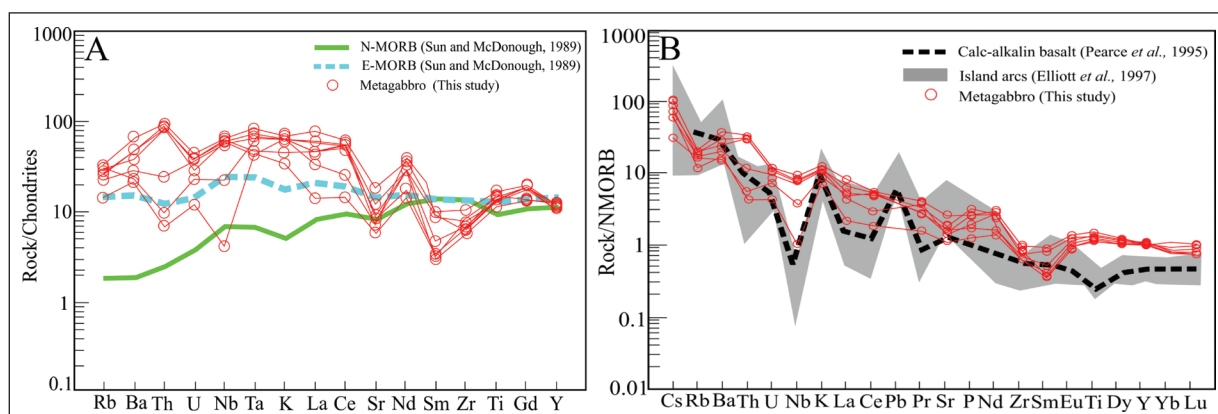
Sample No.	Qtr 40B	Qtr 45	Qtr 42	Qtr 36A	Qtr 49A	Qtr 54
Th	۳/۰۵	۰/۴۴	۲/۸۲	۰/۵۶	۲/۹۱	۱/۱۲
La	۱۶/۹۰	۴/۷۰	۱۱/۲۰	۹/۲۰	۱۱/۷۰	۱۳/۷۰
Ce	۳۵/۹۰	۱۲/۲۰	۳۴/۷۰	۱۸/۹۰	۳۵/۴۰	۳۲/۱۰
Cr	۵۵/۰۰	۴۳۶	۱۴۳	۹۱/۰۰	۱۱۶	۲۲۵
Cs	۰/۱۷	۰/۵۴	۰/۳۲	۰/۳۷	۰/۵۲	۰/۴۴
Pr	۴/۳۲	۱/۸۰	۳/۱۲	۴/۰۵	۴/۴۵	۳/۱۸
Ga	۱۸/۸۰	۱۷/۵۰	۱۷/۳۰	۱۸/۲۰	۱۷/۳۰	۱۷/۵۰
Gd	۵/۱۴	۳/۹۸	۵/۲۱	۴/۱۲	۵/۱۶	۵/۳۳
Nd	۱۸/۶۰	۹/۱۰	۱۶/۶۰	۱۷/۹۰	۱۰/۵۰	۱۵/۳۰
Sm	۲/۱۹	۰/۹۱	۱/۲۶	۲/۱۷	۰/۹۶	۱/۹۸
Eu	۱/۲۲	۰/۸۸	۱/۱۲	۰/۹۸	۰/۸۷	۱/۱۰
Er	۲/۹۰	۲/۹۵	۲/۸۰	۲/۹۰	۲/۸۰	۲/۹۰
Tb	۰/۸۴	۰/۷۶	۰/۸۱	۰/۷۹	۰/۸۳	۰/۸۴
Dy	۵/۱۰	۴/۷۲	۴/۷۰	۵/۲۰	۴/۳۰	۴/۷۰
Ho	۱/۰۰	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۸	۰/۹۸	۱/۰۰
Tm	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۸
Yb	۲/۳۷	۲/۵۲	۲/۱۲	۲/۴۴	۲/۳۹	۲/۸۳
Lu	۰/۳۷	۰/۴۰	۰/۳۱	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۳۵
V	۲۴۷	۲۳۹	۲۲۸	۲۳۱	۲۱۱	۲۷۲
Na ₂ O+K ₂ O	۳/۳۳	۲/۹۷	۳/۰۹	۳/۳۰	۲/۸۴	۳/۳۸
Zr/TiO ₂ *0.0001	۰/۰۰۷۹	۰/۰۱۲۶	۰/۰۱۰۶	۰/۰۱۲۲	۰/۰۱۱۹	۰/۰۲۸۳
Nb/Y	۰/۶۳۵۳۳	۰/۰۷۸۶۵	۰/۵۶۹۷۶	۰/۲۷۶۵۱	۰/۵۸۸۹۳	۰/۶۱۴۵۰
Ce/Yb	۱/۳۴۹	۰/۴۵۶۹	۱/۳۴۴	۰/۷۱۵۹	۱/۳۹۹	۱/۲۲۵
Th/Yb	۱/۲۸۶۹	۰/۱۷۴۶	۱/۳۳۰۱	۰/۲۲۹۵	۱/۲۱۷۵	۰/۳۹۵۷
Ta/Yb	۰/۴۶۶۱	۰/۲۷۷۷	۰/۳۳۰۱	۰/۳۶۸۸	۰/۲۹۲۸	۰/۳۵۳۳
Nb/Yb	۷/۱۳۰	۰/۰۷۸۶	۰/۵۶۹۷	۰/۲۷۶۵	۰/۵۸۸۹	۰/۶۱۴۵
Nb/Zr	۰/۲۶۰	۰/۰۵۰	۰/۲۸۸۲	۰/۱۶۹۷	۰/۲۵۲۵	۰/۳۴۲۵
Zr/Y	۲/۴۴۳	۱/۵۷۳	۱/۹۷۶	۱/۶۲۸	۲/۳۳۲	۲/۷۹۳

پوسته‌ای نسبت داده‌اند. بر این اساس، غنی‌شدگی Th در برخی از نمونه‌های مورد مطالعه را شاید بتوان به ویژگی فرورانشی و یا مشارکت احتمالی قطعات قاره‌ای در پوسته عمیق (به Smyth et al. (2007) مراجعه شود) نسبت داد. به عقیده Watt and Harley (1993)، تهی‌شدگی Th توسط جدایش کانی‌های موناژیت، زیرکن و آپاتیت که دارای ضریب توزیع بالایی از این عنصر هستند کنترل می‌شود. به منظور مقایسه بهتر در این نمودار، الگوی بازالت کالک-آلکانل (Pearce et al., 1995) و همچنین الگوی جزایر قوسی (Elliott et al., 1997) آورده شده است (شکل ۷-B). در این نمودار، همپوشانی زیادی بین نمونه‌های متاگابرویی مورد بررسی با بازالت کالک-آلکانل و جزایر قوسی دیده می‌شود (شکل ۷-B). فراوانی نسبتاً زیاد عناصر LILE با شعاع یونی بالا و ظرفیت کم، به علت تحرک بالای این عناصر بوده که می‌تواند مرتبط با مشارکت فاز سیال یا مذاب حاصل از پوسته فرورانشی باشد. سیال یا مذاب منشأ گرفته از صفحه فرورونده غنی از عناصر LILE است که ضمن کاهش دمای ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای، باعث تمرکز

