

فعالیت ماگمایی پس از برخورد در منطقه آلموقلاق، باختر ایران

منوچهر امیری^۱، احمد احمدی خلجی^۲، زهرا طهماسبی^۲، رضا زارعی سهامیه^۳ و حسن زمانیان^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
^۲استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
^۳دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۲۴

چکیده

باتولیت آلموقلاق در باختر ایران در پهنه دگرگونه- ماگمایی سنندج- سیرجان جای دارد و شامل سه گروه سنگی گابرویدوریت، کوارتزسینیت و کوارتزمونزونیت (با بیشترین بیرون‌زدگی) است. کوارتزسینیت‌ها و کوارتزمونزونیت‌ها دارای ویژگی‌های متالومینی، بیشتر فروئنی، نوع آلکالی تا آلکالی کلسیک، مقادیر بالای Zr، Ce، Ga، Na₂O+K₂O، Ta، Nb، Y، REE و بی‌هنجاری منفی از عناصر Sr، Eu، Ti هستند و ویژگی‌های مرزی گرانیتوئیدهای نوع A1 و A2 و با تمایل بیشتر به سوی A2 را نشان می‌دهند. بر پایه نمودارهای مختلف، گابرویدوریت‌ها ویژگی‌های مرزی گرانیتوئیدهای نوع A2 و I را دارند و تمایل آنها بیشتر به سوی نوع I است. الگوی قله‌میخی در نمودارهای تاریخ‌نگاری همراه با مقادیر (La/Yb)_{CN} میان ۲/۴ تا ۶/۱ و Ba/La > 3 به فعالیت ماگمایی منطقه در محیط کمان آتشفشانی اشاره دارد و ویژگی‌های (Ba/Rb)_{CN} < 1 و (Ba/Th)_{CN} و نسبت Th/Ta میان ۱ تا ۲۰ نشان می‌دهد که فعالیت کمان آتشفشانی در موقعیت حاشیه قاره‌ای رخ داده است. توده‌های نفوذی آلموقلاق دارای آمفیبول فراوان و بدون بیوتیت و متعلق به پس از برخورد هستند. همچنین وجود ویژگی‌های همچون ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd > 0.512638 و $\epsilon_{\text{Nd}}^t > 0$ و $\epsilon_{\text{Sr}}^t > 0$ مقادیر بالای Ta و Nb و مقادیر خیلی بالای Zr (۵۸۹ ppm) نشان می‌دهد که پس از برخورد اولیه، یک فرورانش فرعی برای مدت طولانی در منطقه وجود داشته است و ماگماهای باتولیت آلموقلاق یا از گوه گوشته‌ای موجود در بالای پهنه فرورانش و یا از گوشته پیرامون قطعات حاصل از لایه‌لایه‌ای شدن سنگ‌کره به وجود آمده‌اند و سیال‌های پهنه فرورانش، گازهای غنی از هالوژن (از گوشته ژرف) و آلایش پوسته‌ای در تشکیل و پتروژنز آنها دخالت کرده است.

کلیدواژه‌ها: گرانیتوئید نوع A، گرانیتوئید نوع I، پتروژنز، فعالیت ماگمایی پس از برخورد، فرورانش، پهنه سنندج- سیرجان، باتولیت آلموقلاق.

*نویسنده مسئول: منوچهر امیری

E- mail: amiran1342@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

بخش جنوب باختری سکو ایران به سه پهنه موازی زاگرس چین‌خورده و رورانده، سنندج- سیرجان و کمان ماگمایی ارومیه- دختر تقسیم شده است (Alavi, 1994) و به عنوان بخش کاملی از سامانه کوهزایی آلپ- هیمالیا در نظر گرفته می‌شود. این منطقه به دلیل تحمل زمین‌ساخت ویژه مناطق همگرا (Ghasemi and Talbot, 2006) جولانگاه فعالیت‌های ماگمایی گسترده‌ای بویژه در مزوزویک و سنوزویک بوده است. بسته شدن دریای نوتیس و محو پوسته اقیانوسی بیشتر توسط رورانش افیولیت‌ها در امتداد پهنه زاگرس در کرتاسه پایانی و پالئوسن پیشین (Agard et al., 2005) و برخی از توده‌های گابرویی در طی ائوسن بالایی به الیگومیوسن مشخص می‌شود و به باور پژوهشگران (Azizi and Moinevaziri, 2009) این توده‌ها و سن آنها نشان می‌دهد که خاتمه پوسته اقیانوسی نوتیس و برخورد صفحه عربی با ایران مرکزی در طی نئوژن نیز ادامه داشته است.

پژوهشگران (Harris et al., 1986) گرانیتوئیدهای مناطق برخورد را به چهار نوع تقسیم کرده‌اند که شامل نوع‌های I پیش از برخورد (غنی از عناصر LIL) s همزمان با برخورد (با نسبت بالای Rb/Zr و Ta/Nb و نسبت پایین K/Rb)، I مربوط به انتها و یا پس از برخورد (با Ta/Zr و Ta/Hf بالاتر از نوع پیش از برخورد) و A مربوط به پس از برخورد (غنی از HFS و LIL) هستند و به ترتیب از ذوب گوه‌گوشته‌ای با دخالت سیال‌ها و اجزای صفحه فرورونده، بخش‌های زیرین صفحه‌های رورانده، گوشته و گوشته موجود در زیر پهنه‌های برخوردی به وجود می‌آیند. گرانیتوئیدهای نوع A وابسته به مذاب‌های گرانیتی- سینیتی هستند که از یک محیط احیایی حاصل و در ژرفای کم پوسته جایگزین می‌شوند (Loiselle and Wones, 1979). این گرانیتوئیدها دارای مقادیر بالای LIL/HFS، K₂O+Na₂O، FeO/MgO و مقادیر کم MgO، Al₂O₃ و CaO هستند و تمایل دارند تا از عناصر Zr، Y، Nb، Ta، Ga و REE غنی و از عناصر Sr، Eu، Ba تهی شوند (Collins et al., 1982). برخی از پژوهشگران منشأ توده‌های نوع A را مشابه توده‌های نوع I می‌دانند و اختلاف آنها را به اختلاف در شرایط حاکم بر ذوب بخشی آنها مانند دمای بالا (Creaser et al., 1991)، فشار کم

(Patino Douce, 1997) و مقدار کم آب (Loiselle and Wones, 1979) نسبت می‌دهند. برخی اصطلاح A را گنج کننده می‌دانند و بر این باورند که این اصطلاح طیف گسترده‌ای از گرانیتوئیدها را با ترکیب و ژنز متفاوت شامل می‌شود و با توجه به اینکه بیشتر گرانیتوئیدهای نوع A فروئنی هستند؛ بنابراین اصطلاح «فروئنی» را به جای A برای آنها به کار می‌برند (Frost and Frost, 2011).

برای گرانیتوئیدهای پهنه سنندج- سیرجان که گرانیتوئیدهای آلموقلاق نیز جزو آنها به شمار می‌روند؛ نوع‌های S، I و A با موقعیت‌های کمان آتشفشانی و درون‌صفحه‌ای گزارش شده است (Ahadnejad, 2013). گرانیتوئیدهای نوع A با حجم کم از مناطقی مانند جنوب دهگلان (Sarjoghian et al., 2015)، شمال باختر ازنا (Shabanian et al., 2009)، چشمه سفید (Davoudian et al., 2007)، قروه- مبارک‌آباد (Azizi and Asahara, 2013) و جنوب خاوری سقر (Sepahi and Athari, 2006) گزارش شده است که تولید آنها به کشش درون کمان آتشفشانی نسبت داده شده است. در این پژوهش سعی شده تا با مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری، ژئوشیمی، ایزوتوپی و سن‌سنجی، منشأ و موقعیت جایگیری زمین‌ساختی توده‌های نفوذی باتولیت آلموقلاق به‌طور مناسب بررسی و شناسایی شود و امید است که نتایج حاصل از آن به فهم سازوکار فعالیت‌های ماگمایی در طی مراحل مختلف فرورانش کمک کند.

۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

باتولیت آلموقلاق در شمال باختری پهنه سنندج- سیرجان و در محدوده‌ی عرض شمالی ۵۹° ۵۱' ۳۴" تا ۳۸° ۳۸' ۳۴" و طول خاوری ۴۸° ۰۶' ۵۸" تا ۴۸° ۱۲' ۳۶" در باختر همدان جای دارد (شکل ۱). این توده‌ها به طول ۲۲ و پهنای ۱۲ کیلومتر در مساحتی بیش از ۲۶۵ کیلومتر مربع رخنمون دارد و متاپلیت‌های تریاس به عنوان سنگ‌های در برگیرنده این توده‌ها معرفی شده‌اند (Mohajjel et al., 2003) که در منطقه آلموقلاق با سه واحد با نام‌های شیست همدان، کمپلکس دگرگونی آلموقلاق و کمپلکس

(Amiri et al., 2016). کوارتز موزونیت‌ها با بافت میکروپورفیری از کانی‌های آمفیبول (۱۵ تا ۲۰ درصد)، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۵۵ درصد)، لوکوسن و ایلمنیت (شکل ۲-الف)، اسفن و مگنتیت (حدود ۱۰ درصد) و کوارتز دانه‌ریز (۱۵ تا ۲۵ درصد) تشکیل می‌شوند. ترمالین‌های نوع اسکورلیتی (اولیه) و حاوی فلئور و برم به ندرت در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-ب). دو نوع آمفیبول در این سنگ‌ها دیده می‌شود؛ یک نوع که به صورت تجمع‌های میکروزیولیتی و به رنگ سبز زیتونی تا قهوه‌ای است که تیتان بیشتری دارد و در مراحل اولیه و در ژرفای بالا متبلور شده‌اند (شکل ۲-پ) و نوع دیگر شامل آمفیبول‌های نیمه‌شکل‌دار و به رنگ سبز است که در مراحل بعدی و در ژرفای کمتر متبلور شده‌اند. وجود بافت گرانوفیری به میزان بسیار کم (شکل ۲-ت) در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که ماگما در آخرین مرحله از تبلور به ناگهانی دچار کاهش فشار و به سطح زمین نزدیک شده است. کوارتز سینیت‌ها با فلدسپار آلکالن بیشتر، همان کانی‌شناسی کوارتز موزونیت‌ها را دارند؛ با این تفاوت که کانی‌های آمفیبول و کدر در کوارتز سینیت‌ها به صورت پراکنده و در کوارتز موزونیت‌ها به صورت لخته‌ای و تجمع پرفیروگلوبول‌های دیده می‌شوند. در همه سنگ‌های نفوذی آموقلاق دو نوع کانی اسفن دیده می‌شود؛ اسفن‌های شکل‌دار به رنگ قهوه‌ای تیره که اولیه هستند و در طی مرحله ماگمایی تشکیل شده‌اند (شکل ۲-ث) و اسفن‌های قهوه‌ای روشن که ثانویه و بدون شکل هستند و بیشتر در پیرامون اسفن‌های اولیه و کانی‌های اپیک دیده می‌شوند. کانی‌های فلدسپار در برخی از سنگ‌ها در اثر سیال‌های گرمابی دگرسان و به کائولینیت و اپیدوت (پستاسیت) تبدیل شده‌اند (شکل ۲-ج). فعالیت دو مرحله‌ای از سیال‌های گرمابی در توده‌های آموقلاق گزارش شده است (زمانیان و رادمد، ۱۳۹۴؛ امیری و همکاران، ۱۳۹۶).

۵- رده‌بندی زمین‌شیمیایی

در نمودار رده‌بندی شیمیایی شکل ۳-الف، سنگ‌های نفوذی آموقلاق در سه میدان مشخص و مجزا جانمایی می‌شوند که با مشاهدات صحرایی همخوانی کاملی نشان می‌دهند. البته در همه نمودارهای سنگ‌شناسی، سنگ‌های اسیدی (کوارتز موزونیت‌ها و کوارتز سینیت‌ها) هم‌ماگما هستند و در یک محدوده‌ی واحد و کاملاً مجزا از محدوده گابرویدیوریت‌ها جای می‌گیرند. سنگ‌های گابرویدیوریت در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (شکل ۳-ب) در میدان سری‌های توله‌ایتی و کالک آلکالن و در نمودار Co-Th (شکل ۳-پ) در میدان سری کالک آلکالن و سنگ‌های اسیدی بیشتر در میدان سری‌های کالک آلکالن با پتاسیم بالا و حتی شوشونیتی جانمایی می‌شوند. در نمودار Al در برابر ASI (شکل ۳-ت) همه نمونه‌ها در میدان سنگ‌های متآلومینی جانمایی شده‌اند. سنگ‌های گابرویدیوریت از نوع منیزی (شکل ۳-ث) و از نوع کلسیک و کالک آلکالیک (شکل ۳-ج) و بر پایه معیارهای ارائه شده (Frost and Frost, 2011) شبیه به گرانیتوئیدهای نوع کردیلران هستند؛ اما کوارتز سینیت‌ها از نوع فروئنی هستند؛ کوارتز موزونیت‌ها روی مرز جدایش نوع‌های فروئنی و منیزی قرار گرفته‌اند و جزو آلکالی‌ها و آلکالی کلسیک‌ها به شمار می‌روند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های اسیدی متعلق به نوع A هستند و در انتهای کوهزایی و یا پس از کوهزایی تشکیل شده‌اند (Frost et al., 2001).

