





دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی - آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک مجموعه
احمدآباد - رضا آباد (جنوب شرق شاهرود)

نگارنده : دلارام خیره

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور

دکتر حبیب الله قاسمی

تیر ۱۳۹۶

تقدیم به پدر بزرگوار و مادر مهربانم

آن دو فرشته‌ای که از خواسته‌هایشان گذشتند، سختی‌ها را به جان خریدند تا من به جایگاهی که اکنون در آن ایستاده‌ام برسم.

تقدیم به علیرضای عزیزتر از جانم، که به‌واره در طول تحصیل متحمل زحمت‌ها بود و تکیه‌گاه من در مواجهه با مشکلات، و

وجودشان مایه دلگرمی من می‌باشد.

تقدیم به شمراره و غزاله عزیزم، که وجودشان شادی بخش و مایه آرامش من است.

مشکرو قدردانی:

پاس بی کران پروردگار یکتا را که هستی مان بخشید و به طریق علم و دانش را بنمونان شد و به بهنیشنی رحروان علم و دانش مفتخران نمود و نوشته چینی از علم و معرفت را روزیان ساخت.

تدوین مجموعه ای که پیش رو دارید مرهون بهکاری اساتید و دوستانی است که بر خود لازم می دانم از این عزیزان قدردانی نمایم.

تقدیر و شکر شایسته از استاد فرهیخته و فرزانه جناب آقای دکتر محمود صادقیان که راهبانی این پایان نامه را به عهده داشتند و با نکته های دلاویز و گفته های بلند، صحیفه های سخن را علم پرور نمود و بهواره راهبنا و راه گشای نگارنده در اتمام و اكمال پایان نامه بوده است.

جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی مشاور پایان نامه، که زحمت مشاوره این رساله را در حالی متمثل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی رسید؛ و سرکار خانم دکتر مریم شیبی و جناب آقای دکتر مهدی رضایی داوران پایان نامه، بدین وسیله از این عزیزان سپاسگزاری می نمایم.

سپاسگزارم از زحمات خالصانه کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به خصوص از خانم مهندس سعیدی، خانم مهندس فارسی و جناب آقای مهندس میرباقری و جناب آقای آجودانی که رهنمائی مشکلات اینجانب بودند.

با سپاس بی دریغ خدمت دوستان عزیزم خانم با آزاده قصبانی فیض، محبوبه محمدی، محدثه نصراللهی، نفیسه هدایتی، خانم دکتر سکنده شکاری، خانم دکتر فضیلت یوسفی، خانم دکتر سولماز بلوچی که به نحوی اینجانب را یاری کردند صمیمانه سپاسگزارم.

در پایان از خانواده عزیزم و به ویژه پدر و مادر فداکارم و برادر عزیزتر از جانم که حامیان من در طول تحصیل و در تمام امور زندگی هستند به خاطر تحمل همه سختی ها و فراهم کردن امکانات تحصیل مشکرمی نمایم و روزی بی سرشار از شادی را برایشان آرزو مندم.

دلارام خبره

تعهد نامه

اینجانب دلارام خبره دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی - آذرین اواخر نئوپروتروزوئیک مجموعه احمدآباد- رضا آباد (جنوب شرق شاهرود) تحت راهنمایی دکتر محمود صادقیان متعهد می شوم .

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است .
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید .
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج ، کتاب ، برنامه های رایانه ای ، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد . این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

مجموعه دگرگونی - آذرین رضاآباد به سن نئوپروتروزوئیک، در غرب روستای رضاآباد خارتوران (۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود) و در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارد. این مجموعه طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت (شیست‌سبز و آمفیبولیت) و گرانیتهای نئوپروتروزوئیک پایانی را شامل می‌شود. این سنگ‌ها توسط اجتماعات دایکی دیابازی و تعدادی توده‌های نفوذی کوچک (با ترکیب گابرو تا دیوریت) به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دایک‌های دیابازی دارای روند کلی شرقی- غربی تا شمال‌غربی - جنوب‌شرقی هستند. این دایک‌ها شاهد بارز ماگماتیسم سیمیرین میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشند. این سنگ‌های حدواسط- بازیگ بافت گرانولار، میکروگرانولار، افیتیک، پورفیری و پورفیروئیدی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوژیت) از کانی‌های اصلی سازنده آنها هستند. آپاتیت، اسفن، زیرکن، مگنتیت و مگنتیت تیتانیوم‌دار از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کلریت، کلسیت و اپیدوت از جمله کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. این دایک‌ها شاهد بارز ماگماتیسم سیمیرین میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی می‌باشند. گنیس‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌های آذرین در محدوده ترکیبی معادل گرانیته و گرانودیوریت، قرار می‌گیرند و دارای ماهیت معادل کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. آمفیبولیت‌های (متابازیت‌ها) مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC در محدوده ترکیبات بازالتی ساب‌آلکان قرار می‌گیرند. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین بوده‌اند. گرانیته‌ها مورد مطالعه بر روی نمودارهای رده‌بندی ترکیب گرانیته با ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و پرآلومین هستند. این گرانیته‌ها به نوع S (با منشأ پوست‌های) تعلق دارند. دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مورد مطالعه بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های درونی ترکیبی معادل با گابرو و گابرودیوریت و در نمودار رده‌بندی سنگ‌های خروجی ترکیبی معادل با بازالت تا آندزیت‌بازالت داشت‌هاند. در محدوده سری آلکان تا ساب‌آلکان واقع می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: نئوپروتروزوئیک، گنیس، آمفیبولیت، دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، رضاآباد، خارتوران، شاهرود.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

- ✓ سنگ‌های آذرین بازیک ژوراسیک میانی شاهدهی بر ماگماتیسم سیمرین میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ۱۳۹۵
- ✓ بررسی شواهد میگماتیت‌زایی و میلونیت‌زایی رضاآباد خارتوران در مجموعه دگرگونی (جنوب شرق شاهرود)، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ۱۳۹۵

فهرست مطالب

فصل اول - کلیات

- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۳
- ۳-۱- راه‌های ارتباطی ۴
- ۴-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه رضآباد ۵
- ۵-۱- مطالعات پیشین ۶
- ۶-۱- هدف کلی از مطالعه ۱۲
- ۷-۱- روش‌های مطالعاتی ۱۳

فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ۱۶
- ۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه رضآباد ۱۸
- ۱-۲-۲- واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک ۲۰
- ۱-۲-۲-۱- میکاشیست‌ها ۲۰
- ۱-۲-۲-۲- گنیس‌ها ۲۱
- ۱-۲-۲-۳- میگماتیت‌ها ۲۲
- ۱-۲-۲-۴- متابازیت‌های وابسته به سنگ‌هایی با دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک ۲۴
- ۱-۲-۲-۵- گرانیت‌ها ۲۴
- ۱-۲-۲-۶- آپلیت ۲۷
- ۱-۲-۲-۷- پگماتیت ۲۸
- ۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی (ژوراسیک میانی) ۲۸
- ۳-۲-۲- آهک و مارن کرتاسه زیرین ۳۱
- ۴-۲-۲- سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن ۳۲
- ۵-۲-۲- واحدهای سنگی الیگومیوسن ۳۳
- ۱-۵-۲-۲- توالی رسوبی ۳۳
- ۲-۵-۲-۲- روانه‌های بازالتی ۳۴

- ۳۶..... دایک‌های بازالتی ۳-۵-۲-۲
- ۳۸..... سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا، توف، پیریت) ۴-۵-۲-۲
- ۴۰..... رسوبات کواترنر ۶-۲-۲

فصل سوم - پتروگرافی

- ۴۴..... ۱-۳-۱- مقدمه
- ۴۵..... ۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی
- ۴۵..... ۱-۲-۳- متاپلیت‌ها
- ۴۶..... ۱-۱-۲-۳- میکاشیست‌ها
- ۴۷..... ۲-۱-۲-۳- گنیس‌ها
- ۴۹..... ۳-۱-۲-۳- میگماتیت‌ها
- ۵۱..... ۲-۲-۳- متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها)
- ۵۴..... ۳-۲-۳- متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)
- ۵۵..... ۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرین
- ۵۵..... ۱-۳-۳- گرانیت‌های اواخر نفوپروتروزوئیک
- ۶۲..... ۲-۳-۳- دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین کوچک مقیاس بازیک ژوراسیک (گابرو/ دیوریت‌ها)
- ۶۷..... ۳-۳-۳- داسیت‌های ائوسن
- ۶۸..... ۴-۳-۳- بازالت‌ها

فصل چهارم - ژئوشیمی

- ۷۴..... ۱-۴-۱- مقدمه
- ۷۴..... ۲-۴- آمادسازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمی
- ۷۶..... ۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
- ۷۶..... ۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
- ۷۶..... ۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
- ۹۶..... ۴-۴- ژئوشیمی سنگ‌های آذرین - دگرگونی منطقه رضاآباد- خارتوران
- ۹۶..... ۱-۴-۴- گنیس‌ها
- ۱۰۰..... ۲-۴-۴- متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها)

- ۱۰۰-۴-۲-۱- تعیین خاستگاه آذرین یا رسوبی آمفیبولیت‌ها.....
- ۱۰۵-۴-۲-۲- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده به منظور ارزیابی ویژگیهای ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌ها و خاستگاه سنگ مادر آنها.....
- ۱۰۵-۴-۲-۳- سنگ مادر متابازیت‌ها.....
- ۱۰۶-۴-۳- گرانیت‌ها.....
- ۱۰۹-۴-۳-۱- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده برای گرانیت‌ها.....
- ۱۱۰-۴-۳-۲- تعیین درجه اشباع از آلومین در گرانیت‌ها.....
- ۱۱۱-۴-۳-۳- تعیین سنگ والد گرانیت‌ها.....
- ۱۱۴-۴-۴- دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی.....
- ۱۱۵-۴-۴-۱- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی.....

فصل پنجم- پتروژنز و جایگاه زمین‌ساختی

- ۱۱۸-۵-۱- مقدمه.....
- ۱۱۸-۵-۲- تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی.....
- ۱۱۸-۵-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی (متاپلیت‌ها).....
- ۱۱۹-۵-۲-۲- متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک.....
- ۱۲۳-۵-۳- تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آذرین.....
- ۱۲۳-۵-۳-۱- گرانیت‌ها.....
- ۱۳۰-۵-۳-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی.....
- ۱۳۵-۵-۴- جایگاه تکتونیکی.....
- ۱۳۸-۵-۵- نتیجه‌گیری.....
- ۱۴۰-۵-۶- پیشنهادات.....

منابع

فهرست اشکال

فصل اول

- شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌های نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی - آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی..... ۳
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌های مجموعه آذرین - دگرگونی رضآباد خارتوران واقع در غرب روستای رضآباد. در این تصویر ماهواره‌های روستای رضآباد به وضوح قابل مشاهده می‌باشد..... ۴
- شکل ۱-۳- نقشه راه‌های دسترسی مجموعه آذرین - دگرگونی رضآباد خارتوران واقع در غرب روستای رضآباد..... ۵
- شکل ۱-۴- دورنمایی از منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی روستای رضآباد(خارتوران)..... ۶

فصل دوم

- شکل ۱-۲- نقشه زونهای ساختاری - رسوبی ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳)، موقعیت منطقه مورد مطالعه توسط کادر ستاره شکل بر روی این نقشه مشخص شده است..... ۱۷
- شکل ۲-۲- نقشه زمینشناسی مجموعه رضآباد (خارتوران) که بر اساس تصاویر ماهواره‌های و مطالعات صحرایی ترسیم شده است (رستمی، ۱۳۹۵)..... ۱۸
- شکل ۱-۲- الف) عکس ماهواره‌های روستای رضآباد واقع در حاشیه شرقی کال، ب) تصویر ماهواره‌های از گنیس‌های غرب، شمال غرب روستای رضآباد..... ۱۹
- شکل ۲-۳- تصویری از نمونه ماکروسکوپی گارنت میکاشیست با حضور درشت بلورهای گارنت بر روی سطح آن..... ۲۱
- شکل ۲-۴- تصاویری از شیستوزیته در میکاشیست‌های جنوب غرب رضآباد خارتوران..... ۲۱
- شکل ۲-۵- الف) تصویری از نمونه دستی گنیس‌های بیوتیتدار..... ۲۲
- شکل ۲-۶- الف) دورنمایی از میگماتیت‌ها در غرب روستای رضآباد خارتوران که در آن بخش‌های گنیسی با رنگ تیره‌تر از گرانیته‌ها مشخص می‌گردد..... ۲۳
- شکل ۲-۷- تصاویری از مرمر چینخورده در بین متابازیت‌ها..... ۲۴
- شکل ۲-۸- الف) تصویری از نفوذ توده گرانیته‌نژادی به داخل دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی،..... ۲۶
- شکل ۲-۹- نمای نزدیکی از سنگ‌های گنیسی میلونیتی شده. در این تصویر پورفیروکلاست‌های اورتوکلاز در نمونه دستی به وضوح دیده می‌شوند..... ۲۷
- شکل ۲-۱۰- الف) تصویری از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع‌کننده مجموعه پیسنگی رضآباد خارتوران به سن اواخر نئوپروتروزوئیک اطراف روستای رضآباد(نمای نزدیک)،..... ۳۰
- شکل ۲-۱۱- الف) نقشه ساده شده نشان‌دهنده رخمون دایک‌های دیابازی که براساس تصاویر ماهواره‌های و تصویر ماهواره‌های Google Earth ترسیم شده است..... ۳۱

- شکل ۲-۱۲) تصویری از حضور اربیتولین ، میلیولید و تکستولاریا در آهکهای کرتاسه زیرین غرب رضآباد خارتوران. ۳۲..
- شکل ۲-۱۳-الف) آهک مارنی کرم رنگ کرتاسه که در شمال و شمال غربی منطقه مورد مطالعه رخمون دارند. ب) تصویری از دایک دیابازی قطع کننده مارنهای کرتاسه. ۳۲.....
- شکل ۲-۱۴-الف) و ب) تصویری از تراکی داسیت های ائوسن میانی جنوب غرب رضآباد. ۳۳.....
- شکل ۲-۱۵-تصاویر ماهواره‌های بازالت‌های الیگومیوسن ۳۵.....
- شکل ۲-۱۶-نمای نزدیکی از دایک‌های بازالتی منطقه رضآباد..... ۳۶.....
- شکل ۲-۱۷- تصاویر ماهواره‌های نشاندهنده حضور سنگ‌های الیگومیوسن غرب و شمال غرب روستای رضآباد(خارتوران). ۳۷.....
- شکل ۲-۱۸-الف و ب، به ترتیب نماهای دور و نزدیکی از دایک‌های بازالتی الیگومیوسن را نشان می‌دهند..... ۳۸.....
- شکل ۲-۱۹-الف،ب) در مناطقی که این بازالت‌ها به درون مارنهای میوسن راه یافت‌هاند به صورت دایک و یا رخمونهای محدود دارای منشورهای بازالتی مشاهده میشوند..... ۳۹.....
- شکل ۲-۲۰-الف) نمای دور از گویچه‌های کروی سیلیسی یا زئولیتی تشکیل شده بر روی سطح دایک‌های بازالتی الیگومیوسن. ۴۰.....
- شکل ۲-۲۱- تصاویری از ماسه بادپها در شرق روستای رضآباد ، رخمون برجسته سیاه رنگ در تصویر(الف)، بازالت‌های الیگومیوسن میباشند..... ۴۱.....

فصل سوم

- شکل ۳-۱-تصویر میکروسکوپی از میکاشیست‌ها (در نور XPL) ، به شیستوزیته و ظهور ریزچین در این شکل توجه کنید..... ۴۶.....
- شکل ۳-۲-الف و ب)تصاویری از پورفیروکلاست بیوتیت در گنیس‌های منطقه رضآباد، ساب گرین شدن و دانه ریز شدن نا همگن بلورها به تشکیل پورفیروکلاست‌ها منجر میشود..... ۴۸.....
- شکل ۳-۳- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌های گنیس‌ها در منطقه بندهزارچاه و دلبر حسینی، (۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳)..... ۴۹.....
- شکل ۳-۴-الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نشاندهنده شواهد میگماتیتزایی و میلونیتزایی در سنگ‌های گنیس و گرانیتی مجموعه رضآباد خارتوران..... ۵۱.....
- شکل ۳-۵-الف و ب) بافت نماتوبلاستی ناشی از حضور هورنبلند سوزنی شکل به همراه کوارتز و پلاژیوکلازهای جهت یافته ۵۳.....
- شکل ۳-۶- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، آمفیبولها، بیوتیت‌های متابازیت‌ها در منطقه بندهزارچاه و دلبر (حسینی، (۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳)..... ۵۴.....

شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی نشاندهنده تبلور مجدد و دانه درشت شدن آهکهای کرتاسه زیرین، غرب رضآباد خارتوران (در نور XPL)..... ۵۵

شکل ۳-۸-الف) تصویر میکروسکوپی نشاندهنده ساب گرین شدن کانیهای سازنده گرانیتها به ویژه کوارتز ، ۵۷

شکل ۳-۹- الف و ب) ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیتهای گرانیتها در منطقه بندهزارچاه و دلبر حسینی (۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳) و..... ۶۲

شکل ۳-۱۰- تصاویری میکروسکوپی از ویژگیهای دایک های دیابازی ژوراسیک میانی رضآباد خارتوران (در نور XPL).....، ۶۳

شکل ۳-۱۱- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسنها و آمفیبولها در دایکهای دیابازی حسینی(۱۳۹۴) و رستمی و همکاران، (۱۳۹۵)..... ۶۷

شکل ۳-۱۲-الف) تصویری از بافت پورفیری در داسیتها. ب) فضای بین برخی از دانههای پلاژیوکلاز توسط کلسیت پر شده است. ۶۸

شکل ۳-۱۴- شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسنها در بازالتها رستمی، (۱۳۹۵)..... ۷۱

فصل چهارم

شکل ۴-۱- نمودار مجموع آکالیها در مقابل سیلیس (TAS)، لو متر همکاران (۱۹۸۹) جهت تعیین موقعیت ترکیبی نمونهها بر روی آن و مشخص شدن ضریب تاثیر بین FeO و Fe_2O ۷۷

شکل ۴-۲-الف- ترکیب شیمیایی گنیسها بر روی نمودار نامگذاری سنگهای آذرین درونی، سری ماگمایی و شاخص اشباع از آلومین ۹۷

شکل ۴-۴- نمودار AFC (Winkler, 1976) جهت تعیین ترکیب سنگ مادر متابازیتها و تفکیک ارتوآمفیبولیتها و پارآآمفیبولیتها (جنوب غرب روستای رضآباد خارتوران)،.....، ۱۰۳

شکل ۴-۵-الف - ترکیب شیمیایی متابازیتها در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost 1985) که به منظور نامگذاری سنگهای آذرین طراحی شده است..... ۱۰۴

شکل ۴-۶-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای متابازیتها..... ۱۰۵

شکل ۴-۷-الف- نمودارهای تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/ CaO (Werner, 1987)..... ۱۰۶

شکل ۴-۸-الف، ب، ج- موقعیت ترکیب شیمیایی گرانیتها:..... ۱۰۸

شکل ۴-۹-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (Sun and McDonough,) 1989 برای گرانیتها..... ۱۱۰

شکل ۴-۱۰- نمودار A/CNK- SiO_2 (Chappel and White, 1974) برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه..... ۱۱۱

شکل ۴-۱۱-الف- نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr برگرفته از (Sylvester, 1998) جهت تعیین سنگ والد
 ۱۱۲.....گرانیت‌های مورد بررسی.
 شکل ۴-۱۲- نمودار تعیین نوع گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای A و B (Villaseca et al., 1998) برای گرانیت‌های
 ۱۱۳.....مورد مطالعه که نشان می‌دهد.
 شکل ۴-۱۳-الف و ب- نمودار عنکبوتی Upper Crust و Lower Crust برای سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه ۱۱۴
 شکل ۴-۱۴- نمایش موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی بر روی نمودارهای نامگذاری
 ۱۱۵.....سنگ‌های آذرین..

فصل پنجم

شکل ۵-۱-الف) موقعیت متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای مشد (۱۹۸۶) و وود (۱۹۸۰) که در محدوده
 ۱۲۱.....بازالت‌های کالک آلکالن درون صفحه‌ای و تولیت‌های درون صفحه‌ای قرارگرفت‌هاند.
 شکل ۵-۲-الف) موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸)،
 ۱۲۳.....
 شکل ۵-۳-الف- نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) برای گرانیت‌های مورد مطالعه که نشان می‌دهد
 ۱۲۵.....اغلب گرانیت‌ها از نوع S هستند.
 شکل ۵-۴-الف تا ج- به ترتیب نمودارهای Ta در برابر Yb ، Rb در برابر Ta+Yb ، Nb در برابر Y و Rb در برابر Y+Nb
 ۱۲۷.....(پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)،
 شکل ۵-۵-الف تا د) به ترتیب نمودارهای Ta - Th ، Ta/Yb - Th/Yb ، Th/Ta - Yb و Ta/Hf - Th/Hf شاندل و
 ۱۲۸.....گورتون (۲۰۰۲)
 شکل ۵-۶- نمودار کاتیونی R_1-R_2 (Batchelor and Bowden, 1985) جهت تعیین محیط زمینساختی گرانیتوئیدهای
 ۱۲۹.....مورد مطالعه منطقه رضآباد.
 شکل ۵-۷- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (Wood, 1980) Th-Ta-Hf و علائم اختصاری استفاده شده در نمودار
 ۱۳۲.....
 شکل ۵-۸-الف) موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و
 ۱۳۴.....همکاران، ۱۹۹۸)
 شکل ۵-۹- نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al, 2002) برای دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه رضآباد
 ۱۳۵.....خارتوران.
 شکل ۵-۱۰-الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌های تا تشکیل پوسته اقیانوسی و
 ۱۳۷.....سپس بسته شدن همه آنها (با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط (Ab-Allah et al., 2014) همراه با تغییرات).

فهرست جداول

فصل سوم

جدول ۱-۳: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل به شرح زیر میباشند. این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شدهاند. ۴۴

فصل چهارم

جدول ۴-۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) ۷۸

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر سنگ‌های مورد مطالعه منطقه رضاآباد. ۸۰

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیته‌ها (اقتباس از بلاغی ۱۳۹۳). ۸۳

فصل اول



کلیات

۱-۱- مقدمه

موضوع مورد مطالعه در این تحقیق بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی-آذرین اواخر نئوپروتوزوئیک مجموعه رضاآباد (جنوب شرق شاهرود) می‌باشد. بررسی سرزمین‌های پی‌سنگی ایران یکی از موضوعات مطالعاتی جالب زمین‌شناسی در همه عرصه بوده است. اکنون با گسترش و توسعه روش‌های تعیین سن به ویژه تعیین سن به روش اورانیوم - سرب بر روی زیرکن‌ها، مطالعه این مجموعه‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار شده است زیرا یکی از معضلات اصلی در ارتباط با این سرزمین‌ها نامشخص بودن سن آنها می‌باشد. در حال حاضر با فراهم شدن شرایط برای تعیین سن این مجموعه‌های دگرگونی - آذرین، این سرزمین‌ها مجدداً مورد توجه جدی قرار گرفت‌ه‌اند و مطالعه آنها روز به روز، رو به گسترش است. در شرق، جنوب و جنوب شرق شاهرود رخنمون‌های پراکنده‌ای از سنگ‌های دگرگونی - آذرین به سن نئوپروتوزوئیک پایانی رخنمون دارند که موارد بارز آنها عبارتند از:

۱- مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر در شرق و جنوب شرق بیارجمند

۲- مجموعه آذرین- دگرگونی بند هزار چاه جنوب غرب بیارجمند

۳- مجموعه آذرین جنوب و جنوب غرب میامی

۴- مجموعه دگرگونی-آذرین شترکوه شمال شرق سهل

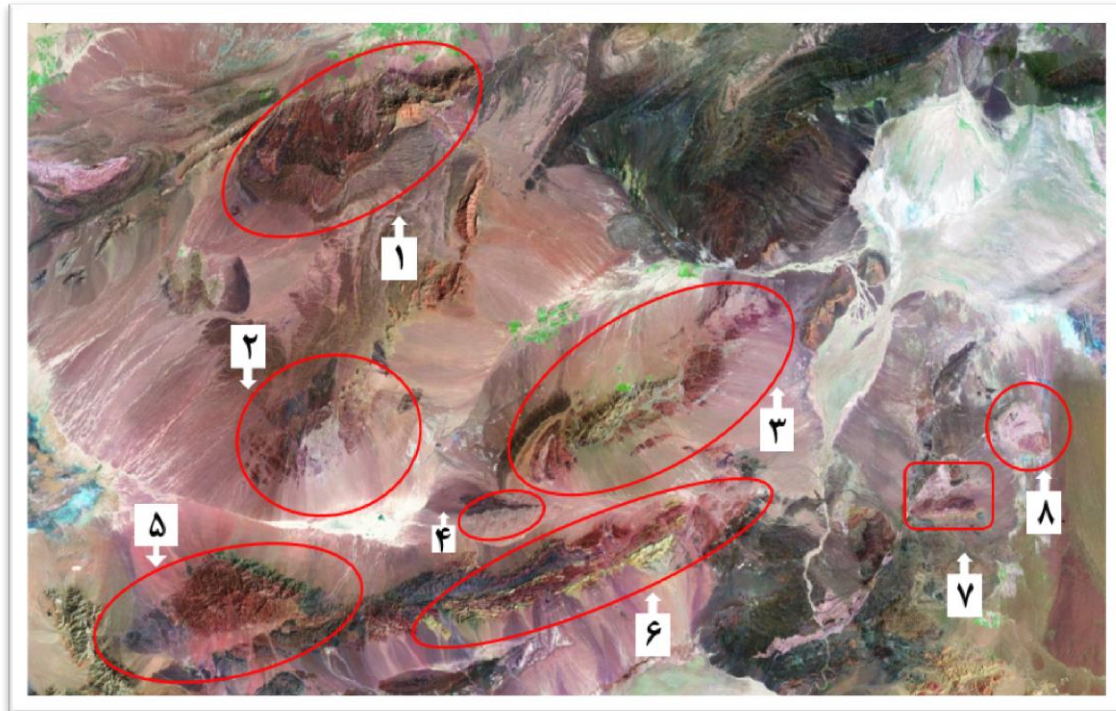
۵- مجموعه دگرگونی-آذرین دوچاه

۶- مجموعه های دگرگونی- آذرین شمال غرب احمدآباد تا غرب رضا آباد

۷- مجموعه دگرگونی-آذرین گردنه رشم (شمال معلمان)

در این تحقیق مجموعه دگرگونی-آذرین رضاآباد مورد بررسی قرار می‌گیرد. مطالعات قبلی که در مورد این منطقه صورت گرفته است به نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران، ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (با داورزن) و شرح این نقشه‌ها محدود می‌شود و تاکنون مطالعه آکادمیک جامعی در

مورد آن صورت نگرفته است. لذا این تحقیق در راستای شناخت بهتر و دقیق‌تر تحولات سنگ-شناسی مجموعه دگرگونی-آذرین رضآباد انجام شده است. با دسترسی به نتایج تعیین سن رادیومتری به روش U-Pb، این مطالعه از جذابیت بیشتری برخوردار می‌باشد.

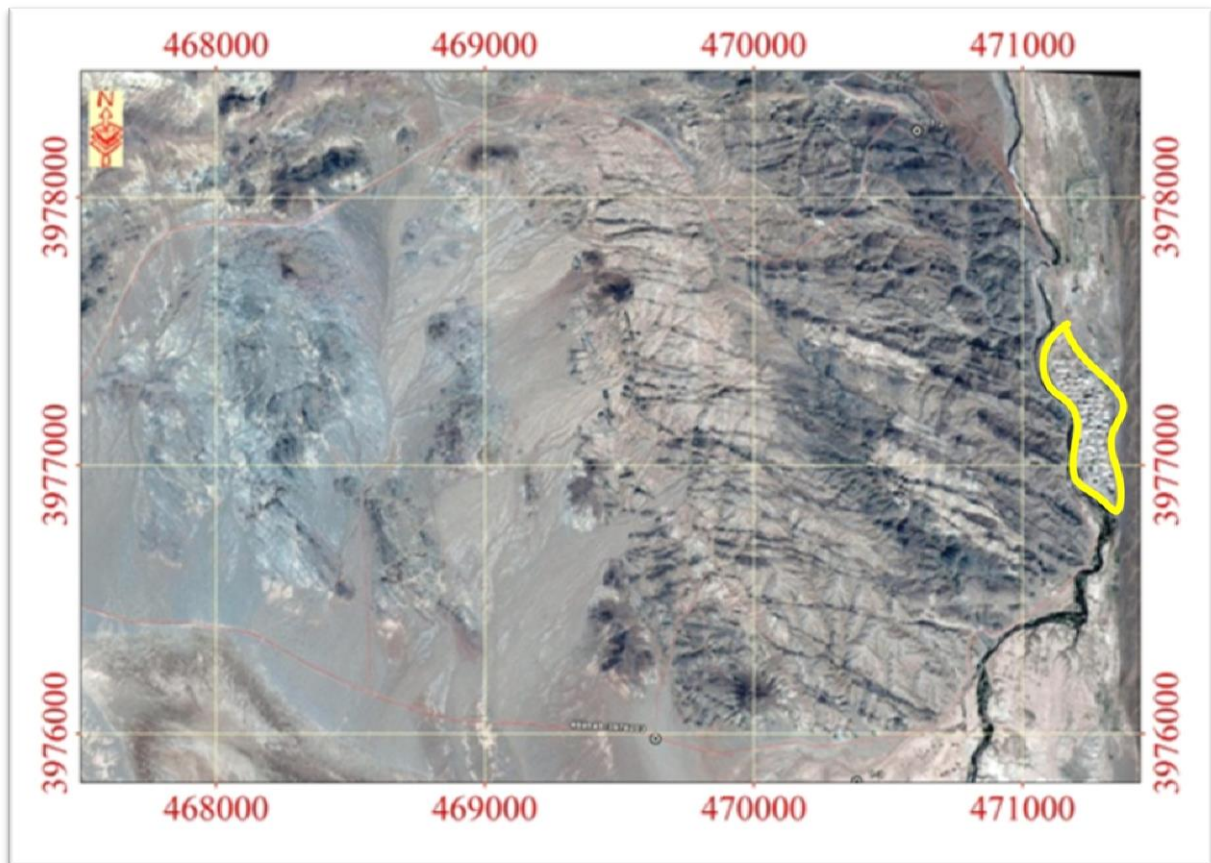


شکل ۱-۱- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده پراکندگی مجموعه‌های دگرگونی - آذرین به سن اواخر نئوپروتریوزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی. ۱- گرانیتوئیدهای جنوب غرب میامی، ۲- مجموعه دگرگونی- آذرین بند هزارچاه، ۳- مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، ۴- توده گرانیتوئیدی سفید سنگ، ۵- مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، ۶- مجموعه دگرگونی- آذرین جنوب دوچاه - ماجراد، ۷- مجموعه دگرگونی- آذرین شمال غرب احمدآباد خارتوران، ۸- مجموعه دگرگونی- آذرین غرب رضآباد خارتوران.

۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

روستای رضآباد از توابع بخش بیارجمند شهرستان شاهرود در ۲۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شاهرود و ۸۰ کیلومتری جنوب شرقی بیارجمند واقع شده است. رضآباد در شمال منطقه پارک ملی خارتوران از توابع بخش بیارجمند شهرستان شاهرود قرار گرفته است. این روستا در منتهی الیه شرقی استان سمنان شهرستان شاهرود در طول شرقی ۵۶ درجه و ۴۱ دقیقه و عرض شمالی ۳۵ درجه و ۵۷

دقیقه واقع شده . این روستا تا مرکز شهرستان (شاهرود) ۲۵۰ کیلومتر و تا مرکز شهر بیارجمند ۸۰ کیلومتر فاصله دارد . ارتفاع این روستا از سطح دریاهای آزاد ۸۹۰ متر است.

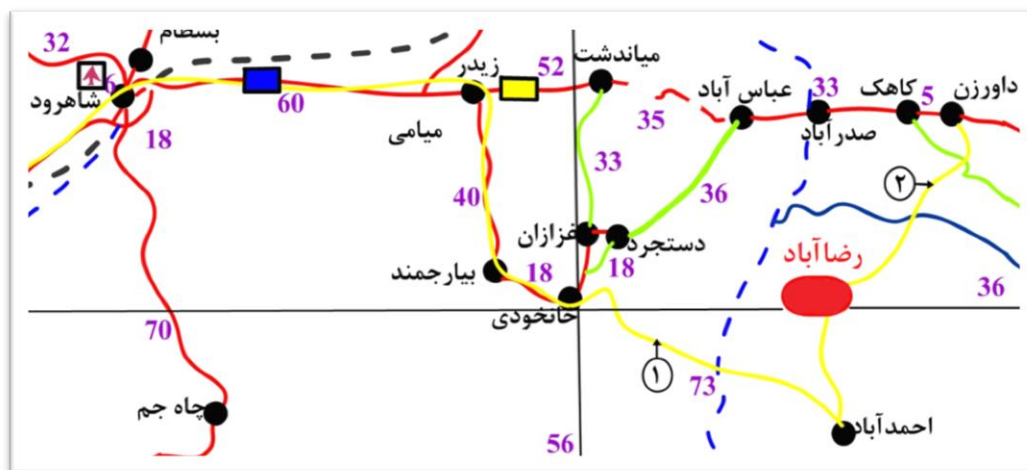


شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای مجموعه آذرین - دگرگونی رضآباد خارتوران واقع در غرب روستای رضآباد. در این تصویر ماهواره‌ای روستای رضآباد به وضوح قابل مشاهده می‌باشد.

۱-۳- راه‌های ارتباطی

روستای رضآباد شاهرود در ۲۵۰ کیلومتری جنوب غربی شاهرود و ۸۰ کیلومتری جنوب بیارجمند واقع شده است و از دو مسیر ارتباطی شاهرود- بیارجمند و یا شاهرود- مزینان می‌توان به آن دست یافت . این روستا در محدوده منطقه خارتوران قرار دارد . در راستای بزرگراه، تهران سمنان- مشهد، در ۱۲ کیلومتر غرب میامی ، جاده بیارجمند به سمت جنوب منشعب می‌شود. پس از بیارجمند راه

ارتباطی بیارجمند- خارتوران- احمدآباد-کاشمر به سمت شرق منشعب می‌شود. در ۵ کیلومتری شمال غرب احمدآباد- خارتوران جاده آسفalte تازه احداث شده‌ای به سمت شمال- شمال شرق جدا می‌گردد که پس از ۲۵ کیلومتری به روستای رضاآباد-خارتوران ختم می‌شود. مسیر ارتباطی دوم از شهر داورزن واقع در امتداد جاده شاهرود-سبزوار به سمت جنوب منشعب می‌شود، در طول این مسیر روستاهای مزینان، نقی‌آباد و قرار دارند. این راه ارتباطی پس از گذشتن کویر مزینان، از سمت شمال روستای رضاآباد خارتوران، به این روستا ختم می‌شود. لازم به ذکر است که فقط ۱۲ کیلومتر ابتدای این مسیر آسفalte می‌باشد و بقیه این مسیر خاکی از نوع درجه ۲ می‌باشد و در زمستان و مواقع بارندگی، عبور از این مسیر، با مشکلات زیادی همراه است. امید است در آینده نزدیک این راه ارتباطی آسفالت شود و دسترسی به این روستای زیبا و دیدنی آسان گردد.



شکل ۱-۳- نقشه راه‌های دسترسی مجموعه آذرین - دگرگونی رضاآباد خارتوران واقع در غرب روستای رضاآباد.

۱-۴- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه رضاآباد

آب و هوای این منطقه در تابستان گرم و خشک و در زمستان معتدل است. شترداری در منطقه رایج است و مهم‌ترین جاذبه گردشگری آن تپه رمل‌های ماسه‌ای و بوته‌زارهای طاق، گزو و اسکنبیل به اشکال مختلف است که تا پشت دیوارهای جنوبی خانه‌های روستا امتداد دارد. این روستا در محدوده منطقه خارتوران قرار دارد. خارتوران با یک میلیون و هزار هکتار وسعت به عنوان بزرگترین ۴۰۰

ذخیره‌گاه زیست کره کشور با گونه‌های نادر جانوری و گیاهی محسوب می‌شود. رودخانه شور از غرب و سلسله تپه‌های ماسه‌ای از شرق، این روستا را همچون نگینی در بر گرفته‌اند. از دیگر جاذبه‌های این روستا هنر دست زنان و دختران سخت‌کوش رضا آبادی است.



شکل ۱-۴- دورنمایی از منطقه مورد مطالعه در جنوب غربی روستای رضاآباد(خارتوران).

۱-۵- مطالعات پیشین

در ارتباط با این منطقه به غیر از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد و ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن مطالعه شرح یا گزارش نقشه زمین‌شناسی منطقه انجام نشده است ولی مطالعات مرتبط عبارتند از:

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود و گزارش آن هوشمندزاده و همکاران (۱۹۷۶)

- حسینی (۱۳۷۴) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند" را مطالعه کرده است.

- رحمتی ایلخچی (۱۳۸۱) در مقاله‌ای با عنوان "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال خاوری طرود" بر روی اینگونه سنگ‌ها مطالعاتی انجام داده است.

- کرمی (۱۳۸۲) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند) را مورد مطالعه قرار داده است.
- ملک‌پور علمداری (۱۳۸۴) پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، کوه‌های علاءالدین و ملحدو (جنوب شرق شاهرود) را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.
- قاسمی و آسیابان‌ها (۱۳۸۵)، به معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، پرداخت‌هاند.
- عابدی (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود) را در قالب پایان‌نامه ارشد مطالعه کرده است.
- عزیزی (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه ارشد به "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)" را مورد بحث و بررسی قرار داده است.
- همتی (۱۳۹۲) در قالب پایان‌نامه ارشد با عنوان "پترولوژی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب میامی" به بررسی این توده گرانیتوئیدی پرداخته است.
- ابتهاج، م.، (۱۳۹۳) پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده (۱۳۹۲)، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر (شرق بیارجمند) را در قالب رساله کارشناسی ارشد مطالعه کرده و سه سری دایک بازیک - حد واسط شامل دایک‌های گابرودیوریتی پرکامبرین، دایک‌های گابرویی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگو-میوسن معرفی کرده است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، دایک‌های گابرویی ژوراسیک دارای ماهیت ساب‌آلکالن و دایک‌های بازالتی الیگو - میوسن دارای ماهیت آلکالن هستند. نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت برای دایک‌های گابرویی و بازالتی، غنی‌شدگی آن‌ها از LREE نسبت

به HREE را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی می‌تواند توسط درجه ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آرایش پوسته‌ای توجیه شود. بر اساس مطالعات نامبرده، ماگمای سازنده دایک‌های گابرویی ژوراسیک از ذوب بخشی ۷ تا ۲۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی غنی شده در اعماق کمتر از ۸۰ کیلومتر و ماگمای سازنده دایک‌های بازالتی الیگومیوسن از ذوب بخشی ۵ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده در اعماق ۱۰۵ تا ۱۱۰ کیلومتری تشکیل شده است. به طور کلی به نظر می‌رسد، این دایک‌ها در حوضه کششی- درون قاره‌ای به ترتیب در زمان‌های ژوراسیک میانی و الیگومیوسن تشکیل شده‌اند.

- حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، در قالب مقاله‌ای، سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزار چاه را مورد مطالعه قرار داده‌اند بر اساس این مطالعات دایک‌های دیابازی مزبور ترکیب گابرویی-دیوریتی دارند و براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماهیت قلیایی تا کلسیمی- قلیایی داشته، ماگمای سازنده آن‌ها از ذوب بخشی ۸ تا ۲۰ درصدی منبع اسپینل لرزولیتی منشأ گرفته است. این ماگماها در یک محیط زمین‌ساختی از نوع کششی درون قاره‌ای تشکیل شده است.

- بلاغی (۱۳۹۳)، در رساله دکتری خود تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، به بررسی مجموعه دگرگونی- آذرین نئوپروروئیک دلبر(شرق- جنوب شرق بیارجمند پرداخته است. بر اساس مطالعات وی، سنگ‌های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی (کوه کلاته علاءالدین) و جنوب غربی منطقه (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. مجموعه دلبر با مرز ناپیوسته توسط واحدهای رسوبی ژوراسیک و کرتاسه در ارتفاعات مرکزی منطقه معروف به کوه ملحدو پوشیده شده است. همچنین مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر و واحدهای سنگی ژوراسیک زیرین توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دایک‌ها در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) نفوذ نکرده و بنابراین قدیمی‌تر از ژوراسیک بالایی هستند. بر اساس مطالعات صحرایی،

پتروگرافی و تحلیل نتایج آنالیز شیمیایی، دایک‌های دیابازی قطع کننده مجموعه دلبر دارای ترکیبی معادل گابرو و مونزوگابرو بوده و ماهیت آکالن تا ساب‌آکالن دارند. ماگمای سازنده این دایکها از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشت‌های غنی شده اسپینل لرزولیتی و فاقد گارنت سرچشمه گرفته است و دارای خاستگاه تکتونیک از نوع کششی درون قاره‌ای می‌باشند که در ژوراسیک میانی به وقوع پیوسته است. نتایج تعیین سن دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دلبر به روش U-Pb بر روی آپاتیت‌های جدا شده از این سنگ‌ها، محدوده زمانی 152 ± 35 Ma را نشان می‌دهد که سن آنها ژوراسیک میانی می‌باشد. این داده سنی دایک‌های مورد نظر با روابط چینه‌شناسی آنها با سنگ‌های میزبانشان کاملاً مطابقت دارد.

- حاجیلو (۱۳۹۳) زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های الیگومیوسن منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. براساس مطالب نامبرده، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی الیگوسن-میوسن، منطقه کلاته سادات و مقیسه، در جنوب نوار افیولیتی سبزوار و لبه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده‌اند. این سنگ‌های شامل یک سری تفریقی پیوسته از بازالت تا الیوین بازالت همراه با سنگ‌های آذرآواری هستند. این سنگ‌ها حاصل فوران گدازه‌های بازالتی به درون حوضه رسوبی کم عمق به سن الیگوسن-میوسن می‌باشند. تشکیل این بازالت‌ها در ارتباط با حرکات کششی حاکم بر حوضه کشش درون قاره‌ای در زمان الیگوسن - میوسن می‌باشد. این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۵-۱۰ درصدی یک منبع گوشت‌های گارنت لرزولیتی غنی شده در اعماق ۱۰۰-۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده‌اند.

- دادپور (۱۳۹۳) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. طبق نظر نامبرده سنگ‌های بازیک مورد نظر، در لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار گرفت‌ه‌اند و در بخش‌های زیرین یک توالی، متشکل از کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل (اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک، معادل سازند شمشک)، رخنمون دارند. آنها دارای ماهیت

بازالتی و میکروگابروبی هستند و مجموعه کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، مگنتیت و در نهایت کانی‌های ثانویه کلسیت، اپیدوت و کلریت هستند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی حدود ۷ تا ۱۴ درصدی یک منبع گارنت پریدوتیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، منشأ گرفته و در یک محیط زمین‌ساختی کشش درون قاره‌ای تشکیل شده‌است.

- جمالی (۱۳۹۳) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رزه (شمال شرق ترود) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. طبق نظر نامبرده این گنبد‌ها دارای طیف ترکیبی غالب تراکی‌اندزی‌بازالت و تراکی‌اندزیت هستند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس پایین یا کم سیلیس قرار می‌گیرند. آداکیت‌های سیلیس پایین (LSA) از ذوب پریدوتیت گوشت‌های متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده در طی فرورانش و دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس شاخه سبزوار- درونه حاصل شده‌اند.