در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun, 1980) و N-MORB (Sun and McDonough, 1989)، تمامی نمونه‌های متاگابرویی قطور بی‌هنجاری منفی Nb را نشان می‌دهند (شکل ۷-A, B). بی‌هنجاری منفی Nb از ویژگی‌های آشکار ماگماهای تشکیل شده در پهنه‌های فرورانشی (Saunders et al., 1980) بوده و Rollinson (1993) این ویژگی را به مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی نیز نسبت داده است. با توجه به شکل ۷-A مشاهده می‌شود که تعدادی از نمونه‌ها، تهی‌شدگی از عنصر Th و تعدادی نیز غنی‌شدگی از این عنصر را نشان می‌دهند. عنصر Th در سیال تحرک‌پذیری بالایی ندارد (Elliott et al., 1997). سیال آب‌دار حاصل از رسوبات صفحه فرورونده می‌تواند Th را به همراه برخی عناصر ناسازگار دیگر از پوسته فرورونده به گوشته در ناحیه قوس جابه‌جا کند (Hermann et al., 2006). به همین دلیل Th در مناطق وابسته به فرورانش از تحرک بیشتری برخوردار شده و غنی‌شدگی نشان می‌دهد (Pearce, 1983; Xia et al., 2008). Gencalioglu Kusu and Geneli (2010)، غنی‌شدگی Th را همچنین به آلودگی

شدت میدان بالا خصوصاً عناصر Y و Yb نشان می‌دهد با وجود اینکه تمرکز عناصر LILE تحت تأثیر فرایندهای مرتبط با فرورانش نسبتاً افزایش یافته اما مقادیر عناصر کم تحرک HFSE، تغییرات کمی را متحمل شده و غنی‌شدگی نشان نمی‌دهند. در شکل B-V مشاهده می‌شود که غلظت عناصر با شدت میدان بالا (Y, Yb, Lu, Zr) کالک آلکالن (Pearce et al., 1995) و جزایر قوسی (Elliott et al., 1997) است. با توجه به تمامی این موارد، منشأ ماگمای کالک آلکالن تشکیل دهنده سنگ‌های متاگابروی قطور، ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده بالای پوسته اقیانوسی تعیین می‌شود.

این عناصر در ماگمای مناطق فرورانشی می‌گردد که این شرایط با وجود کانی‌های آبدار فراوان مانند آمفیبول‌های کلسیک در ماگمای جزایر قوسی سازگار است (Winter, 2010). نبود تهی‌شدگی شاخص برای عنصر Ti در نمونه‌های مورد مطالعه را احتمالاً بتوان به حضور مقادیر بالای هورنبلند و تیتانیت نسبت داد. Ba و K در نمودار بهنجار شده نسبت به N-MORB، غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل B-V). غنی‌شدگی K معمولاً به نرخ ذوب بخشی کم در منشأ و یا ناهمگنی منبع گوشته‌ای متأثر از سیالات فرورانشی نسبت داده می‌شود (Winter, 2010) که در نمونه‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد ناهمگنی منشأ مرتبط با گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه شده بالای صفحه فرورانده، دلیل غنی‌شدگی آن باشد. نبود غنی‌شدگی در عناصر با



شکل ۷- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun, 1980) (A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به موب عادی (Sun and McDonough, 1989). در این نمودار، غنی‌شدگی عناصر بزرگ یون لیتوفیل (Ba, Rb, Th) و بی‌هنجاری منفی Nb برای نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. در این نمودار، تمامی نمونه‌های متاگابروی، تهی‌شدگی شاخص در Nb نشان می‌دهند. نمونه‌های متاگابروی مورد بررسی قابل مقایسه با نمودارهای بازالت کالک آلکالن (Pearce et al., 1995) و جزایر قوسی (Elliott et al., 1997) می‌باشد.

۶- سن سنجی متاگابروها به روش U-Pb زیرکن

نتایج تجزیه‌های سن سنجی اورانیم-سرب زیرکن در یک نمونه سنگ متاگابروی در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به ماهیت مافیک نمونه گابرویی مورد مطالعه، تعداد زیرکن‌های جدا شده محدود می‌باشد. شکل A-۸ و B، تصاویر BSE و کاتدولومینسانس کانی‌های زیرکن را نشان می‌دهد. زیرکن‌های موجود در نمونه متاگابروی به صورت منشورهای نیمه‌شکل‌دار و منشورهای کوتاه دیده می‌شوند (شکل A-۸ و B). منطقه‌بندی نوسانی در بیشتر این زیرکن‌ها دیده می‌شود که گویای ماگمایی بودن آنهاست (Wu et al., 2007; Zhai et al., 2007, 2009; Buick et al., 2008). در این زیرکن‌ها مقدار U برابر با ۲/۴۴ تا ۲۵۹/۴ ppm و مقدار Th برابر با ۰/۳۹ تا ۱۱۹/۱ ppm است و مقدار Th/U زیرکن‌ها از ۰/۶۳۹ تا ۵۸/۷ متغیر است. نمودارهای هیستوگرام و سازگاری (کنکوردیا) نسبت‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ برای نمونه 45 Qotur در شکل A-۸ و C و D رسم شده است. با توجه به این نمودار، سن $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ زیرکن‌های مورد مطالعه، 162.6 ± 7.6 میلیون سال را به‌دست داده است. بر اساس داده‌های سنی به دست آمده و جدول مقیاس زمانی (Walker et al., 2012)، متاگابروهای مورد بررسی به سن ژوراسیک بالایی (آکسفوردین) بوده که شاید بتوان در مقایسه با سنگ‌های مشابه در زون سه وان-آکرا و زون سندج-سیرجان آنها را مرتبط با ماگماتیسم ژوراسیک حوضه نتوتیس در نظر گرفت.

