

ارتباط آنورتوزیت‌ها با توده ماگمایی مافیک میشو و استفاده از سن‌سنجی آنها به عنوان راهنمایی در شناسایی پالئوتکتونیک توده ماگمایی مافیک میشو (شمال غرب ایران)

زهره عظیم‌زاده^۱، احمد جهانگیری^{۲*}، محمدحسین زرین‌کوب^۳، امیلیو ساکانی^۴ و یلدرم دیلک^۵

^۱ سازمان صنعت، معدن و تجارت آذربایجان شرقی، تبریز، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فرارا، فرارا، ایتالیا
^۵ دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه میامی، آکسفورد، آمریکا

چکیده

توده ماگمایی مافیک میشو با پالئوتکتونیک پیچیده در پهنه سلطانیه-میشو و در جنوب غرب مرند بین دو گسل شمالی و جنوبی میشو (شمال غرب ایران) قرار گرفته است. این توده مافیک در داخل سنگ‌های رسوبی پرکامبرین کهر نفوذ کرده و توسط رسوبات پرمین پوشیده شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده شامل: گابرو، نوریت، آنورتوزیت، پیروکسنیت، اولیوین گابرو و تروکتولیت است. دایک‌های دیابازی این توده نفوذی را قطع می‌کند. این سنگ‌های لوپیکورات بافت کومولایی داشته و کانی غالب آنها پلاژیوکلاز با ترکیب بیتونیت تا لابرادوریت است. آنورتوزیت‌ها در نمودارهای مختلف پراکندگی یا جدایشی را از گابروها نشان نمی‌دهد. آنورتوزیت‌ها و نیز گابروها ویژگی سری ماگمایی توله‌ایتی تا کالک‌آلکالن دارد. این نشان می‌دهد که آنورتوزیت‌ها منشأ یکسانی با گابروها دارد. گابروها و آنورتوزیت‌ها متآلومین و دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوع MORB است. استفاده از آنورتوزیت‌ها در تعیین سن مطلق با روش Pb-U زیرکن و تعمیم آن به توده نفوذی مافیک میشو می‌تواند کمک بسیاری در تعیین پالئوتکتونیک منطقه میشو داشته باشد. سن‌سنجی مطلق، زمان جایگیری آنورتوزیت‌ها و در نتیجه گابروها را کربونیفر آغازین نشان می‌دهد ($356/7 \pm 3/4$ میلیون سال قبل) که با نتایج سن نسبی (بین رسوبات پرکامبرین کهر و رسوبات پرمین) تناسب دارد. می‌توان گفت توده نفوذی مافیک میشو به دنبال حرکات کششی حاصل از ماگمای مرتبط با فعالیت پلوم در اوایل کربونیفر تشکیل شده و منجر به گسترش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در شمال غرب ایران گردیده است.

واژه‌های کلیدی: پالئوتتیس، کربونیفر، آنورتوزیت، گابرو، میشو، سلطانیه-میشو، ایران مرکزی

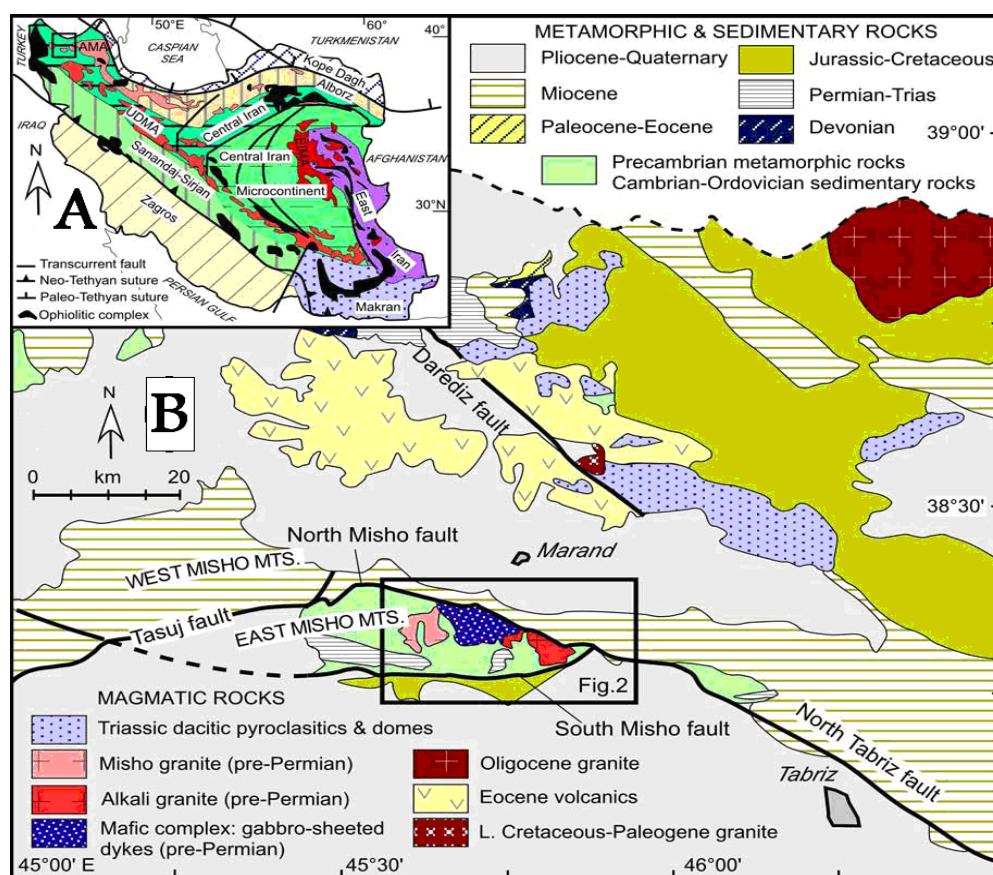
مقدمه

شمال ایران یک ناحیه کلیدی برای فهم تکامل پالئوتتیس در ایران است. در این منطقه بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس به مقدار زیاد پراکنده بوده و فقط در امتداد مرز شمالی کمربند کوهزایی البرز یافت می‌شود (Lensch and Davoudzadeh, 1982). به طور کلی، تکامل تکتونیکی افیولیت‌های مربوط به پالئوتتیس در نتیجه فرورانش رو به شمال اقیانوس پالئوتتیس و تصادم بعدی بین میکرو قاره ایران و صفحه توران (بخش جنوبی لوراسیا) است (Karimpour et al., 2006).

بخشی از افیولیت‌های برونزد یافته در محدوده شمالی البرز، افیولیت‌هایی هستند که به عنوان بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس گزارش شده‌اند (Omran et al., 1994; Asadian et al., 2013). مجموعه ماگمایی مافیک شرق میشو شاید ادامه این افیولیت‌ها باشد که در شمال غرب ایران برونزد یافته‌اند (شکل ۱-B). بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس در میشو شامل: گابروها و آنورتوزیت‌های داخل آن و دایک‌های دیابازی یا گابروهای ثانویه است که سن و جایگاه تکتونیکی آنها هنوز به طور کامل شناخته شده نیست. طبقه‌بندی این سنگ‌ها به عنوان بقایایی از لیتوسفر اقیانوسی قدیمی نیز مبهم است. در حقیقت، گابروها به درون قاعده قاره‌ای پرکامبرین نفوذ می‌کند و این سؤال را به وجود می‌آورد که آیا توده مافیک میشو می‌تواند یک افیولیت تیپیک از نوع پن‌رز (Anonymous, 1972; Laurent, 1972). با منشأ گسترش کف دریا را معرفی کند. به این دلیل، در این پژوهش پس از پیدا کردن ارتباط بین آنورتوزیت‌ها با توده گابرویی میشو، سن‌سنجی جدیدی از U-Pb زیرکن موجود در آنورتوزیت‌های مجموعه مافیک میشو با موقعیت جغرافیایی $38^{\circ}20'49''N$ و $45^{\circ}41'42''E$ برای مشخص کردن سن توده مافیک میشو و پالئوتکتونیک آن ارایه شده است. برای بررسی ارتباط

آنورتوزیت‌ها با گابروها، ۲۳ نمونه آنورتوزیت و ۱۵۰ نمونه از گابروهای همراه مطالعه شد. با نتایج حاصل می‌توان به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، محیط تکتونیکی و زمان تشکیل توده مافیک میشو پی برد. پژوهش‌های قبلی در مورد گابروهای میشو شامل: مقالات Modjtahedi و همکاران (۲۰۰۳)، Calagari و همکاران (۲۰۰۴)، Saccani و همکاران (۲۰۱۳) و Azimzadeh و همکاران (in press) است. همچنین، در مورد گرانیتهای همجوار با توده مافیک میشو پژوهش‌هایی توسط Ahankoub و همکاران (۲۰۱۲) و Shahzeydi و همکاران (۲۰۱۲) و Ghorbani و همکاران (۲۰۱۴) انجام شده است.