- منصوری (۱۳۹۴)، گنبد‌های آذرین نیمه عمیق منطقه جنوب‌شرق سهل (شمال‌شرق ترود) را مورد بررسی قرار داده و آن‌ها را در زمره آداکیت‌های کم سیلیس با ترکیب کلی آندزیت - تراکی آندزیت قرار داده است.

- حسینی (۱۳۹۴)، پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)، را در رساله دکتری خود بررسی کرده است. براساس مطالعات وی، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، عمدتاً شامل گرانیت، آلکالی‌فلدسپارگرانیت و لوکوگرانیت بوده و درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین تزریق شده و توسط توالی رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین پوشیده شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشانگر، ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است. تعیین سن انجام شده بر روی دو نمونه متبازیت، یک نمونه میکاشیست، یک نمونه گنیس و یک نمونه میگماتیت به ترتیب سن‌های ۵۸۲، ۵۳۳، ۵۵۵، ۵۴۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. مجموعه‌ای از شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند، این گرانیت‌ها از نوع S هستند و از

تبلور مذاب حاصل سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متاگریوکی در یک محیط برخوردی از نوع منشورهای به هم افزوده حاصل شده‌اند.

- کدخدایی (۱۳۹۴)، جایگاه چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های غرب احمدآباد-خارتوران (جنوب شرق شاهرود) را در قالب موضوع تحقیق پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مورد بحث و بررسی قرار داده است.

- سمیاری و همکاران (۱۳۹۴)، پترولوژی و پتروگرافی گنبد‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن میانی غرب احمدآباد-خارتوران (جنوب شرق شاهرود) ارائه کرده‌اند.

- رستمی و همکاران (۱۳۹۵)، مقاله‌ای با عنوان شیمی کانی‌ها، زمین دما فشار سنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک (غرب رضاآباد) ارائه کرده‌اند.

- حسن‌زاده و همکاران (۲۰۰۸) در مقاله‌ای با عنوان "ژئوکرونولوژی U-Pb زیرکن گرانیتوئیدهای نئوپروتوزوئیک پسین- کامبرین پیشین در ایران: شواهدی از تاریخچه پالئوژئوگرافی، ماگماتیسم و نمایان شدن پی سنگ ایران" به مطالعه جایگاه سنی مجموعه‌های دگرگونی-آذرین جنوب و شرق شاهرود پرداخته‌اند.

- رحمتی ایلخچی (۲۰۰۹) در قالب پایان‌نامه دکتری با عنوان "دگرگونی و موقعیت ژئوتکتونیک کمپلکس شترکوه، بلوک ایران مرکزی" منطقه مورد نظر را بررسی کرده است.

- شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۳) در مقاله‌ای تحت عنوان "ماگماتیسم قوس کادومین (کامبرین-ایدیاکارن) در مجموعه دگرگونی چاه‌جام-بیارجمند (ایران)، به بررسی این کمپلکس پرداخته‌اند.

- شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۴)، مجموعه دگرگونی چاه‌جم-بیارجمند را مورد مطالعه قرار داده‌اند. این مجموعه، بخش‌هایی از مجموعه‌های دلبر، بند هزارچاه، سفید سنگ و شترکوه را در بر می‌گیرد. به اعتقاد ایشان این مجموعه از توده‌های نفوذی قدیمی (گرانیت تا ارتوگنیس‌های تونالیتی)

به همراه سنگ‌های رسوبی دگرگون شده، آمفیبولیت‌ها و پاراگنیس‌ها تشکیل شده است. دایک‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دگرگون‌شده به درون ارتوگنیس‌ها و رسوبات دگرگون شده نفوذ کرده‌اند. سن‌های U-Pb این سنگ‌ها ۵۵۰ تا ۵۳۰ میلیون سال تعیین شده است.

- بلاغی و همکاران، (۲۰۱۴)، در مقاله‌ای با عنوان "تعیین سن زیرکن به روش U-Pb، ایزوتوپ Hf و ژئوشیمی شیست‌ها گنیس‌ها و گرانیت‌ها در مجموعه دگرگونی- آذرین، جنوب شرق شاهرود (ایران)، شاهدهی بر تحولات ژئودینامیکی نئوپروتروزوئیک ایران مرکزی"، به تعیین سن و ژئوشیمی شیست‌ها و گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، جنوب شرق شاهرود پرداخته اند. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیت‌های مجموعه دلبر بر اساس داده‌های بدست آمده از آنالیزهای ایزوتوپی به روش‌های SIMS و LA-ICPMS، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک‌اواخر ادیاکارن را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین-ساختی، در محیط برخوردی از نوع منشورهای به هم افزوده با ماهیت غالب قاره‌ای قرار داده است.

۱-۶- هدف کلی از مطالعه

از بین مناطق یاد شده تا کنون در مورد سنگ‌های دگرگونی و آذرین به سن نئوپروتروزوئیک رخنمون یافته در غرب رضا آباد به علت دور از دسترس بودن مطالعه ای انجام نشده است. در این مطالعه قصد داریم مجموعه‌های سنگی نئوپروتروزوئیک در محدوده مورد نظر را به طور دقیق مورد مطالعه قراردهیم و به اهداف زیر نائل شویم:

۱- تعیین ترکیب سنگ شناسی دقیق واحدهای سنگی

۲- تعیین ارتباط بین این واحدهای سنگی و مجموعه‌های سنگی دیگری که به صورت دایک آنها را قطع کرده و یا با سطح تماس ناپیوسته یا گسلی آنها را پوشانده‌اند نظیر دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، دایک‌های بازالتی الیگومیوسن، آهک‌ها و آهک‌های مارنی کرتاسه

۳- بررسی شواهد دگرشکلی در مقیاس صحرایی تا میکروسکوپی

۴- تعیین ترکیب کانی‌شناسی و ماهیت ژئوشیمیایی بازالت‌های الیگومیوسن

۵- بررسی شواهد احتمالی گرانیته‌زایی

۶- تعیین جایگاه تکتونیکی و شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین و دگرگونی و رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه.

۱-۷- روش‌های مطالعاتی

(۱) مقالات و مراجع منتشر شده مرتبط و نیز مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه با استفاده از

پایگاه‌های اینترنتی و کتابخانه‌های دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی داخل و نقشه‌های زمین

شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه گردآوری گردید.

(۲) در شش نوبت عملیات صحرایی در سال ۹۴ حدود ۱۴۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف

نمونه برداری شد و به کمک GPS مختصات محل برداشت آنها مشخص گردید. در مراحل

بعدی بر حسب نیاز از نمونه‌های مورد نظر مقاطع نازک تهیه گردید.

(۳) پس از مطالعه دقیق پتروگرافی، ۱۰ عدد نمونه مناسب و سالم تر از واحدهای مختلف سنگی

انتخاب و پودر کردیم و عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی کمیاب و نادر

خاکی به روش ICP-MS آنالیز گردید.

(۴) نتایج حاصل از آنالیزهای شیمیایی توسط نرم افزارهای GCDCIT, COREL, GRAPHER

پردازش شد و در بررسی پترولوژی و محیط تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفت.

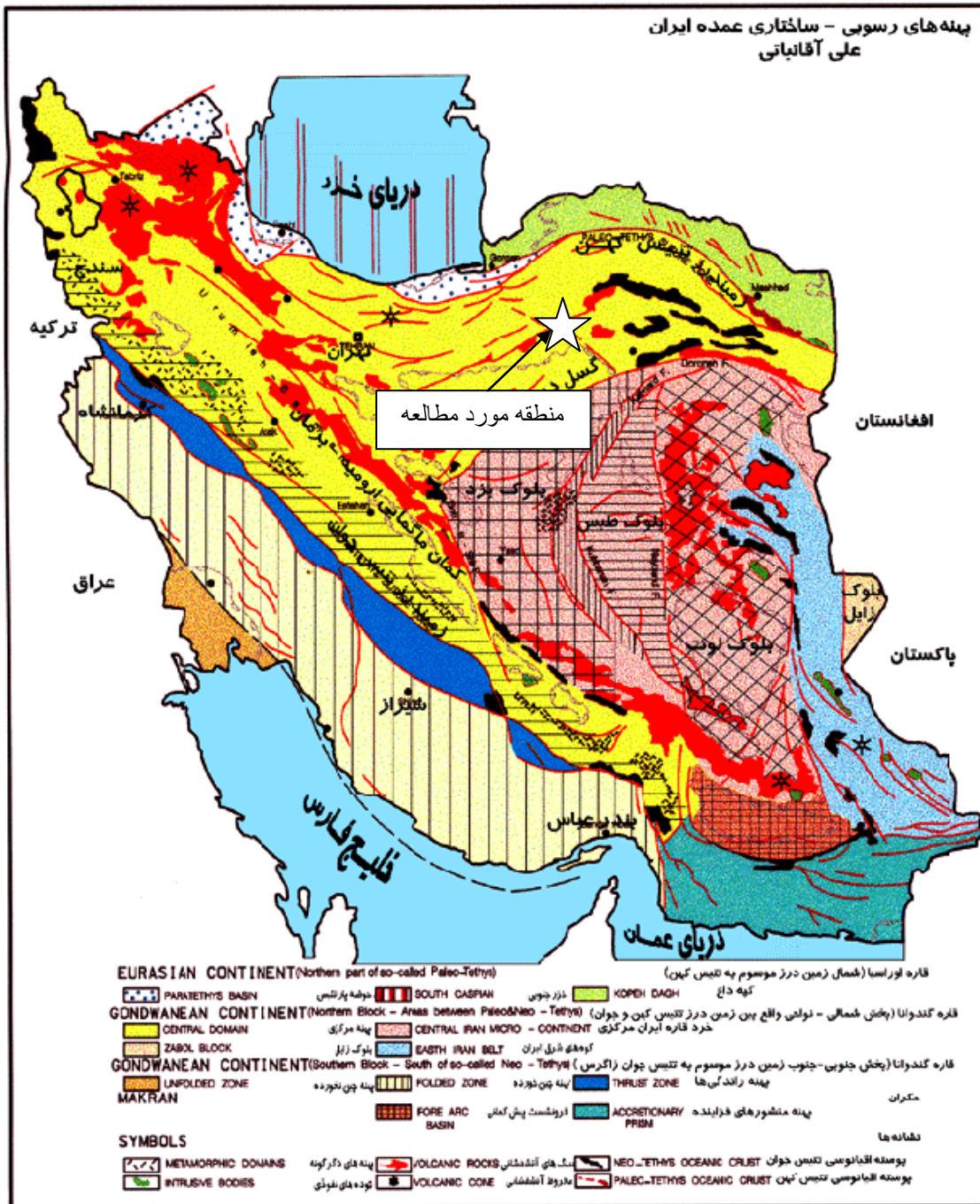
فصل دوم



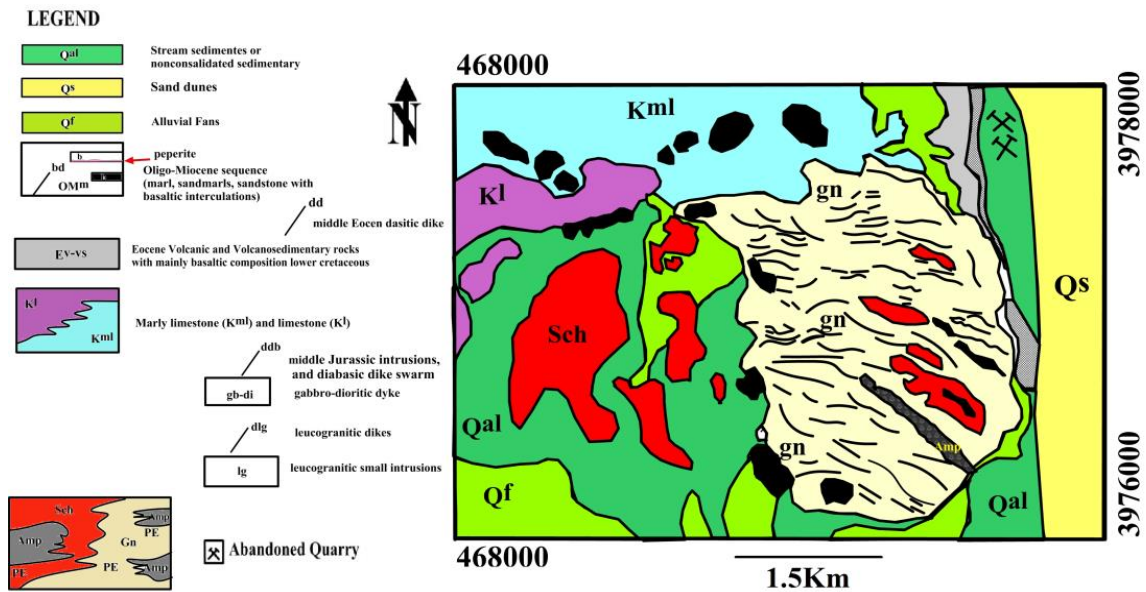
زمین شناسی صحرائی

مجموعه آذرین-دگرگونی مورد نظر در ۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود (رضا آباد) و در لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه از توابع بیارجمند به حساب می‌آید. در غرب این روستا در محدوده‌ای به وسعت ۱۵ کیلومتر مربع سنگ‌های میکاشیستی، متاسامیتی، گنیسی و آمفیبولیتی رخنمون دارند. تعدادی از سرزمین‌های پی‌سنگین نئوپروتروزوئیک پایانی (Late Neoproterozoic) ایران در جنوب‌شرقی شاهرود (حد فاصل طرود - بیارجمند - میامی - احمد آباد) و در شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی یافت رخنمون دارند. از جمله مطالعاتی که در این مناطق صورت گرفته می‌توان به ملک‌پور علمداری، (۱۳۸۴)، قاسمی و آسیابانها، (۱۳۸۵)، حسن‌زاده، (۲۰۰۸)، رحمتی ایلخچی، (۲۰۰۹)، عزیزی، (۱۳۹۱)، همتی، (۱۳۹۲)، بلاغی و همکاران، (۱۳۹۲)، بلاغی و همکاران، (۱۳۹۳)، حسینی و همکاران، (۱۳۹۴)، شفایی‌مقدم و همکاران، (۲۰۱۵)، حسینی و همکاران، (۲۰۱۵)، شفایی‌مقدم و همکاران، (۲۰۱۶) اشاره کرد. این مناطق دارای ویژگی‌های گندوانایی هستند و شناخت دقیق زمین‌شناسی آنها، در بازسازی تاریخچه زمین‌شناسی ایران در بازه زمانی نئوپروتروزوئیک پایانی - کامبرین و در ارتباط با کوهزایی ادیاکارن حائز اهمیت بوده و می‌تواند در درک تحولات پی‌سنگ ایران مفید باشد. در همین راستا مجموعه دگرگونی - آذرین رضاآباد به سن نئوپروتروزوئیک، واقع در غرب روستای رضاآباد خارتوران (۲۵۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود) مورد مطالعه قرار گرفته است. در ادامه به تشریح واحدهای سنگی مجموعه دگرگونی-آذرین رضاآباد و سایر سنگ‌های همراه رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم.

پهنه‌های رسوبی - ساختمانی عمده ایران
علی آقاباتی



شکل ۱-۲- نقشه زون‌های ساختمانی - رسوبی ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)، موقعیت منطقه مورد مطالعه توسط کادر ستاره شکل بر روی این نقشه مشخص شده است.



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی مجموعه رضاآباد (خارتوران) که بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی ترسیم شده است (رستمی، ۱۳۹۵).

۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه رضاآباد

منطقه مورد مطالعه، در شرق و جنوب شرق روستای رضاآباد قرار دارد. در این تحقیق، واحدهای سنگی موجود، در این منطقه را می‌توان بر اساس سن زمین‌شناسی آن‌ها، به صورت ذیل تقسیم کرد (تابلو ۲-۱):

- واحدهای سنگی نئوپرتروزوئیک (متاپسامیت‌ها، مرمرها متاکربنات‌ها، میکاشیست، گنیس)
- واحدهای سنگی ژوراسیک (دایک، گابرو دیوریت)
- واحدهای سنگی کرتاسه زیرین (آهک مارنی)
- واحدهای سنگی ائوسن (توالی‌های آتشفشانی-رسوبی)
- واحدهای سنگی اواخر ائوسن (دایک‌های داسیتی)
- واحدهای سنگی الیگومیوسن (مارن، ماسه‌سنگ، میان‌لایه‌های بازالتی، پیریت و بازالت‌های منشوری)
- واحدهای سنگی کواترنر (مخروطه‌افکنه‌ها، ماسه بادی و رسوبات آبراه‌های)



تابلو ۱-۲ (الف) عکس ماهواره‌ای روستای رضآباد واقع در حاشیه شرقی کال، (ب) تصویر ماهواره‌ای از گنیس‌های غرب، شمال غرب روستای رضآباد، (ج) تصویر ماهواره‌ای لوکوگرانیت‌های غرب رضآباد، (د) تصویر ماهواره‌ای دایک‌های دیابازی، ژوراسیک میانی قطع کننده رضآباد، (ه) تصویر ماهواره‌ای آهک‌های کرتاسه در غرب روستای رضآباد، (و)

تصویر ماهواره‌ای یک دایک تراکی داسیتی در جنوب غربی روستای رضآباد، (ز) تصویر ماهواره‌ای محل مارن‌های میوسن در جنوب غرب رضآباد، (ح) تصویر ماهواره‌ای بازالت‌های الیگومیوسن، (ط) تصویر ماهواره‌ای دایک‌های بازالتی تغذیه کننده مجموعه پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک در غرب رضآباد به سن الیگومیوسن، (ی) تصویر ماهواره‌ای از تپه‌های ماسه‌ای (بادی) شرق و جنوب شرق روستای رضآباد.

۲-۲-۱- واحدهای سنگی نئوپروتروزوئیک

متاپلیت‌ها عمدتاً شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست، گنیس و گارنت گنیس هستند. اسلیت‌های تیره رنگ و فیلیت‌های براق عمدتاً در قسمت شمالی و جنوب‌غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. فیلیت‌ها به رنگ‌های خاکستری روشن تا تیره مشاهده می‌شوند. فیلیت‌ها دارای سطوح براق و متورق هستند که بیانگر حضور فراوان میکا در آنها می‌باشند. در برخی باندهای برگوارگی، چین‌های ریز مقیاسی ایجاد شده که می‌توان آنها را رخ کنگره‌ای یا کلیواژ ریزچین نامید. غالباً در سنگ‌های دگرگونی دگرشکل شده، برگوارگی‌های اولیه در نتیجه دگرشکلی‌های بعدی، چین می‌خورند که باعث ایجاد ریز چین‌ها یا کنگره‌هایی در مقیاس میکروسکوپی می‌شود. گسترش کنگره‌ها با تفکیک دگرگونی همراه است. در این حالت کوارتز در لولاها و سیلیکات‌های ورقه‌ای در پهلوهای ریز چین‌ها متمرکز می‌شوند (یاردلی^۱، ۱۹۸۹) و ریز حوضه‌ها شکل می‌گیرند که به حوضه سرشار از فیلوسیلیکات و حوضه‌های سرشار از کوارتز جدا می‌گردند (بارکر^۲، ۲۰۰۴). چین‌ها ممکن است متقارن و یا نامتقارن باشند (وینتر^۳، ۲۰۱۴). قرارگیری‌های بلوک‌های سنگی دگرگونی با درجات دگرگونی نا هماهنگ یا نامتناسب در کنار همدیگر معرف آن است که این واحدها صرفاً به صورت بلوک‌های گسلی در کنار هم قرار گرفت‌ه‌اند. تفسیر تغییرات آنها به دقت بیشتری نیاز دارد.

۲-۲-۱-۱- میکاشیست‌ها

میکاشیست‌ها، سنگ‌های دانه درشت، تیره رنگ تا قهوه‌ای روشن هستند (شکل ۲-۵). کانی‌های بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوز در آنها قابل مشاهده است. میکاشیست‌ها به دلیل داشتن مقادیر بیوتیت

¹ - Yardley

² - Barker

³ - Winter

قابل توجه، دارای سطوح براق هستند. در بعضی موارد پورفیروبلاست‌های درشت گارنت با اندازه چند میلیمتری در آنها مشاهده می‌شود. (شکل ۲-۳) در مجموع گسترش سطحی یا رخنمون میکاشیت‌ها از گنیس‌ها کمتر است.



شکل ۲-۳- تصویری از نمونه ماکروسکوپی گارنت میکاشیست با حضور درشت بلورهای گارنت بر روی سطح آن.

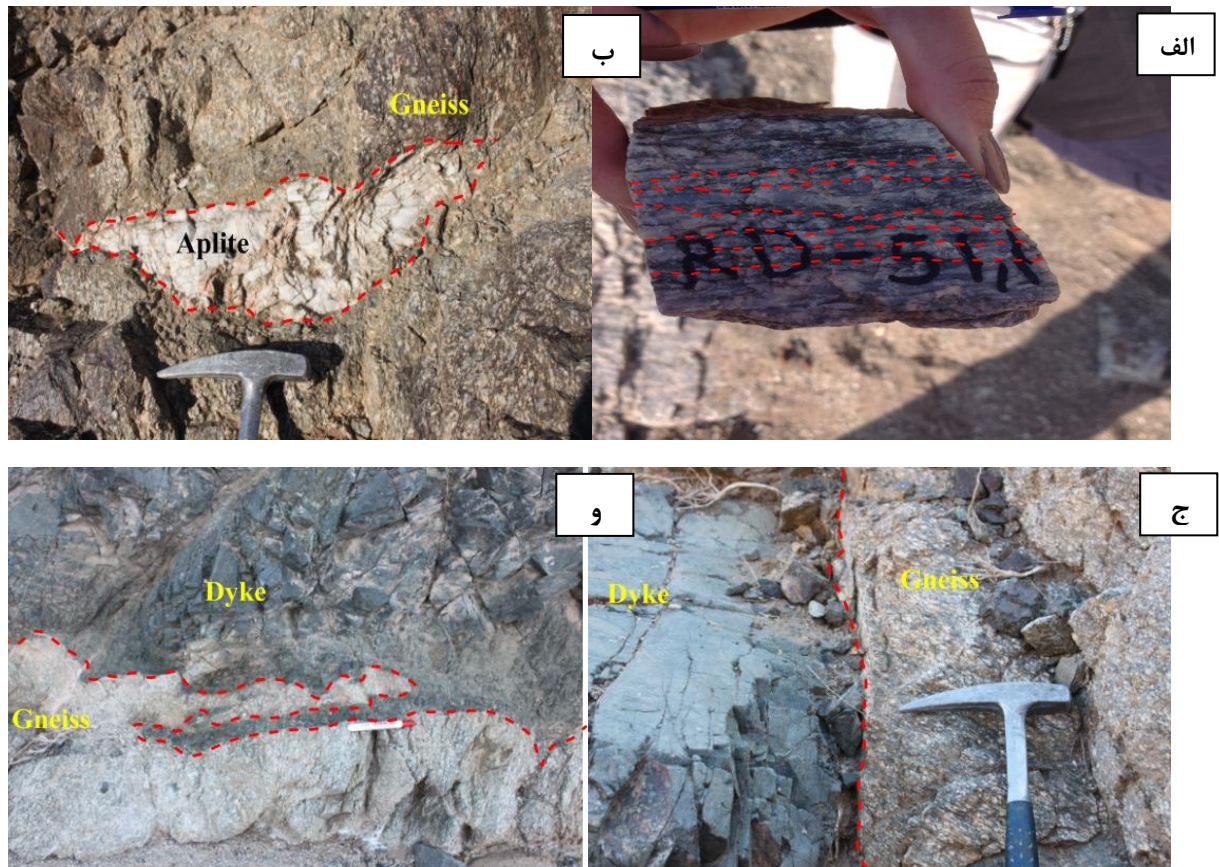


شکل ۲-۴- تصاویری از شیستوزیته در میکاشیست‌های جنوب غرب رضآباد خارتوران.

۲-۱-۲-۲- گنیس‌ها

گنیس‌ها گسترده‌ترین سنگ‌های دگرگونی رخنمون یافته در منطقه رضآباد هستند که توسط دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس ژوراسیک‌میانی قطع شده‌اند. گنیس‌ها، خاکستری رنگ هستند ولی به واسطه حضور ارتوکلازهای صورتی رنگ، به رنگ صورتی نیز دیده می‌شود. گنیس‌های رضا آباد از بیوتیت غنی هستند و در برخی نقاط نواربندی مشخصی نشان می‌دهند. باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گاه گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپارها به ویژه ارتوکلاز و میکروکلین) هستند. گنیس‌ها در برخی نقاط برگواری و چین‌خوردگی بارزی نشان می‌دهند (شکل ۲-۶- و). گنیس‌ها در برخی نقاط متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و محصولات تازه تولید شده

آنها به صورت گرانیت‌های لوکوکرات تظاهر پیدا کرده‌اند. این سنگ‌های گرانیتی تقریباً فاقد کانیه‌های مافیک هستند و سفید رنگ می‌باشند. آنها به صورت بسته‌های کوچک مقیاس سانتیمتری تا رخنمون‌های چند صد متری مشاهده می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها، سنگ‌های گنیسی میزبان خود را قطع کرده‌اند.



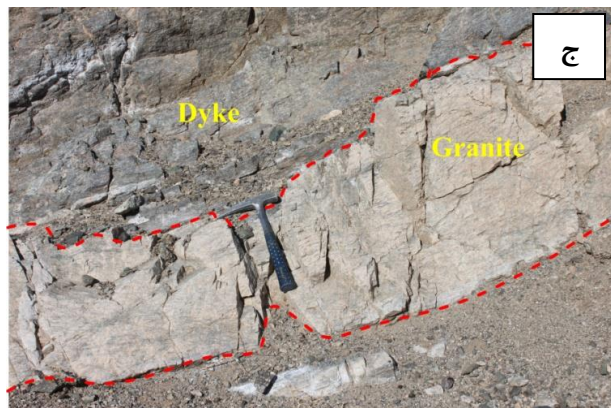
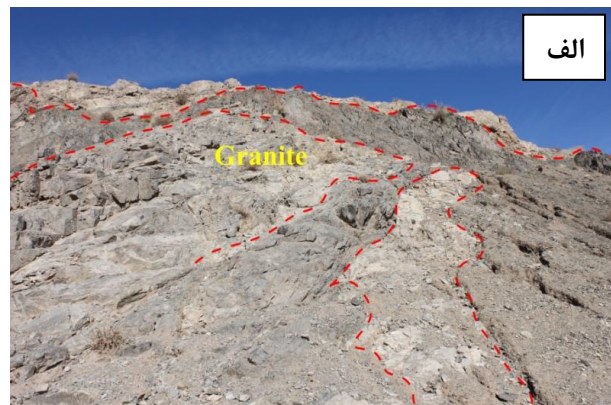
شکل ۲-۵-الف) تصویری از نمونه دستی گنیس‌های بیوتیت‌دار، (ب) نمایی از تشکیل بسته‌های کوچک مقیاس رگه - آپلیتی در لابه‌لای گنیس‌ها، (ج) تصویری از مرز بین دایک دیابازی و گنیس‌ها که نشان دهنده قطع شدن برگوارگی گنیس‌ها در محل همبری با دایک و جوانتر بودن دایک می‌باشد، (د) نمایی از انشعاب زبانه‌ای دایک در توده گنیسی که نشان دهنده بارزی بر جوانتر بودن آن است.

۲-۲-۱-۳- میگماتیت‌ها

گنیس‌ها در برخی نقاط متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و محصولات تازه تولید شده آنها به صورت گرانیت‌های لوکوکرات تظاهر پیدا کرده‌اند. این سنگ‌های گرانیتی تقریباً فاقد کانیه‌های مافیک هستند و سفید رنگ می‌باشند. (شکل ۲-۷-ب) آنها به صورت بسته‌های کوچک مقیاس سانتیمتری تا

رخنمون‌های چند صد متری مشاهده می‌شوند. لوکوگرانیت‌ها، سنگ‌های گنیسی میزبان خود را قطع کرده‌اند. اصطلاح میگماتیت اولین بار توسط زمین‌شناس فنلاندی به نام سدرهولم، (۱۸۱۵) در مورد برخی از گنیس‌ها به کار رفته است که از نظر ژنتیکی دارای دو بخش متفاوت هستند: یک بخش شیستی با فولیاسیون مشخص و بخشی دیگر که از انحلال دوباره بخش اول و یا از طریق تزریق به وجود آمده است. در بررسی‌های صحرایی در میان گنیس‌ها و میکاشیست‌ها شواهدی از وقوع ذوب-بخشی یافت شده است (شکل ۲-۶).

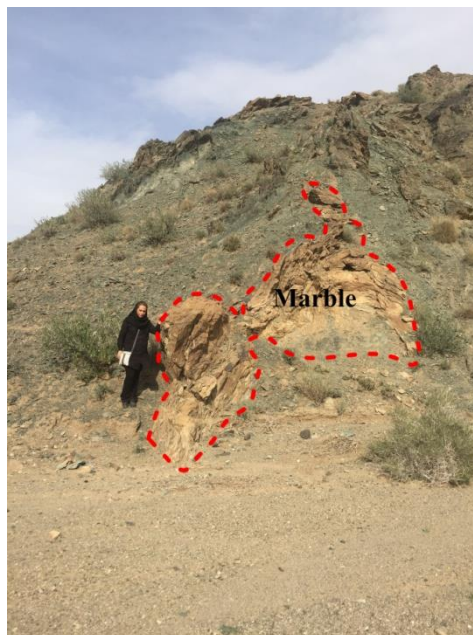
چهار فرایند برای تشکیل میگماتیت‌ها پیشنهاد کرده‌اند که عبارتند از: (۱) تفریق دگرگونی (۲) متاسوماتیسم (۳) ذوب‌بخشی (۴) تزریق ماگمایی. براساس شواهد صحرایی در منطقه رضا آباد تفریق دگرگونی و ذوب‌بخشی هر دو در فرایند میگماتیت‌زایی سهمیم بوده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۴).



شکل ۲-۶- الف) دورنمایی از میگماتیت‌ها در غرب روستای رضاآباد خارتوران که در آن بخش‌های گنیسی با رنگ تیره-تر از گرانیت‌ها مشخص می‌گردد. ب) در این تصویر بسته‌های گرانیتی به صورت نوارهای نازک با رگه‌هایی در بین سنگ‌های گنیسی و در امتداد برگواره‌ها جای گرفت‌ه‌اند. ج) تصویری از قطع‌شدگی میگماتیت‌ها توسط آپلیت‌های گرانیتی (بخش روشن‌تر). د) تصویری از مرز بین سنگ‌های گرانیتی و گنیسی در میگماتیت‌ها.

۲-۲-۱-۴- متابازیت‌های وابسته به سنگ‌هایی با دامنه سنی اواخر نئوپروتروزوئیک

این متابازیت‌ها به صورت میان‌لایه همراه با میکاشیست‌ها و متاپسامیت‌ها یافت می‌شوند و به نظر می‌رسد سنگ مادر آنها، یک سنگ بازالتی بوده است. و در واقع متابازیت‌ها، معرف حضور میان‌لایه‌های بازالتی در توالی رسوبی هستند که سپس در مراحل بعدی همراه یکدیگر متحمل دگرگونی شده‌اند و تغییرات کانی‌شناسی بارزی در آنها صورت گرفته است. متابازیت‌ها به رنگ سبز تیره تا سیاه یافت می‌شوند و اندازه دانه‌های تشکیل دهنده آنها از ریز تا درشت متغیر است. در متابازیت‌ها کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند قابل مشاهده هستند.

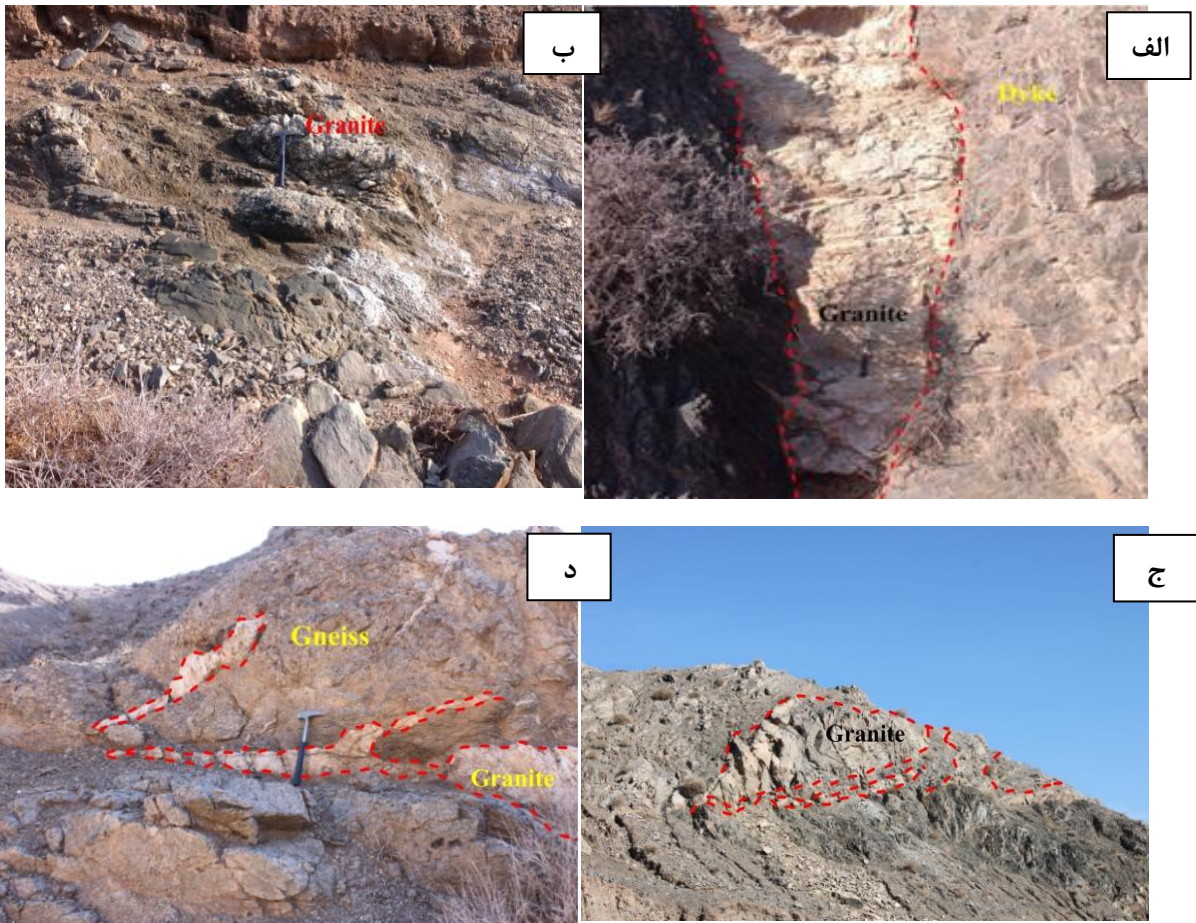


شکل ۲-۷- تصاویری از مرمر چین‌خورده در بین متابازیت‌ها.

۲-۲-۱-۵- گرانیت‌ها

گرانیت‌ها به رنگ‌های صورتی روشن، کرم و قهوه‌ای دیده می‌شوند. بطور کلی تغییر رنگ حاصل بروز تفریق در ماگمای سازنده این گرانیت‌ها می‌باشد هر چند شدت تفریق‌یافتگی بیشتر بوده است رنگ گرانیت‌ها به سفید بیشتر تمایل پیدا کرده است، آنها دارای حداقل مقدار کانیهای مافیک هستند.

بعضی از این سنگ‌ها دانه درشت بوده به طوریکه کانی‌های ارتوز، کوارتز و پلاژیوکلاز در آنها به راحتی قابل تشخیص می‌باشد. بعضی از گرانیته‌ها در اثر اعمال تنش و دگرشکلی به شدت خردشده‌اند این سنگ‌ها عمدتاً خردشده هستند و از استحکام ضعیفی برخوردار می‌باشند. در واقع گرانیته‌ها در اثر اعمال تنش و دگرشکلی شکننده، به شدت خردشده‌اند. چندین سیستم درزه در اثر اعمال تنش‌های مختلف در گرانیته‌ها ایجاد شده است. در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها، دگرسانی از گستردگی بیشتری برخوردار است. میلونیتی شدن نیز در گرانیته‌ها دیده می‌شود و در برخی موارد به گونه‌ای است که لامینه‌های بسیار ظریفی ناشی از تفکیک بخش‌های تیره و روشن ایجاد شده است. آثار میلونیتی شدن در گرانیته‌ها را می‌توان به صورت کشیدگی کانی‌های مختلف بخصوص کوارتزها و تشکیل نوارهایی از کوارتز مشاهده کرد (شکل ۲-۹). از دیگر شواهد میلونیتی شدن در این سنگ‌ها می‌توان به پیدایش اشکال سیگما و دلتا در پورفایروکلاست‌های ارتوز اشاره کرد. از دیگر ویژگی‌های این گرانیته‌ها، میتوان به وجود آنکلاوهای تیره رنگ و گاهی کشیده و جهت یافته اشاره کرد. اندازه این آنکلاوها از چند سانتیمتر تا چند دسیمتر تغییر می‌کند. در برخی آنکلاوها، برگوارگی، تفریق لایه‌های تیره و روشن و حتی رگه‌های کوارتزی مشاهده می‌شود. این آنکلاوها دارای ماهیت متاپلیتی و متاپسامیتی هستند. در واقع بقایایی از سنگ‌های منشاء دگرگونی یا میزبان گرانیته هستند. با توجه به شواهد صحرایی و ماکروسکپی، این گرانیته‌ها در زمره گرانیته‌های نوع S جای می‌گیرند. شواهد ژئوشیمیایی این امر را تأیید کرده است (به فصل چهارم رجوع کنید). آثار دگرسانی قابل مشاهده در گرانیته‌های مورد مطالعه بیشتر بصورت اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی است. در امتداد زون‌های دگرسانی، تغییر رنگی از سفید به کرم مایل به نارنجی تا ارغوانی دیده می‌شود. این تغییر رنگ حاصل شستشوی بیوتیت و خروج آهن از آنها و انتشار مجدد آن بصورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد. این گرانیته‌ها توسط رگه‌های کلسیتی نیز قطع شده و معمولاً ضخامت آنها از یکی دو میلیمتر تا چند سانتیمتر تغییر می‌کند.



شکل ۲-۸-الف) تصویری از نفوذ توده گرانیوئیدی به داخل دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، ب و ج) تصویری از رخنمون توده گرانییتی در سنگ میزبان، د) تصویری از تزریق رگه‌ای گرانیته‌ها در گنیس‌ها (گرانیته‌زایی).

در سنگ‌های سازنده مجموعه دگرگونی - آذرین رضا آباد خارتوران به ویژه در میکاشیست‌ها، گنیس‌ها و گرانیته‌ها شواهد بارزی از میلونیت‌زایی از مقیاس ماکروسکپی تا میکروسکپی مشاهده می‌شود. اصطلاح میلونیت از واژه یونانی $\nu\omega\lambda\upsilon\mu$ به معنی آسیاب مشتق شده است و برای اولین بار توسط لپورث^۴ در سال ۱۸۸۵ تعریف شده‌است. میلونیت‌ها، سنگ‌های واتنش‌بالای پهنه‌های برشی شکل‌پذیر هستند که حاوی جذاب‌ترین ساخت‌های دگرشکلی موجود در طبیعت می‌باشند (ترو و همکاران، ۲۰۱۰). اسنوک و تولیس (۱۹۹۸) در مورد تحول تاریخی معنی واژه میلونیت و فهم و شناخت سنگ‌های گسل‌خورده توسط زمین‌شناسان بحث جامعی ارائه نموده‌اند. از سوی دیگر، تعریف ساده میلونیت عبارتست از: "یک سنگ دگرشکل‌شده متعلق به یک پهنه‌برشی شکل‌پذیر". اگرچه این تعریف اساساً درست است ولی خالی از اشکال نیست زیرا: همه سنگ‌های پهنه‌های برشی شکل‌پذیر

⁴-LapWorth

میلونیت نیستند و برخی میلونیت‌ها را نیز به سختی می‌توان به یک پهنه‌برشی شکل‌پذیر خاص نسبت داد. اگرچه میلونیت غالباً به عنوان نام سنگ به کار برده شده‌است، اما در واقع میلونیت بیشتر از اینکه دارای اهمیت سنگ‌شناسی باشد، دارای اهمیت ساختاری (زمین‌ساختاری) است. با این وجود، لپورث (۱۸۸۵) اذعان داشت که فرایندهای ثانویه نظیر تبلور مجدد کوارتز و میکا نیز در طی تشکیل میلونیت نقش بازی کرده‌اند یا به عبارتی سهیم بوده‌اند. افزایش و ارتقاء دانش ما در زمینه چگونگی کاهش اندازه دانه‌ها از طریق بازیافت و تبلور مجدد به تغییری مهم در درک و بیان مفاهیم گسل‌ها، پهنه‌های برشی، میلونیت‌ها و پهنه‌های میلونیتی منجر شد (پاشیر و ترو^۵ ۲۰۱۰) (شکل ۲-۹).



شکل ۲-۹- نمای نزدیکی از سنگ‌های گنیسی میلونیتی شده. در این تصویر پورفایروکلاست‌های اورتوکلاز در نمونه دستی به وضوح دیده می‌شوند.

۲-۲-۱-۶- آپلیت

رگه‌های آپلیتی دانه ریز بوده و با رنگ صورتی تا سفید و با ضخامت چند سانتیمتر تا چند متر، توده گرانیتوئیدی را قطع نموده‌اند. این رگه‌های آپلیتی ضمن قطع نمودن متابازیت‌ها، چین‌های زیبایی را به نمایش می‌گذارند. آپلیت‌ها، محصول مرحله نهایی تبلور ماگمای گرانیتوئیدی هستند و عمدتاً از

⁵ -Peshiro&Thero

کوارتز و فلدسپات تشکیل شده‌اند. آپلیت‌ها بیانگر مایع گرانیته بدون آب باقیمانده‌ای هستند که در مراحل نهایی انجماد توده‌های گرانیته و شرایط حداقل دمایی، درز و شکستگی‌های حاصل از انجماد و سرد شدن توده گرانیته‌ی را پر کرده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵).

۲-۱-۲-۲- پگماتیت

پگماتیت‌ها، سنگ‌های آذرین دانه درشتی هستند که در مراحل نهایی تبلور از باقیمانده مذاب گرانیته‌ی آبدار حاصل شده‌اند و همچنین می‌توانند حاصل از اولین مذاب ذوب‌بخشی هم باشند که پگماتیت‌های این منطقه از نوع دوم هستند (بست^۶، ۲۰۰۳). برخلاف آپلیت‌ها، مایع‌های سیلیکات‌های که پگماتیت‌ها را تشکیل می‌دهند غنی از آب و مواد فرار می‌باشند. پگماتیت‌ها به صورت رگه‌ها و بسته‌هایی با ضخامت چند سانتیمتر در منطقه رخنمون دارند. آنها به رنگ سفید تا صورتی بوده و کانی‌های کوارتز و فلدسپار در آنها، به راحتی قابل مشاهده است. فراوانی اندک رگه‌های پگماتیتی، حاکی از بی‌آب بودن ماگمای گرانیته‌ی مورد مطالعه است که معرف جوانتر بودن آنها نسبت به سنگ‌های میزبان‌شان است. در برخی از نقاط رگه‌های پگماتیتی بر گوارگی سنگ‌های میزبان را قطع کرده و در اطراف این رگه‌ها مسکویت‌زایی داریم.