مقادیر ترکیبات $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (9.48 % wt)، Sn (6.9 ppm)، Ga (22.7 ppm) و Ce (85.6 ppm) و Y (57 ppm) در کوارتز موزونیت‌ها و کوارتز سینیت‌های باتولیت آموقلاق زیاد و نزدیک به میانگین مقادیر ارائه شده برای گرانیتوئیدهای نوع A است و میانگین مقدار Zr (589 ppm) بیشتر از مقدار آن در گرانیتوئیدها نوع A با میانگین 528 ppm (Chappell and White, 1974) است. در نمودارهای متمایزکننده $10000\text{Ga}/\text{Al}$ در برابر Nb و Zr (شکل ۴-الف) همه کوارتز موزونیت‌ها و کوارتز سینیت‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A و گابرویدیوریت‌ها در میدان نوع‌های I و S جای می‌گیرند. بیشتر کوارتز سینیت‌ها و کوارتز موزونیت‌های در نمودار Y/Nb در برابر Ce/Nb (شکل ۴-ب) و نمودار مثلثی Ce-Y-Nb

چنان‌راشخ شناخته می‌شوند. در سنگ‌های دگرگونی منطقه، چهار نسل از دگرشکلی شناسایی شده است که نسل چهارم از نوع دگرریختی شکناست و با گسل‌هایی با روند شمال خاوری- جنوب باختری همراهی می‌شود. شواهد نشان می‌دهد که گابرویدیوریت‌ها همزمان و یا کمی پس از دگرریختی نسل اول و کوارتز سینیت‌ها پس از دگرریختی نسل دوم در منطقه تزریق شده‌اند (محجل و ایزدی کیان، ۱۳۸۶). با توجه به سن گابرویدیوریت‌ها (144 Ma توسط ولی‌زاده، ۱۳۵۵) و سن کوارتز سینیت‌ها (122 Ma در این پژوهش)، تصور می‌شود که زمان دگرشکلی نسل اول مربوط به انتهای ژوراسیک است. تمایل گرانیتوئیدهای آموقلاق به نوع A بیانگر فاز کششی موضعی پس از فاز فشاری مولد دگرریختی نسل دوم است. در دگرگونی‌های مجاور باتولیت الوند نیز چهارمرحله از دگرشکلی شناسایی شده است که گرانیتوئیدهای الوند با سنی از 153 Ma تا 163 Ma (Shahbazi et al., 2010) همزمان و یا کمی پس از دگرریختی نسل دوم تشکیل شده‌اند (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۳). روند محور چین‌های نسل سوم در پیرامون الوند با روند دگرشکلی نسل دوم در آموقلاق همسان و احتمالاً همزمان است.

۳- روش پژوهش

در خلال برداشت‌های دقیق صحرایی، در مجموع ۸۰ نمونه از بیرون‌زدگی‌های با کمترین آثار هوازدگی در طی عملیات ۲۰ روزه برداشت و از آنها ۸۵ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و مورد مطالعه سنگ‌نگاری قرار گرفت. پس از مطالعات دقیق، ۲۲ نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب و پودر شد و هر کدام به وزن ۷۵ گرم جدا و برای تعیین میزان عناصر اصلی و کمیاب به آزمایشگاه اکم (Act Lab, Acme) در ونکوور کانادا فرستاده و به روش ICP-MS-LF200 تجزیه شدند (جدول ۱) در این روش حد آشکارسازی برای اکسیدهای اصلی حدود ۰/۰۰۲ تا ۰/۰۴ درصد و برای عناصر کمیاب حدود ۰/۰۱ تا ۲۰ ppm بوده است. افزون بر این، ۱۴ دیسک صیقلی مربع شکل و با ابعاد $۱ \times ۱ \times ۰/۵$ سانتی‌متر برای شناسایی فاز کانی‌ها و گرفتن تصاویر الکترونی تهیه شد. این نمونه‌ها، ابتدا با ستبرایی معادل ۲۰ نانومتر از کربن پوشش داده شدند و سپس توسط میکروسکوپ الکترونی از نوع MIRA3 field emission و با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ای معادل ۱۵ kv در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه لرستان مورد مطالعه و تصویربرداری قرار گرفتند؛ سپس لایه کربن از سطح نمونه‌ها پاک و با عنصر طلا به روش کندوپاش با ستبرایی برابر با ۱۰ نانومتر پوشش داده شد و دوباره مورد بررسی و تصویربرداری قرار گرفتند. افزون بر این ۷ نمونه از پودر سنگ کل و هر کدام به وزن ۵۰ گرم برای تعیین مقادیر ایزوتوپی Sr و Nd به آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه آویرو (Aveiro) در پرتقال فرستاده و تجزیه شد (جدول‌های ۲ و ۳). نتایج تجزیه‌ها به کمک برنامه‌های GCDkit با زبان R (Janoušek et al., 2006) و Corel Draw و Excel بررسی، نمودارهای سنگ‌شناسی لازم تهیه و محاسبات آماری انجام شد.

۴- سنگ‌نگاری

در باتولیت آموقلاق سه نوع توده‌ی نفوذی، شامل گابرویدیوریت (GD)، کوارتز سینیت (QS) و کوارتز موزونیت (QM) دیده می‌شود که به ترتیب حدود ۱۵، ۲۵ و ۶۰ درصد از سطح بیرون‌زدگی‌ها را پوشش می‌دهند (شکل ۱). مرز کوارتز موزونیت با دیگر توده‌ها شارپ است. کوارتز سینیت به صورت آنکلاو ریز در برخی نقاط در کوارتز موزونیت و در برخی نقاط به صورت لکه روی آن دیده می‌شود.

در مقاطع میکروسکوپی سنگ‌های گابرویدیوریت با بافت گرانولار از کانی‌های آمفیبول (۳۰ تا ۳۵ درصد)، ایلمنیت با حاشیه لوکوسنی و مگنتیت (۴ درصد)، اسفن (۲ درصد)، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۰ درصد) و کمی کوارتز دانه‌ریز در زمینه (۳ تا ۱۰ درصد) تشکیل می‌شوند. بیشتر فلدسپارها از نوع الیگوکلاز و آندزین هستند؛ ولی در برخی از نمونه‌ها، لابرادوریت یا آلپیت نیز دیده می‌شود

لحظه‌ای نیست؛ بلکه دوره‌های پیش، همزمان و پس از برخورد هر کدام ممکن است یک دوره طولانی را شامل شود. بررسی‌های ژئوفیزیکی در آلپ و هرسی‌نین نشان می‌دهد که یک دوره ۳۰ تا ۵۰ میلیون ساله برای فرورانش‌های فرعی پس از برخورد وجود داشته است (Harris et al., 1986).

بررسی شکل ۷- الف نشان می‌دهد که از Lu تا Sm الگوی عناصر کمیاب در گابرویدیوت‌ها با الگوی این عناصر در مورب (MORB) موازی و منطبق است. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که منشأ مادر ماگما کاملاً شبیه به منشأ مادر مورب (گوشته تهی شده) و درجه ذوب بخشی نیز نزدیک به درجه ذوب برای تولید بازالت مورب بوده است. از Sm تا Cs (بخش هاشور خورده) نسبت به مورب غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای وجود دارد و این نشان می‌دهد که بخشی از این عناصر تحت تأثیر فرایندهای دیگر برای نمونه از سیال‌ها (حاصل آبردایی) و یا از مذاب‌های کم و آب‌دار از صفحه فرورو کسب شده‌اند (Tatsumi et al., 1995). به باور برخی (Pearce and Peate, 1995) عناصر یاد شده و به‌ویژه دو عنصر Ta و Th در شرایط فرورانش در فازهای فرعی پوسته فرورونده باقی نمی‌مانند و وارد فاز سیال می‌شوند و در متاسوماتیسم و ذوب گوه گوشته‌ای شرکت می‌کنند. الگوی عناصر کمیاب در کوارتزموزنویت‌ها و کوارتزسینیت‌ها نیز در بخش عناصر HREE از Lu تا Dy موازی مورب و کمی غنی‌تر است که نشان می‌دهد ماگمای اولیه آنها با درجه ذوب کمی متفاوت نسبت به مورب از گوشته تهی شده ایجاد شده است. الگوی عناصر کمیاب در شکل ۷- الف و ب نشان می‌دهد که عناصر Rb، Zr، Th، U، K بی‌هنجاری مثبت و عناصر Sr، Ti، Nb، P، Ba بی‌هنجاری منفی دارند. الگوی عناصر خاکی کمیاب (شکل ۷- پ) نشان می‌دهد که این عناصر در بخش عناصر سنگین افقی و هموار و در بخش عناصر سبک با شیب مثبت و نسبت به HREE دارای غنی‌شدگی نسبی بیشتری هستند. الگوی قله‌ای (میخی) شامل بی‌هنجاری مثبت Th، K، Zr و Rb و بی‌هنجاری کمی منفی در Nb همراه با مقادیر $(La/Yb)_{CN}$ برابر با ۲/۴ تا ۶/۱ و نسبت Ba/La بیشتر از ۳ (Arculus and Powell, 1986) در همه نمونه‌های تجزیه شده نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی در محیط کمان آتشفشانی صورت گرفته است. همچنین غنی‌شدگی بالای Ba و نسبت $(Ba/Rb)_{CN}$ و $(Ba/Th)_{CN}$ کمتر از ۱ (Wilson, 1989) نشان می‌دهد که محیط فرورانش از نوع حاشیه قاره‌ای است. به‌طور کلی نتایج و ویژگی‌هایی حاصل از نمودارهای الگوی پراکنش عناصر کمیاب برای باتولیت آلموقلاق به شرح زیر خلاصه می‌شود:

۱) بی‌هنجاری منفی Eu در کوارتزموزنویت‌ها و کوارتزسینیت‌ها، نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها در هنگام حرکت به سطح زمین دستخوش تبلور و خروج پلاژیوکلازها در ژرفای کمتر از ۳۰ کیلومتر (Powell, 1978) شده است. در گابرویدیوت‌ها بی‌هنجاری منفی Eu کم است که نشان از خروج کم پلاژیوکلاز از ماگما پیش از تبلور و تشکیل این سنگ‌ها دارد.

۲) استرانسیم در سنگ‌های گابرویدیوت بی‌هنجاری مثبت دارد که ناشی از تبلور و خروج پیروکسن از ماگما پیش از تبلور و تشکیل این سنگ‌هاست. در کوارتزموزنویت‌ها و کوارتزسینیت‌ها بی‌هنجاری منفی از استرانسیم دیده می‌شود که دلیل آن تبلور و خروج بیشتر پلاژیوکلازها در هنگام بالاآمدگی ماگما و پیش از تبلور و تشکیل سنگ‌های یاد شده است.

۳) الگوی نمودارهای عنکبوتی و عناصر خاکی کمیاب در کوارتزموزنویت‌ها و کوارتزسینیت‌ها با هم موازی و تقریباً برهم منطبق است و نشان می‌دهد که سنگ منشأ و ماگمای مادر آنها مشترک بوده است. همچنین توازی و تشابه میان الگوی این عناصر در سنگ‌های اسیدی و گابرویدیوت‌ها نشان می‌دهد که آنها از ذوب سنگ منشأ مشابهی به وجود آمده‌اند که البته نشان‌دهنده هم‌ماگما بودن آنها نیست.

۴) تیتانیوم (Ti) در کوارتزسینیت‌ها و کوارتزموزنویت‌ها بی‌هنجاری منفی دارد. بیشتر تصور می‌شود که این بی‌هنجاری ناشی از باقی ماندن کانی‌های مقاوم دارای Ti (مانند روتیل) در پهنه فرورونده، تبلور فازهای تیتان- آهن‌دار (Sun et al., 2011)

(شکل ۴- پ) در میدان‌های مربوط به زیرگروه A2 جانمایی می‌شوند که البته همگی آنها در مجاورت مرز میان زیرگروه A1 و A2 و حتی برخی از نمونه‌ها در میدان A1 جای گرفته‌اند که حالت گذر از سنگ‌های ساب‌آلکالن به سوی پرآلکالن را نشان می‌دهند. به باور برخی (Eby, 1992) گرانیتوئیدهای A1 شبیه به بازالت‌های جزایر اقیانوسی در نمودار Y/Nb در برابر Ce/Nb در میدان OIB جای می‌گیرند در صورتی که گرانیتوئیدهای زیرگروه A2 با میانگین پوسته و بازالت‌های جزایر کماتی همخوانی دارند و مربوط به پس از برخورد و مناطق حاشیه قاره‌ها هستند (Whalen et al., 1987).

۶- محیط زمین‌ساختی

در نمودارهای Yb در برابر Ta و Y در برابر Nb (شکل‌های ۵- الف و ب) کوارتزموزنویت‌ها و کوارتزسینیت‌ها در محدوده‌ای جای می‌گیرند که گرانیتوئیدهای مربوط به بخش‌های ناهنجار پشته‌های میان اقیانوسی (MAR 45° N) با گرانیتوئیدهای مربوط به بخش‌های ضعیف شده از سنگ‌کره درون‌صفحه‌ای همپوشانی دارند. در این نمودارها بیشتر نمونه‌های گابرویدیوت در میدان مربوط به کمان آتشفشانی و برخی از آنها نیز در محدوده‌ای درون‌صفحه‌ای جانمایی شده‌اند. در این نمودارها بیشتر نمونه‌ها با حالت پیوسته، دارای روند همسان و در امتداد هم هستند و نشان می‌دهند که سنگ منشأ (مادر ماگماها) آنها مشابه بوده است. در نمودارهای Rb در برابر Yb+Ta (شکل ۵- پ) نمونه‌ها پراکنده هستند و روند مشخصی ندارند که احتمالاً ناشی از آلیش ماگما و یا تأثیر دگرسانی بر عنصر متحرک Rb است.

در نمودار Ta/Yb در برابر Th/Yb (شکل ۶- الف) میانگین مقدار نسبت Th/Ta در گابرویدیوت‌ها برابر با ۵/۱۴ و در کوارتزسینیت‌ها برابر با ۴/۱۲ و دارای روند غنی‌شدگی درون‌صفحه‌ای است و همگی در محدوده منطقه درون‌صفحه‌ای جانمایی می‌شوند. در صورتی که کوارتزموزنویت‌ها با میانگین ۶/۹۶ در میدان سنگ‌های حاشیه قاره‌ای جای می‌گیرند و روند کم آلیش پوسته‌ای را از خود نشان می‌دهند. در نمودار Th/Ta در برابر Yb (شکل ۶- ب) وضعیت کاملاً مشابهی دیده می‌شود. در نمودار Ta در برابر Th (شکل ۶- پ) کوارتزسینیت‌ها و گابرویدیوت‌ها و برخی از کوارتزموزنویت‌ها با نسبت Th/Ta معادل با ۵/۸ در مجاورت خط مرزی میدان حاشیه قاره‌ای با میدان فعالیت ماگمایی درون قاره‌ای (Th/Ta=6) جای می‌گیرند و نشان می‌دهند که ماگمای اولیه از گوشته‌ای که تحت تأثیر سیال‌ها و محلول‌های حاصل از تیغه فرورونده بوده است سرچشمه گرفته است.

به نظر می‌رسد که کمی ناهمخوانی میان موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای شکل ۵ با موقعیت آنها در نمودارهای شکل ۶ وجود دارد. مثلاً گابرویدیوت‌ها در شکل ۵ در موقعیت کمان آتشفشانی و در شکل ۶ در موقعیت کاملاً مرزی و حتی درون‌صفحه‌ای جای می‌گیرند؛ اینها از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به فرورانش است که پس از برخورد تشکیل می‌شوند و مقدار Ta بیشتری نسبت به ماگماهای نوع کوردیلرانی (پیش از برخورد) دارند (Harris et al., 1986).

همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد از مناطق برخوردی، چهار گروه فعالیت ماگمایی نفوذی با استفاده از عناصر کمیاب Ta، Rb، Hf شناسایی و گزارش شده است (Harris et al., 1986) که شدت، میزان و بود و نبود آنها به وضعیت فیزیکی و زمین‌شناسی منطقه بستگی دارد. به باور پژوهشگران هنگامی که پوسته اقیانوسی پیش از فرورانش و برخورد، همانند آلپ (Harris et al., 1986) گسترش کمی داشته باشد؛ نفوذی‌های پیش از برخورد تشکیل نمی‌شوند. در منطقه پهنه سنندج- سیرجان نیز به علت گسترش نیافتن پوسته اقیانوسی مربوط به نوتیس، احتمال تشکیل نفوذی‌های پیش از برخورد ضعیف است. نبود بیوتیت در این سنگ‌ها و وجود آمفیبول فراوان در آنها تأیید می‌کند که این توده‌ها پس از برخورد تشکیل شده‌اند؛ به هر حال وابستگی توده‌های نفوذی آلموقلاق به فرورانش از یک سو و تعلق آنها به فعالیت‌های پس از برخورد نشان می‌دهد که یک فرورانش فرعی و یا لایه لایه شدن سنگ کره پس از برخورد در منطقه وجود داشته است. برخلاف تصور اولیه، برخورد یک رویداد

نفوذی آموقلاق بوده است. در نمودارهای شکل‌های ۹- پ و ت بیشتر نمونه‌ها در میدان I جانمایی می‌شوند و غنی‌شدگی همزمان Sm و Rb را نشان می‌دهند که با ویژگی‌های ژئوشیمیایی این عناصر در تضاد است؛ غنی‌شدگی در Sm/Nd نشان می‌دهد که منشأ اولیه و اصلی ماگما نمی‌تواند از سنگ‌های پوسته‌ای شامل پوسته اقیانوسی فرورو، رسوبات دریایی فرور و یا پوسته زیرین قاره‌ای باشد. در این نمودارها، بیشتر نمونه‌ها، درجه همسانی از غنی‌شدگی Sm/Nd از خود نشان می‌دهند و تمایل به قرارگیری در امتداد یک خط افقی دارند که خود نشانه‌ای از دخالت سیال‌های حاصل از ورقه فرورونده است. آب دریا نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (غلظت Sr حدود ۸ پی‌پی‌ام) و مقدار کم Nd (۰/۰۰۰۲۶ پی‌پی‌ام) دارد. بنابراین ممکن است نسبت‌های ایزوتوپی بازالت‌های کف اقیانوس در مناطق گرم در اثر واکنش با آب دریا افزایش یابد (Hart et al., 1974). هنگامی که بخش بالایی سنگ‌کره فرورونده به همراه رسوبات روی آن فرورانش می‌کند؛ توزیع دما و فشار در صفحه فرورونده (Oxburgh and Turcotte, 1970) سبب تبدیل بازالت به آمفیبولیت و سپس آکلوزیت می‌شود (Green, 1973). سیال حاصل از آگیری که $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و سدیم بالایی دارد؛ به سوی گوه‌گوشته‌ای حرکت می‌کند و سبب کاهش دمای ذوب و بالا رفتن نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در ماگمای تولید شده از گوشته می‌شود.

۹- بحث

گرانیتوئیدهای بیوتیتی و لوکوکراتی باتولیت الوند که در مجاورت آموقلاق جای گرفته‌اند؛ از نوع S و مربوط به زمان برخورد هستند و سن آنها (Shahbazi et al., 2010) نشان می‌دهد که برخورد در این منطقه از ۱۵۳ Ma تا ۱۶۳ Ma پیش (ژوراسیک میانی) به طول انجامیده است. بررسی میکروساختارها نشان می‌دهد که سنگ‌های دگرگونی الوند دچار چهار مرحله از دگرشکلی شده و گرانیتوئیدهای الوند همزمان و یا کمی پس از دگرشکلی نسل دوم تشکیل شده‌اند (ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۳). در منطقه آموقلاق نیز ۴ نسل از دگرریختی شناسایی شده است که توده‌های گابروئید پوس از نسل اول و توده‌های اسیدی پس از نسل دوم نفوذ کرده‌اند (محجل و ایزدی کیان، ۱۳۸۶). روند محورهای دگرشکلی نسل دوم در آموقلاق با روند دگرشکلی نسل سوم در الوند (N165) موازی است و این نشان می‌دهد که توده‌های نفوذی آموقلاق جوان‌تر از گرانیتوئیدهای باتولیت الوند هستند؛ این موضوع با سن ۱۴۴ Ma برای گابروئید پوسها و ۱۲۲ Ma برای سنگ‌های اسیدی همخوانی دارد. توده‌های اسیدی در آموقلاق از نوع فروئیتی، آلکالی تا آلکالی کلسیک و A2، بدون بیوتیت و دارای آمفیبول فراوان هستند؛ این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های یاد شده پس از برخورد حاصل شده‌اند. توده‌های گابروئید نیز با قرارگرفتن در موقعیت کمان‌آتشفشانی (نمودارهای Pearce et al., 1984) و درون صفحه‌ای (نمودار مثلثی Harris et al., 1986) و داشتن مقادیر بالای Ta مربوط به پس از برخورد هستند. گسترش نیافتن نوتیس که شبیه به آلپ بوده است (Harris et al., 1986)؛ درستی تعلق نفوذی‌های آموقلاق به مرحله پس از برخورد را تأیید می‌کند. وجود الگوی قله‌میخی در نمودارهای عنکبوتی همراه با مقادیر $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{CN}} > 2/4$ تا $6/1$ ، $(\text{Ba}/\text{La})_{\text{CN}} > 3$ ، $(\text{Ba}/\text{Th})_{\text{CN}} < 1$ و نسبت Th/Ta میان ۱ تا ۲۰ نشان می‌دهد که این سنگ‌ها وابسته به فرورانش حاشیه قاره‌ای هستند و با توجه به اینکه پس از برخورد حاصل شده‌اند؛ بنابراین یک فرورانش فرعی در منطقه برای مدت به نسبت طولانی (شبیه به آلپ) قابل تصور است.

برخی از پژوهشگران (Collins et al., 1982) به تشکیل ماگما‌های اولیه نوع A در اثر ذوب بخشی سنگ‌های بدون آب در پوسته زیرین اشاره دارند و برخی (Anderson, 1983) سنگ‌های تونالیتی تا گرانودیوریتی را به عنوان سنگ‌های منشأ برای ذوب بخشی و تشکیل ماگمای نوع A پیشنهاد کرده‌اند. طبق مطالعات آزمایشگاهی (Skjerlie and Johnston, 1993; Patino Douce, 1997) از ذوب بخشی تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های منیزی در فشار بیشتر از ۸ کیلوپار، مذاب

و یا تبلور آمفیبول‌های اولیه با تیتان بالا (Wilson, 1989) باشد. همبستگی میان مقادیر TiO_2 و SiO_2 ($r=0.9$) و میان TiO_2 و Eu/Eu^* بیانگر وابستگی نبود تیتانیم به فرایند تفریق و شرکت مقادیر بیشتری از Ti در آمفیبول‌های اولیه است؛ در گابروئیدها آمفیبول با تیتان متوسط (هاستینگزیت و مگنزئوهایستینگزیت) و با فراوانی بالا وجود دارد (Amiri et al., 2016). در صورتی که در سنگ‌های اسیدی مقدار آمفیبول‌های نوع ماگمایی کمتر است و بیشتر به میکروآنکلاوهای آلومینو- فرورماکتیتی (Amiri et al., 2016) محدود می‌شود.

۵) میانگین غلظت زیرکیم به‌طور قابل ملاحظه‌ای بالاست (شکل‌های ۷- الف و ب). هنگامی که در محیط تشکیل و یا تبلور ماگما مقادیر زیادی فلئوئر (F) و یا کلر (Cl) وجود داشته باشد (مانند حضور تورمالین‌های نوع اسکورلیتی در آموقلاق)، شبکه آلومینوسیلیکات‌هایی که با یون‌های با بار بالا (مانند عنصر Zr) پیوند برقرار کرده‌اند؛ ناپایدار می‌شود و در عوض کمپلکس‌های پایداری از این یون‌ها در سیال و مذاب ایجاد می‌شود. همچنین فرونی آلکالی‌ها نسبت به آلومینیم و یا وجود فلئوئر (F) موجب تأخیر در تبلور زیرکن و تشکیل کمپلکس‌های زیرکنو- فلوراید در مذاب باقیمانده می‌شود (Whalen et al., 1987). این پدیده‌ها سبب افزایش غلظت Zr در مذاب حاصل از سنگ مادر و مذاب باقیمانده از تبلور تفریقی می‌شود. پژوهشگران (Harris and Marriner, 1980) با استفاده از گازهای غنی از هالوژن با منشأ گوشته، مذاب‌هایی با غنای بالا از آلکالی‌ها و عناصر HFS تولید کرده‌اند.

۷- دیگر فرایندهای مؤثر در پتروژن

ناپیوستگی میان سنگ‌های اسیدی و گابروئید پوسها در نمودارهای نوع هارکر و فرونی حجم و سطح بیرون‌زدگی سنگ‌های اسیدی نسبت به گابروئید پوسها بیانگر بی‌مدال بودن ماگما‌های مادر باتولیت آموقلاق است. همبستگی بالا در نمودارهای نوع هارکر و نمودارهای شکل‌های ۸- الف و ب (عناصر به شدت ناسازگار با ضریب جدایش مشابه) نشان می‌دهد که دو ماگمای مادر یا به‌صورت دو پالس مجزا از یک مخزن ماگمایی و یا به‌صورت مجزا از ذوب سنگ منشأ مشابهی حاصل شده‌اند که البته نمودار شکل ۷- الف حالت دوم را تأیید می‌کند. در نمودار Yb/Ta در برابر Y/Nb (شکل ۸- پ)، نمونه‌ها روی منحنی مجانب با همبستگی بالا جای می‌گیرند که خود نشانه‌ای از ناهمگنی در سنگ منشأ ماگما‌هاست. طبق اطلاعات علمی (Rollinson, 1993)، با توجه به اینکه نمونه‌ها در نمودارهای V در برابر Cr و Cr در برابر Co (شکل ۸- پ در C1 و C2) حالت پراکنده دارند؛ بنابراین وجود ناهمگنی (دخالت ترکیب‌های چندمنشأیی شامل: سیال‌های ژرف گوشته، گوشته سست کره‌ای و سیال‌های صفحه فرورونده) در سنگ منشأ مادر ماگما‌ها تأیید می‌شود.

۸- نسبت‌های ایزوتوپی

با استفاده از داده‌های ایزوتوپی (جدول ۲) نمودار شکل ۹- الف رسم و به کمک آن سنی معادل با 131 ± 25 Ma برآورد شد. نوسان زیاد در سن (۲۵ Ma) و مقدار بالای MSWD نشان از ناهم‌سنی سنگ‌ها و یا آلاش دارد. بنابراین برای برآورد سن سنگ‌های اسیدی، ایزوکرون سنگ کل آنها با استفاده از چهار نمونه (شکل ۹- ب) رسم و سنی معادل با ۱۲۲ Ma برای آنها برآورد شد. به علت اینکه تعداد تجزیه‌های مربوط به گابروئید پوسها کمتر از ۴ نمونه است؛ سن ۱۴۴ Ma (ولی‌زاده و زرعیان، ۱۳۵۵) برای آنها انتخاب شد و نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادیر ϵ_{Nd}^t و ϵ_{Sr}^t یک بار بر پایه ۱۲۲ Ma برای سنگ‌های اسیدی و بر پایه ۱۴۴ Ma برای گابروئید پوسها و بار دیگر بر پایه ۱۳۱ Ma برای همه سنگ‌ها به دست آمد (جدول‌های ۲ و ۳). مقادیر $\epsilon_{\text{Nd}}^{131}$ و $\epsilon_{\text{Sr}}^{131}$ و $\epsilon_{\text{Nd}}^{143}$ و $\epsilon_{\text{Sr}}^{143}$ مقادیر مثبت و نسبت‌های کنونی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از نسبت کنونی مخزن هم‌شکل کندریتی (۰/۵۱۲۶۳۸) است. همه این شواهد نشان می‌دهند که ذوب در گوشته تهی شده منشأ اصلی ماگما‌های مادر توده‌های

Zr+Ce+Y تفاوت در ماگمای مادر این سنگ‌ها را تأیید می‌کند. البته توزی از الگوی نمودارهای عنکبوتی و دیگر شواهد نشان می‌دهد که همه ماگماهای نفوذی آلموقلاق از سنگ منشأ مشابهی (گوه گوشته‌ای) به وجود آمده‌اند.

- مقادیر ϵ_{Nd}^t در توده‌های نفوذی آلموقلاق مثبت و مقادیر $^{143}Nd/^{144}Nd$ بیشتر از مقدار کنونی آن در مخزن هم‌شکل کندریتی است؛ این موضوع نشان می‌دهد که ماگما از گوشته منشأ گرفته است و هیچ یک از توده‌های نفوذی حاصل ذوب بخشی پوسته زیرین نیستند.

- در سنگ‌های منطقه مقادیر Ta, Rb, K, U, Zr, Th و به ویژه Zr بالاست و الگوی قله‌میخی از خود نشان می‌دهند و Nb هر چند نسبت به عناصر مجاورش بی‌هنجاری منفی دارد؛ ولی مقدار این عنصر بالاست؛ اینها از ویژگی‌های ماگماهای وابسته به گوشته است که در تشکیل آنها سیال‌های حاصل از صفحه فرورونده، سیال‌های هالوژن‌دار مشتق شده از گوشته و آرایش پوسته‌ای دخالت کرده است.

- توده‌های نفوذی آلموقلاق ویژگی‌هایی همچون $\epsilon_{Sr}^t > 0$, $\epsilon_{Nd}^t > 0$, $(Th/Ba)_N > 1$, $(Rb/Ba)_N > 1$, $Ba/La > 3$ ، الگوی مشخص قله میخی در عناصر K, Sr, Zr, Th و Rb، غنی‌شدگی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، آمفیبول‌های نوع کلسیک و بی‌هنجاری منفی و ضعیف عنصر Nb نسبت به عناصر مجاور دارند؛ بنابراین این توده‌ها وابسته به فعالیت ماگمایی حاصل از فرورانش در حاشیه قاره‌ای هستند.