به نظر Ahankoub و همکاران (۲۰۱۲) توده گرانیتهی شرق میشو ترکیب گرانیتهی قلیایی داشته و ماهیت متآلومینیوس تا پراآلومینیوس نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی Ba, Eu, Nb, Sr و Ti و غنی‌شدگی در Rb و Th نشانگر خاستگاه پوسته‌ای این سنگ‌ها است. این توده از نوع گرانیتهای پس از برخورد حاشیه قاره‌ای نوع A است که با توجه به تهی‌شدگی از Nb به گروه A2 وابسته است که طی فعالیت‌های تکتونیکی کششی پس از برخورد در حاشیه قاره‌ای فعال از ذوب پوسته‌ای تحتانی تشکیل شده‌اند. بر طبق نظر Shahzeydi و همکاران (۲۰۱۲) سنگ‌های توده نفوذی کوه میشو (غرب میشو) در گروه گرانیتهای نوع S قرار می‌گیرد که دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم‌دار و از نوع پراآلومین است. در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب به هنجار شده به کندی و گوشته، اغلب این سنگ‌ها غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HREE و HFSE و آنومالی منفی Ba, Eu, Nb, Sr و Ta نشان می‌دهد که ویژگی ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است. داده‌های زمین‌شیمیایی در کنار موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها، با گرانیتهای کوه‌زایی قابل مقایسه است.



شکل ۱- A) نقشه تکتونیکی عمومی ایران با تصحیحات از Stöcklin (۱۹۶۸ و ۱۹۷۷)، Alavi (۱۹۹۱ و ۱۹۹۴) و Ghasemi و Talbot (۲۰۰۶)؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده شمال آذربایجان، تصحیحات از Eftekharneshad و همکاران (۱۹۸۹) اقتباس از نقشه ۱/۲۵۰،۰۰۰ تبریز- پلدشت از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زمین‌شناسی منطقه

به صورت شرقی-غربی گسترده شده‌اند. در منطقه صوفیان گسل تبریز دو شاخه شده و کوه‌های میشو را در خود محصور کرده است. کوه‌های میشو بین دو سیستم گسلی در شمال و جنوب، محصور شده‌اند. این گسل‌ها دلیل بالاآمدگی سنگ‌های پرکامبرین تا تریاس به صورت ساختار گلواره‌ای مثبت بوده است (شکل ۱- B، Azimzadeh, 2013). این کوه‌ها به طول تقریبی ۸۰ کیلومتر از غرب شهرستان صوفیان تا شرق شهرستان سلماس ادامه دارد. در منطقه تسوج، گسل چپگرد تسوج این کوه‌ها را به دو نیمه شرقی-غربی تقسیم می‌کند. در شرق کوه‌های میشو، ستون چین‌شناسی، بسیار کامل‌تر از بخش غربی است و

کوه‌های میشو طبق نظر Stöcklin (۱۹۶۸) و Alavi (۱۹۹۱ و ۱۹۹۴) و Ghasemi و Talbot (۲۰۰۶) بخشی از قلمرو ایران مرکزی بوده که شامل: پی‌سنگ متبلور پرکامبرین، رسوبات پلیت فرم پالئوزوئیک و سنگ‌های ماگمایی و رسوبی کامبرین تا تریاس است. این رسوبات می‌تواند بیانگر حوضه‌های حاشیه‌ای پالئوتتیس باشد (شکل ۱- A). به نظر Eftekharneshad (۱۹۷۵) کوه‌های میشو در شمالی‌ترین قسمت پهنه سلطانیه-میشو واقع شده‌اند و تا تریاس بالایی با زاگرس همراه بوده است. کوه‌های میشو در شمال غرب تبریز و در جنوب غرب شهرستان مرند در امتداد گسل تبریز

به دلیل حضور واحدهای پرکامبرین و پالئوزوئیک متمایز می‌شود. میشوی شرقی شامل: سنگ‌های متنوعی در بازه زمانی وسیع پرکامبرین تا کواترنر است. توده مورد مطالعه به طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و عرض تقریبی هفت کیلومتر در قسمت میانی ارتفاعات میشوی شرقی واقع شده که در شمال به گسل شمالی میشو محدود می‌گردد. این توده درون سنگ‌های کربناتی پرکامبرین نفوذ کرده و توسط سنگ‌های رسوبی پرمین پوشیده شده است (شکل ۱-B).

آنورتوزیت‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید تا شیری (با ضریب رنگینی لویکوکرات) با دانه‌های پراکنده تیره به اشکال مختلفی نظیر: دایک (شکل ۲-A و B)، حاشیه دایک (شکل ۲-C) و عدسی شکل (شکل ۲-D) در داخل گابروها برونزد دارد. این آنورتوزیت‌ها به صورت توده‌های کم حجم و کوچک و به صورت موضعی در داخل گابروها برونزد داشته و حد فاصل بین آنورتوزیت‌ها و گابروها، گاه تیز و در مواردی به صورت تدریجی ظاهر می‌شود. تماس تدریجی آنورتوزیت‌ها و گابروها حاصل تفریق موضعی ماگمای گابرویی است.

آنورتوزیت‌ها: آنورتوزیت‌ها سنگ‌های گابرویی با بیش از ۹۰ درصد پلاژیوکلاز است. Buddington (۱۹۳۹ و ۱۹۶۱) آنورتوزیت‌ها را به دو دسته اصلی تقسیم نمود: الف) انواع لایه لایه تفریق یافته یا لوپولیت‌های لایه‌ای با ترکیبات متنوع و ب) توده‌های پلوتونیک بزرگ غیر لایه لایه با ساخت گنبدی یا چند گنبدی. Boulanger (۱۹۵۷) نوع سوم با نام ساکنی (Sackni) را به دو نوع بالا اضافه کرد. به طور کلی، آنورتوزیت‌ها به چهار نوع تقسیم می‌شود: الف) آرکئن، ب) آنورتوزیت‌های ماه، ج) پروتروژئیک و د) فانروزوئیک. طبق نظر DeWaard (۱۹۶۹) برای منشأ آنورتوزیت‌ها چند مدل پتروژنتیکی پیشنهاد شده است:

الف) دگرگونی یا متاسوماتیسم مواد پوسته‌ای، ب) ذوب بخشی یا کامل سنگ‌های پوسته که تولید یک ماگمای آنورتوزیتی یا یک پس‌مانده آنورتوزیتی می‌کند، ج) تفریق ماگمایی در انواعی از ماگماهای پیکریتی-بازالتی یا آندزیتی که ممکن است موجب تولید کومولاهای آنورتوزیتی یا ماگمای آنورتوزیتی شود. دلایل زیادی در دسترس است که برخی از آنورتوزیت‌های آرکئن، از نوع لایه لایه بوده و سن این آنورتوزیت‌های لایه لایه از آرکئن تا سنوزوئیک متغیر است (Middlemost, 1985). معمولاً این نوع آنورتوزیت‌ها را نوعی سنگ کومولایی پلاژیوکلازی در نظر می‌گیرند که بر اثر تفریق از یک ماگمای بازالتی یا پیکریتی به وجود آمده‌اند. به علاوه، Irvin (۱۹۷۵) نشان داده که اختلاط ماگمایی ممکن است در منشأ آنورتوزیت‌ها نقش مهمی بازی کند.

روش انجام پژوهش

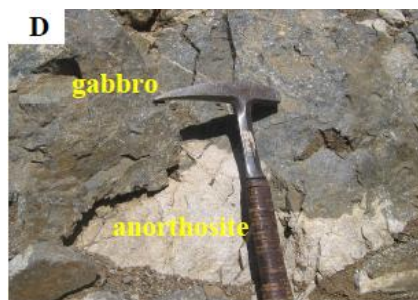
پس از نخستین بررسی‌های نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی منطقه، حدود ۲۳ نمونه سنگی آنورتوزیتی از داخل سنگهای مافیک انتخاب و مقاطع نازک از آنها تهیه شد و تجزیه XRF از تمامی نمونه سنگ‌های آنورتوزیتی و تجزیه ICP-MS از دو نمونه انجام گردید. نمونه‌های گابرویی هم به تعداد ۱۵۰ نمونه تجزیه XRF و ۳۰ نمونه تجزیه ICP-MS شد. تجزیه‌ها در دانشگاه فرارا-ایتالیا انجام گرفت. در مورد نتایج تجزیه‌های گابروها به Saccani و همکاران (۲۰۱۳) مراجعه شود. در تجزیه XRF، میزان عناصر اصلی و برخی از عناصر جزئی تمام سنگ (Ba, Cr, Co, Cu, Ga, La, Nb, Ni, Rb, Sc, Sr, Y, Zn, Zr) با قرص‌های پودری پرس شده و یک اسپکترومتر خودکار اشعه ایکس XP به دست آمد. مواد فرار به صورت مواد کاهش یافته در اثر احتراق (L.O.I) در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. محدوده‌های دقت و آشکارسازی با

استانداردهای مرجع بین‌المللی اجرا گردید. متوسط دقت دو درصد برای اکسیدهای اصلی و پنج درصد برای عناصر جزئی است. تجزیه ICP-MS، با اسپکترومتر سری دمایی X-I انجام و دقت داده‌ها و محدوده‌های آشکارسازی با نتایج سنگ‌های استاندارد بین‌المللی در مجموعه نمونه‌ها ارزیابی شد. محدوده دقت از دو تا هفت درصد، به استثنای Nb و Ta (۱۲ درصد) و U (۹ درصد) است. سپس با نتایج ژئوشیمیایی و بکارگیری دیگرام‌های ارایه شده در نرم‌افزارهای مختلف، انواع آنورتوزیت‌های مورد مطالعه از نظر ویژگی‌های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی با گابروها مقایسه شد. در مورد محاسبه وزن‌های مولکولی مختلف FeO و Fe₂O₃ از رابطه ۱ استفاده شده است:

$$\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.15 \times \text{FeO}$$

رابطه ۱:

یک نمونه آنورتوزیتی برای سن‌سنجی با روش ایزوتوپ U-Pb زیرکن انتخاب و دانه‌های زیرکن از لویکواگابروها با استفاده از تکنیک مغناطیس و مایع سنگین به طور معمول جدا شد. ساختمان درونی دانه‌های زیرکن، با تصاویر کاتدلومینسانس در مؤسسه علوم زمین آکادمی علمی تایوان به منظور انتخاب نقاط مناسب برای تجزیه‌های بعدی بررسی شد. تجزیه‌های ایزوتوپ U-Pb زیرکن به صورت اسپکترومتری القایی-فرسایشی لیزری جرم‌سنجی مزدوج (LA-ICP-MS) با یک دستگاه ۷۵۰۰ ثانیه‌ای Agilent و یک دستگاه با اشعه جدید UP213 سیستم فرسایش لیزر در گروه علوم زمین دانشگاه ملی تایوان انجام گرفت. برای جزییات به Chiu و همکاران (۲۰۰۹) مراجعه شود.



