

سنگ شناسی توده‌های نفوذی کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (خاور و جنوب خاور جیرفت)

جمال رسولی^{۱*}، منصور قربانی^۲ و وحید احدنژاد^۳

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

^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۴/۰۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۹/۱۹

چکیده

کمپلکس جبال بارز متشکل از توده‌های نفوذی زیادی از جمله دره حمزه، میجان، کرور، هیشین و ... است که در جنوب خاور استان کرمان، میان طول‌های خاوری ۴۵' ۵۷° تا ۵۸' ۰۰° و عرض‌های شمالی ۲۸° ۳۰' تا ۲۹° ۰۰' واقع شده است. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها شامل کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت است. در نمودارهای ژئوشیمیایی تغییرات اکسیدها، طیف پیوسته‌ای میان ترکیبات سنگ‌های مورد مطالعه دیده می‌شود که این امر نشان‌دهنده انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در طی تبلور است. همچنین بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی، ماگمای توده‌های مورد بررسی، سرشت پرآلومین تا متآلومین دارند و از دید سری ماگمایی از نوع کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا هستند. بررسی‌های صحرایی، مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد مطالعه از نوع گرانیتوئیدهای نوع I هستند. از دید جایگاه زمین‌ساختی، توده‌های مورد مطالعه، جزو گرانیتوئیدهای کمان قاره‌ای هستند و از گرانیت‌های پیش از برخورد تا همزمان با برخورد به شمار می‌آیند. در منطقه جبال بارز سه فاز ماگمایی در الیگومیوسن رخ داده است. اولین فاز ماگمایی، بیشتر ترکیب کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت دارد و بدنه اصلی توده نفوذی جبال بارز را می‌سازد. به نظر می‌رسد پس از یک فاصله زمانی کوتاه و تفریق ماگمای درون آشیانه ماگمایی، توده‌های پورفیری به درون توده اصلی نفوذ کرده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها (فاز دوم) به‌طور چیره گرانودیوریت تا گرانیت است. در پایان پس از مدت زمان کوتاه، آخرین فاز ماگمایی الیگومیوسن (فاز سوم) در منطقه رخ داده است که ترکیب گرانیتی تا آلکالی گرانیتی دارد. بر پایه موقعیت قرارگیری منطقه در نوار ماگمایی ارومیه-دختر به نظر می‌رسد که سنگ‌های مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی هستند.

کلیدواژه‌ها: جبال بارز، فرورانش، پهنه ارومیه-دختر، حاشیه فعال قاره‌ای، گرانیتوئیدهای نوع I.

*نویسنده مسئول: جمال رسولی

E-mail: jamal.rasouli1362@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

کمپلکس جبال بارز، به طول تقریبی ۵۰ کیلومتر در بخش جنوبی کمربند مس‌دار کرمان قرار گرفته است. سنگ‌های این کمپلکس ترکیب گرانیتوئیدی دارند. سنگ‌های گرانیتوئیدی از زمان‌های طولانی، همواره یکی از دغدغه‌های اصلی زمین‌شناسان بوده‌اند. این سنگ‌ها بیشتر پوسته قاره‌ای را تشکیل و رخنمون‌های چیره‌ای را نیز در سطح زمین به خود اختصاص داده‌اند. مطالعه گرانیتوئیدها جهت دست یافتن به رشد و تحول قاره‌ها، شناخت فرایندهایی که در گوشته و پوسته رخ داده و ذخایر اقتصادی مرتبط به آن، همواره اهمیت ویژه‌ای دارد. فعالیت‌های ماگمایی در منطقه جبال بارز، از پرکامبرین تا نوژن ادامه داشته، ولی شدیدترین آنها مربوط به تشریری به ویژه اتوسن (خروجی) و الیگومیوسن (نفوذی) بوده است (قربانی، ۱۳۹۳؛ آقائباتی، ۱۳۸۳). کمپلکس جبال بارز از دید ریخت‌شناسی به شکل کوه‌های مرتفعی است که روند شمال باختر- جنوب خاور دارد و توسط دره‌ها و آبراهه‌های ژرف بریده شده است (آل طه، ۱۳۸۲) (شکل ۱). فعالیت ماگمایی در دوره الیگومیوسن سبب نفوذ و جایگیری این مجموعه پلوتونیک در سه مرحله، در سنگ‌های آتشفشانی اتوسن شده است (Rasouli et al., 2014). ترکیب توده‌های نفوذی زمان الیگومیوسن به ترتیب جایگزینی، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است (یزدانفر، ۱۳۸۹). از جمله مطالعات انجام شده در منطقه می‌توان نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سبزواران که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و گروه یوگسلاوها تهیه شده است، اشاره کرد. این نقشه اطلاعات اولیه ارزشمندی در اختیار می‌گذارد (Dimitrijevic, 1973). همچنین مطالعات زمین‌شناسی توسط شرکت ملی صنایع مس ایران نیز در منطقه به منظور اکتشاف مس انجام شده، ولی پروژه‌های این شرکت تنها در مناطق محدودی مانند رضی‌آباد-دلفارد و گردوچهارشنبه تعریف شده است که رخنمون سطحی از دگرسانی مس پورفیری دیده می‌شود. بنابراین مطالعه مفصل

به هیچ عنوان در دستور کار این شرکت قرار نداشته و به همین سبب بسیاری از مسائل مهم سنگ‌شناسی منطقه ناشناخته مانده است. آل طه (۱۳۸۲) سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین و کانه‌زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب خاور بم (جبال بارز) را در رساله دکترای خود بررسی کرده است که شاید شروع خوبی برای شناخت مسائل سنگ‌شناسی منطقه باشد. اما در این رساله بیشتر بررسی‌های مقدماتی در مورد کانه‌زایی مس در منطقه ریگان بم بحث شده است. بنابراین باز هم مسائل مهم سنگ‌شناسی منطقه در حاله‌ای از ابهام است. از دیگر مطالعات انجام شده در این منطقه می‌توان به مطالعات رستمی‌زاده و آروین (۱۳۷۶)، یزدانفر (۱۳۸۹) و محمدزاده جهانی و مرادیان (۱۳۹۳) اشاره کرد. با توجه به پیچیدگی مسائل سنگ‌شناسی مرتبط به کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز به عنوان بزرگ‌ترین توده نفوذی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، ضرورت پژوهش‌های بیشتر برای مشخص شدن جزئیات رویدادها و پدیده‌های سنگ‌شناسی در این منطقه را دو چندان می‌کند. در این پژوهش ضمن اشاره به ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد بحث، منشأ ماگمای آنها نیز بحث شده است.

۲- زمین‌شناسی عمومی

در منطقه جبال بارز فعالیت ماگمایی به‌صورت درونی و بیرونی نمود یافته‌اند. به‌طور کلی با توجه به مطالعات انجام شده پیشین، فعالیت‌های آذرین منطقه جبال بارز، در چهار مرحله رخ داده است (قربانی، ۱۳۹۳). اولین مرحله فعالیت ماگمایی مربوط به ژوراسیک است که پیامد آن تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی است (توضیحات نقشه سبزواران، Dimitrijevic, 1973). دومین مرحله مربوط به سنگ‌های ماگمایی اتوسن است که از دید گسترش و فعالیت در منطقه مورد مطالعه اهمیت

۴- مشاهدات صحرایی

همان‌طور که اشاره شد بر اثر عملکرد سه فاز ماگمایی در الیگومیوسن در منطقه، توده‌های نفوذی کوچکی به درون کمپلکس جبال بارز (شکل ۲- الف) نفوذ کرده‌اند که از آن جمله می‌توان توده‌های تأخیری در مناطق دره حمزه، میجان، کرور و هیشین را نام برد.

۴-۱. دره حمزه

در منطقه دره حمزه سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب چیره ریولیتی و بیشتر پیریتی شده حضور دارند. بر پایه مشاهدات صحرایی، فعالیت ماگمایی نفوذی در منطقه دره حمزه به صورت استوک‌هایی است که این استوک‌ها با اختلاف زمانی کم به درون یکدیگر نفوذ کرده‌اند. ساختار کلی توده نفوذی منطقه دره حمزه به صورت ساختمانی دوار و گردمانند است. این توده مربوط به فاز اول فعالیت ماگمایی الیگومیوسن در منطقه و ترکیب آن کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت (شکل ۲- ب) است. توده‌های نفوذی که به درون این توده اصلی نفوذ کرده‌اند ترکیب آلکالی‌گرانیته دارند (معادل فاز سوم). سنگ‌های فاز دوم الیگومیوسن در این منطقه دیده نمی‌شوند.

۴-۲. میجان

منطقه میجان در شمال خاور سبزواران و تقریباً در مرکز کمپلکس جبال بارز واقع شده است. منطقه میجان مانند دیگر مناطق جبال بارز، از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی تشکیل شده است. به نظر می‌رسد که میجان در زمان انوسن یک کالدرای بزرگ بوده (Rasouli et al., 2014) که سنگ‌های سترگ آتشفشانی منطقه در این زمان، از آنجا به سطح زمین راه یافته‌اند. فاز یک الیگومیوسن در این منطقه، به‌ویژه ورودی دره میجان، ترکیب دیوریتی دارد. اما با نزدیک شدن به مرکز توده، از دیوریت تا گرانودیوریت در تغییر است. در میجان و درون سنگ‌های فاز یک، توده گرانیته درشتی به رنگ روشن وجود دارد که تا حدودی فرسایش یافته است (فاز ۲) (شکل ۲- پ). این توده ساختاری حلقوی داشته و درون آن یک توده اسیدی‌تر بزرگانه و روشن‌تر نفوذ کرده است (فاز سه) که بافت داربستی دارد و سیلیسی شده است. بافت داربستی در اصل رگه و رگچه‌های حاصل از شیرهای سیلیسی پسمانده تفریق است که در شکستگی‌ها و درزه‌های انقباضی حاصل از انجماد ماگما نفوذ کرده‌اند. بنابراین می‌توان گفت که ویژگی اصلی میجان وجود نفوذی‌های پی‌درپی هر سه فاز ماگمایی است.

۴-۳. هیشین

منطقه هیشین نیز مانند دیگر مناطق، متشکل از واحدهای آتشفشانی و توده نفوذی است. توده نفوذی هیشین شامل دو گروه سنگی گرانیته و آلکالی‌گرانیته هولولوکوکرات (فاز دوم و سوم) است (شکل ۲- ت) که تا حدودی بافت داربستی در آنها دیده می‌شود، اما این بافت گسترده‌گی چندانی ندارد. بیشتر سنگ‌های این منطقه دگرسانی سیلیسی را نشان می‌دهند.

۴-۴. کرور

کرور در شمال خاور جیرفت قرار دارد. در محدوده کرور، کمپلکس جبال بارز به صورت دو توده تأخیری دیده می‌شود که این توده‌ها یکدیگر را قطع می‌کنند. این توده‌ها ترکیب تونالیت تا گرانودیوریت پورفیری دارند. جوان‌ترین توده نفوذی منطقه کرور، گرانودیوریت پورفیری (فاز دوم) است. کرور محل برخورد چند دره است که با استناد به شواهد صحرایی، این دره‌ها در اثر گسل ایجاد شده‌اند. به نظر می‌رسد در این محل، برخورد گسل‌ها سبب فعالیت ماگمایی و تشکیل توده‌های نفوذی تأخیری شده است (Rasouli et al., 2014).