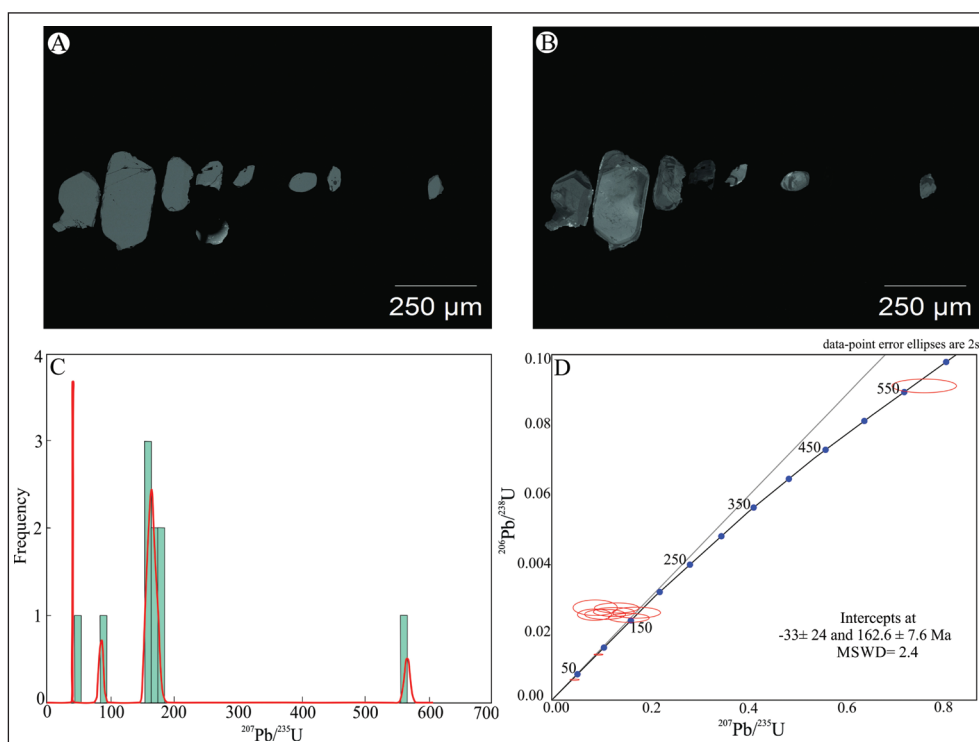
داده‌های سنی ۵۵۹ میلیون سال در متاگابروی مورد مطالعه (جدول ۲) احتمالاً نشان‌دهنده سن زیرکن به ارث رسیده در این سنگ‌ها می‌باشد که سن بیشتری را نشان می‌دهد. سن قدیمی به ارث رسیده در متاگابروهای مورد مطالعه (۵۵۹ میلیون سال) را می‌توان با احتمال به قطعاتی از پی‌سنگ دگرگونی قدیمی منسوب به پرکامبرین-پالئوزویک در منطقه نسبت داد که هنگام صعود ماگمای بازیک به داخل آن افتاده است. وجود قطعات قاره‌ای احتمالی در پوسته زیرین در زیر مناطق جزایر قوسی کرتاسه در مناطقی از آسیا از جمله اندونزی در طی جدایش هند از گندوانا در مزوزویک (Smyth et al., 2007) گزارش شده است. زیرکن به ارث رسیده به سن آرکئن تا کامبرین (قابل مقایسه با پوسته گندوانایی) در داخل سنگ‌های آذرین جزایر قوسی کرتاسه شواهدی از مشارکت احتمالی قطعات قاره‌ای در پوسته زیرین مناطق جزایر قوسی می‌باشند (Smyth et al., 2007). با توجه به این که دگرگونی‌های قدیمی منطقه توسط Khodabandeh et al. (2002) با احتمال به پرکامبرین-پالئوزویک نسبت داده شده و سنگ‌های قدیمی به سن ۵۱۰-۵۹۰ میلیون سال از دگرگونی‌های خوی (شمال خاور قطور) توسط Azizi et al. (2011) و سن ۴/۶ ± ۵۵۸/۳ میلیون سال از سنگ‌های لویکوگراتیتی سلماس (خاور قطور) توسط اسدپور و همکاران (۱۳۹۲)، از مناطق مجاور قطور نیز گزارش شده است شاید بتوان سن قدیمی ۵۵۹ میلیون سال زیرکن در سنگ‌های گابروی قطور با ویژگی‌های جزایر

قوسی را با احتمال در ارتباط با مشارکت پوسته قاره‌ای گندوانایی زیر پوسته عمیق منطقه در نظر گرفت (قابل مقایسه با مطالعات (Smyth et al. (2007). با این حال نتیجه‌گیری‌های دقیق مبنی بر حضور یا عدم حضور قطعات پوسته‌ای در پوسته عمیق

زیر جزایر قوسی منطقه نیاز به مطالعات صحرائی، پترولوژیکی و ایزوتوپی بیشتر دارد. چند مورد سن جوان‌تر در جدول ۲ به دلیل اینکه حالت سازگاری (concordance) را نشان نمی‌دهند برای محاسبه سن مورد استفاده قرار نگرفته‌اند.

جدول ۲- نتایج سن سنجی U-Pb کانی زیر کن جداشده از نمونه متاگابرویی (نمونه Qotur 45).

Analytical spot	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2SE	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2SE	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2SE	$^{207}\text{Pb}-^{235}\text{U}$ age (Ma)	±	$^{206}\text{Pb}-^{238}\text{U}$ age (Ma)	±
QTR-16A-1	۲/۴۴۷	۰/۱۳۹	۲۴/۵	۰/۰۵۲	۰/۰۱۵	۰/۰۸۷	۰/۰۳۷	۰/۰۲۷	۰/۰۰۱۸	۷۹	۳۳	۱۷۱	۱۱
QTR-16A-2	۵/۳۹	۰/۱۰۱	۵۲/۹	۰/۰۵۰۳	۰/۰۰۸۹	۰/۱۲۵	۰/۰۳۳	۰/۰۲۵۶۳	۰/۰۰۱	۱۱۶	۳۰	۱۶۳	۶/۴
QTR-16A-3	۶/۳۸	۱/۲۹۸	۴/۹۴	۰/۰۵۲۸	۰/۰۰۷۹	۰/۱۵۶	۰/۰۳۳	۰/۰۲۳۹۹	۰/۰۰۰۸۸	۱۳۹	۲۷	۱۵۲/۷	۵/۵
QTR-16A-4	۱۵۶/۶	۱۱۹/۱	۱/۳۳۲	۰/۰۴۸۹	۰/۰۰۵۶	۰/۰۴۳۸	۰/۰۰۶۴	۰/۰۰۶۲۷	۰/۰۰۰۲	۴۳/۴	۶/۲	۴۰/۳	۱/۳
QTR-16A-5	۴۳/۵	۸۶	۰/۶۳۹	۰/۰۶۶	۰/۰۲۶	۱/۴۴	۰/۱۸	۰/۰۱۳۱	۰/۰۰۱۱	۸۴۲	۶۷	۸۳/۹	۶/۷
QTR-16A-7	۲۵۹/۴	۱۱۰/۴	۲/۳۹۵	۰/۰۵۹۶	۰/۰۰۱۲	۰/۷۶۲	۰/۰۵۲	۰/۰۹۰۷	۰/۰۰۱۶	۵۷۶	۳۱	۵۵۹/۵	۹/۴
QTR-16A-8	۴/۱۹	۰/۰۶۵	۵۸/۷	۰/۰۴۹۴	۰/۰۰۹۱	۰/۱۲۹	۰/۰۳۶	۰/۰۲۶۸	۰/۰۰۱۲	۱۱۶	۳۱	۱۷۰/۳	۷/۸
QTR-16A-9	۳/۶۶	۰/۱۳۵	۲۹/۲	۰/۰۵۴	۰/۰۱۱	۰/۱۰۸	۰/۰۳۴	۰/۰۲۵۱	۰/۰۰۱۱	۹۸	۲۹	۱۵۹/۵	۷
QTR-16A-10	۳/۲۵	۰/۰۳۹۱	۵۸/۷	۰/۰۵۷	۰/۰۱۱	۰/۰۸۴	۰/۰۲۷	۰/۰۲۴۹	۰/۰۰۱۳	۷۷	۲۴	۱۵۸/۵	۷/۹
QTR-16A-11	۵/۳۸	۰/۸۰۷	۶/۸۴	۰/۰۵۲۴	۰/۰۰۹۸	۰/۱۷۱	۰/۰۴	۰/۰۲۵۶	۰/۰۰۱۲	۱۵۳	۳۴	۱۳۶	۷/۶