شکل ۲- تصاویری از رخنمون‌های آنورتوزیت. (A) آنورتوزیت به صورت دایک در داخل گابرو با حاشیه تیز؛ (B) آنورتوزیت در داخل گابرو با حاشیه تدریجی؛ (C) آنورتوزیت به صورت حاشیه دایک دیابازی در داخل گابرو؛ (D) آنورتوزیت به صورت عدسی داخل گابروها

پتروگرافی

در مطالعه میکروسکوپی، آنورتوزیت‌ها بافت کومولایی متوسط‌دانه نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها به طور غالب شکل‌دار بوده در حالی که الیوین‌ها شکل‌دار و کلینوپیروکسن‌ها کمتر بی‌شکل هستند.

اکسیدهای کمیاب Fe-Ti کانی‌های متفرقه را تشکیل می‌دهد.

پلاژیوکلازها مطابق با تجزیه ریزکاو الکترونی اغلب از نوع آنورتیت، بیتونیت تا لابرادوریت بوده (Azimzadeh, 2013) و با ماکل‌های متنوع

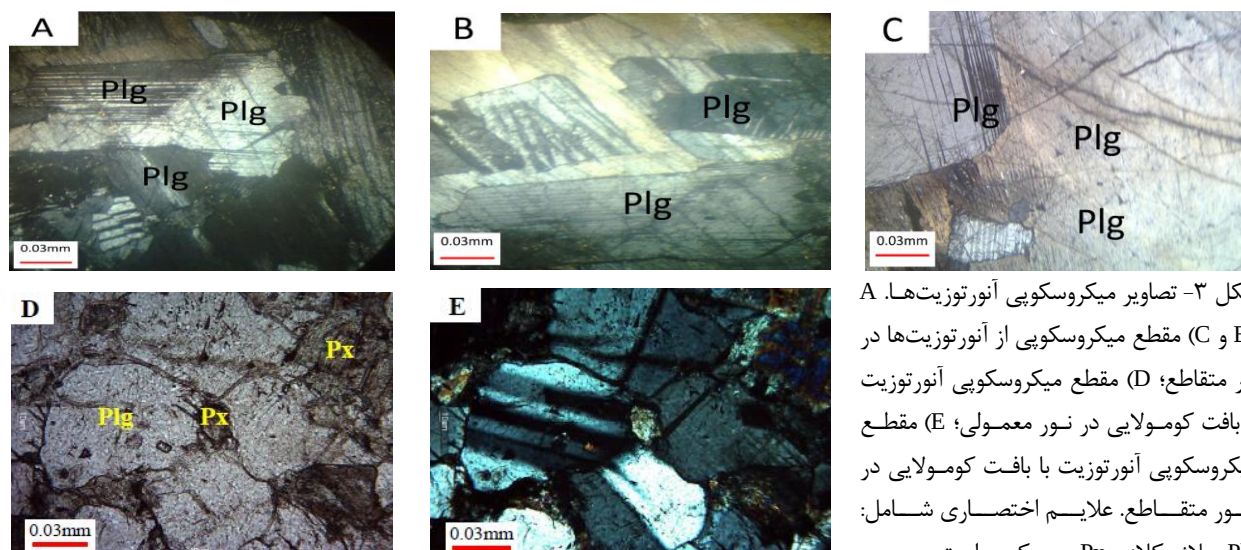
گیرد. زیرا سنگ‌های کومولایی ترکیبات مایع تشکیل‌دهنده سنگ را معرفی نمی‌کند و شیمی آنها به طور کلی با مقدار و نوع کانی‌های کومولایی کنترل می‌شود. در این قسمت، ژئوشیمی آنورتوزیت‌ها مورد بررسی قرار گرفته و نتایج آن با نتایج ژئوشیمی گابروهای همراه در توده مافیک میشو مقایسه شده است. جدول ۱ نتایج تجزیه XRF نمونه‌های آنورتوزیتی و جدول ۲ نتایج تجزیه ICP-MS نمونه‌های تجزیه شده آنورتوزیتی را نشان می‌دهد. برای نتایج تجزیه‌های گابروها به Saccani و همکاران (۲۰۱۳) مراجعه شود.

در نمودار مجموع آلکالین در مقابل سیلیس از Middlemost (۱۹۸۵) اغلب نمونه‌های آنورتوزیتی در محدوده گابرو قرار می‌گیرد. نمونه‌های گابرویی بیشتر در محدوده گابرو، گابرو دیوریت و مونزودیوریت واقع می‌شود (شکل ۴). در نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس از Cox و همکاران (۱۹۷۹) تمامی نمونه‌ها اعم از آنورتوزیت‌ها و گابروها در محدوده گابرو قرار گرفته و دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی غالب ساب‌آلکالین-توله‌ایتی است (شکل ۵).

کارلسباد، پلی‌سنتیتیک و پری‌کلین حضور پیدا می‌کند. در برخی از موارد پلاژیوکلازها در اثر فشار خم شده و گاه به کانی‌های رسی آلتره شده‌اند. پلاژیوکلاز آنورتوزیت‌ها با پلاژیوکلاز گابروها دارای ویژگی‌های یکسان بوده و در نمودارهای مختلف با گابروها روند یکسانی دارد. کلینوپیروکسن بی‌رنگ، خاکستری کم‌رنگ تا قهوه‌ای کم‌رنگ با بیرفرنزانس متوسط تا بالا و با چند رنگی و زاویه خاموشی ۳۵ درجه هستند. رخ‌های متقاطع با زاویه ۹۰ درجه در کلینوپیروکسن‌ها به وفور دیده می‌شود. برطبق نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی، کلینوپیروکسن‌ها بیشتر از نوع اوژیت-دیوپسید است (Azimzadeh, 2013). کلینوپیروکسن‌ها اغلب به آمفیبول و نیز بیوتیت و کلریت آلتره شده‌اند. الیوین‌ها بی‌رنگ و با خاموشی مستقیم و بیرفرنزانس بالا و شکستگی فراوان هستند که در امتداد شکستگی‌ها ایدینگزیته شده یا به سرپانتین و مگنتیت آلتره شده‌اند. شکل ۳- A تا E آنورتوزیت را در زیر میکروسکوپ نشان می‌دهد.

ژئوشیمی

ژئوشیمی سنگ‌های کومولایی مانند: آنورتوزیت‌ها باید با احتیاط مورد مطالعه قرار



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی آنورتوزیت‌ها. A و B و C) مقطع میکروسکوپی از آنورتوزیت‌ها در نور متقاطع؛ D) مقطع میکروسکوپی آنورتوزیت با بافت کومولایی در نور معمولی؛ E) مقطع میکروسکوپی آنورتوزیت با بافت کومولایی در نور متقاطع. علائم اختصاری شامل: Plg= پلاژیوکلاز و Px= پیروکسن است.