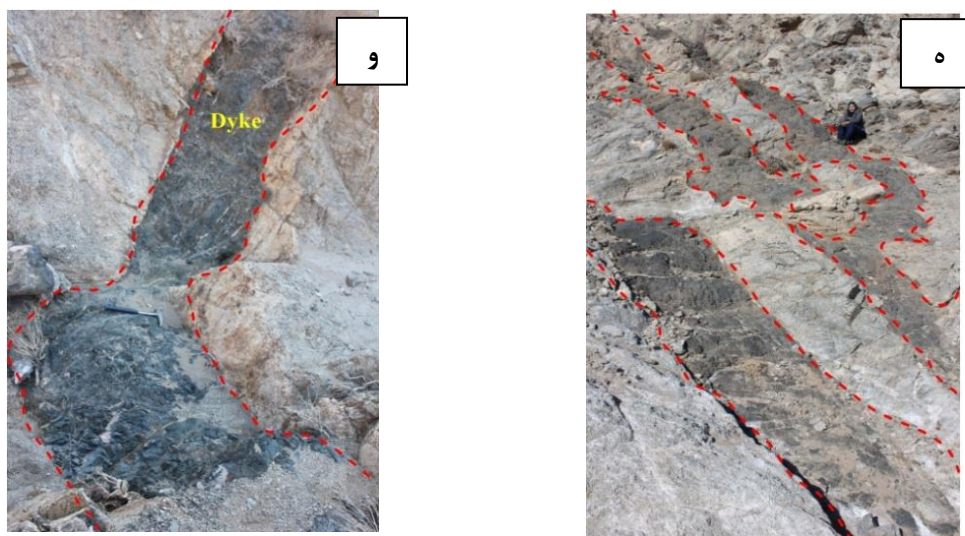
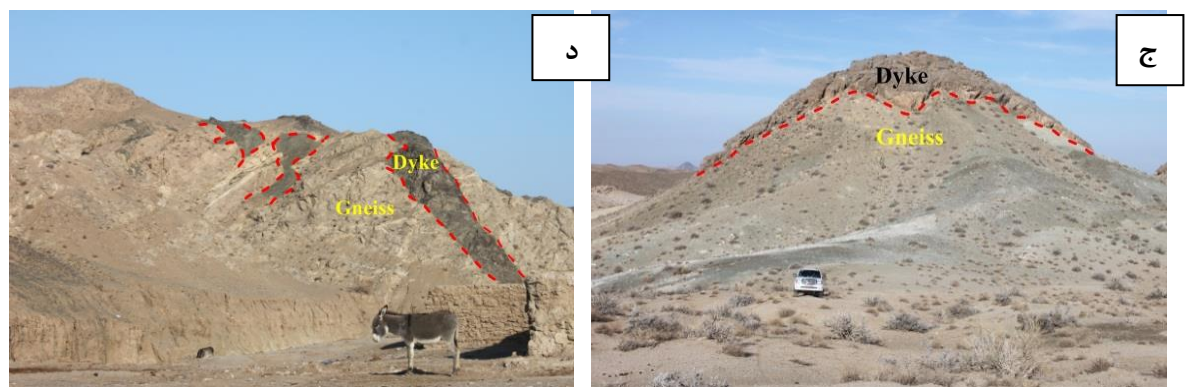
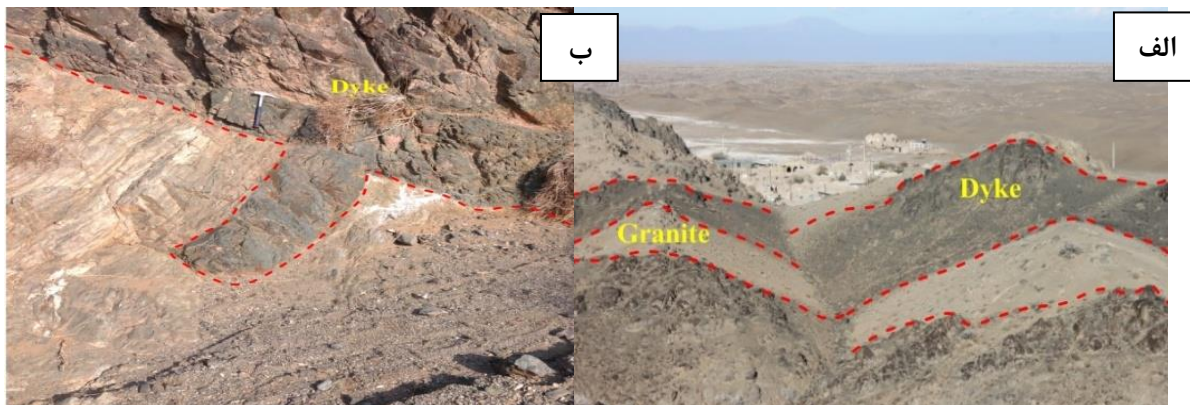
۲-۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی (ژوراسیک میانی)

مجموعه دگرگونی-آذرین رضآباد توسط تعداد زیادی از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه رضآباد (خارتوران) توسط اجتماعی از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی (شکل ۲-۱۰)، دایک‌های داسیتی اواخر ائوسن (شکل ۲-۱۳) و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن (شکل ۲-۱۵) قطع شده است. این دایک‌های دیابازی به درون توده‌های گرانیته و گنیسی نفوذ کرده‌اند و آنها بین ضخامت‌های ۵۰ تا ۸۰ سانتی‌متر متغیر است. در برخی از مناطق تعداد این دایک‌ها به قدری زیاد است که می‌توان واژه

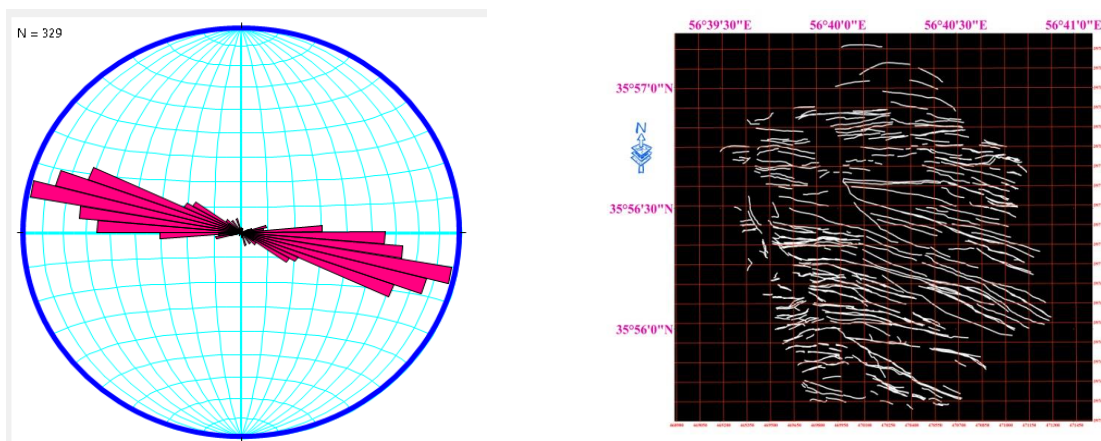
^۶ - Best

اجتماعات دایکی^۱ را برای آنها به کار برد (حسینی، ۱۳۹۵). از مناطق مجاور نیز این گونه دایکها گزارش شده‌اند که عبارتند: از میامی (عابدی، ۱۳۸۹)، شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۰۹)، سفید-سنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، (ابتهاج ۱۳۹۲) و (اصغرزاده، ۱۳۹۲) دلبر (بلاغی، ۱۳۹۳) و بندهزارچاه (حسینی، ۱۳۷۴، ۱۳۹۴). این سنگها مجموعه دگرگونی و گرانیتهای نئوپروتروزوئیک و همچنین سنگهای رسوبی تخریبی دگرگون شده تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل با سازند شمشک) را قطع کرده‌اند. روند این دایکها شمال غربی- جنوب شرقی بوده و پهنای این دایکها از چند سانتیمتر تا حدود ۳ متر متغیر است و طول آنها نیز از چند متر تا چند صد متر (و گاه چند کیلومتر) تغییر می‌کند. این دایکها دارای رنگ سبز تیره تا قهوه‌ای و بافت یکنواخت و ریزدانه می‌باشند. دایکهای قدیمی‌تر نئوپروتروزوئیک آثار دگرسانی و خردشدگی شدیدی نشان می‌دهند. این دایکها عمدتاً بازیگ بوده و در داخل پوسته قاره‌ای جایگزین شده‌اند.

¹ Dikes swarms



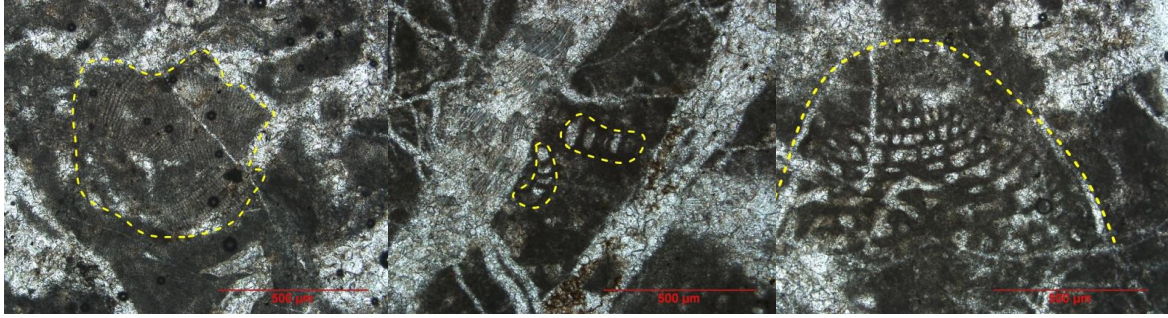
شکل ۲-۱۰-الف) تصویری از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع کننده مجموعه پی سنگی رضاآباد خارتوران به سن اواخر نئوپروتریوزوئیک اطراف روستای رضاآباد (نمای نزدیک)، ب) تصویری از دایک میانی قطع کننده گنیس‌های نئوپروتریوزوئیک که به علت جوانتر بودن و سخت‌تر بودن، پس از فرسایش سنگ‌های میزبان، همانند دیواره‌ای به ارتفاع ۱ تا ۳ متر ظاهر شده است، ج) تصویری از یک دایک دیابازی ژوراسیک، د) نمای دیگری از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع کننده گنیس‌ها، ه) تغییر ضخامت دایک‌های دیابازی در راستای امتداد آن‌ها، و) تغییر مسیر دایک در امتداد برگوارگی گنیس‌های میزبان.



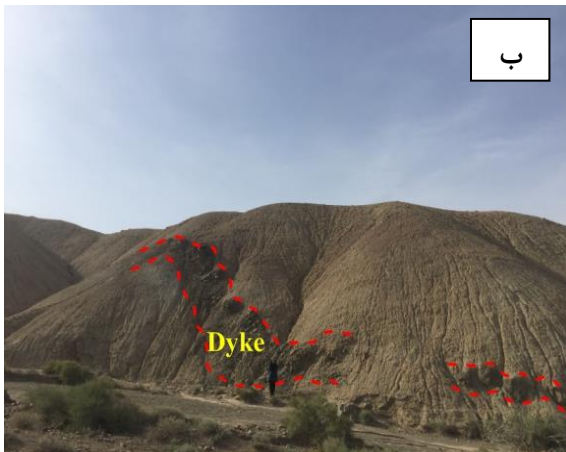
شکل ۲-۱۱-الف) نقشه ساده شده نشان دهنده رخنمون دایک‌های دیابازی که براساس تصاویر ماهواره‌ای و تصویر ماهواره‌ای Google Earth ترسیم شده است. ابتدا دایکها در محیط Google Earth ترسیم شد بعد به صورت فایل kmz ذخیره شده و پس از انتقال به محیط Arc GIS تصحیحات تصویری برای آن انجام شد. ب) رز دیاگرام نشان دهنده تغییرات راستای دایک‌های ژوراسیک میانی، این تصویر نشان می‌دهد که اغلب دایکها دارای راستای شرقی-غربی تا N60W می‌باشند.

۲-۲-۳- آهک و مارن کرتاسه زیرین

آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ کرتاسه در برخی نقاط در غرب جاده واقع در بخش میانی این مجموعه قرار گرفت‌هاند، در واقع آهک‌های کرتاسه بر روی بخش پی‌سنگی رانده شده‌اند. با مرزهایی از نوع ناپیوستگی یا گسلی بر روی مجموعه دگرگونی- آذرین نئوپروتروزوئیک قرار گرفت‌هاند (شکل ۲-۱۳). بر روی این سطح گسلی برشی شدن نیز مشاهده می‌شود. آهک‌های پرفسیل هستند و به مناطق دریایی کم عمق تا نیمه عمیق تعلق دارند. در برخی نمونه‌های سنگی میکروفسیل از نوع اربیتولین یافت می‌شود. براساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مجموعه فسیلی زیر در این سنگ‌ها آهکی یافت می‌شود (شکل ۲-۱۲).



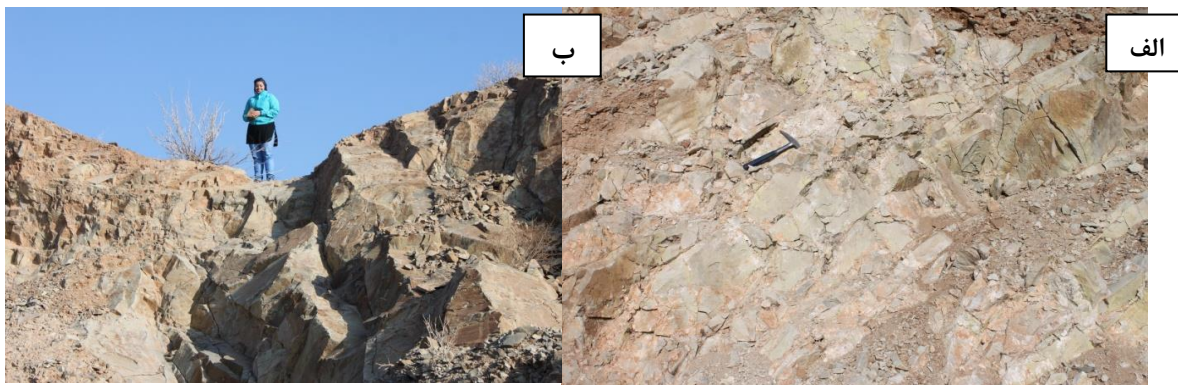
شکل ۲-۱۲) تصویری از حضور اربیتولین ، میلیولید و تکستولاریا در آهک‌های کرتاسه زیرین غرب رضآباد خارتوران.



شکل ۲-۱۳-الف) آهک مارنی کرم رنگ کرتاسه که در شمال و شمال غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. (ب) تصویری از دایک دیابازی قطع کننده مارن‌های کرتاسه.

۲-۲-۴- سنگ‌های آذرین و آذرآواری ائوسن

در جنوب باختری و باختر رضآباد خارتوران (غرب قله چهل دختران) دو دایک داسیتی که پهنای آنها از حدود ۲ متر تا ۲۰ متر متغیر است، این مجموعه را قطع کرده است. با توجه به شواهد صحرایی و منطقه‌ای این توده‌های آذرین دارای ترکیب داسیتی هستند. کانی‌های مافیک اصلی سازنده آنها هورنبلند و اکسی هورنبلند می‌باشند. با توجه به وجود توده‌های سنگی مشابه از احمدآباد خارتوران تا رضآباد خارتوران و به سمت شمال و شمال خاوری در اطراف سیزوار، این دایک‌های تراکی داسیتی بخشی از مجموعه نفوذی کم عمق ائوسن میانی هستند که عمدتاً به شکل گنبد یا دایک تظاهر پیدا کرده‌اند. ترکیب این دایک‌ها عمدتاً حدواسط تا اسیدی است.



شکل ۲-۱۴-الف) و ب) تصویری از تراکی داسیت های ائوسن میانی جنوب غرب رضاآباد.

با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را می‌توان به دو بخش عمده تقسیم کرد:

الف- گدازه‌های بازالتی ب- رخنمون‌های آذرآواری به صورت آگلومرا، توف، پیریت

با توجه به مشاهدات صحرایی سنگ‌های آذرآواری، قطعات حاصل از انفجار و گسیختگی گدازه‌های تراکی بازالتی هستند که در یک محیط زیرآبی مجدداً حمل شده و توانست‌هاند مانند رسوبات ماسه-سنگی و کنگلومرایی لایه‌بندی و دگرشانی نشان دهند. اندازه قطعات از مقیاس میلی متری تا متری متغیر است. به طوری که در بخش‌های قاعده‌ای اندازه دانه‌های تخریبی ریز است که رسوباتی در حد ماسه‌سنگ و سیلتستون تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها را می‌توان آگلومرا و سیلتستون‌های توفی نامید. لازم به ذکر است که در بعضی نقاط می‌توان از اسامی کریستال توف، لیتیک توف و استفاده کرد. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه عمدتاً دارای ترکیب بازالتی هستند.

۲-۲-۵- واحدهای سنگی الیگومیوسن

۲-۲-۵-۱- توالی رسوبی

در غرب و شمال غرب روستای رضا آباد چند دایک بازالتی به سن الیگومیوسن و با روند غالب شرقی- غربی یا شمال‌غربی- جنوب شرقی مجموعه آذرین- دگرگونی رضا آباد را قطع کرده‌اند. سنگ‌های الیگومیوسن، سنگ‌های رسوبی کم عمق، محیط‌های آبرفتی و دریاچه‌ای کم عمق مخروطه‌افکنه دارای

ترکیب مارن‌های گچ‌دار، ماسه‌سنگ و میکروکنگلو‌مرا می‌باشند. در بین آن‌ها چندین افق گدازه با ماهیت بازالتی مشاهده می‌شود که در محیط‌های خشکی و نزدیک خشکی بر روی آن‌ها جریان پیدا کرده است. در لابلا‌ی مارن‌ها توالی‌هایی از گدازه‌های بازالتی و آذرآواری‌های با ترکیب بازالتی حضور دارند. این بازالت‌ها در برخی موارد ساخت منشوری نیز نشان می‌دهند. در قاعده برخی از این روانه‌های بازالتی رخساره آتشفشانی برشی به صورت مخلوط گدازه بازالتی و رسوبات مارنی مشاهده می‌شود. در بسیاری از نقاط دیگر ایران رخنمون‌های بازالتی زیادی با ویژگی‌های مشابه زیادی وجود دارند که به استثنای به کواترنری نسبت داده شده‌اند، بازالت‌های تقریباً مشابه از سایر مناطق ایران نظیر جنوب بیرجند و جنوب طبس نیز گزارش شده‌اند.

۲-۲-۵-۲- روانه‌های بازالتی

از لحاظ لیتولوژیکی، سنگ‌های بازالتی منطقه رضاآباد دارای طیف ترکیبی محدود هستند. بازالت‌های الیگومیوسن بر روی لایه‌های مارنی (همزمان با رسوبگذاری یا اندکی بعد جریان یافت‌هاند) و سپس سرد شده‌اند. در مناطقی که بازالت‌ها دارای ضخامت کمی بوده‌اند، سنگ‌های بازالتی به صورت افق-های کم ضخامت مشاهده می‌شوند ولی در محل‌هایی که گدازه‌های بازالتی در فرورفتگی‌های روی خشکی‌ها، بر روی هم انباشته شده‌اند، ساخت منشوری زیبایی در آنها تشکیل شده است. از آن‌جایی که قابلیت فرسایش پذیری بازالت‌ها نسبت به مارن‌ها بسیار کمتر است، افق‌های بازالتی همانند سپری از فرسایش لایه‌های زیرین خود محافظت کرده‌اند، بنابراین، پس از گذشت زمان، گدازه‌ها و مارن‌های زیر آن‌ها، در ترازهای ارتفاعی بالاتر مشاهده می‌شوند، در حالی که در مورد مارن‌های بدون پوشش بازالتی فرسایش با نرخ بیشتری صورت گرفت‌ه‌است و در حال حاضر دارای ارتفاع کمتری هستند، در نتیجه محل حضور روانه‌های بازالتی به صورت مناطق برجسته در پهنه وسیعی از شمال غرب رضاآباد مشاهده می‌شود که در ظاهر شبیه مخروط آتشفشان به نظر می‌رسند. لیکن بررسی دقیق نشان می‌دهد که بخش قابل توجهی از این رخنمون‌ها، واریزه‌های سنگی بازالت هستند که اطراف رخنمون-های اصلی را فرا گرفته‌اند. این رخنمون‌های بازالتی و به طور کاذب شکل مخروط آتشفشانی را در

ذهن تداعی می‌کنند، نمونه‌های بارز آن‌ها قله کوه چهل دختران می‌باشد. از طرف دیگر این نوع مورفولوژی، معرف ناپیوسته بودن فوران‌های بازالتی یا فوران‌های بازالتی از مجاری متعدد می‌باشد. باتوجه به توضیحات داده شده رخنمون‌های بازالتی به صورت تپه‌ها یا کوه‌های برجسته و با رنگ سیاه یا مایل به سیاه در غرب و شمال‌غرب رضآباد توجه هر بیننده را به خود جلب می‌کند. به ویژه به خاطر اینکه اختلاف رنگ آن‌ها با مارن‌ها زیاد می‌باشد و مناظر زیبایی را به نمایش می‌گذارند. رخنمونی از سنگ‌های بازالتی در غرب و شمال‌غرب رضآباد به صورت یک دایک بزرگ به طول چند کیلومتر مشاهده می‌شود. ضخامت این دایک حدود ۲۰ تا ۷۰ متر می‌باشد و یکی از مجاری تغذیه کننده فوران‌های بازالتی به حساب می‌آید. در ضمن این دایک سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتوزوئیک را قطع کرده است. در غرب رضآباد برخی از رخنمون‌های بازالتی بر روی بستری از مارن‌ها و آهک کرتاسه گسترش یافته اند. به سمت جنوب غرب، در شمال‌غرب احمدآباد در منطقه‌ای با مختصات تقریبی ۳۹۷۴۹۱۷ و ۴۵۳۰۶۲ نیز رخنمون‌های پراکنده‌ای از بازالت‌های الیگومیوسن مشاهده می‌شود. این رخنمون‌های سنگی توسط (برهمند، ۱۳۸۹) به طور مفصل مورد مطالعه قرار گرفته است. در فاصله حدود ۵۰ تا ۷۰ کیلومتری شمال‌شرق رضآباد، در شرق روستای مقیسه و شمال کلاته سادات در مجموع غرب و شمال غرب سبزوار، در بسیاری از مناطق دیگران، با ویژگی-های سنگ‌شناسی و زمانی مشابه بازالت‌هایی با ویژگی‌های مشابه رخنمون دارند. این گونه بازالت‌های نظیر جنوب غرب جندق، جنوب غرب بیرجند، جنوب شرق بیرجند، شمال اردستان، در غرب مرزن (حوالی گردنه آوج)، غرب و شمال غرب تربت حیدریه و رخنمون دارند.



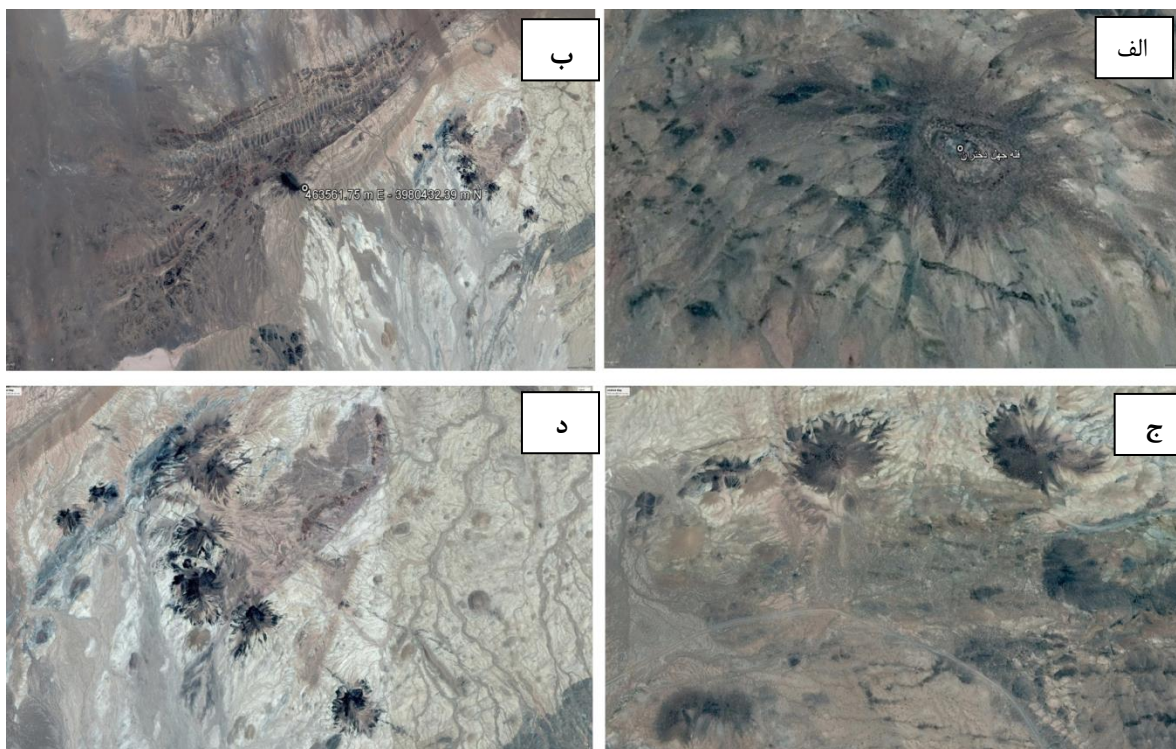
شکل ۲-۱۵- تصاویر ماهواره‌ای بازالت‌های الیگومیوسن

۲-۲-۵-۳- دایک‌های بازالتی

دایک‌های بازالتی در شمال غرب رضآباد در گستره‌ای وسیع رخنمون دارند (شکل ۲-۱۶). این دایک‌ها به صورت دایک‌های تغذیه کننده محسوب می‌شوند. ضخامت این دایک‌ها از چند سانتی متر تا چندین متر متغیر است. دایک‌های منطقه مورد نظر در امتداد راستای خود، تغییر راستا و تغییر ضخامت از خود نشان می‌دهند. بخش مرکزی برخی از دایک دارای ساخت حفره‌دار متخلخل و دانه درشت می‌باشد. برخی از دایک‌ها به علت سرد شدن سریع در حاشیه‌های خود دارای ساخت بسیار دانه‌ریز یا حاشیه سریعا سرد شده هستند. دایک‌ها در امتداد طول خود تغییر مسیر نشان می‌دهند، زیرا سنگ میزبان آنها سست است و به دایک امکان تغییر مسیر سینوسی می‌دهد و در نتیجه دایک‌ها می‌تواند انحنادار باشد گاهی اوقات انحنای دایک‌های بازالتی به ۴۵ درجه نیز می‌رسد. براساس شواهد صحرایی و تصاویر، آنها عمدتاً دارای راستای تقریباً شرقی- غربی هستند.

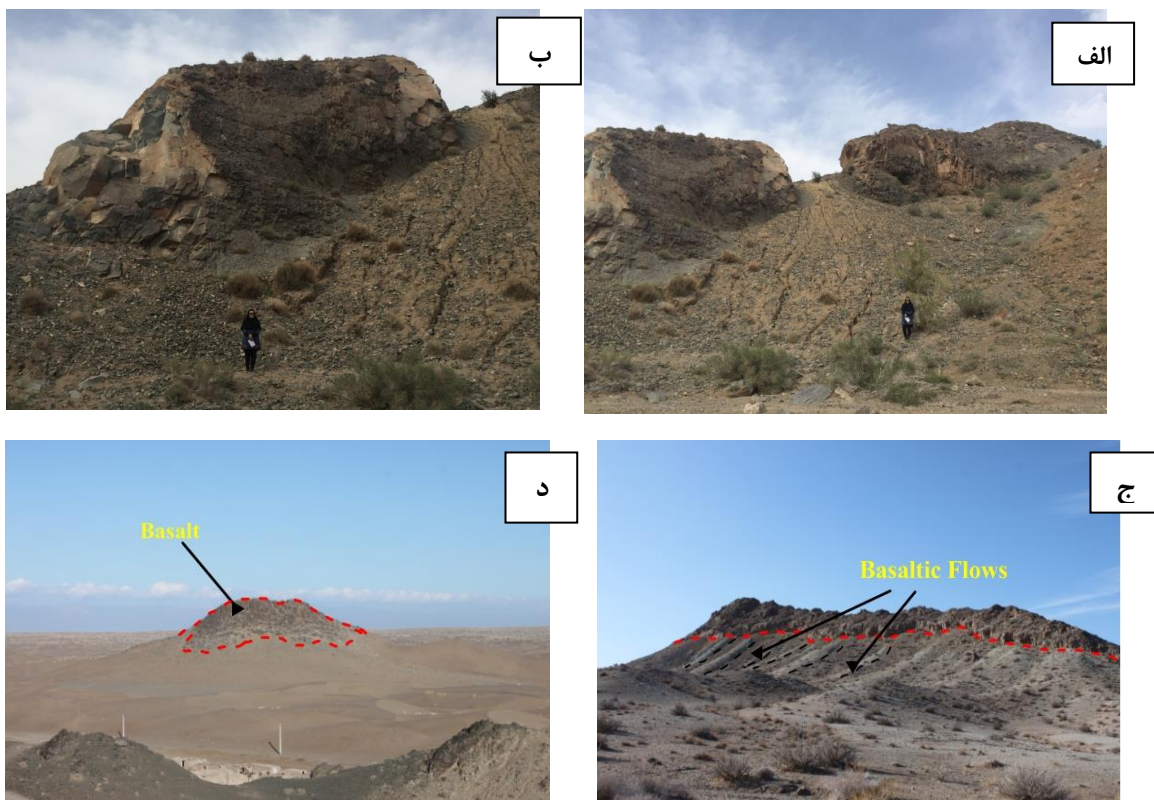


شکل ۲-۱۶- نمای نزدیکی از دایک‌های بازالتی منطقه رضآباد.



شکل ۲-۱۷- تصاویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده حضور سنگ‌های الیگومیوسن غرب و شمال غرب روستای

رضآباد(خارتوران). در برخی نقاط این بازالت‌ها مستقیماً بر روی مجموعه پی سنگی رضآبا (به سن نئوپروتروزوئیک پایانی) قرار گرفته‌اند یا به عبارتی جاری شده‌اند. در برخی نقاط منشورهای بازالتی زیبایی نشان می‌دهند و در برخی نقاط نیز ساخت بزرگ مقیاس بارزی نشان نمی‌دهند. الف) قله چهار بکر - در این محل بازالت‌ها به طور مستقیم بر روی سنگ‌های گنیسی و دایک‌های ژوراسیک میانی جریان یافت‌هاند و انجماد پیدا کرده‌اند، ب) جاری شدن بازالت‌های الیگومیوسن بر روی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن و آهک‌های مارنی کرتاسه زیرین ج و د) به دایک‌های تغذیه کننده در این تصاویر دقت شود.



شکل ۲-۱۸-الف و ب، به ترتیب نماهای دور و نزدیکی از دایک‌های بازالتی الیگومیوسن را نشان می‌دهند. ج) روان‌های بازالتی در میان مارن‌های الیگومیوسن. د) تصویری از بازالت‌های الیگومیوسن در ارتفاعات شرق روستای رضاآباد خارتوران. بخشی از این رخنمون به طور گسترده توسط ماسه‌های بادی جوان پوشیده شده‌اند.

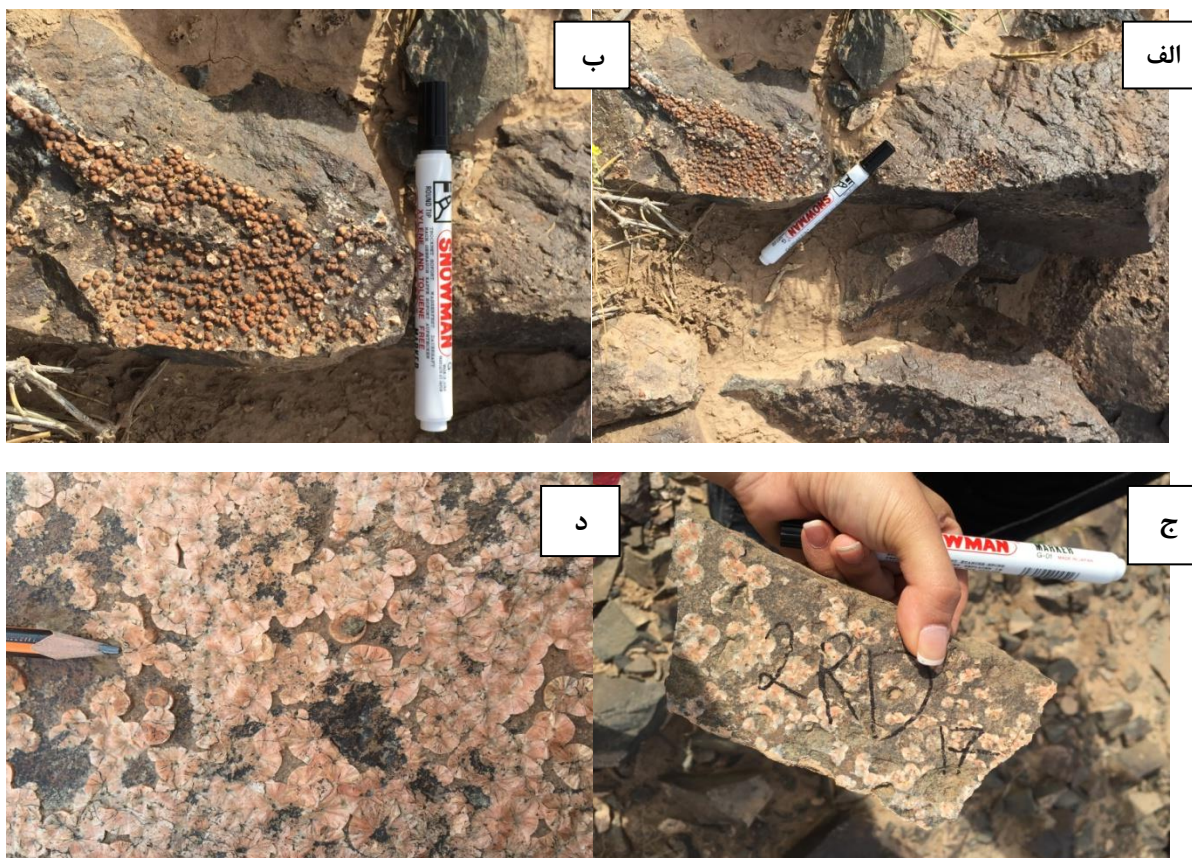
۲-۲-۵-۴-سنگ‌های آذرآواری (آگلومرا، توف، پیریت)

پیریت یک واژه کلی برای سنگ‌های آذرآواری است که معمولاً به صورت درجا، توسط متلاشی شدن ماگمای نفوذ کننده و اختلاط آن با رسوبات غیرمتراکم و یا رسوباتی با تراکم کم و مرطوب تشکیل می‌شوند (وایت و همکاران، ۲۰۰۰). پیریت‌ها بدون فاصله در زیر روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند. - پیریت‌ها در شمال غرب رضاآباد به طور گسترده رخنمون دارند. با توجه به توالی رسوبی همراه بازالت‌های مورد مطالعه، آن‌ها در یک محیط دریاچه ای گرم و کم عمق ته‌نشست مارن های گچ دار الیگوسن، فوران کرده اند و انفجار سبب ایجاد واحدهای آگلومرایبی و به عبارت کلی پیریت‌ها شده است. پیریت‌ها شامل خرده‌های بلوری، قطعات سنگی بازالتی و مقادیر متغییر رسوبات مارنی

هستند. این واحد در زیر گدازه‌های بازالتی رخنمون دارد و به صورت توف‌های قرمز رنگ کم ضخامت به همراه قطعات کوچک و بزرگ (با ابعاد میلی‌متری تا سانتی‌متری) دیده می‌شوند. بر روی برخی درزه‌های ایجاد شده در بازالت‌ها قشر نازکی از سیلیس‌های نازک یا زئولیت‌های با اشکال کروی شکل دیده می‌شود و ساخت اسفرولیتی زیبایی نشان می‌دهند. در شکل (۲-۲۰) تصاویر زیبایی از این پدیده در مقیاس‌های مختلف به نمایش گذاشته شده است.



شکل ۲-۱۹-الف، ب) در مناطقی که این بازالت‌ها به درون مارن‌های میوسن راه یافت‌هاند به صورت دایک و یا رخنمون‌های محدود دارای منشورهای بازالتی مشاهده می‌شوند در برخی نقاط در محل تماس بین بازالت‌ها و مارن-های میوسن پیریتی شدن به وضوح دیده می‌شود و حتی در مقیاس تصاویر ماهواره‌ای قابل ردیابی است.



شکل ۲-۲۰-الف) نمای دور از گویچه‌های کروی سیلیسی یا زئولیتی تشکیل شده بر روی سطح دایک‌های بازالتی الیگومیوسن. ب) نمای نزدیک از گویچه‌های کروی سیلیسی یا زئولیتی تشکیل شده بر روی سطح دایک‌های بازالتی الیگومیوسن. ج و د) نمای بسیار نزدیکی از گویچه‌های سیلیسی با زئولیتی.

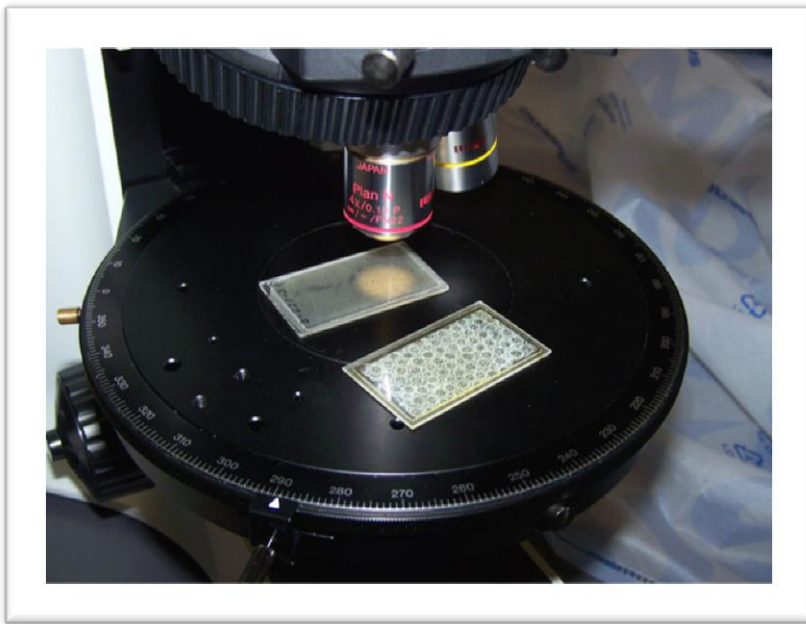
۲-۲-۶- رسوبات کواترنر

رسوبات جوان به طور عمده در مسیر رودها و آبراهه‌های اصلی و بستر رودها، مسیل‌ها و آبراهه‌ها توزیع شده‌اند و حاصل فرسایش سنگ‌های مختلف رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه یا مناطق همجوار هستند. این رسوبات معمولاً به صورت مخروط افکنه، تراس‌های آبرفتی و یا رسوبات رودخانه‌ای هستند دیده می‌شوند و می‌توان آنها را به کواترنر متعلق دانست. ماسه بادی‌ها در اطراف روستای رضآباد رخنمون دارند (شکل ۲-۲۱) و به سمت شرق و جنوب‌شرق تا کیلومترها ادامه دارند. بخش وسیعی از شرق منطقه مورد مطالعه از احمدآباد (خارتوران) تا رضآباد (خارتوران) توسط ماسه‌های بادی جوان پوشیده شده‌اند. این ماسه‌های بادی صحنه‌های زیبایی را به نمایش درآوردند.



شکل ۲-۲۱- تصاویری از ماسه بادی‌ها در شرق روستای رضاآباد ، رخنمون برجسته سیاه رنگ در تصویر(الف)، بازالت‌های الیگومیوسن می‌باشند.

فصل سوم



پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

پس از بررسی کامل روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی مورد مطالعه، در این فصل به بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی آنها می‌پردازیم. هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌های موجود، فابریک یا روابط هندسی بین اجزای تشکیل دهنده سنگ، تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در نهایت تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). سنگ‌های دگرگونی منطقه رضآباد خارتوران را می‌توان در دو گروه ترکیبی متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها تقسیم نمود. سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه را نیز دو گروه گرانیتوئیدهای اواخر نئوپروتروزوئیک و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی تقسیم کرد. سنگ‌های این منطقه دارای شباهت‌های زیادی با سایر مناطق پی‌سنگی ایران مرکزی هستند. از این رو مطالعه تحولات سنگ‌شناسی صورت گرفته در این منطقه از اهمیت خاصی برخوردار است. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل به شرح زیر می‌باشند. این علائم از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده‌اند.

پیروکسن	Px	کوارتز	Qz
هورنبلند	Hbl	پلاژیوکلاز	Plg
الیوین	Ol	ارتوز	Or
آلنیت	Aln	اسفن	Sph
کلسیت	Ct	آپاتیت	Ap
کانیهای اپک	Opq	میکروکلین	Mc
زونیزیت	Zo	اپیدوت	Epd
اکسی هورنبلند	OxHb	پتاسیم فلدسپار	K-Fsp

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی

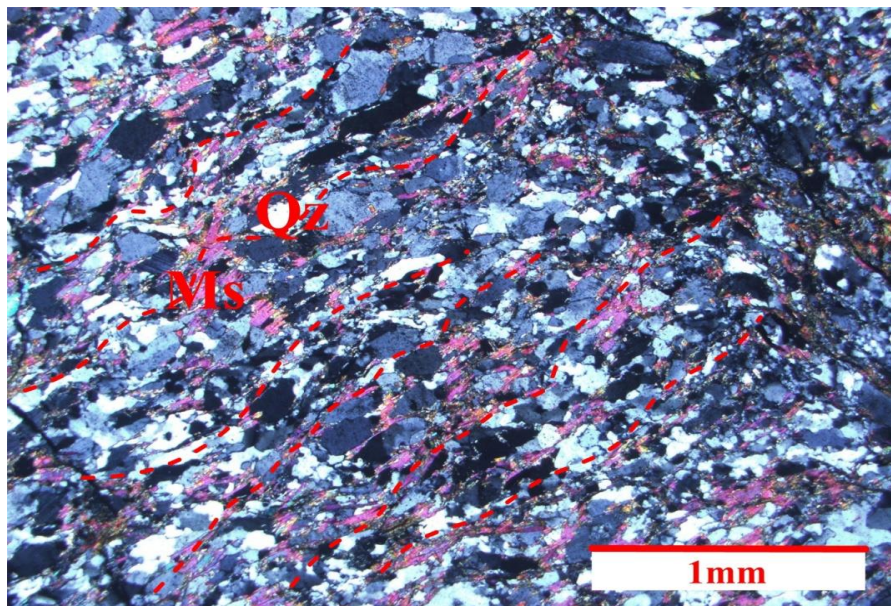
سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه در منطقه رضآباد شامل طیف وسیعی از ترکیبات مختلف نظیر متاپلیت (میکاشیست، گنیس)، متاپسامیت‌ها، متاکربنات‌ها، و متابازیت‌ها (آمفیبولیت) هستند. تغییر و تحولات ناشی از دگرگونی در هر یک از این واحدهای سنگی در ادامه به طور مفصل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۳-۲-۱- متاپلیت‌ها

دگرگونی متاپلیت‌ها به دلیل داشتن کانیه‌های رسی فراوان در ابتدا به تبلور مجدد و تبدیل کانیه‌های رسی به موسکوویت و کلریت و با اعمال تنش به جهت‌یابی ترجیحی کانیه‌های ورقه‌ای منجر می‌شود. در ابتدای این فرایند، سنگ‌های دانه‌ریزی به نام اسلیت با رخ اسلیتی تیره رنگ ایجاد می‌شود. تداوم دگرگونی موجب افزایش اندازه دانه‌ها با حفظ جهت‌یابی ترجیحی کانیه‌ها شده و سنگ‌های دانه‌ریزی با رخ اسلیتی براق به نام فیلیت را ایجاد می‌کنند. در درجات بالاتر دگرگونی، پورفایروبلست‌های کوچکی شروع به رشد می‌کنند که بر روی سطح رخ قابل مشاهده هستند. کانیه‌های ورقه‌ای در این حالت با حفظ جهت‌یابی ترجیحی، برگوارگی یا شیبستوزیته مشخصی را ایجاد می‌کنند که سنگ در امتداد آن به راحتی متورق و شکسته می‌شود. با افزایش درجه دگرگونی در طی واکنش‌های دگرگونی، میکاهای آبدار جای خود را به کانیه‌های بی‌آب مانند آلکالی فلدسپار، سیلیمانیت، گارنت و پیروکسن می‌دهند. در این صورت سنگ حالت توده‌ای به خود می‌گیرد و شیبستوزیته اهمیت خود را از دست داده و تفکیک بخش‌های غنی از کانیه‌های روشن (کوارتز و آلکالی فلدسپار) و تیره (گارنت و آلومینوسیلیکات‌ها) در حالت جامد منجر به ایجاد لایه‌بندی یا نواربندی گنیسی می‌شود (همام و همکاران، ۱۳۸۹). متاپلیت‌ها دارای طیف وسیعی از انواع فیلیت، میکاشیست و گنیس هستند حجم غالب سنگ‌های متاپلیتی منطقه را سنگ‌های گنیسی به خود اختصاص داده‌اند (قاسمی، ۱۳۹۵).