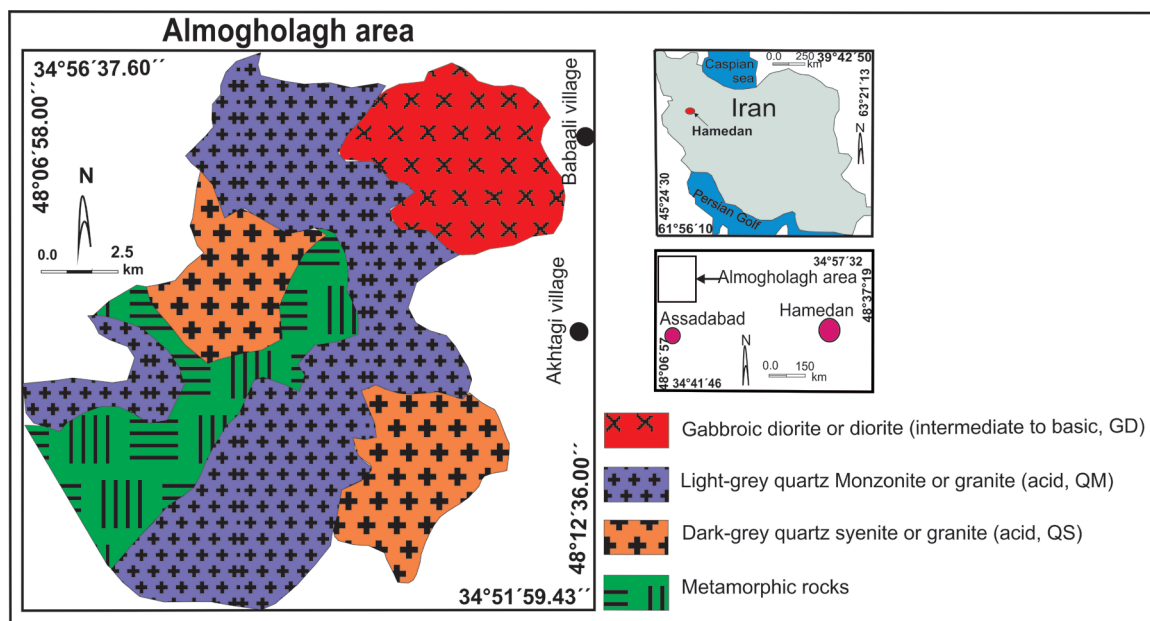
- بر پایه نمودارهای مختلف، گابرویدیوریت‌ها آلموقلاق ویژگی‌های مرزی گرانیتوئیدهای نوع A2 و نوع I پس از برخورد را دارند و در اینجا به عنوان گرانیتوئیدهای نوع IA (با تمایل بیشتر به سوی I) معرفی می‌شوند. سنگ‌های اسیدی باتولیت آلموقلاق ویژگی‌های مرزی گرانیتوئیدهای نوع A1 و A2 را نشان می‌دهند و با داشتن ویژگی‌های آلكالی و فروتنی، مربوط به فعالیت‌های کششی پس از برخورد هستند. نبود بیوتیت در این سنگ‌ها و فراوانی وجود آمفیبول در آنها تأیید می‌کند که این سنگ‌ها پس از برخورد به وجود آمده‌اند.

پراکندگی تولید می‌شود. از آنجا که گرانیتوئیدهای آلموقلاق متاآلومینی هستند و با داشتن میکروزیئولیت‌هایی از آمفیبول نوع آلومینوفروچرماکیتی از ژرفای زیاد (فشار بیشتر از ۱۵ کیلو بار) حاصل شده‌اند (Amiri et al., 2016)؛ بنابراین این نفوذی‌ها حاصل ذوب تونالیت و یا گرانودیوریت منیزی نیستند. همچنین آزمایش‌ها نشان می‌دهد (Bogaerts et al., 2006) که از ذوب بخشی سنگ‌های فروتونالیتی و فروگرانودیوریتی در همه شرایط فشاری، مذاب‌های کالک آلكالی نوع منیزی تولید می‌شود و از آنجایی که سنگ‌های اسیدی منطقه بیشتر از نوع آلكالی-فرونی هستند؛ بنابراین ذوب بخشی فروتونالیت‌ها و فروگرانودیوریت‌ها نیز نمی‌تواند ماگمای توده‌های آلموقلاق را تولید کند. از مقایسه ترکیب سنگ‌های تونالیتی، گرانودیوریتی و مذاب‌های آزمایشگاهی تولید شده از آنها با ترکیب سنگ‌های آلموقلاق، همپوشانی قابل ملاحظه‌ای دیده نمی‌شود (شکل ۱۰) و در نتیجه، ایده تولید ماگمای مادر سنگ‌های اسیدی از ذوب بخشی پوسته زیرین تأیید نمی‌شود. از سوی دیگر با توجه به اینکه در همه نمونه‌های متعلق به آلموقلاق، نسبت $^{143}Nd/^{144}Nd$ بیشتر از ۰/۵۱۲۶۳۸ و مقادیر ϵ_{Nd}^t مثبت و افزون بر آن مقادیر نسبت‌های Ta/Y و Zr/Hf بیشتر از گوشته و کمتر از میانگین پوسته زیرین است؛ این شواهد نشان می‌دهد که سنگ منشأ مادر ماگماها در آلموقلاق، همان گوشته تهی شده است. توزی الگوی عناصر سنگین در توده‌های آلموقلاق با الگوی آنها در موب، منشأ گوشته تهی شده را تأیید می‌کند.

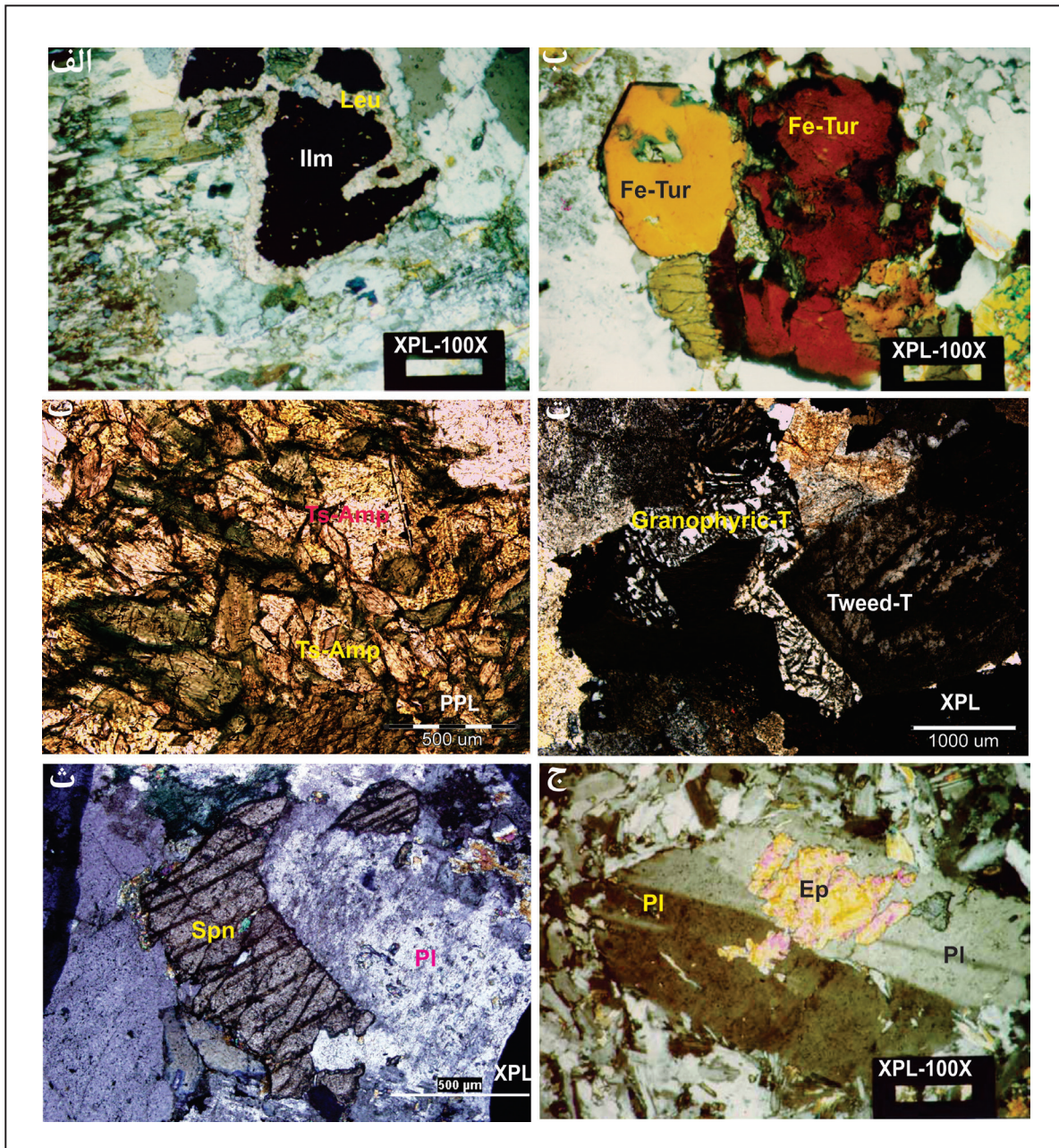
۱۰- نتیجه‌گیری

بر پایه مشاهدات صحرایی و نتایج آزمایشگاهی و تجزیه و تحلیل نمودارها نتایج زیر حاصل شده است:

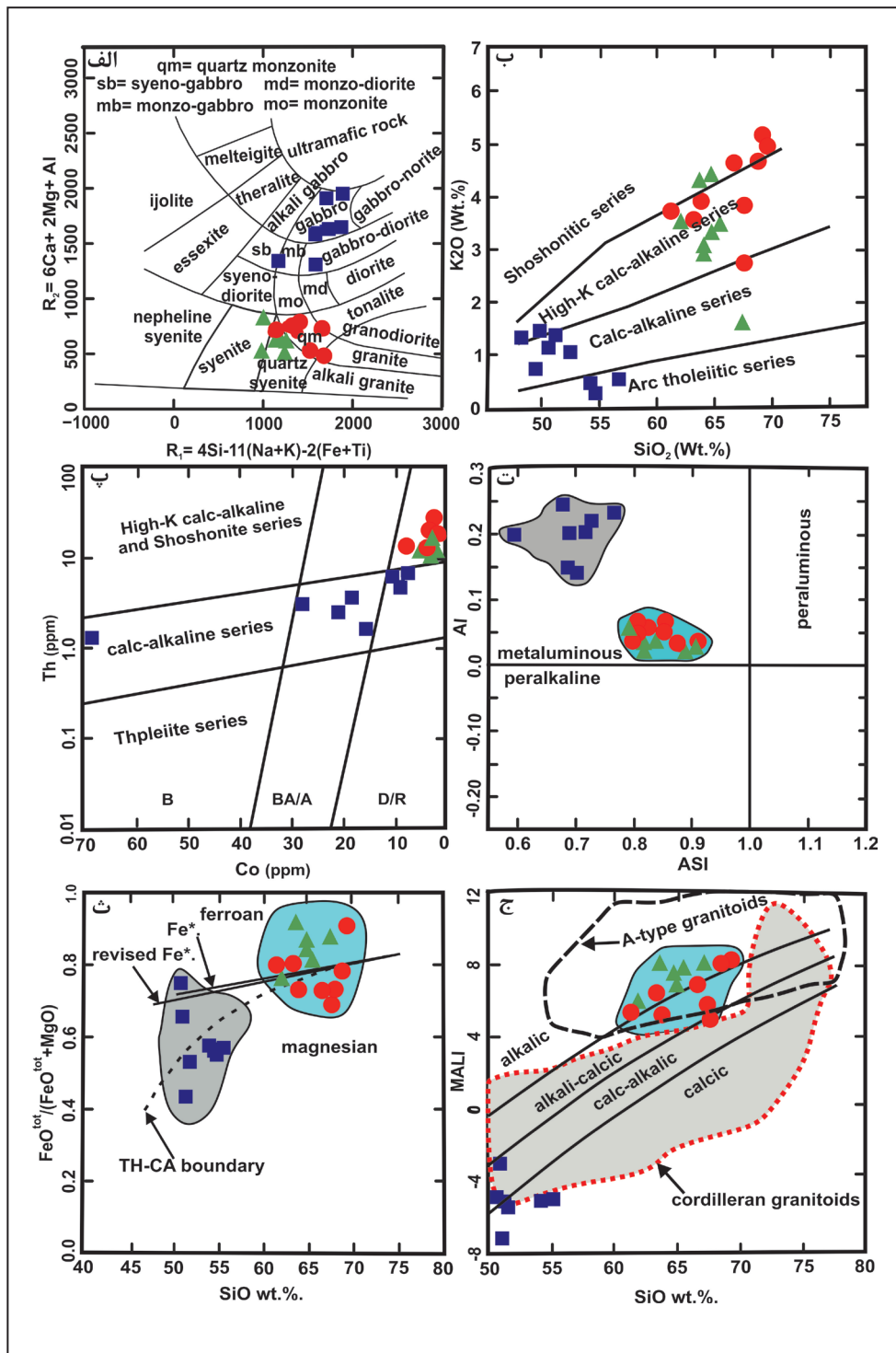
- ناپوستگی سنگ‌های اسیدی و گابرویدیوریت‌ها در نمودارهای نوع هارکر، نشان می‌دهد که آنها مستقیماً از یک ماگمای واحد تفریق نیافته‌اند. حجم بیشتر سنگ‌های اسیدی نسبت به گابرویدیوریت‌ها و همروند نبودن آنها در نمودار Rb/Ba در برابر



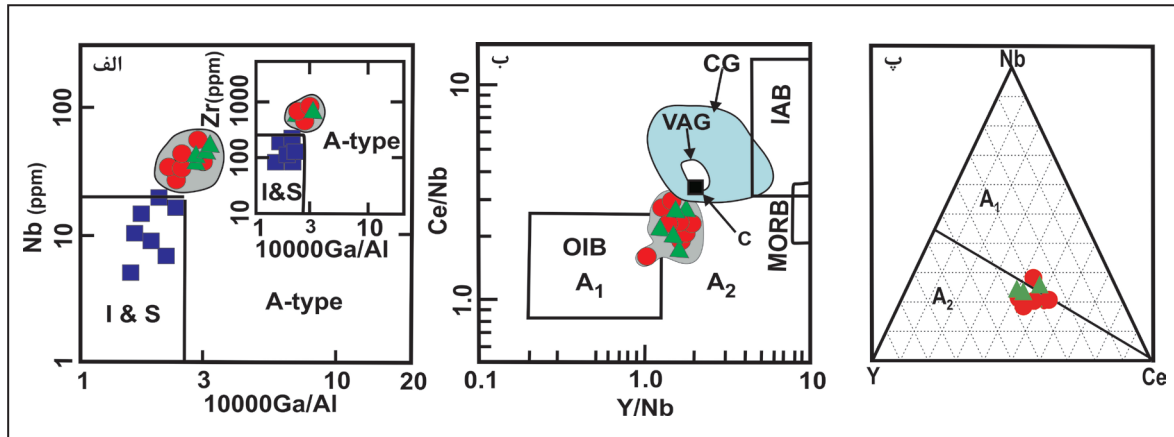
شکل ۱- نقشه ترکیب سنگی توده‌های نفوذی آلموقلاق که بر پایه بررسی‌های میدانی، میکروسکوپی، شیمیایی و تصاویر ماهواره‌ای تهیه شده است.