شکل ۷- (A) تصویر میکروسکوپ الکترونی BSE و (B) تصویر کاتدولومینسانس CL از زیرکن‌های جدا شده از نمونه متاگابرویی قطور (Qotur 45) (C) نمودار هیستوگرام $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ و (D) نمودار سازگاری (کنکوردیا) $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ برابر $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ زیرکن در نمونه متاگابرو (Qotur 45) که بیانگر سن 162.6 ± 7.6 (مربوط به ژوراسیک بالایی و آکسفوردین) می‌باشد.

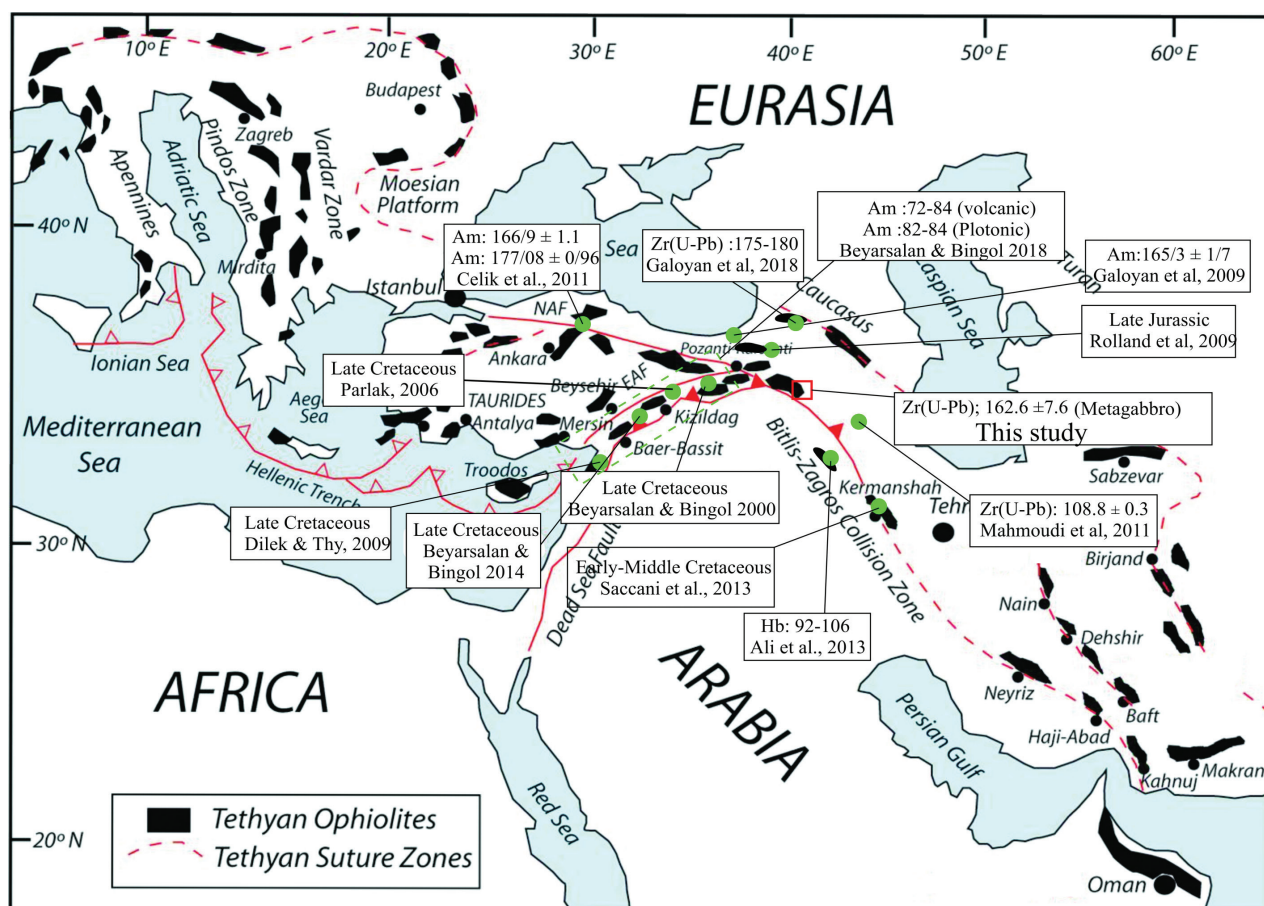
۷- بحث

سه‌وان آکرا می‌باشد که از شمال ترکیه به سمت خاور وارد کشور ارمنستان می‌شود (Dilek and Furnes, 2011; Beyarsalan and Bingol, 2014, 2018). Hassanipak and Ghazi (2000) افولیت‌ها و همچنین سنگ‌های دگرگونی همراه

منطقه قطور در باختر خوی محل اتصال دو زمین‌دور بزرگ و مهم می‌باشد؛ یکی زمین‌دور زاگرس- بیتلس که با گذر از کوه‌های زاگرس وارد ترکیه شده و در جنوب ترکیه به سمت باختر آن ادامه می‌یابد و دیگری زمین‌دور آنکارا- ارزینجان-