۳-۲-۱-۱- میکاشیست‌ها

بافت‌های لپیدوبلاستی و پورفیروبلاستی از بافت‌های رایج در میکاشیست‌ها هستند. اندازه پورفیروبلاست‌های گارنت به حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر می‌رسد. زمینه نیز عمدتاً شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و مقادیر کمی مسکویت می‌باشد. میانگین اندازه کانی‌های تشکیل دهنده زمینه حدود ۰/۲ میلی‌متر است. حضور فراوان بیوتیت در این سنگ‌ها، به ظهور برگوارگی بارزی منجر شده است. از ویژگی‌های جالب توجه در این سنگ‌ها، حضور ریزساختارهای شکل‌پذیر از قبیل اشکال ماهی مانند (Mica Fish)، سیگما، دلتا، نوارهای برشی نوع S-C و آثاری از تبلور مجدد دینامیکی می‌باشد (قاسمی، ۱۳۹۵). شواهد فوق حاکی از عملکرد زون‌های برشی و میلونیتی شدن در این سنگ‌ها است.

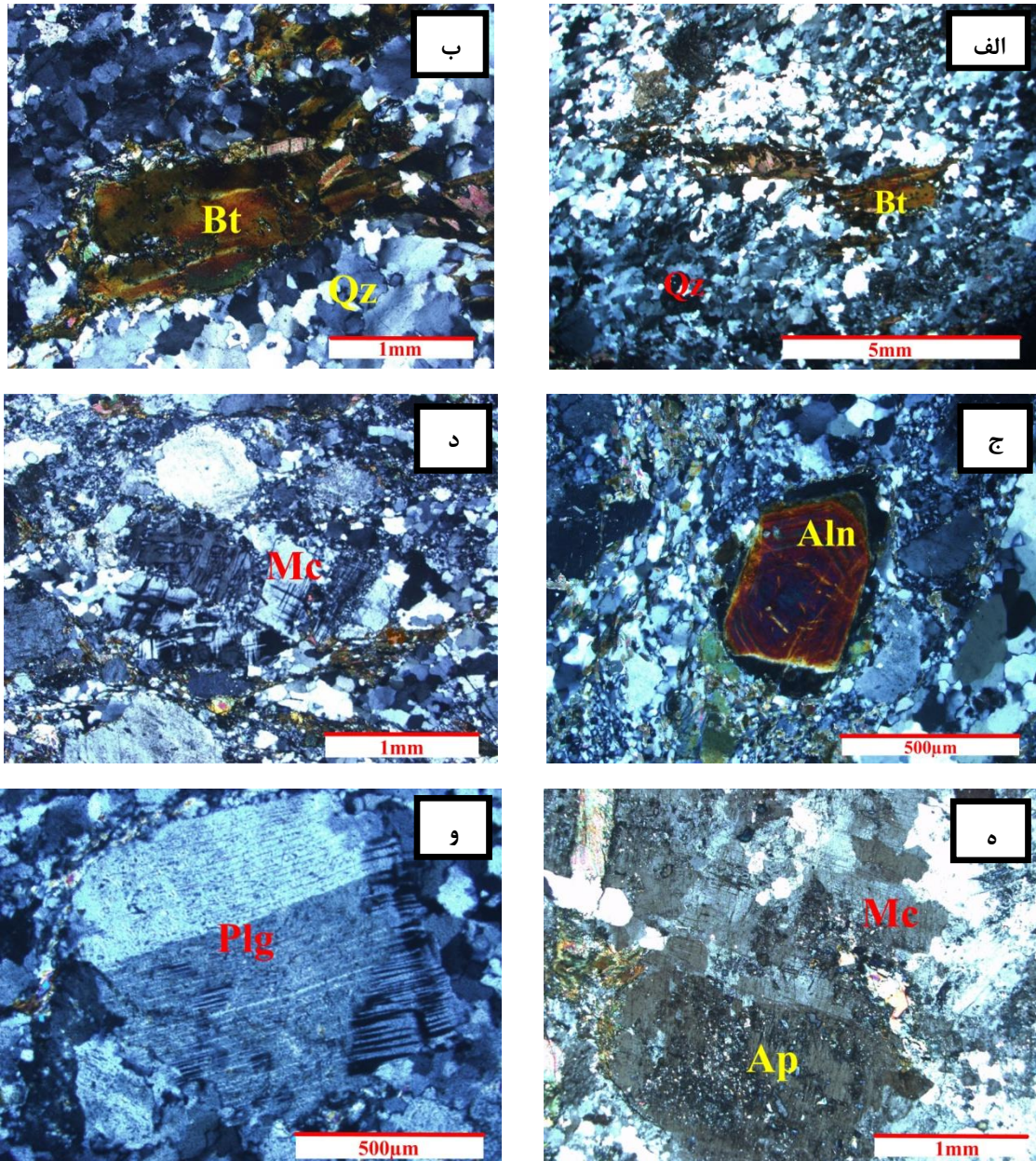


شکل ۳-۱- تصویر میکروسکوپی از میکاشیست‌ها (در نور XPL)، به شیستوزیته و ظهور ریزچین در این شکل توجه کنید.

۳-۲-۱-۲- گنیس‌ها

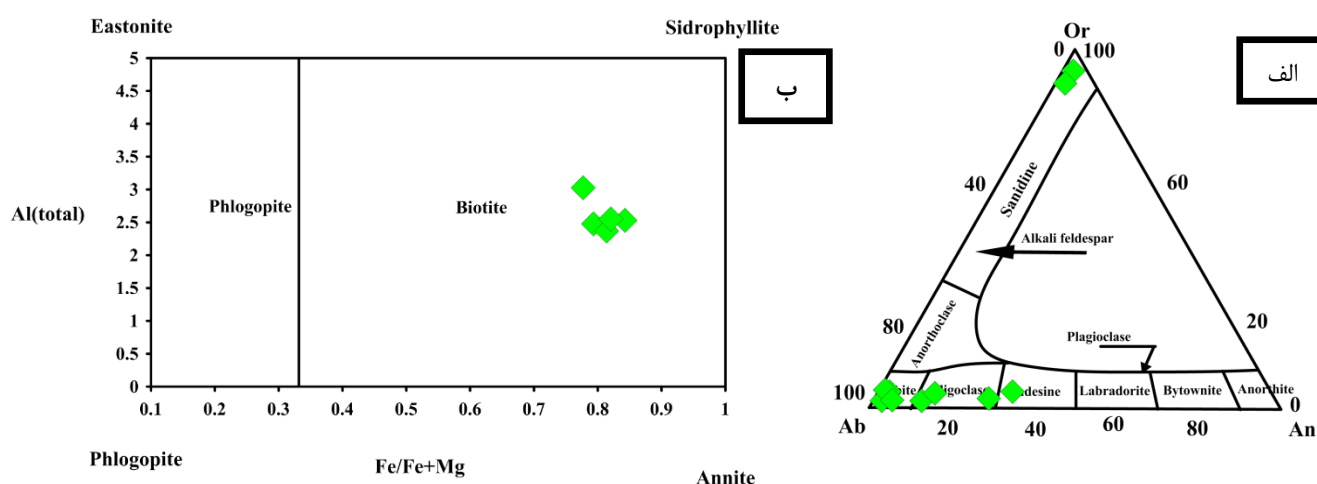
گنیس‌ها سنگ‌های دگرگونی‌ای دانه درشتی هستند که در آن‌ها لایه بندی گنیسی نمایان است. اندازه کانی‌های سازنده آن‌ها ممکن است میلی‌متری تا سانتی‌متری باشند. کوارتز و فلدسپار کانی‌های اصلی گنیس‌ها هستند ولی کانی‌های دیگر نظیر بیوتیت، پلاژیوکلاز نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های فرعی آنها شامل آلانیت، آپاتیت و زیرکن می‌باشند. کلریت، اسفن، اپیدوت، کلسیت، سرسیت و کانی‌های اپک جزء کانیهای ثانوی این سنگ‌ها هستند. مهمترین کانی مافیک موجود در گنیس‌های منطقه رضاآباد بیوتیت می‌باشد که در برخی موارد به کلریت دگرسان شده‌است. بافت گنیس‌ها عمدتاً گنیسی، گنیسی چشمی، پورفیروبلاستی، لپیدوبلاستی، میرمکیتی، کاتاکلاستی و میلونیتی است. در بعضی نمونه‌های گنیسی، میکروکلین با ماکل مشبک مشاهده می‌شود. بلورهای ارتوکلاز در اثر تحمل تنشهای وارده به آن‌ها، سیستم منوکلینیکی به سیستم تری‌کلینیکی تنزل پیدا می‌کند و در نتیجه به میکروکلین تبدیل می‌شوند. در نمونه‌های گنیسی پدیده‌های سرسیتی‌شدن ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و کلریتی‌شدن کانی‌های مافیک در گنیس‌ها مشاهده می‌شود. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که تنش‌های تکتونیک، سنگ‌های منطقه را تحت تاثیر قرار داده‌است. آثار این فرایند به صورت ساب‌گرین شدن، خاموشی موجی، ماکل‌های ثانویه و تشکیل میکا ماهی تظاهر پیدا کرده است در برخی از گنیس‌ها، رشد پورفیروبلاست‌های درشت فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوکلاز یا میکروکلین، بافت چشمی ایجاد کرده است. این پورفیروبلاست‌ها به صورت کشیده و سیگمایی شکل به همراه نوارهایی از کوارتزهای کشیده (بافت نواری) حتی در نمونه دستی مشاهده می‌شوند که حاکی از اثرات دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن بر این سنگ‌ها می‌باشد (بلاغی، ۱۳۹۳). ردیف شدگی نواری کانی‌های تیره از قبیل بیوتیت و کانی‌های روشن مانند فلدسپارها و کوارتز، سبب پیدایش بافت گنیسی در این سنگ‌ها شده است. رشد پورفیروبلاست‌های گارنت در گارنت گنیس‌ها، بیانگر وجود آهن، منیزیم و آلومینیم کافی در سنگ مادر این سنگ‌ها بوده است. در این سنگ‌ها گارنت به همراه بیوتیت تا رسیدن به آستانه ذوب‌بخشی پایدار باقی می‌ماند. مطالعات

وسیع بر روی سرزمین‌های دگرگونی مختلف سراسر جهان نشان داده است که هم‌یافتی پایدار گارنت و بیوتیت در محدوده وسیعی از درجات دگرگونی امکانپذیر است (همام و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۳-۲-الف و ب) تصاویری از پورفیروکلاست بیوتیت در گنیس‌های منطقه رضآباد، ساب‌گرین شدن و دانه ریز شدن نا همگن بلورها به تشکیل پورفیروکلاست‌ها منجر می‌شود. فلدسپارهای پتاسیم (ارتوز و میکروکلین)، بارزترین پورفیروکلاست‌ها هستند. پلاژیوکلاز و بیوتیت نیز در درجات بعدی اهمیت در پورفیروکلاست‌ها قرار می‌گیرند. کوارتزها به شدت ساب‌گرین شده‌اند و چرخش دانه‌ها در دانه‌های حاصل فرایند ساب‌گرین شدن امری فراگیر و متداول است. (ج) تصویر زیبایی از کانی آلانیت که دارای منطقه بندی ترکیبی بارزی است، (د) نمایی از تبدیل ارتوز به میکروکلین، (ه) تصویری از پورفیروکلاست میکروکلین (و) ماکل مکانیکی در گوشه پایین سمت راست این بلور به وضوح دیده می‌شود (در نور XPL).

لازم به ذکر است که (حسینی، ۱۳۹۴) و (بلاغی، ۱۳۹۳) نیز بر روی کانی اصلی سازنده گنیس‌ها تعدادی آنالیز نقطه‌ای انجام دادند که نتایج بدست آمده به شرح زیر است: (از آنجایی که مناطق جنوب و جنوب شرق شاهرود شباهت زیادی به هم دارند شانس مشابه بودن ترکیب شیمیایی کانی‌های این مناطق زیاد است. براساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و براساس رده‌بندی دیبر^۸ و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت، الیگوکلاز و آندزین بوده. ترکیب بیوتیت‌ها نیز در نمودار رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفته (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، بیوتیت‌های گنیس‌ها در منطقه بندهزارچاه و دلبر حسینی، (۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳). الف و ب- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲).

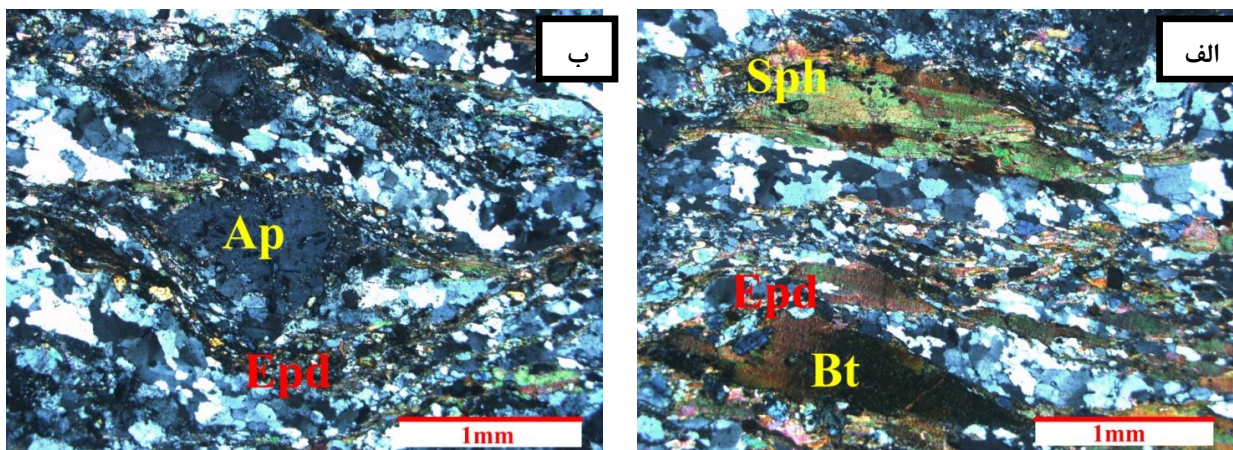
۳-۱-۲-۳- میگماتیت‌ها

میگماتیت‌ها سنگ‌های دانه درشتی هستند که کانی‌های روشن آنها شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز می‌باشد و کانی‌های تیره آنها شامل بیوتیت و هورنبلند سبز می‌باشد. بافت غالب آنها گرانوفیری، گرانوبلاستی، لپیدوبلاستی، پورفیروکلاستی و میلونیتی است. پلاژیوکلازها سهم قابل توجهی از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً به اپیدوت و کلسیت

⁸-Deer

دگرسان شده‌اند. فلدسپار پتاسیم با اندازه حدود ۱ میلی‌متر، حدود بخش عمده‌ای از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است و عمدتاً به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده است. کوارتز سهم قابل توجهی از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. بیوتیت حدود ۵ درصد از حجم این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده و اغلب به کلریت، اسفن و کانی‌های اپیک تبدیل شده است. کانی‌های فرعی میگماتیت‌ها شامل آپاتیت، آلانیت و زیرکن می‌باشند. میگماتیت‌ها در بعضی جاها در نتیجه عملکرد زون‌های برش، میلونیتی شده و ریزساختارهایی از قبیل اشکال سیگمایی، دلتا، نوارهای برشی C-S و در آنها تشکیل شده است. از جمله ریزساختارهایی که در زون برش در میگماتیت‌ها مشاهده گردیده است می‌توان به، پورفیروکلاست‌های پوششی فلدسپار پتاسیم اشاره کرد. به طور کلی فلدسپارهای پتاسیم‌دار برخلاف کوارتز، در مقابل تنش‌های تحمیل شده بر آنها، مقاومت بیشتری نشان می‌دهند و در دماهای بالاتر از ۴۵۰ درجه سانتیگراد متحمل تبلور دوباره می‌شوند (فیتز جرال و اشتونیتز^۱ ۱۹۹۳ ، تولیس^۲ ۱۹۸۳). انواع دگرشکلی‌های شکننده و شکل‌پذیر در فلدسپارهای پتاسیم و همچنین در پلاژیوکلازهای موجود در گنیس‌ها و گرانیته‌ها مشاهده می‌شود. شواهد دگرشکلی شکننده در فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلازها عبارتند از: شکستگی بلورها و جابجایی قطعات حاصل از شکستگی و شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر در پلاژیوکلازها عبارتند از خمیدگی ماکل‌ها، پیچ‌خوردگی^۱ ماکل‌ها و ماکل‌هایی که از حالت اولیه خارج شده‌اند (ماکل مکانیکی). بلورهای پلاژیوکلاز، شواهد دگرشکلی شکل‌پذیر را به صورت خمیدگی، پیچ و تاب‌خوردگی و ماکل‌های مکانیکی نشان می‌دهند (حسینی، ۱۳۹۵). در میگماتیت‌ها، برگواری در اطراف پورفیروکلاست‌های پوششی فلدسپار از نوع دلتا چرخیده و نوارهای برشی S-C ایجاد کرده است.

¹-Fitz Gerald and Stunitz
²-Tullis
Kinging

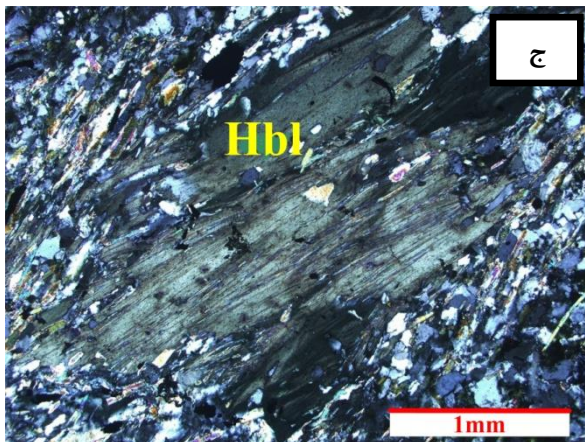
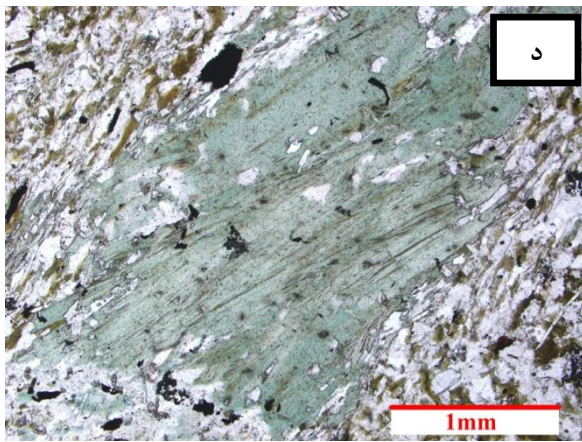
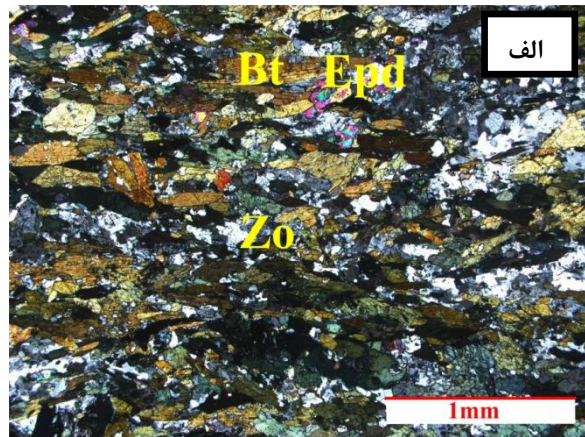
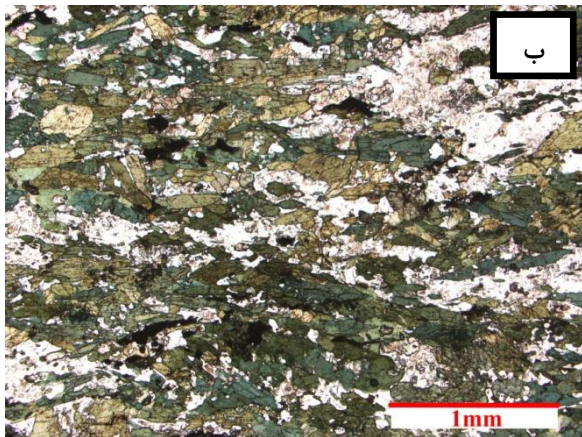


شکل ۳-۴- الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده شواهد میگماتیت‌زایی و میلونیت‌زایی در سنگ‌های گنیس و گرانیتی مجموعه رضا آباد خارتوران. این تصاویر نشان‌دهنده ساب‌گرین شدن شدید کانیهای تیره (بیوتیت) و روشن (ارتوز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و کوارتز) در سنگ‌های گنیسی، ظهور برگوارگی شدید، حضور پورفیروکلاست‌هایی از ارتوکلاز و اشکال ماهی‌شکل در تک بلورهای میکا و تجمعات غنی از میکا در این سنگ‌ها دیده می‌شود (در نور XPL). به توسعه سطوح برشی S و C و ریزساخت آرایش یافتگی مورب در این تصاویر نیز توجه نمایید در تصاویر سوی برش غالباً چپ‌بر است. همچنین در این شکل‌ها تبدیل شدگی بیوتیت به مسکوویت، اپیدوت، کلریت و اسفن به وضوح دیده می‌شود که می‌تواند معرف میلونیتی در حضور فاز سیال گرم باشد. اپیدوت حاصل تخریب همزمان بیوتیت و اپیدوت و حضور سیالات آبدار می‌شود.

۳-۲-۲- متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها)

متابازیت‌ها، سنگ‌های دانه متوسط تا دانه ریز بوده و عمدتاً از هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. علاوه بر کانیهای نامبرده بیوتیت و کوارتز نیز در آنها یافت می‌شود. بافت آنها عمدتاً پورفیروبلاستی، نماتوبلاستی، پورفیروکلاستی و میلونیتی است. شدت برگوارگی در متابازیت‌های ناهمگن است. در متابازیت‌های دانه متوسط پلاژیوکلاز با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، حجم قابل توجهی از این سنگ‌ها را به خود اختصاص داده است. تقریباً اکثر پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده‌اند. اندازه برخی از بلورهای اپیدوت به حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر نیز می‌رسد. هورنبلند سبز با اندازه حدود ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر، سهم قابل توجهی از متابازیت‌ها را به خود اختصاص داده است. در بعضی موارد، هورنبلند سبز به اپیدوت، بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. بیوتیت با اندازه حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر، حدود ۵ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص داده است و

اکثراً به کلریت، اسفن و کانی‌های اپک تبدیل شده است. کوارتز با اندازه حدود ۱ میلی‌متر، تا حدود ۱۰ درصد از حجم اکثر متابازیت‌ها را تشکیل می‌دهد. در بعضی مواقع در برخی از متابازیت‌ها کوارتز وجود ندارد. زیرکن، روتیل، آپاتیت و کانی‌های اپک از جمله کانی‌های فرعی هستند. کلریت، بیوتیت، اپیدوت، اسفن و سیریسیت کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند که متناسب با ترکیب کانی‌های اولیه (مادر)، ترکیب سیالات شرکت کننده در فرایند دگرسانی و دما و فشار حاکم بر محیط دگرسانی حاصل شده‌اند. البته با توجه به اینکه فازهای ماگمازایی و دگرشکلی متعددی سنگ‌های منطقه رضاآباد را تحت تأثیر قرار داده‌اند، تفکیک تحولات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی صورت گرفته به دقت و تأمل زیادی احتیاج دارد که برخی از آنها حوصله و مجال این پایان‌نامه خارج است. در سنگ‌های متابازیتی، تغییرات کانی‌شناسی در آغاز دگرگونی بسیار بیشتر از متاپلیت‌ها بوده ولی در خلال دگرگونی پیشرونده با افزایش درجه دگرگونی، تغییرات بسیار اندک است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).



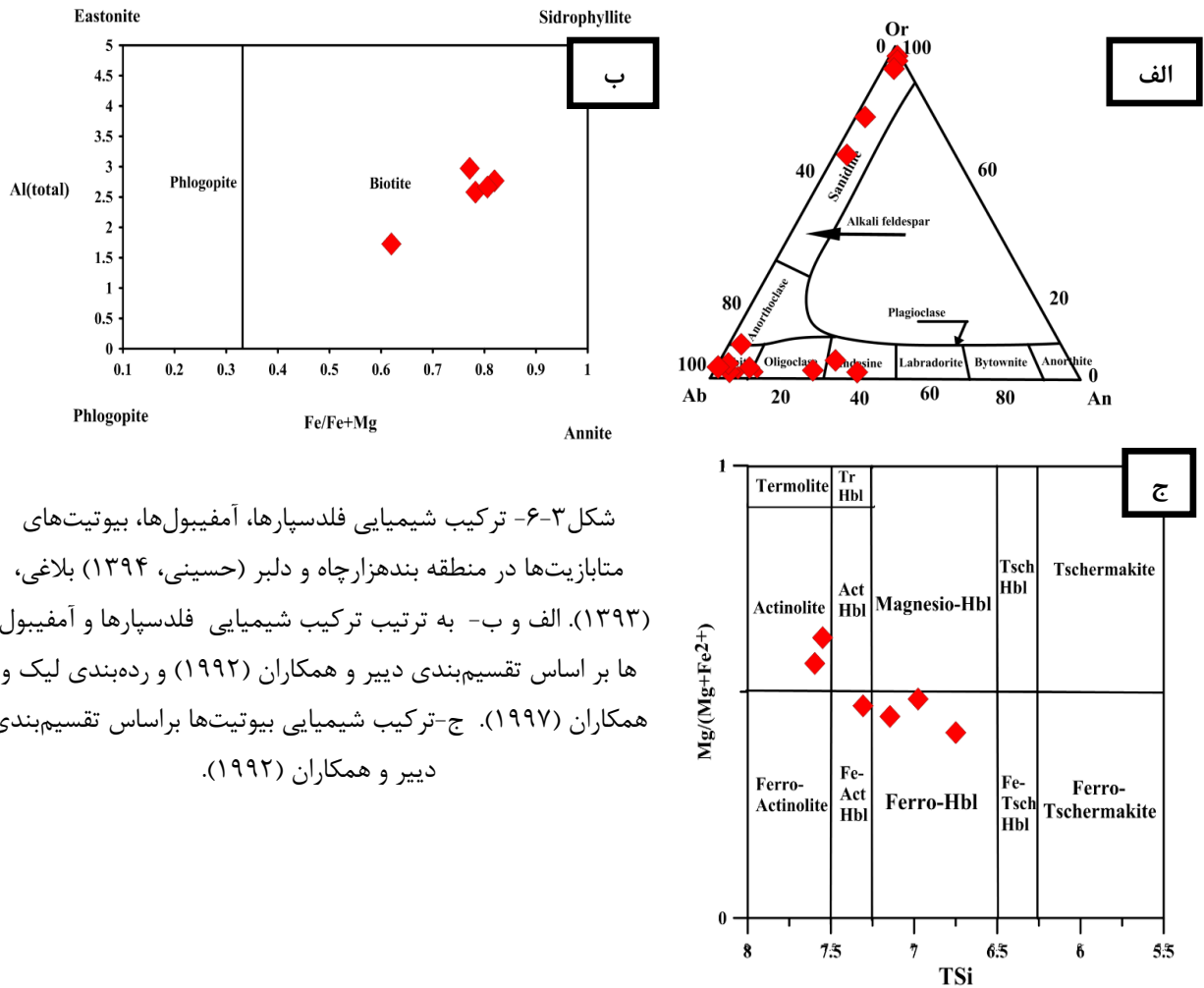
شکل ۳-۵-الف و ب) بافت نامتوبلاستی ناشی از حضور هورنبلند سوزنی شکل به همراه کوارتز و پلاژیوکلازهای جهت یافته

(به ترتیب در نور XPL و PPL)، ج و د) تصویری از پورفیروکلاست یا (پورفیروبلاست) هورنبلند سبز در متابازیت‌ها. (به ترتیب در نور XPL و PPL). این پورفیروکلاست هورنبلند سبز، تا حدودی به کلریت دگرسان شده است. به بافت نامتوبلاستی، ناشی از حضور هورنبلندهای سبز سوزنی شکل در این تصویر توجه نمایید.

لازم به ذکر است که (حسینی، ۱۳۹۴) و (بلاغی، ۱۳۹۳) نیز بر روی کانی اصلی سازنده متابازیت‌ها تعدادی آنالیز نقطه‌ای انجام دادند که نتایج بدست آمده به شرح زیر است: (از آنجایی که مناطق جنوب و جنوب شرق شاهرود شباهت زیادی به هم دارند شانس مشابه بودن ترکیب شیمیایی کانی‌های این مناطق زیاد است. براساس نتایج حاصل از آنالیز ماکروپروب و براساس رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و آندزین بوده (شکل ۳-۶-الف). براساس رده بندی لیک^{۱۲} و همکاران (۱۹۹۷) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در محدوده منیزیو هورنبلند، فرو-چرماکیت، فروچرماکیت هورنبلند و اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۶-ب). ترکیب بیوتیت‌ها نیز در

1- Leake

نمودار رده‌بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفت‌هاند (شکل ۳-۶-ج).

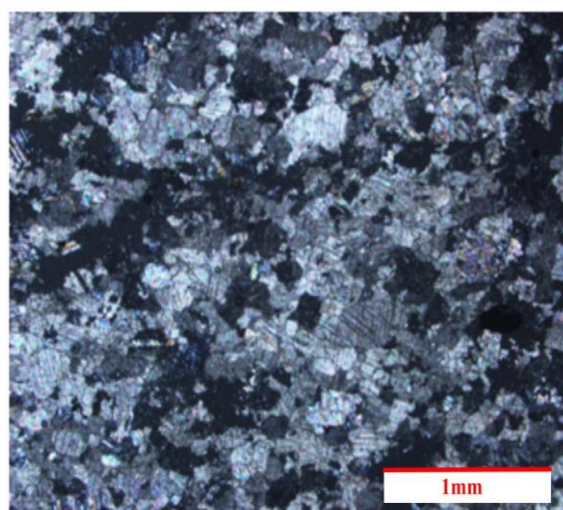
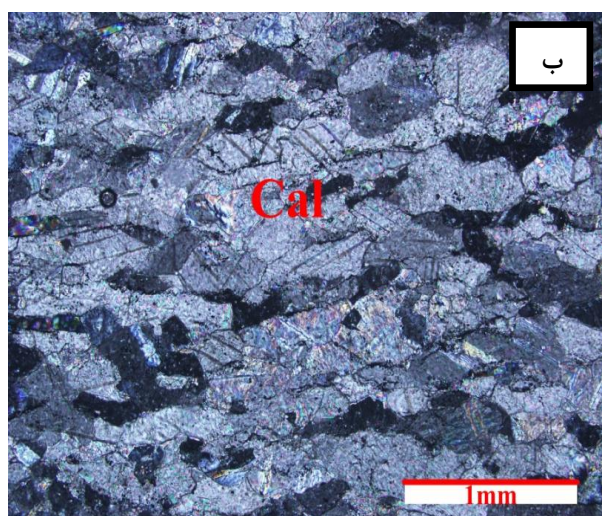


شکل ۳-۶- ترکیب شیمیایی فلدسپارها، آمفیبول‌ها، بیوتیت‌های متابازیت‌ها در منطقه بندهزارچاه و دلبر (حسینی، ۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳). الف و ب- به ترتیب ترکیب شیمیایی فلدسپارها و آمفیبول‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲) و رده‌بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷). ج- ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیپیر و همکاران (۱۹۹۲).

۳-۲-۳- متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)

رخنمون یافته در شمال غرب رضاآباد خارتوران به صورت میانلایه‌ای با متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها یافت می‌شوند. کلسیت و دولومیت سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۷). در سنگ‌های کربناته دگرگون شده، در دگرگونی‌های درجات پایین تا متوسط، تنها کانیهای کلسیت و دولومیت یافت می‌شود و در درجات بالای دگرگونی، کانیهای Ca و Mg دار از جمله ترمولیت، ولاستونیت، دیوپسید و فورستریت به مجموعه کانیهای سازنده آنها اضافه می‌شود (Frost and Frost, 2014). بر اساس

مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در متاکربنات‌های منطقه، هیچ یک از کانیهای نامبرده به جز کلسیت و دولومیت یافت نمی‌شود و تنها بلورهای کلسیت و دولومیت، متحمل تبلور دوباره شده‌اند این امر بیانگر آن است که آنها دارای ناخالصی‌های ترکیبی نیستند. این سنگ‌ها نیز همانند سایر سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه از جمله متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها، اثرات دگرگونی در درجات متوسط تا بالا را نشان می‌دهند، ولی تحولات کانی‌شناسی قابل درک در متاپلیت‌ها و متابازیت‌ها در مقایسه با متاکربنات‌ها از تنوع بیشتری برخوردار است.



الف

شکل ۳-۷- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده تبلور مجدد و دانه درشت شدن آهکهای کرتاسه زیرین، غرب رضآباد خارتوران (در نور XPL).

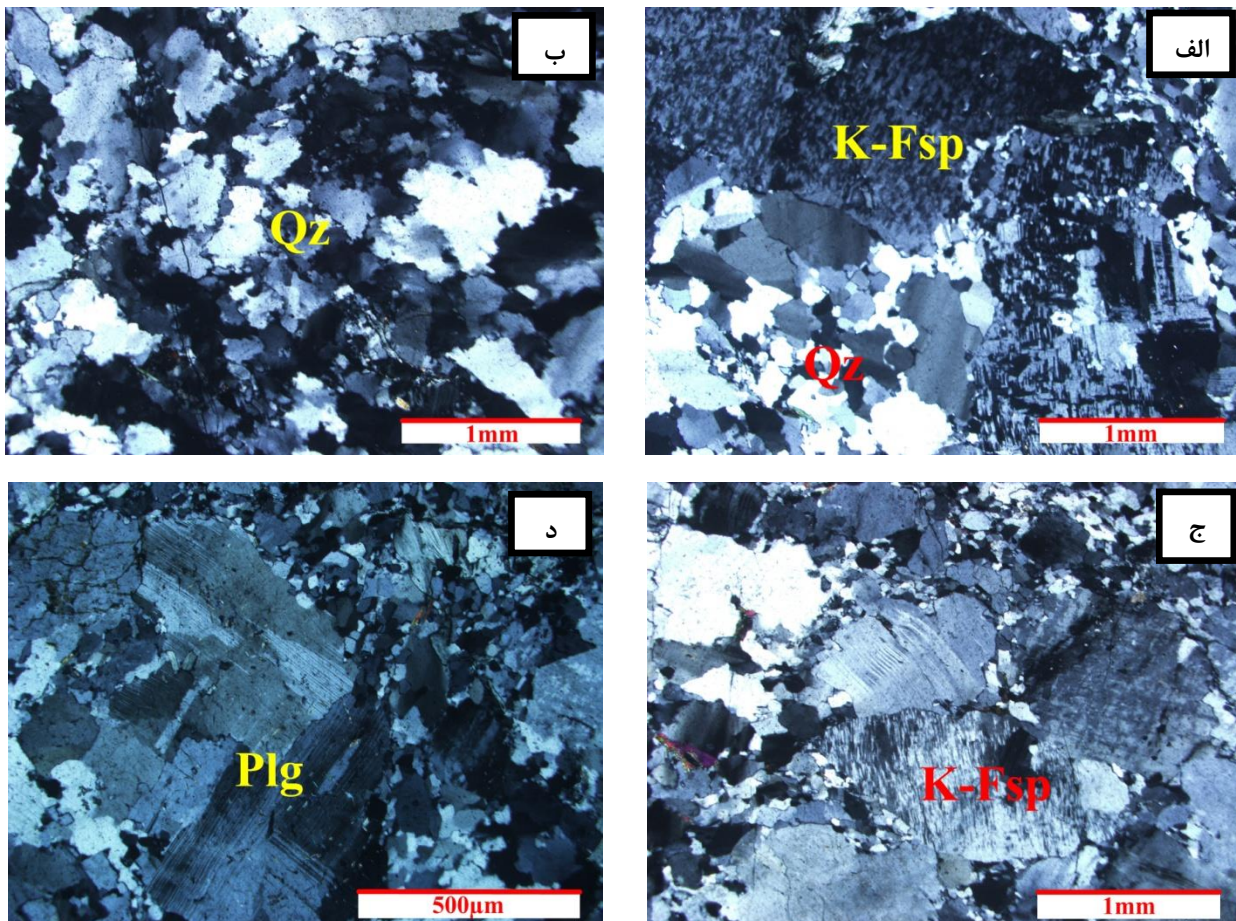
۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرین

۳-۳-۱- گرانیت‌های اواخر نئوپروتروزوئیک

در مجموعه دگرگونی رضآباد خارتوران سنگ‌های گرانیتی به صورت توده‌های کوچک مقیاس لوکوگرانیتی به رنگ روشن و اغلب به صورت رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی فلسیک نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها سفید تا خاکستری و دانه درشت تا دانه ریز هستند. با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی صورت‌گرفته، طیف ترکیبی از آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت و لوکوگرانیت را در برمی‌گیرند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها شامل ارتوز، میکروکلین، پلاژیوکلاز، کوارتز و گاهی بیوتیت می‌باشد. بافت آنها عمدتاً نیمه شکل دار، پورفیروئیدی، میلونیتی و کاتاکلاستی است. بیوتیت تنها

کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و گاه حدود ۵ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. آلانیت، اسفن، آپاتیت، روتیل، زیرکن و کانیه‌های اپک، کانیه‌های فرعی این گرانیته‌ها هستند. کانیه‌های ثانویه آنها شامل اپیدوت، سریسیت، مسکویت، کلریت، اسفن، کانیه‌های رسی و کانیه‌های اپک می‌باشند. بافت میرمکیتی نیز در این گرانیته‌ها مشاهده می‌شود. این بافت در اثر هم‌رشدی هم‌زمان کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک در شرایط ساب سولیدوس ایجاد می‌شود. میرمکیت‌ها عمدتاً در مرزهای بین پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم هسته‌بندی می‌کنند، در نهایت قطرکهای تشکیل می‌شوند که فلدسپار پتاسیم را مورد حمله قرار می‌دهند، در نتیجه به تدریج فلدسپار پتاسیم توسط میرمکیت جایگزین می‌شود (Menegon et al, 2006). میرمکیت‌ها بر اساس محل شکل‌گیری به دو شکل میرمکیت حاشیه‌ای و بین دانه‌ای مشاهده می‌شود. میرمکیت حاشیه‌ای در مرز بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز شکل می‌گیرد، در حالی که میرمکیت بین دانه‌ای به صورت ادخال بین دانه‌های فلدسپار پتاسیم مجاور دیده می‌شود. بر این اساس میرمکیت‌های مشاهده شده در سنگ‌های گرانیته‌ی رضاآباد، میرمکیت‌ها از نوع میرمکیت‌های حاشیه‌ای هستند و در مرز بین فلدسپارها و پلاژیوکلازها شکل گرفت‌ه‌اند (تابلو ۳-۱۴، شکل ز). عوامل مختلفی در شکل‌گیری بافت میرمکیت در سنگ‌ها دخالت دارند که مهمترین آنها به اعتقاد (Yuguchi and Nishiyama (2008 عبارتند از: ۱) تبلور هم‌زمان کوارتز و پلاژیوکلاز از یک مذاب، ۲) جایگزینی ساب سولیدوس فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز، ۳) جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم، ۴) مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد جدا شده از فلدسپار پتاسیم، ۵) دگرریختی و ۶) ترکیبی از تمامی این فرایندها (برگرفته از بلاغی، ۱۳۹۳). بر اساس مطالعات دقیق پتروگرافی در سنگ‌های گرانیته‌ی مورد مطالعه، می‌توان استنباط کرد که دو عامل جایگزینی ساب سولیدوس فلدسپار توسط پلاژیوکلاز و فرایند دگرریختی در ایجاد میرمکیت در سنگ‌های منطقه رضاآباد نقش داشت‌ه‌اند. شواهد پتروگرافی نشان می‌دهند، سنگ‌های گرانیته‌ی مورد مطالعه، متحمل فرایندهای دگرریختی شده‌اند. لذا به نظر می‌رسد، فرایند دگرریختی یکی از عامل‌های مؤثر در ایجاد بافت میرمکیتی در این

سنگ‌های باشد. به اعتقاد Vernon (2004) شکل‌گیری (هم‌رشدی) میرمکتیتی در سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرریخت شده نظیر گنیس‌های چشمی، میلونیت‌های فلسیک، گنیس‌های متاپلیتی و سنگ‌های گرانیتی با شدت دگرریختی کمتر بسیار متداول است و در ارتباط با فرایندهای دگرریختی صورت می‌گیرد. رگه‌ها و بسته‌های پگماتیتهای سنگ‌های دانه درشت و سفید تا صورتی رنگ هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها شامل کوارتز و آلکالی فلدسپار است. بافت‌های آنها عمدتاً دانه‌ای شکل‌دار و میلونیتی است. رگه‌های و دایک‌های پگماتیتهی به موازات برگراری سنگ‌های میزبان نفوذ کرده‌اند. این رگه‌ها در مراحل اولیه آناکسی، از تبلور مذابهای فلسیک حاصل از ذوب بخشی شکل گرفت‌هاند...



شکل ۳-۸-الف) تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ساب‌گرین شدن کانیهای سازنده گرانیت‌ها به ویژه کوارتز ،
 ب) مهاجرت مرز دانه‌های کوارتز در طی فرایند ساب‌گرین یا دانه‌ریز شدن ،ج) پرتیتی شدن و ماکل مکانیکی در
 فلدسپارهای پتاسیک موجود در گرانیت‌ها (د) تصویر ساب‌گرین شدن و حضور پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و ارتوکلاز
 در نمونه گنیسی (در نور XPL).

الف - کانیهای اصلی

کوارتز

کوارتز فراوانترین کانی موجود در این سنگهاست که بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و در ابعاد ریز و درشت در مقاطع مشاهده می‌شود. اندازه آنها از چند میکرومتر تا چند میلی‌متر متغیر است. خاموشی موجی و حاشیه‌های مژگه‌ای از ویژگیهای عمده این کانی و ناشی از فرایندهای دگرریختی است. حاشیه‌های مژگه‌ای به دلیل ساب‌گرین شدن (دانه‌ریز شدن) شدید ناشی از دگرریختی حاصل شده است. در برخی نمونه‌ها، بلورهای کوارتز بافت نواری یا Ribben را نشان می‌دهند. این بافت نشان‌دهنده دگرریختی شکل‌پذیر در دماهای بالاتر، حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. ترو و همکاران (۲۰۱۰) معیارهایی که براساس آنها میلونیت‌ها درجه بندی شده‌اند به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته است.

