

کانی‌شناسی، کانه‌زایی و زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در منطقه مجیدآباد، اهر (استان آذربایجان شرقی - شمال غرب ایران)

حانیه بابائی*، سید غفور علوی، وارطان سیمونز

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
(دریافت مقاله: ۱۴۰۳/۶/۲۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۳/۸/۷)

چکیده: منطقه مجیدآباد در ۳۲ کیلومتری شمال شرق شهرستان اهر، استان آذربایجان شرقی و شمال غرب ایران واقع است. این منطقه از نظر تقسیم‌بندی ساختاری- زمین ساختی در پهنه البرز قرار دارد و بخشی از لبه پایانی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر است. واحدهای تشکیل‌دهنده منطقه شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیت تا تراکی‌بازالتی و توده‌های نفوذی الیگوسن با ترکیب مونزودییوریتی و گابرویی هستند. در اثر فرآیندهای گرمایی شکل گرفته از این توده‌های نفوذی و با نفوذ آنها در واحدهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن، دگرسانی‌های گسترده‌ای (فیلیک، آرژیلیک، پروپیلیتیک و سیلیسی) در منطقه رخ داده است. کانه‌زایی بشكل پراکنده و رگه- رگچه‌ای بوده که در دو مرحله جداگانه درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده است. کانی‌های درون‌زاد شامل پیریت و کالکوپیریت هستند که با کانی‌های برون‌زاد کالکوسیت، کوولیت، دیژنیت، همتیت، لیمونیت و مالاکیت همراهی می‌شوند. سری‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه خاستگاه مشترکی داشته و در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار دارند و از نظر شاخص اشباع از آلومین در گستره پرآلومین و مت‌آلومین واقع هستند. نمودارهای چندعنصری بهنجار شده با کندریت نشان دهنده غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. واحدهای سنگی منطقه در محیط‌های زمین‌ساختی کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: کانی‌شناسی؛ کانه‌زایی؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ توده‌های نفوذی؛ مجیدآباد؛ اهر.

مقدمه

در نظر می‌گیرند که از البرز تا شمال شرق ترکیه کشیده شده است [۳-۵]. این کمربند دارای برون‌زدهای گسترده‌ای از رسوب‌های فیلیشی پالتوسن و سنگ‌های آذرین آتشفشانی و درونی ائوسن تا میوسن است. ماگمایی سنوزوییک که از ائوسن آغاز می‌شود بیشتر آتشفشانی است و اغلب ماهیت اسیدی و حد واسط دارند. از ائوسن پسین تا میوسن، فعالیت آذرین بیشتر به شکل توده‌های نفوذی بروز می‌کند که با کانی‌سازی و دگرسانی گسترده‌ای همراه است [۶]. بخش‌های گسترده‌ای از سنگ‌های ماگمایی به ویژه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری آن دگرسان شده‌اند [۷]. توالی سنگ‌های بررسی شده در این پهنه

منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران، استان آذربایجان شرقی و در ۳۲ کیلومتری شمال شرق اهر واقع است. منطقه مجیدآباد در پهنه ارسباران قرار دارد. کمربند فلززایی ارسباران در شمال غربی ایران واقع بوده و شامل مناطقی از جمله اهر، کلپیر، ورزقان، سیه‌رود و بخش‌هایی از شمال و غرب مشکین شهر است. برخی زمین‌شناسان این کمربند را ادامه قفقاز کوچک در نظر می‌گیرند که با روند شمال غرب- جنوب شرق وارد ایران می‌شود [۱]. برخی آن را بخشی از پهنه ارومیه- دختر دانسته [۲] و عده‌ای دیگر آن را کمربند ماگمایی مجزا

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۰۲۴۸۲۸۴۱۰، پست الکترونیکی: h.babai7394@gmail.com



آتشفشانی با کمترین دگرسانی برداشت شدند و بمنظور تجزیه شیمیایی به روش‌های طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) برای عناصر اصلی و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای عناصر فرعی و کمیاب به آزمایشگاه زرآرما ارسال شدند.

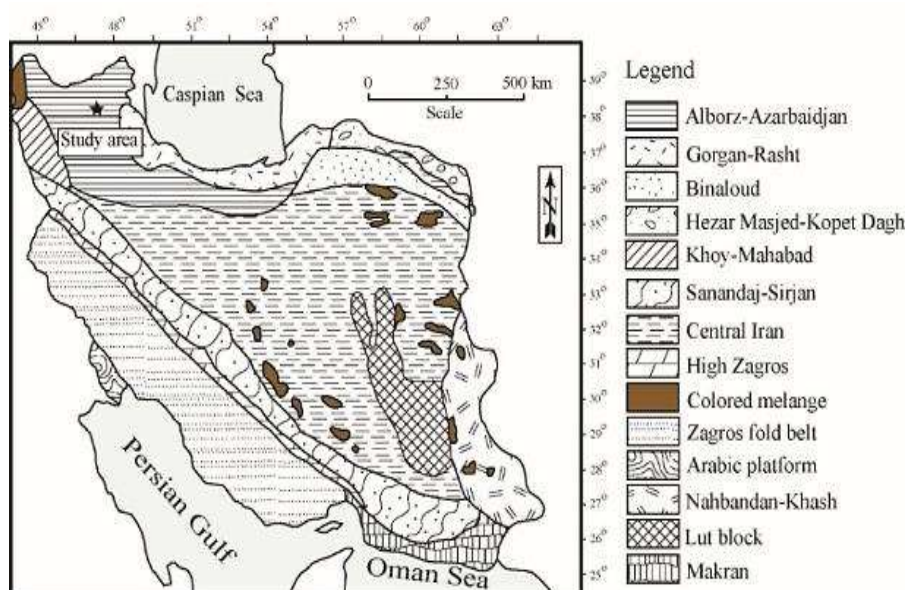
زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی بمساحت ۵/۶ کیلومتر مربع، به مختصات جغرافیایی $39^{\circ} 24' 47''$ تا $25^{\circ} 26' 47''$ طول شرقی و $35^{\circ} 38' 38''$ تا $29^{\circ} 36' 38''$ عرض شمالی، در ۳۲ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان اهر در استان آذربایجان شرقی، شمال‌غرب ایران واقع است. این منطقه بر اساس تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱۶]، در پهنه البرز آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). واحدهای سنگی آتشفشانی-آذرآواری تفکیک شده در منطقه مجیدآباد به ترتیب سنی از قدیم به جدید عبارتند از تناوب توف شیشه‌ای-سنگی با گدازه‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی (E^{va})، گدازه داسیت تا آندزیت-داسیت (E^{dan})، گدازه‌های آندزیتی و آندزیت-بازالتی مگاپورفیری تیره‌رنگ (E^{ab1})، گدازه‌های آندزیتی تا آندزیت-بازالتی (E^{ab2})، گدازه‌های آندزیتی تا تراکی‌آندزیتی (E^{tan}) و گدازه‌های بازالت تا تراکی‌بازالت (E^{ba}). واحدهای سنگ‌های آذرین نفوذی و شبه آتشفشانی نیز شامل گابرو (gb)، مونزودیوریت (mzd) و دایک‌های ریزگابرو (dgb) هستند (شکل ۲).

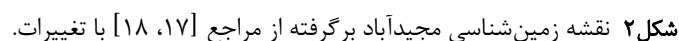
شامل دو دوره اصلی الیگوسن-پسین-میوسن پیشین است [۸]. در این کمربند کانه‌زایی‌هایی از جمله مس، مولیبدن، طلا، آهن، سرب، روی، آرسنیک، آنتیموان و جیوه به صورت ذخایر پورفیری، اسکارنی و رگه‌ای قابل پی‌جویی است [۹، ۱۰]. پژوهش‌هایی پیرامون ذخایر این پهنه از جمله ذخایر پورفیری مس-مولیبدن سونگون [۱۱]، مس-مولیبدن هفت چشمه [۱۲، ۱۳] و برخی از ذخایر فراگرمایی چون زایلک-صفيخانلو [۱۴]، شرف آباد و مسجد داغی [۱۵] انجام شده است. در این پژوهش، ویژگی‌های سنگ‌شناسی واحدهای آذرین، کانه‌زایی، زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه و همچنین تعیین خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی آنها بررسی شده است.