آنها در منطقه خوی را هم ارز با افیولیت های داخلی ایران دانسته که در نتیجه بسته شدن شاخه شمال باختری باریکه اقیانوسی مزوزوییک که اطراف خرده قاره ایران مرکزی را فراگرفته بود، ایجاد شده است در حالی که برخی دیگر این سنگ ها را هم ارز با افیولیت های زاگرس می دانند (Khalatbari et al., 2003 and 2004) و پژوهشگرانی همچون Shafaii Moghadam and Stern (2015) سنگ های گابرویی ژوراسیک را مربوط به حوضه پشت قوس زاگرس در نظر گرفته اند اما همگی آنها، افیولیت های خوی و سنگ های دگرگونی این منطقه را مرتبط با اقیانوس نئوتتیس می دانند. پیش تر در مورد وجود جزایر قوسی در بخش ایرانی اقیانوس نئوتتیس ابهام وجود داشت (Stöcklin, 1968) اما بسیاری از پژوهشگران، وجود جزایر قوسی در نئوتتیس را بیان کرده اند (Alavi, 1994; Allahyari et al., 2010; Saccani et al., 2013).

در عراق (Ghasemi et al., 2018; Shafaii Moghadam and Stern, 2015; Beyersalan and Bingol, 2000, 2014, 2018;) ترکیه (Ali et al., 2012) Rolland et al., 2009;) و ارمنستان (Dilek and Thy, 2009; Celik et al., 2011 Galoyan et al., 2009; Hassig et al., 2013) نیز، وجود جزایر قوسی در اقیانوس نئوتتیس به اثبات رسیده است. سن سنجی های صورت گرفته به روش های مختلف روی سنگ های دگرگونی مرتبط با افیولیت در این کشورها در کمربند افیولیتی مغرب-آلپ-همالیا و در کشورهای همجوار ایران به طور خلاصه در شکل ۹ آمده است. با توجه به این داده ها، دو مجموعه سنی از سنگ های دگرگونی مرتبط با افیولیت وجود دارد، یکی کرتاسه بالایی و دیگری ژوراسیک میانی بالایی می باشد.



شکل ۹- موقعیت و داده های سنی سنگ های دگرگونی مرتبط با سنگ های افیولیتی در ایران، عراق، ترکیه و ارمنستان (اقتباس از Shafaii Moghadam et al., 2009 با تغییرات).

عناصر با شدت میدان بالا (P, Y, Yb, Lu, Zr, Dy, Nd)، ویژگی های بارز سنگ های مرتبط با مناطق فرورانشی را نشان می دهند. همچنین تشابه بسیار زیادی بین الگوی عناصر کمیاب سنگ های مورد مطالعه با بازالت کالک آلکالن (Pearce et al., 1995) و جزایر قوسی (Elliott et al., 1997) دیده می شود که تشکیل متاگابروها در جزایر قوسی مرتبط با مناطق فرورانشی داخل اقیانوسی را تایید می کند. داده های سنی زیر کن به روش U-Pb، سن متاگابروهای قطور را 162.6 ± 7.6 یا 108.8 ± 0.3 نشان می دهند که با توجه به جدول زمانی (Walker et al., 2012)، منطبق بر ژوراسیک بالایی (آکسفوردین) است.

بر اساس تجزیه شیمیایی سنگ کل، سنگ های متاگابرویی مجموعه دگرگونی منطقه قطور، دارای سری ماگمایی کالک آلکالن بوده و در نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی در محدوده سنگ های مرتبط با مناطق فرورانشی و مجموعه جزایر قوسی قرار می گیرد. همچنین در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun, 1980) و مورب عادی (Sun and McDonough, 1989)، با بی هنجاری منفی شاخص عنصر Nb، بی هنجاری مثبت عناصر Th و فراوانی نسبتاً زیاد عناصر LILE با شمع یونی بالا و ظرفیت کم، خصوصاً K, Ba و همچنین عدم وجود بی هنجاری در

(۳) مجموعه دگرگونی قطور در زون افیولیتی زاگرس تشکیل شده و ادامه افیولیت‌های پیرانشهر و سرو در شمال باختر ایران می‌باشند. بر اساس این مدل، متاگابروهای جزایر قوسی قطور در طی فروورانش داخل اقیانوسی نئوتیس در ژوراسیک تشکیل شده و رخدادهای بعدی مرتبط با بسته شدن نئوتیس و تصادم قاره‌ای آن باعث دگرگونی آنها شده است. (Shafaii Moghadam and Stern, 2015) در مطالعات اخیر خود با در نظر گرفتن فروورانش همزمان برای افیولیت‌های داخلی و خارجی ایران، افیولیت‌های خوی را به حوضه پشت قوس درون اقیانوسی نئوتیس در زاگرس نسبت داده‌اند. بر اساس نتایج ژئوشیمیایی و ایزوتوپی به دست آمده از این پژوهش، تشکیل متاگابروهای قطور به سن ۱۶۰ میلیون سال (ژوراسیک) و با ویژگی‌های جزایر قوسی، با فرضیه سوم محتمل‌تر به نظر می‌رسد اما در هر حال برای ارائه مدل زمین‌ساختی و الگوی ژئودینامیکی دقیق‌تر برای مجموعه دگرگونی قطور نیاز به داده‌های سن‌سنجی و ژئوشیمیایی بیشتر از سنگ‌های دگرگونی متاگابرو، آمفیولیت و گنیس در مجموعه دگرگونی قطور و نیز مطالعات زمین‌ساختی دقیق در منطقه می‌باشد.

۸- نتیجه‌گیری

داده‌های حاصل از تجزیه شیمی سنگ کل نشان می‌دهد که سنگ‌های متاگابرویی قطور ترکیب کالک آلکالن داشته و در نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی در موقعیت فروورانشی جزایر قوسی واقع می‌شوند. روند عناصر فرعی و کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای عنصری قابل مقایسه با نمونه‌های تیبیک جزایر قوسی بوده و تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه در جایگاه زمین‌ساختی جزایر قوسی را تایید می‌کند. همچنین بر اساس نتایج سنی به دست آمده از زیرکن‌های جدا شده از نمونه سنگی متاگابرو به روش U-Pb، سن تشکیل این سنگ‌ها 162.6 ± 7.6 میلیون سال تعیین می‌شود که منطبق بر زمان ژوراسیک بالایی (آکسفوردین) می‌باشد.