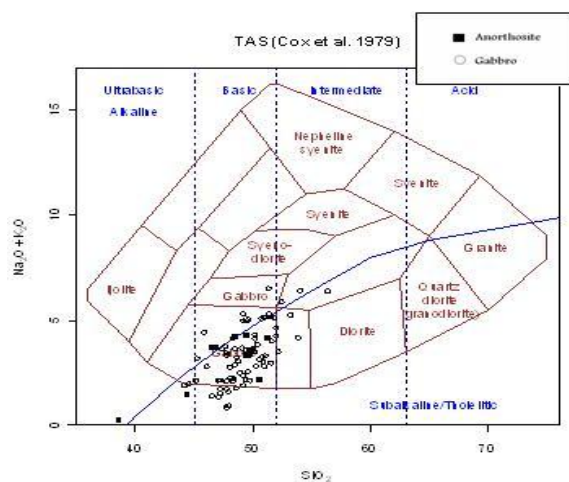
جدول ۱- نتایج تجزیه XRF نمونه‌های آنورتوزیتی (اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر بر حسب قسمت در میلیون است)؛ (- : مقادیر پایین‌تر از حد آشکارسازی)

Sample	AN23B	AN7E	AN7F	AN7G	AN9D	AN13	AN20A	GL11A	AN22B	AN24C	GL12A	GL16A	Cl27
SiO ₂	46.52	48.38	50.60	49.81	51.55	51.23	49.38	38.54	47.45	51.58	50.19	49.58	49.37
TiO ₂	0.16	0.27	0.40	0.29	0.39	0.27	0.17	0.12	0.34	0.47	0.43	0.25	0.47
Al ₂ O ₃	24.08	20.77	19.40	20.65	22.73	22.43	25.23	7.27	20.85	16.88	20.25	23.05	20.98
Fe ₂ O ₃	0.44	0.34	0.50	0.41	0.32	0.30	0.23	1.92	0.64	0.49	0.68	0.37	0.52
FeO	2.95	2.28	3.34	2.76	2.12	2.00	1.54	12.78	4.27	3.30	4.52	2.45	3.46
MnO	0.06	0.06	0.09	0.07	0.05	0.05	0.03	0.20	0.09	0.09	0.10	0.05	0.08
MgO	4.43	4.56	6.27	5.60	3.00	3.74	2.43	28.25	6.77	7.42	5.50	5.43	5.47
CaO	13.21	13.39	15.69	14.36	12.29	14.47	15.76	4.43	12.46	15.10	10.75	13.97	13.29
Na ₂ O	3.47	3.64	2.11	3.14	4.78	3.96	2.99	0.21	3.29	2.79	3.35	2.95	3.19
K ₂ O	0.24	0.55	0.09	0.43	0.38	0.19	0.31	0.04	0.32	0.16	0.94	0.34	0.36
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.02	0.01	0.07	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.05	0.02	0.02
LOI	4.03	5.81	1.52	2.54	2.27	1.27	1.85	6.30	3.30	1.63	3.26	1.46	2.87
Total	99.61	100.07	100.02	100.08	99.95	99.93	99.95	100.07	99.83	99.92	100.01	99.92	100.09
Mg#	72.7	78.1	77.0	78.3	71.6	76.9	73.7	79.8	73.9	80.0	68.4	79.8	73.8
S	-	-	85	-	-	-	-	246	-	-	-	-	748
Zn	9	8	11	11	9	3	1	74	34	44	36	9	17
Cu	14	4	16	13	7	-	9	11	18	23	11	25	2
Sc	5	22	34	26	10	17	11	17	14	42	19	22	18
Ga	14	12	10	13	17	15	15		14	11	12	12	13
Ni	19	18	23	21	16	17	16	297	21	26	12	11	14
Co	17	14	19	16	12	13	11	95	23	18	20	13	20
Cr	13	166	153	170	41	261	38	92	75	693	37	105	37
V	22	120	183	131	59	101	49	35	132	238	95	82	110
Rb-xrf	1	6		3	1	-	-	-	1	-	25	1	2
Ba	55	68	10	45	91	23	28		56	38	115	39	33
Th-xrf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	1
Nb-xrf	-	-	-	-	2	-	1	-	-	-	5	-	6
La-xrf	-	-	3	3	-	3	1	-	2	2	5	-	5
Ce-xrf	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pb	3	4	4	5	4	2	3	3	3	8	3	-	3
Sr-xrf	679	562	331	442	611	481	491	163	543	447	593	467	695
Nd-xrf	6	-	-	-	6	-	-	-	-	6	-	-	2
Zr-xrf	19	15	17	15	21	15	13	4	18	17	24	9	38
Y-xrf	1	2	2	2	2	2	2		1	3	11	-	3

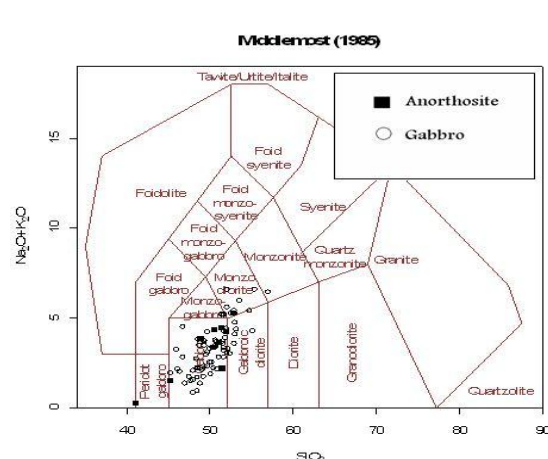
جدول ۲- نتایج تجزیه ICP نمونه‌های آنورتوزیتی (برحسب قسمت در میلیون)؛ (-: مقادیر پایین‌تر از حد آشکارسازی)

Sample	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
CL27	3.60	636.95	4.30	11.33	6.04	3.40	7.39	0.88	3.67	0.99	0.44
GG12G	5.42	-	4.69	-	0.79	0.94	2.42	0.39	1.91	0.6	0.26

Sample	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Hf	Ta	Th	U	Lu
CL27	1.10	0.15	0.92	0.18	0.47	0.06	0.39	0.49	0.49	0.60	0.21	0.05
GG12G	0.76	0.13	0.82	0.17	0.46	0.1	0.41	0.4	0.04	0.1	0.02	0.06



شکل ۵- نامگذاری سنگ‌های درونی بر مبنای مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al., 1979). آنورتوزیت‌ها و گابروها در محدوده گابروها و اغلب در زیر خط مشخص کننده محدوده ساب‌آلکان-توله‌ایتی قرار گرفته‌اند.



شکل ۴- نامگذاری سنگ‌های درونی بر اساس مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Middlemost, 1985). اغلب نمونه‌های آنورتوزیتی در محدوده گابرو قرار می‌گیرد. نمونه‌های گابرویی هم در محدوده گابرو، گابرویدیوریت و مونزودیوریت قرار می‌گیرد.

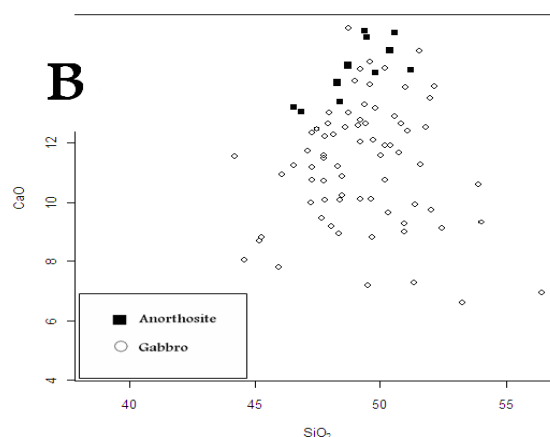
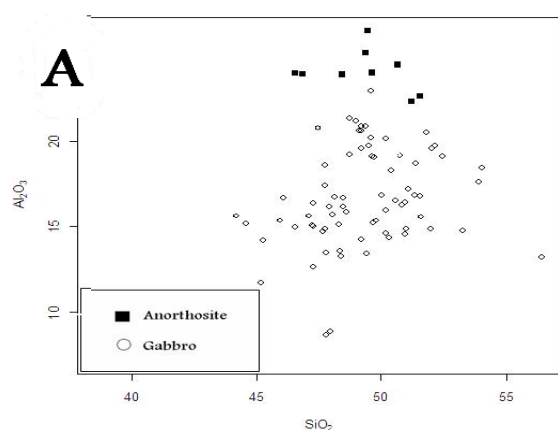
همچنین، از نظر شاخص اشباع از آلومین بر طبق نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943) تمامی نمونه‌های آنورتوزیتی و گابروها در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرد (شکل ۸). نمودار Th/Yb مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) برای ذوب گوشته‌ای بازالت‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های آنورتوزیتی و گابروهای همراه در توده مافیک میشو علاوه بر قرارگیری در موقعیت‌های توله‌ایتی و کالک‌آلکان در روندی ترسیم می‌شود که منشأ MORB تا گوشته غنی‌شده داشته (شکل ۹) و به طرف گوشته غنی‌شده نزدیک‌تر است. به علاوه، تمامی نمونه‌ها در

آنورتوزیت‌ها نسبت به گابروها در نمودارهای هارکر (Al₂O₃ در مقابل SiO₂) دارای درصد Al₂O₃ بالاتری است. همچنین، در نمودار CaO در مقابل SiO₂، آنورتوزیت‌ها نسبت به گابروها دارای درصد بالای CaO و روند مثبت به موازات تفریق هستند (شکل ۶).

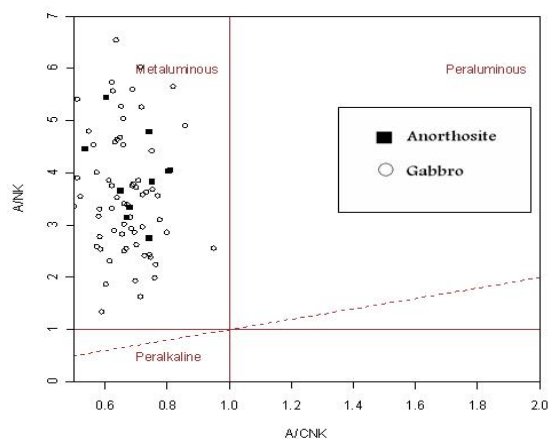
از نظر سری ماگمایی آنورتوزیت‌ها بر طبق نمودار SiO₂ در مقابل K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976) بیشتر در محدوده توله‌ایتی واقع می‌شود و گابروها نیز در محدوده توله‌ایتی تا کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۷).