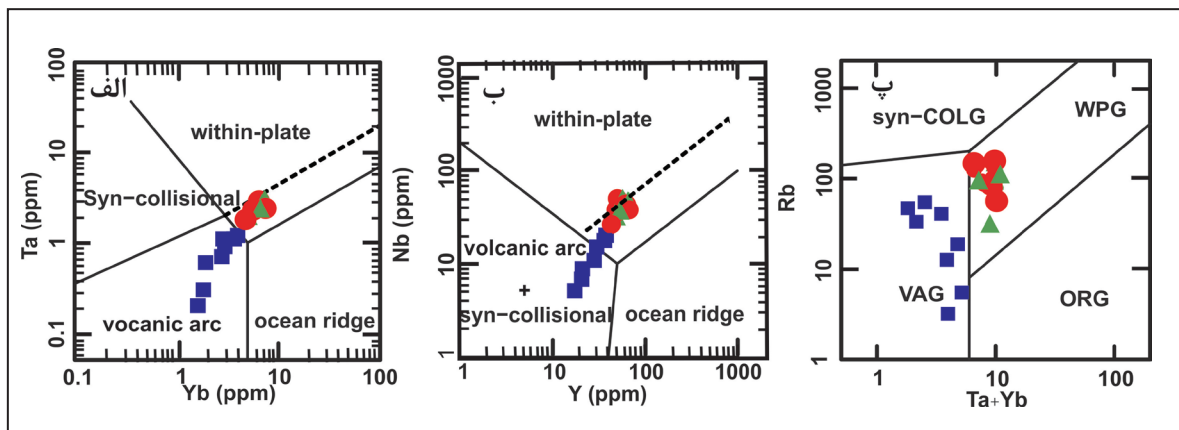
شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از برخی کانی‌های موجود در سنگ‌های نفوذی آموقلاقی: الف) ایلمنیت (Ilm) با حلقه واکنشی لوکوکسن (Leu)؛ ب) تورمالین نوع اسکوریتی (Fe-Tur)؛ پ) آمفیبول‌های اولیه با تیتان زیاد (Ts-Amp)؛ ت) بافت توید (Tweed-T) و بافت گرانوفیری (Granophytic-T)؛ ث) اسفن‌های اولیه (Spn)؛ ج) تبدیل فلدسپار (Pl) به اپیدوت (Ep).



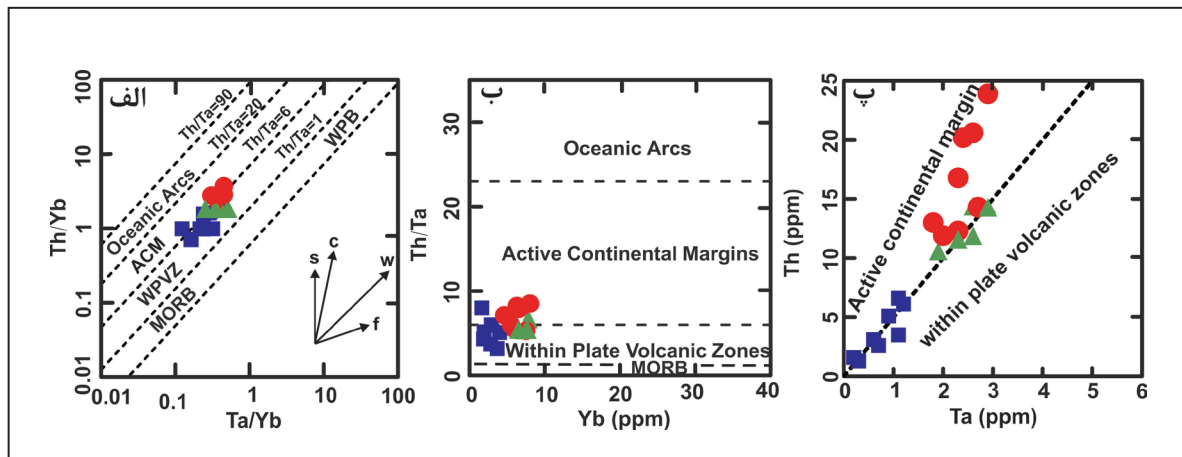
شکل ۳- نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی باتولیت آلموقلاق: الف) نمودار R1 در برابر R2 (De La Roche et al., 1980)؛ ب) نمودار SiO₂ در برابر K₂O (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ پ) نمودار Co در برابر Th (Hastie et al., 2007)؛ ت) نمودار Al در برابر ASI (Frost and Frost, 2011)؛ ث) نمودار Fe* در برابر درصد وزنی SiO₂ (Frost and Frost, 2008)؛ ج) نمودار MALI در برابر درصد وزنی SiO₂ (Frost et al., 2001). مربع‌های آبی، دایره‌های سرخ و مثلث‌های سبز به ترتیب نشانه گابرو دیوریت، کوآرتز مونزونیت و کوآرتز سینیت هستند. اختصارات: B: بازالت؛ BA: بازالت آندزیتی؛ A: آندزیت؛ D: داسیت؛ R: ریولیت.



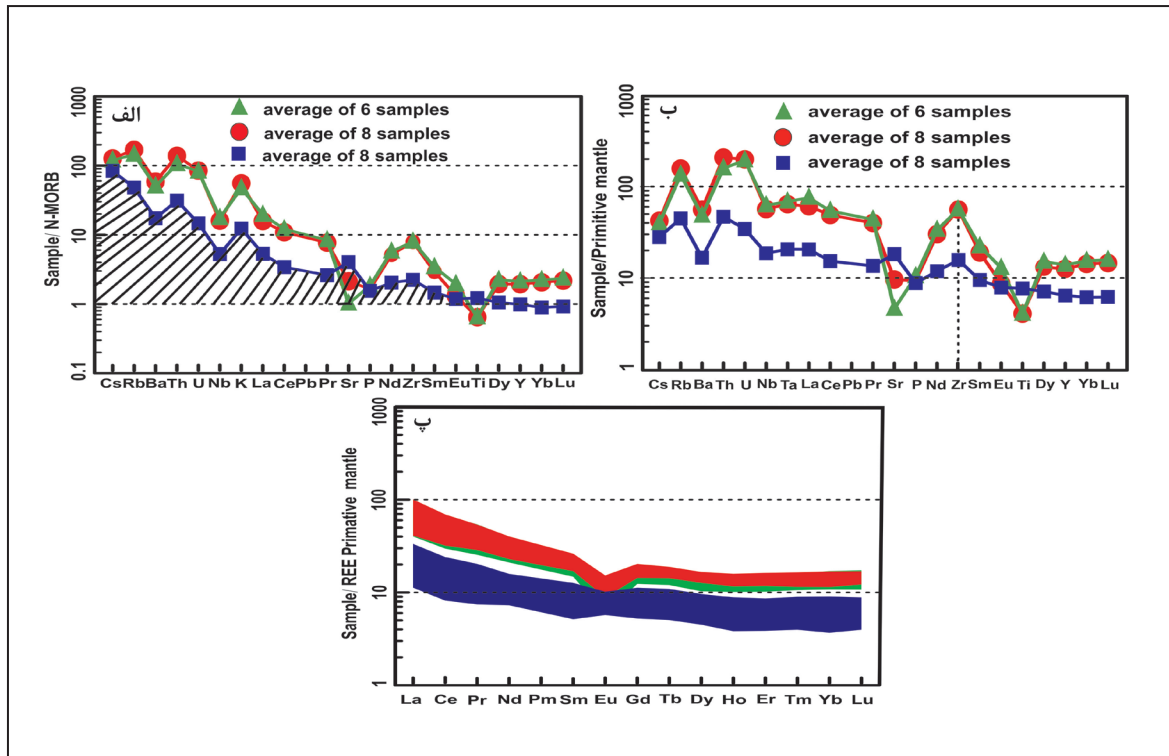
شکل ۴- نمودارهای تشخیصی نوع گرانیتوئید: الف) نمودارهای $10000\text{Ga}/\text{Al}$ در برابر Nb و Zr (Whalen et al., 1987)؛ ب) نمودار Y/Nb در برابر Ce/Nb (Eby, 1990)؛ پ) نمودار مثلثی $\text{Ce}-\text{Y}-\text{Nb}$ (Eby, 1992)؛ اختصارات: MORB: بازالت‌های پشته‌میان اقیانوسی؛ VAG: گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ IAB: بازالت جزایر کمانی؛ OIB: بازالت جزایر اقیانوسی؛ CG: گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد؛ C: میانگین پوسته‌ای (Taylor and McLennan, 1985)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



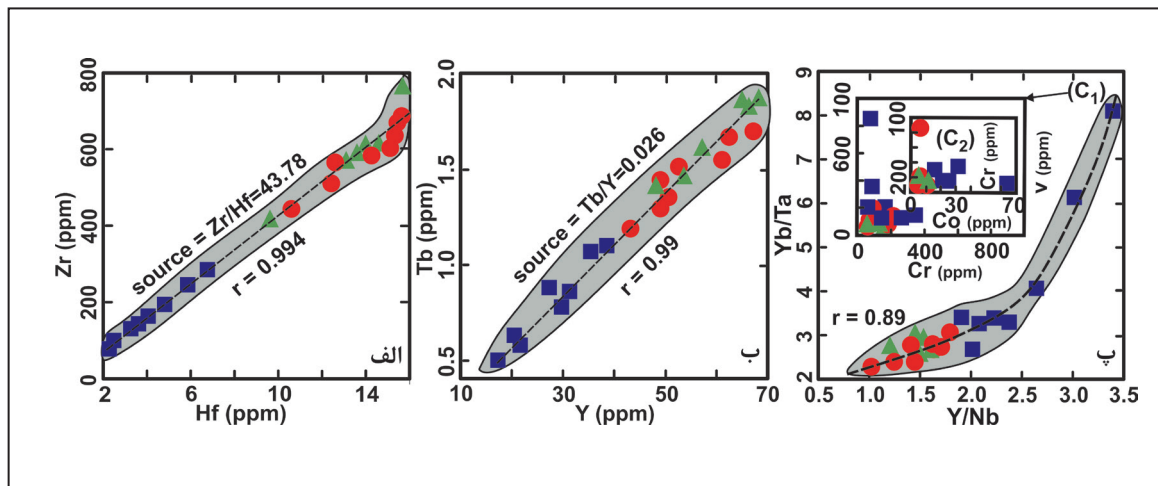
شکل ۵- نمونه‌ها باتولیت آموقلاق در نمودارهای تشخیص موقعیت زمین‌ساختی (Pearce et al., 1984)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



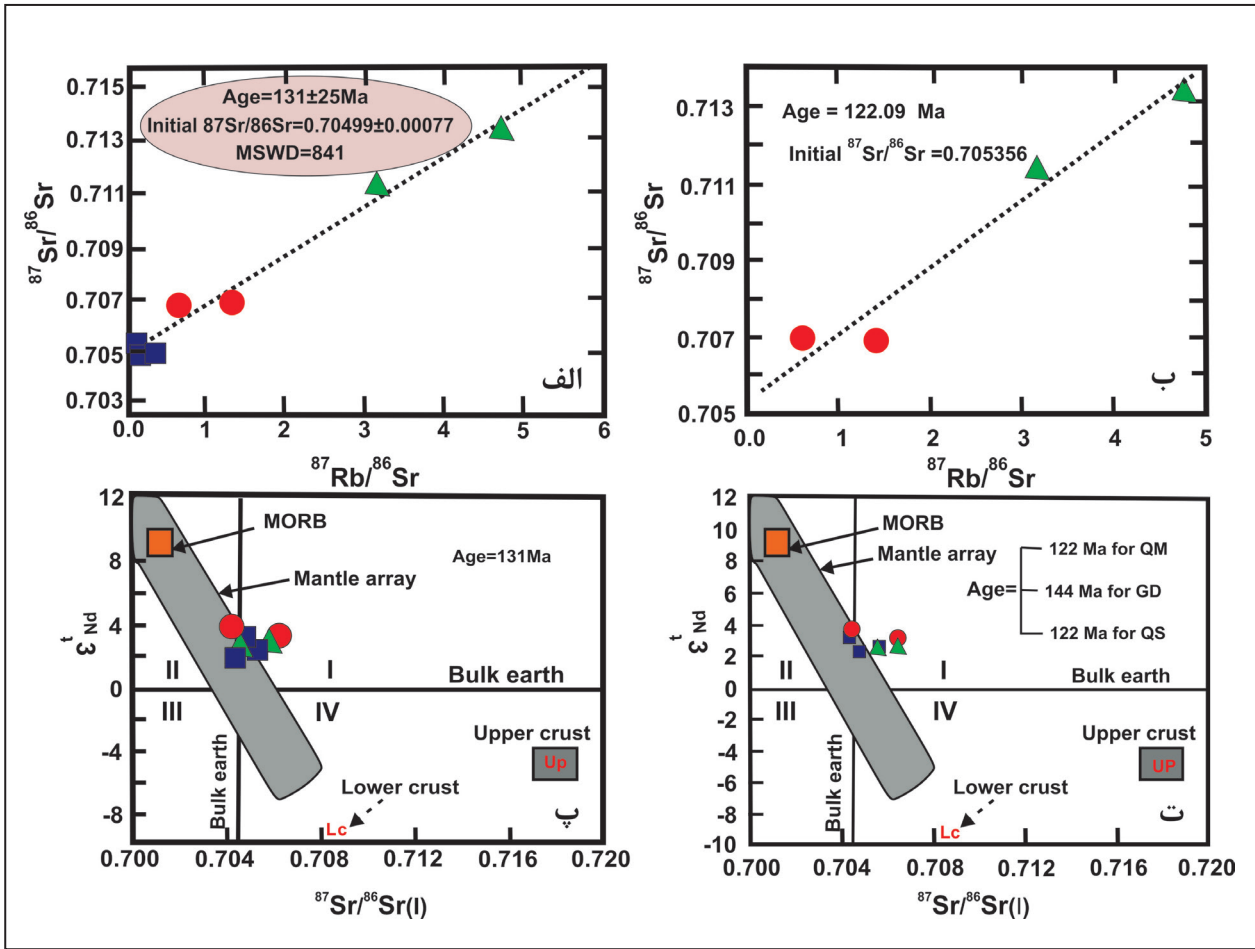
شکل ۶- نمونه‌ها باتولیت آموقلاق در نمودارهای تشخیص موقعیت زمین‌ساختی (Gorton and Schandl, 2000)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



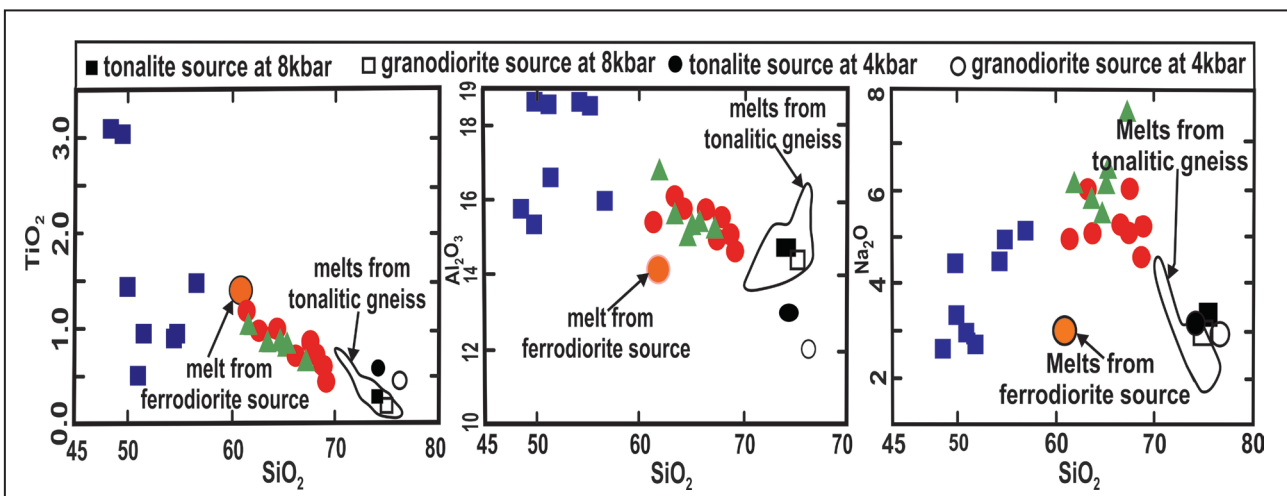
شکل ۷- نمودارهای الگوی عناصر کمیاب برای تشخیص موقعیت زمین‌ساختی و تفاسیر پتروژنی: (A) بهنجار شده با مقادیر مورب نرمال (Sun and McDonough, 1989)؛ (B) بهنجار شده با مقادیر عناصر کمیاب گوشه اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ (C) بهنجار شده با مقادیر عناصر خاکی کمیاب گوشه اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



شکل ۸- نمودارهای مقادیر و نسبت‌های عناصر به شدت ناسازگار با ضریب جدایش تقریباً همسان برای نمونه‌های باتولیت آموقلاق؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



شکل ۹- ایزوکرون‌های سنگ‌کل برای نمونه‌های باتولیت آلموقلاق: الف) برای همه نمونه‌ها؛ ب) برای چهار نمونه از سنگ‌های اسیدی؛ پ) نمودار ϵ_{Nd} در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ برای سن 131 Ma؛ ت) نمودار ϵ_{Nd} در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(i)$ برای سن‌های 144 Ma (گابرودیوریت‌ها) و 122 Ma (سنگ‌های اسیدی). UP، داده‌های پوسته بالایی قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985)؛ LC: پوسته زیرین (Rudnick and Fountain, 1995) و MSWD مربع میانگین تغییرات وزنی داده‌هاست؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.



شکل ۱۰- موقعیت ترکیبی توده‌های نفوذی آلموقلاق و مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته (Skjerlie and Johnston, 1993) در نمودارهای نوع هارکر. ناهمپوشانی نشان می‌دهد که ماگماهای مادر نفوذی‌های آلموقلاق از ذوب سنگ‌های پوسته زیرین به وجود نیامده‌اند؛ نشانه‌ها همانند شکل ۳.

جدول ۱- ترکیبات ۲۲ نمونه سنگ کل از توده‌های نفوذی منطقه آلموقلاق.

نمونه	کوارتز مونوزیته‌ها (wt.%)								کوارتز سینیته‌ها (wt.%)		
	AM-07	AM-10	AM-13	AM-22	AM-23	AM-33	AM-34	AM-36	AM-09	AM-11	AM-12
SiO ₂	۶۳/۳۳	۶۶/۵۷	۶۹/۱۷	۶۸/۵۷	۶۷/۵۲	۶۷/۴۴	۶۳/۸۴	۶۱/۳۹	۶۵/۳۱	۶۳/۶۳	۶۱/۸۶
TiO ₂	۰/۹۷	۰/۷۲	۰/۴۸	۰/۶۱	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۹۸	۱/۲۳	۰/۸۴	۰/۸۲	۱/۰
Al ₂ O ₃	۱۶/۱۰	۱۵/۶۹	۱۴/۶۳	۱۵/۰۴	۱۵/۴۶	۱۵/۱۶	۱۵/۶۶	۱۵/۴۰	۱۵/۲۵	۱۵/۵۶	۱۶/۸
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	۴/۴۶	۲/۰۱	۳/۴۱	۲/۳۲	۲/۵۴	۲/۱۵	۳/۵۵	۶/۸۰	۴/۲۹	۶/۲۸	۳/۶۶
MnO	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۰۷
MgO	۱/۰۲	۰/۶۸	۰/۳۱	۰/۵۸	۰/۸۵	۰/۸۸	۱/۱۶	۱/۵۷	۰/۹۶	۰/۶۳	۱/۰۹
CaO	۳/۱۱	۳/۲۷	۱/۶۹	۱/۹۳	۳/۴۸	۳/۴۹	۱/۹۷	۳/۴۴	۲/۵۴	۱/۶۹	۴/۰۷
Na ₂ O	۵/۹۸	۵/۳۶	۴/۵۷	۵/۳۲	۶/۰۴	۵/۱۸	۵/۰۹	۴/۹۶	۶/۴۶	۵/۸۷	۶/۱۵
K ₂ O	۳/۵۸	۴/۶۳	۵/۱۶	۴/۶۲	۲/۷۱	۳/۸۵	۳/۹۴	۳/۶۳	۳/۴۲	۴/۲۵	۳/۴۹
P ₂ O ₅	۰/۳۲	۰/۱۵	۰/۰۶	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۲۷	۰/۲۴	۰/۱۵	۰/۲۸
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۷	۰/۰۰۸	۰/۰۱۳	۰/۱۲۹	۰/۰۱۰	۰/۰۲۵	۰/۰۰۷	۰/۰۱۲	۰/۰۱۶	۰/۰۰۷	۰/۰۱۰
LOI (H ₂ O ⁺)	۰/۸	۰/۷۰	۰/۳۰	۰/۶	۰/۲۰	۰/۶۰	۱/۳	۱/۰	۰/۴	۰/۸۰	۱/۳
Total	۹۹/۸۱	۹۹/۸۰	۹۹/۸۳	۹۹/۸۳	۹۹/۷۹	۹۹/۷۸	۹۹/۷۹	۹۹/۸۱	۹۹/۸۱	۹۹/۷۹	۹۹/۸۲
ASI (2)	۰/۸۴۸	۰/۸۰۱	۰/۹۰۸	۰/۸۷۹	۰/۸۱۴	۰/۸۰۶	۰/۸۰۱	۰/۸۵۵	۰/۸۱۷	۰/۹۰۷	۰/۸۰۲
Fe* (3)	۰/۷۹۷	۰/۷۲۷	۰/۹۰۸	۰/۷۸۳	۰/۷۲۹	۰/۶۸۷	۰/۷۳۳	۰/۷۹۶	۰/۸۰۱	۰/۹۰	۰/۷۵۱
MALI (4)	۶/۴۵	۶/۷۲	۸/۰۴	۸/۰۱	۵/۲۷	۵/۵۴	۵/۰۶	۵/۱۵	۷/۳۴	۸/۴۳	۵/۵۷
AI (5)	۰/۰۴۷	۰/۰۳۶	۰/۰۳۰	۰/۰۲۵	۰/۰۵۱	۰/۰۴۹	۰/۰۵۹	۰/۰۶۵	۰/۰۱۸	۰/۰۲۶	۰/۰۵۷
FSSI (6)	۰/۰۹	۰/۱۲۳	۰/۰۱۹۷	۰/۱۶۴	۰/۱۵۷	۰/۱۶۳	۰/۱۱۸	۰/۱۰۸	۰/۱۰۳	۰/۰۹۷	۰/۰۵۴
عناصر کمیاب (ppm)											
Ba	۳۸۹	۲۹۴	۳۰۲	۳۵۵	۳۳۲	۵۲۴	۴۴۴	۳۱۹	۲۹۳	۳۹۶	۳۵۷
Rb	۸۵/۵	۱۰۰/۲	۱۳۱/۱	۸۸/۶	۵۶/۲	۷۸/۱	۹۳/۸	۱۲۳	۷۹	۱۲۸/۷	۸۳/۸
Sr	۱۸۰/۹	۲۲۴/۵	۸۷/۱	۱۲۴/۳	۲۸۱/۹	۲۳۹/۱	۲۲۸/۶	۱۶۶/۷	۷۳/۲	۶۳/۸	۲۳۶/۹
Zr	۵۱۰/۷	۶۹۴/۷	۶۵۸/۴	۶۰۰/۳	۶۳۸/۷	۵۸۷/۴	۵۶۵/۳	۴۴۳/۸	۵۹۰/۳	۷۶۷/۷	۴۱۲/۲
Nb	۳۸/۲	۵۰/۲	۳۵/۴	۳۳/۷	۴۲/۷	۳۸/۰	۳۳/۴	۲۶/۵	۴۴/۸	۴۷/۵	۳۰/۸
Ni	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰
Co	۴/۵	۲/۳	۲/۳	۱/۴	۲/۹	۲/۵	۴/۰	۸/۲	۲/۷	۴/۷	۳/۳
Zn	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰	۰/۰	۰/۰
Cr	۴۷/۸۹	۵۴/۷	۸۸/۹۵	۸۸۲/۶	۶۸/۸۹	۱۷۱/۱	۴۷/۹	۸۲/۱	۱۰۹/۴۷	۴۷/۸۹	۶۸/۴۲
La	۵۱/۱	۳۵/۴	۳۵/۳	۳۸/۸	۵۳/۷	۳۷/۳	۳۸/۰	۲۶	۶۵/۳	۵۰/۹	۲۶/۵
Ce	۹۷/۶	۷۷/۸	۷۵/۶	۷۵/۱	۱۱۲/۳	۸۷/۵	۷۸/۲	۴۹/۷	۱۱۶/۲	۹۵/۶	۵۳/۶
Pr	۱۲/۱۱	۹/۶۶	۹/۵۷	۸/۸۸	۱۳/۷۹	۱۱/۲۱	۹/۵۴	۶/۴۶	۱۳/۶۹	۱۱/۵۶	۷/۲۸
Nd	۴۵/۶	۳۵/۰	۳۶/۶	۳۱/۷	۴۹/۴	۴۳/۱	۳۴/۴	۲۶/۳	۵۰/۲	۴۴	۲۸/۶
Sm	۸/۵۹	۷/۱۳	۷/۶۲	۶/۶۶	۹/۲۳	۹/۰۵	۷/۳۸	۶	۱۰/۱۵	۹	۶/۸۹
Eu	۱/۶۷	۱/۱۲	۰/۹۵	۰/۹۱	۱/۴۵	۱/۴۵	۱/۷۱	۱/۴۷	۲/۱۳	۱/۹۱	۱/۹۲
Gd	۸/۸۲	۷/۲۷	۸/۴۰	۷/۱۲	۹/۵۳	۹/۸۱	۸/۰۹	۶/۷۳	۱۱/۰۶	۹/۳۹	۷/۸
Tb	۱/۴۳	۱/۳۴	۱/۵۵	۱/۳۱	۱/۶۷	۱/۷۰	۱/۵۰	۱/۱۹	۱/۸۶	۱/۶۱	۱/۴۱
Dy	۷/۹۲	۸/۱۴	۱۰/۱۱	۷/۸۳	۱۰/۴۶	۱۰/۶۵	۸/۷۱	۶/۹۳	۱۱/۲۰	۱۰/۱۵	۸/۵۵
Ho	۱/۷۰	۱/۷۲	۲/۰۷	۱/۷۱	۲/۱۸	۲/۲۸	۱/۷۴	۱/۵۱	۲/۳۲	۲/۲	۱/۷۳
Er	۵/۱۸	۵/۶۱	۶/۸۱	۵/۰۸	۶/۸۲	۶/۹۵	۵/۳۱	۴/۴۶	۶/۷۹	۶/۸۲	۵/۱۵

ادامه جدول ۱

ترکیب سنگی	کوارتز مونزونیتها (wt.%)								کوارتز سینیتهها (wt.%)		
	AM-07	AM-10	AM-13	AM-22	AM-23	AM-33	AM-34	AM-36	AM-09	AM-11	AM-12
نمونه											
Tm	۰/۷۷	۰/۹۲	۱/۰۶	۰/۸۱	۱/۰۶	۱/۰۹	۰/۸۴	۰/۷۲	۱/۰۷	۱/۰۱	۰/۷۸
Yb	۵/۶۴	۶/۴۵	۷/۰۹	۵/۶۴	۷/۵۰	۷/۵۰	۵/۶۵	۴/۷۶	۷/۴۳	۶/۸۹	۵/۰۴
Lu	۰/۹۲	۱/۰۵	۱/۱۲	۰/۸۸	۱/۱۸	۱/۱۵	۰/۸۹	۰/۷۳	۱/۱۲	۱/۱۰	۰/۸۳
Y	۴۸/۵	۵۰/۱	۶۱/۱	۴۹/۶	۶۱/۷	۶۷/۲	۵۲/۱	۴۳/۲	۶۵	۵۷/۲	۴۸/۷
Cs	۰/۷۰	۰/۶	۰/۷۰	۰/۵	۰/۲۰	۰/۳	۰/۷	۳/۴	۰/۱۰	۳/۴	۰/۸
Ta	۲/۳۰	۲/۹	۲/۶	۲/۳	۲/۷	۲/۴	۲/۰	۱/۸	۲/۶	۲/۶	۱/۹
Hf	۱۲/۶	۱۶/۰	۱۵/۶	۱۵/۱	۱۵/۴	۱۴/۱	۱۲/۶	۱۰/۶	۱۳/۶	۱۵/۹	۹/۶
Sc	۹	۶	۳	۶	۸	۸	۱۰	۱۱	۱۰	۸	۹
Be	۷	۲	۷	۴	۴	۶	۴	۳	۶	۴	۵
Ga	۲۵/۷	۲۴/۳	۲۳/۷	۱۷/۸	۲۱/۶	۲۰/۵	۱۹/۵	۱۹/۲	۲۵/۵	۲۵/۷	۲۱/۵
Sn	۳	۸	۹	۷	۸	۱۲	۶	۶	۷	۶	۷
Th	۱۲/۳	۲۳/۹	۲۰/۶	۱۶/۸	۱۴/۳	۲۰/۲	۱۱/۹	۱۳	۱۴/۲	۱۱/۷	۱۰/۴
U	۲/۹	۴/۴	۵/۳	۱/۴	۴/۵	۴/۱	۳/۱	۳/۴	۴/۵	۳/۳	۲/۸
V	۳۴	۱۹	۸	۳۲	۲۲	۲۸	۴۸	۹۶	۲۶	۹	۴۰
W	۱/۳	۰/۰	۰/۵	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۷	۲/۸	۵/۷	۱/۹	۰/۵

ترکیب سنگی	کوارتز سینیتهها (wt.%)			گابرو دیوریتها (wt.%)							
	AM-29	AM-30	AM-35	AM-20	AM-24	AM-25	AM-26	AM-46	AM-47	AM-48	AM-49
نمونه											
SiO ₂	۶۴/۷۱	۶۴/۹۶	۶۷/۲۶	۵۱/۳۲	۵۴/۲۴	۵۴/۷۸	۵۶/۵۴	۴۹/۷۳	۵۰/۷۷	۴۸/۲۹	۴۹/۹۸
TiO ₂	۰/۸۱	۰/۸۰	۰/۶۴	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۹۵	۱/۴۸	۳/۰۴	۰/۵۱	۳/۱۰	۱/۴۴
Al ₂ O ₃	۱۵/۱۱	۱۵/۲۱	۱۵/۲۰	۱۶/۶۱	۱۸/۷۶	۱۸/۶۱	۱۶/۰۰	۱۵/۴۳	۱۸/۶۵	۱۵/۷۲	۱۸/۷۲
Fe ₂ O ₃ ^{tot} (1)	۴/۷۷	۵/۰۴	۴/۴۲	۸/۰۳	۵/۳۳	۴/۹۱	۷/۶۱	۱۲/۸۶	۵/۲۶	۸/۹۰	۸/۷۹
MnO	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۱۴
MgO	۰/۸۴	۰/۹۰	۰/۶۵	۶/۳۱	۳/۶۲	۳/۳۱	۳/۳۸	۳/۸۹	۶/۲۰	۷/۱۹	۴/۱۷
CaO	۲/۷۸	۲/۶۹	۱/۵۹	۹/۴۳	۱۰/۰۶	۱۰/۳۲	۷/۷۳	۸/۰۲	۱۱/۹۴	۱۱/۶۴	۹/۷۸
Na ₂ O	۵/۵۰	۶/۰۷	۷/۶۸	۲/۸۲	۴/۴۸	۴/۹۵	۵/۱۴	۴/۴۴	۳/۰۰	۲/۵۹	۳/۲۵
K ₂ O	۴/۳۵	۳/۲۸	۱/۶۵	۱/۳۶	۰/۴۵	۰/۲۶	۰/۵۴	۰/۷۳	۱/۱۳	۱/۲۳	۱/۴۳
P ₂ O ₅	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۷	۰/۱۹	۰/۲۴	۰/۲۱	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۳۰
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱۸	۰/۰۱۵	۰/۰۲۱	۰/۰۴۷	۰/۰۱۵	۰/۰۲۱	۰/۰۱۳	۰/۰۱۷	۰/۰۳۴	۰/۰۱۰	۰/۰۲۱
LOI(H ₂ O ⁺)	۰/۶	۰/۶۰	۰/۶۰	۲/۶	۱/۷	۱/۵	۱/۱	۱/۳	۲/۱	۱/۲	۱/۸
Total	۹۹/۸۱	۹۹/۸۲	۹۹/۸۶	۹۹/۷۷	۹۹/۸۲	۹۹/۸۴	۹۹/۸۲	۹۹/۷۹	۹۹/۸۰	۹۹/۶۸	۹۹/۸۱
ASI (2)	۰/۸۱۶	۰/۸۳۸	۰/۸۷۸	۰/۷۲۰	۰/۷۲۳	۰/۶۹۰	۰/۷۰۲	۰/۶۸۸	۰/۶۷۱	۰/۵۹۰	۰/۷۷۰
Fe* (3)	۰/۸۳۶	۰/۸۳۵	۰/۸۶۰	۰/۵۳۴	۰/۵۷۰	۰/۵۷۲	۰/۶۷۰	۰/۷۴۸	۰/۴۳۳	۰/۵۲۶	۰/۶۵۵
MALI (4)	۷/۰۷	۶/۶۶	۷/۷۴	-۵/۲۵	-۵/۱۳	-۵/۱۱	-۲/۰۵	-۲/۸۵	-۷/۸۱	-۷/۸۴	-۵/۱۰
AI (5)	۰/۰۲۷	۰/۰۳۳	۰/۰۱۵	۰/۲۰۶	۰/۲۱۴	۰/۲۰۰	۰/۱۳۶	۰/۱۴۴	۰/۲۴۵	۰/۱۹۹	۰/۲۳۲

ترکیب سنگی نمونه	کوارتزسینیتها (wt.%)			گابرودیوریتها (wt.%)							
	AM-29	AM-30	AM-35	AM-20	AM-24	AM-25	AM-26	AM-46	AM-47	AM-48	AM-49
(FSSI (6	۰/۱۱۴	۰/۱۲۱	۰/۱۳۳	۰/۰۲۸	۰/۰۳۸	۰/۰۲۸	۰/۰۶۸	۰/۰۱۲	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰	۰/۰۰۰
عناصر کمیاب (ppm)											
Ba	۸۴/۴	۸۰/۸	۲۸/۷	۱۶۳	۸۹	۴۷	۷۷	۱۱۱	۱۰۷	۱۲۰	۱۶۴
Rb	۸۴/۴	۸۰/۸	۲۸/۷	۵۴/۴	۱۲/۶	۳/۲	۵/۵	۱۸/۷	۴۶/۸	۳۳/۱	۴۰/۷
Sr	۶۷	۴۹/۶	۵۸/۳	۳۴۷/۶	۴۲۴/۴	۴۵۰/۷	۳۴۲/۳	۳۵۷/۲	۴۲۹/۹	۲۲۱/۲	۳۲۸
Zr	۶۰۳/۸	۶۰۱/۳	۵۶۸/۷	۱۳۰/۲	۲۴۶/۹	۱۸۴/۱	۲۸۸/۲	۱۶۳/۴	۹۳/۱	۷۴/۸	۱۴۱/۴
Nb	۴۴/۳	۴۲/۸	۳۵/۵	۸/۸	۱۳/۸	۱۵/۱	۲۰/۲	۱۷/۷	۵/۱	۶/۸	۱۰/۸
Ni	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۳۵	۰۰	۰۰	۰۰	۰۰	۰۰	۰۰	۰۰
Co	۳/۱	۳/۳	۲/۲	۲۸/۶	۹/۱	۸/۲	۱۱/۲	۱۸/۴	۱۵/۲	۶۸/۷	۲۱/۵
Zn	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰	۰	۰	۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰	۰/۰
Cr	۱۲۳/۱۶	۱۰۲/۶۳	۱۴۳/۷	۳۲۱/۵۸	۱۰۲/۶۳	۱۴۳/۶۸	۸۸/۹۵	۱۱۶/۳	۲۳۲/۶	۶۸/۴	۱۴۳/۷
La	۵۹/۱	۵۶/۴	۳۴/۶	۱۵/۴	۱۱/۲	۱۲/۲	۱۴/۸	۱۳/۳	۷/۳	۱۰/۷	۲۱/۶
Ce	۱۰۷/۳	۱۰۵/۵	۶۶/۲	۲۹/۴	۲۱/۷	۲۳/۲	۲۹/۴	۲۶/۲	۱۳/۷	۲۰/۹	۴۰/۳
Pr	۱۲/۵۸	۱۳/۰۳	۸/۲۲	۳/۶۴	۳/۰۲	۳/۲۳	۴/۰۲	۳/۸۱	۱/۸۹	۲/۷۸	۵/۱۶
Nd	۴۸/۹	۴۸	۳۱/۹	۱۴/۵	۱۳/۶	۱۴/۳	۱۸/۱	۱۷/۶	۹/۱	۱۱/۸	۱۹/۸
Sm	۱۰/۰۴	۱۰/۶۳	۷/۳۸	۳/۰۷	۳/۸۵	۳/۷۱	۵/۱۴	۵/۰۵	۲/۰۹	۳/۱۳	۴/۸۱
Eu	۲/۲۴	۲/۳۵	۱/۳۶	۰/۹۸	۱/۱۷	۱/۲۴	۱/۴۰	۱/۵۷	۰/۸۸	۱/۰۱	۱/۴۳
Gd	۱۰/۶۵	۱۰/۴۴	۸/۲۴	۳/۶۶	۴/۵۷	۴/۶۵	۶/۰۰	۶/۱۱	۲/۸۵	۳/۵۴	۵/۲۰
Tb	۱/۸۵	۱/۸۷	۱/۴۵	۰/۶۰	۰/۸۴	۰/۸۱	۱/۰۸	۱/۰۷	۰/۵۰	۰/۶۱	۰/۸۶
Dy	۱۰/۹۵	۱۱/۲۱	۸/۸۴	۳/۸۸	۵/۰۲	۴/۸۷	۶/۴۸	۶/۴۴	۳/۰۳	۳/۷۶	۴/۹۳
Ho	۲/۳۷	۲/۳۰	۱/۹۴	۰/۷۴	۱/۰۲	۱/۰۱	۱/۳۲	۱/۲۸	۰/۵۷	۰/۷۶	۱/۰۷
Er	۷/۱۲	۶/۷۹	۵/۷۷	۲/۱۱	۲/۹۸	۳/۰۰	۳/۷۷	۳/۷۵	۱/۶۹	۱/۹۲	۲/۸۶
Tm	۱/۱۲	۱/۱۰	۰/۹۵	۰/۳۳	۰/۴۶	۰/۴۵	۰/۶۱	۰/۵۷	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۴۳
Yb	۷/۳۸	۷/۳۶	۶/۶۵	۱/۹۳	۲/۹۸	۲/۸۶	۳/۹۹	۳/۶۸	۱/۶۲	۱/۸۴	۲/۷۹
Lu	۱/۱۰	۱/۱۵	۱/۱۳	۰/۳۲	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۶۰	۰/۵۷	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۴۲
Y	۶۶/۵	۶۷/۹	۵۳/۳	۲۰/۹	۳۰/۵	۲۹/۹	۳۷/۸	۳۶/۲	۱۷/۳	۲۰/۵	۲۸/۱
Cs	۰/۲	۰/۵۰	۰/۰	۰/۹	۰/۷	۰/۱	۰/۳	۰/۶	۰/۹	۰/۷	۰/۵
Ta	۲/۹	۲/۹	۲/۳	۰/۶	۰/۹	۱/۱	۱/۲	۱/۱	۰/۲	۰/۳	۰/۷
Hf	۱۳/۹	۱۴/۴	۱۳/۱	۳/۲	۵/۸	۴/۷	۶/۸	۴/۰	۲/۲	۲/۱	۳/۶
Sc	۱۰	۱۰	۸	۲۸	۲۱	۲۰	۲۵	۳۱	۳۷	۴۴	۲۴
Be	۰/۰	۲	۴	۰	۳	۳	۰	۰	۰	۲	۰
Ga	۲۳/۶	۲۵/۳	۲۳/۹	۱۶/۶	۱۷/۳	۱۷/۱	۱۷/۷	۱۹/۷	۱۵/۱	۱۸/۲	۱۶/۵
Sn	۷	۷	۵	۰	۱	۰	۱	۴	۱	۲	۳
Th	۱۴/۲	۱۴/۱	۱۱/۴	۳/۱	۵/۱	۶/۶	۶/۱	۳/۵	۱/۶	۱/۳	۲/۶
U	۴/۳	¼	۴/۲	۰/۷	۰/۷	۰/۷	۱/۱	۱/۰	۰/۲	۰/۴	۰/۷
V	۲۸	۲۵	۲۶	۱۶۳	۱۵۲	۱۲۶	۱۷۰	۳۳۰	۱۳۱	۸۶۵	۱۹۵
W	۲/۷	۱/۸	۰/۰	۱/۱	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۱/۴	۰/۰	۰/۷	۰/۵

(1) $Fe_2O_3^{tot}$: کل آهن که به صورت Fe_2O_3 بیان می‌شود؛ (2) ASI: اندیس اشباعیت آلومینیم که عبارت است از نسبت مولکولی $Al/(Ca-1.67P + Na + K)$ (Frost et al., 2001)؛ (3) Fe^* : نسبت مولکولی $FeO^{tot}/(MgO + FeO^{tot})$ است (Frost et al., 2001)؛ (4) MALI: اندیس آلکالی - آهک تصحیح شده که عبارت است از $K_2O + Na_2O - CaO$ (Frost et al., 2001)؛ (5) AI: اندیس آلکالینیت که عبارت است از مقدار مولکولی $Al/(Na+K)$ (Frost et al., 2008)؛ (6) FSSI: اندیس اشباعیت سیلیس - فلدسپاتوئید که عبارت است از $Q-[Lc+2(Ne+Kp)]/100$ (Frost et al., 2008) که در آن نشانه‌های اختصاری عبارتند از: Q= کوارتز نرماتیو، Ne= نفلین نرماتیو، Lc= لوسیت نرماتیو، Kp= کالیوفیلیت نرماتیو.

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی حاصل از محاسبات برای ۷ نمونه سنگ کل از باتولیت آموقلاقی Rb-Sr.

نمونه‌ها	نام سنگ	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (present)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})^{131}$ (initial)	$\epsilon_{\text{Sr}}^{131}$	$^t(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ (initial)	ϵ_{Sr}^t
AM-07	کوارتز مونزونیت	۱۸۱	۸۵/۵	۱/۳۶۷	۰/۷۰۶۸۹۲	۰/۷۰۴۳۴۷	۰/۰۲	۰/۷۰۴۵۲۲	۲/۳۳
AM-23	کوارتز مونزونیت	۲۸۲	۵۶/۲	۰/۵۷۷	۰/۷۰۶۸۴۱	۰/۷۰۵۷۶۸	۲۰/۱۹	۰/۷۰۵۸۴۲	۲۱/۰۸
AM-09	کوارتز سینیت	۷۳/۲	۷۹	۳/۱۲۴	۰/۷۱۱۲۷۴	۰/۷۰۵۴۵۸	۱۵/۷۸	۰/۷۰۵۸۵۷	۲۱/۳۱
AM-30	کوارتز سینیت	۴۹/۶	۸۰/۸	۴/۷۲	۰/۷۱۳۳۹۳	۰/۷۰۴۶۱۲	۳/۷۸	۰/۷۰۵۲۱۶	۱۲/۲۰
AM-25	گابرو دیوریت	۴۵۱	۳/۲۰	۰/۰۲۱	۰/۷۰۵۲۹۱	۰/۷۰۵۲۵۳	۱۲/۸۷	۰/۷۰۵۲۴۹	۱۳/۰۴
AM-46	گابرو دیوریت	۳۵۷	۱۸/۷	۰/۱۵۲	۰/۷۰۵۰۱۶	۰/۷۰۴۷۳۳	۵/۵	۰/۷۰۴۷۰۵	۵/۳۲
AM-47	گابرو دیوریت	۴۳۰	۴۶/۸	۰/۳۱۵	۰/۷۰۵۰۶۶	۰/۷۰۴۴۸۰	۱/۹۰	۰/۷۰۴۴۲۲	۱/۲۹

*نسبت‌های اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و ϵ_{Sr}^t برای سنگ‌های اسیدی بر پایه سن ۱۲۲ Ma و برای گابرو دیوریت‌ها بر پایه سن ۱۴۴ Ma به دست آمده است.

جدول ۲- داده‌های ایزوتوپی حاصل از محاسبات برای ۷ نمونه سنگ کل از باتولیت آموقلاقی Rb-Sr.

نمونه‌ها	نام سنگ	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (present)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})^{131}$ (initial)	$\epsilon_{\text{Nd}}^{131}$	$^t(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ (initial)	ϵ_{Nd}^t	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
AM-07	کوارتز مونزونیت	۴۵/۶	۸/۵۹	۰/۱۱۴	۰/۵۱۲۷۶۲	۰/۵۱۲۶۶۴	۳/۸۰	۰/۵۱۲۶۷۱	۳/۷۰	۴۹۸
AM-23	کوارتز مونزونیت	۴۹/۴	۹/۲۳	۰/۱۱۳	۰/۵۱۲۷۳۳	۰/۵۱۲۶۳۷	۳/۲۶	۰/۵۱۲۶۴۳	۳/۱۵	۵۳۳
AM-09	کوارتز سینیت	۵۰/۲	۱۰/۲	۰/۱۲۳	۰/۵۱۲۷۱۱	۰/۵۱۲۶۰۶	۲/۶۶	۰/۵۱۲۶۱۳	۲/۵۸	۶۲۰
AM-30	کوارتز سینیت	۴۸	۱۰/۶	۰/۱۳۴	۰/۵۱۲۷۱۳	۰/۵۱۲۵۹۹	۲/۵۲	۰/۵۱۲۶۰۶	۲/۴۵	۶۹۲
AM-25	گابرو دیوریت	۱۴/۳	۳/۷۱	۰/۱۵۷	۰/۵۱۲۷۳۰	۰/۵۱۲۵۹۶	۲/۴۶	۰/۵۱۲۵۸۲	۲/۵۳	۸۹۹
AM-46	گابرو دیوریت	۱۷/۶	۵/۰۵	۰/۱۷۴	۰/۵۱۲۷۳۵	۰/۵۱۲۵۸۶	۳/۱۸	۰/۵۱۲۵۷۲	۲/۳۲	۱۱۹۱
AM-47	گابرو دیوریت	۹/۱۰	۲/۰۹	۰/۱۳۹	۰/۵۱۲۷۵۱	۰/۵۱۲۶۳۲	۲/۱۵	۰/۵۱۲۶۲۰	۳/۲۷	۶۶۶

*نسبت‌های اولیه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و ϵ_{Nd}^t برای سنگ‌های اسیدی بر پایه سن ۱۲۲ Ma و برای گابرو دیوریت بر پایه سن ۱۴۴ Ma به دست آمده است.

کتابنگاری

- ایزدی کیان، ل.، محجل، م. و علوی، س. ا.، ۱۳۹۳- مراحل دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان و ارتباط آنها با توده نفوذی الوند، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و سوم، شماره ۹۲، ص. ۱۸۷ تا ۱۹۸.
- امیری، م.، احمدی خلجی، ا.، طهماسبی، ز.، زارعی سهامیه، ر. و زمانیان، ح.، ۱۳۹۶- زمین- دما فشارسنجی کانی کوارتز در توده‌های نفوذی باتولیت آموقلاغ (همدان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و پنجم، شماره ۳، ص. ۵۱۳ تا ۵۲۸.
- زمانیان، ح. و رادمرد، ک.، ۱۳۹۴- ژئوشیمی عناصر خاکی نادر در کانسار اسکارنی باباعلی (شمال غرب همدان) کلیدی برای تعیین شرایط کانی‌زایی. مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و سوم، شماره ۴، ص. ۷۴۳ تا ۷۵۸.
- محجل، م. و ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۶- چین خوردگی چند مرحله‌ای و سازوکار تشکیل آنها در تکتونیت‌های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (باختر همدان)، فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۶، ص. ۱۱۱۶ تا ۱۱۳۳.
- ولی‌زاده، م. و. و زرعیان، س.، ۱۳۵۵- بررسی مقدماتی سنگ شناسی آموقلاقی، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد هشتم، شماره اول، ص. ۴۹ تا ۵۹.
- ولی‌زاده، م. و.، ۱۳۵۵- بررسی مقدماتی ژئوشیمی و رادیومتری توده‌های آذرین غرب ایران جهت وقوف به تحول زمین‌شناسی ناحیه، مجموعه مقالات دومین سمپوزیوم زمین‌شناسی ایران انجمن نفت، ص. ۲۸۷ تا ۲۹۹.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94: 401–419.
- Ahadnejad, V., 2013- Comparative review of the Northern Sanandaj-Sirjan Zone granitoids. *Journal of Tethys* 1: 128-137.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics* 229: 211–238.
- Amiri, M., Ahmadi Khalaji, A., Tahmasbi, Z., Zarei Sahamieh, R. and Zamanian, H., 2016- Geothermobarometry of amphiboles in intermediate to basic rocks from the Almogholagh pluton in western Iran. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 111: 337-350.
- Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America, In: Medaris LG, Byers CW, Mickelson DM, Shanks WC (eds) *Proterozoic geology*. Geological Society America Memoirs 161: 133–154
- Arculus, R. J. and Powell, R., 1986- Source component mixing in the regions of arc magma generation. *Journal of Geophysical Research* 91: 5913–5926.
- Azizi, H. and Asahara Y., 2013- Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision. *International Geology Review* 55: 1523–1540.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H., 2009- Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167–179.
- Bogaerts, M., Scaillet, B. and VanderAuwera, J., 2006- Phase equilibria of the Lyngdal granodiorite (Norway): Implications for the origin of metaluminous ferroan granitoids. *Journal of Petrology* 47: 2405–2431.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R., 1974- Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173–174.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W., 1982- Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 80: 189–200.
- Creaser, R. A., Price, R. C. and Wormald, R. J., 1991- A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19: 163–166.
- Davoudian, A. R., Hamedani, A., Shabanian, N. and Mackizadeh, M. A., 2007- Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen* 184: 117–129.
- De La Roche, H., Leterrier J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183–210.
- Eby, G. N., 1990- The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos* 26: 115–134.
- Eby, G. N., 1992- Chemical subdivision of the A-type granitoids, petrogenetic and tectonic implications. *Geology* 20: 641–644.
- Frost, B. R., and Frost, C. D., 2008- A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955–1969.
- Frost, B. R., Calvin, G. B., William, J.C., Richard, J. A., David, J. E. and Charol, D. F., 2001- A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology* 42: 2033–2048.
- Frost, C. and Frost, B. R., 2011- On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. *Journal of petrology* 52: 39–53.
- 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.
- Gorton, M. P. and Schandl, E. S., 2000- From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38: 1065–1073.
- Green, D. H., 1973- Contrasted melting relations in a pyrolitic upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments. *Tectonophysics* 17: 285-297.
- Harris, N. B. W. and Marriner, G. F., 1980- Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos* 13: 325–337.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986- Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics*, Geological Society, Special Publications 19: 67–81.
- Hart, S. R., Erlank, A. J. and Kable, E. J. D., 1974- Sea floor alteration: Some chemical and Sr isotopic effects *Contributions to Mineralogy and Petrology* 44: 219-230.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007- Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341–2357.
- Janoušek, V., Farrow C. M. and Erban, V., 2006- Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* 47: 1255–1259.

- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., 1979- Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, Abstract with Programs 11, 468 p.
- McDonough, W. F. and Sun, S. S., 1995- The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223–253.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412.
- Oxburgh, E. R. and Turcotte, D. L., 1970- Thermal structure of island arcs. *Geological Society of America Bulletin* 81: 1665-1688.
- Patino Douce, A., 1997- Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology* 25: 743–746.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251–285.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956–983.
- 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.
- Powell, M., 1978- The crystallization history of the Igdlarfígssalik nepheline syenite intrusion, Greenland. *Lithos* 11: 99-120.
- Rollinson, H. R., 1993- Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, London, 352 p.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M., 1995- Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267–309.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M. and Ahmadian, J., 2015- Transition from I-type to A-type magmatism in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: an extensional intra-continental arc. *Geological Journal*. Published online in Wiley Online Library (wileyonlinelibrary.com).
- Sepahi, A. A. and Athari, S. F., 2006- Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of Sanandaj–Sirjan metamorphic belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from SE Saqqes area. *Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen* 183: 93–106.
- Shabanian, N., Khalili, M., Davoudian, A. R., Mohajjel, M., 2009- Petrography and geochemistry mylonitic granite of Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie–Abhandlungen* 185: 233–248.
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M., 2010- Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668–683.
- Skjerlie, K. P. and Johnston, A. D., 1993- Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite and amphibole bearing tonalitic gneiss, implications for the generation of A-type granites. *Geology* 20: 263–266.
- Sun, S. S., McDonough, W. E., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins*, Saunders, A.D. Norry, M.J. (eds). Geological Society, London, Special Publications 42: 313–345.
- Sun, Y., Ma, C., Liu, Y. and She, Z., 2011- Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of late Triassic aluminous A-type granites in southeast China. *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 1117–1131.
- Tatsumi, Y., Kosligo, T. and Nohda, S., 1995- Formation of a third volcanic chain in Kamchatka; generation of unusual subduction-related magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 120: 117–128.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell, Oxford.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987- A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95: 407–419.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, London: 466p.

Post-collision magmatic activity in the Almogholagh area, Western Iran

M. Amiri^{1*}, A. Ahmadi Khalaji², Z. Tahmasbi², R. Zarei Sahamieh³ and H. Zamanian³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

²Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Received: 2016 September 10

Accepted: 2017 March 14

Abstract

The intrusive bodies of Almogholagh Batholith, in western Iran are emplaced into the Sanandaj–Sirjan magmatic-metamorphic zone and comprise three main groups: (1) gabbro-diorite, (2) quartz syenite, and (3) quartz monzonite, which crop out in most of the area. The quartz syenite and quartz monzonite rocks, having characteristics such as metaluminous, generally ferroan, alkalic to alkali-calcic types, high content of Na₂O+K₂O, Zr, Ce, Ga, Y, Nb, Ta, REE, and depletion in Eu, Sr and Ti, show the features of borderline between A1 and A2-type granitoids with more A1-type affinity. On the basis of the results of the various diagrams, the gabbroic-dioritic rocks show between A1 and I-type granitoids nature with more I-type affinity. Distinctive peak patterns in spider diagrams accompanied by (La/Yb)_{CN} values of 2.4 to 6.1 and Ba/La ratio >3 indicate magmatic activity in a volcanic arc environment, and the characteristics (Ba/Rb)_{CN} <1, (Ba/Th)_{CN} <1 and Th/Ta ratio from 1 to 20 suggest magmatic activity at a continental margin setting. Amphiboles is abundant in Almogholagh Batholith intrusive rocks and biotite is absent. Therefore, these bodies belong to post-collision setting. ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd > 0.512638, εNd >0, εSr >0, high content of Nb, Ta and very high content of Zr (589 ppm) indicate that there was a subsidiary subduction after the initial collision for a long time and the magmas of Almogholagh batholiths were originated from mantle wedge, overlying the subduction zone or from mantle components around fragments resulting from delamination between continental crust and mantle lithosphere, demonstrating the involvement of subduction zone fluids, high flux of mantle-derived halogen-rich volatiles, and contamination within the crust during the petrogenesis of intrusions.

Keywords: A-type granitoid, I-type granitoid, Petrogenesis, Post-collision magmatism, Subduction, Sanandaj–Sirjan Zone, Almogholagh Batholith.

For Persian Version see pages 153 to 168

*Corresponding author: M. Amiri: E-mail: amiran1342@gmail.com