بر اساس نتایج ژئوشیمیایی و سنی به دست آمده برای متاگابروهای قطور، فرضیه‌های زیر پیشنهاد می‌شود: الف) متاگابروهای قطور در رابطه با حوضه پشت قوس فروورانشی به زیر خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند، ب) متاگابروهای قطور احتمالاً قابل مقایسه با سنگ‌های ماگمایی جزایر قوسی ژوراسیک میانی در زون سه وان-آکرا متعلق به زمین‌درز شاخه شمالی نئوتیس می‌باشند و یا ب) متاگابروهای جزایر قوسی قطور در امتداد زون افیولیتی پیرانشهر و سرو متعلق به زون زاگرس-بینلیس می‌باشند. اما در هر حال تایید یا رد هر کدام از این فرضیه‌ها نیازمند مطالعات بیشتر نیاز به داده‌های سن‌سنجی و ژئوشیمیایی بیشتر از سنگ‌های دگرگونی متاگابرو، آمفیولیت و گنیس در مجموعه دگرگونی قطور و نیز مطالعات زمین‌ساختی دقیق در منطقه می‌باشد.

سپاسگزاری

نویسندگان لازم می‌دانند از نظرات و پیشنهادات سازنده داور محترم فصلنامه علوم زمین که باعث ارتقای علمی مقاله گردید سپاسگزاری نمایند.

بر اساس نتایج به دست آمده از داده‌های ژئوشیمیایی و سن سنجی U-Pb زیرکن در متاگابروهای قطور می‌توان تشکیل سنگ‌های متاگابرویی در مجموعه دگرگونی قطور را در سه حالت احتمالی زیر مورد بحث و بررسی قرار داد:

(۱) متاگابروهای قطور متعلق به حوضه پشت قوس (سیالیک) نئوتیس بوده که در طی فروورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند (قابل مقایسه با ماگماتیسزم جزایر قوسی در حوضه پشت قوسی سبزوار (Ghasemi et al., 2018)). به‌رغم اینکه مدل پشت قوسی در مطالعات پیشین توسط (Shafaii Moghadam and Stern, 2015) برای ژنز افیولیت‌های خوی ارائه شده است و این مدل برای تشکیل سنگ‌های بازیک جزایر قوسی کرتاسه در حوضه سبزوار نیز نشان داده شده است اما بر اساس داده‌های سن‌سنجی به دست آمده از متاگابروهای قطور، زمان تشکیل متاگابروهای جزایر قوسی قطور، ژوراسیک (162.6 ± 7.6 Ma) تعیین می‌شود در حالی که زمان فروورانش حوضه پشت قوسی سبزوار (Ghasemi et al., 2018) و خوی (Shafaii Moghadam and Stern, 2015) کرتاسه بالایی بوده است که بر اساس این تفاوت سنی به نظر می‌رسد تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه با این مدل مطابقت نداشته باشد.

(۲) مجموعه دگرگونی قطور در امتداد افیولیت‌های سه آوان-آکرا بخشی از زمین‌درز شاخه شمالی نئوتیس را تشکیل می‌دهند. (Mederer et al., 2013) در مطالعاتی که بر روی ماگماتیسزم جزایر قوسی ژوراسیک میانی تا کرتاسه پایانی در منطقه Kapan (جنوب ارمنستان) داشته‌اند بر اساس تشابه ژئوشیمیایی و سنی ماگماتیسزم مرتبط با فروورانش اواسط ژوراسیک جنوب ارمنستان با سنگ‌های زون سندج-سیرجان، مدلی را برای بازسازی ژئودینامیکی منطقه قفقاز کوچک ارائه دادند که در آن، افیولیت‌های خوی و سندج-سیرجان را ادامه جنوبی قوس ماگمایی جزیره قوسی Somkheto-Karabakh و زون Kapan در نظر گرفته که در نتیجه فروورانش رو به شمال نئوتیس به زیر حاشیه اوراسیا در طول زون پونتیدس (Pontides)-قفقاز کوچک (Lesser Caucasus)-سندج سیرجان تشکیل شده‌اند. به اعتقاد ایشان شاخه شمالی نئوتیس از شمال ترکیه به سمت خاور وارد کشور ارمنستان و سپس به سمت جنوب تا منطقه خوی در شمال باختر ایران و زون سندج-سیرجان ادامه داشته است (Mederer et al., 2013) و جابه‌جایی ظاهری بیشتر از ۲۰۰ کیلومتر بین قفقاز کوچک (جزایر قوسی Somkheto-Karabagh و زون Kapan) و زون سندج-سیرجان می‌تواند نتیجه عملکرد گسل‌های امتدادلغز SW-NE باشند که باعث بریدگی هر دو پوسته قاره‌ای و پوسته اقیانوسی ژوراسیک-کرتاسه را مشابه با نواحی دیگر نئوتیس (Jackson, 1992) شده است (Mederer et al., 2013). فرضیه دوم در اینجا صرفاً با در نظر گرفتن مدل زمین‌ساختی-ماگمایی (Mederer et al., 2013) برای شاخه شمالی نئوتیس و نیز بر اساس تشابهات نتایج ژئوشیمیایی و سن سنجی متاگابروهای قطور با سنگ‌های بازیک تا حدواسط ژوراسیک با ویژگی‌های جزایر قوسی در جنوب ارمنستان (جزایر قوسی Kapan) به سن 165.6 ± 1.4 Ma تا 131.5 ± 2.1 Ma ارائه شده است و نتیجه‌گیری‌های دقیق‌تر، نیازمند مطالعات ژئوشیمیایی و زمین‌ساختی بیشتر در منطقه خوی و مناطق همجوار در شاخه شمالی نئوتیس می‌باشد.