با جمع‌بندی انواع نمودارهای مختلف و اطلاعات در مورد آنورتوزیت‌ها می‌توان گفت آنورتوزیت‌های درون گابروهای میشو از نوع آنورتوزیت‌های پالئوزوئیک، دارای سری ماگمایی توله‌ایتی با ویژگی‌های E-MORB هستند. در جدول ۳ ترکیب شیمیایی برخی از آنورتوزیت‌های مهم جهان برای مقایسه آورده شده است.

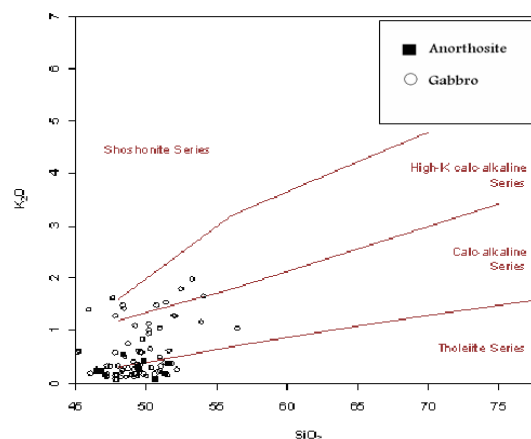
محدوده غیر فرورانشی با ویژگی‌های بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد. همچنین، همان‌طور که در شکل ۱۰ دیده می‌شود بر طبق نمودار مثلثی Nb-La-Y (Cabanis and Lecolle, 1989) آنورتوزیت‌ها و گابروهای ترسیم شده در محدوده E-MORB و غیر کوهزایی قرار می‌گیرد (شکل ۱۰).



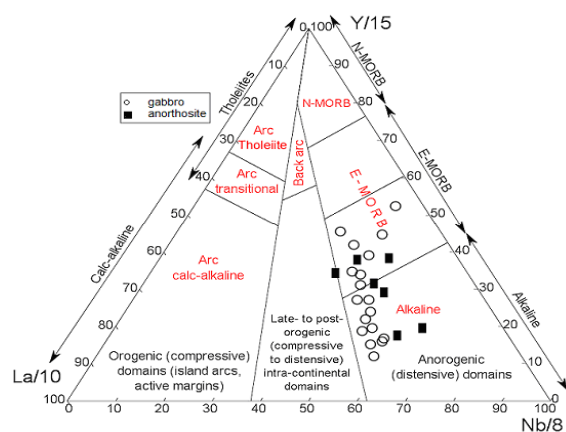
شکل ۶- نمودارهای هارکر؛ (A) Al_2O_3 در مقابل SiO_2 که آنورتوزیت‌ها نسبت به گابروها دارای درصد بالاتری Al_2O_3 است؛ (B) نمودار CaO در مقابل SiO_2 که در آنورتوزیت‌ها نسبت به گابروها درصد CaO بالا و روند مثبت دارد. داده‌های گابرو از Saccani و همکاران (۲۰۱۳) است.



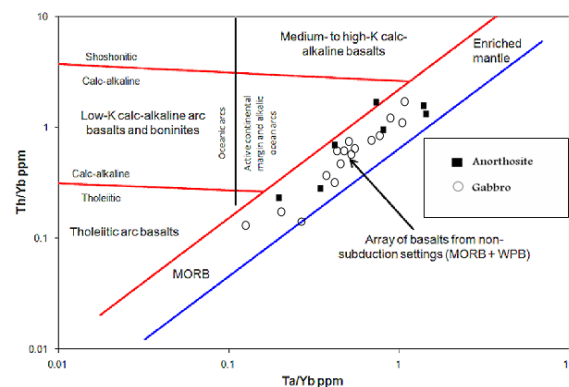
شکل ۸- نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1943). تمامی نمونه‌های آنورتوزیتی و گابروها در محدوده مت‌آلومین قرار می‌گیرد.



شکل ۷- نمودار تعیین سری ماگمایی بر مبنای K_2O در مقابل SiO_2 (Peccherillo and Taylor, 1976). آنورتوزیت‌ها اغلب در محدوده توله‌ایتی و گابروها نیز در محدوده توله‌ایتی تا کالک‌آلکالن قرار می‌گیرد.



شکل ۱۰- طبق نمودار مثلثی Nb/8-La/10-Y/15 (Cabanis and Lecolle, 1989) و آنورتوزیت‌ها و گابروهای پلات شده در محدوده غیر کوهزایی و E-MORB قرار می‌گیرد.



شکل ۹- نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983). برای ذوب گوشته‌ای بازالت‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه علاوه بر قرارگیری در موقعیت‌های تولدایتی و کالک‌آلکالن در روندی ترسیم می‌شود که منشأ MORB تا گوشته غنی شده دارد.

جدول ۳- ترکیب شیمیایی بعضی از آنورتوزیت‌ها (بر حسب درصد وزنی)؛ (-: مقادیر پایین‌تر از حد آشکارسازی)

Sample	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	50.28	45.87	44.35	44.1	55.9	55.1	47.41	47.88
TiO ₂	0.64	0.22	0.05	0.02	0.24	0.15	0.16	0.31
Al ₂ O ₃	25.86	28.62	31.34	35.5	27.2	27.1	29.84	20.10
Fe ₂ O ₃	0.96	1.05	1.06	-	-	-	0.84	0.46
FeO	2.07	2.65	0.82	0.23	1.28	1.97	1.60	4.36
MnO	0.05	0.06	0.02	-	0.02	0.03	0.07	0.08
MgO	2.12	3.36	1.12	0.09	0.21	1.14	1.54	7.76
CaO	12.48	14.43	18.18	19.7	9.65	10.3	15.07	12.68
Na ₂ O	3.15	1.80	1.22	0.34	5.23	4.50	2.21	2.92
K ₂ O	0.65	0.39	0.05	-	1.10	0.43	0.36	0.35
H ₂ O ⁺	1.17	0.48	0.62	-	-	-	0.82	-
H ₂ O ⁻	0.14	0.05	0.10	-	-	-	-	2.98
P ₂ O ₅	0.09	0.02	0.01	0.01	-	-	0.08	0.03
CO ₂	0.14	-	0.20	-	-	-	-	-
Total	99.80	99.00	99.14	99.99	100.83	100.72	100.00	99.91
Number of chemical analyses	104	3	3	1	1	1	21	11

آنورتوزیتی آرکئن مجموعه فیکسناست در گرینلند غربی (Windley, 1973).

۳) میانگین ترکیب شیمیایی آنورتوزیت‌های

۱) میانگین ترکیب شیمیایی آنورتوزیت‌ها (LeMaitre, 1976).

۲) میانگین ترکیب شیمیایی سنگ‌های

آرکئن که حاصل تفریق است بیشتر شبیه هستند. آنورتوزیت‌های توده مافیک میشو دارای سری ماگمایی توله‌ایتی با ویژگی‌های MORB است. در حالی که گابروهای توده مافیک میشو ویژگی‌های توله‌ایتی تا کالک‌آلکان با ویژگی‌های MORB را دارد.

بحث

شواهد صحرایی نشان می‌دهد که در کوه‌های میشو سنگ‌های پلوتونیک به درون سنگ‌های قاعده‌ای کهر با سن پرکامبرین با کنتاکت واضح نفوذ کرده‌اند. به طور کلی، توده نفوذی شامل: گابروی کومولایی و ایزوتروپی با لایه‌های فرعی یا کم حجمی از دونیت، نوریت، پیروکسنیت، اولیوین‌گابرو، تروکتولیت و آنورتوزیت است. این توده توسط رسوبات پرمین پوشیده شده است. شواهد نشان می‌دهد که آنورتوزیت‌های داخل توده گابرویی میشو هم به صورت دایک و هم به صورت عدسی و در نتیجه تفریق ماگمای گابرویی به وجود آمده‌اند. در این پژوهش، آنورتوزیت‌ها با استفاده از شواهد مختلف به عنوان بخشی از توده مافیک میشو در نظر گرفته شده‌اند و بنابراین، سن مطلق آنورتوزیت‌ها به کل توده تعمیم داده شده است. همچنین، پالئوتکتونیک منطقه در زمان تشکیل توده مافیک میشو بر اساس آنورتوزیت‌ها بررسی شده است.

سن‌سنجی آنورتوزیت‌ها: برای سن‌سنجی گابروهای منطقه، از آنورتوزیت‌های میشو نمونه‌برداری شد. زیرکن‌های تجزیه شده خودشکل بوده و شکل منشوری نشان می‌دهد. اندازه دانه‌های زیرکن به نسبت کوچک با طول میانگین محور طویل ۱۰۰ تا ۱۵۰ میکرومتر و نسبت طول به عرض بین ۲:۱ تا ۳:۱ است. همه زیرکن‌ها شفاف و بی‌رنگ بوده و منطقه‌بندی تناوبی آن بیانگر رشد تدریجی ماگمایی است. بنابراین،

آرکئن مجموعه سیتامپوندی در ایالت مدرس هند (Subramanian, 1956). این سنگ ۰,۰۱ درصد Cr_2O_3 دارد.

۴) ترکیب شیمیایی آنورتوزیت درشت‌دانه ماه که از یک برش کاملاً منجمد نشده واقع در حاشیه کراتر اسپور در دماغه آپنین جنوب‌غربی مونس هادلی گرفته شده است (Taylor, 1982).

۵) ترکیب شیمیایی آنورتوزیت نوع ماسیو از بریدگی جاده‌ای در ۹ کیلومتری شمال تاه‌اواس، ماسیف مارسی در کوه‌های آدیرونداک ایالات متحده آمریکا (Simons and Hanson, 1978). FeO^* یعنی Fe کل به صورت FeO محاسبه شده است.

۶) ترکیب شیمیایی آنورتوزیتی که سنگ میزبان بلوک اوگوردولخ در شمال‌شرقی جزیره اوگوردلخ، مجموعه ناین-لابرادور در کانادا را تشکیل می‌دهد (Simons and Hanson, 1978). FeO^* یعنی Fe کل به صورت FeO محاسبه شده است.

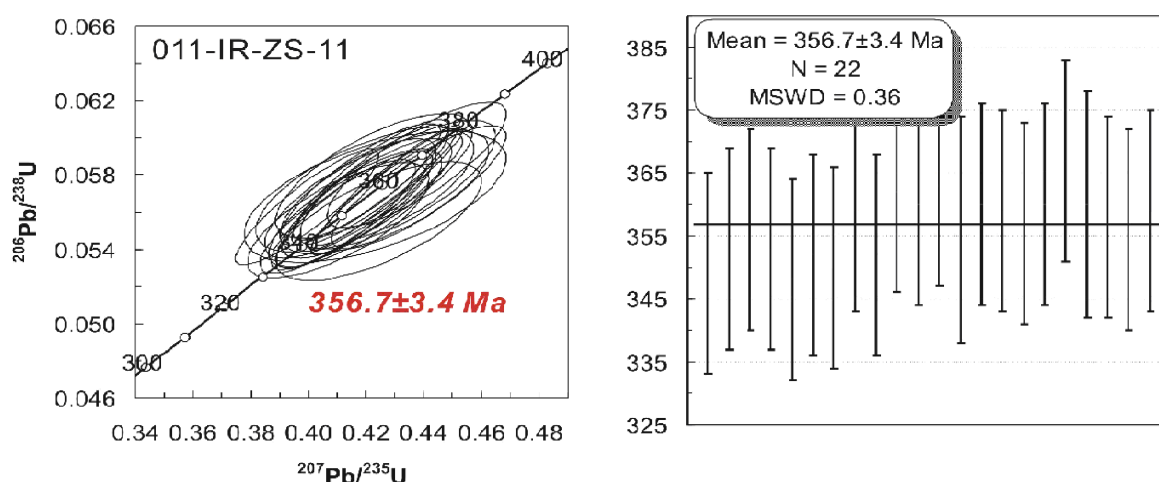
۷) میانگین ترکیب شیمیایی آنورتوزیت نوع لایه لایه.

۸) میانگین ترکیب شیمیایی آنورتوزیت‌های توده مافیک میشو.

آنورتوزیت‌ها از نظر ترکیب شیمیایی بسته به مقدار مودال فازهای کومولایی و حد واسط متغیر هستند. بیشترین تغییرات عنصری در آنورتوزیت‌های مورد مطالعه برای: CaO , Al_2O_3 , MgO , Cr و Ni دیده می‌شود. همه نمونه‌های بررسی شده عناصر ناسازگار (نظیر: TiO_2 , P_2O_5 , Zr و Y) پایین دارد. عدد منیزیم عموماً بالا و از ۷۱/۶ تا ۸۰ متغیر است. این مقادیر با گابروهای همراه در توده مافیک میشو هماهنگ هستند. بر طبق مقایسه انواع آنورتوزیت‌ها، آنورتوزیت‌های درون گابروهای میشو به آنورتوزیت‌های لایه لایه

۴). همان طور که در شکل ۱۱ نشان داده شده است همه سن‌های متوسط دارای سطوح اعتماد ۹۵ درصد هستند. عدم اطمینان تحلیلی 2σ همراه با میدان متوسط انحراف‌های مهم (MSWD) است. همه داده‌های حاصل از سن‌سنجی بر روی خطوط همبستگی واقع شده‌اند و یک سن توافقی 356.7 ± 3.4 میلیون سال قبل (کربونیفر زیرین) را نشان می‌دهد (شکل ۱۱).

سن‌های حاصل از داده‌های ایزوتوپی U-Pb به عنوان معرف زمان تبلور زیرکن‌های سن‌سنجی شده بوده و گویای زمان جایگیری سنگ‌های آنورتزیتی است. نتایج سن‌سنجی U-Pb در دیگرام‌های همبستگی در شکل ۱۱ ترسیم شده‌اند. این اطلاعات شامل: سن‌های Pb^{206}/U^{238} به دست آمده از کل ۲۲ تجربه اولیه زیرکن و با روش LA-ICP-MS است (جدول



شکل ۱۱- نمودار همبستگی U-Pb در زیرکن‌های تجزیه شده با روش LA-ICPMS و متوسط سن‌های اندازه‌گیری شده $^{206}Pb/^{238}U$ با متوسط وزن مجدد اندازه‌گیری شده برای لویکوابروها (آنورتزیت‌ها) از مجموعه مافیک میشو

جدول ۴- داده‌های خام سن‌سنجی آنورتزیت‌های میشو

Spot	U	Th/U	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\pm 1s$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\pm 1s$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	$\pm 1s$	$\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$	$\pm 1s$
	(ppm)									
011-IR-ZS-11-01	95	0.408	0.41038	0.01289	0.05555	0.00126	0.05358	0.00079	0.01983	0.00059
011-IR-ZS-11-02	251	0.654	0.39956	0.01015	0.05627	0.00127	0.05151	0.00057	0.01885	0.00049
011-IR-ZS-11-03	110	0.350	0.41460	0.01219	0.05675	0.00131	0.05299	0.00070	0.01957	0.00055
011-IR-ZS-11-04	108	0.714	0.41615	0.01227	0.05621	0.00129	0.05370	0.00072	0.01947	0.00054
011-IR-ZS-11-05	66	0.515	0.42438	0.01458	0.05550	0.00130	0.05546	0.00093	0.01945	0.00059
011-IR-ZS-11-06	175	0.606	0.41579	0.01119	0.05613	0.00128	0.05373	0.00063	0.01958	0.00056
011-IR-ZS-11-07	221	0.469	0.41009	0.01099	0.05576	0.00125	0.05335	0.00063	0.01977	0.00063
011-IR-ZS-11-08	1342	0.559	0.42630	0.01029	0.05724	0.00132	0.05402	0.00057	0.01975	0.00057
011-IR-ZS-11-09	189	0.541	0.41406	0.01111	0.05606	0.00129	0.05357	0.00063	0.01895	0.00057
011-IR-ZS-11-10	255	0.483	0.42159	0.01103	0.05774	0.00133	0.05296	0.00060	0.01996	0.00062
011-IR-ZS-11-11	230	0.625	0.42147	0.01115	0.05746	0.00133	0.05320	0.00061	0.01912	0.00060
011-IR-ZS-11-12	81	0.469	0.42271	0.01397	0.05794	0.00137	0.05291	0.00083	0.02020	0.00068
011-IR-ZS-11-13	53	0.377	0.42303	0.01858	0.05683	0.00144	0.05400	0.00129	0.01901	0.00064
011-IR-ZS-11-14	180	0.495	0.41801	0.01140	0.05750	0.00134	0.05273	0.00063	0.01953	0.00054

Spot	U	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1s$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1s$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1s$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$	$\pm 1s$
	(ppm)									
ادامه جدول ۴- ...										
011-IR-ZS-11-15	146	0.529	0.43840	0.01235	0.05733	0.00135	0.05546	0.00069	0.01957	0.00055
011-IR-ZS-11-16	355	0.345	0.42717	0.01078	0.05694	0.00132	0.05442	0.00060	0.01970	0.00056
011-IR-ZS-11-17	719	0.418	0.42825	0.01048	0.05746	0.00133	0.05405	0.00058	0.01990	0.00057
011-IR-ZS-11-18	130	0.326	0.43749	0.01273	0.05854	0.00138	0.05420	0.00070	0.02028	0.00064
011-IR-ZS-11-19	129	0.546	0.43099	0.01387	0.05749	0.00141	0.05437	0.00080	0.01939	0.00065
011-IR-ZS-11-20	73	0.448	0.42638	0.01481	0.05708	0.00136	0.05418	0.00091	0.02105	0.00071
011-IR-ZS-11-21	173	0.515	0.42035	0.01196	0.05674	0.00131	0.05373	0.00068	0.02049	0.00073
011-IR-ZS-11-22	69	0.437	0.41953	0.01539	0.05721	0.00137	0.05318	0.00098	0.02013	0.00076

پالئوتتیس و تکتونوماگماتیسزم در میشو: عقیده

بر این است که پالئوتتیس در اواخر دونین به دلیل جدایش چندین ترانشه از حواشی شمالی گندوانا باز شده و در اوایل تریاس بسته شده است (Stampfli and Borel, 2002؛ Metcalfe, 2002). در طول پالئوزوئیک، کراتون پرکامبرین در ایران به عنوان صفحه قاره‌ای به نسبت پایدار معرفی شده است که شاید تا اواخر پالئوزوئیک طول کشیده است (Berberian and King, 1981). سکانس رسوبی کهر روی سنگ‌های قاعده قبل از پرکامبرین نهشته می‌شود که شامل: تناوبی از نهشته‌های قاره‌ای، تالابی (Lagoonal) و دریایی-کم عمق و چندین نبود رسوبی مهم است (Berberian and King, 1981؛ Stöcklin, 1968). طبق نظر Berberian و King (۱۹۸۱) این سنگ‌های رسوبی اپی-کنتیننتال (Epi-Continental) حاشیه قاره‌ای از عربستان تا کوه‌های البرز در شمال، جنوب شرق ترکیه در غرب، افغانستان و پاکستان در شرق گسترده شده‌اند و نشان می‌دهد که در فاصله بین زمان‌های پرکامبرین تا پالئوزوئیک پایانی، ایران بخشی از گندوانا بوده است. طبق سن‌سنجی U-Pb زیرکن، سنگ‌های نفوذی میشو سن کربونیفر پائین (۳۵۷ میلیون سال قبل) را دارد و به درون سنگ‌های قاعده‌ای قاره‌ای پرکامبرین و پوشش رسوبی

کامبرین-اردوئین آن نفوذ کرده‌اند.