روش بررسی

بررسی‌های این پژوهش در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در بخش صحرایی، بمنظور ارزیابی کلی و بررسی واحدهای سنگی و روابط آنها، از منطقه بازدید و نمونه‌برداری شد. ۱۵ مقطع نازک از نمونه‌های برداشت شده از سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی و ۲۰ مقطع صیقلی از نمونه‌های برداشت شده از گمانه‌های اکتشافی با کانه‌زایی سولفیدی در آنها، بمنظور بررسی کانه‌زایی و تعیین توالی هم‌برزادی تهیه شده و در دانشگاه تبریز بررسی گردیدند. برای بررسی زمین‌شیمی واحدهای سنگی منطقه، ۲۰ نمونه از توده‌های نفوذی پورفیری، ۵ نمونه از توده‌های مافیک گابرویی و ۲۲ نمونه از سنگ‌های

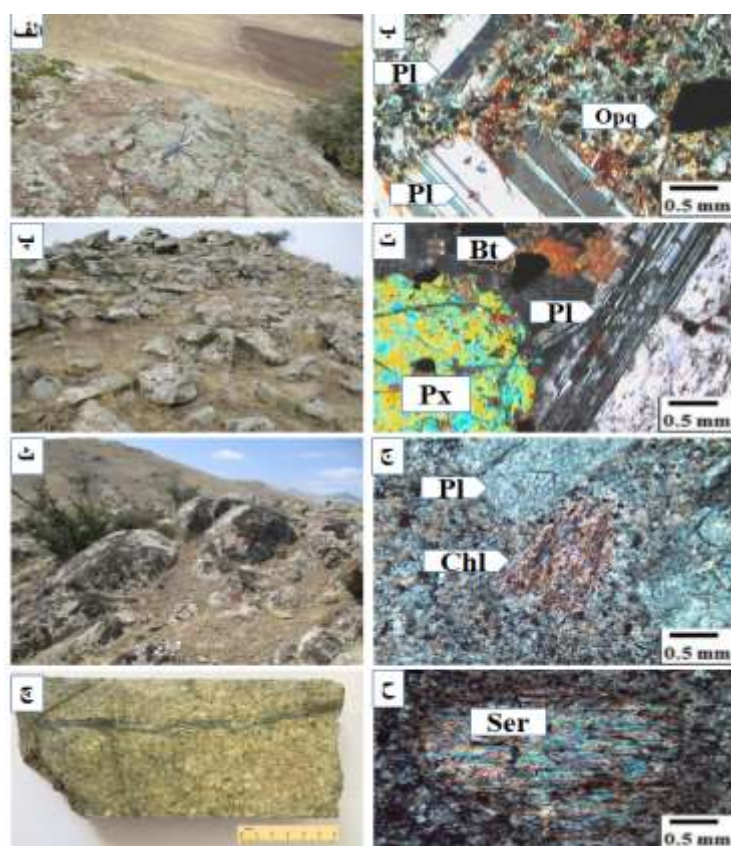


شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری ایران [۱۶].



سنگ نگاری

در این منطقه، گسل‌ها و شکستگی‌هایی وجود دارند که واحدهای آشفشانی ائوسن آندزیتی-بازالتی (شکل ۳ الف) و توده‌های نفوذی را قطع کرده‌اند و محل مناسبی برای تزریق محلول‌های گرمایی را وجود آورده‌اند. عبور سیال‌های گرمایی در راستای شکستگی‌ها و گسل‌ها افزون بر گسترش دگرسانی، موجب نهشته شدن کانه‌های فلزی در این منطقه شده است. از برجسته‌ترین سیمای زمین‌شناسی اقتصادی منطقه مجیدآباد می‌توان به نفوذ توده‌های آذرین درونی گابرویی (شکل ۳ پ) و مونزدیوریتی (شکل ۳ ث) به درون ساختار آندزیتی-بازالتی و گسترش یک سامانه دگرسانی گسترده اشاره کرد. سامانه دگرسانی یاد شده از پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک، فیلیک،



شکل ۳ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از واحدهای سنگی منطقه. الف) نمایی از رخنمون واحد آندزیتی-بازالتی، ب) کوارتزهای ریزبلور و پلاژیوکلازهای درشت‌بلور به همراه کانی‌های کدر در واحدهای آندزیتی-بازالتی، پ) نمایی از رخنمون واحد گابرویی، ت) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و پیروکسن در واحد گابرویی، ث) نمایی از رخنمون واحد مونزودیوریتی، ج) بلورهای دگرسان پلاژیوکلاز و تشکیل کانی ثانویه کلریت در متن توده مونزودیوریت، چ) نمونه دستی از گمانه‌های حفاری مربوط به واحد مونزودیوریتی (عمق ۲۲۹ متری، ح) تشکیل کانی ثانویه سرسیت در توده مونزودیوریت. همه مقاطع در نور قطبیده متقاطع (xpl) ثبت شده اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۹] هستند.

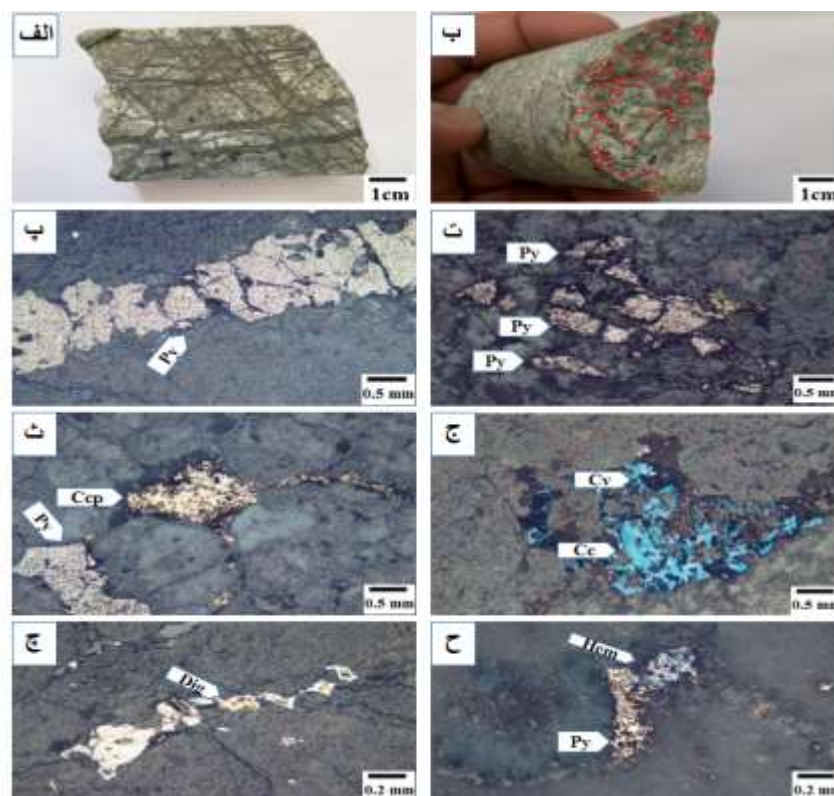
کانه‌زایی

شواهد صحرایی و بررسی‌های انجام شده نشان می‌دهد که نفوذ توده‌های مونزودیوریتی و گابرویی الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی آئوسن همراه با عملکرد گسل‌ها در شکل‌گیری کانی‌سازی موثر بوده است. با توجه به نتایج سنگ‌نگاری مقاطع صیقلی تهیه شده از نمونه‌هایی از کانسنگ، توالی تشکیل کانه‌ها در رگه‌های سیلیسی دربردارنده کانه‌های سولفیدی در منطقه مجیدآباد را می‌توان بصورت شکل ۴ در نظر گرفت. کانه‌زایی در منطقه مجیدآباد بصورت رگه-رگچه‌ای (شکل ۵ الف) و پراکنده (شکل ۵ ب) به همراه رگه‌های سیلیسی در واحدهای نفوذی و میزبان صورت گرفته است. کانه‌زایی رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها رخ داده است و در آن کانی‌های سولفیدی و سیلیس در اثر نهشت مستقیم از

سیال‌های گرمابی کانه‌زا تشکیل شده‌اند و کانی‌های سولفیدی حدود ۸ تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند. رگه-رگچه‌های کوارتزی در منطقه با واحد مونزودیوریتی میزبانی می‌گردند. کانه‌زایی در منطقه در دو مرحله درون‌زاد و برون‌زاد رخ داده است. در مرحله درون‌زاد، فعالیت محلول‌های گرمابی سبب تشکیل رگه-رگچه‌های کوارتزی، گسترش پهنه‌های دگرسانی و کانی‌سازی سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) شده است (شکل‌های ۵ پ، ت، ث). در مرحله برون‌زاد، واکنش سیال‌های جوی فرورو با کانی‌های سولفیدی اولیه سبب تشکیل کانی‌های ثانویه چون سولفیدهای ثانویه مس (کالکوسیت، کوولیت و دیجنیت) (شکل‌های ۵ ج، چ)، اکسید و هیدروکسیدهای آهن (هماتیت و لیمونیت، شکل ۵ ح) و کربنات مس (مالاکیت) شده است.

مرحله کانی‌زایی سوپرژن	مرحله کانی‌زایی هیپوژن	کانی
		کوارتز
		پیریت
		کالکوپیریت
		کلسیت
		کالکوسیت
		کوولیت
		دیژنیت
		هماتیت
		لیمونیت
		گوتیت
		ژاروسیت
		مالاکیت

شکل ۴. توالی هم‌برزادی کانی‌ها در منطقه مجیدآباد.



شکل ۵. تصاویر ماکروسکوپی و میکروسکوپی از کانی‌سازی در منطقه مجیدآباد. (الف) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت در ارتباط با رگچه‌های داربستی کوارتز (عمق ۲۵۹ متری)، (ب) نمونه دستی از کانی‌زایی سولفیدی پیریت و کالکوپیریت بصورت افشان و پراکنده در توده مونزودیوریتی (عمق ۶۳ متری)، (پ) تشکیل پیریت بصورت رگه‌ای در راستای رگه‌های داربستی کوارتز، (ت) تشکیل پیریت بصورت منفرد و پراکنده، (ث) بلورهای بی‌شکل پیریت به همراه کالکوپیریت، (ج) تشکیل کانی‌های ثانویه مس (کالکوسیت و کوولیت برآمده از دگرسانی کالکوپیریت)، (چ) تبدیل کالکوپیریت از لبه به کانی ثانویه دیجنیت، (ح) تشکیل کانی هماتیت ناشی از دگرسانی پیریت. همه مقاطع در نور متقاطع صفحه‌ای (ppl) ثبت شده‌اند. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۹] هستند.

زمین‌شیمی

زمین‌شیمی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی

امروزه از شیمی عناصر برای رده‌بندی سنگ‌ها، رسم نمودارهای تغییرهای زمین‌شیمیایی و مقایسه ترکیب‌های سنگی، که بطور

تجربی تعیین شده‌اند و در نتیجه تعیین شرایط تشکیل استفاده می‌شود. نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های نفوذی و آتشفشانی در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب برخی نمونه‌های برداشت شده از توده‌های نفوذی (اکسیدها برحسب wt% و عناصر برحسب ppm).

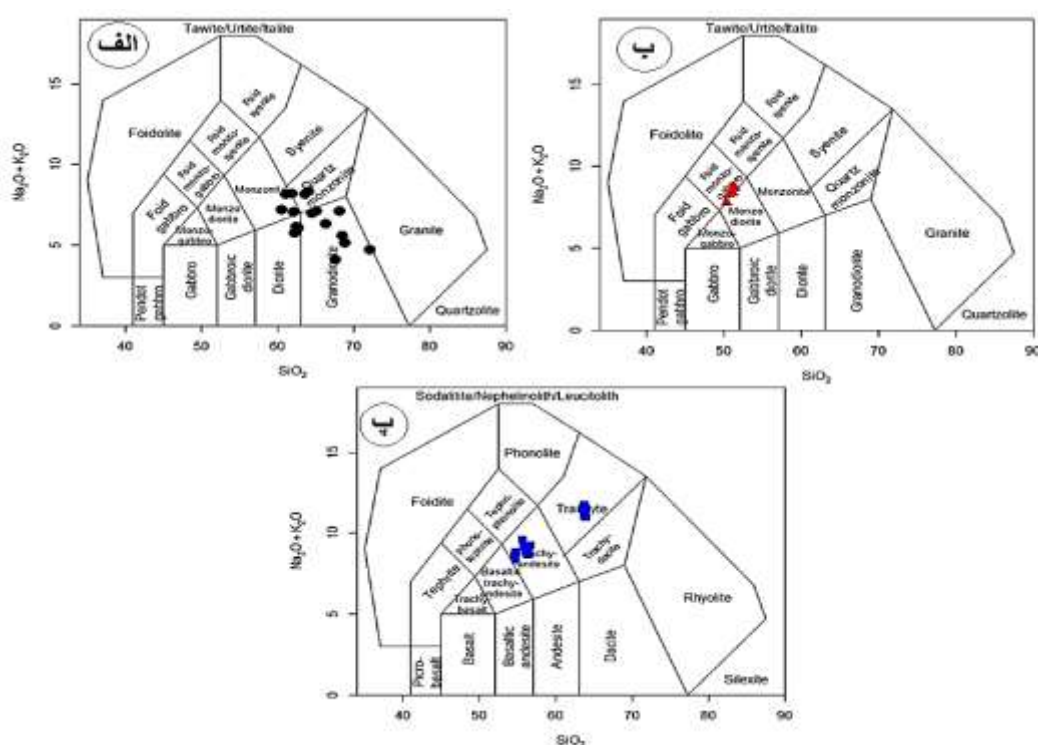
شماره نمونه	MA7 133.7	MAJ 162	MAJ7 168.1	MAJ7 195.3	MAJ7 217	MAJ7 218	MAJ8 132.5	MAJ8 149.7	MAJ8 215	MAJ11 224	MAJ11 229.3
SiO ₂	۵۷.۷	۶۴.۴۱	۶۴.۵۷	۶۸.۰۲	۵۹.۹۵	۶۰.۳۱	۵۷.۵۴	۵۶.۸۹	۵۹.۸۸	۶۱.۰۲	۶۴.۳۸
Al ₂ O ₃	۱۵.۹۳	۱۴.۶۴	۱۴.۵۱	۱۳.۲۵	۱۶.۴۹	۱۵.۶۸	۱۷.۳۳	۱۶.۶۴	۱۵.۴۹	۱۵.۱۸	۱۴.۲۱
CaO	۴.۲۳	۲.۶۱	۲.۸۱	۱.۵۷	۲.۹۶	۲.۴۲	۲.۶۵	۵.۰۴	۳.۲۸	۴.۱۲	۳.۰۵
Fe ₂ O ₃	۲.۱۳	۱.۸۱	۱.۷۸	۱.۸۸	۲.۱۰	۱.۹۷	۲.۵۰	۱.۴۹	۲.۰۳	۱.۹۱	۱.۶۸
FeO	۳.۷۷	۳.۱۵	۳.۲۶	۳.۵۰	۲.۸۶	۲.۶۴	۴.۵۳	۲.۶۲	۳.۱۷	۲.۸۹	۲.۴۷
Na ₂ O	۱.۴۷	۱.۵۱	۱.۲۹	۰.۷۳	۳.۸۴	۳.۵۶	۰.۵	۱.۵۱	۳.۷۶	۳	۳.۱۶
K ₂ O	۴.۱۱	۴.۷۴	۳.۵	۳.۷۱	۳.۸۴	۴.۲۶	۴.۸۱	۴.۰۸	۲.۷۱	۳.۶۵	۳.۵۶
MgO	۱.۸۲	۱.۲۹	۱.۲۶	۱.۰۷	۱.۱۹	۱.۲۲	۱.۵۴	۱.۹۵	۱.۶	۱.۰۳	۱.۰۹
MnO	۰.۱۴	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۰۵	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱	۰.۱	۰.۱۱	۰.۱	۰.۱۲
P ₂ O ₅	۰.۲۳	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۰۷	۰.۳	۰.۲۷	۰.۲۴	۰.۲	۰.۲۳	۰.۲۳	۰.۲۴
SO ₃	۴.۷۹	۴.۲۹	۳.۹۵	۵.۴۳	۰.۵۴	۱.۱۱	۷.۷۴	۰.۹۳	۶.۸	۳.۱۴	۲.۶۲
TiO ₂	۰.۵۸	۰.۵۱	۰.۴۷	۰.۴۳	۰.۶۱	۰.۵۷	۰.۶۱	۰.۵۷	۰.۵۲	۰.۵۸	۰.۵۳
مواد فرا (L.O.I.)	۷.۱۳	۵.۲۱	۵.۵۴	۴.۷۲	۵.۲	۵.۳۲	۷.۰۶	۸.۶۳	۵.۶۵	۵.۳۴	۴.۸
مجموع	۱۰۳.۱	۱۰۳.۳	۱۰۳.۶	۱۰۱.۵	۱۰۰.۵	۱۰۰.۶	۱۰۳.۹	۱۰۱.۷	۱۰۵	۱۰۴.۳	۱۰۳.۵
Ag	۱.۱	۳.۲	۲	۲.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۵	۰.۱	۰.۶	۱.۴	۱.۱
As	۴۸.۹	۱۰۰	۴۵.۹	۶۵	۳۱.۷	۲۴.۹	۱۶.۳	۱۲.۱	۳۴.۴	۴۲.۸	۱۶.۴
Ba	۸۳۰	۷۴۸	۳۶۹	۴۷۱	۲۰۲۷	۷۵۷	۳۱۷	۱۴۳	۳۴۵	۱۱۶۷	۸۹۹
Be	۱.۸	۱.۷	۱.۶	۱.۹	۱.۷	۱.۷	۲.۱	۱.۹	۱.۵	۱.۷	۱.۷
Bi	۰.۳	۰.۳	۰.۲	۰.۴	۰.۱	۰.۱	۰.۸	۰.۱	۰.۷	۰.۱	۰.۱
Cd	۰.۲	۰.۵	۰.۶	۰.۸	۰.۱	۰.۱	۰.۱	۰.۵	۰.۲	۰.۴	۰.۲
Ce	۳۴	۲۹	۲۶	۳۳	۹۲	۶۸	۳۵	۴۱	۲۸	۷۸	۸۲
Co	۱۱.۴	۹.۹	۱۲.۵	۱۳	۸.۲	۱۰.۴	۱۴.۱	۸.۲	۹.۸	۱۲.۲	۱۲.۲
Cr	۲۵	۲۱	۱۵	۵۵	۱۴	۱۵	۱۲	۱۴	۱۹	۲۳	۲۲
Cs	۵۴	۴.۴	۵.۶	۴.۵	۸.۹	۸	۶.۳	۹	۲.۶	۷.۲	۷
Cu	۱۵۰.۷	۳۳۸.۶	۳۳۶.۷	۵۳۳.۰	۴۴۴	۱۷۴.۶	۵۳۸	۴۴۵	۵۶۴	۴۲۰.۰	۳۴۹.۵
Dy	۲.۶	۲.۴	۲	۲	۳	۲.۹	۲.۶	۲.۵	۲.۱	۳.۱	۲.۸
Er	۱.۳	۱.۳	۱	۱	۱.۶	۱.۵	۱.۴	۱.۴	۱.۱	۱.۶	۱.۵
Eu	۱.۲۶	۱	۰.۷۴	۰.۸۳	۲.۰۵	۱.۴۶	۱.۰۷	۱.۰۷	۰.۹۷	۱.۶۴	۱.۵۴
Gd	۴.۲۳	۲.۷۳	۲.۴۲	۲.۴۱	۴.۴۲	۴.۹۲	۳.۲۸	۳.۲۴	۲.۵۵	۴.۲۵	۴.۲۲
Hf	۰.۸	۰.۶	۰.۶	۰.۵	۱	۰.۶	۰.۹	۱	۰.۷	۰.۷	۰.۶
La	۲۳	۲۰	۱۹	۲۲	۵۲	۳۹	۲۴	۲۸	۲۱	۴۸	۵۱
Li	۱۸	۲۲	۱۷	۲۲	۵	۴	۲۱	۱۹	۱۹	۱۱	۹
Lu	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۱	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۱	۰.۲	۰.۲
Mo	۱۹.۲	۲۷.۴	۱۹.۹	۹۴.۵	۱۲.۲	۱۲.۴	۳۷.۵	۴۰.۳	۶۴.۳	۱۷.۶	۱۶.۹
Nb	۲۱	۱۸.۳	۱۶.۴	۱۴.۵	۳۱.۷	۲۶.۲	۲۵.۴	۲۸.۸	۲۰.۸	۲۷.۵	۲۴.۶
Nd	۱۷.۵	۱۵.۷	۱۵.۵	۱۸.۳	۳۷.۷	۲۹	۱۷.۴	۲۲	۱۵.۵	۳۱.۵	۳۴.۲
Ni	۴	۹	۶	۱۹	۵	۵	۷	۳	۶	۶	۷
P	۸۸.۰	۷۴.۴	۵۸.۲	۵۵.۵	۱۱۴.۵	۹۸.۰	۹۰.۳	۸۳.۱	۸۷.۷	۱۰۸.۸	۱۰۰.۵
Pb	۳۶	۶۶	۴۵	۸۳	۲۱	۲۷.۱	۷۳	۲۱	۷۵	۵۹	۶۷
Pr	۴.۲۹	۳.۶۱	۳.۷۲	۳.۸۸	۱۱.۷۳	۸.۱۷	۴.۶۲	۵.۸۸	۳.۸۶	۱۰.۵۳	۱۰.۹۱
Rb	۱۱۱	۱۰.۷	۹.۰	۱۲.۷	۹.۷	۱۰.۲	۱۵.۱	۱۳.۹	۸.۸	۱۰.۲	۹.۳
Sb	۱۹.۱	۶۰.۵	۳۵.۸	۵۰	۵.۹	۳.۳	۸.۶	۴.۶	۵.۶۵	۱۵	۵.۳
Sc	۵.۵	۴.۸	۴	۳.۹	۶.۷	۵.۷	۶	۴.۹	۵.۶	۶.۲	۵.۲
Se	۱.۷	۹.۶	۰.۹	۳.۷	۳.۲	۲.۷	۲.۷	۹	۵.۳	۶.۶	۱۱.۴
Sm	۴	۳.۲	۲.۹	۲.۹	۶.۴	۵.۲	۳.۸	۳.۵	۲.۸	۵.۴	۵.۶
Sn	۰.۶	۱.۴	۱.۲	۳.۶	۱	۵.۹	۲	۱.۶	۲.۷	۱.۱	۱.۱
Sr	۳۴۷	۱۹۰	۱۰.۴	۱۲.۶	۳۴۱	۲۳۱	۲۳۲	۱۱۹	۷۱۲.۸	۴۴۹	۲۴۷
Ta	۰.۹	۰.۹	۰.۷	۰.۵	۱.۳	۱.۲	۱.۳	۱.۴	۱	۱.۳	۱.۲
Tb	۰.۵	۰.۴	۰.۳	۰.۳	۰.۶	۰.۵	۰.۵	۰.۵	۰.۴	۰.۶	۰.۵
Te	۱.۷	۱.۳	۰.۸	۱.۲	۲.۱	۰.۶	۱.۱	۰.۵	۰.۷	۱.۷	۱.۳
Th	۶.۳	۶.۴	۶.۲	۵.۲	۹.۷	۸.۷	۶.۷	۶.۸	۶.۳	۷.۶	۸.۲
Ti	۳۴۴.۱	۳۱۸.۹	۲۶۹.۸	۲۴۵.۸	۴۲۱.۰	۳۵۷.۳	۳۵۲.۴	۳۵۸.۳	۲۶۸.۶	۳۷۹.۴	۳۵۱.۹
Tl	۰.۸	۱.۱	۰.۸	۱.۹	۰.۷	۰.۷	۱.۷	۱.۳	۱.۲	۰.۴	۰.۴
Tm	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲	۰.۲
U	۱.۸	۱.۲	۱.۳	۱	۲	۱.۲	۱.۸	۱.۸	۱.۴	۱.۵	۱.۵
V	۱۱.۲	۱۰.۸	۸.۵	۹.۷	۱۱.۸	۱۰.۵	۱۰.۶	۱۰.۴	۷.۸	۱۱.۶	۹.۸
W	۱	۲.۴	۴.۶	۳.۲	۱.۱	۱	۳.۱	۱.۶	۴.۵	۳.۴	۳.۱
Y	۱۵	۱۴.۱	۱۱.۹	۱۱.۶	۱۶.۳	۱۶	۱۶.۸	۱۴.۱	۱۲.۳	۱۷.۵	۱۴.۹
Yb	۱.۲۶	۱.۱۴	۰.۹۳	۰.۸۸	۱.۳۴	۱.۲۱	۱.۴۴	۱.۱۷	۱.۰۷	۱.۳۶	۱.۱۳
Zn	۱۰.۲	۲۹.۹	۳۶.۱	۱۹.۰	۸.۵	۸.۸	۹.۲	۲۳.۵	۱۲.۷	۱۱.۸	۸.۷
Zr	۲.۶	۲.۳	۲.۳	۱.۹	۳.۱	۲.۰	۲.۹	۳.۰	۲.۶	۱.۴	۱.۴
*Eu	۱.۰۷۲	۱.۰۳۴	۰.۸۵۴	۰.۹۶	۱.۱۷۹	۰.۹۸۹	۰.۹۲۷	۰.۹۷۲	۱.۱۱	۱.۰۴۷	۰.۹۶۹

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب برخی نمونه‌های برداشت شده از توده‌های مافیک و آتشفشانی (اکسیدها برحسب wt% و عناصر برحسب ppm).

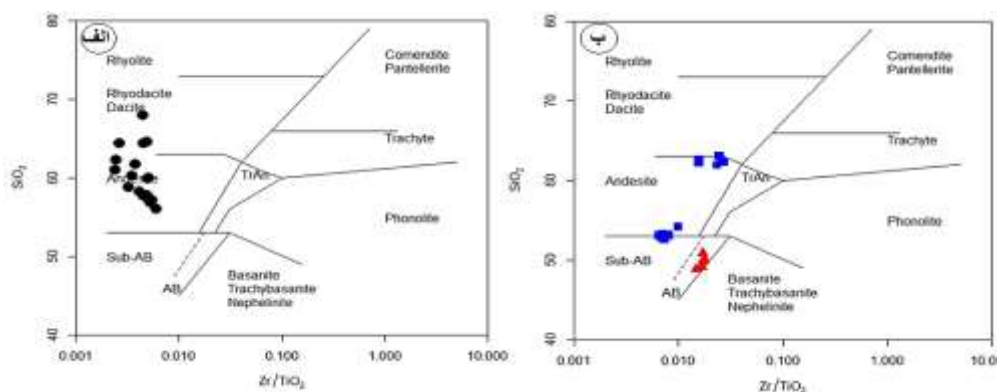
شماره نمونه	GAB-02	GAB-08	GAB-14	GAB-16	GAB-21	MAF-32	MAF-03	MAF-04	MAF-08	MAF-12	MAF-18
SiO ₂	۴۹,۰۶	۴۹,۷۲	۵۰,۱۲	۴۸,۸۲	۵۰,۸۲	۵۲,۶۲	۵۳,۱۲	۵۲,۸۸	۵۳,۲۱	۵۴,۱۲	۶۲,۶۵
Al ₂ O ₃	۱۸,۲۶	۱۸,۱۲	۱۸,۰۸	۱۸,۲۴	۱۸,۰۲	۱۷,۸۳	۱۷,۸۲	۱۸,۰۱	۱۷,۶۸	۱۷,۵۲	۱۸,۸۱
CaO	۸,۲	۸,۰۲	۷,۹۸	۸,۳۳	۷,۹۱	۶,۲۲	۶,۱۳	۶,۱۲	۶,۲۱	۶,۱۲	۱,۰۸
Fe ₂ O ₃	۳,۲۱	۳,۲۸	۳,۳۵	۳,۲۲	۳,۵۹	۲,۷۶	۳,۱۳	۲,۸۹	۲,۹۲	۳,۰۷	۱,۸۱
FeO	۴,۵۱	۴,۵۵	۴,۴۸	۴,۷۹	۴,۶۴	۳,۱۴	۳,۲۰	۳,۰۹	۳,۱۷	۳,۱۸	۱,۲۹
MgO	۳,۶۸	۳,۵۸	۳,۴۲	۳,۸۵	۳,۴۸	۱,۱۳	۱,۱۴	۱,۱۲	۱,۱۲	۱,۰۸	۰,۲۸
Na ₂ O	۴,۳۹	۴,۴۲	۴,۶۲	۴,۱۲	۴,۶۸	۲,۹	۳,۰۲	۳,۲۴	۳,۰۲	۳,۲۴	۵,۷۴
K ₂ O	۳,۶۵	۳,۷۲	۳,۸۱	۳,۴۲	۴,۰۱	۵,۱۶	۶,۱۲	۵,۴۵	۵,۴۴	۵,۵۶	۵,۶۲
TiO ₂	۱,۰۸	۱,۰۶	۱,۰۲	۱,۲۴	۱,۰۴	۰,۸۱	۰,۸۸	۰,۸۴	۰,۸۵	۰,۷۲	۰,۳۸
MnO	۰,۱۹	۰,۲۱	۰,۲۶	۰,۲۱	۰,۳۱	۰,۱۴	۰,۲۴	۰,۱۸	۰,۲۴	۰,۳۲	۰,۲۴
P ₂ O ₅	۰,۶	۰,۶۲	۰,۶۱	۰,۶۸	۰,۶۳	۰,۵۸	۰,۶۲	۰,۶۱	۰,۶۶	۰,۶۱	۰,۳۲
L.O.I	۲,۴۳	۲,۳۲	۱,۲۴	۱,۶۸	۱,۰۲	۶,۱۶	۳,۴۲	۵,۰۲	۴,۸۲	۴,۱۲	۱,۳۲
مجموع	۹۹,۷۶	۹۹,۴۱	۹۹,۴۸	۹۹,۳۳	۹۹,۹۹	۹۹,۸۰	۹۹,۱۹	۹۹,۷۰	۹۹,۶۹	۹۹,۹۹	۹۹,۶۸
Ba	۲۴۹	۲۴۴	۲۴۲	۲۳۹	۲۴۱	۱۳۴۸	۱۳۲۴	۱۳۸۲	۱۳۹۲	۱۳۴۵	۶۱۳
Ce	۴۰,۳	۴۰,۴	۴۱,۲	۳۹,۸	۴۲,۱	۴۴,۲	۴۴,۶	۴۵,۴	۴۷,۴	۴۸,۲	۶۴
Co	۱۵,۳	۱۵,۱	۱۵,۴	۱۶,۲	۱۶,۴	۱۵,۸	۱۶,۱	۱۵,۶	۱۵,۹	۱۶,۶	۱۷,۱
Cr	۱۳۳,۱	۱۳۲,۱	۱۳۰,۲	۱۳۸,۶	۱۳۹,۴	۱۴۵,۲	۱۷,۴	۱۵,۳	۱۸,۲	۱۵,۴	۱۸,۲
Cs	۸,۸	۸,۴	۸,۲	۷,۸	۸,۱	۵,۵	۵,۴	۵,۸	۵,۷	۶,۱	۵,۸
Cu	۳۳	۳۸	۴۲	۴۸	۳۶	۲۳۱	۲۴۴	۲۳۲	۲۰,۸	۲۴۴	۲۴۷
Dy	۸,۳	۸,۲	۸,۱	۷,۸	۸,۴	۳,۲۵	۳,۲۲	۳,۱۶	۳,۴۴	۳,۱۲	۳,۲۶
Er	۱,۴	۱,۳	۱,۴	۱,۲	۱,۳	۱,۷۳	۱,۶۸	۱,۸۲	۱,۶۴	۱,۷۶	۱,۷۸
Eu	۱,۶	۱,۶۸	۱,۷۲	۱,۵۸	۱,۶۶	۱,۶۲	۱,۶۸	۱,۵۸	۱,۶۶	۱,۵۴	۱,۶۲
Ga	۲۴,۱	۲۳,۸	۲۴,۶	۲۳,۲	۲۴,۴	۱۹,۲	۱۸,۸	۱۹,۴	۱۸,۹۸	۱۸,۶۴	۱۸,۹۴
Gd	۳,۲	۳,۲۴	۳,۲۴	۳,۳۶	۳,۱۲	۳,۹۹	۳,۹۲	۴,۰۲	۳,۸۹	۳,۹۲	۴,۰۴
Ge	۲,۸	۲,۷	۲,۶	۲,۸	۲,۴	۳,۲	۳,۱	۳,۳	۳,۱	۳,۳	۳,۱
Hf	۱۰,۶	۱۰,۵۸	۱۰,۶۶	۱۰,۷۴	۱۰,۴۸	۱,۷۳	۱,۷۲	۱,۶۸	۱,۷۴	۱,۷۶	۱,۷۵
Ho	۰,۷	۰,۷۲	۰,۷۴	۰,۶۸	۰,۷۴	۰,۸۸	۰,۸۶	۰,۸۴	۰,۹۲	۰,۹۱	۰,۸۴
La	۱۷,۲	۱۷,۴	۱۷,۵	۱۶,۸	۱۷	۲۰	۱۹,۸	۱۹,۶	۲۰,۴	۲۰,۲	۱۸,۸
Li	۳۴,۱	۳۳,۸	۳۴,۲	۳۳,۶	۳۴,۴	۹	۹,۴	۱۰,۱	۹,۸	۹,۶	۹,۲
Lu	۰,۳	۰,۳۲	۰,۳۴	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۳۲	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۳۱
Mo	۳۳,۳	۳۲,۴	۳۳	۳۵	۲۸	۱۰,۲	۱۰,۴	۱۰,۲	۰,۹۸	۱,۰۲	۱,۰۳
Nb	۳۰,۳	۳۰,۴	۲۹,۸	۳۱,۲	۲۹,۶	۱۴,۷	۱۴,۴	۱۴,۶	۱۴,۸	۱۵,۲	۱۴,۲
Nd	۳۹,۲	۳۹,۶	۴۰,۱	۳۸,۹	۴۰,۲	۲۴,۳	۱۳,۸	۲۴,۴	۲۴,۸	۲۵,۱	۲۴,۲
Ni	۵۸,۵	۵۷,۸	۵۸,۲	۵۸,۶	۵۶,۴	۱۴	۱۵,۲	۱۶,۱	۱۴,۲	۱۵,۴	۱۴,۸
Pb	۲۹۹,۵	۲۸۶,۴	۲۹۰,۲	۲۸۸,۶	۲۹۲,۶	۴۶,۲	۳۸,۳	۴۲,۴	۴۱,۴	۳۲,۲	۴۹,۱
Pr	۴,۵	۴,۴۸	۴,۵۲	۴,۴۴	۴,۶۱	۵,۶۵	۵,۴۸	۵,۶۲	۵,۷۸	۵,۶۸	۵,۶۲
Rb	۱۱۷,۷	۱۱۸,۴	۱۲۰,۴	۱۱۶,۲	۱۱۷,۴	۱۲۱	۱۲۴,۲	۱۲۶,۴	۱۲۵,۳	۱۲۴,۸	۱۲۰,۸
Sb	۰,۶	۰,۶	۰,۵	۰,۵	۰,۴	۳,۹	۳,۸	۳,۷	۴,۱	۳,۶	۴,۱
Sc	۳۴,۳	۳۳,۸	۳۵,۳	۳۶,۲	۳۴,۱	۹,۶	۸,۹	۹,۲	۸,۸	۹,۷	۹,۸
Se	۰,۲	۰,۲	۰,۳	۰,۱	۰,۲	۰,۴	۰,۳	۰,۲	۰,۲	۰,۱	۰,۴
Sm	۶,۷	۶,۶۶	۶,۵۴	۶,۸۲	۶,۷۴	۴,۷۱	۴,۶۸	۴,۷۴	۴,۵۸	۴,۶۸	۴,۶۹
Sn	۳,۵	۳,۲	۳,۴	۳,۳	۳,۶	۱,۴	۱,۲	۱,۳	۱,۱	۱,۳	۱,۲
Sr	۲۹۸,۸	۲۹۵,۲	۳۰۰,۲	۲۹۴,۶	۲۹۲,۴	۳۷۷,۴	۳۸۲,۶	۳۷۵,۳	۳۷۷,۲	۳۸۴,۵	۳۷۰,۲
Ta	۰,۷	۰,۶۸	۰,۷۲	۰,۶۹	۰,۷۱	۰,۶۸	۰,۶۵	۰,۶۸	۰,۶۶	۰,۶۹	۰,۶۶
Tb	۰,۵	۰,۵۴	۰,۵۶	۰,۵۲	۰,۵۴	۰,۵۶	۰,۵۸	۰,۵۵	۰,۵۷	۰,۵۹	۰,۵۶
Te	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۱	۰,۳۱	۰,۳۲	۰,۳۳	۰,۳۹	۰,۳۴	۰,۲۸
Th	۱۵,۳	۱۴,۸	۱۴,۶	۱۳,۲	۱۴,۱	۶,۱۷	۶,۱۴	۵,۸۲	۶,۱۴	۶,۰۲	۵,۹۸
Tl	۱	۰,۹۸	۰,۹۴	۱,۰۲	۱,۰۴	۰,۶۵	۰,۶۴	۰,۶۶	۰,۶۳	۰,۶۱	۰,۶۶
Tm	۰,۳	۰,۳۲	۰,۳۹	۰,۳۳	۰,۳۲	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۲۲	۰,۲۴	۰,۲۳	۰,۲۲
U	۳	۲,۸	۳,۲	۳,۱	۳,۴	۲,۴	۲,۶	۲,۲	۲,۴	۲,۵	۲,۴
V	۲۴۷,۳	۲۴۵,۴	۲۴۹,۶	۲۴۸,۴	۲۵۰,۲	۱۰۷,۸	۱۰۸,۲	۱۰۶,۸	۱۱۰,۲	۱۱۲,۸	۱۱۳,۴
Y	۳۲,۸	۳۲,۴	۳۱,۸	۳۳,۱	۳۱,۹	۱۴,۲	۱۴,۳	۱۳,۹	۱۴,۱	۱۴,۲	۱۳,۸
Yb	۳,۷	۳,۶	۳,۸	۳,۵	۳,۷	۱,۴	۱,۴	۱,۳	۱,۵	۱,۶	۱,۲
Zn	۱۰,۲	۱۰,۴	۱۰,۳	۱۰,۱	۹,۸	۶,۸	۶,۵	۶,۸	۶,۵	۶,۲	۶,۹
Zr	۱۷۹,۴	۱۸۱,۲	۱۷۸,۹	۱۸۳,۲	۱۷۶,۸	۵۸,۶	۶۸,۴	۵۸,۲	۵۹,۶	۷۱,۴	۵۹,۴
*Eu	۱,۰۵۷	۱,۱۰۶	۱,۱۲۵	۱,۰۰۹	۱,۱۰۷	۱,۱۴۳	۱,۱۹۹	۱,۱۰۷	۱,۲۰۲	۱,۰۹۹	۱,۱۳۸

براساس نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 [۲۱]، ترکیب شیمیایی توده نفوذی فلسی بیشتر در گستره آندزیت و کمتر در گستره داسیت و ریوداسیت قرار دارد که معادل درونی آنها بترتیب دیوریت، کوآرتزدیوریت و گرانودیوریت است (شکل ۷ الف). ترکیب شیمیایی توده نفوذی مافیک در گستره بازالت قلیایی که معادل بیرونی گابرو است، قرار می‌گیرد. همچنین ترکیب سنگ‌های آتشفشانی بیشتر در گستره آندزیت قرار دارد (شکل ۷ ب).

برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین نفوذی و آتشفشانی (براساس اکسیدها)، از نمودارهای $Na_2O + K_2O$ نسبت به SiO_2 [۲۰] و Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 [۲۱] استفاده گردید. براساس نمودار $O+K_2O$ نسبت به SiO_2 [۲۰]، توده‌های نفوذی فلسی در منطقه در محدوده گرانودیوریت، دیوریت، کوآرتزموونزیت و مونزونیت قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). همچنین سنگ‌های مافیک ترکیب مونزوگابرویی (شکل ۶ ب) و سنگ‌های آتشفشانی ترکیب تراکیتی تا تراکی آندزیتی دارند (شکل ۶ پ).



شکل ۶ رده‌بندی سنگ‌های آذرین بر پایه نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 [۲۰]. برای الف) توده نفوذی فلسی، ب) توده نفوذی مافیک و پ) سنگ‌های آتشفشانی. مربع آبی نشانگر سنگ‌های آتشفشانی و مثلث قرمز نشان دهنده توده مافیک (گابرو) است.



شکل ۷ رده‌بندی سنگ‌های منطقه مورد بررسی بر پایه نمودار Zr/TiO_2 نسبت به SiO_2 [۲۱]. برای الف) توده نفوذی فلسی، ب) توده نفوذی مافیک و سنگ‌های آتشفشانی. مربع آبی نشان دهنده سنگ‌های آتشفشانی و مثلث قرمز نشانگر توده مافیک (گابرو) است.

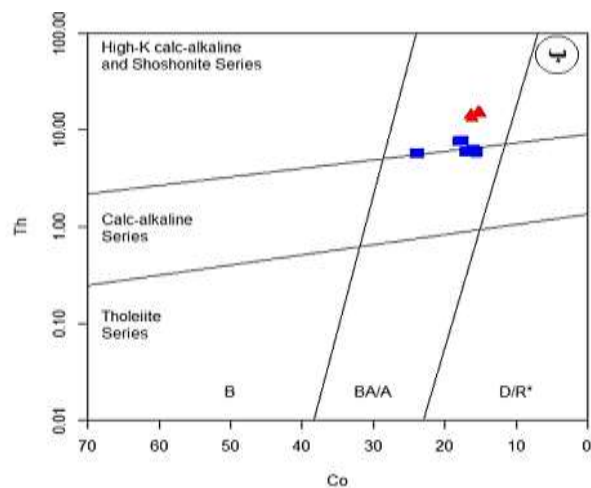
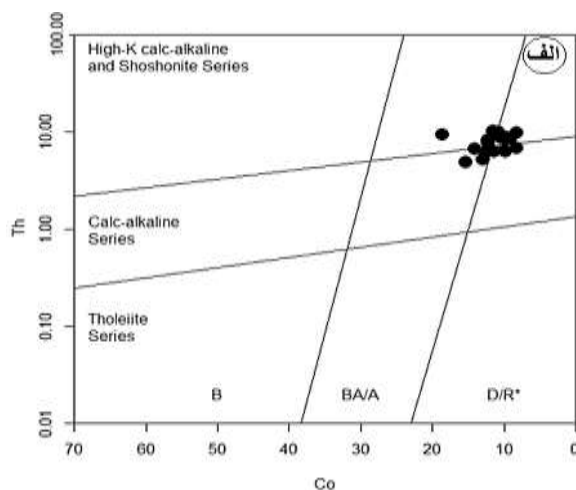
تعیین سری ماگمایی

از آنجا که عناصر قلیایی طی فرآیندهای دگرسانی ممکن است از سنگ خارج شوند، از نمودارهای عناصر کمیاب غیرمتحرک استفاده شد. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی از نمودار Co-Th [۲۲] استفاده گردید. توده‌های نفوذی مونزودیوریتی (شکل ۸ الف)، توده‌های مافیک و سنگ‌های آتشفشانی (شکل ۸ ب) در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیت قرار می‌گیرند.

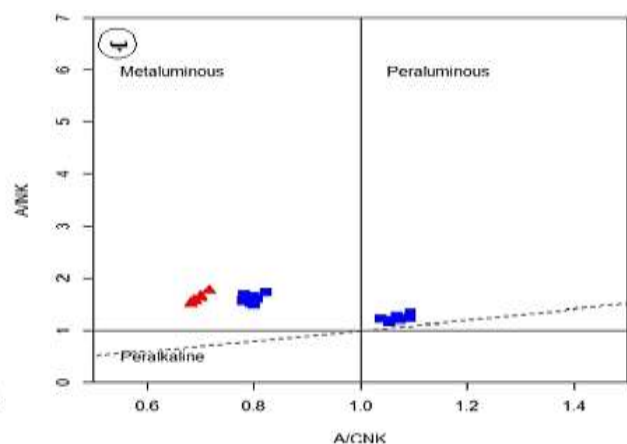
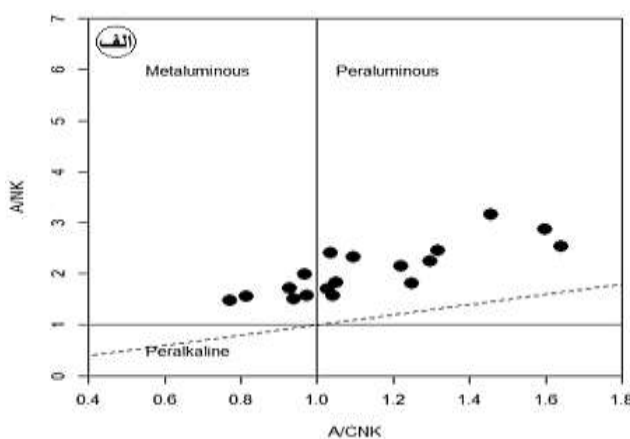
تعیین ضریب اشباع از آلومین

رده‌بندی‌های مختلفی تاکنون برای تعیین مقدار آلومینیوم در

سنگ‌های آذرین ارائه شده است. یکی از نمودارهای مفید برای تعیین مقدار آلومین سنگ‌ها، نمودار مرجع [۲۳] است. سنگ‌های آذرین بر اساس شاخص اشباع از آلومینیوم به سه گروه پرآلومین، متآلومین و پرقلیایی تقسیم می‌شوند. اساس این تقسیم‌بندی مقدار مولی CaO ، Na_2O ، K_2O و Al_2O_3 است. در این نمودار، محور افقی $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ و محور قائم $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ است. بر پایه این نمودار، توده نفوذی فلسی (شکل ۹ الف)، توده مافیک و سنگ‌های آتشفشانی (شکل ۹ ب) در گستره متآلومین و پرآلومین واقع می‌شوند.



شکل ۸. رده‌بندی براساس نمودار Th نسبت به Co [۲۲] برای الف) توده نفوذی فلسی، ب) توده نفوذی مافیک و سنگ‌های آتشفشانی مربع آبی نشانگر سنگ‌های آتشفشانی و مثلث قرمز نشان دهنده توده مافیک (گابرو) است.



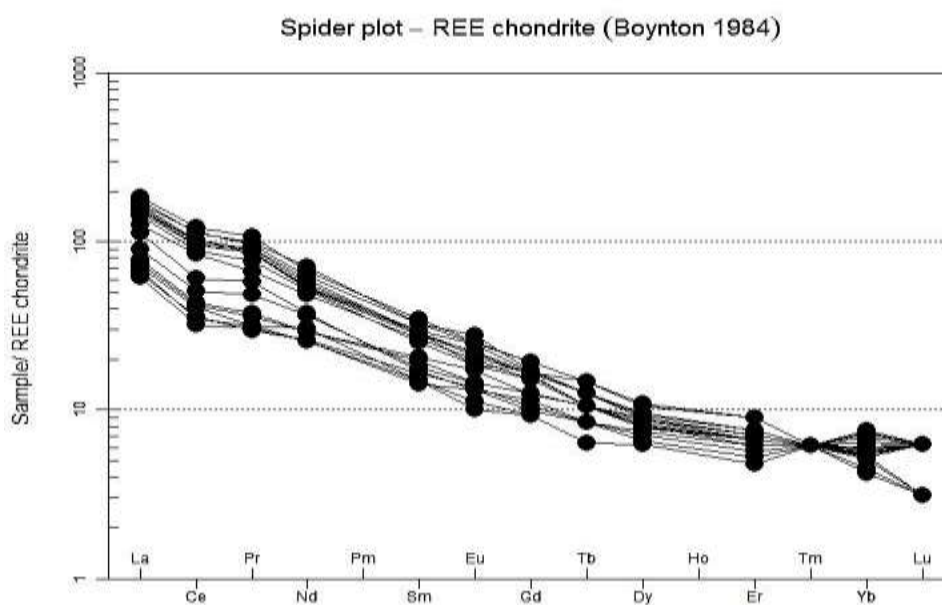
شکل ۹. رده‌بندی براساس نمودار A/NK نسبت به A/CNK [۲۳]. برای الف) توده نفوذی فلسی، ب) توده نفوذی مافیک و سنگ‌های آتشفشانی. بیشتر نمونه‌ها در گستره متآلومین و پرآلومین قرار می‌گیرند. مربع آبی نشان دهنده سنگ‌های آتشفشانی و مثلث قرمز نشانگر توده مافیک (گابرو) است.

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت توده نفوذی مونزودیوریتی، توده مافیک و سنگ‌های آتشفشانی

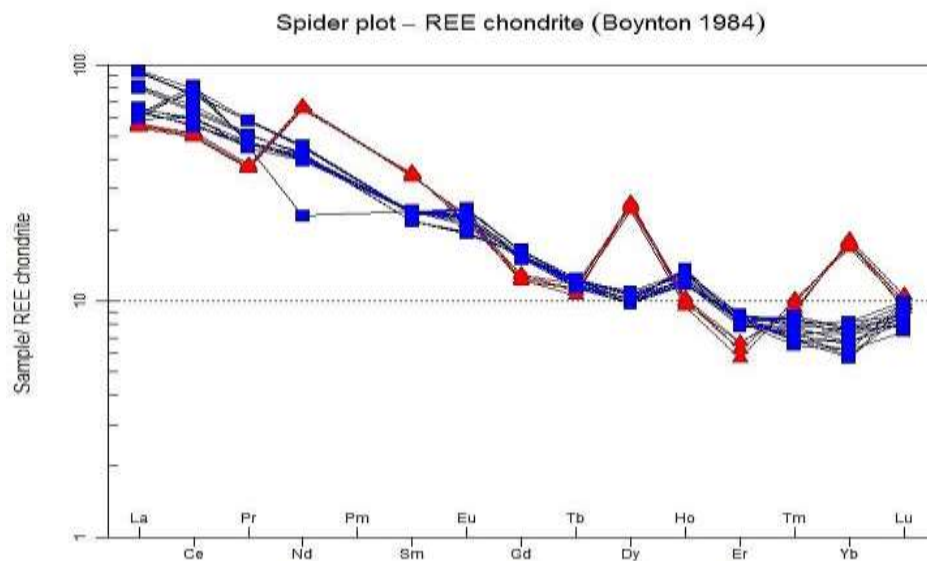
در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت الگوی تغییرات عناصر کمیاب توده نفوذی مونزودیوریتی بصورت موازی است (شکل ۱۰). براساس این الگو، اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر فرآیندهای تبلور جدایشی هم مربوط باشند، باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها بصورت ثابت و پیوسته در یک سری تغییر کند [۲۴]. همچنین این نمودار نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی دارند. دو احتمال برای غنی‌شدگی LREE در سنگ‌های منطقه وجود دارد: (۱) LREE تا حدی ناسازگارتر از HREE هستند [۲۵] که ممکن است در اثر دگرگونی‌های ماگمایی در سنگ‌های دگرسان شده منطقه متمرکز شده باشند، (۲) این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند [۲۶]. برای بی‌هنجاری Eu از رابطه $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm)_N \times (Gd)_N}$ استفاده شد که مقادیر محاسبه شده در جدول ۱ آورده شده‌اند. از این رو، نسبت Eu/Eu^* سنجشی از بی‌هنجاری Eu است که اگر بزرگ‌تر از ۱ باشد، بی‌هنجاری مثبت و اگر کوچک‌تر از ۱ باشد بی‌هنجاری منفی است. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی، بطور مساوی کوچک‌تر و بزرگ‌تر از ۱ است و از این رو هم دارای بی‌هنجاری منفی و هم

دارای بی‌هنجاری مثبت هستند. بی‌هنجاری منفی Eu ناشی از جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپار پتاسیم‌دار از مذاب فلسی چه بدلیل جدایش بلوری و چه اثر ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند) است. نبود بی‌هنجاری‌های منفی و مثبت نشان می‌دهد که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در دگرگونی ماگما ندارد و ممکن است فقط دچار تبلور فشار بالا، پیش از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۲۷].

در نمودار عنکبوتی توده مافیک (گابرو) و سنگ‌های آتشفشانی بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۸]، شیب از سمت عناصر خاکی نادر سبک به سمت عناصر خاکی نادر سنگین کم می‌شود (شکل ۱۱). به بیانی در این نمودار، نمونه‌های توده مافیک (گابرو) و سنگ‌های آتشفشانی غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE را نشان می‌دهند که می‌تواند بیانگر این باشد که سنگ مادر ماگما دارای گارنت بوده که در ذوب شرکت نکرده و عناصر خاکی نادر سنگین را در گوشته دیرگداز نگه داشته است [۲۹]. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای نمونه‌های منطقه مورد بررسی در جدول ۲ ارائه شده است و این نمونه‌ها بی‌هنجاری مثبت دارند. بی‌هنجاری مثبت Eu ناشی از انباشت فلدسپار است [۳۰]. بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان دهنده عمق زیاد تولید ماگما، یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است، زیرا عناصر خاکی نادر سنگین اغلب در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند.



شکل ۱۰ نمودار بهنجار شده توده نفوذی مونزودیوریتی نسبت به کندریت [۲۸].



شکل ۱۱ نمودار بهنجار شده توده مافیک (گابرو) و سنگ‌های آتشفشانی نسبت به کندریت [۲۸] مربع آبی نشانگر سنگ‌های آتشفشانی و مثلث قرمز نشان دهنده توده مافیک (گابرو) است.

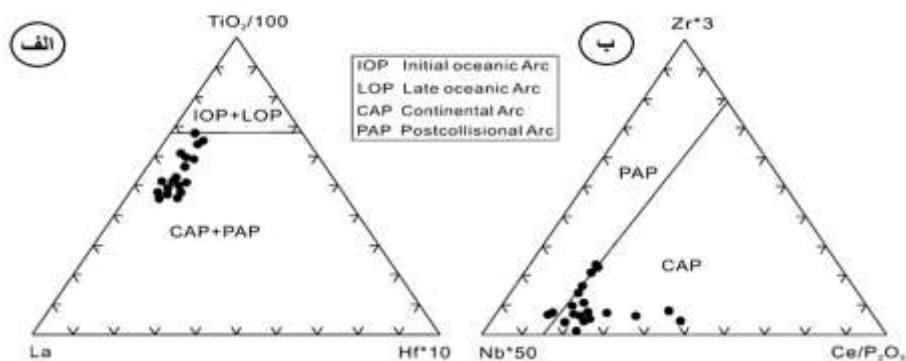
سنگ‌های پتاسیمی محیط‌های زمین‌ساختی قاره‌ای و پس از برخورد، با تمرکز متوسط LREE، LILE و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) در بین سایر زیرگروه‌ها مشخص می‌شوند [۳۲]. کمان‌های اقیانوسی که با فرورانش یک صفحه اقیانوسی به زیر صفحه دیگر مشخص می‌شوند، اغلب دارای تمرکز پایین LREE، LILE و HFSE هستند. سنگ‌های آذرین کمان‌های اقیانوسی را می‌توان براساس نمودارهای سه‌تایی $\text{TiO}_2/100 - \text{La} - \text{Hf} \times 10$ از سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد جدا کرد. بر پایه این نمودار، سنگ‌های منطقه در گستره کمان‌های قاره‌ای و کمان‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۲-الف). برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد از نمودار سه‌تایی $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5 - \text{Nb} \times 50 - \text{Zr} \times 3$ می‌توان استفاده کرد. با توجه به این نمودار، اغلب نمونه‌های مورد تجزیه شیمیایی، در گستره کمان‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۲ ب).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده مافیک (گابرو) و سنگ‌های آتشفشانی، از نمودارهای مثلثی $\text{Hf}/3 - \text{Th} - \text{Ta}$ و $\text{Hf}/3 - \text{Th} - \text{Nb}/16$ استفاده شد [۳۳]. با توجه به این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳).

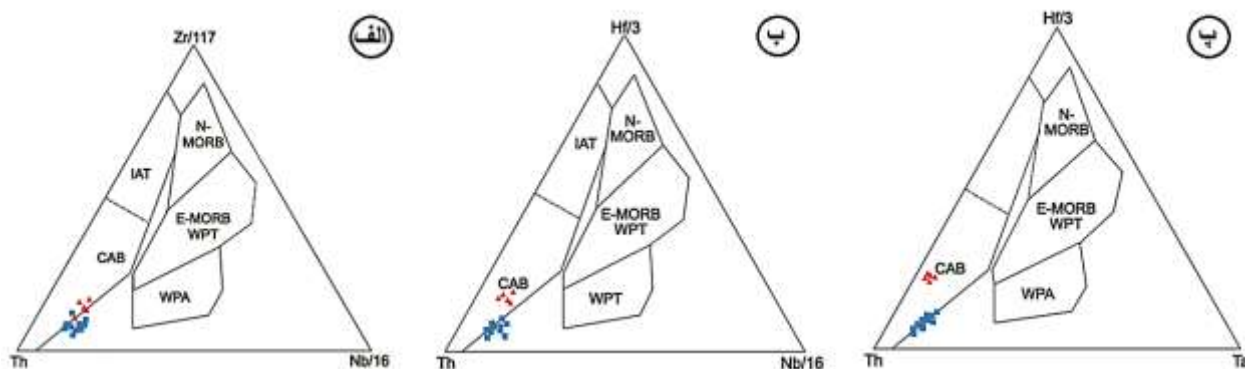
از این رو، وقتی ذوب در اعماق زیاد صورت می‌گیرد، HREE در گارنت، روتیل و زیرکن متمرکز می‌شوند و از ورود آنها به مذاب برآمده از ذوب بخشی جلوگیری شده، سرانجام نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. همچنین درجه‌های کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند به تشکیل ماگمای بازالتی قلیایی منجر شود، که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر خاکی نادر سبک (LREE) را نشان می‌دهد [۳۱]. این رو می‌توان گفت که درجه‌های پایین ذوب بخشی به همراه وجود گارنت، روتیل و زیرکن در خاستگاه، از مهم‌ترین عوامل برای غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEهاست.

تعیین جایگاه زمین‌ساختی

امروزه این امر پذیرفته است که در بیشتر نظام‌های زمین‌ساختی، ذوب بخشی مواد گوشته‌ای باعث ایجاد ماگمای اولیه با ترکیب بازیک تا فوق بازیک می‌شود فرآیندهای بعدی شامل تبلور جدایشی، آمیختگی ماگمایی و آلاش پوسته‌ای، سبب ایجاد طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین در زمین می‌گردند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای اولیه به عواملی از جمله ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ خاستگاه عمیق و میزان ذوب بخشی بستگی دارند. ماگماهای اولیه در اعماق بالای ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری گوشته تشکیل می‌شوند؛ البته این عمق گاهی تغییر می‌کند.



شکل ۱۲ الف) نمودار سه‌تایی $TiO_2/100 - La - Hf \times 100$ برای جدایش کمان‌های اقیانوسی از کمان‌های قاره‌ای، ب) نمودار سه‌تایی $Zr \times 3 - Nb \times 50 - Ce/P_2O_5$ برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های قاره‌ای پس از برخورد [۳۲].



شکل ۱۳ نمودارهای مثلثی $Hf/3-Th-Ta$ ، $Hf/3-Th-Nb/16$ و $Zr/117-Th-Nb/16$ که براساس آنها، توده مافیک (گابرو) و سنگ‌های آتشفشانی در گستره‌های بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی قرار دارند. (IAT: بازالت‌های تولیتی جزایر قوسی، CAB: بازالت‌های آهکی قلیایی قوسی قاره‌ای، WPA: بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای، WPT: تولیت‌های درون صفحه‌ای، N-MORB: بازالت‌های عادی پشته میان‌اقیانوسی، E-MORB: بازالت‌های غنی‌شده پشته میان‌اقیانوسی [۳۳]).

برداشت

سیال‌های گرمایی کانه‌زا تشکیل شده‌اند. با بررسی کانه‌ها در مقاطع صیقلی و نازک‌صیقلی، کانه‌زایی به انواع درون‌زاد و برون‌زاد تقسیم می‌شود. کانه‌های درون‌زاد شامل پیریت و کالکوپیریت هستند که در اثر غنی‌شدگی‌های ثانویه کانی‌های برون‌زاد کالکوسیت، کوولیت، همتیت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت تشکیل شده‌اند. براساس زمین‌شیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه، ماگمای مولد آنها دارای سرشت آهکی قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی بوده است و ویژگی پرآلومین و متآلومین نشان می‌دهد که بدلیل آلودگی با پوسته و شکل‌گیری کانی‌های ثانویه چون سرسیت و کانی‌های رسی طی دگرسانی گرمایی است. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر

براساس بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، واحدهای اصلی سنگی منطقه و کانی‌های تشکیل دهنده آنها عبارتند از (۱) واحد مونزودیوریتی شامل کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی همراه با کانی‌های ثانویه کلریت و سرسیت، (۲) واحد گابرویی شامل پلاژیوکلاز و پیروکسن، (۳) واحد آندزیتی-بازالتی شامل کوارتز و پلاژیوکلاز. نفوذ توده‌های مونزودیوریتی و گابرویی در سنگ‌های آتشفشانی همراه با عملکرد گسل‌ها در شکل‌گیری کانی‌سازی و دگرسانی در منطقه مجیدآباد موثر بوده‌اند. کانه‌زایی در منطقه مجیدآباد بصورت پراکنده و رگه-رگچه‌ای در گسل‌ها، شکستگی‌ها و درزه‌ها رخ داده است و در آن کانی‌های سولفیدی و سیلیس در اثر نهشت مستقیم از

of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran”, International Geology Review, 52(4-6) (2010) 608-630.

[7] Ghorbani M., “A summary of geology of Iran, In The Economic Geology of Iran”, Springer, Dordrecht, 45-64 (2013).

[8] Jamali H., Mehrabi B., “Relationships between arc maturity and Cu–MO–Au porphyry and related epithermal mineralization at the Cenozoic Arasbaran magmatic belt”, Ore Geology Review 31 (2015) 123–138.

[9] Simmonds V., Calagari A. A., Kyser K., “Fluid inclusion and stable isotope studies of the Kighal porphyry Cu–Mo prospect, East- Azarbaidjan, NW Iran”, Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 473-453.

[10] Simmonds V., Moazzen M., “Re-Os dating of molybdenites from Oligocene Cu-Mo-Au mineralized veins in the Qarachilar area, Qaradagh batholith (northwest Iran): Implications for understanding Cenozoic mineralization in South Armenia, Nakhchivan, and Iran”, International Geology Review 57 (2015) 290-304.

[11] Calagari A. A., “Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran”, Journal of Asian Earth Science 23 (2004) 179–189.

[12] Mohamadi M., Borna B., “Report of Geology and Drilling in the Masjed Daghi Area”, (National Iranian Copper Industries Company (NICICO)) (2006).

[13] Zarnab Company, “Geology and Alteration Studies of the Haftcheshmeh Area (National Iranian Copper Industries Company (NICICO))”, (2007).

[14] Ebrahimi S., Alirezaei S., Pan Y., “Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran”, Geological Society, London, Special Publications 350(1) (2011) 133-147.

[15] Alirezaei S., Ebrahimi S., Pan Y., “Fluid Inclusion Characteristics of Epithermal Precious Metal Deposits in the Arasbaran Metallogenic Zone, Northwestern Iran”, [extended abs.], ACROFI-II, India (2008) 1–4.

[16] Nabavi M.H., “An introduction to the Iranian geology (in Persian)”, Geological Survey of Iran, (1976) 110p.

[17] Babakhani A.R., Lesquyer J.L., Rico R., “Geological map of Ahar quadrangle (scale 1:250,000): Geological Survey of Iran”, Tehran, Iran (1990).

به‌نجار شده به ترکیب کندریت برای نمونه‌های سنگی منطقه مجیدآباد نشان دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE و تهی‌شدگی از HREE بوده، که این پدیده بیانگر پیدایش آنها در پهنه‌های فروران‌ش است. توده مونزودیوریت دارای بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی Eu و توده گابرویی و سنگ‌های آتشفشانی دارای بی‌هنجاری مثبت Eu هستند. رخداد بی‌هنجاری منفی Eu نشانگر تخریب پلاژیوکلاز توسط سیال‌های گرمایی دما بالا است و بی‌هنجاری‌های مثبت Eu نتیجه انباشت پلاژیوکلاز هستند. برپایه نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی پیدایش ماگما، این سنگ‌ها وابسته به کمان قاره‌ای هستند.

قدردانی

نویسندگان از معاونت محترم پژوهش و فناوری دانشگاه تبریز بخاطر در اختیار گذاشتن امکانات مالی پژوهش و نیز از داوران محترم و مسئولین گرامی مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران برای هرچه پربارتر شدن مقاله، کمال تشکر و قدردانی را دارند.

مراجع

- [1] Innocenti F., Mazzuoli R., Pasquare G., Radicati di Brozolo F., Villari L., “Tertiary and quaternary volcanism of the Erzurumkars area (Eastern Turkey): geochronological data and geodynamic evolution”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 13 (1982) 223-240.
- [2] Hezarkhani A., “Petrology of the intrusive rocks within the Sungun porphyry copper deposit, Azerbaijan, Iran”, Journal of Asian Earth Sciences, 27(3) (2006) 326-340.
- [3] Dilek Y., Imamverdiyev N., Altunkaynak, S., “Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: Collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint”, International Geology Review 52(2010) 536-578.
- [4] Dercourt J.E., Zonenshain L.P., Ricou L.E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbertshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., “Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias”, Tectonophysics, 123(1-4) (1986) 241-315.
- [5] Alavi M., “Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran”, American Journal of science, 307(9) (2007) 1064-1095.
- [6] Jamali H., Dilek Y., Daliran F., Yaghubpur A., Mehrabi B., “Metallogeny and tectonic evolution

intrusive complex in shanxi Province, Western north China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime", *Lithos*, v. 01566 (2007) p. 1- 22.

[28] Boynton W. V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier (1984) 63-114.

[29] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Routledge", London, 384 p. (2014)

[30] Jung S., Hffer E., Hoernes S., "Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis", *Lithos*, v. 96 (2007) p. 415-435.

[31] Wass S.Y., Roger N.W., "Mantle Metasomatism-Precursor to alkaline continental volcanism. *Geochim*", *Cosmochim. Acta*, v. 44, p. (1980) 1811-1823.

[32] Müller D., Rock N. M. S., Groves D. I., "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study", *Mineralogy and Petrology* 46 (1992) 259-289.

[33] Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectenomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British tertiary volcanic province", *Earth Planet Sci Lett* (50), (1980) Pp. 11-30.

[18] Mehrpartou M., Kh. Nazer N., "Geological map of Kaleybar (scale 1:100.000)", Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (1999).

[19] Whitney D. W., Evans B. W., "Abbreviations for names of rock forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.

[20] Middlemost E.A.K., "Naming materials in the magma igneous system", *Earth-Science Reviews* 37 (1994) 215-224.

[21] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology*, 20 (1977) 325-343.

[22] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements", development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48(2007) 2341-2357.

[23] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*", 101(5) (1989) 635-643.

[24] Wilson M., "Igneous petrogenesis, a global tectonic approach", Chapman and Hall, 466 p. (1989).

[25] Krauskopf K. P., Bird D., "Introduction to geochemistry", Mc Graw Hill, 788 pp. (1976).

[26] Winter J.D., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, NJ, 697p. (2001).

[27] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., "Petrology and geochemistry of zijinshan alkanin