کتابنگاری

- اسدپور، م.، هویس، ث.، پورمعافی، س. م.، ۱۳۹۲- شواهدی جدید از ماگماتیسم پرکامبرین و پالئوژئوتیک در توده قره باغ، شمال غرب ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور. شماره ۸۹ صفحه ۱۲۹-۱۴۲.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی- نشریه انجمن نفت- شماره ۸۲ صفحه ۱۹-۲۸.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- دیباچه ای بر زمین شناسی ایران. سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of American Bulletin 103: 983–992 ([https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0983:SASCOT>2.3.CO;2)).
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. Tectonophysics 229: 211–238 ([https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)).
- Ali, S.A., Buckman, S., Aswad, K.J., Jones, B.G., Ismail, S.A., and Nutman, A.P., 2012- Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan Region of the Iraqi Zagros suture zone: a missing link in the paleogeography of the closing Neotethys Ocean. Lithosphere 4: 395–410 (<https://doi.org/10.1130/L207.1>).
- 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. Ofioliti 35: 71–90 (<https://doi.org/10.4454/ofioliti.v35i2.387>).
- Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T., and Asahara, Y., 2011- Isotopic dating of the Khoi metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision of the formation age and magma source. Precambrian research 185: 87–94 (<http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.004>).
- Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M., and Yagobpoor, A., 2005- PTt path in metamorphic rocks of the Khoi region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision. Journal of Asian Earth Sciences 27: 1–9 (<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2004.12.007>).
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2000- Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey). Canadian Journal of Earth Sciences 37: 1411–1424 (<https://doi.org/10.1139/e00-041>).
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2014- Petrology of the Ispendere, kömürhan and guleman ophiolites (southeast Turkey): subduction initiation rule (SIR) ophiolites and arc related magmatics. In: 3rd Annual International Conference on Geological and Earth Sciences 123: 50–59 (https://doi.org/10.5176/2251-3353_GEOS).
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2018- Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implications of late cretaceous intra-oceanic arc magmatics in the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE-Turkey). Journal of African Earth Sciences 147: 477–497 (<https://doi.org/10.1016/j.jseas.2016.08.006>).
- Buick, I. S., Storkey, A., and Williams, I. S., 2008- Timing relationships between pegmatite emplacement, metamorphism and deformation during the intra- plate Alice Springs Orogeny, central Australia. Journal of Metamorphic Geology 26: 915–936 (<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2008.00794.x>).
- Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F., and Öz, I., 2011- Early- Middle Jurassic intra- oceanic subduction in the Izmir–Ankara–Erzincan Ocean, Northern Turkey. Tectonophysics 509: 120–134 (<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.06.007>).
- Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., and Shabanian, N., 2016- ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj–Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny. Gondwana Research 37: 216–240 (<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.013>).
- Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., and Biju-Duval, B., 1986- Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics 123: 241–315 ([https://doi.org/10.1016/0040-1951\(86\)90199-X](https://doi.org/10.1016/0040-1951(86)90199-X)).
- Dilek, Y., 1989- Tectonic significance of post-accretion rifting of a Mesozoic island arc terrane in northern Sierra Nevada, California. Geology 97: 503–518 (<http://doi.org/10.1086/629325>).
- Dilek, Y., Furnes, H., and Shallo, M., 2007- Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana. Gondwana Research 11: 453–475 (<http://doi.org/10.1016/j.gr.2007.01.005>).
- Dilek, Y., and Thy, P., 2009- Island arc tholeiite to boninitic melt evolution of the Cretaceous Kizildag (Turkey) ophiolite: model for multi-stage early arc-forearc magmatism in Tethyan subduction factories. Lithos 113: 68–87 (<http://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.05.044>).

- Dilek, Y., and Furnes, H., 2011- Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geological Society of American Bulletin 123: 387–411([http://doi: 10.1130/B30446.1](http://doi.org/10.1130/B30446.1)).
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W., and Bourdon, B., 1997- Element transport from slab to volcanic front at Mariana arc. Journal of Geophysical Research 102: 14991-15019 ([http://doi: 10.1029/97JB00788](http://doi.org/10.1029/97JB00788)).
- Furnes, H., De Wit, M., and Dilek, Y., 2014- Four billion years of ophiolites reveal secular trends in oceanic crust formation. Geoscience Frontiers 5: 571–603 (<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.02.002>).
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, Ch., and Melkonyan R., 2009- Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. Journal of Asian Earth Sciences 34: 135–153 ([http://doi: 10.1016/j.jseaes.2008.04.002](http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.04.002)).
- Galoyan, G.L., Melkonyan, R.L., Atayan, L.S., Chung, S.-L., Khorenayan, R.H., Lee, Y.-H., and Amiraghy, S.V., 2018- On the Petrology and Geochemistry of Jurassic Magmatics of the Somkhethi Segment of Somkheto-Karabagh Tectonic Zone (Northern Armenia). Известия НАН РА, Науки о Земле, 71: 3-27.
- Gencalioglu Kusu, G., and Geneli, F., 2010- Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. International Journal of Earth Sciences, 99 (3): 593-621([http://doi: 10.1007/s00531-008-0402-4](http://doi.org/10.1007/s00531-008-0402-4)).
- Ghasemi, H. A., Rostami, M., and Sadeghian, M., 2018- Basic Magmatism in the extensional back-arc basin of the Lower-Middle Jurassic on the northern edge of Central Iran-South of eastern Alborz zones, Shahrood-Damghan. Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran, 27 (107): 123-136 (In Persian) ([http://doi:10.22071/gsj.2018.63800](http://doi.org/10.22071/gsj.2018.63800)).
- Ghazi, A.M., Pessagno, E.A., Hassanipak, A.A., Kariminia, S.M., Duncan, R.A., and Babaie, H.A., 2003- Biostratigraphic zonation and ^{40}Ar - ^{39}Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology 193: 311–323 ([http://doi:10.1016/S0031-0182\(03\)00234-7](http://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00234-7)).
- Hassanipak, A.A., and Ghazi, M., 2000- Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. Journal of Asian Earth Sciences 18: 109–121 ([http://doi: 10.1016/S1367-9120\(99\)00023-1](http://doi.org/10.1016/S1367-9120(99)00023-1)).
- Hässig M., Rolland Y., Sosson M., Galoyan G.H., Muller C., Avagyan A., and Sahakyan L., 2013- New structural and petrological data on the Amasia ophiolites (NW Sevan–Akera suture zone, Lesser Caucasus): Insights for a large-scale obduction in Armenia and NE Turkey. Tectonophysics 588: 135–153 ([http://doi: 10.1016/j.tecto.2012.12.003](http://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.003)).
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A., and Korsakov, A. V., 2006- Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones. Lithos 92 (3): 399-417 ([http://doi: 10.1016/j.lithos.2006.03.055](http://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.055)).
- Juteau, T., 2004- The ophiolites of Khoy (NW Iran): their significance in the Tethyan ophiolite belts of the Middle- East. Comptes Rendus Geoscience 336:105–108 ([http://doi: 10.1016/j.crte.2003.12.003](http://doi.org/10.1016/j.crte.2003.12.003)).
- Jackson, J., 1992- Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in Eastern Turkey and the Caucasus. Journal of Geophysical Research, 97: 12471-12479.
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., and Emami, H., 2003- Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran). Comptes Rendus Geoscience Academic Society 95: 917–929([https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(03\)00123-8](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(03)00123-8)).
- Khalatbari-Jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotten, J., and Emami, H., 2004- New geological, geochronological and geochemical investigations on the Khoy ophiolites and related formations, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences 23: 507–535 ([http://doi: 10.1016/j.jseaes.2005.05.006](http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.05.006)).
- Khodabandeh, A. M., Soltani, J., Sartipi, A., and Emami, M. H., 2002- geology map of Qotur, west of Khoy, 1:100000. Geological survey and mineral exploration of Iran, Tehran.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Strekeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B., 1989- A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (No. 552.3 CLA). International Union of Geological Sciences, p. 193.
- Mederer, J., Moritz, R., Ulianov, A., and Chiaradia, M., 2013- Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan Zone, southern Armenia. Lithos 177: 61-78 ([http://doi: 10.1016/j.lithos.2013.06.005](http://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.06.005)).
- Monsef, I., Rahgoshay, M., Mohajjel, M., and Shafaii Moghadam, H., 2010- Peridotites from the Khoy ophiolite complex, NW Iran: evidences of mantle dynamics in a Supra-Subduction-zone context. Journal of Asian Earth Sciences 38: 105–120 ([http://doi: 10.1016/j.jseaes.2009.10.007](http://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.10.007)).
- Muller, D., and Groves, D.I., 1997- Potassic igneous and associated gold copper mineralization. Springer, 241pp.