بر اساس داده‌های سن‌سنجی و نتایج ژئوشیمیایی در توده مافیک میشو به نظر می‌رسد یک ماگماتیسزم نوع MORB همراه با بالا آمدگی‌های پلوم گوشته‌ای وابسته به استنوسفر در زمان اوایل کربونیفر در بخش ایرانی گندوانا فعال شده و مجموعه ماگمایی میشو جایگیری شده است. فرضیه پلوم باید توسط عدم وجود رخنمون‌های هم سن به دلیل گنبدی شدن ناحیه‌ای بلوک‌های قاره‌ای تأیید شود (White and McKenzie, 1989). عدم مشاهده رسوبی در زمان کربونیفر در شمال ایران بیانگر دوره‌ای از حوادث است که شاخصی برای چنین گنبدی شدن ناحیه‌ای است (Stöcklin, 1968). به علاوه، حرکات اوایل کربونیفر در قلمرو ایران مرکزی می‌تواند همراه با گنبدی شدن ناحیه‌ای ناشی از صعود پلوم گوشته‌ای باشد (Stöcklin, 1968).

وجود پلوم گوشته‌ای مربوط به پالئوتتیس توسط پژوهشگران زیادی تأیید شده است (Dai et al., 2004؛ Xiao et al., 2008؛ Guo et al., 2011). به طوری که مکانیسم حرکت تکتونیکی کششی پالئوزوئیک منجر به بازشدگی حوضه پالئوتتیس در مرکز شرق آسیا شده است.

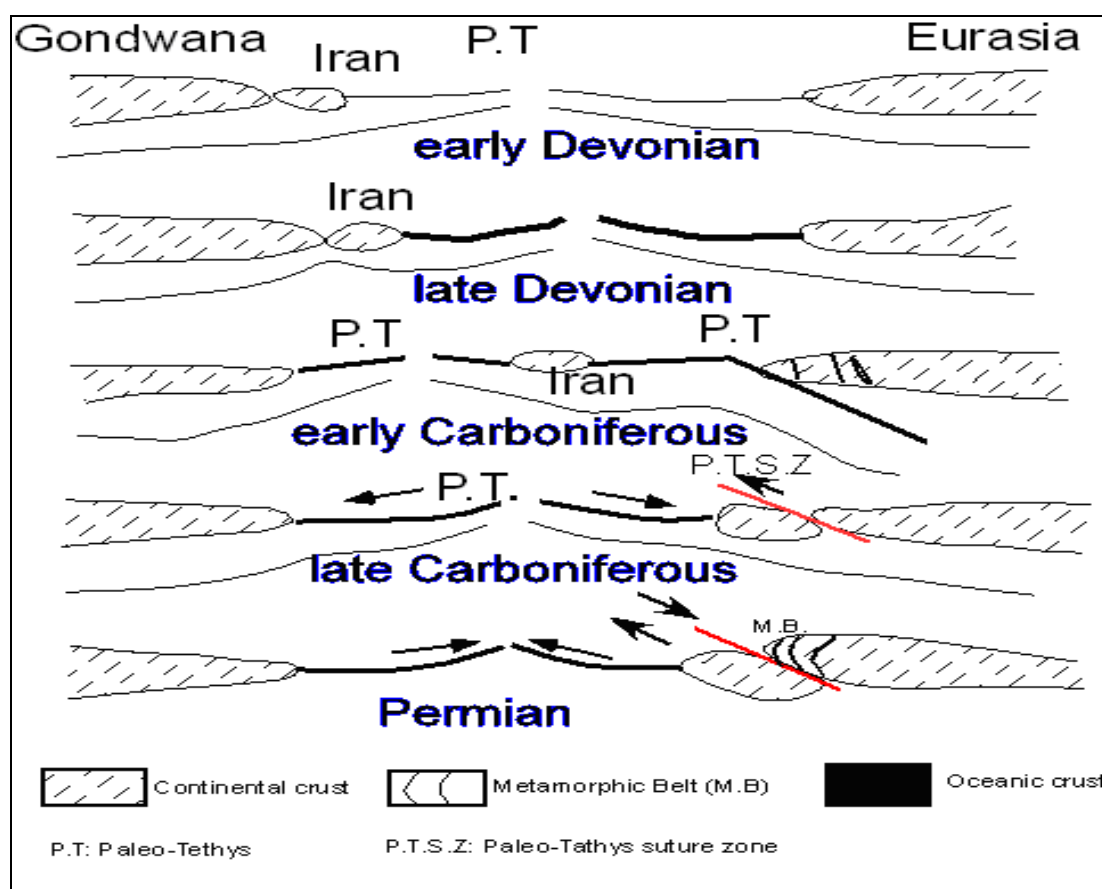
بنابراین، اثرات پلوم که در سنگ‌های P-MORB میشو ثبت شده است، تعیین می‌کند

(۲۰۰۴)، Xiao و همکاران (۲۰۰۸) و Dai و همکاران (۲۰۱۱) یک مدل فرضی برای تفسیر منشأ مجموعه مافیک میشو و تکامل ژئوشیمیایی حواشی گندوانا (از حواشی پالتوتیس در ایران) در طول دوره کربونیفر پایینی پیشنهاد شده است که اساس آن بالآمدگی پلوم گوشته‌ای است و با حرکات کششی و بالآمدگی مشخص می‌شود (Saccani *et al.*, 2013). همه سنگ‌های توده مافیک میشو به درون سنگ‌های کریستالین قاعده‌ای در حواشی شمالی قاره گندوانا (با شاید در پهنه انتقالی قاره-اقیانوس) در طول فاز کشش قاره‌ای و در مراحل اولیه تشکیل حوضه اقیانوسی وارد می‌شود (Saccani *et al.*, 2013). شکل ۱۲ گسترش و بسته شدن پالتوتیس در ایران را نشان می‌دهد.

که بالا آمدگی پلوم گوشته‌ای پالتوتیس در زمان‌های دونین بالایی-کربونیفر آغازین موجب ریفتینگ و بازشدگی پالتوتیس در این بخش از پوسته ایران زمین شده است.

در شمال ایران شواهد زمین‌شناسی بسیار اندکی وجود دارد که می‌تواند اجازه یک تطابق بین مجموعه مافیک میشو (ماگماتیسیم حواشی قاره‌ای گندوانا) و ماگماتیسیم موجود در حوضه اقیانوسی پالتوتیس را بدهد. بر این اساس، پیشنهاد می‌شود که مجموعه مافیک میشو شاید همراه با بازشدگی پالتوتیس تشکیل شده باشد.

با توجه به تکامل تکتونیکی پالتوتیس و بر مبنای اطلاعات حاصل از Stampfli و Borel (۲۰۰۲)، Metcalfe (۲۰۰۲)، Guo و همکاران



شکل ۱۲- گسترش پالتوتیس در ایران

نتیجه‌گیری

آنورتوزیت‌های میشو از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه گابروهای میشو است. بنابراین، سنگ‌های آنورتوزیتی و گابرویی دارای ماگمای والد یکسان بوده که در اثر تفریق از ماگمای بازالتی به وجود آمده‌اند. آنورتوزیت‌ها و گابروهای همراه اغلب دارای ویژگی‌های MORB است. آنورتوزیت‌ها اغلب دارای سری ماگمایی توله‌ایتی و گابروهای همراه دارای سری ماگمایی توله‌ایتی تا کالک‌آلکالن هستند. بر اساس داده‌های سن‌سنجی زیرکن، سن آنورتوزیت‌ها 356.7 ± 3.4 است. این سنگ‌ها و گابروها در اوایل کربونیفر جایگیری کرده‌اند که شواهد سن نسبی (بین رسوبات پرکامبرین کهر و رسوبات پرمین) هم آن را تأیید می‌کند. بالآمدگی پلوم گوشته‌ای پالئوتتیس در

زمان‌های دونین بالایی-کربونیفر آغازین موجب ریفیتینگ و بازشدگی پالئوتتیس در منطقه میشو شده است.

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت معاونت پژوهشی و معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز به انجام رسیده است که به این وسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود. نگارندگان از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فرارای ایتالیا برای انجام تجزیه‌های ژئوشیمیایی و مؤسسه علوم زمین آکادمی علمی تایوان برای انجام سن‌سنجی نهایت سپاس و امتنان را دارند. همچنین، از سازمان صنعت، معدن و تجارت استان آذربایجان شرقی به دلیل حمایت‌هایشان تقدیر و تشکر می‌شود.

منابع

- Ahankoub, M., Jahangiri, A. and Moayed, M. (2012) Study cause of tetrad effect in REE pattern in Misho A-type granitoides complex, NW of Iran. *Journal of Petrology* 3(12): 31-42 (in Persian).
- Alavi, M. (1991) Tectonic map of the middle east 1:500000, Geological Survey and mining expolaration of Iran, Tehran.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Anonymous (1972) Penrose Field Conference Participants: *Geotimes* 17: 24-25.
- Asadian, Q., Mirzaee, A. R., Mohajjel, M. and Hadjalilu, B. (1994) Geological map of Marand 1:100000, No. 5166, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Azimzadeh, Z. (2013) Geochemistry and petrogenese of Misho mafic intrusive massif in the southwest of Marand - NW Iran. PhD thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Azimzadeh, Z., Jahangiri, A., Saccani, E. and Dilek, Y. (in press) Using clinopyroxene composition in the petrogenesis of the gabbros from Misho mountain in SW Marand- Northwestern Iran. *Journal of Geological Survey of Iran* (in Persian).
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Boulanger, J. (1957) *Les anorthosites de Madagascar*. Liturgique de Saint Jean L'évangéliste Publisher, Paris.
- Buddington, A. F. (1939) Adirondack igneous rocks and their metamorphism. Geological Society of America, Memonir 7, The society, New york.

- Buddington, A. F. (1961) The origin of anorthosite re-evaluated, India. Geological Survey 86: 421-432.
- Cabani, B. and Lecolle, M. (1989) Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou contamination crustale. C. R. Academic Science Paris Science. Terre Plan 309: 2023-2029.
- Calagari, A. A., Moazen, M., Modjahedi, M. and Ameri, A. (2004) Investigation of opaque minerals (sulfides and oxides) in mafic-ultramafic igneous complex in Misho, southwest of Marand, NW Iran. Geosciences 12(53): 56-67 (in Persian).
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Wu, F. Y., Liu, D., Liang, Y. H., Lin, I. J., Iizuka, Y., Xie, L. W., Wang, Y. and Chu, M. F. (2009) Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet. Tectonophysics 477: 3-19.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- Dai, J., Wang, C., Hébert, R., Li, Y., Zhong, H., Guillaume, R., Bezard, R. and Wei, Y. (2011) Late Devonian OIB alkaline gabbro in the Yarlung Zangbo suture zone: remnants of the Paleo-Tethys?. Gondwana Research 19: 232-243.
- DeWaard, D. (1969) An notated bibliography of anorthosite petrogenesis, in Isachsen. In: Origin of anorthosite and related rocks (Ed. Isachsen, Y. W.) Memonir 18: 1-11. Albani, New York.
- Eftekharneshad, J. (1975) Brief history and structural development of Azarbaijan. Internal Report 8, Geological Survey of Iran (in Persian).
- Eftekharneshad, J., Ghorashi, M., Mehrparto, M., Arshadi, S., Zohrehbakhsh, A., Bolourchi, A. and Saidi, A. (1989) Geological map of Tabriz-Poldasht 1:250000, No. B1 and B2, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences 26: 683-693.
- Ghorbani, M., Hosseinzadeh, Gh., Moayyed, M., Amel, N. and Azimzadeh A. M. (2014) Mineralogy and chemistry of minerals in sulfide- oxide lenses in Misho mafic complex, southwestern of Marand town, east-Azarbaidjan. Iranian Journal of Crystallography and mineralogy 22(3): 343-356 (in Persian).
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J. and Li, C. W. (2004) Upper Paleozoic basalts in the southern Yangtze Block: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence for asthenosphere-lithosphere interaction and opening of the Paleo-Tethyan ocean. International Geology Review 46: 332-346.
- Irvine, T. N. (1975) Olivine-pyroxene-plagioclase relations in the system Mg_2SiO_4 - $CaAl_2Si_2O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - SiO_2 and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions. Carnegie Institution of Washington Year Book 74 : 492-500.
- Karimpour, M. H., Farmer, L., Ashouri, C. and Saadat, S. (2006) Major, trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys collision-related granitoids from Mashhad, Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 17(2): 127-145.
- Laurent, R. (1972) The ophiolite sequences of southwestern Quebec. In: Proceeding of the Geological Society of America Penrose Conference, Boulder, Colorado.
- LeMaitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks Journal of Petrology 17(4): 589-637.
- Lensch, G. and Davoudzadeh, M. (1982) Ophiolites in Iran. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte 5: 306-320.
- Metcalfe, I. (2002) Permian tectonic framework and paleogeography of SE Asia. Journal of Asian Earth

Sciences 20: 551-566.

- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman Group Limited, Essex, London.
- Modjtahedi, M., Calagari, A. A., Ameri, A. and Moazen, M. (2003) Serching and mineralogy and geochemistry studies inplutonic rocks in Anamag, Golejar and Garegoom in Misho mountains with special view in Fe and Ni, Cr, Co, Au and Ag. In: Reserch Projectsat University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Omran, H., Moazzen, M., Oberhänsli, R., Tsujimori, T., Bousquet, R. and Moayyed, M. (2013) Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 31(8): 791-812.
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) Shiva Publishers Limited: 230-249. Nantwich.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y. and Jahangiri, A. (2013) Geochronology and petrology of the early Carboniferous Misho mafic complex (NW Iran) and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in western Cimmeria. *Lithos* 162-163: 264-278.
- Shahzeydi, M., Moayed, M., Aray, S., Pirniya, T. and Ahmadiyan, J. (2012) Geology and geochemistry of Misho S-type granitoid massif in SW of Marand- northwestern Iran. *Journal of Petrology* 3(11): 111-132. (in Persian).
- Shand, S. J. (1943) *The Eruptive Rocks*. 2nd edition, John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Simons, E. C. and Hanson, G. N. (1978) Geochemistry and origin of massif -type anorthosites. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 66: 119-135.
- 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.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 52: 1229-1258.
- Stöcklin J. (1977) Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. *Society of géologie, France* 8: 333-353.
- Subramanian, A. P. (1956) Mineralogy and petrology of the Sittampundi complex, Salem district, Madras State, India. *Geological Society of America* 67: 317-90.
- Taylor, S. R. (1982) *Planetary Scince: a lunar perspective*. Lunar & Planetary Institute, Houston, Texas.
- White, R. and McKenzie, D. P. (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* 94: 7685-7729.
- Windley, B. F. (1973) Archean anorthosites: a review of the Fiskensæset complex, west Greenland as a model for interpretation. *Geological Society of South Africa Special Publication* 3: 319-322.
- Xiao, L., He, Q., Pirajno, F., Ni, P., Du, J. and Wei, Q. (2008) Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-Tethys Jinshajiang ocean: evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China. *Lithos* 100: 112-126.

Anorthosites relations with Misho mafic rocks and using age as a guide to identify the Misho mafic rocks paleotectonics (NW of Iran)

**Zohreh Azimzadeh ¹, Ahmad Jahangiri ^{2*}, Mohammad Hossein Zarrinkoub ³,
Emilio Saccani ⁴ and Yildirim Dilek ⁵**

¹ Industry, Mine and Trade Organization of East Azerbaijani, Tabriz, Iran

² Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

⁴ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Ferrara, Ferrara, Italy

⁵ Faculty of Geology, University of Miami, Oxford, America

Abstract

The Misho Mafic magmatic massif (in NW of Iran) with complex and un-clear paleotectonic is situated in the Soltaniye- Misho zone, in SW of Marand city between the north and the south of the Misho faults. This mafic massif intruded into the PreCambrian Kahar sedimentary rocks and is covered by Permian sedimentary rocks. The lithological units of this massif are gabbro, norite, anorthosite, pyroxenite, olivine gabbro and troctolite. Diabasic dykes with gabbroic composition cut the mafic massif. The main mineral in these leucocratic rocks with cumulate texture is plagioclase which is mainly bitownite and labradorite in composition. Anorthosites are not distinguishable from gabbros on different discrimination diagrams. Anorthosites and gabbros are related to tholeiitic to calc-alkaline magmatic series indicating similar source for both rock types. Gabbros and anorthosites are meta-aluminous and show MORB affinity. Dating of anorthosites by zircon U-Pb method and considering this age for the Misho mafic massif helps us to identify the Misho paleotectonic. Dating results show that the emplacement time for gabbros and anorthosites is early Carboniferous (356.7 ± 3.4 Ma), which is also confirmed by stratigraphy relation (between Kahar Cambrian sediments and Permian sediments). We suggest that Misho mafic massif is formed by an extension event related to plume- type magmatism in early Carboniferous. This is the reason for initiation of spreading of Paleotethys oceanic crust in NW Iran.

Key words: Paleotethys, Carboniferous, Anorthosite, Gabbro, Misho, Soltaniye-Misho, Central Iran

* a-jahangiri@tabrizu.ac.ir