با توجه به مشاهدات صحرایی به نظر می‌رسد اولین فاز تزریقی که در سراسر منطقه جبال بارز دیده می‌شود، بیشتر ترکیب گرانودیوریت تا کوارتزدیوریت دارد. سنگ‌های فاز دوم دانه‌درشت‌تر از فاز یک است و بیشتر گرانودیوریت تا گرانیته را شامل می‌شوند. با حرکت از فاز یک به سوی فاز سه، فلسیک شدن سنگ‌ها

چشمگیری دارد (قربانی، ۱۳۹۳). این مرحله به‌طور چیره دارای فعالیت بیرونی بوده و سنگ‌های آن بیشتر شامل آندزیت و آندزیت‌بازالت، ریوداسیت، ریولیت پورفیری و پیروکلاستیک‌های وابسته است (قربانی، ۱۳۹۳). سومین فعالیت ماگمایی منطقه در الیگومیوسن رخ داده است. این فعالیت ماگمایی به‌طور گسترده سبب تشکیل سنگ‌های نفوذی شده و همه مجموعه نفوذی مورد بررسی در این مقاله نیز، در این گروه قرار می‌گیرد. خود مرحله سوم یعنی فعالیت‌های ماگمایی نفوذی زمان الیگومیوسن، طی سه فاز رخ داده است (قربانی، ۱۳۹۳). فاز اول شامل بدنه اصلی جبال بارز و بیشتر دارای ترکیب سنگ‌نگاری کوارتزدیوریت تا گرانودیوریت است. پس از یک فاصله زمانی کوتاه و تفریق ماگمای درون آشیانه ماگمایی، توده‌های پورفیری به درون این مجموعه پلوتونیک اصلی نفوذ کرده‌اند. ترکیب سنگ‌نگاری این توده‌ها به‌طور چیره گرانودیوریتی تا گرانیته هستند. این دسته از توده‌های پورفیری، فاز دوم ماگمایی منطقه در طول الیگومیوسن هستند. دوباره پس از مدت زمانی کوتاه، آخرین فاز ماگمایی الیگومیوسن (فاز سوم) رخ داده است (قربانی، ۱۳۹۳). توده‌های نفوذی فاز سوم الیگومیوسن که دارای ترکیب آلکالی‌گرانیته بوده، به درون توده‌های نفوذی پیشین تزریق شده‌اند. چهارمین مرحله از فعالیت ماگمایی منطقه مورد بحث، مربوط به بازالت‌های کوارتزتری است. البته این سنگ‌ها در منطقه مورد مطالعه بسیار کم هستند (قربانی، ۱۳۹۳). کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز (شکل ۱)، افزون بر ویژگی‌های یادشده، دارای ویژگی‌های دیگری نیز است از جمله اینکه در محل همبری سنگ‌های آتشفشانی با سنگ‌های کمپلکس گرانیتوئیدی جبال بارز، گاه هاله دگرگونی دیده می‌شود و همچنین این کمپلکس دارای نفوذی‌های تأخیری پی‌درپی هستند که این توده‌ها ترکیب یکنواخت‌تری دارند (درویش‌زاده، ۱۳۸۳). توده‌های تأخیری موجود در کمپلکس جبال بارز نیز ویژگی‌های خاصی دارند که از آن جمله می‌توان به ترکیب چیره آنها اشاره کرد که آلکالی‌گرانیته و گرانیته روشن است و نمونه آشکار آن در منطقه هیشین (فاز سوم الیگومیوسن) دیده می‌شود. همچنین در بیشتر جاها این توده‌های اسیدی، پورفیری و هولولوکوکرات هستند که احتمالاً کانی‌های مافیک، در نتیجه دگرسانی شسته شده‌اند (یزدانفر، ۱۳۸۹). مشاهدات صحرایی برخی از این توده‌های تأخیری (برای نمونه در منطقه کرور) نشان می‌دهد که دارای بافت داربستی هستند. این امر می‌تواند ناشی از وجود شیرابه‌های سیلیسی تأخیری باشد (قربانی، ۱۳۹۳). شواهد ساختاری پاره‌ای از نفوذی‌های تأخیری نشان می‌دهد که بیشتر آنها در پهنه‌های گسلی و یا گاه در ساختمان کالدرای کهن جایگزین شده‌اند (مانند دره حمزه و میجان) (Rasouli et al., 2014) و در پایان اینکه برخی از این توده‌های تأخیری، دگرسانی‌های سیلیسی، فلیک (کوارتز-سریسیت)، آرزولیتی و گاه پتاسیک نشان می‌دهند (قربانی، ۱۳۹۳).

۳- روش مطالعه

پس از بازدید صحرایی کامل از منطقه، از همه واحدهای نفوذی نمونه‌برداری صورت گرفت. ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ‌های برداشت شده تهیه شد و توسط میکروسکوپ پلاریزان به منظور مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، بافتی و تعیین ارتباطات کانی‌ها مورد استفاده قرار گرفت. سپس از میان انواع مختلف سنگی ۳۵ (از هر سه فاز الیگومیوسن در هر چهار منطقه دره حمزه، میجان، کرور و هیشین) نمونه سالم و کمتر دگرسان شده به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر کمیاب و خاکی کمیاب به روش ICP-MS در آزمایشگاه ژئوشیمی دانشگاه Perugia کشور ایتالیا مورد تجزیه قرار گرفت که در جدول‌های ۱ و ۲ نتایج این تجزیه‌ها آمده است. در ادامه به کمک نرم‌افزارهای کامپیوتری داده‌های حاصل، پردازش و نمودارهای ژئوشیمیایی مورد نظر استخراج شد که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند.

پلاژیو کلازاها شکل دار تا نیمه شکل دار و با ابعاد دانه درشت دیده می شوند و برخی از پلاژیو کلازاها در اثر دگرسانی سریستی شده اند. همچنین برخی از پلاژیو کلازاها دارای ماکل پلی سنتتیک و برخی نیز دارای منطقه بندی عادی هستند (شکل ۳-ث). فلدسپار قلیایی در گرانیتهای کمپلکس جبال بارز، بیشتر ارتوز است و به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار با ابعاد دانه متوسط دیده می شود. بیوتیت به صورت ورقه ای شکل با تغییر رنگ از قهوه ای روشن تا قهوه ای تیره (شکل ۳-ج) دیده می شود.

۴-۵. آلکالی گرانیته

دارای بافت گرانولار با دانه های درشت و کانی های اصلی آن شامل فلدسپار قلیایی (۴۰٪)، کوارتز (۳۰٪)، پلاژیو کلاز (۱۳٪) و آمفیبول (۶٪) هستند. فلدسپار قلیایی بی شکل تا نیمه شکل دار است و به صورت بافت گرانوفیریک در متن سنگ دیده می شود. کوارتز بیشتر نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و به صورت تک دانه یا مجتمع، فضای خالی میان کانی های دیگر را اشغال کرده است. پلاژیو کلاز با ماکل پلی سنتتیک در سنگ دیده می شود و ترکیب شیمیایی آن با توجه به اندازه گیری های انجام شده، زاویه خاموشی و استفاده از روش میشل لوی، در محدوده الیگو کلاز است (مقدار زاویه خاموشی بین ۳ تا ۹ متغیر است). بیوتیت بی شکل تا نیمه شکل دار و دانه ریز با رنگ زرد روشن دیده می شود و در برخی از مقاطع، دگرسانی به کلریت را نشان می دهد.

در تکمیل بخش سنگ شناسی باید اشاره کرد که در کمپلکس گرانیتویدی جبال بارز بیشتر بافت های گرانولار ریزدانه تا متوسط دانه بوده و گاه نیز بافت های پورفیری با درشت بلورهای پلاژیو کلاز، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیت رشته ای، میرمیکیتی و آنتی راپاکیوی نیز دارد. حضور بافت های گرانوفیری و پرتیتی بیانگر تشکیل این سنگ ها در فشار پایین و محیط به نسبت کم آب (هیپرسولوس) بوده و تقریباً در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده است (Blatt et al., 2006). همچنین حضور هورنبلند سبز، چندرنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه ای آن، مگنتیت نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن، اسفن شکل دار اولیه، فلدسپار پتاسیم (ارتو کلاز) به صورت میان دانه ای و بی شکل و دارای رنگ صورتی (گوشتی)، حضور آپاتیت های شکل دار و به صورت ادخال در کانی های هورنبلند و بیوتیت، نود کانی های دگرگونی مانند گارنت، نبود کانی های سیلیکاتی آلومینیم آب دار مانند آندالوزیت، توزیع ناهمگن کانی های مافیک مانند هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت میان دانه ای، منطقه بندی عادی در پلاژیو کلازاها و بدون هسته های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه ای در مجموعه گرانیتویدی جبال بارز، همگی بیانگر گرانیته نوع I دما بالاست (Chappell et al., 2004). در پایان بحث سنگ نگاری باید گفت که از دید مقدار و اندازه، کانی های فلسیک (کوارتز و فلدسپارها) در فازهای اسیدی بیشتر و بزرگ تر از حد واسط هستند. همواره در طی مشاهدات میکروسکوپی دیده شد که بلورهای مافیک (پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) از فاز یک به فاز سه روند کاهشی پیدا کرده اند. این شواهد نشان از فرایند تفریق در منطقه مورد بحث دارد.

۶- ژئوشیمی

۶-۱. رده بندی

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Cox et al., 1979; Wilson, 1989) سنگ های نفوذی مورد مطالعه در محدوده گرانیته، گرانودیوریت و دیوریت قرار می گیرند. در این نمودار، محدوده تولییتی توسط خطی آبی رنگ از محدوده ساب آلکالی جدا می شود. نمونه های مورد مطالعه، همگی در محدوده ساب آلکالی قرار می گیرند (شکل ۴). همچنین با توجه به نمودار ژئوشیمیایی Irvine & Baragar (1971) می توان نتیجه گرفت که کمپلکس گرانیتویدی جبال بارز، سرشت ماگمایی ساب آلکالن- کالک آلکالن دارد (شکل ۵).

بیشتر می شود. به این صورت که سنگ های فاز سوم را بیشتر آلکالی گرانیته ها تشکیل می دهد و در سنگ های این فاز حضور کانی های مافیک به شدت کاهش می یابد. به طور کلی در همه جای جبال بارز، یک هارمونی منظم از فازهای مافیک- حدواسط به سوی فلسیک دیده شده و بین آنها گپ وجود ندارد. مثلاً به یک باره از دیوریت به گرانیته درشت بلور نمی رسد و روند تغییرات کاملاً آرام و منظم است (این روند منظم تغییرات سنگ شناسی از شواهد سنگ نگاری تفریق است). در پایان اینکه همان طور که اشاره شد موقعیت توده ها در یک نوار کوهزایی با روند شمال باختری- جنوب خاور، همراه با سنگ های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی و داسیتی و همچنین نبود سنگ های دگرگونی حرارتی دما بالا در مجاورت توده های نفوذی، حضور انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریتی، آثار کانه زایی آهن و مس و لخته های مافیک متشکل از هورنبلند و بیوتیت در سنگ های منطقه، از نشانه های گرانیتویدهای نوع I نوع دما بالا (نوع کردیلرایی) است (Chappell et al., 2004).

۵- سنگ نگاری

پس از مطالعه ۲۰۰ مقطع نازک از سنگ های منطقه مورد مطالعه مشخص شد که ترکیب سنگ شناسی این توده ها شامل کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیته و آلکالی گرانیته است.

۵-۱. کوارتز دیوریت

در صحرا به دلیل فراوانی کانی های مافیک و کدِر (شکل ۳-الف)، تیره تر از دیگر سنگ های کمپلکس گرانیتویدی جبال بارز دیده می شود. کانی های اصلی این سنگ عبارتند از پلاژیو کلاز (۵۰٪)، کوارتز (۱۷٪)، فلدسپار قلیایی (۵٪)، آمفیبول (۸٪) و بیوتیت (۵٪) (درصد کانی های اصلی به روش چشمی اندازه گیری شده و نسبی است). برخی بلورهای فلدسپار قلیایی به سریست و کانی های رسی تجزیه شده اند. کوارتز به صورت بلورهای بی شکل با ابعاد دانه ریز تا دانه متوسط، فضای میان بلورهای دیگر را پر کرده است. برخی بلورهای پلاژیو کلاز به سریست تجزیه شده اند. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل دار با ابعاد دانه متوسط و آثار دگرسانی به بیوتیت و اپیدوت در برخی از بلورهای آن دیده می شود. بیوتیت نیز به مقدار زیاد به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و دارای چندرنگی قهوه ای تیره تا زرد روشن است.