- Pearce, J. A., Baker, P. E., Harvey, P. K., and Luff, I. W., 1995- Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. *Journal of Petrology* 36: 1073-1109(<http://10.1093/petrology/36.4.1073>).
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth planet Society* 19: 290-300 ([https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5)).
- Pearce, J. A., 1983- Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active Continental Margin. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich: 230-249.
- Pearce, J. A., 2008- Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14-48 (<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>).
- Pearce, J. A., and Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47 (<http://dx.doi.org/10.1007/bf00375192>).
- Ricou, L.E., 1994- Tethys reconstructed-plates, continental fragments and their boundaries since 260-Ma from Central-America to South-Eastern Asia. *Geodinamica Acta* 7:169–218 (<https://doi.org/10.1080/09853111.1994.11105266>).
- Rollinson, H. R., 1993- *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. London (Longman Scientific and Technical), 352 pp.
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M., and Galoyan, G., 2009- Blueschists of the Amassia- Stepanavan Suture Zone (Armenia): linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. *International Journal of Earth Sciences* 98: 533–550 (<http://doi: 10.1007/s00531-007-0286-8>).
- 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 Reserch* 24: 392–411 (<http://doi: 10.1016/j.gr.2012.10.009>).
- Saunders, A. D., Tarney, J., and Weaver, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calkalkaline magmas. *Earth Planetary Science Letters*, 46:344-360.
- Shafaii Moghadam, H., and Stern, R.J., 2015- Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (II) Mesozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences* 100: 31–59 (<http://doi: 10.1016/j.jseaes.2014.12.016>).
- Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M., and Monsef, I., 2009- Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comp. Rendus Geosci.* 341, 1016–1028 (<http://doi: 10.1016/j.crte.2009.06.011>).
- Smyth, H.R. Hamilton, P.J., Hall, R., and Kinny, P.D., 2007- The deep crust beneath island arcs: inherited zircons reveal a Gondwana continental fragment beneath East Java, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 258 (2007), pp. 269-282.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33 ([http://doi: 10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](http://doi: 10.1016/S0012-821X(01)00588-X)).
- Stöcklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *American association. Petroleum Geological Bulletin* 52 (7): 1229–1258 (<http://doi:10.12691/ajmm-2-3-1>).
- Sun, S. S., and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanicbasalt: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.). Geological Society of London 78: 313–345 (<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>).
- Sun, S.S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid- ocean ridge, oceanic island and island arcs, *Phil.Trans. R. SOC., A297*: 409-445.
- Verma, S.P., and Agrawal, S., 2011- New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 28: 24-44.
- Vermesch, P., 2006- Tectonic discrimination diagrams revisited. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 7:1-55 (<https://doi.org/10.1029/2005GC001092>).
- Walker, J.D., Geissman, J.W., Bowring, S.A., and Babcock, L.E., 2012- Geologic time scale. *Geological Society of American, GSA Bulletin*; March/April 2013; v. 125; no. 3/4; p. 259–272. (<http://dx.doi.org/10.1130/2012.CTS004R3C>).
- Watt, G.R., and Harley, S.L., 1993- Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during waterundersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114(4): 550–566.
- Winter, O.D., 2010- *An introduction to Igneous and Metamorphic petrology*. Prentice Hall upper saddle, USA, 796p.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343 ([https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)).

- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95: 185-197 (<https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>).
- Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Zhang, S. B., Zhao, Z. F., Wu, F. Y., and Liu, X. M., 2007- Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China constraints on partial melting. *Journal of Metamorphic Geology* 25: 991-1009 (<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00738.x>).
- Xia, Q.X., Zheng, Y. F., and Zhou, L.G., 2008- Dehydration and melting during continental collision: Constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogeny. *Chemical Geology* 247: 36-65 (<http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.09.013>).
- Zhai, Q. G., Li, C., and Huang, X. P., 2007- The fragment of Paleo- Tethys ophiolite from central Qiangtang, Tibet: geochemical evidence of metabasites in Guoganjianian. *Journals of Sciences in China* 50: 1302-1309 ([http:// 10.1007/s11430-007-0051-7](http://10.1007/s11430-007-0051-7)).
- Zhai, Q. G., Li, C., Wang, J., Zhan Sheng, J., and Wang, Y., 2009- SHRIMP U-Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from the mafic dyke swarms in central Qiangtang area, Northern Tibet. *Chinese Science Bulletin* 54: 2279-2285 ([http:// 10.1016/j.gr.2015.07.016](http://10.1016/j.gr.2015.07.016)).

Whole rock geochemistry, dating and tectonomagmatic setting of metagabbros from the Qotur area, NW-Iran

M. Saadat¹, R. Hajialioghli^{2*} and M. Moazzen³

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Associate Professor, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

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

Received: 2018 September 29

Accepted: 2019 September 15

Abstract

The Qotur metamorphic complex in west of Khoy is consist of various metamorphic rocks including of metabasites, metapelitic and meta-calcareous rocks and serpentinites. The metagabbros form main outcropping rocks in the area. Plagioclase and pyroxene are the main porphyroclasts of metagabbros. Epidote, tremolite/actinolite, calcite and chlorite are formed during low grade metamorphism of these rocks. Based on geochemistry results, protolite compositions of the investigated rocks are plotted on the gabbroic field of the classification diagram. They have calc-alkaline magmatic series. Considering the discrimination tectonic diagrams the Qotur metagabbroic rocks have been formed at the island arc tectonic setting. On the basis of U-Pb zircon geochronological data, the rocks are formed at 162.6 ± 7.6 Ma corresponds to the late Jurassic (Oxfordian). On the basis of results obtained from isotopic dating and geochemical data of the Qotur metagabbros, we suppose that they formed related to the sialic back arc basin of Neotethys, Jurassic Island arc rocks of Sevan-Akera zone corresponds to the North branch of Neotethys oceanic suture and/or in continuation of the Piranshahr and Serow ophiolites as a Zagros-Bitlis Zone. However precise results will be need to tectonic works and more geochemical and isotopic data from variety of metamorphic and igneous rocks.

Keywords: Metagabbro, Late Jurassic, Island arc, Neotethys, Qotur

For Persian Version see pages 71 to 84

*Corresponding author: R. Hajialioghli; E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir