

بررسی و مقایسه ژئوشیمی توده‌های نیمه‌ژرف باردار و نابارور با نگرشی بر شواهد آداکیت‌ها در محور دهج - میدوک (شمال شهر بابک)

لیلا برهمندا^۱، منصور قربانی^۲ و سید محمد پور معافی^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۶/۰۹ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۱۲/۰۳

چکیده

محور دهج- میدوک در شمال شهر بابک جای دارد. در این منطقه، در مجموع ۹ توده پورفیری نیمه‌ژرف شامل میدوک، پرکام، ایجو، سقینو، چاه‌فیروزه، نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر با سن الیگوسن تا پلیوسن دیده می‌شود که از میان آنها توده‌های پرکام، ایجو، سقینو، چاه‌فیروزه و میدوک باردار و توده‌های نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر نابارور هستند. ترکیب این توده‌ها بیشتر شامل دیوریت پورفیری، کوارتز دیوریت و گرانودیوریت است. بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی مشخص شد که ماگمای مجموعه مورد بررسی، سرشت پرآلومین تا متآلومین دارد و سری ماگمایی آن از نوع کالک‌آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی است. همچنین بررسی نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی، طیف پیوسته‌ای میان ترکیبات سنگ‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که نشان‌دهنده انجام تفریق ماگمایی گسترده در طی تبلور است. شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی محور دهج- میدوک از نوع A است. همه داده‌ها نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد مطالعه، حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی هستند. در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه، فرورانش تخت رخ داده و به همین سبب، نرخ ذوب بخشی نیز پایین است و در نتیجه سنگ‌های آداکیتی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌های آداکیتی، توده‌های نفوذی زمان پلیوسن را تشکیل داده‌اند و به سبب اینکه ماگما در مراحل پیشین فعالیت ماگمایی و در طی تشکیل توده‌های باردار، عناصر فلزی خود را از دست می‌دهد، کانه‌زایی ندارد و نابارور است.

کلیدواژه‌ها: محور دهج- میدوک، فرورانش، کمریند ماگمایی ارومیه- دختر، فعالیت ماگمایی آداکیتی.

*نویسنده مسئول: منصور قربانی

E-mail: m_ghorbani@hotmail.com

۱- پیش‌نوشتار

ناحیه دهج- میدوک بخشی از کمریند ماگمایی ارومیه- دختر است و در بخش جنوبی کمریند مس‌دار کرمان در شمال- شمال‌خاور شهرستان شهر بابک جای دارد. سنگ‌های این ناحیه، بخشی از کمریند ماگمایی ارومیه- دختر در باختر و مرکز ایران هستند. این کمریند در اثر فعالیت ماگمایی زمان ترشیری و فرورانش صفحه عربی به زیر صفحه ایران به وجود آمده است (Berberian and Berberian, 1981). با توجه به مطالعاتی که به تازگی انجام شد؛ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، جزو سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای به شمار می‌آیند (Aghazadeh et al., 2015). بنابراین لازم است که منشأ این مجموعه نفوذی با دقت مطالعه شود. زیرا محیط‌های فرورانش یکی از پیچیده‌ترین محیط‌های زمین‌ساختی هستند و منشأهای گوناگونی همچون گوه‌گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورانده، رسوبات فرورانده شده و پوسته زیرین، در تعیین ترکیب ماگما در این مناطق نقش دارند (Wilson, 1989). از سوی دیگر، فرایندهای متفاوتی مانند آب‌زدایی قطعه فرورونده، ذوب بخشی، تفریق بلوری، آغشتگی ماگمایی و آمیختگی ماگمایی نیز می‌توانند روی تکامل این ماگماها مؤثر باشد. بر پایه این مدل ژئودینامیکی و ماگمایی (فرورانش)، طی دوره کرتاسه تا اواخر ترشیری، در بخش‌های گسترده‌ای از پهنه ساختاری ایران، به‌ویژه در کمریند ماگمایی ارومیه- دختر، توده‌های نفوذی کالک‌آلکالن در ارتباط با محیط فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای به‌صورت توده‌های همزمان با برخورد تا توده‌های پس از برخورد تشکیل می‌شوند. همچنین باید خاطر نشان کرد که این فعالیت ماگمایی در منطقه کرمان از دید کانی‌سازی مس غنی است؛ به گونه‌ای که در برخی از توده‌های نفوذی، مس پورفیری تشکیل می‌شود و حال آنکه برخی دیگر از توده‌های نفوذی نابارور و بدون کانی‌زایی هستند. مطالعات گسترده‌ای در این منطقه انجام شد که از جمله می‌توان به مرادیان شهر بابکی (۱۳۶۹)، بیابانگرد (۱۳۷۸)، اسدی‌پور (۱۳۸۱)، احمدی‌پور فرسنگی (۱۳۷۲)، قزوینی (۱۳۷۱)، قربانی (۱۳۸۷)، عطاپور (۱۳۸۶)، عطاپور و آفتابی (۱۳۸۸)، پروین‌پور (۱۳۸۶)، رسولی و همکاران (۱۳۹۴)، Aghazadeh et al., 2015; Amidi, 1977; Berberian et al., 1982; Biju-Duval et al., 1977; Emami, 1981; Forster et al., 1972;

۲- زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در کمریند ماگمایی ارومیه- دختر و در پهنه ماگمایی مس‌دار کرمان، در شمال شهر بابک جای دارد (شکل ۱).

کهن‌ترین واحد زمین‌شناسی در این منطقه، فیلش‌های اتوسن- پالتوسن هستند (قربانی ۱۳۸۷). سنگ‌شناسی فیلش‌ها شامل مارن ماسه‌ای، آهک ماسه‌ای، مارن سیلتی، آهک و کنگلومراست. اما باید اذعان داشت که پیکره اصلی سنگی محور دهج- میدوک و پیرامون آن را سنگ‌های ماگمایی تشکیل می‌دهند. فعالیت ماگمایی ترشیری در محور دهج- میدوک که بخشی از زیرپهنه آبدر- دهج است؛ ۵ فاز اصلی به قرار زیر دارد (قربانی، ۱۳۸۶): (۱) فاز آتشفشانی اتوسن زیرین و میانی که با فعالیت‌های بازالتی- آندزیتی شروع می‌شود و توده‌های کوچک نفوذی از نوع گابرو تا دلریت آن را همراهی می‌کنند؛ (۲) فاز آتشفشانی اتوسن بالایی- الیگوسن که بیشتر ترکیب اسیدی دارند و سنگ‌های آن روی واحد آندزیتی- بازالتی اتوسن قرار می‌گیرند؛ (۳) فاز سوم توده‌های نفوذی پورفیری هستند. در محور دهج- میدوک، در مجموع ۹ توده پورفیری نیمه‌ژرف شامل میدوک، چاه‌فیروزه، پرکام، ایجو، سقینو، نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر دیده می‌شود که از میان آنها توده‌های پرکام، میدوک، چاه‌فیروزه، ایجو، سقینو بارور و توده‌های نرکوه، ایوب انصار، سرا و کدر نیز نابارور هستند. این توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی فاز اول و دوم نفوذ

در این سنگ‌ها شکل سوزنی دارد و به‌صورت ادخال در بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۲-الف). همچنین در این سنگ‌ها پیروکسن به‌صورت بلورهای بسیار درشت است که در زمینه ریزبلور قرار گرفته است (شکل ۲-ب). همان‌گونه که اشاره شد بخش دیگری از سنگ‌های نفوذی را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که دارای ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی مانند: کوارتز (۲۲٪)، پلاژیوکلاز (۵۱٪)، آلکالی‌فلدسپار (میکروکلین و ارتوکلاز) (۸٪)، بیوتیت (۷٪)، هورنبلند سبز (۱۱٪) هستند و به مقدار خیلی کم کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن هم دیده می‌شود که نسبت حجمی هر یک از کانی‌ها در نمونه‌های مختلف کمی متفاوت است. در مشاهدات میکروسکوپی مشخص شد که بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل، تیتانیت و اکسید آهن تجزیه می‌شود. پلاژیوکلازها در برخی مقاطع بافت منطقه‌ای (زونینگ) دارند (شکل ۲-پ) و در برخی مقاطع دیگر نیز به سرسیست و مسکوویت (کم)، زوئیزیت و دیگر کانی‌های رسی تجزیه می‌شوند (شکل ۲-ت). افزون بر این، رخنمون‌های کوارتز دیوریتی تا تونالیتی به‌صورت پراکنده در میان یا حاشیه بخش‌های گرانودیوریتی دیده می‌شود که به‌صورت سری تحولی موضعی و بدون سطح تماس مشخص با آنها حضور دارند. کانی‌های اصلی کوارتز دیوریت عبارتند از پلاژیوکلاز (۵۵٪)، کوارتز (۱۶٪)، ارتوکلاز (۵٪)، آمفیبول (۱۲٪) و بیوتیت (۷٪). برخی بلورهای پلاژیوکلاز و ارتوکلاز به سرسیست و به کانی‌های رسی تجزیه شده‌اند. آمفیبول به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با ابعاد دانه‌متوسط دیده می‌شود و آثار دگرسانی به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن دیده می‌شود. بیوتیت به مقدار زیاد به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و چند رنگی قهوه‌ای تیره تا زرد روشن دارد (شکل ۲-ث). کوارتز به‌صورت بی‌شکل با ابعاد دانه‌ریز تا دانه متوسط، فضای میان بلورهای دیگر را پر می‌کند. در برخی مقاطع نیز به مقدار خیلی کم می‌توان کانی پیروکسن را دید. پیروکسن در بسیاری از مقاطع این سنگ‌ها تجزیه و به کلریت و کلسیت تبدیل می‌شود (شکل ۲-ج). همچنین می‌توان رگه‌های داخلی تیره رنگی را درون توده آذرین دید که سرشار از کانی‌های فرومیزین (هورنبلند سبز و بیوتیت) هستند. این رگه‌ها افزون بر درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در برخی نمونه‌ها زینوکریست‌های کوارتز دارند که از رگه‌های کوارتزی مجاور گرفته می‌شود و بیانگر تقدم تزریق مذاب سیلیسی بر تزریق مذاب بازیک در این مناطق است. ترکیب این رگه‌ها شامل پلاژیوکلاز (۳۰-۵۵٪)، بیوتیت (۸/۸-۲۰٪)، هورنبلند سبز (۲۷/۹-۴۳٪)، زوئیزیت (۳/۶٪)، کلریت، اپیدوت، آپاتیت و اسفن در یک مجموعه دیوریتی با بافت ریزدانه تا پورفیری است. دایک‌ها و رگه‌های کوارتزی و آپالیتی از مهم‌ترین بخش‌های مشاهدات صحرایی هستند که در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌های نفوذی و حتی درون واحدهای آذرین حضور دارند.

۵- ژئوشیمی

۵-۱. ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

به منظور بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه، از نمودار Harker (1909) استفاده شد. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 ، بیانگر روند منفی و کاهشی مقادیر P_2O_5 ، Pb ، Nb ، CaO ، Fe_2O_3 ، MgO ، TiO_2 و Al_2O_3 و روند مثبت و افزایشی مقادیر Zr ، Ba ، Ce ، K_2O ، Na_2O ، Th است. البته تفریق در این منطقه، با تحولات ماگمایی دیگری مانند آمیختگی و یا فرایندهای گرمایی نیز همراه است که آثار این تحولات به‌صورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها دیده می‌شود.

۵-۲. سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی

برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Peccarillo and Taylor (1976) استفاده شد. بر طبق این نمودار، بیشتر نمونه‌های متعلق به توده‌های بارور در محدوده کالک‌آلکانل پتاسیم بالا جای می‌گیرند. در حالی که بیشتر نمونه‌های توده‌های نابارور در محدوده شوشونیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-الف). همچنین نمودارهای عناصر کمیاب نیز حضور نمونه‌های متعلق

می‌کنند و از دید کانی‌سازی مس پورفیری اهمیت دارند و معادن مس پورفیری چاه‌فیروزه و میدوک در این فاز قرار می‌گیرند؛ (۴) فاز آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی میو-پلیوسن که این فاز یکی از مهم‌ترین فازهای ماگمایی در محور دهج-میدوک است. بیشتر قله‌های منطقه (کوه ایوب، مردوار و کوه‌های مسیر دهج-کدر) که ریخت‌شناسی خشن دارند و تک‌کوه‌های منطقه را تشکیل می‌دهند؛ متعلق به این فاز هستند. ترکیب سنگ‌های این فاز داسیتی و ریوداسیتی است؛ (۵) فاز نیمه‌آتشفشانی و آتشفشانی پلیوکواترن که آخرین و جوان‌ترین فاز ماگمایی منطقه است و حاصل آن تشکیل دو گنبد عاج بالا و پایین است. در طی مشاهدات صحرایی و بررسی ارتباطات صحرایی توده‌های نفوذی با سنگ میزبان، به نظر می‌رسد که ماگما در هنگام جایگزینی گرانروی زیادی دارد و در مراحل آخر انجماد است. به این دلیل که در صحرا می‌توان درزه‌های فراوانی در سنگ‌های نفوذی دید؛ سه نوع درزه در این منطقه به فراوانی دیده می‌شود: الف) درزه‌های همزمان با فعالیت ماگمایی که دایک‌های آپالیتی ایجاد می‌کند که هم در توده‌های بارور و هم در توده‌های نابارور دیده می‌شوند. ب) درزه‌های همزمان با سرد شدن توده که بافت داربستی (استوکورکی) تشکیل می‌دهند و موجب فرایند گرمایی در منطقه می‌شوند. از این دست درزه‌ها به فراوانی در توده‌های بارور می‌توان دید. ج) درزه‌های پس از سرد شدن توده که در این حالت معمولاً درزه‌ها خالی از هر گونه ماده معدنی هستند. این نوع درزه‌ها را در توده‌های نابارور می‌توان دید. همچنین شکل محل همبری‌ها در توده‌های بارور بیشتر بلوکی و سینوسی و در توده‌های نابارور هم راست و مستقیم و محل همبری‌های توده‌های نابارور بیشتر تیز و ناگهانی است؛ همبری تدریجی در محل برخورد توده‌های بارور با سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شود. به نظر می‌رسد نفوذ ماگما همزمان با تغییر شکل سنگ میزبان رخ می‌دهد زیرا داده‌های ژئوشیمیایی نیز این مشاهدات صحرایی را تأیید می‌کنند. در انتها اینکه هیچ‌گونه آثار و شواهد دگرگونی و هاله دگرگونی در این منطقه دیده نمی‌شود.

۳- روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی کامل از منطقه، از همه واحدهای نفوذی نمونه‌برداری صورت گرفت. ۱۲۰ مقطع نازک از سنگ‌ها برداشت شد و توسط میکروسکوپ پلاریزان به منظور مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، بافتی و تعیین ارتباطات کانی‌ها مورد استفاده قرار گرفت. سپس از میان نوع‌های مختلف سنگی ۲۲ (۱۱ نمونه از توده‌های بارور و ۱۱ نمونه از توده‌های نابارور) نمونه سالم و کمتر دگرسان به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF در آزمایشگاه شرکت مطالعات معدنی زرآزما و نیز تجزیه عناصر کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی Actlabs کشور کانادا تجزیه شد که در جدول ۱ نتایج این تجزیه‌ها آمده است. در ادامه به کمک نرم‌افزارهای کامپیوتری (Corel Draw، GCDkit و Petrograph) داده‌های حاصل، پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد نظر استخراج شد که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند.

۴- سنگ‌نگاری

بر پایه مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی ۱۲۰ مقطع نازک از توده‌های نفوذی محور دهج-میدوک مشخص شد که می‌توان در حالت کلی سنگ‌های نفوذی این منطقه را به دو بخش اصلی: ۱) دیوریت پورفیری (شامل دیوریت، مونزدیوریت و کوارتزمونزدیوریت) و ۲) گرانودیوریت پورفیری (شامل گرانودیوریت همراه با تونالیت و کوارتز دیوریت که بدون مرز مشخصی با هم هستند؛ تقسیم کرد. دیوریت‌های پورفیری بیشتر این توده‌های نفوذی نیمه‌زرف را تشکیل می‌دهند. مجموعه کانی‌شناسی در دیوریت‌های پورفیری شامل: پلاژیوکلاز (۵۸٪)، هورنبلند سبز (۱۷٪)، بیوتیت (۹٪)، پیروکسن (۷٪)، کوارتز (۳٪)، اورتوکلاز (۳٪)، آپاتیت، اسفن و زوئیزیت به همراه کانی‌های کدر، کلریت و برخی مواقع الیون و سرسیست با بافتی ریزدانه تا پورفیری است. کانی آپاتیت

نمونه‌ها، طیف ترکیب شیمیایی گسترده‌ای در مقدار SiO_2 ، روند منفی Pb ، CaO و P_2O_5 و روند مثبت Th در برابر SiO_2 در طول تبلور ماگما و روند خطی و منحنی شکل (زنگوله مانند) از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای دما بالاست (Chappell and Millward, 2000). در تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های محور دهج-میدوک، همه نمونه‌ها در سری ماگمایی کالک آلکان و شوشونیتی قرار می‌گیرند. بر پایه بررسی‌های انجام شده روی عناصر کمیاب، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به گرانیتوئیدهای کمان‌های آتشفشانی و قاره‌ای پیش و هنگام برخورد و حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارند. همچنین بررسی‌های انجام شده روی کانی‌های این مجموعه (بخصوص بیوتیت و آمفیبول)، بیانگر بافرینگ اکسیژن بالا هستند و به شرایط اکسیدان اشاره دارند (برهمند و همکاران، ۱۳۹۵). به باور (Ewart 1979) مقادیر بالای فوگاسیته اکسیژن در ماگما، بیانگر محیط فرورانشی است.

بنابراین بر پایه نتایج مطالعه حاضر و موارد یاد شده (الف، ب و پ)، به نظر می‌رسد سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه که در کمرند ماگمایی ارومیه- دختر جای دارند؛ در زمان ائوسن بخشی از یک کمان ماگمایی فعال باشند و شاهد آن هم حجم بسیار سترگ سنگ‌های گوناگون آتشفشانی در منطقه است. به‌طور کلی می‌توان گفت کمرند ماگمایی ارومیه- دختر در محور دهج- میدوک، ویژگی‌های جزایر کمانی و در حال تکوین به یک حاشیه قاره‌ای فعال را دارد (Rasouli et al., 2016) و نتایج داده‌های ژئوشیمیایی این پژوهش نشان می‌دهند که فعالیت ماگمایی نفوذی منطقه مورد مطالعه، از نوع کالک آلکانل پتاسیم بالای کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. چگونگی رخداد فرایندها را می‌توان به قرار زیر بیان کرد.

– مرحله دوم) انجام عمل فرورانش و تشریح تغییرات روی پوسته فرورانده شده: بالا بودن مقدار K_2O و آب در سنگ‌های دگرسان، به دلیل سرشت پتاسیمی و شوشونیتی سنگ‌های غیر دگرسان در محور دهج- میدوک و نیز وجود مقادیر قابل توجهی آب و K_2O پوسته اقیانوسی و یا گوه گوشه‌ای است. پژوهشگران بر این باورند که منبع اصلی آب، پتاسیم، روییدیم، کلر، فلوئور، فسفر، سدیم، اورانیم، توریم و بسیاری دیگر از عناصر ناسازگار، در کمان‌های آتشفشانی، آبزدایی پوسته اقیانوسی فرو رو است (Barker, 1983; Ulmer, 2001). زیرا این گروه از عناصر ناسازگار، در گوه گوشه‌ای کمتر متمرکز می‌شوند. این عناصر بیشتر در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده شیلی متمرکز می‌شوند که میان گدازه‌های بازیک پوسته اقیانوسی جای دارند (Ulmer, 2001). در اثر دگرگون شدن پوسته اقیانوسی به اکلوزیت فلوگوپیتی و ذوب بخشی آن، مذاب‌های حد واسط و اسیدی به وجود می‌آیند که پتانسیل فراوانی در تشکیل کانسارهای پورفیری دارند. ذوب بخشی اکلوزیت آب‌دار (با درصد ذوب بخشی پایین) می‌تواند در ژرفای ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتری، مذاب‌های اسیدی تولید کند و اگر درصد ذوب بخشی بالاتر رود، مذاب‌های حدواسط تولید می‌کند که پس از تفریق بخشی، سبب تشکیل کمان‌های قاره‌ای و کانسارهای پورفیری می‌شوند (Thorpe, 1982). رسوبات شیلی ژوراسیک و کرتاسه منطقه مورد مطالعه که در لابه‌لای گدازه‌های بالشی پوسته اقیانوسی فرورونده وجود دارند، دارای مقادیر زیادی سدیم و پتاسیم و دیگر عناصر هستند که طی واکنش‌های دگرگونی می‌توانسته‌اند به اکلوزیت فلوگوپیت دار تبدیل شوند (Katie et al., 2014).

– مرحله سوم) انجام فوران‌های آتشفشانی ائوسن (معروف به فرایندهای آتشفشانی ائوسن کمرند ماگمایی ارومیه- دختر) و تولید کمان‌های قاره‌ای: ذوب پوسته اقیانوسی فرورو و گوه گوشه‌ای، کمان‌های آتشفشانی ارومیه- دختر را ساخته است. به همراه واحدهای آتشفشانی ائوسن در این بخش از کمرند آتشفشانی ارومیه- دختر، سنگ‌های آذرآوری با ترکیب اسیدی نیز دیده می‌شوند. به نظر می‌رسد که گدازه‌های اسیدی بیشتر از ذوب پوسته اقیانوسی در ژرفای کم و با درصد ذوب بخشی پایین (شب شب کم فرورانش) به وجود آمده باشند (عطاپور، ۱۳۸۶). زیرا ذوب گوه گوشه‌ای حتی با نرخ پایین ذوب، نمی‌تواند مذاب‌های اسیدی تولید کند (Wang et al., 2006). بنابراین فراوانی گدازه‌های اسیدی در منطقه مورد مطالعه، بیانگر درصد ذوب بخشی کم پوسته اقیانوسی فرورونده با شیب کم صفحه فرورانش

به توده‌های بارور را در محدوده کالک آلکانل و حضور بیشتر نمونه‌های توده‌های نابارور را در محدوده شوشونیتی تأیید می‌کند (شکل ۳- ب). همچنان که دیده می‌شود؛ در نمودار تغییرات $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ نیز، بسیاری از سنگ‌های توده‌های بارور در سری ماگمایی کالک آلکانل پتاسیم بالا جای دارند؛ در برابر آن سنگ‌های توده‌های نابارور در محدوده شوشونیتی فوق پتاسیمی جانمایی شده‌اند (شکل ۳- پ). همچنین با استفاده نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومین مشخص شد که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بیشتر در محدوده مت‌آلومین و به مقدار کمتر در محدوده پر آلومین جای گرفته‌اند (شکل ۳- ت). در تعریف آداکیت‌ها آمده که این سنگ‌ها هم به‌صورت خروجی و هم به‌صورت نفوذی به وجود می‌آیند؛ از سویی باید شرایط $\text{La/Yb} (>20)$ ، $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.6$ ، $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ ، $\text{SiO}_2 > 56\%$ و مقدار Sr/Y بالا (>20) همراه با تهی‌شدگی از $\text{Yb} (<2)$ ، $\text{Y} (<18)$ و HFSE و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کمتر از 0.7045 و $\text{Ni} (>20)$ و همچنین $\text{Rb} (<65)$ و $\text{Cr} (>30)$ را داشته باشند و در کمان‌های قاره‌ای و جزایر کمانی یافت شوند. از سوی دیگر، آداکیت‌ها حاصل ذوب پوسته اقیانوسی آمفیبولیتی یا اکلوزیتی با شیب کم (فرورانش تخت) هستند (Gutscher, 2002). همه شواهد در توده‌های نابارور دیده می‌شود که با قرار دادن نمونه‌ها در نمودار Y در برابر Sr/Y تأیید می‌شود (شکل ۳- ث). این نمودار به روشنی نشان می‌دهد که سنگ‌های توده‌های نابارور محور دهج- میدوک در محدوده آداکیت قرار می‌گیرند (در بخش بحث، سازوکار تشکیل شدن تشریح شده است).

به منظور بررسی تحولات سنگ‌های توده‌های مورد مطالعه طی چرخه کوهزایی، از نمودار Batchelor and Bowden (1985) استفاده شد (شکل ۴- الف). طبق این نمودار، سنگ‌ها بیشتر در محدوده‌های ۲ و ۴ جانمایی می‌شوند و بنابراین جزو سنگ‌های پیش از برخورد و همزمان با برخورد به شمار می‌آیند. البته چندین نمونه نیز در محدوده ۶ قرار می‌گیرند که احتمالاً ناشی از تأثیر فرایندهایی همچون آلاش پوسته‌ای است. در پایان اینکه بر پایه اطلاعات حاصل از تقسیم‌بندی (Maniar and Piccoli 1989) نمودارهای مربوطه رسم و در مجموع مشخص شد که این سنگ‌ها در محدوده سنگ‌های نوع I قرار دارند و با توجه به دیگر شواهد ژئوشیمیایی در زیر مجموعه سنگ‌های مناطق CAG قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۴- ب و پ).

۶- بحث

در اینجا ترتیب توالی پدیده‌ها در طی پنج مرحله، با استفاده از داده‌های این نوشتار و همچنین رفرنس‌های مورد اشاره شرح داده شد:

– مرحله اول: بر پایه معیارهای زیر احتمالاً سنگ‌های نفوذی محور دهج- میدوک جزو گرانیتوئیدهای نوع I دما بالا (نوع کردیلرایی) هستند: الف) شواهد صحرائی؛ موقعیت توده‌ها در یک نوار کوهزایی با روند شمال باختر- جنوب خاور، همراه با سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی و داسیتی و همچنین نبود سنگ‌های دگرگونی گرمایی دما بالا در مجاورت توده، حضور انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، با ترکیب کوارتز دیوریتی، آثار کانه‌زایی آهن و مس و لخته‌های مافیک متشکل از هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه، از نشانه‌های صحرائی گرانیتوئیدهای نوع I دما بالا (نوع کردیلرایی) است (Chappell and Millward, 2000)؛ ب) پتروگرافی؛ حضور هورنبلند سبز، چندرنگی کاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، حضور مگنتیت نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن، اسفن شکل دار اولیه، فلدسپار پتاسیم به‌صورت میان‌دانه‌ای و بی‌شکل و با رنگ صورتی رنگ (گوشتی)، حضور آپاتیت‌های سوزنی و به‌صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها (برهمند و همکاران، ۱۳۹۵) و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در سنگ‌های نفوذی محور دهج- میدوک، همگی بیانگر نوع I دما بالاست (Chappell and Millward, 2000)؛ پ) ژئوشیمیایی؛ مت‌آلومین بودن

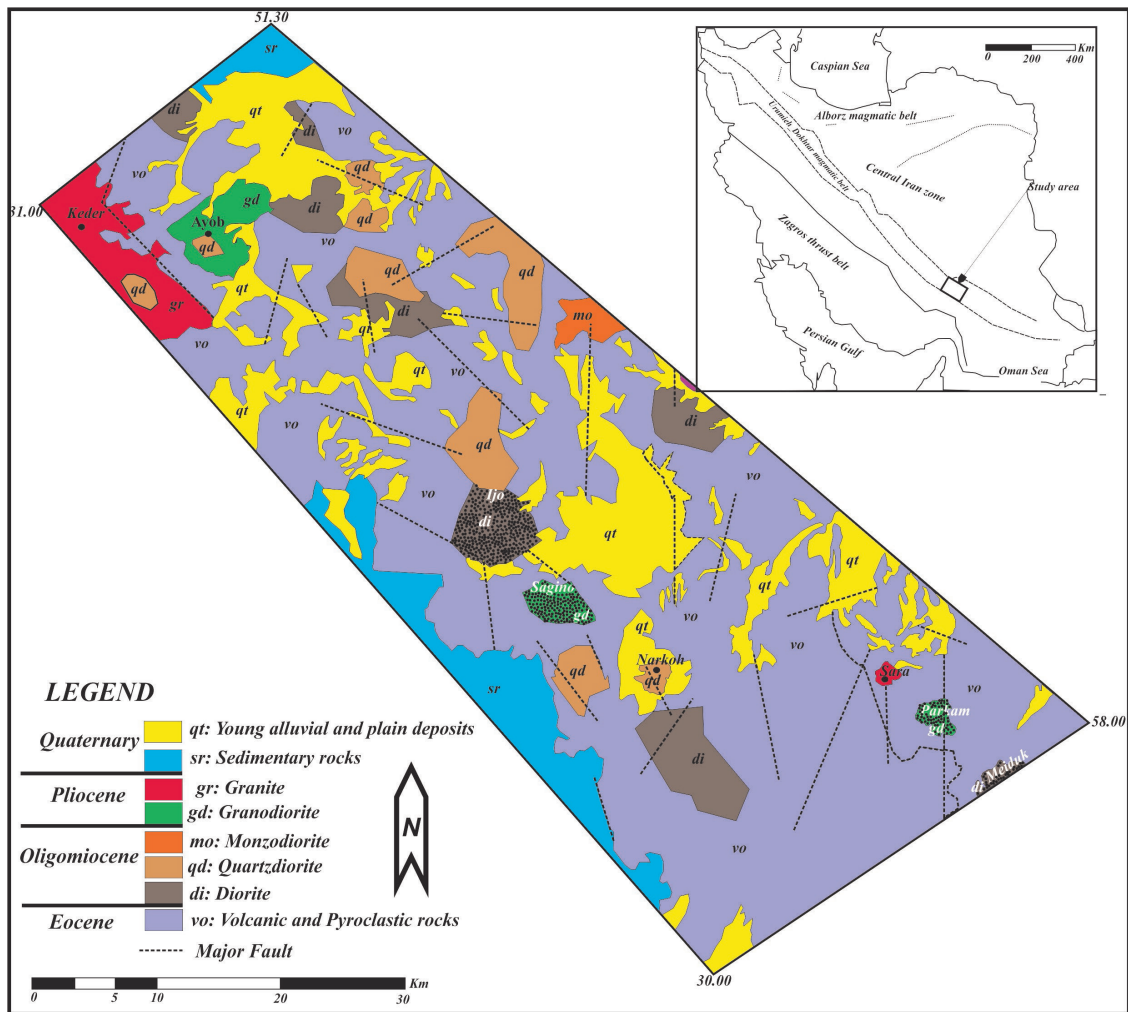
– مرحله پنجم) تولید ماگمای آداکتی و تشکیل توده‌های نابارور: واحدهای رسوبی الیگومیوسن و نوژن یک وقفه آتشفشانی قابل توجه نشان می‌دهند (عطاپور، ۱۳۸۶). پدیده‌های ماگمایی پلیوسن در بخش‌های شمال و شمال‌باختر منطقه مورد مطالعه نمود زیادی دارند و بیشتر دارای ترکیب داسیتی و ریوداسیتی هستند و کوه مردوار، نرکوه، تریشکوه، مارچ، بیدخان و عاج بالا و پایین با ماهیت آداکتی، حاصل این فعالیت ماگمایی است. از سوی دیگر، مطالعات انجام شده حضور ترکیبات دیوریتی و کوارتز دیوریتی را در هسته داسیت‌های دهج، نرکوه، ایوب انصار، کدر و عاج بالا و پایین گوشزد می‌کند (Dimitrijevic, 1983). همان‌طور که اشاره شد بر پایه مطالعات انجام شده، ذوب پوسته اقیانوسی با شیب تقریباً افقی (فرورانش تخت)، می‌تواند ماگمای آداکتی تشکیل دهد (Haschke et al., 2002). بنابراین ماگمای مادر سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی از ذوب قطعه فرورانده کم‌شیب در این دوره زمانی به وجود آمده‌اند. حضور سنگ‌های داسیتی و ریوداسیت‌های آداکتی منطقه، نشانگر ذوب کم پوسته اقیانوسی با شیب فرورانش کم است. همچنین مذاب‌های اسیدی گرانروی بالاتری دارند و با افزایش ستبرای سنگ‌های آتشفشانی و فشار وارده، توده‌های نفوذی جوان دیوریتی و کوارتز دیوریتی را در هسته استراتوولکان به وجود آورده‌اند. با توجه به اینکه بخش زیادی از عناصر کانه‌ساز مانند مس، مولیبدن، سرب، روی، طلا و موجود در پوسته اقیانوسی توسط فاز پیشین (توده‌های نفوذی پورفیری متعلق به زمان الیگومیوسن) به صورت کانسارهای پورفیری متمرکز شده و کانه‌زایی انجام داده‌اند؛ بنابراین مذاب اسیدی مرحله بعدی (فازهای ماگمایی مرحله پلیوسن) با درصد ذوب بخشی کم، نمی‌تواند دارای مقادیر قابل توجهی مس به عنوان عناصر سازگار باشند و در نتیجه سنگ‌های ماگمایی این مرحله نابارور هستند که توده‌های نابارور محور دهج- میدوک حاصل این فرایند هستند.

۷- نتیجه‌گیری

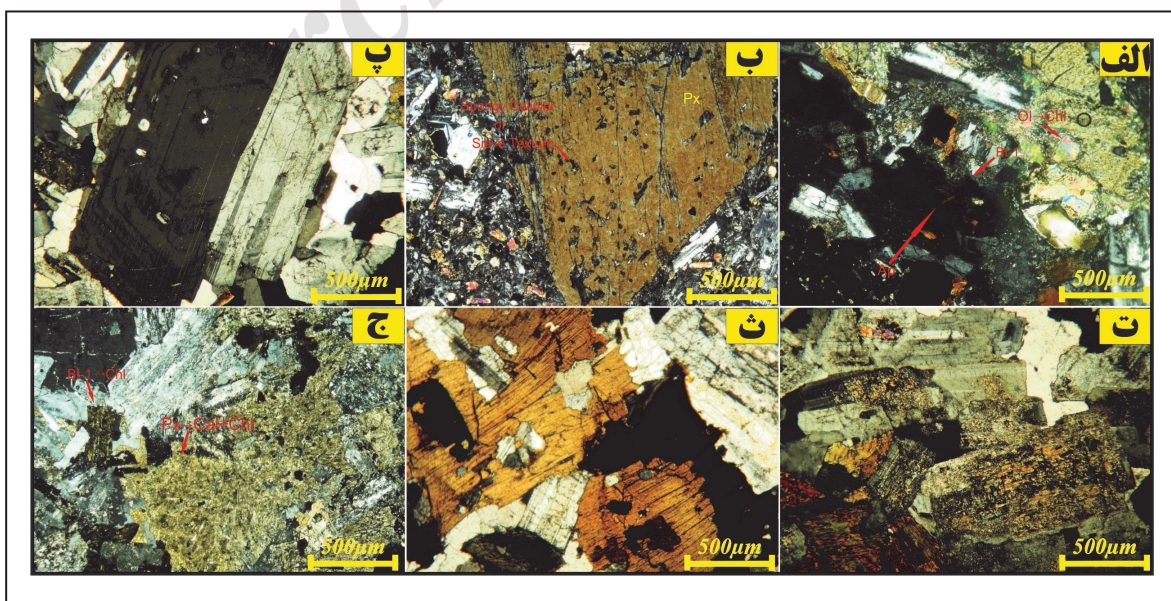
تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 ، بیانگر روند منفی و کاهشی مقادیر TiO_2 ، Al_2O_3 ، CaO ، Fe_2O_3 ، MgO ، Nb ، Pb ، P_2O_5 ، Th ، Na_2O ، K_2O ، Ce ، Ba و Zr برای سنگ‌های محور دهج- میدوک است. این تغییر روندها در عناصر اصلی و کمیاب با پیشرفت فرایند تفریق بلوری ماگمایی همخوانی دارد. سرشت ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، شوشونیتی و کالک‌آلکان پتاسیم بالاست. محیط تکنوموگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه حاشیه فعال قاره‌ای است که سبب تشکیل سنگ‌های کمان قاره‌ای شده است. شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی محور دهج- میدوک از نوع I بوده که بر اثر فروانش و ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و آبگیری گوه گوشته‌ای حاصل شده است. در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه، فرورانش تخت رخ داده که نرخ ذوب بخشی نیز پایین بوده است و به همین سبب سنگ‌های آداکتی تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها توده‌های نفوذی زمان پلیوسن را تشکیل می‌دهند و به سبب اینکه در مراحل پیشین، ماگما عناصر فلزی خود را از دست داده است؛ بدون کانه‌زایی و نابارور هستند.

است (عطاپور، ۱۳۸۶). داده‌های دقیقی در مورد شیب صفحه فرورانش در ایران وجود ندارد. اما با این وجود، کمترین شیب صفحه فرورانش در ایران را ۲۰ و بیشترین آن را ۷۰ درجه فرض کرده‌اند (Berberian and King, 1981). با افزایش شیب صفحه فرورانش و افزایش درجه ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و تا اندازه‌ای گوه گوشته‌ای، ماگمای حدواسط و ماگمای بازالتی به وجود می‌آید. بنابراین کمان‌های قاره‌ای در ائوسن، مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی در محور دهج- میدوک بوده‌اند که در ابتدا در اثر شیب کم صفحه فرورانش و درصد ذوب بخشی کم، مذاب‌های اسیدی و در پایان با افزایش شیب صفحه فرورانش و در نتیجه افزایش مذاب حاصل از ذوب بخشی، مذاب‌های حدواسط و بازیک نیز به وجود آورده‌اند.

– مرحله چهارم) چگونگی کاهش شیب صفحه فرورانش و تولید توده‌های نفوذی بارور: در این مرحله ابتدا فوران‌های آتشفشانی مرحله سوم قطع می‌شود و دریا پیشروی می‌کند. پیشروی دریا سبب رسوب‌گذاری بخش‌های پایینی سازند قم و سازند سرخ بالایی روی سنگ‌های آتشفشانی پیشین می‌شود (عطاپور، ۱۳۸۶). توقف فعالیت‌های آتشفشانی که در نتیجه بالا آمدن گوه گوشته‌ای انجام می‌شود (Haschke et al., 2002)؛ سبب کاهش شیب صفحه فرورانش می‌شود و فرورانش تخت (flat subduction) ایجاد می‌کند. بر پایه بررسی‌های انجام شده مشخص شد که در طی فرورانش پوسته اقیانوسی، به دلیل اینکه نیروی فرورانش پوسته در مرز تبدیل آن به اکلوزیت از نیروی لیتواستاتیک بیشتر است، بخش‌هایی از پوسته اکلوزیتی شکسته می‌شود (slab break-off) و به درون گوشته فرو می‌رود (Barker, 1983; Moores and Twiss, 1999; Haschke et al., 2002). این پدیده در اثر افزایش ناگهانی وزن حجمی بیشتر پوسته اکلوزیتی (۳/۳ گرم بر سانتی‌متر مکعب) نسبت به پوسته بازالتی یا آمفیبولیتی (۲/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب) رخ می‌دهد. آزاد شدن قطعات اکلوزیتی سبب کاهش وزن پوسته باقیمانده می‌شود و در نتیجه رانده شدن این پوسته باقیمانده به سوی بالا می‌شود و شیب آن کاهش می‌یابد. در نتیجه می‌توان تصور کرد که ذوب قطعه فرورانده کم‌شیب (فرورانش تخت)، منشا تشکیل ماگما‌های آداکتی کمان قاره‌ای است (Gutscher, 2002). توده‌های نفوذی الیگومیوسن پس از توقف فعالیت‌های آتشفشانی به‌طور گسترده و به‌صورت توده‌های نفوذی با ترکیب چیره دیوریتی، مونزونیتی، کوارتز دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و آپلیتی تشکیل شده‌اند (عطاپور، ۱۳۸۶). مطالعات زمین‌دما فشارسنجی کانی‌ها نشان می‌دهد که ژرفای جایگزینی توده‌های یادشده میان ۲ تا ۵ کیلومتر متغیر است (برهمند و همکاران، ۱۳۹۵). فراوانی بافت پورفیری و کانی‌های آبدار مانند هورنبلند و بیوتیت در توده‌های نفوذی، نشان‌دهنده تفریق بخشی و سرد شدن مذاب در چند مرحله است. تفریق بخشی شدید و آبدار بودن مذاب می‌تواند سیال‌های ماگمایی زیادی تولید کند که عامل اصلی کانه‌زایی پورفیری در توده‌های پورفیری بارور در منطقه مورد مطالعه است. بنابراین توده‌های نفوذی محور دهج- میدوک در این زمان، کانه‌زایی زیادی تجربه کرده‌اند که معدن مس پورفیری میدوک و چاه‌فیروزه نمونه‌هایی از این کانی‌زایی هستند.

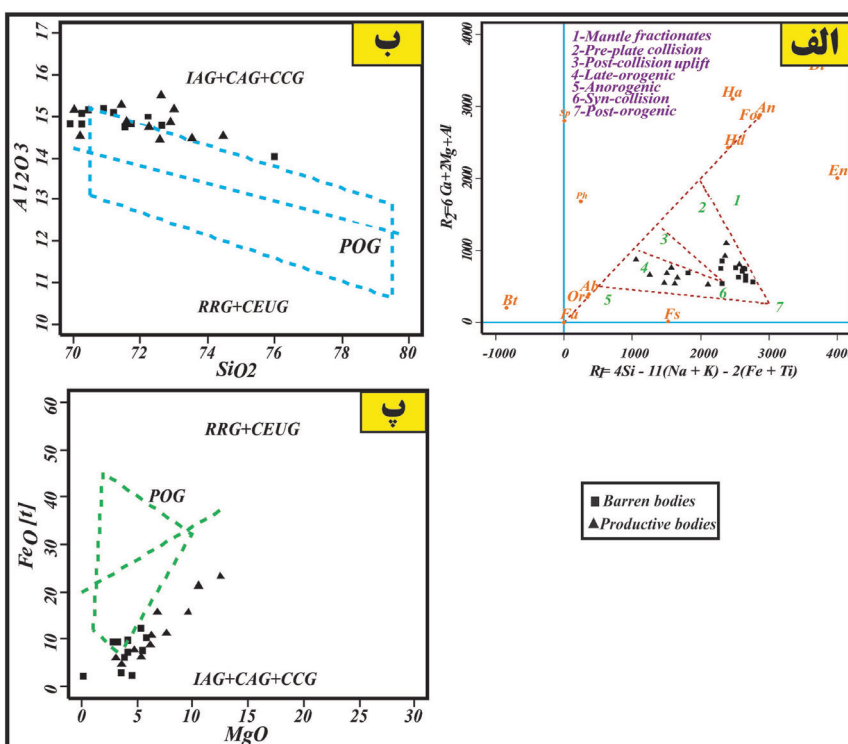
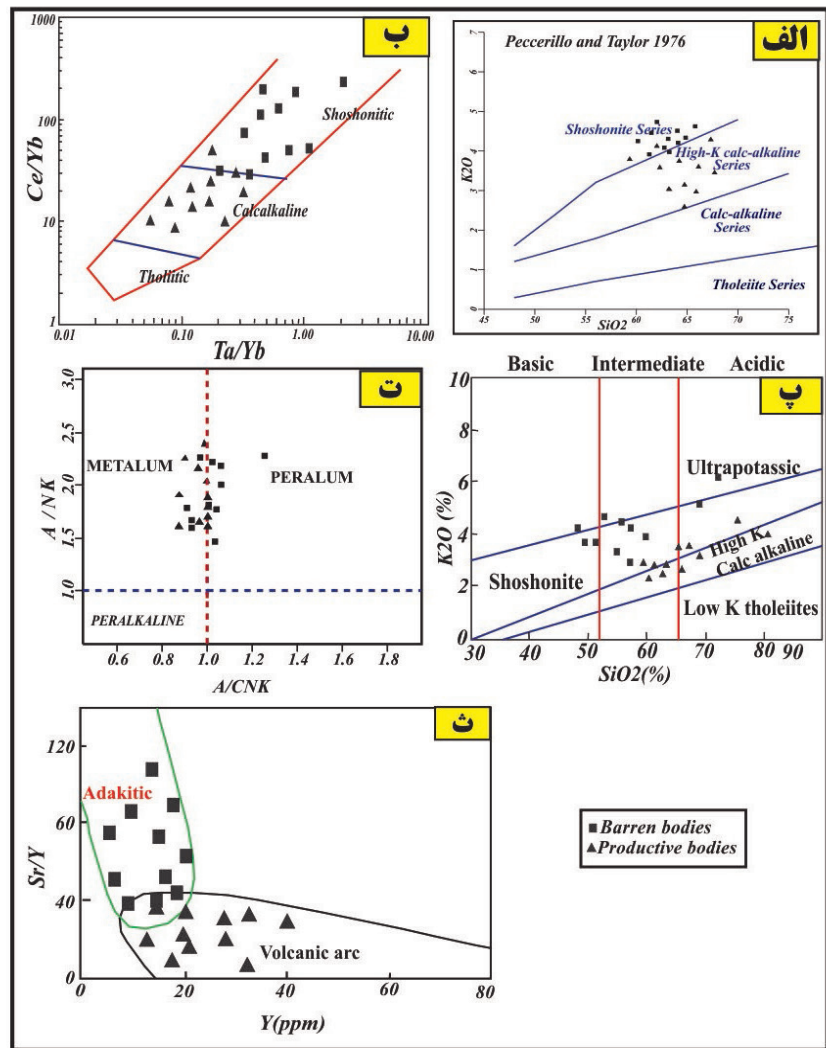


شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ (برگرفته از نقشه‌های زمین شناسی نماشیر، سبزواران و بم با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، تهیه شده توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور با تصحیحات)، توده‌های باردار با نقطه‌چین مشخص شده‌اند.



شکل ۲- الف) حضور کانی آپاتیت به صورت سوزن‌های نازک درون کانی بیوتیت؛ ب) حضور بلورهای بسیار درشت پیروکسن به صورت درشت‌بلور؛ پ) حضور بلورهای بسیار درشت پلاژیوکلاز که بافت منطقه‌ای نیز دارند؛ ت) بلورهای فلدسپار که به فراوانی دچار دگرسانی شده‌اند؛ ث) حضور مقدار بسیار فراوان بیوتیت در کوارتز دیوریت‌ها؛ ج) نمایی از پیروکسن در حال تجزیه و تبدیل به کلریت و کلسیت.

شکل ۳- الف) تعیین سری ماگمایی با بهره‌گیری از نمودار (الف) (Peccerillo and Taylor, 1976) K_2O در برابر SiO_2 ؛ ب) نمودار تغییرات Ta/Yb در برابر Ce/Yb که جداکننده سری‌های ماگمایی است (Muller and Groves, 1997)؛ پ) نمودار $K_2O - SiO_2$ برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه؛ ت) تعیین شاخص اشباع از آلومین با بهره‌گیری از نمودار (Shand (1943)؛ ث) نمودار تغییرات Y در برابر Sr/Y (Defant and Drummond, 1990).



شکل ۴- الف) تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها بر حسب نمودار (Batchelor and Bowden (1985)؛ ب و پ) نمودارهای تفکیک موقعیت پتروزتیکی سنگ‌های محور دهج- میدوک (Maniar and Piccoli, 1989).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های محور دهج- میدوک (داده‌های عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و داده‌های عناصر فرعی بر حسب بخش در میلیون (ppm) است).

Sample	CHF-1	CHF-6	CHF-20	SEG-1	SEG-7	SEG-19	IJO-1	IJO-10	PAR-1	PAR-7	PAR-14
سنگ نگاری	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	گرانودیوریت	کوارتز دیوریت	گرانودیوریت	کوارتز دیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	مونزودیوریت	دیوریت
SiO ₂	۶۳/۰۳	۶۰/۶	۶۳/۱	۶۹/۲۳	۶۳/۶	۶۴/۹۹	۶۳/۸۲	۶۹/۲۴	۶۶/۰۲	۵۹/۹	۴۹/۱
TiO ₂	۰/۲۴	۰/۴۱	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۴۴	۰/۵۳	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۵۹	۰/۵۵	۱/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۵/۶۵	۱۵/۳	۱۵/۲۷	۱۶/۹۲	۱۶/۰۴	۱۶/۱۳	۱۵/۴۴	۱۶/۶۹	۱۶/۹۶	۱۶/۲۷	۱۸/۵
FeO	۴/۴	۷/۱۸	۴/۰۵	۱/۲۶	۳/۱۹	۳/۹۵	۳/۵۵	۱/۲۸	۳/۳۸	۴/۲۱	۱۱/۳۱
MnO	۰/۱۷	۰/۱	۰/۱	۰/۰۳	۰/۲۶	۰/۱۵	۰/۳۸	۰/۲۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۳
MgO	۲/۳	۲/۹۴	۲/۱۳	۰/۸۳	۱/۱۶	۱/۸۱	۱/۶۵	۰/۸	۰/۸۵	۴/۴	۴/۲۲
CaO	۳/۱۸	۱/۸۷	۴/۰۷	۵/۳۴	۴/۶۴	۴/۹۶	۳/۱۴	۰/۷۶	۱/۵۸	۲/۸۳	۷/۳۱
Na ₂ O	۳/۱۴	۲/۷۷	۳/۴۵	۲/۴	۲/۷۸	۲/۵۶	۴/۲۴	۴/۳۲	۲/۳۵	۴/۲۲	۳/۹۷
K ₂ O	۳/۱۳	۳/۱	۳/۱۱	۲/۴	۲/۷۸	۲/۵۶	۲/۳۲	۴/۹۲	۲/۸۹	۲/۶۳	۰/۸۲
P ₂ O ₅	۰/۲۵	۰/۴۱	۰/۱۸	۰/۲۶	۰/۲۲	۰/۲۴	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۶	۰/۱۴	۰/۲۹
Total	۹۵/۵	۹۴/۶۸	۹۵/۶۴	۹۸/۹۳	۹۵/۱۱	۹۷/۸۸	۹۵/۱۵	۹۸/۷۸	۹۴/۸	۹۸/۱۹	۹۶/۶۷
Ba	۹۷۳	۹۶۲	۹۴۲	۱۷۲	۸۰۷	۶۲۹	۵۷۳	۵۸۲	۶۵۰	۷۴۷	۳۱۹
Rb	۷۵	۷۷	۷۳	۸۰	۷۸	۵۷	۳۱	۲۴	۸۲	۶۴	۱۸
Sr	۸۱۳	۸۲۲	۷۷۷	۴۰۷	۶۳۴	۹۷۹	۶۰۶	۶۰۷	۵۶۶	۸۱۰	۶۶۳
Zr	۱۱۵	۱۱۳	۱۰۰	۱۱۹	۹۲	۱۳۳	۹۱	۹۱	۱۲۵	۱۱۶	۵۴
Nb	۴	۶	۴	۵	۴	۶	۳	۳	۶	۷	۱
Ni	۲۰	۴۰	۱۹	۱۸	۱۷	۳۰	۱۹	۲۰	۲۰	۱۹	۱۸
Co	۱۴	۲۰	۹	۳	۵	۱۱	۷	۴	۴	۸	۲۸
Cr	۳۰	۵۰	۱۸	۱۹	۱۷	۱۹	۱۸	۲۰	۲۰	۲۰	۱۹
La	۲۹/۳	۳۵/۷	۲۵/۱	۲۴/۹	۲۰/۳	۲۴/۳	۱۷/۲	۱۹/۶	۳۰/۸	۲۷/۴	۶/۱
Ce	۵۴/۴	۶۶	۴۳/۷	۴۵/۳	۳۸	۶۰/۲	۳۲/۲	۳۸/۱	۵۷/۲	۵۳/۴	۱۴/۵
Pr	۵/۶۳	۷/۲۵	۴/۴۱	۴/۸۸	۴/۱۵	۵/۲	۳/۴۴	۴/۳۵	۶/۱۶	۵/۸۲	۲/۰۴
Nd	۲۱/۵	۲۷/۲	۱۶/۲	۱۹/۵	۱۶/۴	۲۰	۱۳/۱	۱۷/۶	۲۳	۲۲/۶	۱۰/۵
Sm	۳/۷	۴/۵	۳	۳/۳	۳/۱	۳/۷	۲/۳	۳/۴	۴/۲	۴/۲	۳/۱
Eu	۱/۰۸	۱/۳	۰/۸۹	۰/۹۹	۰/۹۸	۱/۱۳	۰/۶۸	۱/۱	۱/۲۷	۱/۲۶	۱/۱۶
Gd	۳	۳/۴	۲/۴	۲/۶	۲/۵	۲/۸	۱/۸	۳/۵	۳/۱	۳/۲	۳/۶
Tb	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۲	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۶
Dy	۱/۹	۲/۱	۱/۷	۱/۶	۱/۵	۱/۸	۱/۱	۲/۸	۲/۱	۲/۱	۳/۷
Ho	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۵	۰/۴	۰/۴	۰/۷
Er	۱	۱/۱	۰/۹	۰/۸	۰/۷	۰/۹	۰/۶	۱/۵	۱	۱	۲/۲
Tm	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۳۱
Yb	۱	۰/۹	۰/۹	۰/۷	۰/۷	۰/۸	۰/۵	۱/۲	۱	۰/۹	۲
Lu	۰/۱۵	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۳۲
Y	۱۱	۱۲	۱۰	۸	۹	۱۰	۶	۲۰	۱۱	۱۱	۲۱
Cs	۳/۱	۲/۴	۱	۶/۴	۱/۷	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۵	۲/۲	۱/۸
Ta	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۳	۰/۳	۰/۵	۰/۶	۰/۱
Hf	۲/۷	۲/۷	۲/۳	۲/۶	۲/۱	۲/۹	۱/۸	۱/۸	۲/۷	۲/۶	۱/۳

ادامه جدول ۱

Sample	NAR-1	NAR-12	KED-1	KED-8	KED-14	KED-P4	AYB-1	AYB-11	SAR-2	SAR-11	SAR-18
سنگ‌نگاری	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	دیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت
SiO ₂	۶۴/۱۳	۶۱/۹	۶۴/۴۷	۶۸/۱۲	۶۵/۰۱	۶۸/۵۶	۶۵/۵۲	۶۶/۴۴	۴۷/۱۷	۶۷/۶۵	۶۸/۴۶
TiO ₂	۰/۵۱	۰/۵	۰/۴۳	۰/۵۲	۰/۴۵	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۶	۱	۰/۴	۰/۴
Al ₂ O ₃	۱۶/۴۸	۱۵/۷۸	۱۶/۰۸	۱۶/۶۸	۱۶/۳	۱۷/۲۳	۱۶/۹۵	۱۶/۸۶	۱۸/۵۴	۱۵/۵۶	۱۵/۶۲
FeO	۳/۹۱	۳/۷۶	۲/۷۶	۴/۲۶	۳/۵۵	۲/۹۳	۳/۷۸	۳/۵۸	۱۱/۶۷	۳/۰۹	۳/۰۷
MnO	۰/۲۲	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۲۴	۰/۰۷	۰/۰۷
MgO	۱/۷۶	۱/۵۲	۳/۱۸	۰/۴	۰/۰۱	۰/۳۲	۱/۲۷	۱/۳۳	۵/۰۵	۱/۱۴	۱/۱۱
CaO	۴/۰۴	۵/۹۷	۲/۹۴	۰/۴۸	۳/۴۷	۳/۳۲	۴/۸۶	۴/۴۳	۸/۵۶	۳/۰۹	۳/۰۷
Na ₂ O	۴/۴۱	۴/۱۸	۳/۵۸	۳/۶۶	۳/۶۶	۳/۴۷	۳/۷۸	۳/۶۹	۳/۱۲	۴/۲۷	۴/۴۵
K ₂ O	۲/۶۱	۲/۵۲	۲/۵۴	۱/۹۵	۱/۶۹	۲/۴۹	۱/۹۵	۱/۹۹	۰/۹۳	۲/۸۶	۲/۸۱
P ₂ O ₅	۰/۱۴	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۲۴	۰/۲۲	۰/۲۲	۰/۲	۰/۲۱	۰/۱۷
Total	۹۸/۲۱	۹۶/۴۲	۹۶/۲۹	۹۶/۲۷	۹۵/۳۲	۹۹/۱۲	۹۸/۸۲	۹۹/۰۵	۹۶/۴۸	۹۸/۳۴	۹۹/۱۳
Ba	۶۷۵	۶۲۴	۶۳۱	۱۶۳۰	۶۱۳	۱۶۹۰	۶۳۸	۶۳۸	۵۱۵	۸۲۷	۶۲۴
Rb	۵۶	۵۲	۴۱	۳۸	۲۴	۵۹	۳۹	۴۰	۲۸	۶۹	۵۲
Sr	۹۱۵	۹۵۵	۷۱۶	۵۲۲	۶۳۶	۹۰۴	۹۹۹	۹۸۸	۶۲۹	۶۲۷	۹۵۵
Zr	۱۲۶	۱۲۲	۱۰۲	۱۳۴	۹۰	۱۱۷	۱۰۲	۹۵	۶۸	۱۳۶	۱۲۲
Nb	۶	۶	۳	۶	۳	۴	۳	۳	۱	۵	۶
Ni	۲۰	۱۶	۱۷	۱۹	۱۶	۱۷	۲۰	۱۸	۱۹	۲۰	۱۷
Co	۱۰	۹	۲	۱	۵	۵	۹	۸	۳۰	۶	۹
Cr	۲۰	۲۰	۱۸	۴۰	۱۷	۲۰	۱۹	۱۸	۱۹	۲۰	۲۰
La	۲۵/۸	۲۴/۳	۲۴	۴۴/۴	۲۲/۳	۲۴/۱	۱۹/۸	۲۵/۸	۷/۹	۲۷/۳	۲۴/۳
Ce	۴۹/۸	۴۶/۵	۴۴/۴	۷۹/۷	۴۲	۴۶/۵	۳۹/۴	۱۰۰	۱۷/۴	۵۱/۱	۴۶/۵
Pr	۵/۴۶	۵/۰۹	۴/۶۸	۸/۰۹	۴/۴	۵/۱۱	۴/۴۶	۴/۸	۲/۴	۵/۴۳	۵/۰۹
Nd	۲۱	۱۹/۸	۱۷/۳	۳۰	۱۷	۱۹/۷	۱۷/۹	۱۸/۶	۱۱/۷	۲۰/۲	۱۹/۸
Sm	۳/۹	۳/۳	۳	۴/۸	۲/۹	۳/۵	۳/۳	۳/۳	۳/۳	۳/۵	۳/۳
Eu	۱/۱۲	۱/۰۳	۰/۸۴	۱/۴۹	۰/۸۸	۱/۰۴	۱/۰۱	۱/۰۲	۱/۲۶	۱/۰۱	۱/۰۳
Gd	۲/۸	۲/۶	۲/۲	۳/۲	۲/۱	۲/۷	۲/۷	۲/۷	۴/۱	۲/۶	۲/۶
Tb	۰/۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۶	۰/۳	۰/۳
Dy	۱/۸	۱/۸	۱/۳	۱/۳	۱/۲	۱/۶	۱/۸	۱/۷	۳/۸	۱/۶	۱/۸
Ho	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۸	۰/۳	۰/۳
Er	۰/۹	۰/۹	۰/۶	۰/۶	۰/۶	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۲/۳	۰/۸	۰/۹
Tm	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۳۵	۰/۱۱	۰/۱۲
Yb	۰/۸	۰/۸	۰/۶	۰/۷	۰/۶	۰/۷	۰/۸	۰/۸	۲/۳	۰/۷	۰/۸
Lu	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۳۶	۰/۱	۰/۱۴
Y	۱۰	۱۰	۷	۷	۷	۹	۹	۹	۲۳	۹	۱۰
Cs	۱	۱/۷	۳/۲	۴/۳	۱/۸	۲/۱	۱/۲	۱/۲	۱/۳	۲/۶	۱/۷
Ta	۰/۵	۰/۵	۰/۳	۰/۴	۰/۳	۰/۴	۰/۴	۰/۳	۰/۲	۰/۶	۰/۵
Hf	۲/۷	۲/۷	۲/۲	۲/۸	۲	۲/۶	۲/۳	۲/۳	۱/۶	۳	۲/۷

کتابنگاری

- احمدی پورفرسنگی، ح.، ۱۳۷۲- بررسی دینامیزم فعالیت‌های آتشفشانی کوه مزاحیم (شهربابک)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- اسدی پور، ع.، ۱۳۸۱- پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی توده‌ها و زیر ولکانیک کالدرای استراتولکان مزاحیم، شرکت ملی صنایع مس ایران، شماره گزارش، ۱۴۶ ص.
- برهمند، ل.، رسولی، ح. و قربانی، م.، ۱۳۹۵- دما و فشارسنجی و ژئوشیمی توده‌های باردار و عقیم در محور دهج- میدوک با استفاده از شیمی بیوتیت (شمال شهربابک)، پذیرش برای چاپ در مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران.
- بیابانگرد، ع.، ۱۳۷۸- پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های نیمه آتشفشانی شهربابک - جوزم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- پروین پور، ف.، ۱۳۸۶- مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی کانسارهای مس پورفیری زیر زون آبدر- دهج (شمال غرب کرمان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات.
- رسولی، ج.، قربانی، م. و احدنژاد، و.، ۱۳۹۴- سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۶، ص. ۳ تا ۱۶.
- عطاپور، ح. و آفتابی، ع.، ۱۳۸۸- ژئوشیمی و متالوژنی سنگ‌های کلسیمی- قلیایی، شوشونیتی و آداکیتی در ارتباط با کانسار سازی مس مولبدن و رگه‌ای در کمربند آتشفشانی دهج- ساردوییه، کرمان، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۲، صص. ۱۶۱ تا ۱۷۲.
- عطاپور، ح.، ۱۳۸۶- تکوین ژئوشیمیایی و متالوژنی سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار در کمربند آتشفشانی نفوذی دهج-ساردوییه استان کرمان با نگرش ویژه به عناصر خاص، رساله دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۴۰۱ ص.
- قربانی، م.، ۱۳۸۶- زمین‌شناسی اقتصادی و ذخایر معدنی و طبیعی ایران، انتشارات آراین زمین، ۴۶۴ ص.
- قربانی، م.، ۱۳۸۷- ارزیابی پتانسیل‌های مس پورفیری در زیر زون آبدر- دهج به مرکزیت میدوک. شرکت ملی صنایع مس ایران، شماره گزارش: ۲۷۳ ص.
- قروینی، ا.، ۱۳۷۱- بررسی زمین‌شناسی اقتصادی کانسار مس میدوک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- مراذیان شهربابکی، ع.، ۱۳۶۹- بررسی پترولوژی و ارزیابی اقتصادی سنگ‌های فلدسپاتوئیددار شهربابک- جوزم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

References

- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, Z and Zhou, L., 2015- Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology, *Ore Geology Reviews* 70, (3):385 – 406.
- Amidi, S. M., 1977- otude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Cen-tral), Thèse Ph.D., Univ. Grenoble, France, 316p.
- Barker, D. S., 1983- Igneous rocks: Prentice, Hall. 417p.
- Batchelor, R. A and Bowden, P., 1985- Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(2): 43-55.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981- Tectono- plutonic episodes in Iran. Geological Survey of Iran, Rep. No.52, 565-592.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210-265.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, 139, 605-614.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J. and Le Pichon, Y., 1977- From the Tethys Ocean to the Mediterranean seas: Editions Technique Paris, pp. 143-164.
- Boccaletti, M., et al, 1977, Neogene and Quaternary volcanism of the Bigar area (western Iran): *Bulletin of Volcanology*, 40(2): 1-12.
- Chappell, K. and Millward, M., 2000- Copper exploration in Kerman area central Iran, East Azarbaijan, NW Iran, *National Geoscience Database of Iran*, Tehran, Iran, 22p.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S., 1990- Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere, *Nature*, 34(4): 662-665.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman region, Geological Survey of Iran, 334p.
- Emami, M. H., 1981- Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'I-ran Central: Ph. D.,Thèse, Univ., Grenoble, France, 489p.
- Etmian, E., 1977- Le porphyre cuprifere de Sarcheshmeh (Iran): Role des phases fluides dans les mecanismes d'alteration et demineralization GSI, Rept. No. 48. 249pp.
- Ewart, A., 1979- A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-Recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. In: F. Barker (Editor), *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Springer, Berlin, 423-492.
- Forster, H., Fesefeldt, K., Kursten, M. and Germany, F. R., 1972- Magmatic and orogenic evolution of central Iranian volcanic belt, 24th Geological Conference, Geological Survey of Iran, Section 2 , 198-210.
- Gutscher, M. A., 2002- Andean subduction styles and their effect on thermal structure and intraplate coupling, *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 3-10.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks, Methneu Publication, London, 344p.

- Haschke, M. R., Scheuber, E., Gunther, A. and Reutter, K. J., 2002- Evolutionary cycles during the Andean orogery: repeated slab break off and flat subduction? *Terra nova*, 14, 49-55.
- Hassanzadeh, J., 1993- Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Central Iran, Shahr-e-Babak area, Kerman province, Ph.D. Thesis, Univ. California, 204p.
- Jung, A., Kursten, M. and Tarkian, M., 1975- Post Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under Eurasian plate: *Afar Monograph*, 41-54 p.
- Katie, A., Chacke, T., Simonetti, A., Zachary, D. and Larry, M., 2014- A Record of Paleoproterozoic Subduction Preserved in the Northern Slave CratonicMantle: Sr-Pb-O Isotope and Trace-element Investigations of Eclogite Xenoliths from the Jericho and MuskoX Kimberlites. *Journal of Petrology*, 55(3): 549-583. doi:10.1093/petrology/egt077.
- Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids. *Geology Society American Bull*, 101(2): 635-633.
- Moine-Vaziri, H., Khalili-Marandi, Sh. and Brousse, R., 1991- L'importance d'un volcanisme potassique, au Miocene supérieur en Azaerbaijan (Iran): *C.R. Acad. Sci. Paris, T. 313, Serie II*, 1603-1610.
- Moores, E. M. and Twiss, R. J., 1995- *Tectonics: Freeman and Company*, New York, 415pp.
- Muller, D. and Groves, A., 1997- *Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*, Springer Verlag, 238p.
- Peccarillo, A. and Taylor, S. R., 1976- Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Rasouli, J., Ghorbani, M., Ahadnejad, V. and Poli, G., 2016- Calk-alkaline magmatism of Jebal-e-Barez plutonic complex, SE Iran: Implication for subduction-related magmatic arc, *Arabian Journal of Geosciences*, (2016) 9:287, DOI 10.1007/s12517-015-2124-9.
- Shand, S. J., 1943- *Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits*. John Wiley & Sons, New York, 444 pp.
- Thorpe, R. S., 1982- *Andesites: orogenic andesites and related rocks: John Wiley and Sons*, 724 pp.
- Ulmer, P., 2001- Partial melting in the mantle wedge- the role H₂O in the genesis of mantle-derived arc-related magmas: *Physics of the Earth and Planetary Interior*, 127(3): 215-232.
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z., Zhad, Z., Li, C., Xiong, X. and Ma, J., 2006- Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization, *Journal of Petrology*, 47(1): 119-144.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, London (Unwin Hyman), 466pp.

Archive of SID