۵-۲. گرانودیوریت

در صحرا دارای دگرسانی گسترده است و حالت تپه ماهوری دارد. کانی های اصلی آن به طور متوسط عبارتند از پلاژیو کلاز (۵۸٪)، کوارتز (۲۵٪)، فلدسپار قلیایی (۷٪)، بیوتیت (۵٪) و آمفیبول (۳٪). پلاژیو کلاز آشکارترین کانی گرانودیوریت هاست. این کانی دارای ماکل های پلی سنتتیک (شکل ۳-ب) و پری کلین و نیز خاموشی مایل است. با اندازه گیری زاویه خاموشی و به کمک روش میشل لوی، نوع آن آندزین تا لابرادوریت تشخیص داده شده است (مقدار زاویه خاموشی میان ۲۰ تا ۲۹). برخی از پلاژیو کلازاها، به سریست تجزیه شده اند (شکل ۳-پ). کوارتز به صورت نیمه شکل دار و با ابعاد دانه متوسط دیده شده و در بیشتر موارد فاز میان دانه ای است. فلدسپار قلیایی از نوع ارتوز است و برخی از بلورهای آن به کانی های رسی و سریست تجزیه شده اند. آمفیبول فراوان ترین کانی مافیک موجود در گرانودیوریت هاست. آمفیبول به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه ریز یافت شده و دگرسانی به بیوتیت را نشان می دهد.

۵-۳. گرانیته

در صحرا دارای ریخت شناسی زبر و خشن است و جهت یافتگی بسیار ضعیفی در آن دیده می شود. کانی های اصلی در گرانیته های کمپلکس جبال بارز شامل کوارتز (۳۵٪)، پلاژیو کلاز (۲۴٪)، فلدسپار قلیایی (۲۱٪) و بیوتیت (۴٪) است (شکل ۳-ت). کوارتز به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل با ابعاد دانه متوسط تا دانه ریز دیده می شود.

۶-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی

در نمودار (Harker 1909) به خوبی می‌توان رابطه خویشاوندی را در یک مجموعه سنگی نشان داد. چنانچه بتوان در مجموعه نمودارهای (Harker 1909) یک ارتباط منطقی به دست آورد، قضاوت در مورد رویدادهای مختلفی که یک ماگما ممکن است در مسیر جایگزینی خود دچار آنها شود، میسر می‌شود (Grove et al., 2003).
 در Na_2O و K_2O در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل نخستین تفریق وارد نمی‌شود، بلکه در مراحل پایانی تفریق و در ساختمان فلدسپارهای قلیایی، بیوتیت و پلاژیوکلازهای اسیدی شرکت می‌کند. بنابراین مقدار آنها در جریان تفریق، در ماگمای باقیمانده و در ترم‌های اسیدی افزایش می‌یابد. بنابراین این عناصر جزو عناصر ناسازگار به شمار می‌آیند و با افزایش SiO_2 در ماگما، روند افزایشی نشان می‌دهند. در نمونه‌های مورد مطالعه تغییرات Na_2O ، دارای روندی پراکنده و نامنظم است و نوسان زیادی نشان می‌دهد. شماری از نمونه‌ها از روند کلی سدیم پیروی نکرده و مقدار Na_2O در آنها کاهش یافته است. تصور می‌شود علت این مسئله دگرسانی باشد. بدین ترتیب که در اثر دگرسانی، سدیم از سنگ‌های این نمونه‌ها بیرون رفته است (Grove et al., 2003). همچنین در شماری از نمونه‌ها نیز میزان K_2O از دیگر نمونه‌ها پیروی نمی‌کند و مقدار این اکسید در آنها به طور غیرعادی بیشتر از دیگر نمونه‌هاست. احتمال می‌رود علت این مسئله، غنی‌شدگی از K_2O ، در اثر محلول‌های گرمایی بر این سنگ‌ها باشد. بنابراین پتاسیم از یک منبع بیرونی وارد سامانه و سبب غنی‌شدگی این سنگ‌ها از این عنصر شده است. در مجموع، پراکندگی تغییرات سدیم بیشتر از پتاسیم بوده ولی روند افزایشی در هر دو کماکان قابل تشخیص است (شکل ۶). روند تغییرات $\text{FeO}(t)$ در برابر SiO_2 برای نمونه‌های مورد بحث، روندی کاهشی است که این امر ناشی از تبلور کانی‌های فرومیزین مانند بیوتیت و آمفیبول و نیز جداسدن اکسیدهایی مانند هماتیت و مگنتیت در طی تفریق ماگماست. همچنین منیزیم نیز در مراحل اولیه انجماد، از ماگمای بیرون می‌آید و به ساختمان الیون و پیروکسن وارد و در مراحل بعدی در ساختمان آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت مصرف می‌شود و از این رو مقدار آن در فازهای تفریق یافته بعدی کاهش می‌یابد. روند کاهشی MgO در برابر SiO_2 برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در شکل ۶ دید می‌شود. اکسید TiO_2 نیز در سنگ‌های منطقه با افزایش SiO_2 کاهش نشان می‌دهد (شکل ۶). این رویداد می‌تواند به سبب تبلور اکسیدهای آهن - تیتان مانند مگنتیت و ایلمنیت (کانی‌های کلدِر) در طی تفریق و در مراحل اولیه آن رخ داده باشد. میزان اکسیدهای Al_2O_3 و CaO با افزایش SiO_2 کاهش پیدا کرده است (شکل ۶). روند کاهشی Al و Ca در سنگ‌های منطقه، بیانگر تبلور و جدایش پلاژیوکلاز در طی تفریق ماگمایی است. زیرا Al و Ca بیشتر در ساختار فلدسپارها به‌ویژه پلاژیوکلاز وارد می‌شوند. همچنین در سنگ‌های مورد مطالعه، P_2O_5 نسبت به افزایش سیلیس، روندی پراکنده نشان می‌دهد، ولی با این حال می‌توان روند کاهشی آن را تشخیص داد، اما این کاهش چندان محسوس نیست. تصور می‌شود علت این امر، کم بودن مقدار این اکسید و نیز محدود بودن دامنه تغییرات آن در سنگ‌های مورد مطالعه باشد (شکل ۶). همان‌طور که در نمودارهای هارکر دیده شد با افزایش مداوم SiO_2 ، Na_2O و K_2O افزایش یافته و در اکسیدهای FeO ، MgO ، MnO ، TiO_2 ، CaO ، P_2O_5 کاهش مداوم دیده می‌شود. این مهم از نشانه‌های آشکار تفریق پیش‌رونده در منطقه مورد بحث است. در این حالت ترکیب فازهای حدواسط (مانند گرانودیوریت) بین دو رأس مافیک (مانند کوارتزدیوریت) و اسیدی (مانند آلکالی‌گرنایت) قرار می‌گیرد و نشان‌دهنده این است که ماگمای مافیک، ماگمای مادر است (Raymond, 2002). پراکندگی داده‌های فسفر در مورد همین سنگ‌ها، تأیید کننده این مطلب است که تفریق رخ داده است و کانی‌آپاتیت به‌صورت ادخال در بلورهای فلدسپار و کانی‌های فرومیزین این سنگ‌ها دیده می‌شود.

۶-۳. ژئوشیمی عناصر فرعی

مجموعه عناصر Sr ، Rb ، Ba و Cs (LILE) کاتیون‌های بزرگ با بار کم شناخته می‌شوند و بیشتر ماگماها، با افزایش میزان SiO_2 افزایش می‌یابند. این عناصر دست کم در مراحل ابتدایی تفریق ماگمایی بسیار ناسازگارند و در ماگمای باقیمانده تمرکز می‌یابند. به گونه‌ای که در نمودارهای (Harker 1909) برای عناصر کمیاب (شکل ۷) دیده می‌شود. میزان Ba و Rb در سنگ‌های منطقه رفتار ناسازگار دارد و با افزایش میزان SiO_2 افزایش مشهودی نمایش می‌دهند. Ba دارای اندازه یونی قابل مقایسه با پتاسیم است و به همین دلیل بیشتر در بیوتیت و فلدسپارهای پتاسیم‌دار و تا حدودی نیز در هورنبلند تجمع می‌یابد. در پیشرفت تبلور تفریقی، بر مقدار Ba در ماگما افزوده می‌شود (Raymond, 2002) که این روند تا حدودی در نمودار دیده می‌شود (شکل ۷). از آنجا که Rb عنصری ناسازگار و دارای تحرک بالایی است، از این رو در روند تفریق با پیشرفت تبلور به تمرکز آن در ماگمای باقیمانده افزوده می‌شود (شکل ۷) (Price, 2001). به علت شباهت رفتار دو عنصر Rb و Ba با پتاسیم، در منطقه مورد مطالعه، روند هر دو نمودار افزایشی است. نمونه‌هایی که در این دو نمودار از روند کلی پیروی نمی‌کنند، همان نمونه‌هایی هستند که در نمودار هارکر پتاسیم نیز از روند کلی پیروی نمی‌کردند. تصور می‌شود علت این مسئله، غنی‌شدگی ماگما از این عناصر است که دارای رفتار مشابه هستند و این غنی‌شدگی در اثر ورود محلول‌های گرمایی به سامانه رخ داده است (Macpherson et al., 2006). Sr در سنگ‌های آذرین بیشتر در ساختار پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم شرکت دارد. در طی روند تفریق با تشکیل پلاژیوکلازها، بیشتر Sr مصرف می‌شود و مقدار آن در ماگما کاهش می‌یابد (شکل ۷). Zr دارای پتانسیل یونی بالا و بار الکتریکی زیاد (Zr^{4+}) و عضوی از گروه HFSE است. این عنصر ناسازگار است و به‌آسانی وارد کانی‌های رایج سنگ‌ساز نمی‌شود، بلکه عموماً فاز جداگانه‌ای را به‌صورت کانی زیرکن تشکیل می‌دهد. در نتیجه همچنان که در نمودار این عنصر در شکل ۷ دیده می‌شود، با اینکه پراکندگی دارد، ولی در مجموع چنانچه انتظار می‌رود، روندی افزایشی دارد. همچنین کاهش مداوم زیرکنیم در برابر افزایش سیلیس از دلایل اصلی تفریق است. عناصر نیکل و کروم جزو عناصر کمیاب سازگار به شمار می‌روند و در طی تفریق ماگمایی از میزان آنها کاسته می‌شود. زیرا این عناصر ترجیح می‌دهند وارد کانی‌های فرومیزین شوند. Ni دارای شعاع و بار مشابه Mg است و در کانی‌ها جانشین این عنصر می‌شود. بنابراین انتظار می‌رود روندی مشابه این عنصر نشان دهد و کاهشی باشد. اما در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه روندی پراکنده دارد. همچنین نمودار هارکر Cr نیز دارای روندی پراکنده و نامشخص است (شکل ۷). فراوانی پایین عناصر سازگار در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، نشان‌دهنده تبلور ماگمایی به نسبت تفریق یافته است. به‌ویژه فراوانی پایین عنصر Ni ، می‌تواند دلیلی بر تبلور بخشی الیون در جریان تفریق ماگمایی باشد. الیون به سبب چگالی بالا می‌تواند در مراحل اولیه تفریق ماگمایی و کمی پس از تفکیک مذاب بخشی از سنگ منشأ، در هنگام بالآمدگی و در مسیر جایگزینی مذاب در حجره ماگمایی، تفریق حاصل کند (Macpherson et al., 2006). بنابراین عناصر سازگار پیوسته کاهش و عناصر ناسازگار افزایش یافته‌اند که این نیز از شواهد عمده تفریق است. La در سنگ‌های منطقه هر چند پراکندگی نشان می‌دهد ولی در مجموع با افزایش SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهد که با طبیعت ناسازگار این عنصر همخوانی دارد (شکل ۷). همچنین نمودار رسم شده برای Ce نیز نظم و پراکندگی خوبی ندارد، ولی در کل می‌توان روند افزایش را در نمونه‌های مورد مطالعه دید. با توجه به شکل ۷ در مجموع تغییرات دیده شده نشان‌دهنده انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته‌ای در میان سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه در طی تبلور است. این عمل با تحولات دیگری (مانند آلایش ماگمایی و یا فرایندهای گرمایی) همراه است که آثار آن تحولات را به‌صورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها می‌توان دید.

۶-۴. روند تغییرات عناصر کمیاب بر پایه نمودارهای عنکبوتی

آنچه خاکی های کمیاب (REE) را در بررسی های سنگ شناسی از اهمیت خاصی برخوردار می کند، نتایجی است که از بررسی گروهی آنها (به عنوان یک خانواده) حاصل می شود. همه عناصر موجود در این نمودارها، در طول فرایندهای ذوب و تبلور بخشی، به عنوان عناصر ناسازگار رفتار می کند و میزان آنها در طی تفریق ماگمایی، در مذاب باقیمانده افزایش می یابد (Stern, 2004). به منظور بررسی تغییرات این عناصر، نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته اولیه و کندریت برای سنگ های منطقه مورد مطالعه رسم شد. همه نمونه ها روند های موازی و ناهنجاری های تقریباً مثبت و منفی یکسانی نشان می دهند که بیانگر ارتباط زایشی و منشأ احتمالی یکسان توده هاست. البته تغییر و تحولاتی از جمله میزان و درجه تبلور تفریقی و آرایش پوسته ای سبب تغییراتی در روند و ناهنجاری سنگ های منطقه شده است. نتایج نشان می دهد که شباهت قابل ملاحظه ای میان الگوهای عناصر کمیاب در نواحی فرورانش با نمونه های مورد بحث وجود دارد. طوری که سنگ های ماگمایی منطقه نسبت به گوشته اولیه از عناصری مانند Sr, K, Pb, Th, U, Cs, Ce, Rb, Ba (بی هنجاری مثبت) و از عناصر Zr, Ti, P, Ta, Nb (بی هنجاری منفی) شده اند. این ویژگی های ژئوشیمیایی، شاخصه کمان های ماگمایی است (Stern, 2004) و چنین سنگ هایی در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی و آب زدایی آن و ذوب گوه گوشته ای به وجود آمده اند (شکل ۸-ا). غنی شدگی از عناصر ناسازگار گروه LILE و LREE را به دخالت سیال های مشتق شده از لبه فرورونده و تهی شدگی از HFSE را به فاز های به جای مانده در منشأ همچون اسفن و روتیل نسبت می دهند (Wilson, 1989). البته باید به این نکته توجه داشت که ویژگی هایی مانند این می تواند از راه آلودگی مواد مشتق شده از گوشته با مذاب های پوسته ای هم ایجاد شود. چون پوسته قاره ای تهی از HSFE و غنی از LILE است (Hooper et al., 1997). همچنین در این نمودار، الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب منطقه به صورت موازی و نشان دهنده منشأ واحد و تبلور تفریقی در سنگ های مورد مطالعه است. همچنین بررسی تغییرات در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با کندریت (شکل ۸-ب) نیز نشان می دهد که بی هنجاری به نسبت منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb, Sr, P, Zr, Hf, Ti و بی هنجاری مثبت Rb, Th, K, La, Nd, Sm یک جایگاه کمان قاره ای مرتبط با فرورانش را برای آنها پیشنهاد می کنند (Elmas & Elmas, 2003; Stern, 2004). بالا بودن مقدار LREE نسبت به HREE یکی از ویژگی های آشکار سنگ های کالک آلکالن کمان های آتشفشانی مناطق فرورانش حاشیه قاره ای است. تمرکز عناصر HREE در بخش پوسته ای زمین بسیار کم است و بنابراین مشارکت پوسته ای در تشکیل سنگ های مشتق از منابع گوشته ای، سبب ایجاد بی هنجاری منفی در نمونه ها می شود. همچنین در خلال دگرگونی و آب زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده در مناطق فرورانش کمانی و در پایان ذوب بخشی صفحه فرورونده، این عناصر کم تحرک در فاز های دیرگداز موجود در تفاله دیرگداز دگرگونی مانند تیتانیت، روتیل، اسفن، آپاتیت و زیرکن باقی می ماند. زیرا عناصر اشاره شده در این فازها به شدت سازگارند و بی هنجاری منفی در Ti و Nb بازتاب دهنده انحلال کمتر این عناصر در سیال های انتقال دهنده است (Stern, 2004).

همچنین به منظور جدایش گرانیتهای S-Type و I-Type از نمودار (Chappell & White, 2001) استفاده شد. در این نمودار، همه نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای نوع I قرار می گیرند که با مشاهدات صحرایی و دیگر ویژگی های ژئوشیمیایی این توده ها سازگار است (شکل ۹). فعالیت های ماگمایی یک منطقه با محیط زمین ساخت - ماگمایی آن وابستگی دارد. بنابراین در پایان بررسی های ژئوشیمیایی با استفاده از نمودارهای (Pearce et al., 1984) این متغیر نیز بررسی شد. با در نظر گرفتن غنی شدگی نمونه های مورد مطالعه از عناصری چون Sm, Th, Rb و همچنین فقیر شدگی آنها از عناصری مانند Nb, Ta, Zr, Yb و Y

مشخص شد که نمودارهای یاد شده، شباهت به نسبت قابل قبولی با طرح های توزیع این عناصر در محیط زمین ساخت - ماگمایی حاشیه فعال قاره ای یا گرانیتهای کمان قاره ای نشان می دهند. این مطلب با مسئله فرورانش در این بخش از ایران زمین منطبق است (شکل ۱۰).

۷- بحث

همان طور که پیش تر بیان شد؛ از سویی، مجموعه گرانیتهایی مورد بحث با استناد به شواهد صحرایی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی، احتمالاً جزو گرانیتهای نوع I است؛ از سوی دیگر، الگوهای متفاوتی درباره محیط ژئودینامیکی فعالیت ماگمایی کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر ارائه شده است. عده ای از پژوهشگران به الگوی کافت درون قاره ای برای فعالیت ماگمایی در این کمر بند ماگمایی باور دارند (Lescuyer & Riou, 1976; Caillet et al., 1978; Emami, 1981; Sabzehei, 1994) و برخی دیگر فرورانش سنگ کره اقیانوسی نوتیس به زیر ایران مرکزی را دلیلی برای رخداد فعالیت ماگمایی در این کمر بند می دانند (Nowroozi, 1971; Karig, 1971; Takin, 1972; Moine-Vaziri, 1985; Berberian & Berberian, 1981; Aftabi & Atapour, 2000). نصیری (۱۳۸۵) بر این باور است که فرورانش نوتیس به زیر ایران مرکزی، افزون بر تولید مواد مذاب ساب آلکالن (ناشی از flux melting)، به سبب داشتن فرورانش مایل (شکل ۱۱) به تولید ماگمای آلکالن (ناشی از decompression melting) نیز انجامیده است. به نظر می رسد این نگرش به نوعی، تجمع میان دو نظریه فرورانش و کافت قاره ای است. به طور کلی داده های ژئوشیمیایی موجود نشان می دهند که فعالیت ماگمایی نفوذی منطقه مورد مطالعه، از نوع آهکی - قلیایی پتاسیم بالای کمان های آتشفشانی حاشیه فعال قاره ای است. در این محیط ها، ماگماها می توانند از منابع و خاستگاه های مختلفی مانند پوسته بالایی، پوسته میانی و زیرین، پوسته اقیانوسی فرورو و نیز خاستگاه های مرکب پوسته ای - گوشته ای (اختلاط) حاصل شوند (Vigneresse, 2004). اگر چه معمولاً در این مناطق سیال های حاصل از آب زدایی صفحه اقیانوسی فرورو با ورود به گوه گوشته ای، آن را متاسوماتیسم، غنی شده از عناصر ناسازگار و دستخوش ذوب بخشی و ایجاد ماگما می کند، ولی در این موارد، غالباً بخشی از پوسته اقیانوسی نیز ذوب می شود و در تشکیل ماگماهای برجسته از این مناطق مشارکت می کند. مدل های سنگ شناسی ارائه شده برای منشأ ماگماهای فلسیک در پهنه های فرورانش، در حالت کلی به دو گروه اصلی تقسیم می شوند. در مدل اول، ماگماهای فلسیک کمانی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی یا فرایندهای AFC حاصل می شوند (Grove et al., 1986; Bacon & Druitt, 1988). در مدل دوم، ماگماهای بازالتی، گرمای لازم را برای ذوب بخشی سنگ های پوسته زیرین را فراهم می کنند (Bullen & Clyne, 1990; Guffanti et al., 1996; Tepper et al., 1993; Roberts & Celmins, 1993). به شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی (به ویژه الگوهای عنکبوتی عناصر کمیاب)، مدل ماگمایی که تا حدود زیادی می تواند شرایط تشکیل کمپلکس جبال بارز را توجیه کند، مدل فرورانش است.

همچنین با دقت به جایگاه قرارگیری این کمپلکس در انتهای جنوب خاوری کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر، فرونشست در منطقه را می توان حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی دانست و تشکیل کمپلکس مورد مطالعه را می توان احتمالاً بر اثر ذوب بخشی گوه گوشته ای با درجات متفاوت در نظر گرفت (محجل، ۱۳۷۹). همان گونه که در مباحث پیشین مطرح شد فرایند اصلی متحول کننده ماگما در جبال بارز تفریق است. در جریان تبلور تفریقی اتاق های ماگمایی، طیف پیوسته ای از سنگ های مافیک (در حد گابرو) تا فلسیک (در حد گرانیته تا مونزو گرانیته) به وجود می آیند که در جریان بالا آمدگی و جایگزینی

ماگمایی را با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیت تشکیل داده است. در مرحله سوم و با ادامه یافتن فرایند تفریق، ترکیب ماگما بسیار اسیدی شده و سنگ‌های گرانیتی و آلکالی گرانیتی را تشکیل داده است (شکل ۱۳). این تغییر و تحولات در اثر فرایند تفریق در منطقه جبال بارز با مشاهدات صحرایی، مشاهدات میکروسکوپی و داده‌های ژئوشیمیایی تأیید می‌شود. در انتها باید در نظر داشت که میزان مشارکت دیگر عوامل به وجود آورنده ماگما را در پهنه‌های فرورانش نباید فراموش کرد. اثبات نقش و میزان مشارکت هر یک از خاستگاه‌های تولید ماگما، مستلزم بررسی‌های گسترده و دقیق به‌ویژه بهره‌گیری از روش‌های ایزوتوپی ترکیبی است.

۸- نتیجه‌گیری

سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه به‌طور چیره ترکیب کوارتزدیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و آلکالی گرانیتی دارند.

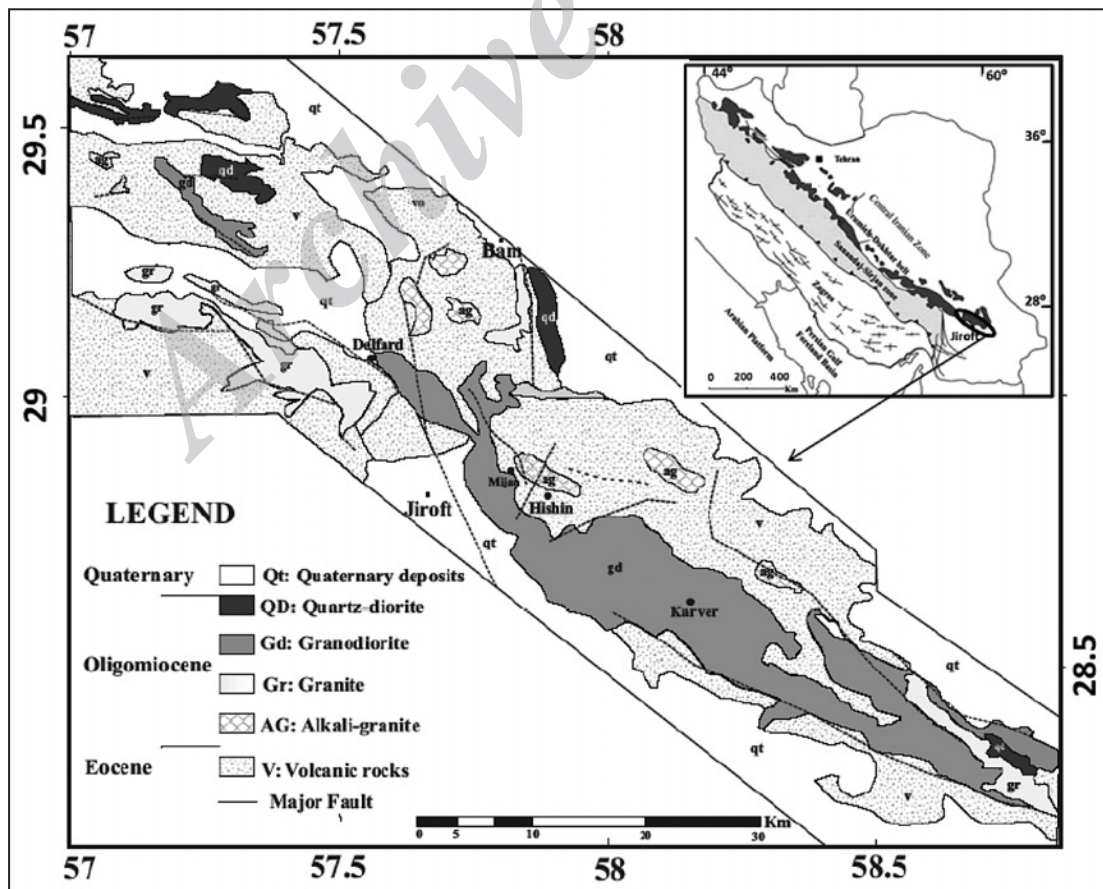
سنگ‌های نفوذی منطقه همگی متعلق به یک ماگمای مشترک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. این مطلب هم به وسیله سرشت ماگمایی مشترک که کالک‌آلکان و ساب‌آلکان است و هم توسط نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب قابل توجیه است.

محیط زمین‌ساخت- ماگمایی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه حاشیه فعال قاره‌ای است که سبب تشکیل گرانیت‌های کمان قاره‌ای شده است.

شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، فعالیت ماگمایی کمپلکس جبال بارز همانند دیگر مناطق کرمان چند پالس نبوده است، بلکه در جبال بارز یک پالس بزرگ ماگمایی وجود دارد و دیگر توده‌های کوچک نتیجه تفریق و ادامه پالس اصلی هستند.

دچار آمیختگی می‌شود. در نتیجه می‌توان مجموعه‌های دره‌می از سنگ‌های درونی مافیک، حدواسط و اسیدی را در کنار هم مشاهده کرد که در طبیعت به‌صورت آنکلاوهای ریزدانه مافیک، لخته‌های مافیک و توده‌های مافیک کم‌وسعت دیده می‌شود (Annen et al., 2006). شواهد همانندی در کمپلکس جبال بارز به فراوانی یافت می‌شود (Rasouli et al., 2014). بنابراین احتمالاً این کمپلکس، حاصل تفریق یافتگی ماگمای سترگ بازیک در منطقه است. به نظر می‌رسد ماگمای بازیک، در یک اتاق ماگمایی سترگ در زیر منطقه قرار گرفته و گرمای بالایی داشته باشد و طی فازهای فشارشی بعدی، به ترازهای بالاتر یعنی به درون بخش زیرین پوسته نفوذ کرده و سبب افزایش دما در این بخش شده است (شکل ۱۲).

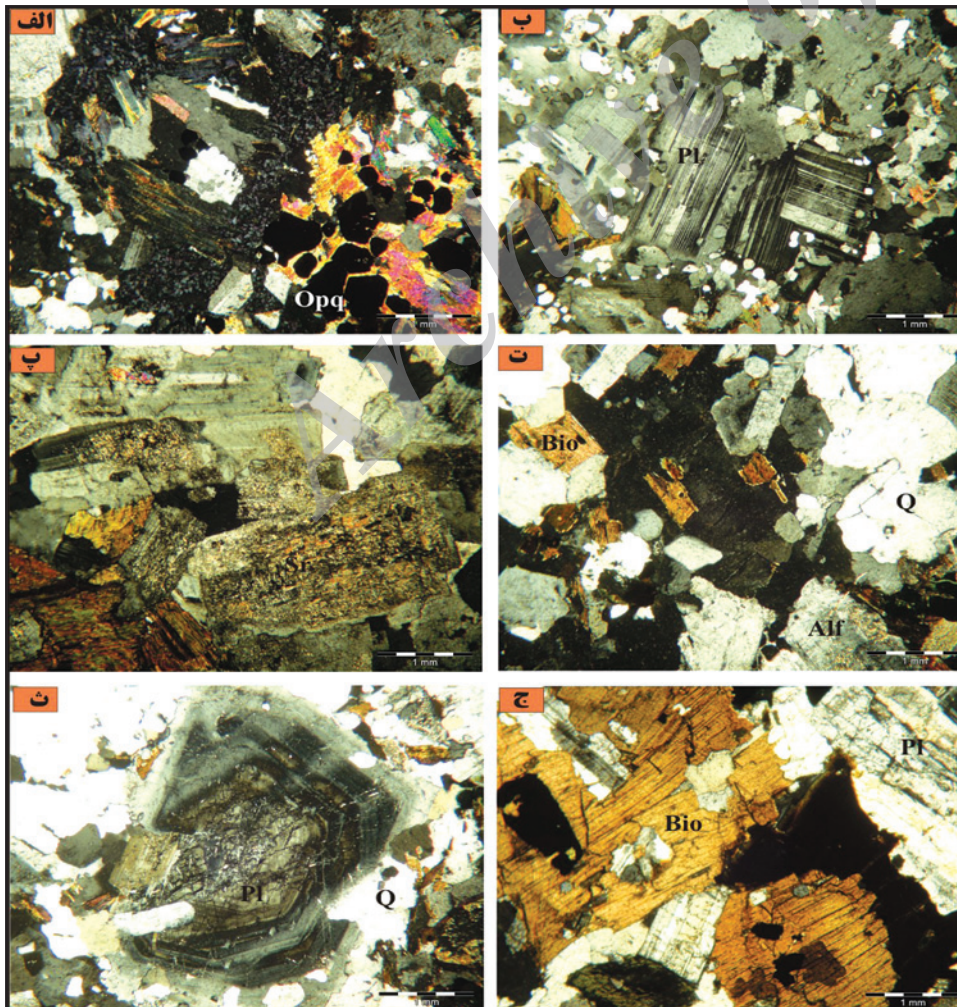
فاز سیال به همراه افزایش دمای ناشی از نفوذ ماگمای بازیک به این بخش پوسته، سبب ذوب بخشی پوسته زیرین شده و ماگمایی با ترکیب گرانودیوریتی و از نوع کالک‌آلکان را ایجاد کرده است (فاز ۱). از به هم پیوستن ماگماهای کوچک گرانودیوریتی، توده سترگ جبال بارز شکل گرفته، به بخش‌های بالای پوسته صعود کرده و در ترازهای بالاتر متبلور شده است. باید در نظر داشت که نفوذ ماگما از منطقه میجان صورت گرفته است، زیرا با استناد به مطالعات صحرایی، ریزساختارها و عکس‌های ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، میجان یک کالدرای کهن است که محل خروج ماگما (Feeder zone) بوده است (Rasouli et al., 2014). در حالت کلی می‌توان گفت ماگمای بازیک اولیه طی اولین تفریق خود سبب تشکیل سنگ‌های فاز اول ماگمایی منطقه جبال بارز شده است که همگی ترکیب دیوریتی تا گرانودیوریتی دارند. در مرحله دوم، با توجه به ادامه تفریق ماگمایی در آشیانه ماگمایی (با استناد به شواهد ارائه شده)، ترکیب ماگما نسبت به پیش اسیدی‌تر شده و سنگ‌های فاز دوم



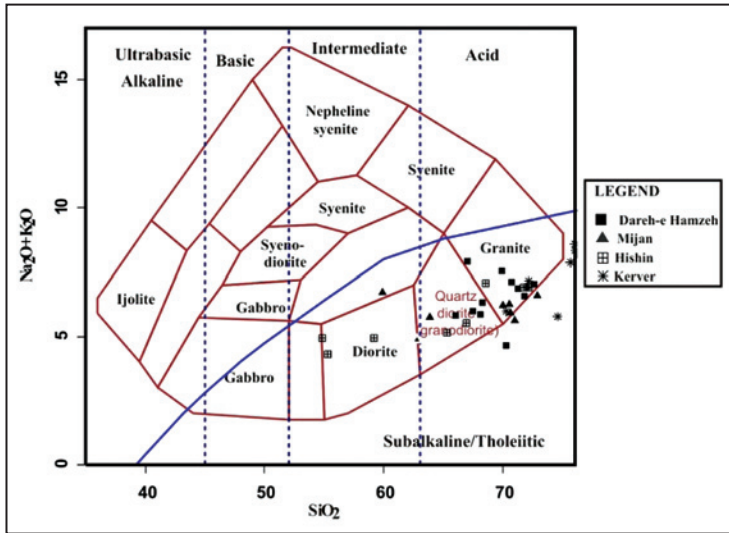
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی نرماشیر، سبزواران و بم با تصحیحات؛ فریدی و عطاپور، ۱۳۸۲؛ Dimitrijevic, 1973؛ آفانباتی و افتخار نژاد، ۱۳۷۳).



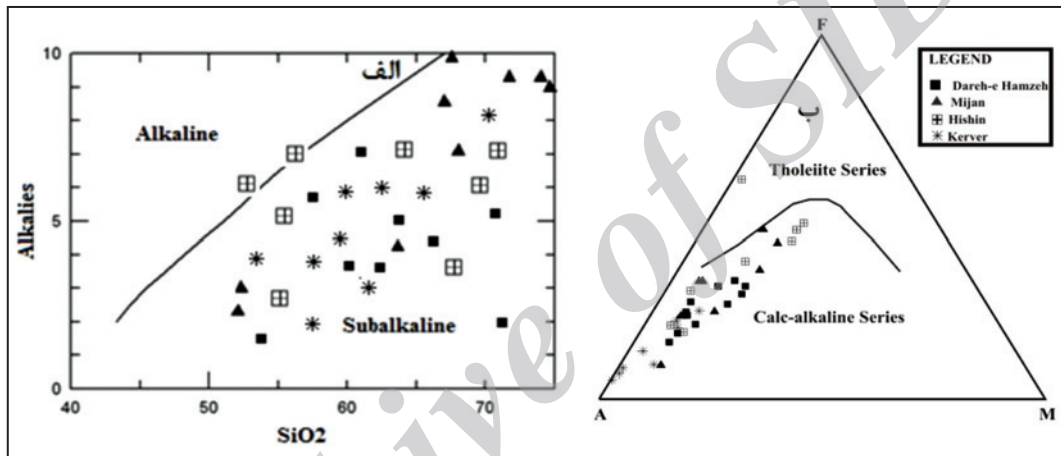
شکل ۲- الف) نمایی کلی از سه فاز اصلی ماگمایی در الیگومیوسن؛ ب) نمایی از گرانودیوریت‌های فاز اول؛ پ) نمایی از گرانیت‌های فاز دوم؛ ت) نمایی از آلکالی‌گرانیت‌های فاز سوم.



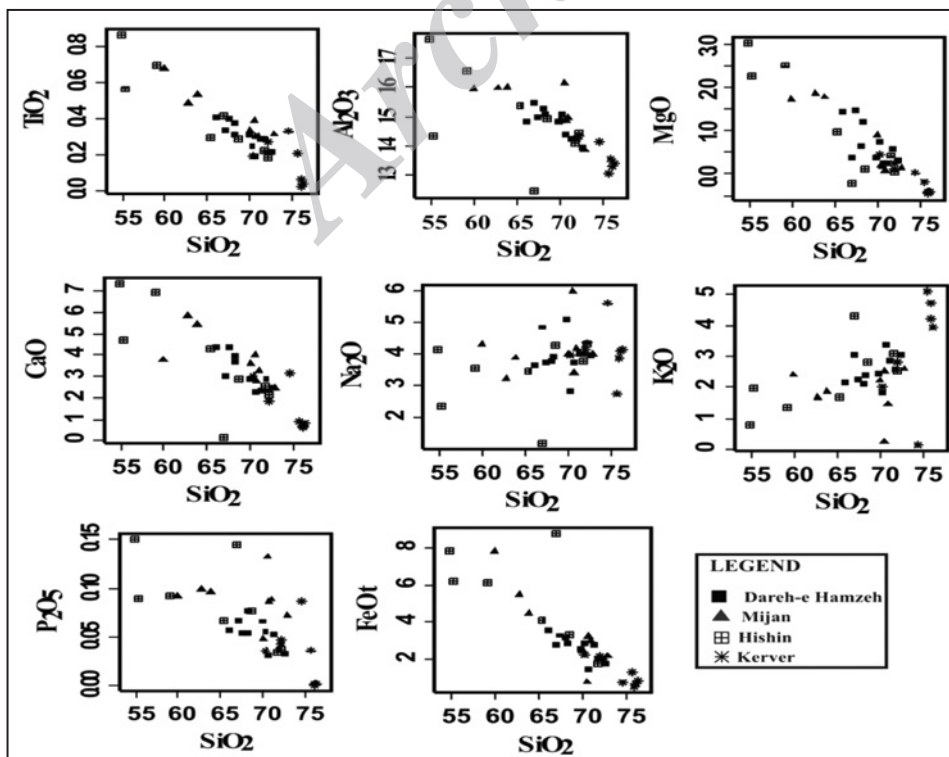
شکل ۳- الف) فراوانی کانی‌های مافییک و کیدر در کوارتزادیوریت؛ ب) ماکل پلی‌سنتیک در گرانودیوریت؛ پ) دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و اپیدوت در گرانودیوریت؛ ت) نمایی از گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه؛ ث) منطقه بندی در گرانیت؛ ج) بیوتیت‌های فراوان گرانیت (Opq): کانی‌های کیدر؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Sr: سریسیت؛ Q: کوارتز؛ Bio: بیوتیت؛ Alf: فلدسپار قلیایی) (همه شکل‌ها در نور پلاریزه متقاطع (Xpl) برداشت شده‌اند.



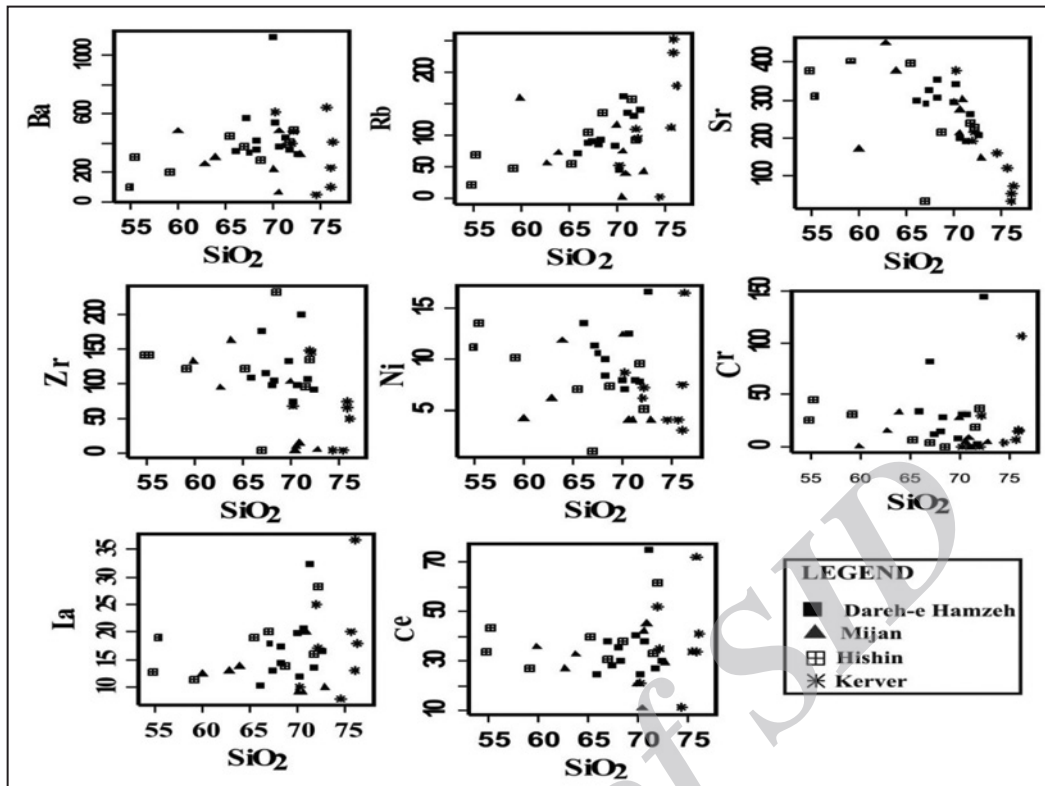
شکل ۴- رده‌بندی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه (Cox et al., 1979; Wilson, 1989).



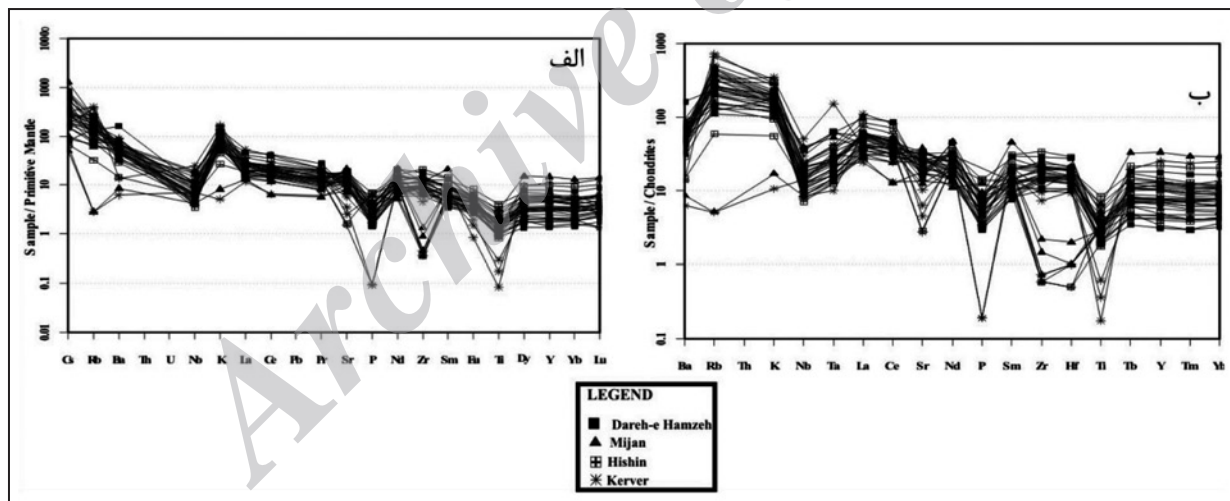
شکل ۵- بر پایه نمودارهای الف و ب سرشت ماگمایی سنگ‌ها، ساب‌آلکان- کالک آلکان تعیین شده است (Irvine & Baragar, 1971).



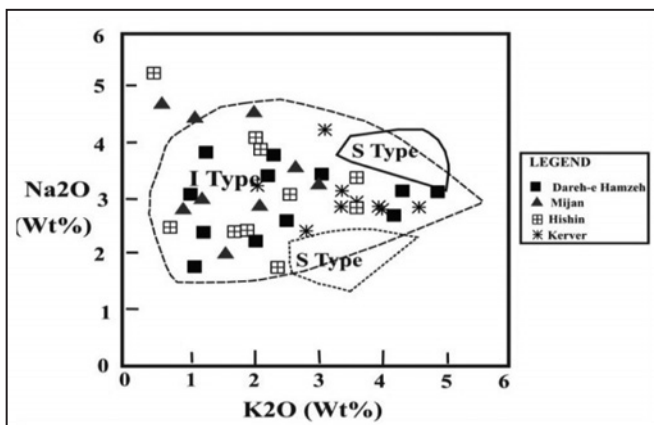
شکل ۶- نمودارهای تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر درصد سیلیس (Harker, 1909).



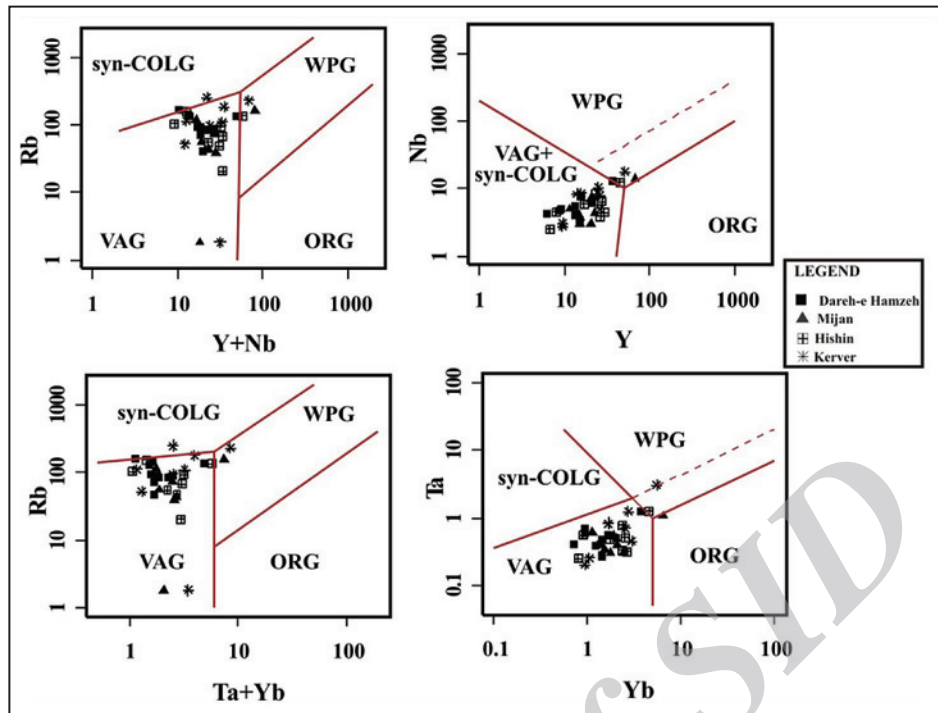
شکل ۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر درصد سیلیس (Harker, 1909).



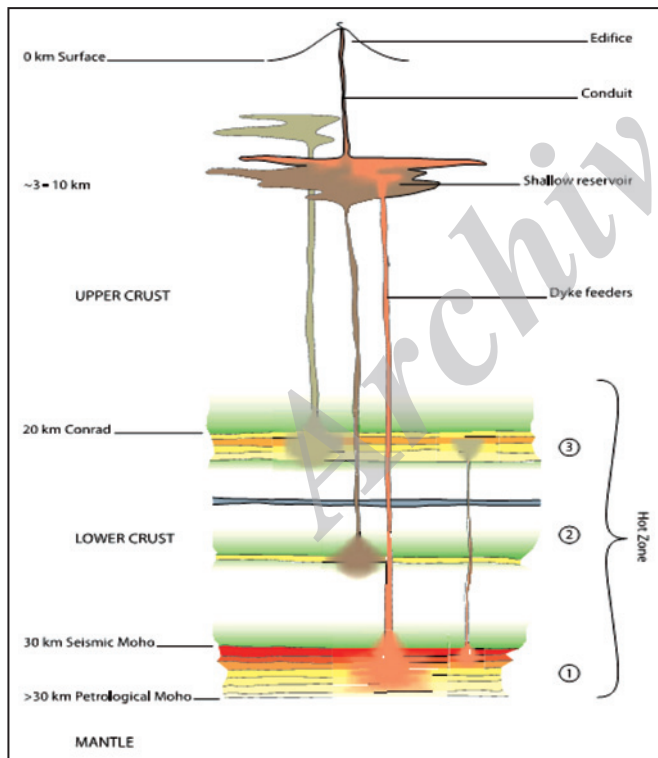
شکل ۸- الف) نمودار بنه‌چار شده بر پایه گوشته اولیه؛ ب) نمودار بنه‌چار شده بر پایه کندریت.



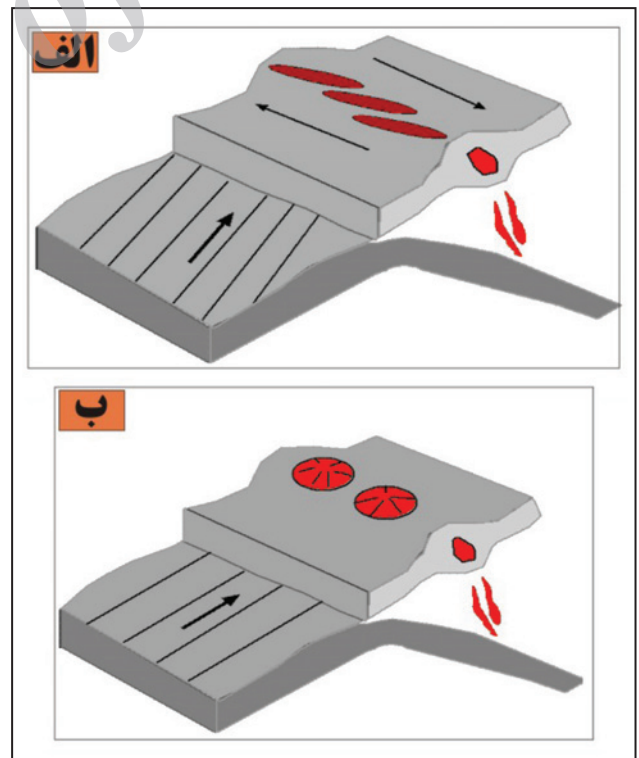
شکل ۹- نمودار تغییرات Na_2O در برابر K_2O برای تفکیک گرانیت‌های نوع I و S (Chappell & White, 2001).



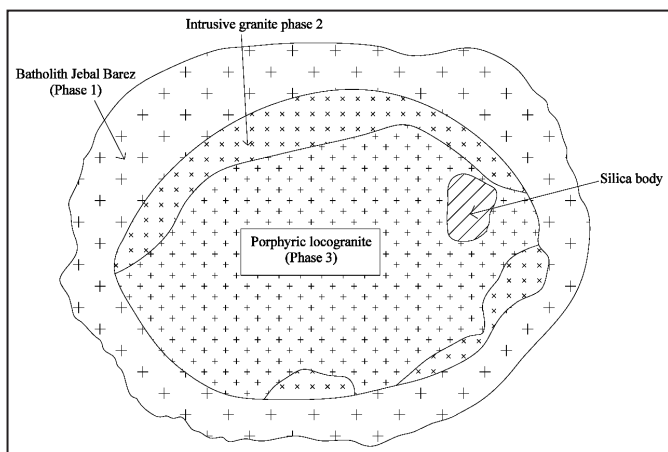
شکل ۱۰- نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساخت- ماگمایی (Pearce et al., 1984).



شکل ۱۲- طرح فرضی از Hot zone (بدون مقیاس) ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته، در ژرفاهای مختلف موهو، پوسته زیرین و ناپوستگی کنراد جایگزین می‌شود. در این محل‌ها در سیل‌های بازالتی، تبلور تفریقی صورت می‌گیرد. ماگمایی حاصل از تفریق، پس از بر جا گذاشتن مقادیر زیادی رستیت و کومولا، به سوی سطح حرکت می‌کند و حجره‌های ماگمایی کم‌ژرفا را ایجاد می‌کند. مذاب باقیمانده از تبلور بخشی و مذاب حاصل از ذوب پوسته زیرین با نسبت‌های متفاوتی با هم مخلوط می‌شوند (Vigneresse, 2004) و سنگ‌های کمپلکس جبال بارز را ایجاد می‌کنند.



شکل ۱۱- نمایی از فرورانش عادی (A) و مورب (B) و فضاهای ایجاد شده روی کمان ماگمایی در فرورانش مورب (نصیری، ۱۳۸۵).



شکل ۱۳- مدل نمادین از فازهای تزریقی ماگما در منطقه مورد مطالعه. ماگما طی سه مرحله از منطقه میجان که یک کالدرای کهن است، نفوذ کرده است.

جدول ۱- داده‌های XRF کمپلکس گرانئویدی جیرفت (داده‌ها بر حسب درصد وزنی هستند).

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	L.O.I
JB163	55.24	14.35	6.85	4.69	2.37	1.95	2.77	0.56	0.16	0.09	3.49
JB40	54.79	17.65	8.75	7.35	4.13	0.80	3.54	0.86	0.18	0.15	1.54
JB116	62.75	15.98	6.08	5.86	3.21	1.68	2.36	0.49	0.17	0.10	0.95
JB56	59.12	16.57	6.80	6.98	3.57	1.37	3.02	0.69	0.15	0.09	1.42
JB19	63.85	16.01	4.92	5.45	3.89	1.86	2.28	0.53	0.11	0.10	0.74
JB181	65.32	15.36	4.52	4.33	3.48	1.68	1.49	0.29	0.15	0.07	3.06
JB145	59.89	15.96	8.69	3.79	4.31	2.39	2.24	0.68	0.38	0.09	1.29
JB85	70.01	14.86	2.69	3.60	4.01	2.21	1.40	0.33	0.07	0.05	0.67
JB112	68.11	15.27	3.49	3.69	3.76	2.09	1.13	0.31	0.13	0.08	1.61
JB61	70.25	15.09	3.18	2.97	2.84	1.82	1.25	0.25	0.05	0.06	2.01
JB81	65.98	14.85	3.90	4.39	3.64	2.17	1.93	0.41	0.10	0.06	2.27
JB59	72.15	14.35	2.18	1.88	4.35	2.81	0.76	0.27	0.01	0.05	0.95
JB63	68.25	15.09	3.16	3.98	3.91	2.40	1.70	0.37	0.09	0.05	0.89
JB100	72.54	13.95	1.93	2.48	3.97	3.05	0.83	0.22	0.08	0.03	0.70
JB16	71.78	14.24	2.22	2.91	4.01	2.56	1.09	0.28	0.07	0.04	0.58
JB54	69.89	14.84	2.82	2.88	5.11	2.42	0.89	0.31	0.10	0.07	0.48
JB91	70.65	14.37	1.61	2.26	3.75	3.35	0.75	0.19	0.06	0.03	2.77
JB97	67.43	14.96	3.62	4.36	3.75	2.24	1.98	0.40	0.09	0.05	0.76
JB149	71.25	14.26	3.09	2.33	4.01	2.85	0.75	0.28	0.12	0.05	0.81
JB146	68.57	14.93	3.65	2.86	4.26	2.80	0.61	0.29	0.13	0.08	1.60
JB143	75.98	13.54	0.53	0.62	3.88	4.71	0.04	0.02	0.01	0.00	0.50
JB118	72.01	14.26	2.33	2.33	4.16	2.81	0.63	0.22	0.09	0.04	0.93
JB21	70.25	14.88	2.47	3.00	3.98	1.99	0.95	0.19	0.10	0.04	1.97
JB94	71.65	14.09	1.95	2.51	3.78	3.11	0.93	0.22	0.07	0.03	1.29
JB138	72.11	14.43	2.10	2.11	4.34	2.55	0.55	0.18	0.32	0.04	1.02
JB53	67.01	15.48	3.07	2.99	4.85	3.05	0.88	0.34	0.11	0.07	1.99
JB137	76.02	13.28	0.70	0.70	4.11	4.21	0.10	0.06	0.03	0.00	0.49
JB128	76.27	13.40	0.85	0.82	4.16	3.95	0.10	0.04	0.10	0.00	0.02
JB3	70.93	14.96	3.28	3.26	4.17	1.47	0.57	0.30	0.06	0.09	0.78
JB5	70.63	14.86	3.53	2.79	3.40	2.52	0.68	0.30	0.08	0.09	0.99
JB6	74.52	14.16	0.74	3.13	5.62	0.15	0.53	0.33	0	0.09	0.45
JB10	70.53	16.16	0.80	4.01	6.00	0.25	0.71	0.39	0	0.13	0.69
JB11	72.83	13.86	2.39	2.45	4.00	2.58	0.64	0.31	0.02	0.07	0.58
JB13	75.62	13.05	1.39	0.94	2.75	5.10	0.30	0.20	0	0.04	0.50
JB14	66.93	12.45	9.73	0.19	1.20	4.31	0.27	0.41	0.01	0.15	3.00

جدول ۲- داده‌های ICP-MS آنکلاوها و میزبان گرانیتیویدی آنها (داده‌ها بر حسب بخش در میلیون (ppm)).

Sample	JB163	JB40	JB116	JB56	JB19	JB181	JB145	JB85	JB112	JB61	JB81	JB59	JB63	JB100	JB16	JB56	JB91
Sc	23	30	16	28	21	16	24	15	14	15	20	14	17	14	13	15	13
V	128	221	104	175	116	66	129	68	47	50	96	40	76	35	51	61	35
Cr	44	25	15	30	33	6	0	28	14	31	34	30	29	144	3	7	31
Co	16	20	13	17	15	9	13	9	7	8	11	4	9	6	6	7	5
Ni	14	11	6	10	12	7	4	12	8	7	14	7	10	17	8	8	13
Ga	11	15	11	13	14	14	14	12	12	12	12	13	11	10	13	14	12
Rb	68	21	56	49	73	56	160	117	87	46	72	95	94	142	132	84	163
Sr	309	379	450	403	378	397	171	294	353	344	299	217	306	209	263	295	200
Y	27	30	15	27	22	17	67	12	14	15	15	15	13	9	9	16	6
Zr	142	141	94	121	163	123	133	103	99	75	108	145	104	93	106	133	99
Nb	6	4	4	4	4	6	14	5	5	3	3	8	4	5	5	7	4
Cs	1	1	2	2	3	4	10	4	3	1	2	2	5	4	6	1	7
Ba	302	101	256	202	302	445	479	220	420	534	348	482	355	323	353	1125	370
La	19	13	13	11	14	19	12	9	17	12	10	17	14	17	14	20	21
Ce	43	34	27	27	33	40	36	21	36	25	25	35	30	30	27	41	38
Pr	5	5	3	4	4	4	6	2	4	2	3	4	3	3	3	4	3
Nd	20	21	12	16	16	15	30	9	12	9	11	13	12	9	9	14	10
Sm	5	6	3	4	4	3	9	2	2	2	3	3	3	2	2	3	2
Eu	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	1	1	0
Gd	4	5	2	4	3	3	9	2	2	2	2	2	2	1	2	2	1
Tb	1	1	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Dy	5	5	2	4	4	3	11	2	2	2	2	2	2	1	1	2	1
Ho	1	1	1	1	1	1	3	0	1	1	1	1	0	0	0	1	0
Er	3	3	2	3	2	2	7	1	1	1	2	2	1	1	1	2	1
Tm	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	3	3	2	2	2	2	6	1	1	1	1	2	1	1	1	2	1
Lu	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hf	4	4	2	3	4	3	4	3	3	2	3	4	3	3	3	3	3
Ta	1	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1	1	1	0
Pb	19	6	7	9	11	13	8	11	10	10	9	17	15	22	12	17	28
Th	7	2	6	5	8	7	9	12	8	5	8	11	10	23	14	5	26
U	2	1	1	1	2	2	2	4	2	1	1	2	2	5	5	2	3

Sample	JB97	JB149	JB146	JB143	JB118	JB21	JB94	JB138	JB53	JB137	JB128	JB3	JB5	JB6	JB10	JB11	JB13	JB14
Sc	18	15	18	13	14	12	14	14	15	13	14	6	6	8	7	6	2	11
V	90	34	32	9	25	38	49	29	42	9	11	22	20	34	52	28	12	22
Cr	11	0	0	14	0	0	19	37	81	16	106	8	4	4	4	4	6	4
Co	11	5	6	1	4	3	6	5	7	2	3	7	4	1	1	3	2	7
Ni	11	8	7	7	6	9	10	5	11	3	17	4	4	4	4	4	4	1
Ga	12	15	16	15	13	11	13	14	12	15	15	14	16	8	9	13	17	18
Rb	90	137	136	232	111	52	157	94	89	253	180	39	75	2	2	43	113	105
Sr	327	192	217	32	193	377	240	226	290	53	75	301	274	160	213	147	121	34
Y	14	36	45	51	26	9	8	23	21	14	25	21	20	27	15	21	10	7
Zr	115	200	233	74	148	69	96	135	176	65	50	15	10	5	4	5	4	4
Nb	4	13	12	18	8	3	5	8	6	8	10	8	7	5	3	3	3	3
Cs	6	2	2	1	2	1	5	2	1	3	2	1	2	1	0	1	2	2
Ba	331	438	287	97	391	609	402	491	566	227	403	375	479	43	60	320	639	372
La	13	32	14	13	25	10	16	28	18	37	18	20	20	8	9	10	20	20
Ce	28	75	38	34	52	21	33	62	38	72	41	45	42	12	11	29	34	31
Pr	3	8	5	3	6	2	3	6	4	6	4	5	5	2	2	4	4	4
Nd	12	28	22	14	20	8	11	22	16	19	15	20	19	8	7	14	13	14

Sample	JB97	JB149	JB146	JB143	JB118	JB21	JB94	JB138	JB53	JB137	JB128	JB3	JB5	JB6	JB10	JB11	JB13	JB14
Sm	3	6	6	4	4	2	2	4	4	3	3	4	4	3	2	3	2	3
Eu	1	1	1	0	1	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1
Gd	2	5	6	4	4	1	1	4	3	2	3	3	3	3	2	3	2	2
Tb	0	1	1	1	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	0	1	0	0
Dy	2	6	7	7	4	1	1	4	3	2	4	3	3	4	2	3	2	1
Ho	1	1	2	2	1	0	0	1	1	0	1	1	1	1	1	1	0	0
Er	1	4	4	5	3	1	1	2	2	1	2	2	2	3	2	2	1	1
Tm	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Yb	1	4	5	5	3	1	1	2	2	2	3	2	2	3	2	2	1	1
Lu	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hf	3	6	6	4	4	2	3	4	4	2	2	0	0	0	0	0	0	0
Ta	0	1	1	3	1	0	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0
Pb	8	16	16	36	14	9	23	25	39	37	74	0	0	0	0	0	0	0
Th	8	15	13	22	11	4	13	13	4	16	11	7	7	5	3	5	6	6
U	2	3	4	7	2	1	4	3	1	4	4	1	1	1	0	1	1	1

کتابنگاری

- آقائباتی، س.ع. و افتخار نژاد، ج.، ۱۳۷۳- نقشه زمین شناسی برگه ۲۵۰۰۰۰:۱، بم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقائباتی، س.ع. ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- آل طه، ب. ۱۳۸۲- پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین و کانه زایی مس مرتبط با آن در منطقه جنوب خاور بم (جبال بارز)، رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، ۲۸۸ ص.
- درویش زاده، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، امیرکبیر، ۴۳۴ ص.
- رستمی زاده، گ. و آروین، م.، ۱۳۷۶- پترولوژی و پتروژنز توده نفوذی اسیدی- حد واسط ده سیاهان. اولین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ۴-۶ شهریور، دانشگاه تهران، ص ۵۴-۵۸.
- فریدی، م. و عطاپور، ح.، ۱۳۸۲- نقشه زمین شناسی برگه ۱۰۰۰۰۰:۱، نرماشیر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م.، ۱۳۹۳- زمین شناسی ایران، آراین زمین، ۴۸۸ ص.
- محل، م.، ۱۳۷۹- نقش فضاهای کشتی نردبانی در فعالیت سنگ های آذرین در منطقه کاشان - اردستان، الگویی برای شکل گیری کمان آتشفشانی ارومیه- دختر. مجموعه مقالات نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۶ تا ۲۸ بهمن ۱۳۷۹، ص ۱۴-۷.
- محمدزاده جهانی، ن. و مرادیان، ع.، ۱۳۹۳- بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز انتهای گرانیب جبال بارز (جنوب شهرستان بم). مجموعه مقالات دومین همایش ملی پترولوژی کاربردی، ۱۳ شهریور ۱۳۹۳، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اصفهان (خوراسگان).
- نصیری، ر.، ۱۳۸۵- ژئوشیمی و پترولوژی سنگ های آتشفشانی مهر زمین (شمال- شمال شرق تفرش)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۳ ص.
- یزدانفر، ا.، ۱۳۸۹- پتروژنز توده های نفوذی تأخیری (میجان، هیشین، کرور و دره حمزه) در باتولیت جبال بارز و ارتباط آنها با کانی سازی مس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

References

- Aftabi, A. & Atapour, H., 2000- Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. Episodes, 23: 119- 124.
- Annen, C., Blundy, J. D. & Sparks, R. S. J., 2006- The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones J. Petrology, 70(47): 504-539.
- Bacon, C. R. & Druitt, T. H., 1988- Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon. Contributions to Mineralogy and Petrology 98:256-224 .
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran, In: Zagros, Hidu Kush and Himalaya Geodynamic Evolution, Am. Geophys. Union, Geodynamic Series 3: 5-32.
- Blatt, H., Tracy, R. J. & Owens, B. E., 2006- Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic. Freeman and Company, W. H., New York.
- Bullen, T. D. & Clynne, M. A., 1990- Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. Journal of Geophysical Research 95: 19671-19691.

- Caillet, C., Dehlavi, P. & Martel-Jantin, B., 1978- Géologie de la région de Saveh (Iran) Contribution a l'étude du volcanisme et du plutonism Tertiaires de la zone de l'Iran Central: Thèse 3 ème cycle. Univ. Grénoble, France, p. 325.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types. 25 years later. Australian Journal of Earth science 48-499.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. & Wyborn, D., 2004- Low-and high-temperature granites. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95: 125-140.
- Cox, K., Bell, J. D. & pankhurst, R. Y., 1979- the interpretation of igneous rocks. George allen and uniwin, London.
- Dimitrijevic, M. D., 1973- Geology of Kerman region, Report YU/52, Iran, Geological Survey of Iran, 234 p.
- Elmas, A. & Elmas, Y., 2003- Development of an Oblique Subduction Zone Tectonic Evolution of the Tethys Suture Zone in Southeast Turkey International Geology Review, 4: 76-92.
- Emami, M. H., 1981- Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l'étude dynamique et géochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central: Ph.D., Thèse, Univ., Grenoble, France, p. 489.
- Grove, T. L. & Donnelly-Nolan, J. M., 1986- The evolution of young silicic lavas at Medicine Lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. Contribution to Mineralogy and Petrology 92: 281-302.
- Grove, T. L. Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Muntener, O. & Gaetani, G. A., 2003- Fractional crystallisation and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. Contributions to Mineralogy and Petrology 145: 515-533.
- Guffanti, M., Clynne, M. A. & Muffler, L. J. P., 1996- Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. Journal of Geophysical Research 101: 3001-3013.
- Harker, A., 1909- The natural history of igneous rocks, Methuen, London, p. 304.
- Hooper, P. R., Bailey, D. G. & McCarley Holder, G. A., 1997- Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. J. Geophys. Res 100: 10303-10319.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A., 1971- A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can. Jour. Earth Sci. No. 8.
- Karig, D. E., 1971- Origin and development of marginal basins in the western pacific. Journ. Geophys. Res 76: 2542- 2561.
- Lescuyer, J. L. & Riou, R., 1976- Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan): Contribution a l'étude du volcanisme Tertiaire de l'Iran: Thèse, Univ. Grénoble, France, p. 232.
- Macpherson, C. G., Dreher, S., Matthew, T. & Thirlwall, F., 2006- Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. Earth Planet Sci. Lett 243: 581-593.
- Moine-Vaziri, H., 1985- Volcanisme tertiaire et quaternaire en Iran: These d'Etat. Univers. Paris-Sud ,Orsay.
- Nowroozi, A., 1971- Seismotectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus and Hindu Kush regions, B. Seismol. Soc. Am 61: 317-341.
- Pearce, J., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, Petrol. (25) 4: 120-124.
- Price, N. J., 2001- Major impacts and plate tectonic: A model for the phanerozoic evolution of the earth' lithosphere. Routledge, p.354.
- Rasouli, J., Ghorbani, M. & Ahadnejad, V., 2014- Field observations, Petrography and microstructures study of Jebale Barez Plutonic complex (East - North East Jiroft). Journal of Tethys: (2)3: 178-195.
- Raymond, L.A., 2002- The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks. McGraw Hill, p: 720.
- Roberts, M. P. & Celems, J. D., 1993- origin of high potassium, Calk-alkaline, I type Granitoids, Geology 21: 825- 828.
- Sabzehei, M., 1994- Geological Quadrangle Map of Iran, No. 12, Hajiabad, 1:250,000, First compilation by Berberian, M., final compilation and revision by Sabzehei, M., Geological Survey of Iran.
- Stern, R. J., 2004- Subduction initiation: spontaneous and induced. Earth and Planetary Science Letters, 226, 275- 292.
- Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature 235 : 147-150.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. & Irving, A. J., 1993- Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology 113:333-351.
- Vignerresse, J. L., 2004- A new paradigm for granite generation. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95: 11-22.
- Wilson, M., 1989- Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd, London, p. 466.