فلدسپار پتاسیم

این کانی بصورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار مشاهده می‌شود. پتاسیم فلدسپارهای پتاسیم عمدتاً از نوع ارتوز، ارتوز پرتیتی و میکروکلین می‌باشند. بافت پرتیتی از بافت‌های رایج موجود در این کانی است. ارتوزها در سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه غالباً بافت پرتیتی نشان می‌دهند. به اعتقاد Vernon (2004) شکل‌گیری این بافت از شواهد دگرریختی دما بالا در نرخ کرنش بالاست. ماکل مشبک در میکروکلین به وضوح مشاهده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها، تداخلی از بافت پرتیتی ارتوز و بافت مشبک میکروکلین مشاهده می‌شود که تشخیص ارتوز یا میکروکلین بودن بلور را دشوار می‌سازد. مطالعات دقیق‌تر نشان می‌دهند، در این موارد، ارتوزهای موجود در سنگ در فرایندی معروف به نظم- بی نظمی، متحمل تغییراتی در ساختار خود شده و به میکروکلین تبدیل شده‌اند. به اعتقاد Eggleton and Busek (1980) تبدیل ارتوز به میکروکلین در طی دگرریختی حالت جامد رخ می‌دهد. میکروکلین دارای سیستم بلورشناسی تری‌کلینیک بوده و در دمای پایین‌تری نسبت به ارتوکلاز

با (سیستم بلورشناسی) شکل می‌گیرد. بلورهای ارتوز نیز همانند بلورهای پلاژیوکلاز، در اثر تحمل تنش‌های ساختاری شکسته شده و درز و شکستگی‌های ایجاد شده در آن‌ها توسط کوارتز پر شده- است. از دیگر شواهد اعمال فرایندهای دگرریختی بر روی این کانی، ساب گرین شدن آن می‌باشد. در برخی ارتوزهای درشت بلور موجود در گرانیت‌ها، کانیه‌های رسی و سربیسیت در اثر فرایندهای دگرسانی ایجاد شده‌اند. در برخی موارد می‌توان فلدسپارهای پتاسیم را به صورت پورفیروکلاست نیز مشاهده کرد. این پورفیروکلاست‌ها درشت بلورهایی هستند که از شکسته شدن بیشتر مصون مانده‌اند و نسبت به دانه‌های ریز و شکسته شده اطراف خود، درشت می‌باشند.

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود. ماکل پلی‌سنتتیک از ویژگی‌های بارز این کانی است. در برخی نمونه‌ها اعمال تنش‌های ساختاری، به خمیدگی ماکل پلی‌سنتتیک آنها منجر شده است. اینگونه ماکل‌ها، ثانویه محسوب شده و ماکل مکانیکی نامیده می‌شوند. شکل‌گیری ماکل‌های مکانیکی از شواهد بارز دگرریختی شکل‌پذیر دمایی بالا در سنگ‌های مورد مطالعه است. از دیگر شواهد فرایندهای دگرریختی بر روی پلاژیوکلازها، شکسته- شدن بلورهای شکل‌دار پلاژیوکلاز و پر شدن درز و شکستگی توسط کوارتز می‌باشد. این تغییرات در پلاژیوکلازها، ناشی از تنش‌های تکتونیکی از نوع شکننده می‌باشد. از آنجا که تنش‌های تکتونیکی قبل از تبلور کامل سنگ صورت گرفته، پر شدن شکستگی‌های موجود در این سنگ‌ها، توسط آخرین مذاب‌های سرشار از سیلیس پر شده‌اند و بافت‌های ساب ماگمایی شکل گرفت‌ه‌اند. شکل‌گیری این بافت‌ها غالباً در لوکوگرانیت‌ها مشاهده شده. در سنگ‌های گرانیتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی، پلاژیوکلازهای درشت و شکل‌دار دارای ادخال‌های فراوانی هستند و به شکل‌گیری بافت پوئی کیلیتیک در آنها منجر شده است. کوارتز، آپاتیت، از مهمترین ادخال‌های موجود در بلورهای پلاژیوکلاز هستند.

بیوتیت

علی‌رغم اینکه بیوتیت در گرانیتهای مورد نظر به ندرت یافت می‌شود، با این وجود، این کانی عمده-ترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌هاست. در برخی لوکوگرانیتهای بیوتیت اصلا یافت نمی‌شود. این کانی بصورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و دارای ادخال‌هایی از زیرکن، آپاتیت و کانیه‌های اپک است. بیوتیت‌های نادری که در گرانیتهای یافت می‌شوند در بسیاری از موارد به کانی‌های ثانویه نظیر کلریت، اسفن و سرسیت تبدیل شده‌اند.

ب- کانی‌های فرعی

آلانیت با ترکیب شیمیایی $(\text{Ce,Ca,y})_2(\text{Al,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3\text{OH}$ یکی از کانی‌های فرعی و مهم گرانیتهای به شمار می‌آید. آلانیت یک کانی فرعی متداول در گرانیتهای، گرانودیوریت‌ها، مونزونیت‌ها، سینیت‌ها و پگماتیت‌گرانیتهاست و در دیوریت و گابرو نیز یافت می‌شود (Gieré and Sorensen, 2004). این کانی با داشتن رنگ قهوه‌ای تیره، برجستگی بالا، حاشیه‌های روشن‌تر و منطقه‌بندی بارز مشخص می‌شود. این کانی به صورت کاملاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگ‌های گرانیتهای و گنیسی منطقه یافت می‌شود.

زیرکن یکی از مهمترین کانیه‌های فرعی موجود در این گرانیتهای مورد مطالعه است. این کانی به صورت بلورهای دانه‌ریز شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و اغلب به صورت ادخال در بیوتیت مشاهده می‌شود. این کانی به دلیل غنی بودن از عناصر رادیو اکتیوی مانند U, Th در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی و سن‌سنجی از اهمیت خاصی برخوردار است.

آپاتیت‌ها بصورت بلورهای ریز و کشیده و نیمه شکل‌دار و بصورت ادخال در پلاژیوکلاز یافت می‌شوند. کانیه‌های اپک بصورت بلورهای عمدتاً بی‌شکل و بصورت ادخال در گرانیتهای یافت می‌شوند. این کانیه‌ها عمدتاً شامل پیریت، مگنتیت و کمتر هماتیت هستند. لازم به ذکر است فراوانی این کانیه‌ها بسیار کم است.

ج- کانیهای ثانویه

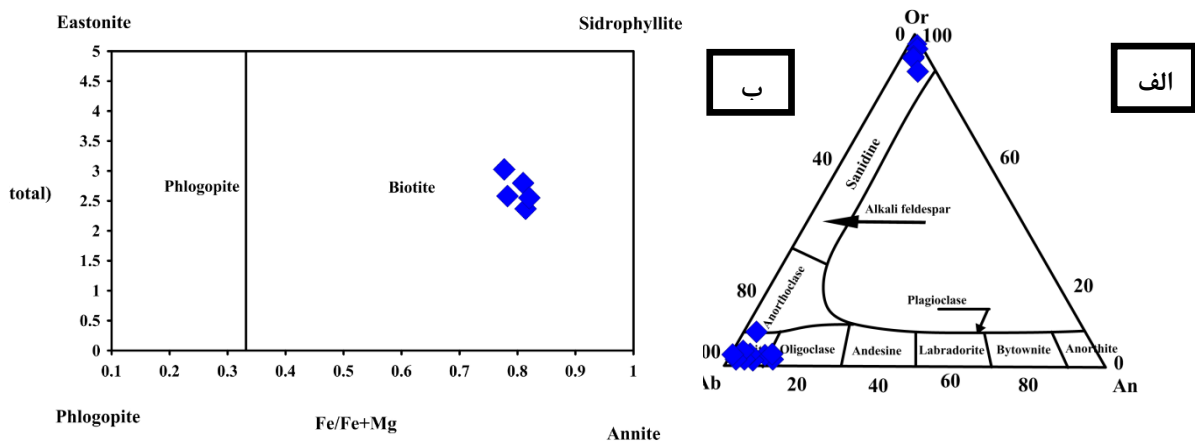
اسفن به صورت ثانویه غالباً ریزدانه و بی‌شکل یافت می‌شود و از دگرسانی بیوتیت و کانیهای اپک تشکیل شده است. و عموماً در حاشیه و در امتداد کلیواژهای بیوتیت یا در مرز بین بیوتیت و سایر کانی‌ها یافت می‌شود.

اپیدوت بصورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شود و عمدتاً از دگرسانی پلاژیوکلاز و بیوتیت حاصل شده است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و باقیمانده آن به آلبیت تبدیل می‌شود (Gupta, 2007). اگرچه بیوتیت مستقیماً به اپیدوت دگرسان نمی‌شود ولی تخریب بیوتیت می‌تواند، آهن لازم برای تشکیل اپیدوت را فراهم کند و تشکیل اپیدوت را سرعت بخشد.

کلریت از دگرسانی بیوتیت ایجاد شده است. بیوتیت‌های کلریتی شده در نور پلاریزه عادی، سبز بسیار کم‌رنگ می‌باشند و با مقادیری اسفن ریزدانه، کرمی شکل و ثانویه همراه هستند.

سریسیت عمدتاً از دگرسانی فلدسپارهای پتاسیم‌دار و به طور غیر مستقیم از دگرسانی پلاژیوکلازها، مرم‌های دولومیتی و آهکی حاصل می‌شود و به صورت بلورهای بسیار دانه ریز و بی‌شکل یافت می‌شود.

لازم به ذکر است که حسینی، (۱۳۹۴) و بلاغی، (۱۳۹۳) نیز بر روی کانی اصلی سازنده گرانیت‌ها تعدادی آنالیز نقطه‌ای انجام دادند که نتایج بدست آمده به شرح زیر است: (از آنجایی که مناطق جنوب و جنوب شرق شاهرود شباهت زیادی به هم دارند شانس مشابه بودن ترکیب شیمیایی کانی‌های این مناطق زیاد است. براساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب و براساس رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپارگرانیت‌ها در حد آلبیت، الیگوکلاز بوده می‌باشد. ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار رده‌بندی دییر و همکاران (۱۹۹۲) در محدوده ترکیبی بین آنیت و سیدروفیلیت قرار گرفت‌هاست (شکل ۳-۹).



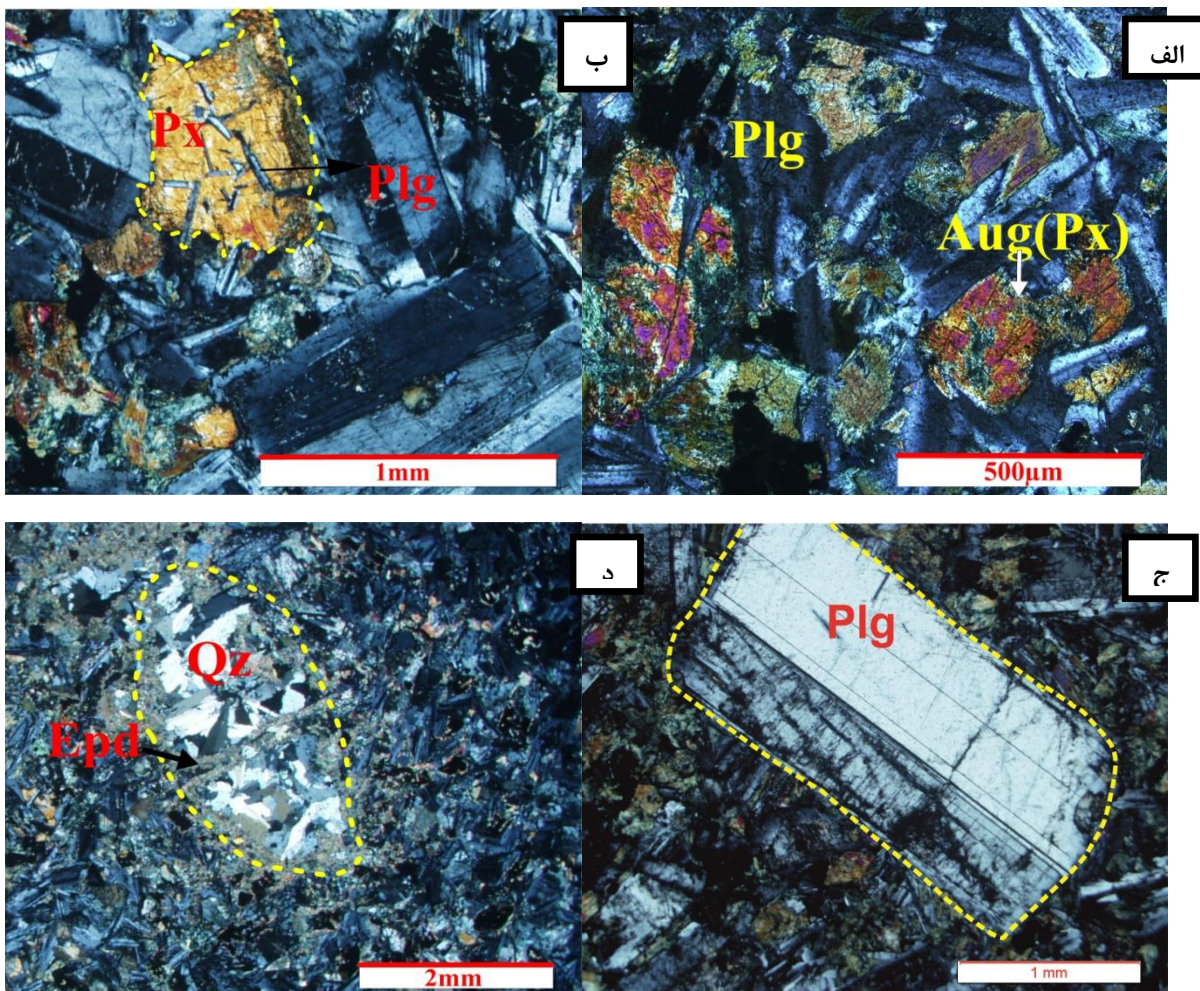
شکل ۳-۹- الف و ب) ترکیب شیمیایی فلدسپارها و بیوتیت‌های گرانیت‌ها در منطقه بندهزارچاه و دلبر حسینی (۱۳۹۴) بلاغی، (۱۳۹۳) و . الف - ترکیب شیمیایی فلدسپارها در گرانیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) و ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس تقسیم‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲).

۳-۳-۲- دایک‌های دیابازی و توده‌های آذرین کوچک مقیاس بازیگ ژوراسیک (گابرو/

دیوریت‌ها)

دایک‌های دیابازی دارای ترکیب بازیگ تا حدواسط هستند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های افیتی، ساب-افیتی، پورفیروئیدی، گلومروپورفیروئیدی، گرانولار (دانه‌ای) ریزدانه تا دانه‌درشت هستند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت از کانیهای فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های مافیک منطقه است که غالباً به صورت سوزن‌های ریز طولیل مشاهده می‌شود. این کانی به صورت ادخال در پلاژیوکلازها و گاه اوژیت نیز یافت می‌شود. اپیدوت، کلریت، اسفن و کانیهای اپک نیز به صورت کانیهای ثانویه در آنها مشاهده می‌شوند. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی، می‌توان این سنگ‌ها را میکروگابرو(دیاباز) تا گابرو نامید. بافت میکروگرانولار اغلب در آنها مشاهده می‌شود، در گابرو دیوریت‌ها، پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن و مگنتیت، کانی‌های فرعی هستند. حضور آپاتیت‌های ریز و شکل‌دار در بلورهای اوژیت معرف تبلور زود هنگام آپاتیت می‌باشد. بیوتیت‌ها اغلب بی شکل می‌باشند. بلورهای فلدسپار پتاسیم اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را فرا گرفته است، بنابراین کانی تأخیری محسوب می‌شوند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در گابرو دیوریت‌ها است

که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک بارزی نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها متناسب با ترکیب کانی‌شناسی خود متحمل سریسیتی شدن یا سوسوریتی شدن گردیده و به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. ساخت و بافت پورفیری دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی در نمونه دستی نیز مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز، اوژیت و به مقدار کمتر هورنبلند سبز از سازندگان اصلی این سنگ‌ها هستند. نمونه‌های تفریق یافته‌تر با ترکیب دیوریتی، اوژیت کم-تری دارند و غالباً از آمفیبول‌های نوع ادنیت تشکیل شده‌اند. در حالیکه در نمونه‌های گابرویی، اوژیت از سازندگان اصلی است و از فراوانی بیشتری نسبت به ادنیت برخوردارند.



شکل ۳-۱۰- تصاویری میکروسکوپی از ویژگی‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی رضآباد خارتوران (در نور XPL، الف) بافت پورفیروئیدی حاصل حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن در زمینه دانه ریز در سنگ‌های گابرویی، ب) بافت افیتی حاصل از رشد همزمان پلاژیوکلاز و پیروکسن، ج) تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی (کانی ثانویه) و د) حفره پر شده توسط کانی‌های ثانویه نظیر اپیدوت و کوارتز.

الف - کانیهای اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از کانیهای اصلی و مهم سازنده دایک‌های مورد مطالعه است. این کانی به صورت درشت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. اغلب سالم‌اند ولی برخی از آنها دگرسان شده. گاهی تجمعاتی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز منجر به ایجاد بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها شده است. بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی‌کیلیتیک از بافت‌های رایج در دایک‌های مورد مطالعه است و شکل‌گیری آنها با نحوه حضور پلاژیوکلازها در ارتباط است. علاوه بر درشت بلورهای نامبرده، پلاژیوکلازهای کاملاً شکل‌دار و طویل در اندازه‌های کوچکتر نیز در این دایک‌ها یافت می‌شوند و از فراوانی بالایی برخوردار هستند و به صورت میکروولیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. فضای خالی بین این بلورها توسط اوژیت و یا ادنیت پر شده است و به ایجاد بافت اینترگرانولار منجر شده است. بافت‌های میکروولیتی، اینترگرانولار و ساب‌افیتی از دیگر بافت‌های رایج در دایک‌های دیابازی هستند که در ارتباط با این دسته از پلاژیوکلازها و ارتباط آنها با دیگر کانیهای سنگ ایجاد می‌شوند. با توجه به موارد توصیف شده در مورد پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها، می‌توان این کانی را بر اساس شکل، اندازه و نحوه ارتباط با سایر کانیهها به دو دسته تقسیم نمود. دسته اول، پلاژیوکلازهایی که در مراحل اولیه تبلور ماگما، در اتاق ماگمایی واقع در اعماق بیشتر، رشد کرده و درشت بلور شده‌اند و دسته دوم، نسل دیگری از پلاژیوکلازها هستند که در مراحل صعود و جایگیری ماگما در سطوح بالاتر شکل گرفت‌ه‌اند و ریزدانه‌تر هستند. حضور این دو دسته پلاژیوکلاز، بر مراحل مختلف تشکیل، صعود، جایگیری و سرد شدن ماگما از محل تولید در اتاق ماگمایی تا صعود و جایگیری آن در سطوح بالاتر پوسته دلالت دارد، به گونه‌ای که در اعماق بیشتر، بالا بودن نرخ رشد نسبت به نرخ هسته بندی منجر به شکل‌گیری درشت بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در مراحل اولیه سرد شدن منجر شده است.

پیروکسن (اوژیت)

این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌است. شکل‌گیری بافت ساب‌افیتیک حاصل قرار گرفتن این کانی در فضای بین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد. این کانی در طی فرایندهای بعدی به هورنبلند سبز تبدیل شده است، لذا حضور فراوان هورنبلند سبز ناشی از دگرسانی و آبگیری پیروکسن‌ها (اوژیت‌ها) می‌باشد. در برخی موارد قالب پیروکسن‌های اولیه بر اساس اشکال هشت‌ضلعی آنها قابل تشخیص است. تبدیل پیروکسن به آمفیبول در طی فرایندهای دگرسانی و یا دگرگونی امری معمول و متداول است.

آمفیبول (هورنبلند سبز)

علاوه بر پیروکسن، یکی دیگر از کانی‌های مافیک سازنده دایک‌های دیابازی آمفیبول‌ها هستند که بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در مقاطع نازک مشاهده می‌گردد. این کانی خود حاصل تحول پیروکسن می‌باشد. عمده‌ترین کانیه‌های حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز شامل کلریت همراه با مقادیری اپیدوت، اسفن و کانیه‌های اپک می‌باشند.

ب- کانیه‌های فرعی

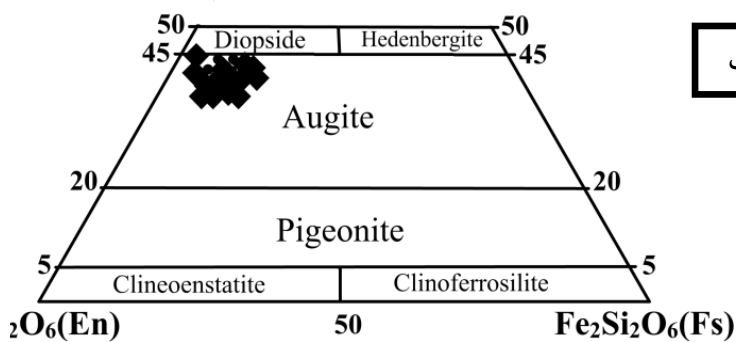
از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، آپاتیت و کانی‌های اپک نظیر مگنتیت اشاره کرد. الیوین در این سنگ‌ها بواسطه دامنه ترکیبی بازیک-حدواسط آنها، از فراوانی اندکی برخوردار است. در برخی از مقاطع نازک آپاتیت بصورت بلورهای کشیده و طویل در آنها دیده می‌شود.

ج- کانیه‌های ثانویه

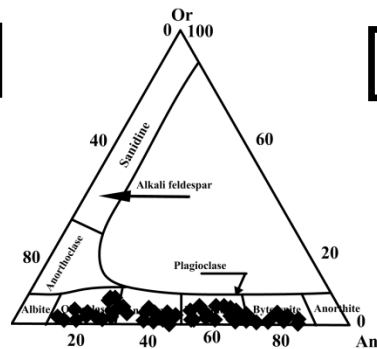
کانیه‌های ثانویه، محصولات دگرسانی سایر کانیه‌ها بخصوص کانیه‌های مافیک هستند. در دایک‌های گابرویی- دیابازی مورد مطالعه به دلیل حضور کانیه‌های مافیک فراوان، محصولات حاصل از دگرسانی

آنها نیز بوفور یافت می‌شود. از جمله این کانیهای ثانویه می‌توان به اکسیدهای آهن، کلریت، اپیدوت و اسفن‌های ثانویه اشاره کرد. کانی‌های اپک بصورت ادخال درون سایر کانی‌ها و بصورت پرکننده فضای بین دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شوند. کانیهای اپک که غالبا از نوع مگنتیت هماتیستی شده یا هماتیت هستند از دگرسانی سایر کانیها نظیر پیروکسن و آمفیبول به وجود آمده‌اند. به عنوان مثال در طی دگرسانی آمفیبول‌ها و تبدیل آنها به اپیدوت و کلریت مقادیر زیادی کانیهای اکسید آهن ثانویه نیز پدیدار می‌شود.

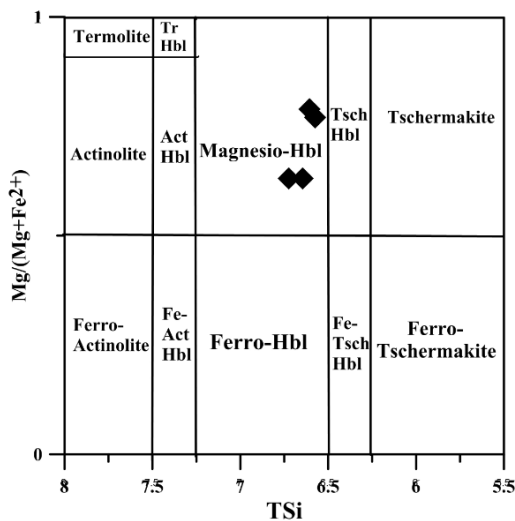
لازم به ذکر است که (حسینی، ۱۳۹۴ و رستمی و همکاران، ۱۳۹۵) نیز بر روی کانی اصلی سازنده دایک‌ها تعدادی آنالیز نقطه‌ای انجام دادند که نتایج بدست آمده به شرح زیر است: (از آنجایی که مناطق جنوب و جنوب شرق شاهرود شباهت زیادی به هم دارند شانس مشابه بودن ترکیب شیمیایی کانی‌های این مناطق زیاد است. براساس نتایج حاصل از آنالیز ماکروپروب و براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت و بتونیت است (شکل ۳-۱۱-الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر اساس رده بندی موریموتو^{۱۳} و همکاران (۱۹۸۸) در محدوده اوژیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱۱-ب). ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها بر اساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده منیزیوهورنبلند قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱۱-ج).



ب



الف



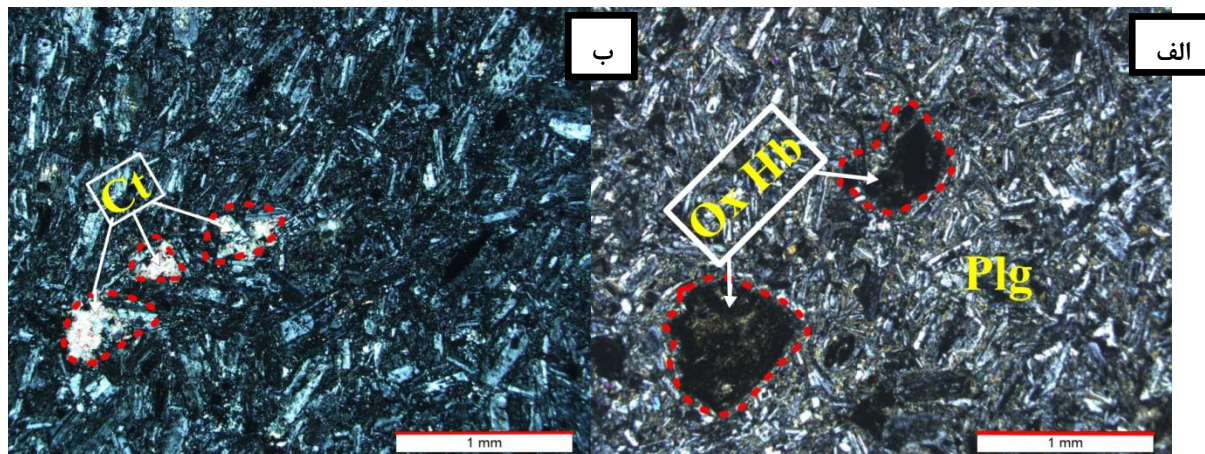
ج

شکل ۳-۱۱- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسنها و آمفیبولها در دایکهای دیابازی حسینی (۱۳۹۴) و رستمی و همکاران، (۱۳۹۵). الف- براساس رده بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آلبیت و آندزین است. ب- ترکیب شیمیایی پیروکسنها بر اساس رده بندی مورمیتو و همکاران (۱۹۸۸) در محدوده اوژیت تا دیوپسید قرار می گیرند. ج- ترکیب شیمیایی آمفیبولها بر اساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده مگنزیوهورنبلند قرار می گیرد.

۳-۳-۳- داسیت های ائوسن

داسیتها را می توان به عنوان معادل های بیرونی و دانه ریز گرانودیوریتها و تونالیتها در نظر گرفت. داسیتها عموماً از فنوکریستهای پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز تشکیل شده اند. هورنبلند و بیوتیت کانی های مافیک غالب این سنگها هستند. اما پیروکسن از نوع اوژیت دیوپسیدی نیز در داسیتها به مقدار اندک یافت می شود. همانطور که در (شکل ۳-۱۲) مشاهده می شود داسیتها دارای بافت

پورفیری هستند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز بخش اعظم این دسته سنگ‌ها را به خود اختصاص می‌دهند. در ضمن فنوکریست‌های اکسی هورنبلند تیره رنگ‌تر دارای حاشیه سوخته در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. اکسی هورنبلندها تقریباً به طور کامل توسط اکسیدهای آهن جایگزین شده‌اند.

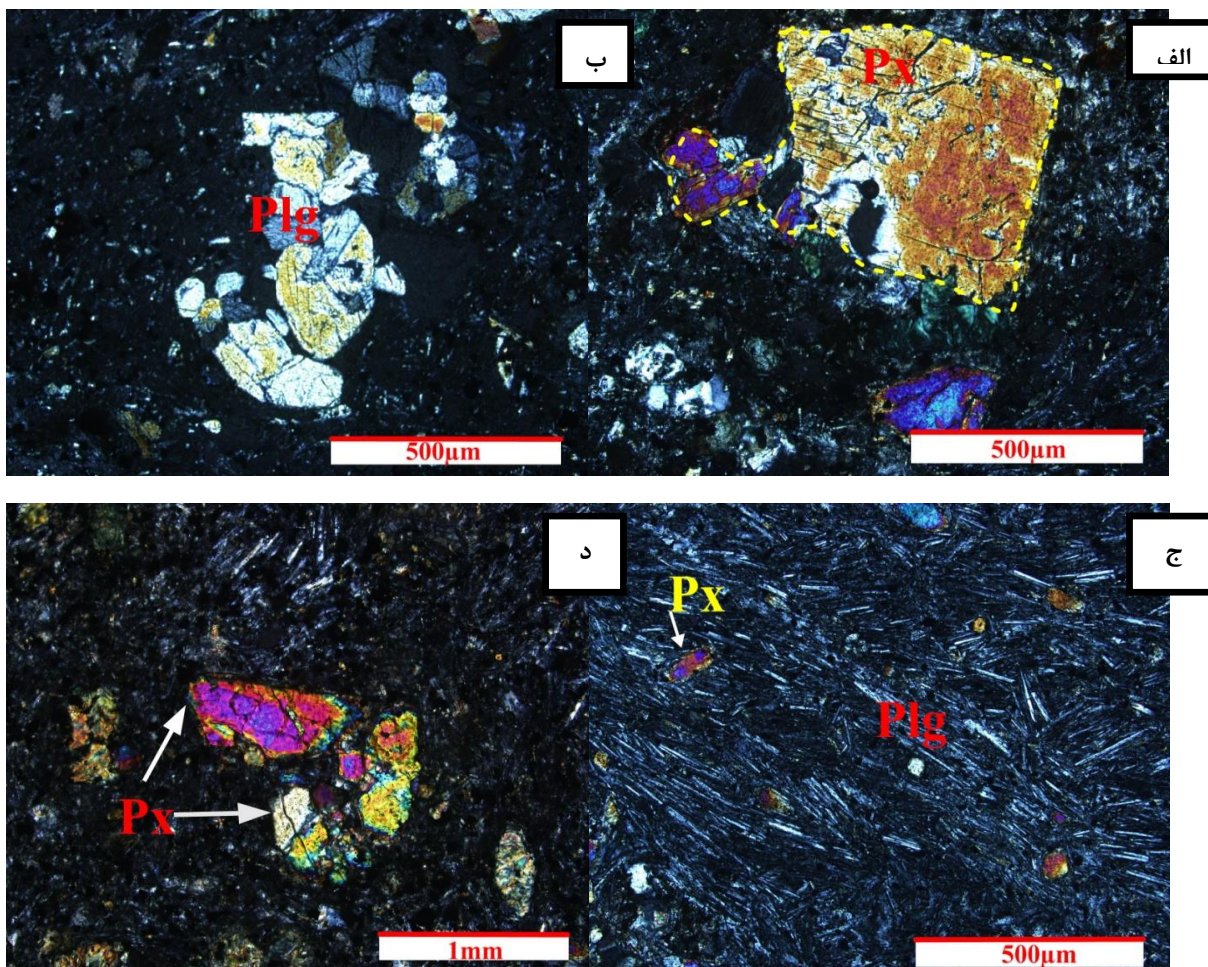


شکل ۳-۱۲-الف) تصویری از بافت پورفیری در داسیت‌ها. ب) فضای بین برخی از دانه‌های پلاژیوکلاز توسط کلسیت پر شده است.

۳-۳-۴- بازالت‌ها

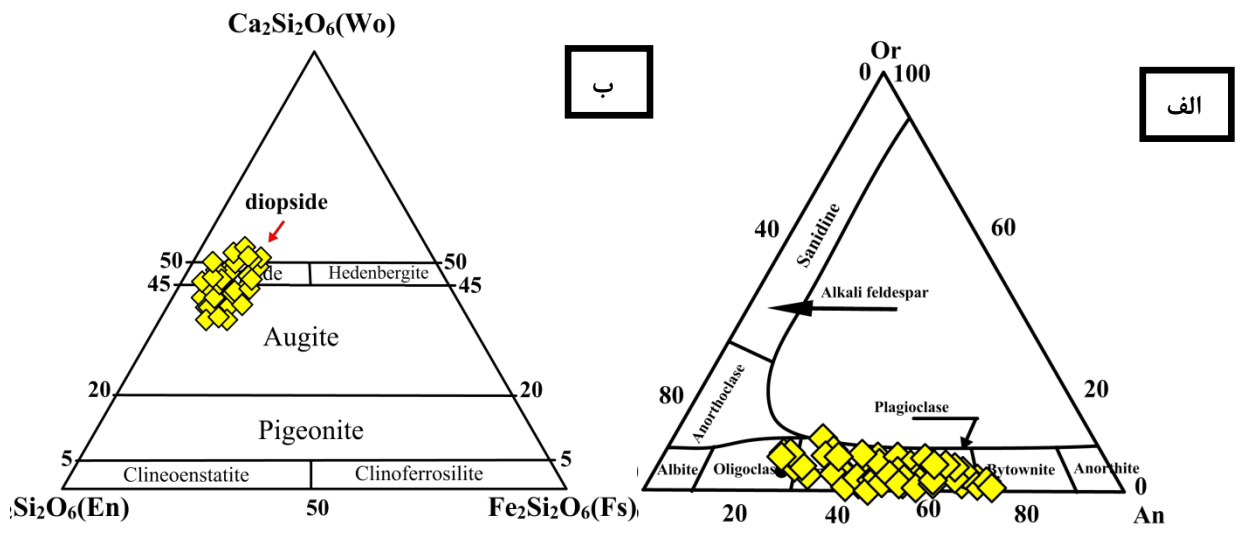
پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت کانی اصلی، الیوین و مگنتیت کانی‌های فرعی و کلسیت، و آنالسیم کانی‌های ثانویه بازالت‌ها هستند. کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کلریت، اکسید آهن، کلسیت، ژیپس و آنالسیم هستند که حفرات موجود در سنگ‌های بازالتی را پر کرده‌اند. بازالت‌ها دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری (شکل ۳-۱۳-ب)، میکرولیتی تراکیتی، پوئیکیلیتی، بادامکی و غربالی هستند. پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در بازالت‌ها است. بلورهای پلاژیوکلاز اغلب به صورت درشت بلورهای سالم و دگرسان نشده و یا به صورت میکرولیتی در زمینه سنگ دیده می‌شوند که نشان‌دهنده سرد شدن سریع مذاب است. پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های بازالتی دارای انواع ماگل‌های پلی سینتتیک و آلیت-کارلسباد هستند و گاهی اوقات دارای حواشی خورده شده و خلیج مانند هستند. پلاژیوکلازها به ندرت به اپیدوت دگرسان شده‌اند. بسیاری از پلاژیوکلازهای مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت‌های غیر تعادلی از جمله بافت‌های غربالی و منطقه بندی

ترکیبی هستند. ترک‌های شعاعی در حاشیه فنوکریست‌های پلاژیوکلازها بیانگر شوک حرارتی تحمیل شده بر آن‌ها می‌باشد. در بعضی مقاطع نازک، لخته‌هایی از چند بلور پلاژیوکلاز به صورت ستاره‌ای شکل مشاهده می‌شود (کدخدایی، ۱۳۹۴). (جمشیدی، ۱۳۸۹) با توجه به مطالعات ژو^{۱۴} و همکاران (۲۰۰۹) نحوه تشکیل بافت پورفیری را به شرح زیر، توجیه و تفسیر کرده است. نحوه ایجاد بافت‌های پورفیری بدین گونه است که ماگما در اعماق زمین آهسته شروع به تبلور می‌نماید، در این شرایط بلورهای درشت (فنوکریست‌ها) رشد می‌کنند و سپس قبل از انجماد کامل ممکن است ماگما در بین سنگ‌های سرد دیواره تزریق شود و یا اینکه به سطح زمین فوران نماید در نتیجه مایعات باقیمانده به سرعت متبلور شده و تشکیل زمینه دانه ریز را می‌دهند و یا اینکه بلافاصله منجمد شده و زمینه شیشه‌ای را بوجود می‌آورند. بافت غربالی حاصل به دام افتادن اذخالی‌های مذاب در بلور است. بافت گلومروپورفیری نتیجه تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد. مرحله اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی و در مراحل اولیه تبلور، فنوکریست‌ها حاصل می‌شوند. مرحله دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمایی، به اختلاط مذاب‌ها منجر می‌شود. کاهش چگالی و گرانیوی مذاب دربردارنده فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف اتاق ماگمایی می‌شود. مرحله سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمایی می‌گردد. افزایش فشار وارده بر مذاب باعث شکسته شدن تجمعات بلوری زودرس موجود در کف اتاق ماگمایی عمیق شده و به درون اتاق ماگمایی بالاتر انتقال می‌یابند. در این زمان، کاهش فشار باعث ایجاد نیروی کششی برای فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند.



شکل ۳-۱۳-الف) تصویری از حضور فنوکریست پیروکسن در بازالتها ، (ب) بافت گلومروپوروفیری در بازالتها ، (ج) بافت تراکیتی (جریانی) در بازالتها و (د) نمای نزدیکی از بلور پیروکسن که در یک زمینه دارای بافت میکرولیتی یا به عبارتی تراکیتی یافت می‌شود (در نور XPL).

با توجه به اینکه رستمی و همکاران، (۱۳۹۵) بر روی کانی اصلی سازنده بازالتها تعدادی آنالیز نقطه-ای انجام داده است نتایج بدست آمده به شرح زیر است: (از آنجایی که مناطق جنوب و جنوب شرق شاهرود شباهت زیادی به هم دارند شانس مشابه بودن ترکیب شیمیایی کانی‌های این مناطق زیاد است. براساس نتایج حاصل از آنالیز ماکروپروب و براساس رده‌بندی دیپر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آندزین بیتونیت واقع شده است (شکل ۳-۱۴-الف). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها بر اساس رده بندی موریموتو و همکاران (۱۹۸۸) در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند و تمایل بسیار کمی به سمت اوژیت را نشان می‌دهند. (شکل ۳-۱۴-ب). (رستمی، ۱۳۹۵)



شکل ۳-۱۴ - شیمیایی پلاژیوکلازها، پیروکسن‌ها در بازالت‌ها رستمی، (۱۳۹۵). الف- براساس رده‌بندی دیبر و همکاران (۱۹۹۲) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در محدوده آندزین تا بیتونیت است. ب) براساس رده‌بندی مورمیتو و همکاران (۱۹۸۸) ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید واقع شده‌اند و تمایل بسیار کمی به سمت اوژیت دارند.

فصل چہارم



ژنوسمی

ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سرو کار دارد. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). در مطالعات سنگ‌شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکپی، از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود. در این مبحث سعی خواهد شد به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین-دگرگونی منطقه مورد مطالعه رضاآباد (خارتوران) پرداخته شود. زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان‌پذیر نیست در واقع هر فرایند زمین‌شناسی، یک ردپای ژئوشیمیایی دارد (رولینسون، ۱۹۹۳). پس از تحلیل روابط صحرایی، پتروگرافی و پتروفابریک سنگ‌ها، به منظور دستیابی به دیدگاهی جامع و شناخت درست و دقیق روابط زمین‌شناختی سنگ‌های منطقه، مطالعه ژئوشیمی آنها از اهمیت خاصی برخوردار است. بنابراین، هر پژوهش ژئوشیمیایی موفق، به دقت و صحت داده‌های ژئوشیمیایی مورد استفاده وابسته است. ژئوشیمی سنگ‌های مورد مطالعه در مجموعه رضاآباد خارتوران در دو بخش ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه قرار می‌گیرد. مهم‌ترین عوامل اصلی کنترل کننده ترکیب سنگ‌های دگرگونی، ترکیب سنگ‌های والد آن و شرایط دما - فشار حاکم بر محیط تشکیل آنها می‌باشد.

۴-۲- آماده‌سازی نمونه‌ها جهت آنالیز شیمی

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، به منظور تعیین ترکیب دقیق سنگ‌های گنیس‌ها، آمفیبولیت‌ها، گرانیتوئیدها و دایک‌های دیابازی بر اساس تنوع کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی و همچنین دارا بودن کمترین دگرسانی، به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحولات سنگ‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه، تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌ها (۲ نمونه آمفیبولیت، ۱ نمونه گنیس، ۳ نمونه

¹ Rollinson

گرانیت‌های اواخر نئوپروتروزوئیک، نمونه پگماتیت و ۳ نمونه از دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی)، جهت انجام مطالعات شیمیایی انتخاب گردید. همانطور که در فصل‌های دوم و سوم دیدیم، سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه بر اساس ترکیب کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و تنوع بافتی به گروه‌های مختلف تقسیم شدند (به فصل‌های ذکر شده رجوع کنید). پس از انتخاب جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل، نمونه‌های سنگی پودر شد و توسط شرکت طیف کانسارن بینالود به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال گردید. عناصر اصلی و مواد فرار و برخی از عناصر نادر به روش ICP- AES و دیگر عناصر کمیاب و نادر خاکی به روش ICP- MS - آنالیز گردید. ICP- MS: روشی نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری مفید برای تعیین مقادیر عناصر فرعی یا جزئی و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی مورد پذیرش گسترده یا عامه قرار گرفته است (رولینسون، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و GRAPHER مورد پردازش قرار گرفت. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، به همراه نام آن‌ها در (جدول ۴-۱) ارائه شده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%)، و برای عناصر جزئی و خاکی نادر به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جدول ۴-۲ آورده شده است. مقادیر نورماتیو کانیها بر حسب درصد فراوانی می‌باشد. از نتایج به دست آمده در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی استفاده شده است. تعدادی از نمونه‌های آنالیز شده از (بلاغی، ۱۳۹۳) جهت مقایسه استفاده شده است که در جدول با پیشوند (Maryam Balaghi=MB) مشخص شده‌اند (جدول ۴-۱). این مقایسه به منظور دستیابی به سطح اطمینان بالاتر و پیدا کردن دیدی جامع‌تر انجام شده است.

در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی، ممکن است نمونه‌های سنگی از طریق زیر آلیش پیدا کنند و یا نتایج با تردیدهایی همراه شود: آلیش در خلال پودر کردن، آلیش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلیش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد

استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها (رولینسون ۱۹۹۳). خطاهای آزمایشگاهی از توان کار دانشجو خارج است و آنچه در ارتباط با کار دانشجو است باید با دقت و تا سر حد امکان از بروز آنها پیشگیری کرد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج به دست آمده از تجزیه‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آنها، لازم است تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت Fe_2O_3/FeO بر روی آنها صورت گیرد.

۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی، بیانگر میزان مواد فرار (LOI) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی ۰/۳ تا ۲/۴ درصدی است. برای حذف مواد فرار درصد (LOI) هر نمونه سنگی را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضربی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، بنابراین درصد اکسیدها، بدون‌در نظر گرفتن مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه f.9 بدین صورت می‌باشد.

$$F.9 : \text{Sum} = 99.45, \text{L.O.I} = 2.1$$

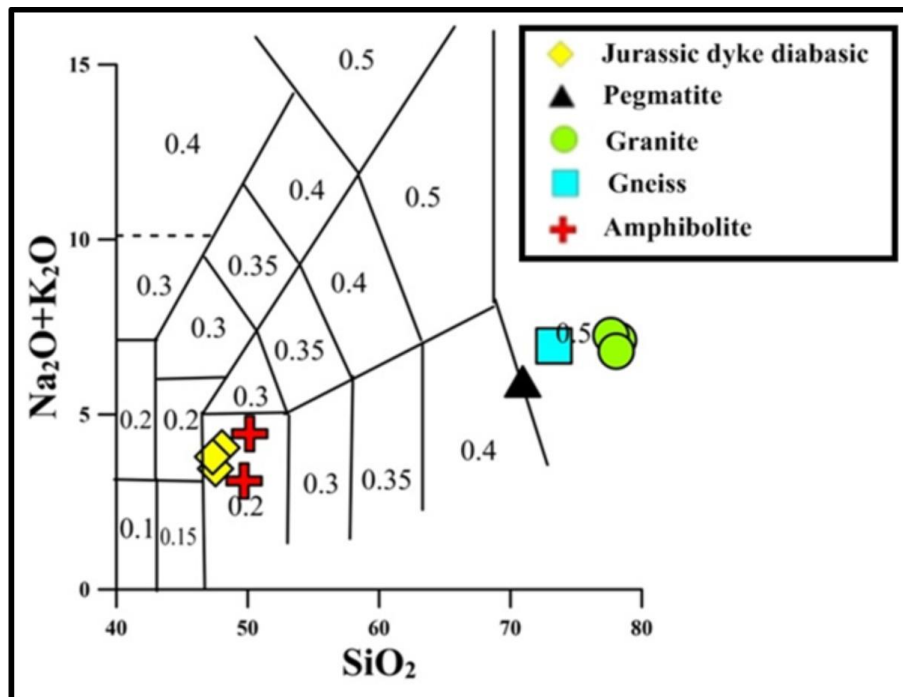
$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.45 - 2.1 = 97.35$$

$$Z = 100 / 97.35 = 1.02$$

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

در نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌ها مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه می‌شود. FeO در ساختمان سیلیکات‌ها و Fe_2O_3 در فازهای اکسیدی به صورت کانیهای اوپک وارد می‌شود. نسبت Fe_2O_3/FeO در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. بنابراین مقادیر

محاسبه شده آهن فرو FeO و آهن فریک Fe_2O_3 مقادیر واقعی نخواهد بود. برخی از سنگ‌های آذرین، در اثر دگرسانی‌های ثانویه اکسید می‌شوند و نسبت Fe_2O_3/FeO در آن‌ها افزایش می‌یابد، این افزایش، در ترکیب نورماتیتو سنگ‌ها تأثیر عمده‌ای دارد. زیرا مگنتیت نورماتیتو افزایش یافته و بنابراین در محاسبه نورم کانی‌های سیلیکاته نظیر دیوپسید، هیپرستن و الیوین، FeO کم‌تری وارد می‌شود. با کم شدن این سیلیکات‌ها در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی محاسبه می‌شود و در نتیجه، محاسبات نتایجی غیر واقعی و نا متعارف ارائه خواهند کرد (میدلموست^۱، ۱۹۸۹). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (لو متر^۲ و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- نمودار مجموع آلکالی‌ها در مقابل سیلیس (TAS)، لو متر همکاران (۱۹۸۹) جهت تعیین موقعیت ترکیبی نمونه‌ها بر روی آن و مشخص شدن ضریب تاثیر بین FeO و Fe_2O_3

¹ - Middlemost

² - Le Maitre

جدول ۴-۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm).

ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM		ردیف	شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM	
				عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی					عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
نمونه‌های منطقه رضاآباد											
1	RD56/1	Amphibolite	Am	470754	3976665	21	BD-19-3	Jurassic Diabasic dyke	JDd	399994	3974103
2	RD44/2	Amphibolite	"	470813	3976455	22	BD-104-4	"	"	404440	3983532
3	RD3/2	Gneiss	Gn	471079	3976663	21	BD-133-3	Biotite Gneiss	BGn	419097	3986303
4	RD51/2	Granite	Gr	470551	3976658	22	BD-19-1-2	"	"	399994	3974103
5	2RD1	"	"	470010	3977780	23	BD-73-2-3	"	"	398988	3978024
6	RD47/1	"	"	470690	3976697	24	BD-39-1	"	"	397482	3973628
7	RD35/1	pegmatite	Pg	457399	3969856	25	BD-35-3	"	"	398024	3972509
8	RD5/1	Jurassic Diabasic dyke	JDd	471005	3976756	26	BD-1	"	"	419461	3989526

9	RD16/1	"	"	470855	3977292	27	BD-13-2	"	"	400328	3979157
10	RD2/3	"	"	471064	3976572	28	BD-5-2	"	"	419977	3989807
<u>نمونه‌های دلبر</u>											
11	BD-62-1-2	Amphibolite	Am	413510	3982130	29	BD-35-1	Gneiss	Gn	398024	3972509
12	BD-9-2	"	"	420495	3989768	30	BD-68-1	Granite	Gr	410609	3984583
13	BD-75-1	"	"	398354	3977115	31	BD-6-23	"	"	420002	3989798
14	BD-129-2	"	"	400444	3977115	32	BD-80-21	"	"	397519	3975833
15	BD-22-1	"	"	400234	3976240	33	BD-44-4	"	"	414209	3977995
16	BD-31-8	"	"	400290	3977411	34	BD-135-2	"	"	417569	3982716
17	BD-34	Jurassic Diabasic dyke	JDd	398138	3972848	35	BD-40-1-2	"	"	397430	3973695
18	BD-2-1	"	"	419618	3989547	36	BD-103-	"	"	404533	3983846
19	BD-44-6	"	"	414209	3977995						
20	B83-1-2	"	"	397565	3975084						

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر سنگ‌های مورد مطالعه منطقه رضاآباد.

Name	RD56/1	RD44/2	RD3/2	RD51/2	2RD1	RD47/1	RD35/1	RD5/1	RD2/3	RD16/1
Locality	RezaAbad									
Lithology	Amph	Amph	Gn	Gr	Gr	Gr	Pg	JDd	JDd	JDd
Major oxides(Wt%)										
SiO₂	50.14	49.72	47.54	48.03	47.33	73.31	78.23	77.64	78.05	70.94
Al₂O₃	13.01	13.62	18.22	16.13	15.29	13.42	12.87	13.35	12.58	13.49
Fe₂O_{3t}	15.31	13.92	9.84	11.03	12.39	2.54	0.87	0.49	0.8	4.1
MgO	4.13	5.52	6.67	6.56	6.86	0.58	0.39	0.39	0.9	1.04
CaO	7.38	9.31	10.58	9.83	10.23	2.18	0.24	0.43	0.21	2.81
Na₂O	3.58	2.73	3.11	3.25	3.17	3.55	6.73	7.13	6.6	2.75
K₂O	0.87	0.37	0.34	0.8	0.62	3.41	0.4	0.13	0.21	3.19
TiO₂	3.49	2.49	1.21	1.58	1.98	0.19	0.04	0.1	0.09	0.34
P₂O₅	0.6	0.29	0.17	0.26	0.23	0.04	0.01	0.03	0.02	0.08
MnO	0.24	0.21	0.17	0.19	0.2	0.06	0.01	0.01	0.01	0.07
Cr₂O₃	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
LOI	1	1.6	1.9	1.8	1.4	0.6	0.2	0.3	0.5	1
Trace elements (ppm)										
Ba	174	63	65	123	112	582	29	20	28	577
Ni	20	21	69	65	62	20	20	20	20	20
Sc	33	39	29	32	33	7	2	2	3	13
Be	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1
Co	30.1	40	37.7	37.6	41	2.8	1.2	3.2	0.6	6.1
Cs	0.9	0.1	0.6	0.7	0.6	2.4	0.7	0.1	0.1	2.1
Ga	24.7	21.1	17.3	18.1	19	16.4	15.5	13.7	15	18
Hf	7.6	4.7	2.7	4.2	3.7	3	3.4	3.7	3.2	5.1
Nb	22.1	13	3.7	8.8	7	5.5	5.5	6.1	6	7.3

Rb	25.2	5.6	8.1	30.4	13.7	106.2	22	2.6	4.3	94.4
Sn	3	3	1	1	2	3	1	1	1	2
Sr	225.4	177.4	303.3	288.1	296.1	130	30.9	61.6	35.3	141.2
Ta	1.3	1	0.3	0.6	0.5	0.7	0.7	1	0.8	0.7
Th	3.8	1.6	0.7	1.4	1	11.1	16.4	15	13	17.9
U	1.2	0.6	0.1	0.4	0.2	2.3	2.9	2	1.9	2.8
V	354	354	213	265	254	28	9	8	8	47
W	0.7	2.1	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6
Zr	311.5	198.7	108.7	169.6	149.4	97.6	70.6	99.7	83.4	176.7
Y	64.3	44	25.5	35.6	32.3	23	24.3	17.4	15.6	29.8
La	30.7	17.7	6.3	13.2	10.4	12.1	5.4	5.7	13.6	38.7
Ce	68.6	36.8	16.2	29.5	24.1	27	11.6	12.5	29.1	74.7
Pr	9.42	5.55	2.5	4.05	3.62	2.92	1.55	1.46	3.53	8.66
Nd	40.7	24.4	11.9	18.7	16.2	10.7	6	6.1	13	30.9
Sm	9.71	6.34	3.27	5.05	4.16	2.69	1.6	1.29	2.82	5.6
Eu	2.87	2.06	1.23	1.69	1.61	0.58	0.09	0.16	0.18	0.75
Gd	11.53	7.49	4.33	5.92	5.56	2.98	2.2	1.77	2.66	5.17
Tb	1.87	1.28	0.74	1.02	0.95	0.51	0.48	0.38	0.44	0.85
Dy	10.84	7.81	4.67	6.52	5.84	3.24	3.43	2.67	2.49	4.97
Ho	2.4	1.64	1.02	1.34	1.27	0.74	0.82	0.63	0.53	1.08
Er	7.09	4.71	2.99	4.07	3.68	2.24	2.77	1.87	1.47	3.33
Tm	0.96	0.67	0.42	0.58	0.5	0.37	0.42	0.29	0.26	0.51
Yb	6.45	4.36	2.61	3.7	3.29	2.67	2.89	1.96	1.69	3.26
Lu	0.97	0.66	0.41	0.56	0.5	0.41	0.44	0.27	0.28	0.5
Sum	99.75	99.75	99.77	99.95	99.78	99.76	99.99	99.98	99.98	99.91

NORM(CIPW)

Q	9.133	9.49	0	0.279	0.117	34.195	36.494	34.26	37.13	35.397
C	0	0	0	0	0	0.021	0.953	0.77	1.161	0.595
Or	5.141	2.187	2.009	4.728	3.664	20.152	2.364	0.768	1.241	18.852
Ab	30.293	23.1	26.316	27.501	26.824	30.039	56.947	60.332	55.847	23.27
An	16.86	23.816	34.751	27.061	25.66	10.554	1.125	1.937	0.911	13.418
Di	3.595	9.829	10.181	11.871	13.605	0	0	0	0	0
Hy	8.622	9.194	10.587	10.839	10.782	1.445	0.972	0.972	2.242	2.591
Ol	0	0	0.917	0	0	0	0	0	0	0
Il	0.513	0.449	0.364	0.406	0.428	0.128	0.021	0.021	0.021	0.15
Tn	7.904	5.532	2.501	3.354	4.308	0	0	0	0	0
Ru	0	0	0	0	0	0.123	0.029	0.089	0.079	0.261
Ap	1.421	0.687	0.403	0.616	0.545	0.095	0.024	0.071	0.047	0.189
Sum	83.482	84.286	88.028	86.653	85.932	96.751	98.93	99.221	98.68	94.724

Milications

Si	1302.1	1292.3	1299.1	1180.8	1181.1	1300.1	1210.3	1176.3	1245.5	1239.1	1276.2
Ti	0.50	1.25	1.13	4.26	4.13	1.88	3.76	6.14	2.38	6.64	0.75
Al	252.4	261.9	246.8	264.6	278.1	241.3	314.8	293.2	285.4	291.1	239.3
Fe3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	10.90	6.14	10.02	51.35	16.24	2.64	1.81	6.71	3.59	3.44	6.45
Mn	0.14	0.14	0.14	0.99	1.27	0.28	0.28	0.42	0.42	0.28	0.85
Mg	9.68	9.68	22.33	25.81	23.57	30.03	2.23	35.24	12.90	9.93	1.24
Ca	4.28	7.67	3.75	50.11	57.60	2.85	9.27	68.12	53.68	6.78	15.34
Na	217.2	230.1	213.0	88.7	97.8	200.1	292.0	197.2	182.3	264.3	102.3
K	8.49	2.76	4.46	67.73	64.55	6.58	1.27	3.19	4.46	1.49	100.01
P	0.14	0.42	0.28	1.13	1.13	0.56	1.69	1.69	0.71	0.14	0.14

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل گرانیت‌ها (اقتباس از بلاغی ۱۳۹۳).

Sampes position	Delbar complex samples							Sefid sang complex samples						
	Sample No.	B103-2	B68-1	B6-2	B80-2	B44-4	B40-1-2	MS42-1	MS01-6	MS08-6	MS52-1	MS07-5	MS15-1	MS34-2
Major elements oxides(wt %)														
SiO ₂	78.11	72.71	70.67	74.83	74.44	76.67	76.552	76.552	76.486	70.523	75.302	73.138	73.173	
Al ₂ O ₃	12.3	16.05	14.95	14.55	14.84	12.2	12.804	12.713	12.942	17.94	12.903	13.749	13.635	
FeOt	0.66	0.48	1.63	0.86	0.9	1.46	1.697	0.914	0.914	0.402	2.48	2.963	3.058	
FeO	0.449	0.336	1.094	0.573	0.625	0.945	0.933	0.503	0.503	0.221	1.364	1.630	1.682	
Fe ₂ O ₃	0.211	0.144	0.536	0.287	0.275	0.515	0.764	0.411	0.411	0.181	1.116	1.333	1.376	
MgO	1.21	0.09	1.42	0.52	0.4	0.05	0.07	0.03	0.07	0.131	0.565	0.655	0.757	
CaO	0.16	0.52	3.82	3.01	0.38	0.86	0.813	0.432	0.592	1.357	1.915	1.986	1.857	
Na ₂ O	6.2	9.05	6.11	5.65	8.19	3.17	3.505	2.983	3.253	9.106	3.185	3.084	2.977	
K ₂ O	0.31	0.06	0.15	0.21	0.07	4.71	4.398	6.306	5.683	0.251	3.317	4.022	4.108	
TiO ₂	0.15	0.3	0.49	0.19	0.53	0.06	0.08	0.01	0.03	0.211	0.202	0.252	0.262	
P ₂ O ₅	0.04	0.12	0.12	0.05	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.08	0.06	0.06	0.071	
MnO	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.071	
Cr ₂ O ₃	0.004	0.004	0.005	0.006	0.005	0.007	0.004	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	
LOI	0.8	0.6	0.5	0.4	0.2	0.7	0.2	0.2	0.2	0.5	0.7	0.6	0.7	
Sum	99.97	99.98	99.89	99.93	99.98	99.99	100.003	100.004	100.025	100.046	99.974	99.964	99.974	
Trace elements (ppm)														
Ba	16	8	66	85	9	151	950	33	165	48	341	571	601	
Be	1	1	1	2	1	2	1	4	3	4	2	5	4	
Co	1.2	0.9	2.4	1	1.6	1.2	0.5	0.6	1.4	0.4	3.4	4.1	3.8	

Cs	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	1.3	1.1	2.3	1.3	0.1	1.7	3.1	3.6
Ga	11.6	9.1	16	15.8	10.7	14.4	15.9	15.2	11.6	11.4	13.5	14.1	13
Hf	3.5	4.2	5.6	4	4.6	1.9	4.6	5.5	2.6	7.7	3.8	4.9	4.5
Nb	9	6.6	7.5	6	10.1	4.5	11.2	5.4	3.5	10.9	6.1	7.2	7.9
Rb	8.8	0.6	3.4	5.3	0.7	119.	113.7	174.6	177.3	5.5	94	133.3	122.4
						6							
Sn	1	1	1	2	3	1	2	1	1	1	1	2	2
Sr	23.7	69.8	34	324.3	68.2	40.3	70.5	9.6	34.8	278	110.3	115.3	119.3
			5.8										
Ta	1	1.1	0.3	0.6	1	0.8	0.8	2	1.6	1.3	0.9	1.1	1
Th	25.7	13.2	7.9	11.1	8.3	23.4	16.5	24.9	11.3	10.4	19.2	14.3	15.3
U	2.6	1	2.4	1.9	1.2	3.7	3.4	4.4	2.8	1.5	3.8	2.9	2.4
V	15	21	64	18	25	8	43	35	34	34	38	38	39
W	1.4	1	0.8	0.5	0.5	0.8	0.9	1.2	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5
Zr	97.6	123.4	21	126.6	144.3	39.3	107.3	72.1	21.8	266.3	124.1	121.9	116.3
			9										
Sc	4	4	19	8	4	2	11	3	2	3	6	8	8
Y	31.9	24.9	25.	23.1	20.2	21.8	29.6	61.4	19.5	2.8	23.9	28.8	31.5
			9										
Norm (CIPW)													
Q	38.626	18.91	25.	34.01	25.11	37.7	37.059	33.824	34.193	13.719	38.702	34.029	34.475
			35			14							
C	1.57	0.439	0	0	0.624	0.34	0.847	0.218	0.387	0.412	0.735	0.855	1.084
			7			7							
Or	1.832	0.355	0.8	1.241	0.414	27.8	25.991	37.266	33.585	1.483	19.602	23.769	24.277
			86			35							
Ab	52.463	76.57	51.	47.80	69.30	26.8	29.658	25.241	27.526	77.053	26.951	26.096	25.191
			70			24							
An	0.532	1.796	12.	13.71	1.82	4.20	3.903	2.078	2.872	6.21	9.109	9.461	8.749
			92			1							
Di	0	0	4.1	0.716	0	0	0	0	0	0	0	0	0
			71										
Hy	3.453	0.263	2.3	1.508	1.078	1.44	1.237	0.734	0.782	0.326	2.731	3.199	3.536
			68			7							
Mt	0.306	0.209	0.7	0.416	0.399	0.74	1.107	0.596	0.596	0.231	1.618	1.933	1.995
			77			7							
Il	0.285	0.57	0.9	0.361	1.007	0.11	0.152	0.019	0.057	0.401	0.384	0.479	0.498
			31			4							
Ap	0.095	0.284	0.2	0.118	0.024	0.02	0.047	0.024	0.024	0.189	0.142	0.142	0.168
			84			4							

Rare earth elements (ppm)													
La	35.1	30.5	51.8	21.7	7.8	11.5	27.5	8	5	0.8	21.9	21.3	29.1
Ce	68	65.1	98.5	46.4	16.4	27.6	60.7	22.4	11.7	1	45	46.7	60.3
Pr	7.54	6.53	10.73	5.15	1.62	3.5	7.27	3.27	1.7	0.17	5.28	4.99	7.15
Nd	26.5	24.1	36.2	17.9	5.9	12.8	27.1	14.4	7	0.3	18.9	17.4	25.3
Sm	5.43	4.4	6.82	3.69	1.46	3.66	5.9	6.19	2.41	0.2	4.17	4.39	5.07
Eu	0.37	0.72	1.02	0.71	0.33	0.24	0.46	0.02	0.08	0.22	0.49	0.53	0.5
Gd	4.66	3.86	5.49	3.65	1.8	3.49	5.78	6.99	2.89	0.2	3.39	4	4.79
Tb	0.88	0.65	0.9	0.66	0.38	0.7	1.07	1.75	0.63	0.07	0.7	0.82	0.91
Dy	4.98	3.79	4.62	4.07	2.35	4.18	5.74	10.8	3.31	0.44	4.22	5.04	4.53
Ho	1.17	0.92	1.04	0.88	0.79	0.95	1.28	2.6	0.93	0.07	0.9	1.13	1.19
Er	3.54	2.43	2.88	2.71	2.28	2.85	3.57	7.78	2.51	0.31	2.6	3.47	3.14
Tm	0.55	0.4	0.48	0.43	0.45	0.43	0.58	1.42	0.42	0.07	0.41	0.6	0.51
Yb	3.28	2.61	2.5	2.52	2.97	2.65	3.7	10.84	2.8	0.75	2.71	3.96	3.64
Lu	0.56	0.32	0.38	0.38	0.37	0.4	0.56	1.54	0.46	0.12	0.48	0.57	0.55
∑REE	162.56	146.3	223.2	110.8	44.9	74.95	151.21	98	41.84	4.72	111.15	114.9	146.68

نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل متاپلیت‌ها (شامل گنیس‌ها و میکاشیست‌ها).

Rock	Gnesis					Mica-schist											
Sample No.	B	B19-1	B7	B39-1	B35-3	B1	B13-2	B5-2	B35-1	B49-1-4	B71-1-3	B	B23-1	B70-4	B13	B68-2-3	B73-4-1
	1		3-2	1			2		1			3			1		
	3											2					
	3-											-					
	2											1					
												4					
Major elements (wt %)																	
SiO ₂	7	75.79	74.	70.66	72.46	66.04	70.09	72.7	77.1	71.56	69.46	7	54.6	65.32	55.4	54.74	73.34

	1. 6		03					7	4			0. 8 1					
Al ₂ O ₃	1 3. 4 8	12.98	12. 72	15.28	13.22	14.96	13.81	14.4 9	12.5 8	13.07	13.14	1 3. 4 6	20.67	15.31	19.9 4	20.58	13.86
FeOt	4. 7 2	2.25	3.2 7	2.55	3.99	6.84	4.49	1.77	1.62	4.87	5.55	4. 6 5	8.9	6.15	9.55	9.95	2.15
FeO	3. 0 7 5	1.444	2.2 55	1.74	2.71	4.44	2.94	1.14	1.11	3.154	3.651	3. 0 4 9	5.85	4.02	6.32	6.525	1.473
Fe ₂ O ₃	1. 6 4 5	0.80	1.0 15	0.80	1.27	2.39	1.54	0.62	0.50	1.716	1.899	1. 6 0 1	3.04	2.13	3.22	3.425	0.677
MgO	1. 2 5	0.2	0.4 3	0.63	0.61	1.52	1.23	0.76	0.08	2.88	2.66	2. 3 8	4.56	3.07	4.81	4.84	0.35
CaO	2. 7 3	1.39	1.2 7	2.43	1.9	4.65	3.26	4.59	0.98	1.42	1.3	1. 2 2	2.22	3.06	1.34	1.62	1.84
Na ₂ O	2. 8 8	3.33	3.0 3	3.73	3.02	2.88	3	4.76	3.43	2.14	2.65	4. 0 8	3.45	3.27	2.23	2.46	3.45
K ₂ O	2. 3 6	3.81	4.7 2	4.23	4.09	2.05	2.65	0.17	3.93	2.74	3.36	1. 5 9	3.82	2.56	4.98	4.35	3.86
TiO ₂	0. 4 5	0.1	0.3 3	0.34	0.42	0.65	0.39	0.51	0.06	0.66	0.66	0. 7	0.9	0.75	0.81	0.83	0.17
P ₂ O ₅	0. 1 6	0.03	0.1 1	0.1	0.12	0.18	0.1	0.13	0.01	0.19	0.15	0. 1 8	0.18	0.23	0.18	0.18	0.04
MnO	0. 0 6	0.06	0.0 7	0.05	0.08	0.09	0.08	0.03	0.04	0.06	0.08	0. 0 4	0.09	0.12	0.2	0.17	0.04
Cr ₂ O ₃	0.	0.005	0.0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.013	0.013	0.	0.01	0.01	0.02	0.023	0.004

	0		05									0					
	0											1					
	7											5					
LOI	1.	0.6	0.4	0.7	0.4	0.9	1.7	0.4	0.4	1.1	0.8	0.	2.2	0.4	1.2	1	0.7
	1											8					
Sum	9	99.9	99.	99.7	99.8	99.8	99.8	99.9	99.9	99.75	99.81	9	99.7	99.8	99.7	99.76	99.81
	9.		9									9.					
	8											8					
	5											8					
Trace elements (ppm)																	
Ba	6	616	514	1318	687	727	656	88	617	442	760	2	839	474	110	743	1424
	0											9			0		
	2											9					
Be	2	7	4	3	4	1	3	1	5	1	7	3	3	4	7	8	3
Co	6.	6.1	3.7	3.9	5.1	11.4	6.8	2.4	0.6	12.6	13	1	22	15.8	23.3	23.4	2.2
	5											0.					
												1					
Cs	2.	1.6	4.5	1.1	2.9	2.3	4.1	0.3	2.3	3.6	3.3	1.	5.1	5.1	7.6	8	2.2
	3											8					
Ga	1	14.9	15.	16	14.8	17.2	14.7	14.3	16.1	13.9	14.4	1	22.7	16.4	24.1	26.5	13.8
	4		3									2.					
												5					
Hf	8	3.6	5.3	5.3	5.5	5.9	4	4.8	3.4	5.6	4.4	5	4.2	4.8	3.8	3.7	3.5
Nb	8.	7	10.	9.4	10.1	8.9	6.5	6.8	9.1	8.9	9.5	8.	11.3	12.1	12.9	13.1	6.1
	3		2									6					
Rb	6	95.9	141	87.4	115.5	66	71.3	1.3	125	79.7	103.1	5	120	109	152	149.6	99.7
	7.											1.					
	1											5					
Sn	1	2	3	2	2	2	1	1	2	3	2	1	4	3	6	4	2
Sr	1	106	69.	216	111.7	224	230	383	65.5	163.3	195.3	1	334	232	184	151.7	1279
	9		9									2					
	0.											6.					
	4											3					
Ta	0.	0.9	1.2	0.8	0.7	0.5	0.5	0.4	1	0.6	0.7	0.	0.7	1	1	0.9	0.4
	6											6					
Th	1	11.9	17.	9.6	18	7.2	9.1	10.3	12.3	13	8.6	1	12.7	12.6	14.4	17.8	11.5
	2.		8									0.					
	5											6					
U	2.	2.9	3.8	2.6	2.2	1.3	2	1.6	1.4	2.8	2	2.	2.2	2.9	2.8	3.9	2.2
	3											8					

V	3 4	8	44	36	31	71	46	45	8	80	80	7 9	122	92	121	131	11
W	0. 5	0.5	1.1	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.9	2.8	1.2	0. 9	1.8	0.8	1.6	1.9	0.5
W	0. 5	0.5	1.1	0.5	0.6	0.5	0.6	0.5	0.9	196.8	147.1	1 9 6	146	160	124	129.5	101.6
Zr	2 6 9. 5	93.1	186 .9	163	212.7	251	121	177	76.7	39.2	19.8	2 5. 4	30.6	27.9	26.5	27.5	21.2
Y	1 8. 7	30.3	37. 7	24.3	26.1	32.2	16.9	16	23.8	238.4	28.1	3 4. 2	36.6	35.8	38.8	44	30.4
Norm (CIPW)																	
Q	3 6. 8 8 9	37.767	33. 974	25.96	33.056	27.33	32.30	34.3 8	39.2 2	40.279	32.948	3 3. 8 8 3	5.715	23.91	10.1 9	9.916	33.265
C	1. 6 0 7	0.922	0.5 8	0.38	0.657	0	0.31	0	0.92	4.457	3.139	3. 2 4	7.25	2.14	8.87	9.31	0.756
Or	1 3. 9 4 7	22.516	27. 894	24.9	24.171	12.1	15.6	1.00	23.2	16.193	19.857	9. 3 9 6	22.5	15.1	29.4	25.707	22.811
Ab	2 4. 3 7	28.17	25. 639	31.5	25.554	24.3	25.3	40.2	29	18.108	22.424	3 4. 5 2 4	29.1	27.6	18.8	20.816	29.193
An	1 2. 4	6.7	5.5 82	11.4	8.642	21.8	15.5	17.6	4.79	5.804	5.47	4. 8 7 7	9.83	13.6	5.47	6.861	8.867
Di	0	0	0	0	0	0.04	0	3.42	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy	6.	2.431	3.9	3.64	4.905	9.03	6.69	1.04	1.80	10.569	10.82	9.	18.2	12.2	19.9	20.152	2.81

	7		59									1					
	6											2					
	9											3					
Mt	2.385	1.168	1.471	1.16	1.85	3.47	2.24	0.90	0.73	2.488	2.753	2.332	4.41	3.08	4.67	4.967	0.982
Il	0.855	0.19	0.627	0.64	0.798	1.23	0.74	0.96	0.11	1.254	1.254	1.333	1.71	1.42	1.53	1.577	0.323
Ap	0.379	0.071	0.261	0.23	0.284	0.42	0.23	0.30	0.02	0.45	0.355	0.422	0.42	0.54	0.42	0.426	0.095
Sum	9.969	99.942	99.987	100	99.917	99.8	99.1	99.9	99.8	99.601	99.019	9.961	99.4	99.8	99.4	99.732	99.103
Rare earth elements (ppm)																	
La	36.4	20.1	32	34.6	50.1	33.7	28.9	51	18	238.4	28.1	34.2	36.6	35.8	38.8	44	30.4
Ce	70.3	53.2	61.9	61.2	96.9	69	57.9	95.1	43	477	55.9	69.4	74.1	73.7	75.1	85.9	62.8
Pr	78	5.1	6.92	6.52	10.41	8.21	6.02	9.51	4.55	53.01	6.17	7.6	8.49	8.23	8.45	9.67	6.78
Nd	28.3	17.2	26.1	21.1	32.7	30.5	21.8	31.2	17.3	191.5	21.5	28.3	33.8	28.2	29.3	33.6	21.4
Sm	51.6	5.06	5.91	4.32	6.59	7.25	4.12	4.99	4.93	33.62	4.59	5.92	6.44	6.06	6.31	6.59	4.46
Eu	11	0.69	0.79	1.06	0.89	1.28	0.81	1.44	0.52	6.23	0.99	1.34	1.38	1.31	1.21	1.33	0.69
Gd	4	4.9	5.9	4.14	5.23	6.97	3.8	4.28	4.51	21.49	4.06	5.4	5.74	5.67	5.7	6.23	4.02

	1 3		7									4 5					
Tb	0. 6 8	0.93	1.0 9	0.74	0.85	1.11	0.58	0.57	0.76	2.44	0.66	0. 8 2	0.97	0.93	0.87	0.93	0.66
Dy	3. 7 8	5.67	6.5 6	4.16	5.05	6.9	3.36	3.33	4.68	10.2	3.73	4. 0 2	5.3	4.81	4.88	4.91	3.51
Ho	0. 7 3	1.25	1.4 5	0.91	1.11	1.29	0.68	0.66	1.09	1.46	0.71	0. 9 2	1.28	1.11	1.02	1.03	0.85
Er	2. 0 4	3.72	4.1 8	2.55	2.67	3.99	1.93	1.92	3.1	3.8	2.08	2. 9	3.25	3.19	2.81	2.91	2.39
Tm	0. 3 2	0.58	0.6 2	0.35	0.41	0.55	0.28	0.27	0.57	0.5	0.32	0. 4 3	0.53	0.46	0.48	0.42	0.36
Yb	2. 2 4	4.26	4.3 4	2.41	2.84	3.03	1.85	1.32	3.81	3.28	2.09	2. 6 7	3.23	2.75	3.06	2.54	2.3
Lu	0. 3 7	0.59	0.6 4	0.4	0.42	0.45	0.29	0.24	0.58	0.45	0.31	0. 4 1	0.52	0.42	0.41	0.43	0.35
∑REE	1 6 3. 3 5	123.25	158 .47	144	216.17	174	132	205	107	5.43	1.35	1. 4 3	1.22	1.36	1.13	1.5	0.86

نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل دایک‌های دیابازی مناطق دلبر و سفید سنگ

Region	Delbar complex samples					Sefid sang complex samples								
Rock	Mafic dike													
Sample No.	B 3 4	B2 -1	B44- 6	B83-1-2		B19 -3	B104-4	MS0 4-3	MS04-1	MS16-3	MS0 9-1	MS04-5	MS03-4	MS76-1
Major elements (wt %)														
SiO ₂	4 9. 7	49. 95	48.75	47.15		50.5 2	49.84	46.1 42	48.789	54.156	49.1 15	48.602	49.524	49.522

	2												
Al ₂ O ₃	1 6. 4 6	15. 79	16.34	19.8	14.5 2	15.18	15.3 39	18.056	18.502	18.1 32	18.237	14.789	14.75
FeO _t	1 0. 1 5	12. 14	10.66	11.4	13.7 1	13.16	13.2 3	10.517	8.109	9.80 9	10.233	13.192	12.836
FeO	6. 3 4	7.6 8	6.58	7.13	8.90	8.49	7.94	6.31	4.87	5.89	6.14	7.92	7.70
Fe ₂ O ₃	3. 8 1	4.4 6	4.08	4.28	4.81	4.67	5.29	4.21	3.24	3.92	4.09	5.28	5.13
MgO	7. 0 4	5.1 5	7.05	4.08	4.21	5.29	8.86 5	5.42	4.993	6.47 1	5.512	4.657	5.863
CaO	1 0. 5 1	9.4 9	11.19	11.28	7.91	8.05	8.60 4	11.778	10.413	10.9 99	12.087	7.932	9.66
Na ₂ O	3. 0 8	3.6 1	3.15	3.28	4.75	4.51	3.02 8	3.159	2.04	3.20 5	3.04	4.237	3.817
K ₂ O	0. 4 9	0.4 4	0.27	0.51	0.55	0.77	1.45 1	0.343	0.913	0.47 8	0.375	1.474	0.702
TiO ₂	1. 3 4	2.2 5	1.42	1.86	2.58	2.27	2.41 2	1.605	0.619	1.33 3	1.55	2.712	2.331
P ₂ O ₅	0. 1 6	0.3 1	0.15	0.38	0.81	0.34	0.60 6	0.172	0.081	0.21 4	0.162	1.208	0.326
MnO	0. 1 8	0.2	0.19	0.16	0.26	0.21	0.23	0.172	0.142	0.17 3	0.172	0.266	0.214
Cr ₂ O ₃	0. 0 2	0.0 17	0.036	0.009	0.00 9	0.013	0.04	0.027	0.014	0.03	0.028	0.006	0.019

	9												
LOI	1.5	1.4	1.5	1.8	0.9	2	4	0.8	1.4	1.6	1.2	2.1	1.6
Sum	99.75	99.79	99.78	99.8	99.82	99.78	99.947	100.038	99.982	99.959	99.998	99.997	100.04
Trace elements (ppm)													
Ba	250	99	54	108	96	117	324	35	189	77	34	301	103
Be	33	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	1	4
Co	33.3	31.8	35.9	29.3	23.2	33.7	35	32.1	20.2	34.7	29.3	25.9	37.5
Cs	0.4	0.9	2.1	1.1	0.2	0.2	1.2	1.5	1.4	0.8	1.3	0.8	1.1
Ga	15.2	18	15.6	17.6	20.7	18.1	16.9	16.5	14	13.8	14.8	16	17
Hf	1.9	3.9	2.4	1.8	6	3.9	4.3	2.2	1.6	1.8	3.2	4.3	6.5
Nb	3.7	5.6	2.8	8.2	7.6	6	55.1	3.4	2.3	6.4	2.7	15.4	9.9
Rb	17.2	6.4	5.4	10.1	7.6	16.7	40.5	11	31.8	18.2	14.6	50.1	14.9
Sn	11	1	1	1	2	1	2	2	1	1	2	1	2
Sr	285.5	262.6	281	587.4	250.6	253.3	186.6	271.6	213.9	318.9	275.4	409.3	257.3
Ta	0.1	0.3	0.3	0.6	0.5	0.3	3.4	0.2	0.1	0.4	0.2	1	0.5
Th	0.6	1.1	0.4	1.3	1.2	1.6	4.7	0.6	1.8	0.6	0.6	3	2.8
U	0.1	0.3	0.2	0.4	0.6	0.6	1.3	0.3	0.4	0.1	0.1	1.2	0.7
V	22	266	224	238	177	305	158	217	162	199	207	211	266

	8												
W	0.6	0.5	0.5	0.5	1.6	0.5	2.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	0.5
Zr	84.2	154.7	89.5	85	215.4	159.6	187.9	101.4	48.5	89.4	97.5	166.5	228.9
Sc	36	31	39	26	29	33	20	35	30	30	35	30	35
Y	23.3	38.3	25.1	19	58.4	37.4	19.4	26.9	14.9	22.8	26.3	41.1	42.5
Norm (CIPW)													
Q	0	1.11	0	0	0	0	0	0	9.464	0	0	0	0
Or	2.90	2.60	1.60	3.01	3.25	4.55	8.58	2.03	5.40	2.83	2.22	8.71	4.15
Ab	26.6	30.55	26.65	27.75	40.19	38.16	25.01	26.73	17.26	27.12	25.72	35.85	32.30
An	29.6	25.58	29.65	37.80	16.67	18.90	23.98	34.07	38.63	33.68	35.01	16.98	21.04
Ne	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	17.2	15.81	20.01	12.81	14.20	15.34	11.79	18.73	10.09	15.64	19.25	11.74	19.98
Hy	12.2	12.23	6.23	0.48	10.83	2.03	0.00	5.40	13.06	5.93	4.40	8.50	6.08
Ol	2.63	0.00	6.08	7.44	0.93	8.77	16.57	3.50	0.00	6.02	4.12	2.61	3.85
Mt	5.5	6.46	5.92	6.20	6.97	6.77	7.67	6.10	4.70	5.69	5.93	7.65	7.44

	2												
Il	2.55	4.28	2.70	3.53	4.90	4.31	4.58	3.05	1.18	2.53	2.95	5.15	4.43
Ap	0.38	0.73	0.36	0.90	1.92	0.81	1.44	0.41	0.19	0.51	0.38	2.86	0.77
Sum	99.14	99.35	99.18	99.92	99.87	99.64	99.94	100.02	99.98	99.94	99.98	100.06	100.04
Rare earth elements (ppm)													
La	6.4	10.7	4.9	12.4	16.7	12.4	32.9	6.1	7.6	8.7	5.6	27.2	15.9
Ce	15.4	27.5	13.2	27.6	43.7	29.9	63.1	16.2	16.1	19.1	15.9	59.1	38
Pr	2.25	3.96	2.03	3.37	6.28	4.17	7.35	2.42	2.09	2.77	2.27	7.93	5.13
Nd	1.0	18.2	10.1	14.6	28.9	19.4	27.2	12	8.3	13.6	11	32.9	23.9
Sm	2.88	5.51	3.02	3.53	8.81	5.47	6	3.29	2.07	3.18	3.35	7.71	5.93
Eu	1.13	1.81	1.13	1.28	3.06	1.75	1.82	1.25	0.75	1.22	1.24	2.63	1.97
Gd	3.8	6.34	4	3.68	9.8	6.2	5.94	4.14	2.4	3.55	4.08	7.8	6.82
Tb	0.71	1.16	0.7	0.62	1.78	1.11	0.89	0.82	0.46	0.74	0.78	1.44	1.37
Dy	3.87	6.9	4.33	3.62	10.72	6.49	4.55	4.63	2.65	3.98	4.92	8.12	8.49
Ho	0.97	1.56	1.07	0.79	2.36	1.56	0.89	1.15	0.53	0.88	1.1	1.6	1.71
Er	2.4	4.44	2.82	2.2	6.14	4.06	2.16	2.75	1.61	2.5	2.98	4.2	4.96

	4												
	9												
Tm	0.44	0.62	0.38	0.3	0.94	0.58	0.29	0.44	0.24	0.41	0.43	0.61	0.82
Yb	2.49	3.99	2.37	1.79	5.23	3.77	1.77	2.82	1.54	2.29	2.41	3.87	4.65
Lu	0.33	0.62	0.42	0.29	0.85	0.61	0.26	0.46	0.26	0.37	0.42	0.53	0.8
Eu _N	6.73	10.77	6.73	7.62	18.21	10.42	10.83	7.44	4.46	7.26	7.38	15.65	11.73
Sm _N	6.49	12.41	6.8	7.95	19.84	12.32	13.51	7.41	4.66	7.16	7.55	17.36	13.36
Eu/Eu*	1.05	0.94	1	1.09	1.01	0.92	0.94	1.04	1.03	1.12	1.03	1.04	0.95
∑REE	53.13	93.31	50.47	76.07	145.27	97.47	155.12	58.47	46.6	63.29	56.48	165.64	120.45

۴-۴-ژئوشیمی سنگ‌های آذرین - دگرگونی منطقه رضاآباد - خارتوران

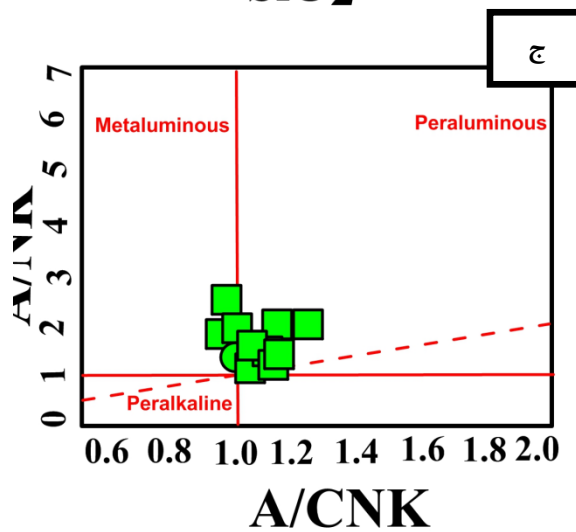
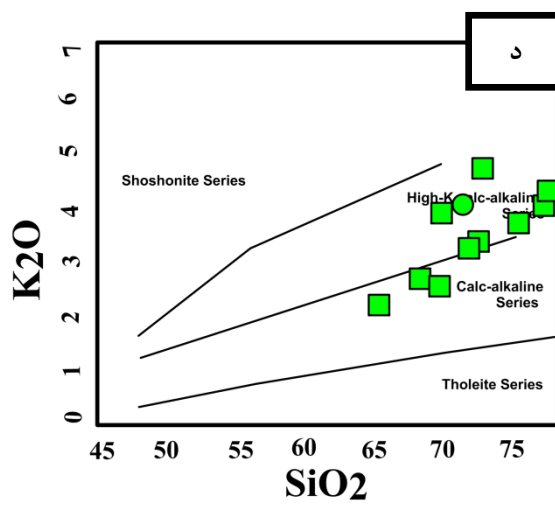
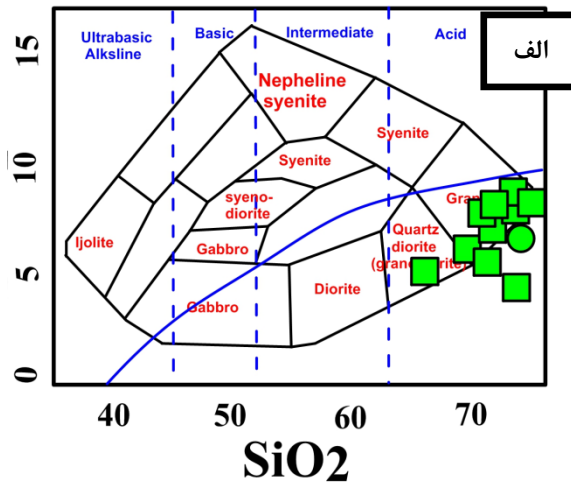
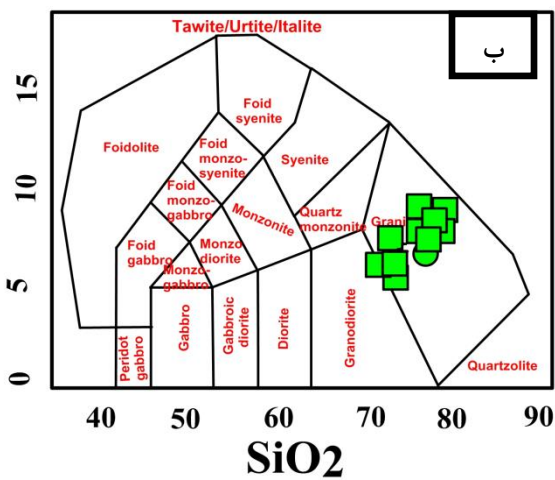
۴-۴-۱- گنیس‌ها

اگرچه استفاده از نمودارهای تعیین نام سنگ‌های آذرین مانند نمودارهای مجموع آلکالی در مقابل SiO_2 (کاکس^۱، ۱۹۸۵ و میدلموست، ۱۹۹۴ و) برای سنگ‌های دگرگونی رایج و متداول نیست ولی در برخی موارد استفاده آگاهانه از آنها (به طرز غیر معمول)، امری پسندیده است. سنگ‌های گنیسی منطقه رضا آباد در نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست و همکاران، ۱۹۸۵-کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)، در محدوده ترکیبی گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۲-۴ الف و ب). این امر نشان می‌دهد که آنها این توان را دارند که در فرایند ذوب‌بخشی مذاب‌های گرانیتی و گرانودیوریتی تولید کنند. این سنگ‌ها بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو^۱ و همکاران، ۱۹۷۶) بیشتر ماهیت کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۲-۴ ج). در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند^۲، ۱۹۴۳) این نمونه‌ها غالباً پیرآلومین هستند و در واقع نزدیک به مرز متآلومین- پیرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۲-۴ د).

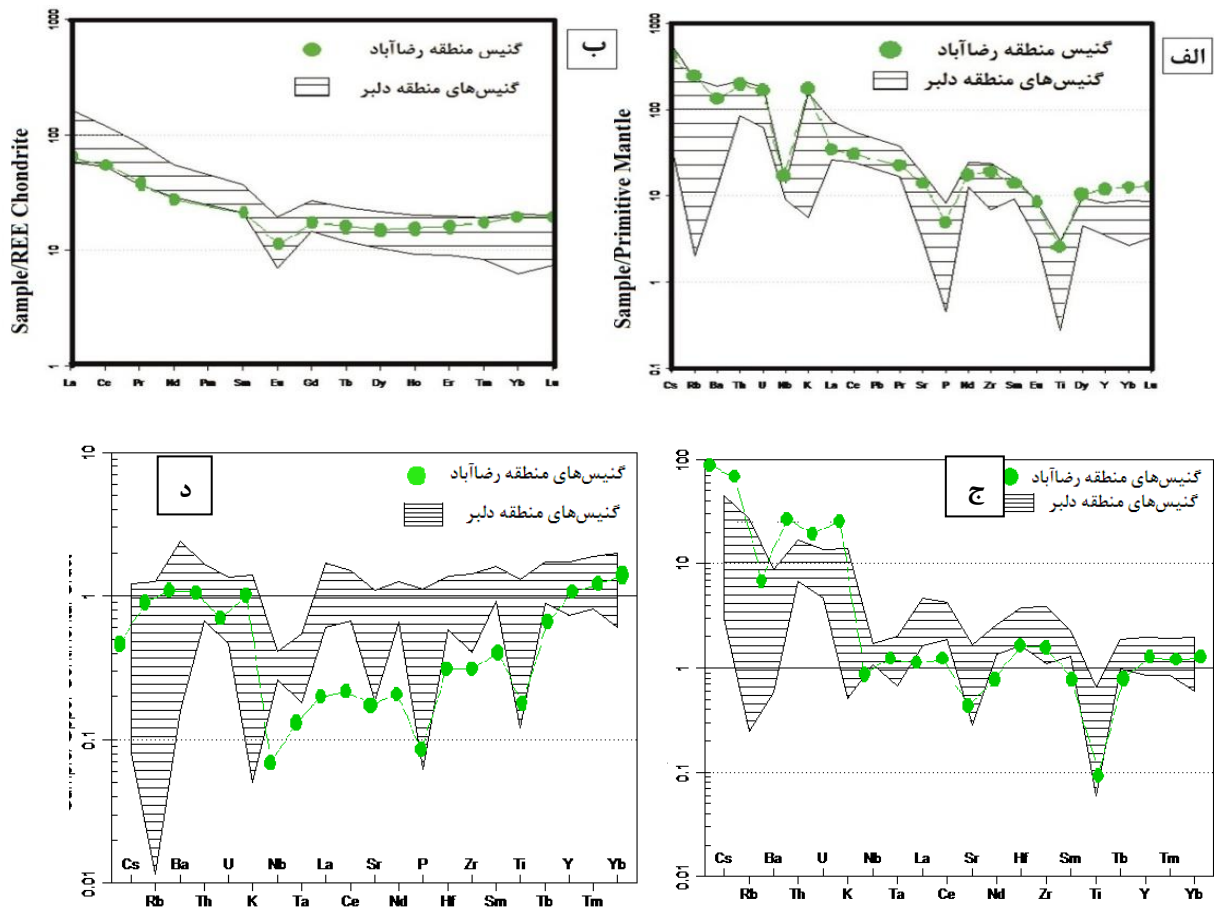
1-Cox

2- Peccerillo

3-Shand



شکل ۴-۲-الف- ترکیب شیمیایی گنیس‌ها بر روی نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی، سری ماگمایی و شاخص اشباع از آلومین (نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2) (Middlemost 1985). ب- ترکیب شیمیایی گنیس‌ها در نمودار نامگذاری Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Cox et al. 1979). ج- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Shand 1943). د- نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Tylor, 1976). نمودار ج و د به وضوح نشان می‌دهند درصد Al_2O_3 سنگ‌های مورد مطالعه کم است و به همین علت سیلیکات‌های آلومین دار کم هستند.



شکل ۴-۳-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای گنیس‌های منطقه رضاآباد. ب-نمودار الگوی تغییرات مقادیر عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynton et al., 1984) برای گنیس‌های منطقه رضاآباد خارتوران، ج) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor & McLennan, 1995) ، د)نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1995).

بررسی الگوهای تغییرات عناصر کمیاب و REE در نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی بر روی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (Boynton et al., 1984) و نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) صرفاً جهت تعیین ویژگی‌های کلی آنها در مقایسه با مخازن گوشته ای اولیه ارائه شده است (شکل ۴-۳). بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مجموعه رضاآباد، الگوی HREE تقریباً مسطحی را برای بسیاری از عناصر نشان می‌دهند و مقادیر آنها تقریباً برابر با میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای است. این نمونه برای عناصر Rb, Cs, Ba, K, Sr بی‌هنجاری-های منفی نشان می‌دهند که به دلیل تحرک بالای این عناصر می‌باشد. این عناصر از عناصر لیتوفیل

بزرگیون هستند و معمولاً به دلیل تحرک زیاد در اثر فرایندهای هوازدگی و دگرگونی مقدار زیادی تحرک یافته و جابجا می‌شوند، در ضمن سنگ‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارها تهی‌شدگی شدید از Sr و Ti نشان می‌دهند. این نمودارها در مقایسه با نمودارهای مشابه ترسیم شده برای سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه (شکل ۴-۳) بیانگر این است که الگوهای عناصر کمیاب و REE نمونه‌های میکاشیستی و گنیسی با الگوهای این عناصر در سنگ‌های گرانیتی سازگاری نشان می‌دهد و این امر نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی آنها و منشأ گرفتن گرانیت‌ها از سنگ‌های دگرگونی با منشأ رسوبات تخریبی حاصل از فرسایش پوسته قاره‌ای است (شکل ۴-۳-الف). از آنجا که نمونه‌های گرانیتی دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی و منشأ پوست‌های هستند، نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب آنها را با الگوهای تغییرات این عناصر در سنگ‌های متاپلیتی مقایسه نموده‌ایم (شکل ۴-۳). همانگونه که نمودارها نشان می‌دهند، الگوی عناصر کمیاب نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه نیز همانند الگوهای این عناصر در نمونه‌های متاپلیتی (گنیس‌ها) میزان غنی‌شدگی کمی نسبت به مقادیر میانگین پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند و از عناصر Sr, Ti و Nb به شدت تهی‌شده هستند که از ویژگی‌های گرانیت‌های با منشأ پوست‌های نوع S می‌باشد (شکل ۴-۳-ج). گنیس‌های منطقه رضاآباد و دلبر دارای رفتار ژئوشیمیایی تقریباً مشابهی هستند. به ویژه اگر آنها را به پوسته تحتانی نرمالایز کنیم. نتایج آنالیز شیمیایی تعدادی از نمونه‌های گنیسی رضاآباد و دلبر به پوسته تحتانی و فوقانی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای تشابه بیشتری با پوسته قاره‌ای تحتانی هستند و صرفاً در برخی عناصر سنگ دوست سبک (REE) تا حدودی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به حضور بیوتیت یا ارتوکلاز نسبتاً فراوان این پدیده امری عادی است (شکل ۴-۳-ج و د).

کاهش قابل توجه تیتانیوم در هر دو گروه سنگی با کم بودن مقدار این عناصر در سنگ‌های مورد نظر تطابق دارد. از طرف دیگر شواهد صحرائی نشان می‌دهد که همراه گنیس‌ها، شیست‌ها، متاسنداستون، متاگزیوک و همچنین متادولومیت‌ها حضور دارند. در نتیجه معقول‌تر است بگوییم بخش‌هایی از

پوسته فوقانی در حین بسته شدن حوضه‌های رسوبی درون قاره‌ای به اعماق پوسته رانده شده‌اند و در آنجا دگرگون شده و در نهایت متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند.

۴-۴-۲- متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها)

آمفیبولیت سنگی است مافیک که غالباً از هورنبلند به همراه پلاژیوکلاز تشکیل شده باشد. استفاده از پیشوندهای ارتو و پارا توسط ^۱SCMR به ترتیب برای سنگ‌های دگرگونی با منشأ آذرین و رسوبی مورد پذیرش قرار گرفته است. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه، غالباً متشکل از هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و اسفن هستند. متابازیت‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست و همکاران (۱۹۸۵) و لوباس و همکاران (۱۹۸۶) در محدوده آندزیت قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها بر روی نمودار نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Yb وینچستر و فلویید (۱۹۷۶) در محدوده بازالت-آندزیت بازالت و بر روی نمودار نامگذاری Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Yb (پیرس^۲ و همکاران، ۱۹۹۶) در محدوده مرزی بازالت ساب آکالن - آندزیت بازالتی که بیشتر در محدوده آندزیت بازالتی قرار گرفت‌ه‌اند. متابازیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) از $\text{Th}, \text{U}, \text{Hf}$ و Ti تهی شدگی و از عنصر Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. متابازیت‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE (کندریت بوینتون، ۱۹۷۴) از Ce و Eu تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۶ الف و ب).

۴-۴-۲-۱- تعیین خاستگاه آذرین یا رسوبی آمفیبولیت‌ها

نمودار ACF (ونیکر، ۱۹۷۶)

به منظور ترسیم ترکیب سنگ کل بر روی نمودار ACF، لازم است در ابتدا آنالیز شیمی کل سنگ بر اساس نسبت‌های مولکولی مجدداً محاسبه شود. به منظور محاسبه نسبت‌های مولکولی برای هر

¹ - Sub Commission of Metamorphic Rocks

² - Pearce

اکسید کافی است وزن مولکولی هر اکسید را به جرم مولکولی آن اکسید تقسیم نموده و حاصل را در ۱۰۰۰ ضرب نماییم. نمودار ACF از سازنده‌های زیر تشکیل شده است:

$$F = \text{FeO} + \text{MgO} \quad C = \text{CaO}, \text{ and } A = \text{Al}_2\text{O}_3$$

البته مقدار پارامتر A مقدار باقیمانده Al_2O_3 پس از کم کردن مقادیر Na_2O و K_2O اختصاص داده شده به آلکالی فلدسپار می‌باشد. به همین ترتیب مقدار CaO بر اساس مقدار باقیمانده از سهم P_2O_5 برای تشکیل آپاتیت محاسبه می‌شود به فرض اینکه تمام P_2O_5 موجود در سنگ معرف تشکیل آپاتیت باشد. به فرض اینکه تمامی مجموعه کانیهای پلات شده دارای کوارتز و آلکالی فلدسپار (و آپاتیت) هستند. بنابراین مقادیر پارامترهای قابل استفاده به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

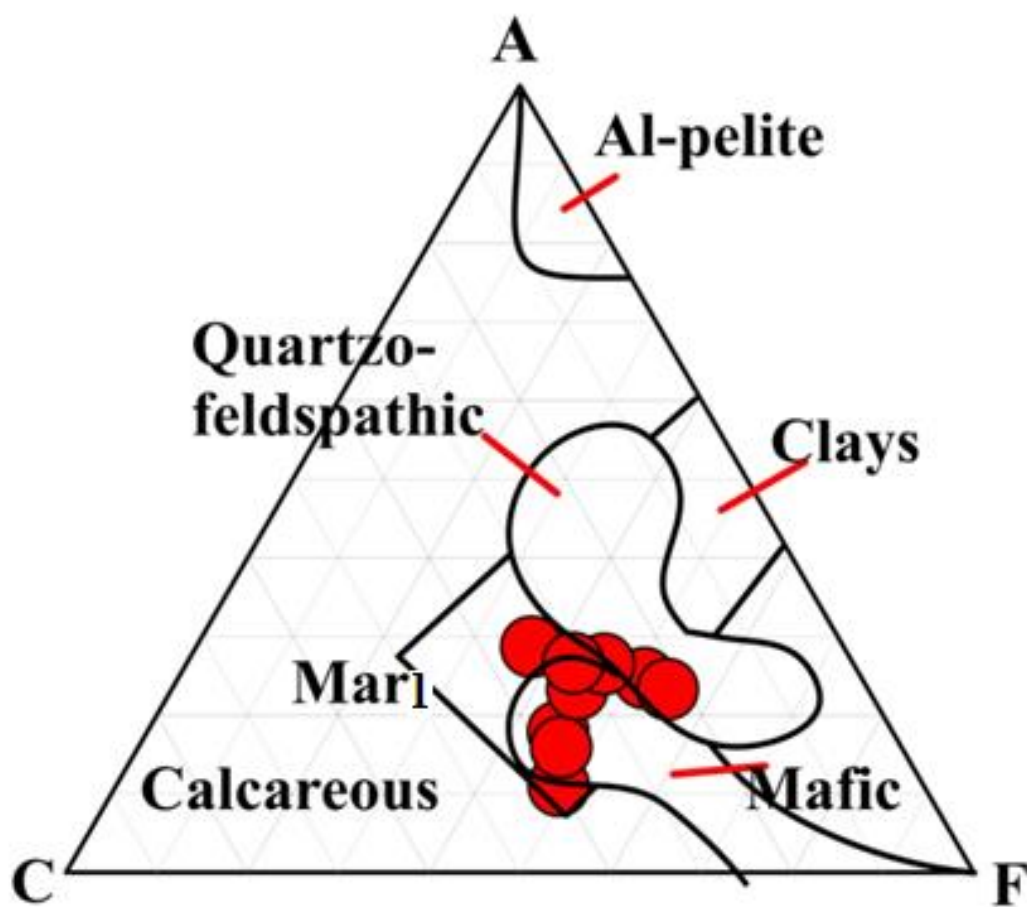
$$a = [\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3] - [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] \quad c = [\text{CaO}] - 3.33[\text{P}_2\text{O}_5], \quad f = [\text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}]$$

از آنجا که تنها سه سازنده به صورت پارامترهای A, C و F بر روی نمودار پلات می‌شوند باید آنها را به ۱ و یا اگر به درصد بیان می‌کنیم آنها را به ۱۰۰ برسانیم. لذا اگر مجموع این سه پارامتر را به عنوان t معرفی نماییم سایر پارامترها به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

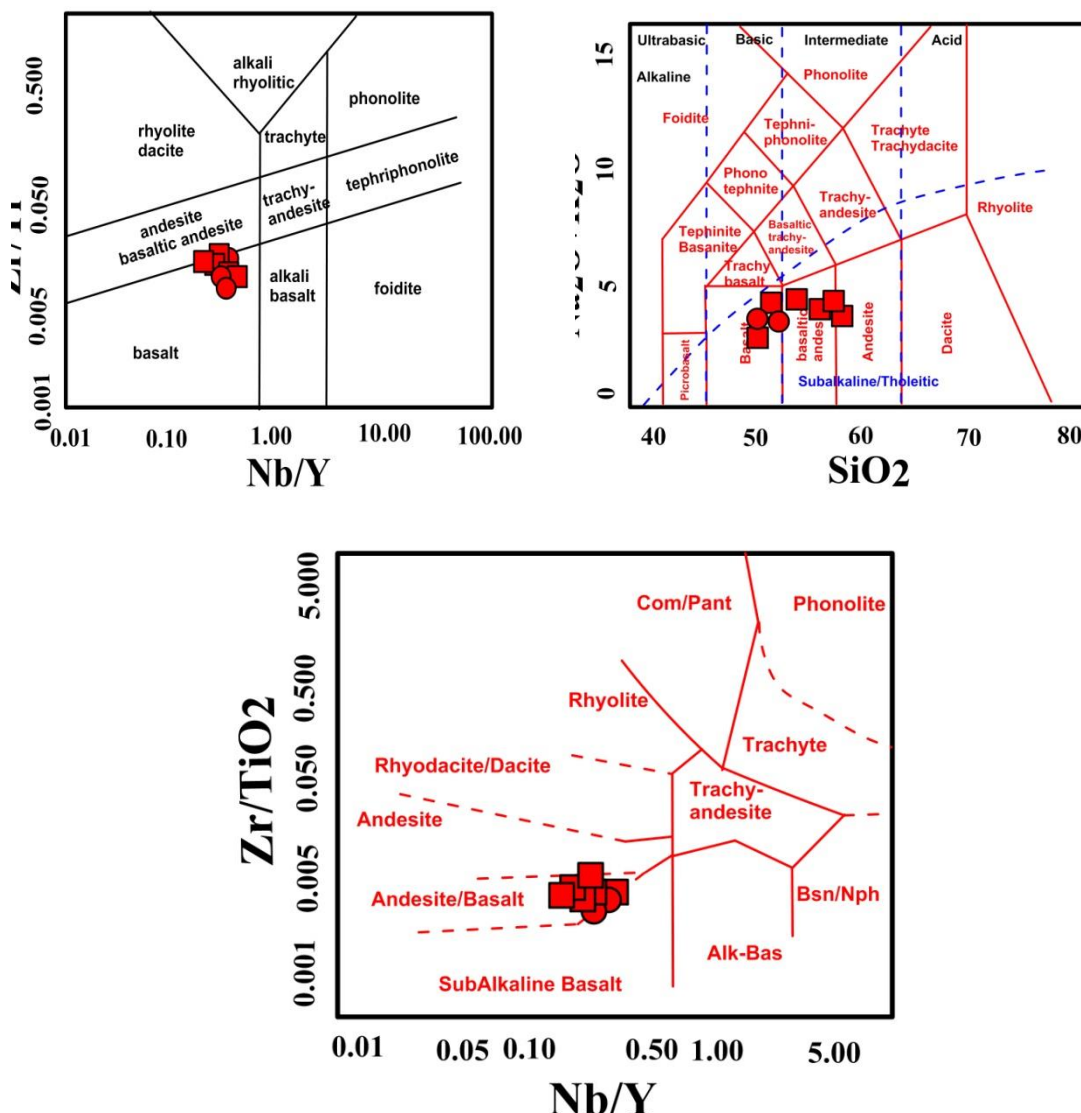
$$F, C, A, t = a + c + f \quad \longrightarrow \quad A = 100 \times a/t \quad C = 100 \times c/t \\ F = 100 \times f/t$$

این محاسبات برای طیف وسیعی از ترکیبات سنگی از جمله متاپلیت‌ها، کوارتز فلدسپاتی‌ها، سنگ‌های بازیگ و آهکی کاربرد دارند. هر گروه ترکیبی، محدوده مشخصی را به خود اختصاص داده که بر اساس آن می‌توان ترکیب اولیه سنگ دگرگونی را مشخص کرد. اغلب شیل‌ها در محدوده سنگ‌های پلیتی، سنگ‌ها کوارتز-فلدسپاتی مانند ماسه سنگ‌های فلدسپاتی، ماسه سنگ‌ها، گرانیت‌ها و ریولیت‌ها در محدوده کوارتز فلدسپاتی‌ها ترسیم خواهند شد. سنگ‌های آذرین بازیگ شبیه بازالت‌ها و گابروها در میدان سنگ‌های بازیگ قرار خواهند گرفت و آهک‌ها و دولومیت‌های سیلیسی در محدوده سنگ‌های آهکی قرار خواهند گرفت. به همین ترتیب ترکیب هر یک از کانیهای پاراژنزی موجود در هر گروه سنگی را نیز می‌توان بر اساس فرمول شیمیایی آن بر روی نمودار ACF مشخص

کرد. از آنجا که فرمول شیمیایی کانیهها به صورت نسبت‌های مولکولی بیان می‌شود این امر برای کانیهها بسیار ساده‌تر از ترکیبات سنگی کاربرد دارد. لذا می‌توان برای هر گروه سنگی علاوه بر ترکیب سنگ کل، ترکیب کانیههای سازنده آن را نیز بر اساس نسبت‌های مولکولی محاسبه کرده و بر روی نمودار ACF نمایش داد. در همین راستا، جهت تعیین ماهیت سنگ والد سازنده آنها قبل از دگرگونی، از نمودار ACF (Winkler et al., 1976) استفاده شده است. همانگونه که (شکل ۴-۳) نشان می‌دهد، ترکیبات سنگ مادر آمفیبولیت‌ها در نزدیکی قطب F و در محدوده سنگ‌های مافیک قرار می‌گیرند. اگر چه تعدادی از نمونه‌ها در محدوده‌ای واقع شده‌اند که با میادین سنگ‌های مارنی و رسی همپوشانی دارند، ولی با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های مادر آنها سنگ‌های آذرین با ترکیب بازالتی بوده‌اند. این بازالت‌ها در واقع گدازه‌های ای بوده‌اند که در یک محیط دریایی در زیر آب فوران یافته‌اند، جاری شده‌اند و سپس به صورت میانلایه همراه با سایر سنگ‌های رسوبی یافت می‌شوند. سپس این سنگ‌ها، در طی تغییر و تحولاتی که به آن می‌توان دگرگونی ناحیه‌ای نامید، دگرگون شده‌اند و می‌توان آنها را متابازیت (با ترکیب سنگ مادر بازالتی) نامید.



شکل ۴-۴- نمودار AFC (Winkler, 1976) جهت تعیین ترکیب سنگ مادر متابازیت‌ها و تفکیک ارتوآمفیبولیت‌ها و پارآمفیبولیت‌ها (جنوب غرب روستای رضاآباد خارتوران)، با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ مادر آمفیبولیت‌ها، روانه‌های بازالتی زیر آبی بوده است.

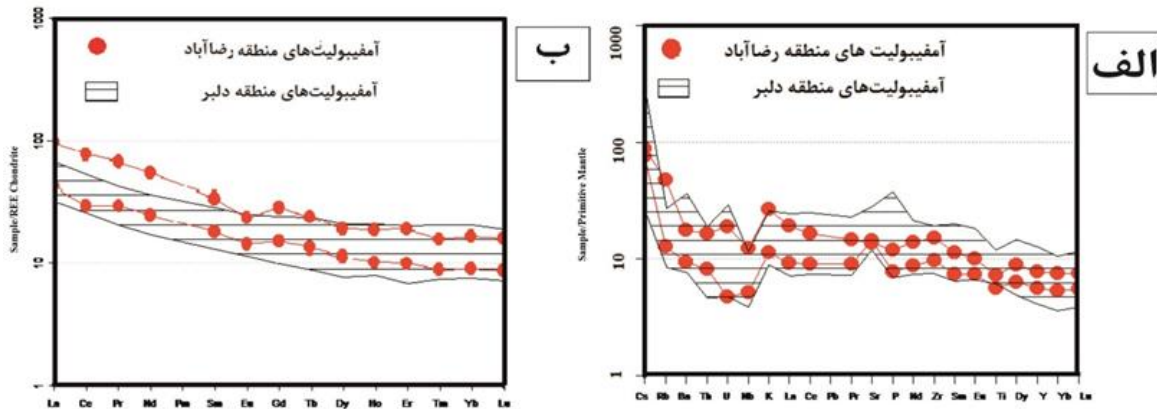


شکل ۴-۵-الف - ترکیب شیمیایی متبازیت‌ها در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost 1985) که به منظور نامگذاری سنگ‌های آذرین طراحی شده است. ب و ج- موقعیت متبازیت‌ها بر روی نمودار نامگذاری سنگ‌های آذرین بیرونی که براساس مجموع مقادیر قلیایی‌ها Zr/Ti در مقابل Nb/Yb (Winchester+Floyd, 1976) و نسبت Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Yb (Modified by Pearce 1996) طراحی شده‌اند.

با توجه به این نمودارها سنگ مادر متبازیت‌های جنوب غرب رضاآباد خارتوران، در محدوده بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت واقع می‌شوند. لازم به ذکر است گرایش نمونه‌های سنگی مورد مطالعه به سمت قلمرو آندزیت امری غیر منطقی است. در واقع وقتی پیروکسن به آمفیبول تبدیل می‌شود SiO_2 به سنگ اضافه می‌شود و در سنگ به صورت کوارتز اضافی ظاهر و عناصر Mg و Fe معمولاً از سنگ خارج می‌شوند قاسمی، (۱۳۹۵).

۴-۲-۲- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده به منظور ارزیابی ویژگی‌های

ژئوشیمیایی آمفیبولیت‌ها و خاستگاه سنگ مادر آنها

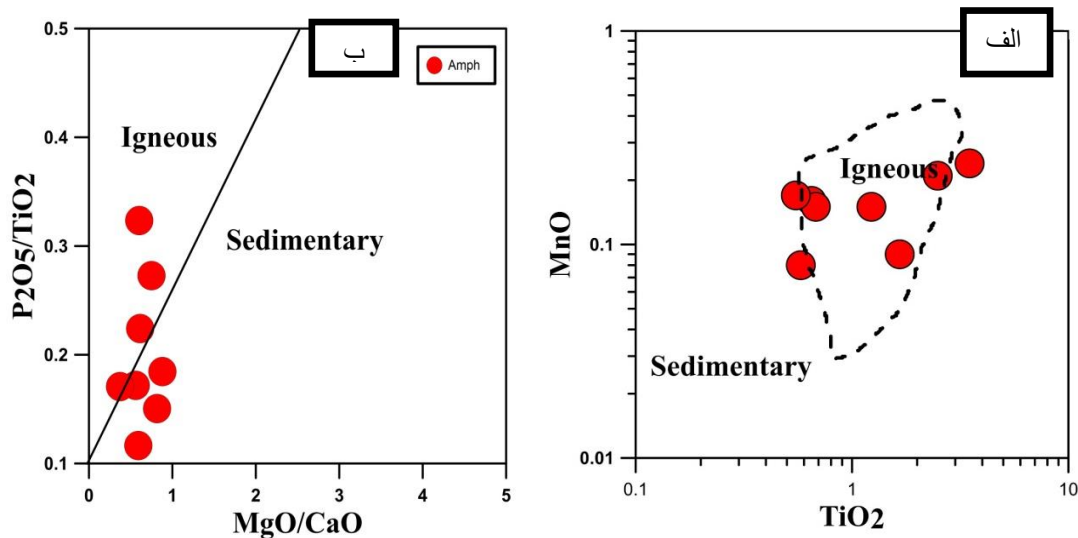


شکل ۴-۶-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای متابازیت‌ها. ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Boynton et al, 1984) برای متابازیت‌ها.

۴-۲-۳- سنگ مادر متابازیت‌ها

سنگ مادر متابازیت‌ها عمدتاً گدازه‌های بازالتی بین لایه‌ای و به مقدار کمتر اجتماعات دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی گابرودیوریتی کوچک مقیاس (در حد استوک) بوده‌اند. به طور کلی ماهیت این سنگ‌ها آذرین بوده است. بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، افزایش درجه دگرگون شدن سنگ‌های بازیک اولیه به تشکیل طیفی متنوعی از سنگ‌ها نظیر آمفیبول شیست، آمفیبولیت، منجر شده است. در منطقه شترکوه و دلبر نیز گارنت آمفیبولیت‌ها به این طیف سنگ‌شناسی اضافه می‌شوند. از نظر ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این گروه از متابازیت‌ها دارای ماهیت تولئیتی تا کلسیمی - قلیایی بوده است. جهت تعیین دقیق‌تر ماهیت آمفیبولیت‌های مورد مطالعه از نمودارهای TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) و نمودار تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/CaO (Werner, 1987) استفاده شده است. موقعیت ترکیبی آمفیبولیت‌های مورد مطالعه بر روی هر دو نمودار در

محدوده آمفیبولیت‌های با منشأ آذرین قرار می‌گیرند شکل ۴-۷ (مورد الف و ب). اگرچه تعدادی از نمونه‌ها گرایشی به فرارگیری در محدوده پاراآمفیبولیت‌ها یا آمفیبولیت‌هایی با سنگ مادر مارنی نشان می‌دهند، ولی شواهد صحرایی در منطقه رضاآباد، خارتوران و دلبر و شواهد کانی‌شناسی این امر را تأیید نمی‌کند.



شکل ۴-۷-الف- نمودارهای تغییرات نسبت P_2O_5/TiO_2 در مقابل نسبت MgO/CaO (Werner, 1987) و ب-نمودار TiO_2 در مقابل MnO (Misra, 1971) که نشان می‌دهند آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین هستند.

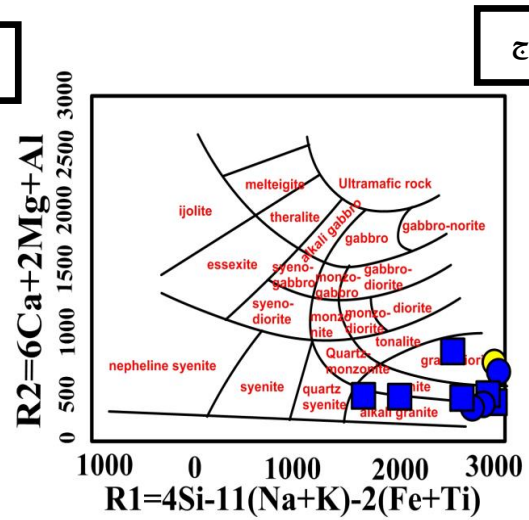
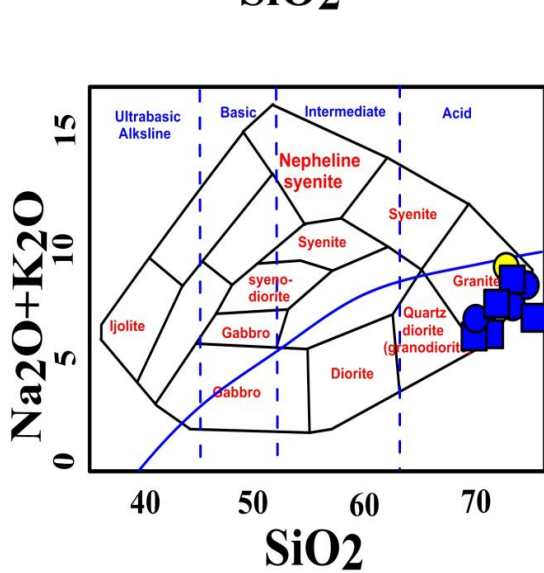
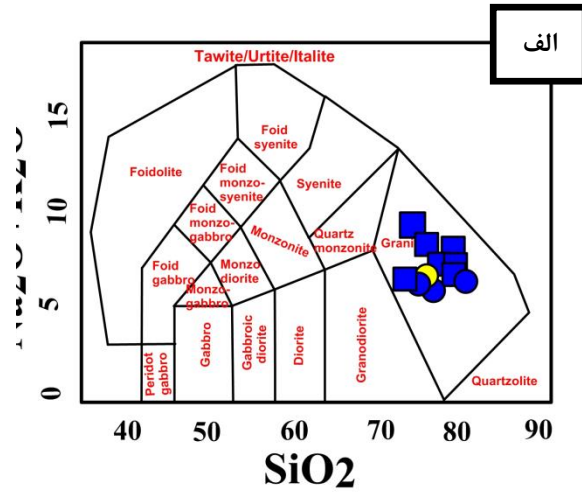
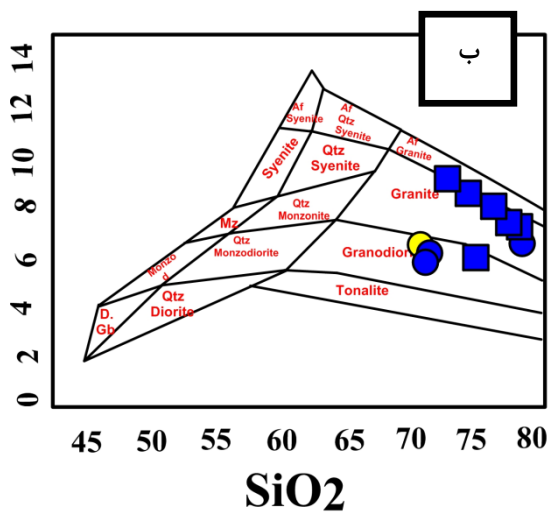
۴-۳-۴- گرانیت‌ها

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه، تعداد ۴ نمونه از لوکوگرانیت‌های مجموعه رضاآباد به همراه سایر سنگ‌های مورد مطالعه از جمله دایک‌های دیابازی، آمفیبولیت‌ها و گنیس‌ها به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شده و نتایج آنالیز شیمی آنها مورد پردازش و تعبیر و تفسیر قرار گرفته است. به منظور افزایش تعداد نمونه‌ها در بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها و استنباط منطقی‌تر، از نتایج آنالیز نمونه‌های آذرین- دگرگونی منطقه دلبر (بلاغی) ۶ نمونه گرانیت مورد استفاده قرار گرفته است. سنگ‌های توده گرانیتوئیدی منطقه رضاآباد را می‌توان به گرانیت، لوکوگرانیت تقسیم نمود. این سنگ‌ها دارای SiO_2 بالا، Na_2O متوسط، K_2O و FeO_{total} پایین و مقادیر بسیار کم MgO می‌باشند. این سنگ‌ها بر روی نمودارهای آلکالی‌ها

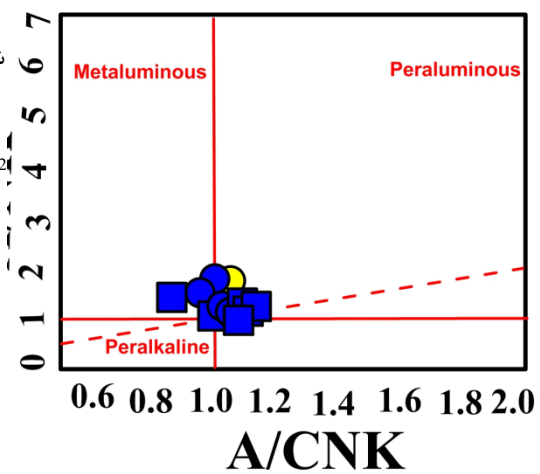
($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۴ و ۱۹۸۵) به ترتیب در محدوده گرانیته و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸-الف و ب). در نمودار نامگذاری دولاروش^{۲۳} (۱۹۸۰) در محدوده های گرانیته و گرانودیوریت و آلكالی گرانیته قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸-ج). همچنین در نمودارهای مجموع آلكالی ها ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 (کاکس و همکاران ۱۹۷۹) و AFM (ایرواین و باراگار^{۲۴} ۱۹۷۱) به ترتیب در محدوده های گرانیته با ماهیت ساب‌آلكاکن و کالک آلكاکن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۸-د). علاوه بر این با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شانده ۱۹۴۳) این گرانیته‌ها اغلب پرآلومین هستند (شکل ۴-۸-و)

²³ - Do La Roche

²⁴ - Irvine & Baragar



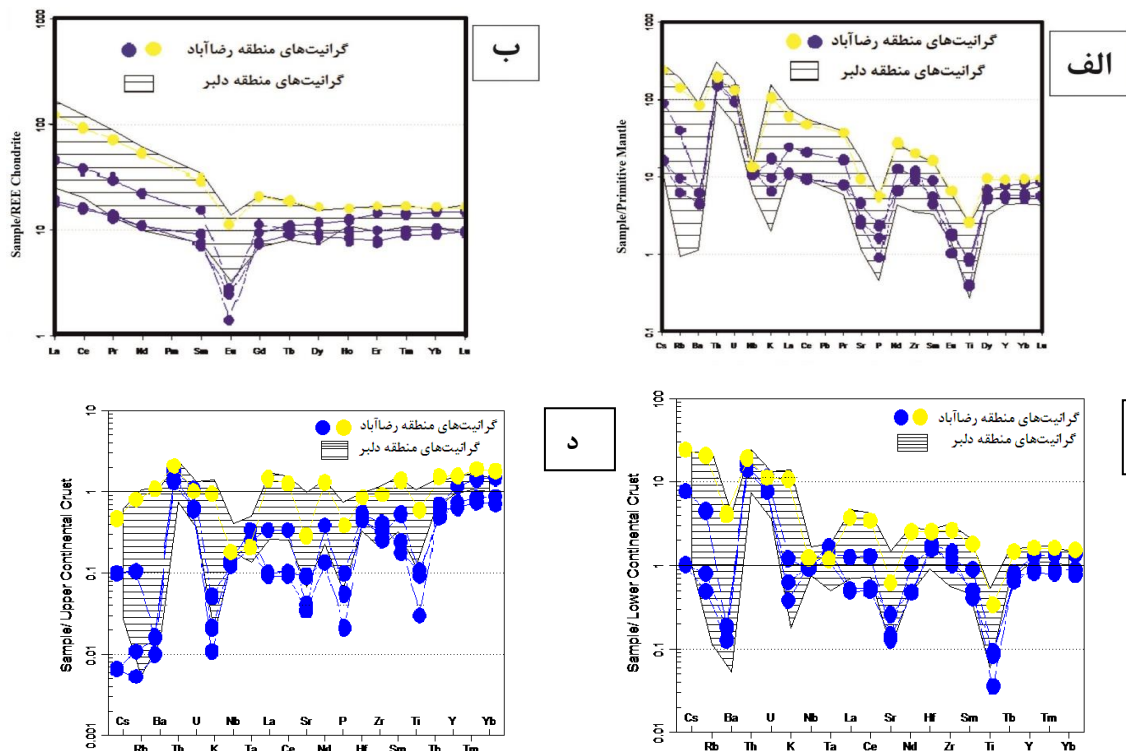
شکل ۴-۸ الف، ب، ج- موقعیت ترکیب شیمیایی گرانیت‌ها:
 بر روی نمودار مجموع آلکالی‌ها (Na₂O+K₂O) در برابر
 SiO₂ (Middlemost 1994-1985) و (Cox et al 1979) د-
 نمودار R₁-R₂ (De La Roche et al 1980) ه- نمودار
 A/NK در مقابل A/CNK (Shand 1943).



۴-۳-۱- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده برای گرانیتهای

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) و نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Boynton, 1984) برای گرانیتهای مورد مطالعه ترسیم شده است (شکل ۴-۹-الف و ب). آنومالی منفی Ti و Nb قابل مشاهده در این نمودارها، با نشأت گرفتن مذابهای سازنده این گرانیتهای از یک منشأ پوسته قاره‌ای سازگار است. همچنین آنومالی منفی Ba و Sr حاکی از جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق یا باقیمانده آن بصورت فازهای کانیاپی پایدار در طول ذوب‌بخشی در سنگ منشأ است (مشیو و ما بوکو، ۲۰۱۲). مطالعه و بررسی نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده حاکی از آنومالی منفی (Ti, P, Ba, Sr, Nb) و آنومالی مثبت (Th, U, La, Rb, K) بوده و نشان‌دهنده منشأ گرفتن گرانیتهای مورد مطالعه از ذوب یک پوسته قاره‌ای با ماهیت سنگ‌های رسوبی متاپلیتی-متاگریوکی می‌باشد. همچنین الگوی تغییرات عناصر کمیاب بر روی نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت بوینتون^{۲۵} (۱۹۸۴) نشان می‌دهد این سنگ‌ها دارای آنومالی منفی Eu، غنی‌شدگی از LREE و الگوی مسطح برای عناصر HREE می‌باشند (شکل ۴-۹-ب). ناهنجاری منفی یوروپیم، به ویژه در ماگماهای فلسیک، عمدتاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود، فقیر بودن سنگ‌های مادر از CaO، یکی از عوامل مهم، بروز بی‌هنجاری منفی از Eu در گرانیتهای مورد مطالعه است.

²⁵-Boynton

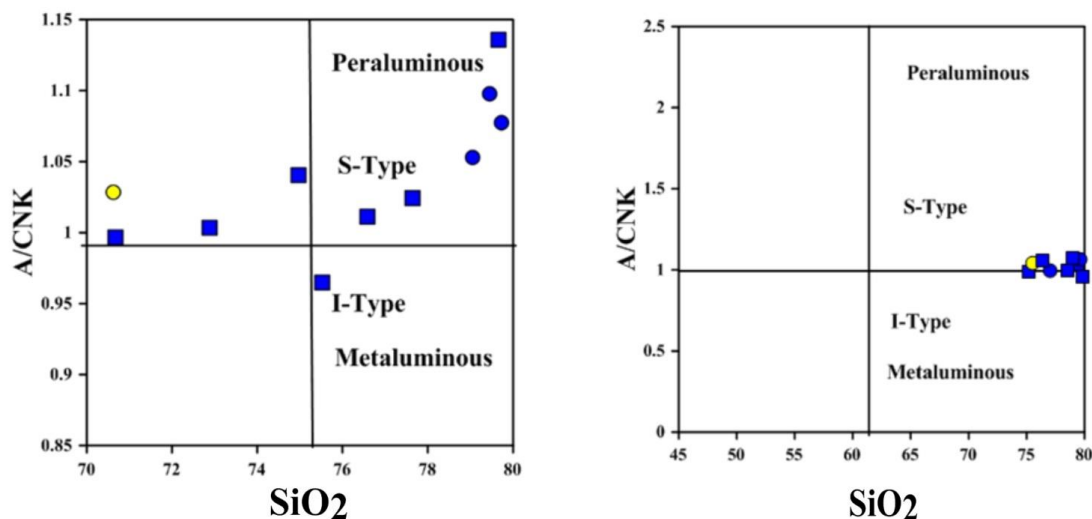


شکل ۴-۹-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای گرانیت‌ها. ب- نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به مقادیر REE کندریت (Boynnton, 1984) برای گرانیت‌های منطقه رضاآباد خارتوران و دلبر (اقتباس از داده‌های بلاغی، ۱۳۹۳)، ج (نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای زیرین (Taylor & McLennan, 1995)، د) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1995).

۴-۳-۲- تعیین درجه اشباع از آلومین در گرانیت‌ها

درجه اشباع از آلومین به صورت شاخص ASI معرفی شده است (Shand, 1943). این شاخص به صورت نسبت میلی کاتیونی $Al/(Ca+1.76P+Na+K)$ محاسبه می‌شود (Frost et al, 2001). اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع مولی پتاسیم و سدیم کمتر از مقدار مولی Al باشد ($Na+K < Al$) سنگ متآلومین خواهد بود. اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع $Na+K > Al$ باشد، سنگ پرآلکالن است. جهت تعیین درجه اشباع از آلومین و تعیین ماهیت گرانیت‌های مورد مطالعه از نمودار $A/CNK-SiO_2$ (Chappel and White, 1974) استفاده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار غالباً دارای مقدار $A/CNK > 1.1$ هستند و در محدوده پرآلومین ضعیف قرار می‌گیرند. گرانیت‌های مورد

مطالعه بر اساس این ویژگی اغلب از نوع S هستند (شکل ۴-۱۰). لازم به ذکر است، گرایش برخی نمونه‌ها به قرارگیری در سایر محدوده‌های ترکیبی، با واقعیت‌های زمی‌شناسی منطقه و مشاهدات سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی سازگار نیست.



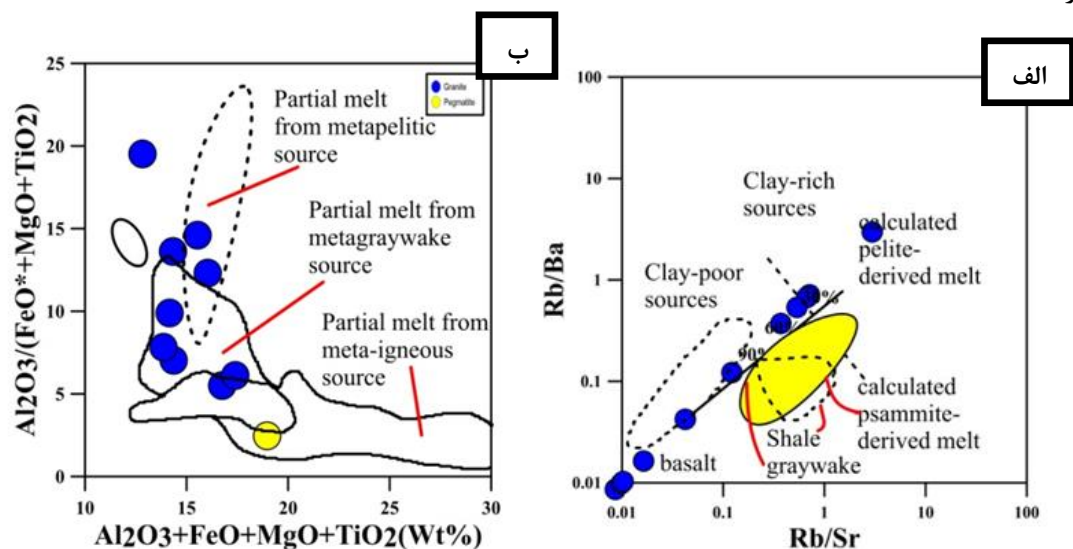
شکل ۴-۱۰- نمودار A/CNK-SiO₂ (Chappel and White, 1974) برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. با توجه به این نمودار تمامی نمونه‌های گرانیتی در محدوده مرز بین پرآلومین و متآلومین و بیشتر به سمت قلمرو گرانیتوئیدهای نوع S تمایل نشان می‌دهند.

همانطور که در صفحات بعد مشخص خواهد گردید ماهیت نیمه پلیتی و گریوکی سنگ والدی که ذوب آن و تبلور مواد مذاب حاصل از آن به تشکیل این گرانیتوئیدها منجر شده است، عامل پراکندگی موقعیت ترکیبی این گرانیتوئیدها در بخش‌های مرزی بین پرآلومین، متآلومین و پرآلکان ضعیف می‌باشد.

۴-۳-۳- تعیین سنگ والد گرانیت‌ها

سنگ‌های گرانیتی یا گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به صورت توده‌های کوچک مقیاس و رگه‌های لوکوگرانیتی، پگماتیتی- آپلیتی در مجموعه دگرگونی-آذرین رضاآباد و دلبر نفوذ کرده‌اند. پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، میکروکلین، کوارتز از کانیهای اصلی لوکوگرانیت‌ها هستند. بقایایی از بیوتیت و گارنت نیز در برخی نمونه‌ها یافت می‌شود. زیرکن و آلانیت از کانیهای فرعی مهم در این سنگ‌ها هستند. شواهدی از تغییر و تحولات کانی‌شناسی در رابطه با گرانیت‌زایی در مقیاس صحرایی به خوبی مشاهده است. از جمله این شواهد می‌توان به تشکیل میگماتیت‌ها اشاره کرد. آثار و شواهد میگماتیت‌زایی در

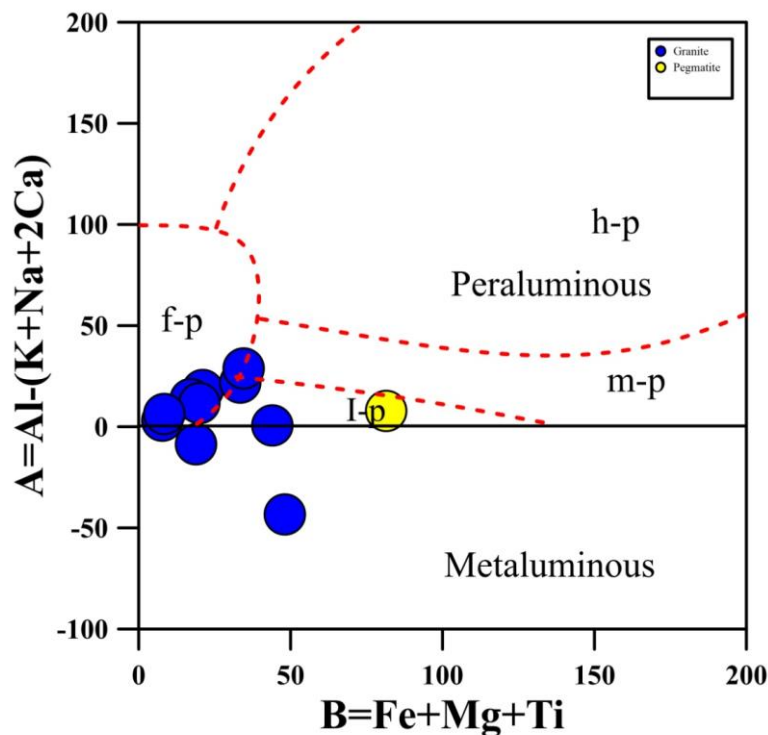
بخشهای مختلف منطقه به وضوح قابل مشاهده است (به فصل دوم و بلاغی، ۱۳۹۳، حسینی، ۱۳۹۴ رجوع شود). علاوه بر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی، ویژگیهای ژئوشیمیایی نیز منشأ گرفتن گرانیت‌ها از مذابهای حاصل از ذوب گنیس‌ها را مورد تأیید قرار می‌دهند. در واقع گرانیت‌ها از ذوب و تحول سنگ‌های دگرگونی ایجاد شده‌اند. نمودار $(Al_2O_3 + FeO^* + MgO + TiO_2)$ در مقابل $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ (Patino Douce (1999) $FeO^* + MgO + TiO_2$) و نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) نشان می‌دهد این گرانیت‌ها از نوع S و دارای ماهیت پوست‌های هستند (شکل-های ۴-۱۱-الف و ب). همانگونه که ویژگیهای ژئوشیمیایی و همچنین شواهد صحرایی نشان می‌دهند، گرانیت‌های مورد بررسی از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگریوکی - متاپسامیتی تا متاپلیتی منشأ گرفت‌ه‌اند.



شکل ۴-۱۱-الف- نمودار تغییرات Rb/Ba در مقابل Rb/Sr برگرفته از (Sylvester, 1998) جهت تعیین سنگ والد گرانیت‌های مورد بررسی. ب- نمودار $Al_2O_3 + FeO^* + MgO + TiO_2$ در مقابل $Al_2O_3/(FeO^* + MgO + TiO_2)$ (Patino Douce (1999).

جهت تعیین سنگ والد گرانیت‌ها و نوع آنها از نمودار (Villaseca et al, 1998) نیز استفاده شده است. در این نمودار دو محدوده اصلی پرآلومین و متا آلومین وجود دارد. محدوده پرآلومین خود به چهار زیر گروه تقسیم شده است: (۱) گرانیتوئیدهای خیلی پرآلومین شدید (h-p) که با گرانیت‌های

تیپ S مطابقت می‌کنند، ۲) گرانیتوئیدهای با درجه پرآلومین متوسط (m-p)، ۳) گرانیتوئیدهای با درجه پرآلومین پایین یا ضعیف (l-p) و ۴) گرانیتوئیدهای پرآلومین فلسیک (f-p). در این نمودار در امتداد $A=0$ ، گرانیتوئیدهای پرآلومین و متا آلومین از یکدیگر تفکیک می‌شوند. گرانیتوئیدهای پرآلومین عمدتاً با گرانیتوئیدهای نوع S مطابقت می‌نمایند و در مقابل گرانیتوئیدهای متاآلومین با سایر گرانیتوئیدها (به غیر از نوع S) مطابقت دارند. در این نمودار اغلب نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه در محدوده f-p و تعدادی در محدوده I-p قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۲). بر اساس این نمودار می‌توان نتیجه گرفت گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع پرآلومین پایین تا متوسط و پرآلومین فلسیک هستند و با توجه به آنچه قبلاً نیز گفته شد به گرانیتوئیدهای نوع S تعلق دارند.

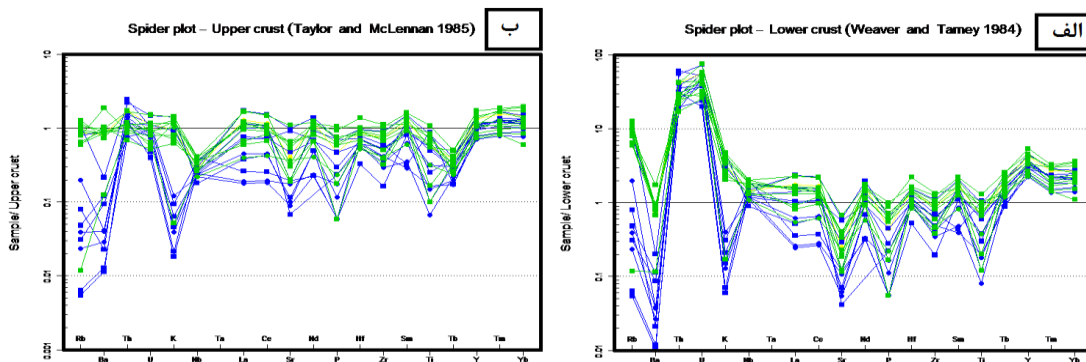


شکل ۴-۱۲- نمودار تعیین نوع گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای A و B (Villaseca et al., 1998) برای گرانیت‌های مورد مطالعه که نشان می‌دهد این سنگ‌ها از نوع پرآلومین پایین تا متوسط و پرآلومین فلسیک هستند. علائم مورد استفاده بر روی نمودار و نحوه محاسبه پارامترهای A و B بدین شرح می‌باشد: l-p: پرآلومین پایین، h-p پرآلومین شدید، f-p پرآلومین فلسیک و m-p پرآلومین متوسط.

$$A = Al - (K + Na + 2Ca)$$

$$B = Fe + Mg + Ti$$

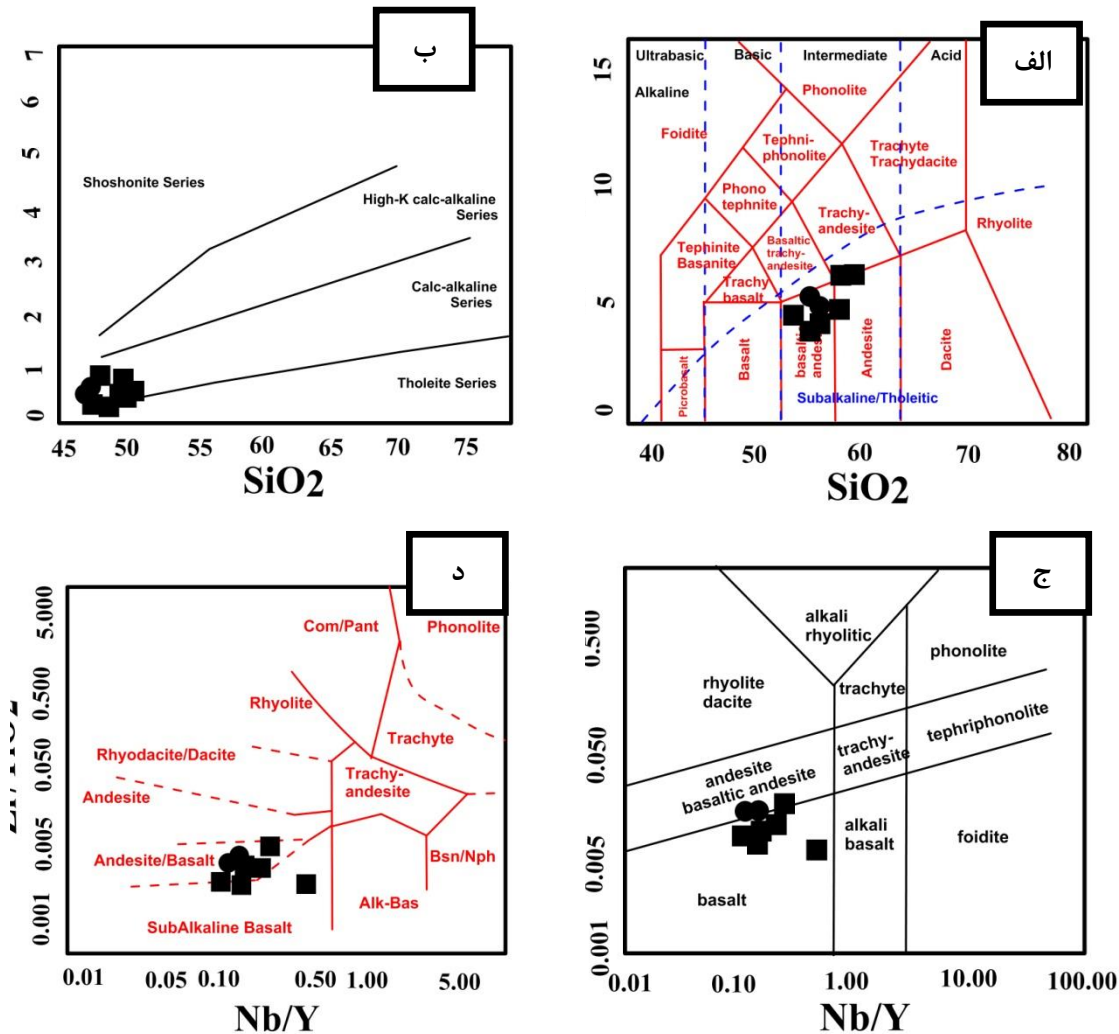
با توجه به شکل ۴-۱۳ رفتار مشابه گرانیت‌ها و گنیس‌ها نشان‌دهنده آن است که گرانیت‌ها از ذوب سنگ منشایی نظیر گنیس‌ها حاصل شده‌اند، شواهد صحرایی این امر را تأیید می‌کند. تغییرات ناچیز آنها در جریان فرآیند ذوب‌بخشی گنیس‌ها و تحول آنها به سمت ترکیبات گرانیتی امری طبیعی و معمول است.



شکل ۴-۱۳-الف و ب- نمودار عنکبوتی Upper Crust و Lower Crust برای سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه .

۴-۴-۴- دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

جهت مطالعات ژئوشیمیایی این دایک‌ها از نتایج تجزیه شیمیایی تعداد ۳ نمونه از دایک‌های منطقه رضآباد به علاوه نتایج تعداد ۶ نمونه دایک‌های رخنمون یافته در منطقه دلبر جهت افزایش جامعه آماری و دستیابی به نتیجه‌گیری منطقی‌تر استفاده شده است. جهت نامگذاری این سنگ‌ها از برخی از نمودارهای رده‌بندی شیمیایی استفاده شده است. دایک‌های بازیک بطور کلی دارای SiO_2 پایین، Fe_{total} بالا، MgO متوسط، Na_2O متوسط تا پایین و K_2O پایین می‌باشند (حسینی ۱۳۹۳). دایک‌های دیابازی مورد مطالعه بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های درونی (TAS) (Le Bas et al. 1986) دارای ترکیبی معادل با بازالت تا آندزیت بازالت هستند و در محدوده سری ساب آلكالن تا تولئیتی واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۴-الف). بر اساس نمودارهای تغییرات Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (Winchester & Floyd, 1976) جهت رده‌بندی سنگ‌های خروجی، ترکیبی معادل با آندزیت بازالت نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۴-ب). بر اساس این نمودار دایک‌های مورد مطالعه در محدوده ساب آلكالن قرار می‌گیرند .



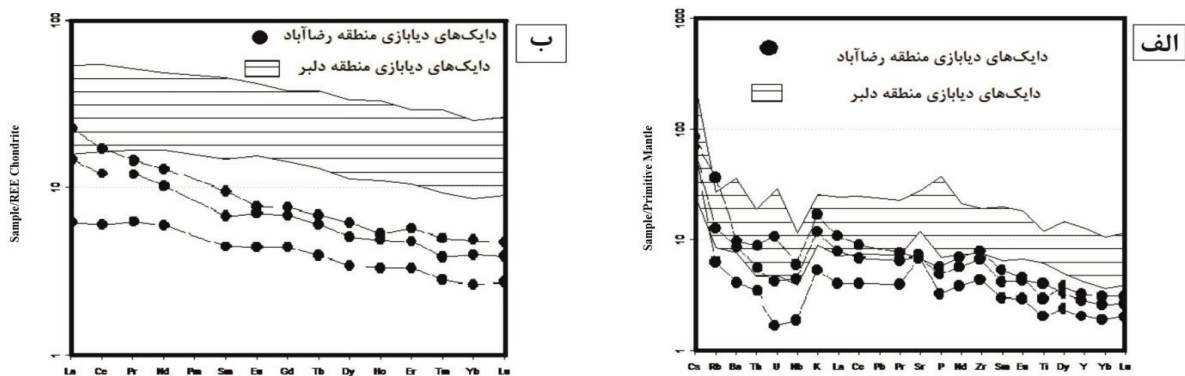
شکل ۴-۱۴- نمایش موقعیت ترکیبی نمونه‌های سنگی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی بر روی نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین. الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Le Bas et al. 1986). ب- موقعیت دایک‌های دیابازی بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo & Tylor, 1976). ج- موقعیت دایک‌های دیابازی بر روی نمودار نامگذاری Zr/Ti در مقابل Nb/Y (Pearce 1996) د- نمودار تغییرات نسبت Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (Winchester & Floyd, 1976).

۴-۴-۱- نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری بهنجار شده دسته دایک‌های دیابازی

ژوراسیک میانی

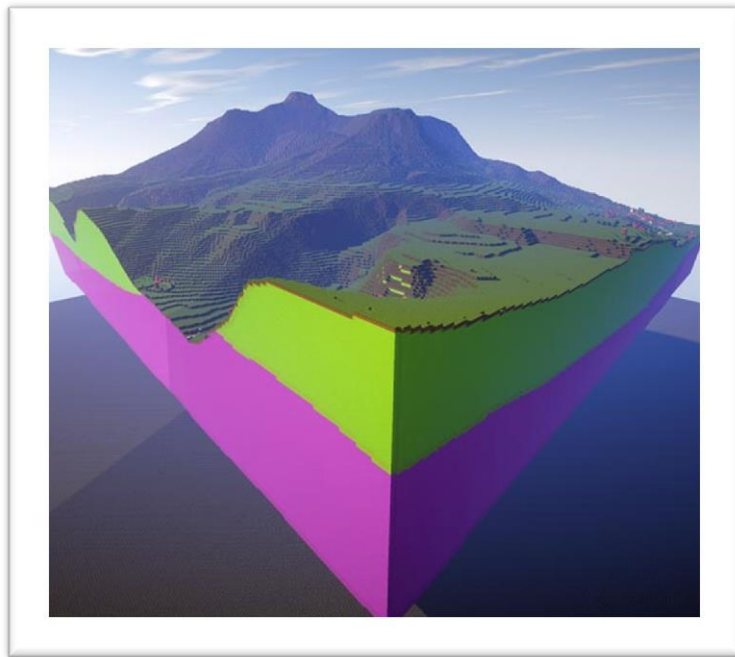
نمودار الگوی تغییرات مقادیر فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) (شکل ۴-۱۵) نشان می‌دهد که سنگ‌های سازنده دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس گابرو-دیوریتی از HREE تهی‌شدگی و از LREE غنی‌شدگی و فقدان آنومالی منفی

Eu هستند. (شکل ۴-۱۵) نشان می‌دهد نسبت LREE/HREE برای منطقه رضاآباد خارتوران از شیب زیادتری نسبت به نمونه‌های سنگی و دیابازی منطقه دلبر برخوردار است (شکل ۴-۱۵-الف) به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر LILEs (Sr) و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs (مخصوصاً Nb) از ویژگی‌های ژئوشیمیایی محیط‌های مرتبط با قوس است (ژائو و همکاران، ۲۰۱۰). به علاوه آنومالی منفی ماگماهای گوشته‌های از Nb میتواند ناشی از آلیش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. آنومالی مثبت Sr و آنومالی منفی Nb نشاندهنده آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه در طی صعود و جایگزینی متحمل آلیش پوست‌های شده است (کورک اوغلو، ۲۰۰۸). نمودار REE بهنجار شده نسبت به کندریت (بوینتون، ۱۹۸۴)، از HREEs تهی‌شدگی و از LREEs غنی‌شدگی و فقدان آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۵-ب). با توجه به (شکل ۴-۱۵-ب) در منطقه رضا آباد تغییر رفتار کمی داریم. علت این تغییر رفتار فراوانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیابازی منطقه رضا آباد نسبت به سنگ‌های دیابازی منطقه دلبر است.



شکل ۴-۱۵-الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر عناصر مورد نظر گوشته اولیه (Sun & McDonough, 1989) برای دایک‌های دیابازی ب- نمودار تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (Boynnton, 1984).

فصل پنجم



پژوهش و نتیجه گیری

۵-۱- مقدمه

همانطور که در فصل ژئوشیمی رفتار ژئوشیمیایی عناصر مختلف در سنگ‌های منطقه بررسی شد و با تجزیه نمونه‌های سنگی و استفاده از نتایج به دست آمده، تفسیر کامل‌تری از نوع سنگ‌ها و ترکیب شیمیایی آنها صورت گرفت، ما در این فصل به بررسی پتروژنز و موقعیت تکنونیک‌ی آنها می‌پردازیم. یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیک‌ی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است.

ویلسون (۱۹۸۹) معتقد است که هر سنگ آذرین را می‌توان به محیط زمین‌شناختی و الگوی تکتونوماگمایی ویژه‌ای نسبت داد و به عبارتی هر یک از محیط‌های زمین‌شناختی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند بنابراین یکی از مباحث اصلی در بخش پتروژنز تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها است. این منطقه دارای تاریخچه پیچیده‌ای از فعالیت‌های ماگمایی و رخدادهای دگرگونی است که از اواخر نئوپروتروزوئیک تاکنون در آن وقوع پیوسته است. دو گروه اصلی از سنگ‌های دگرگونی دارای سن نئوپروتروزوئیک که حجم اصلی سنگ‌های دگرگونی منطقه را تشکیل می‌دهند، شامل متاپلیت‌ها (گنیس‌ها) و متابازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها) هستند. سنگ‌های آذرین (گرانیتوئیدهای رضاآباد) نیز دارای سن نئوپروتروزوئیک هستند. در این فصل به تعیین محیط زمین‌ساختی و ویژگی‌های منشأ سنگ‌های دگرگونی و آذرین مورد مطالعه می‌پردازیم.

۵-۲- تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های دگرگونی

۵-۲-۱- سنگ‌های دگرگونی (متاپلیت‌ها)

همانطور که می‌دانیم سنگ مادر گنیس‌ها و میگماتیت‌های رضاآباد از نوع رسوبی-تخریبی است. جهت تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های مادر می‌توان از نمودارها و فاکتورهای متمایزکننده تعیین شده برای رسوبات و سنگ‌های رسوبی استفاده کرد. در هر یک از جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف نظیر جزایر کمانی اقیانوسی، جزایر کمانی قاره‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای، حاشیه غیرفعال قاره‌ای،

جایگاه‌های برخوردی و کافتی، حوضه‌های رسوبی با ویژگی‌های خاص خود یافت می‌شوند (باتیا و کروک^۱، ۱۹۸۶). نمودارهای دو متغیره مختلفی توسط باتیا (۱۹۸۳) به منظور شناخت جایگاه حوضه رسوبی در محیط زمین‌ساختی مربوطه ارائه شده که از آن جمله، می‌توان به نمودارهای Fe_2O_3+MgO در مقابل Al_2O_3/SiO_2 و TiO_2 در مقابل Fe_2O_3+MgO اشاره کرد. با این وجود شواهد صحرایی و منطقه‌ای بهترین دلیل و شاهد برای تعیین محیط تکتونیکی در زمان رسوبگذاری سنگ‌های مادر، سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی می‌باشند. با توجه به مجموع مشاهدات زمین‌شناسی و یافته‌های جدید در راستای بازدیدهای پژوهشی رساله‌های دکتری شکاری، بلاغی، کرمی، بلوچی و حسینی مشخص گردید که رسوبات سازنده سنگ‌های مادر سنگ‌های پلیتی مورد نظر در حوضه‌های کششی درون قاره‌ای رسوب کرده‌اند و از سرزمین‌های پی‌سنگی که احتمالاً بخشی از آنها، سرزمین‌های پی‌سنگ عربستان (با سن پیش از ۶۰۰ میلیون سال پیش بوده‌اند) سرچشمه گرفت‌هاند. این نتیجه گیری به بررسی بیشتر و ملاحظات بیشتر نیاز دارد. این حوضه‌های رسوبی دارای حاشیه‌های غیر فعال (از لحاظ تکتونیکی) یا Passive بوده‌اند و در حقیقت در یک رژیم تکتونیکی کششی شکل گرفت‌هاند.

۵-۲-۲- متابازیت‌های نئوپروتروزوئیک

در فصل‌های دوم و سوم، با توجه به مجموع ملاحظات زمین‌شناسی مشخص شد که سنگ مادر متابازیت‌ها، غالباً سنگ‌های بازالتی بوده‌اند. برای تعیین جایگاه زمین‌شناختی سنگ‌های بازالتی مادر متابازیت‌های کنونی از نمودارهای مشد^۲ (۱۹۸۶) و وود^۳ (۱۹۸۰) استفاده شد. با توجه به این نمودارها، بازالت‌های مورد نظر به ترتیب در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی و بازالت‌های کالک آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-الف). همچنین در نمودارهای La/Nb در برابر Y (فلوید^۴ و همکاران، ۱۹۹۱) و

¹ - Bhatia & Crook

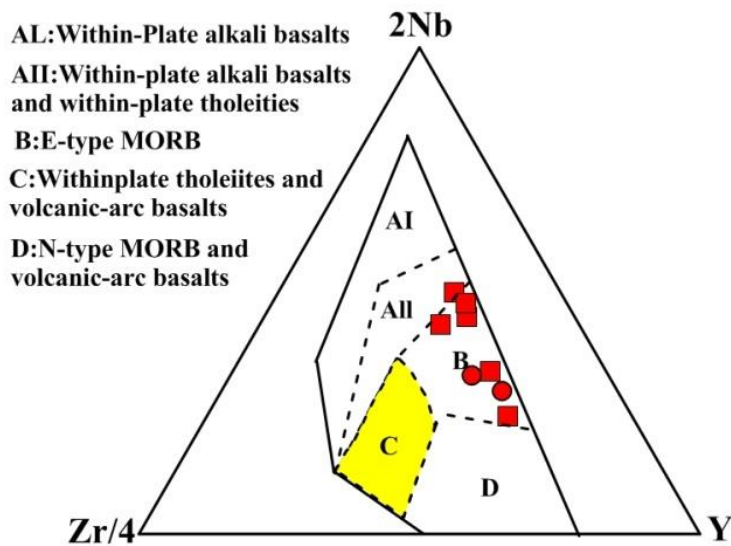
² - Meschede

2-Wood

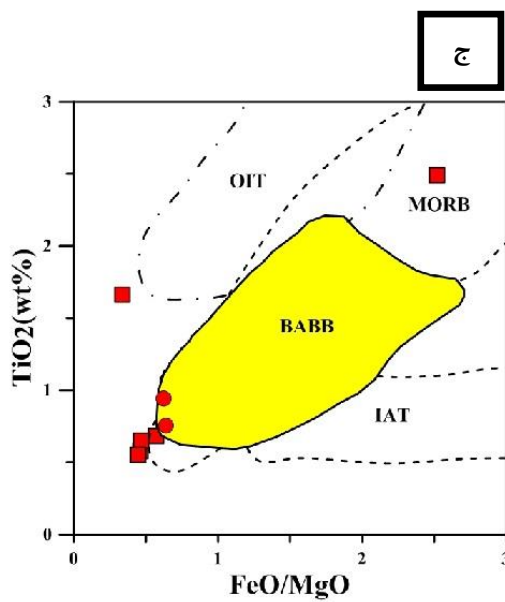
3-Floyd

4-Shuto

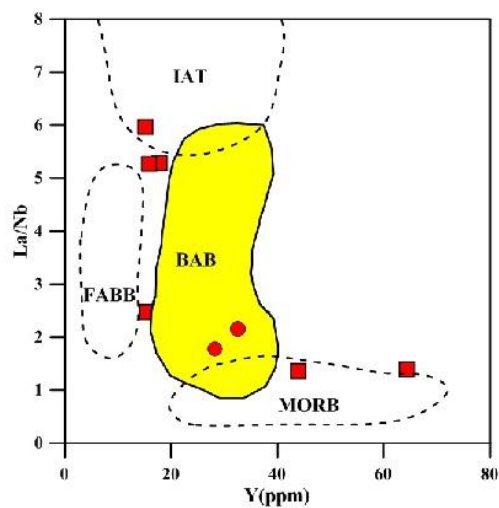
TiO₂ در برابر FeO*/MgO (شوتو^۵، ۲۰۰۶) در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-ب و ج). پراکندگی‌های مشاهده شده بر روی برخی نمودار احتمالاً به دلیل تحرک و پویایی متفاوت برخی از عناصری است که این نمودارها براساس آن‌ها طراحی و ترسیم شده‌اند. با این وجود، بررسی و تطبیق شواهد صحرایی، وجود یک حوضه کششی درون قاره‌ای را تأیید می‌کنند. این حوضه‌های کششی درون قاره‌ای ویژگی‌های حدواسط ریفت (کافت) یا محیط‌های پشت کمانی را نشان می‌دهند. در واقع این حوضه‌های کششی درون قاره‌ای شاید مراحل آغازین ریفت‌زایی در یک محیط قاره‌ای را نشان می‌دهند. این حوضه‌های آتشفشانی رسوبی با آنچه اکنون سازند خوش ییلاق نامیده می‌شود، بسیار شبیه بوده است. لیکن فراوانی نسبی اجزا سهیم در تشکیل آنها متفاوت می‌باشند. برای مثال در مجموعه دگرگونی ماجراد سهم کربنات‌ها و بازالت‌ها (یا به عبارتی متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها) بسیار چشمگیر است. در مجموعه دگرگونی دلبر، سهم متاگریوک‌ها و متاپسامیت‌ها غالب است. در مجموعه دگرگونی جندق متاپلیت‌ها، متاکربنات‌ها و متابازیت‌ها، هر سه از سهم قابل توجهی برخوردار هستند. این تاریخچه سنگ‌شناسی در سرزمین‌های پی‌سنگی ایران مرکزی نظیر حوالی ساغند تا پشت بادام و سایر سرزمین‌های پی‌سنگی ایران به ویژه در غرب و شمال غرب صادق است. لذا می‌توان یک محیط تکتونیک کششی درون قاره‌ای را به عنوان جایگاه زمین‌ساختی مناسب برای تشکیل این سنگ‌ها در نظر گرفت. همانطور که این نمودارها نشان می‌دهد، موقعیت ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه پراکندگی زیادی نشان می‌دهد. این امر نشان دهنده آن است که در تفسیر داده‌ها و نتایج ژئوشیمیایی باید به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای توجه بیشتری مبذول شود، تا تفسیری معقول و منطقی حاصل شود (شکل ۵-۱).



الف



ج



ب

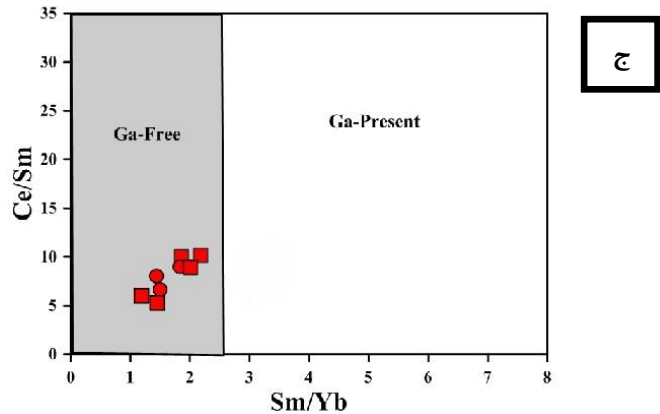
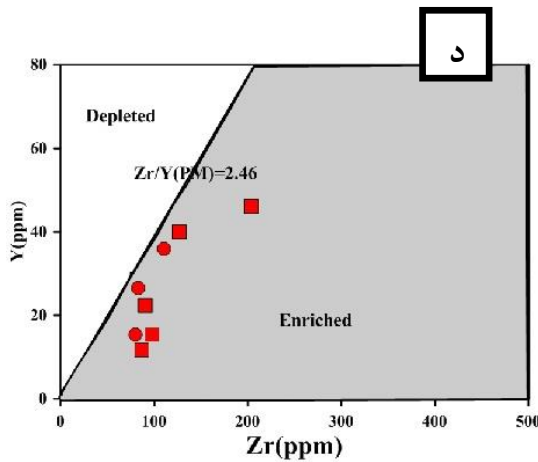
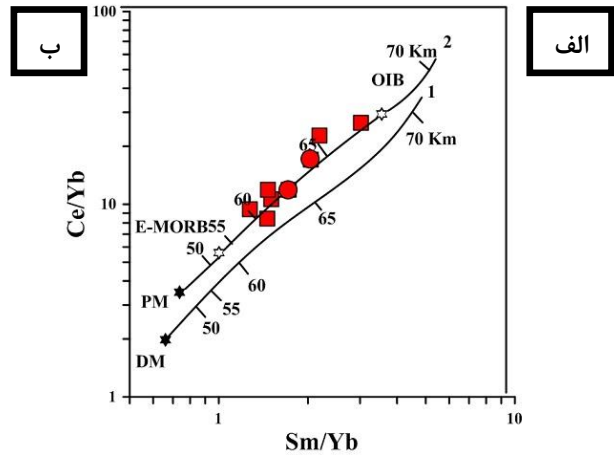
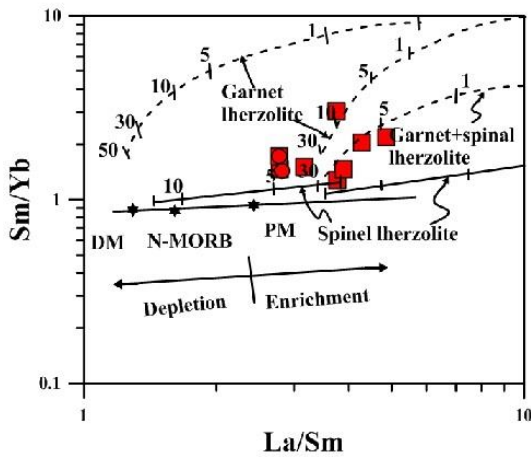
شکل ۵-۱-الف) موقعیت متابازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای مشد (۱۹۸۶) و وود (۱۹۸۰) که در محدوده بازالت‌های کالک آلکان درون صفحه‌ای و تولیت‌های درون صفحه‌ای قرار گرفت‌ه‌اند. علائم مورد استفاده بر روی نمودار عبارتند از: BAB = محدوده بازالت‌های پشت‌کمانی، MORB = پشته‌های میان اقیانوسی، IAT = تولیت‌های جزایر کمانی، FABB = بازالت‌های طغیانی قاره‌ای، AI = بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای، AII = بازالت‌های آلکان درون صفحه‌ای و تولیت‌های درون صفحه‌ای، B = مورب نوع E، C = تولیت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های پشت‌کمانی و D = بازالت‌های پشت‌کمانی و مورب نوع N. ب و ج- موقعیت متابازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای La/Nb در برابر Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) و TiO_2 در برابر FeO^*/MgO (شوتو، ۲۰۰۶).

نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی برای متابازیت‌ها و همچنین شواهد زمین‌شناسی منطقه-
ای نشان می‌دهند که این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیک کششی شکل گرفت‌ه‌اند. به منظور تعیین
عمق تشکیل ماگما از نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه^۱ و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده شده است و
موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار نشانگر آن است که ماگمای تشکیل دهنده این
سنگ‌ها عمدتاً از اعماق ۶۰ تا ۶۵ کیلومتری گوشته نشات گرفت‌ه‌اند (شکل ۵-۲-الف). این سنگ‌ها
بر روی نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb کوبان^۲ (۲۰۰۷) در محدوده فاقد گارنت واقع شده‌اند که
نشان‌دهنده منشاگرفتن ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌های فاقد گارنت در
اعماق کمتر از پایداری گارنت در گوشته است (شکل ۵-۲-ج). همچنین در نمودار Y در برابر Zr
سان و مک دونوف^۵ (۱۹۸۹) در محدوده دارای Zr بالا قرار داشته و حاکی از وجود یک منبع
گوشته‌های غنی‌شده برای آنها است (شکل ۵-۲-د)

¹ - Fleche

² - Coban

⁵ - Sun & McDonough



شکل ۲-۵ الف) موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸)،
 ب) ج و د) موقعیت ترکیبی متبازیت‌ها به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Sm در برابر Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷) و Y
 برابر Zr (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

۳-۵- تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌های آذرین

۳-۵-۱- گرانیت‌ها

مطالعه گرانیتوئیدها به دلایل زیر از اهمیت خاصی برخوردار است: ۱- این سنگ‌ها فراوانترین سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند. ۲- همانند دیگر سنگ‌های آذرین، درجه‌هایی جهت مطالعه بخش‌های داخلی زمین هستند. ۳- ارتباط نزدیکی با تکتونیک و ژئودینامیک پوسته دارند (بونین، ۲۰۰۷).

¹ - Bonin

براساس ترکیب، منشاء و جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها به انواع I, S, M, A تقسیم می‌شوند (وایت^۷، ۱۹۷۹). چاپل^۸ و وایت (۱۹۷۴) گرانیت‌ها را از نظر منشأ، به دو نوع S و I تقسیم بندی کرده‌اند. گرانیت‌های نوع I با منشاء آذرین و یا از تفریق ماگماهای بازیک و گرانیت‌های نوع S از ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی (با سنگ مادر رسوبی) و یا سنگ‌های پوست‌های حاصل می‌شوند. گرانیت‌های نوع M شبیه به تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت‌های آرکنن (TTG) و آداکیت‌های جدید هستند. این گرانیت‌ها زیرگروهی از گرانیت‌های نوع I هستند و به منابع مشتق شده از گوشته نسبت داده شده‌اند. ایشی هارا^۹ (۱۹۷۷) گرانیت‌ها را به دو گروه سری مگنتیتی و سری ایلمنیتی تقسیم کرده است. گرانیت‌های سری مگنتیت با حضور مگنتیت مشخص می‌شوند و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. در حالی که گرانیت‌های سری ایلمنیت، احیایی و دارای ایلمنیت هستند و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن در پوسته بالایی تشکیل شده‌اند (دال آگنول^{۱۰}، ۲۰۰۷). گرانیت‌های نوع I می‌توانند سری مگنتیت و ایلمنیت را شامل شوند ولی گرانیت‌های نوع S فقط معادل سری ایلمنیت محسوب می‌شوند (تاکاهاشی^{۱۱} و همکاران، ۱۹۸۰). جهت تعیین نوع گرانیت‌ها از معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی استفاده می‌شود. در این راستا ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای نوع S و I در جدول ۵-۱ (پیچر^{۱۲}، ۱۹۸۳) ارائه شده است. با مقایسه ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی رضاآباد با ویژگی‌های بارز گرانیتوئیدهای نوع S و I براساس نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) می‌توان نتیجه گرفت که توده گرانیتوئیدی رضاآباد بیشترین تشابه را با گرانیتوئیدهای نوع S نشان می‌دهد.

²- White

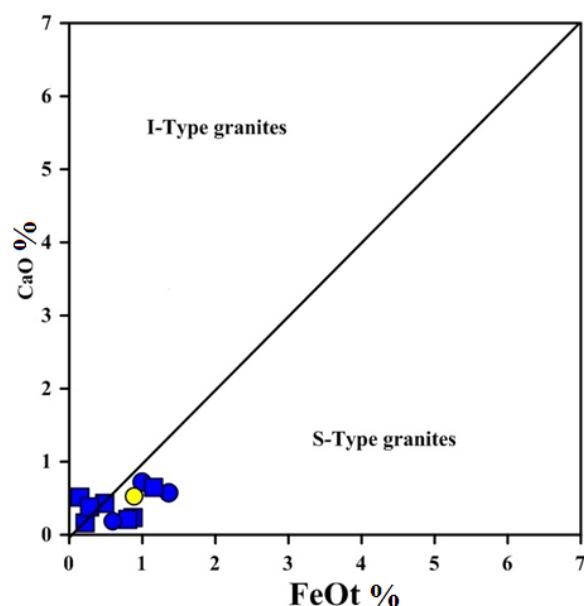
⁸ - Chappel and White

⁴ - Ishihara

² - Dal Agnol

³ - Takahashi

⁴ - Pitcher

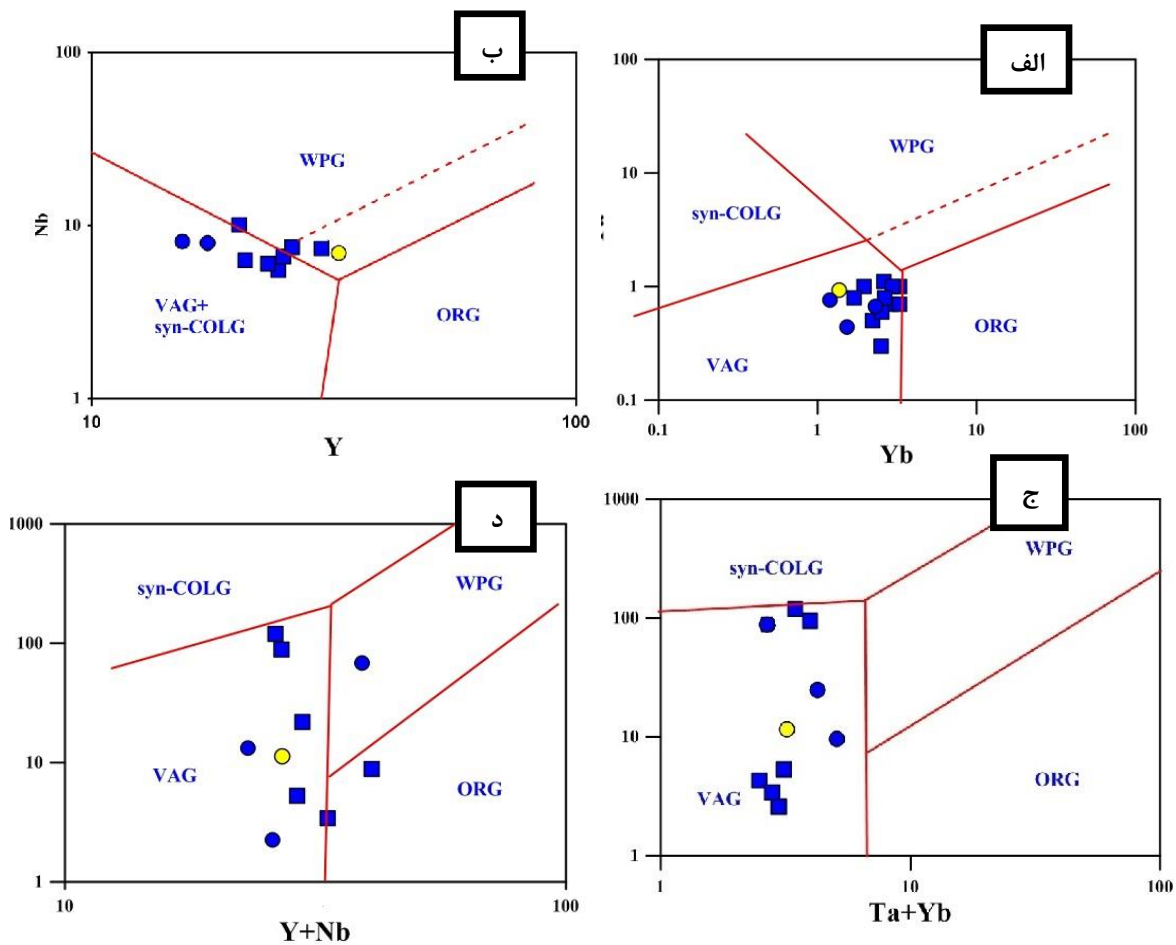


شکل ۵-۳-الف- نمودار CaO در مقابل FeO_t (Hsieh et al, 2008) برای گرانیت‌های مورد مطالعه که نشان می‌دهد اغلب گرانیت‌ها از نوع S هستند.

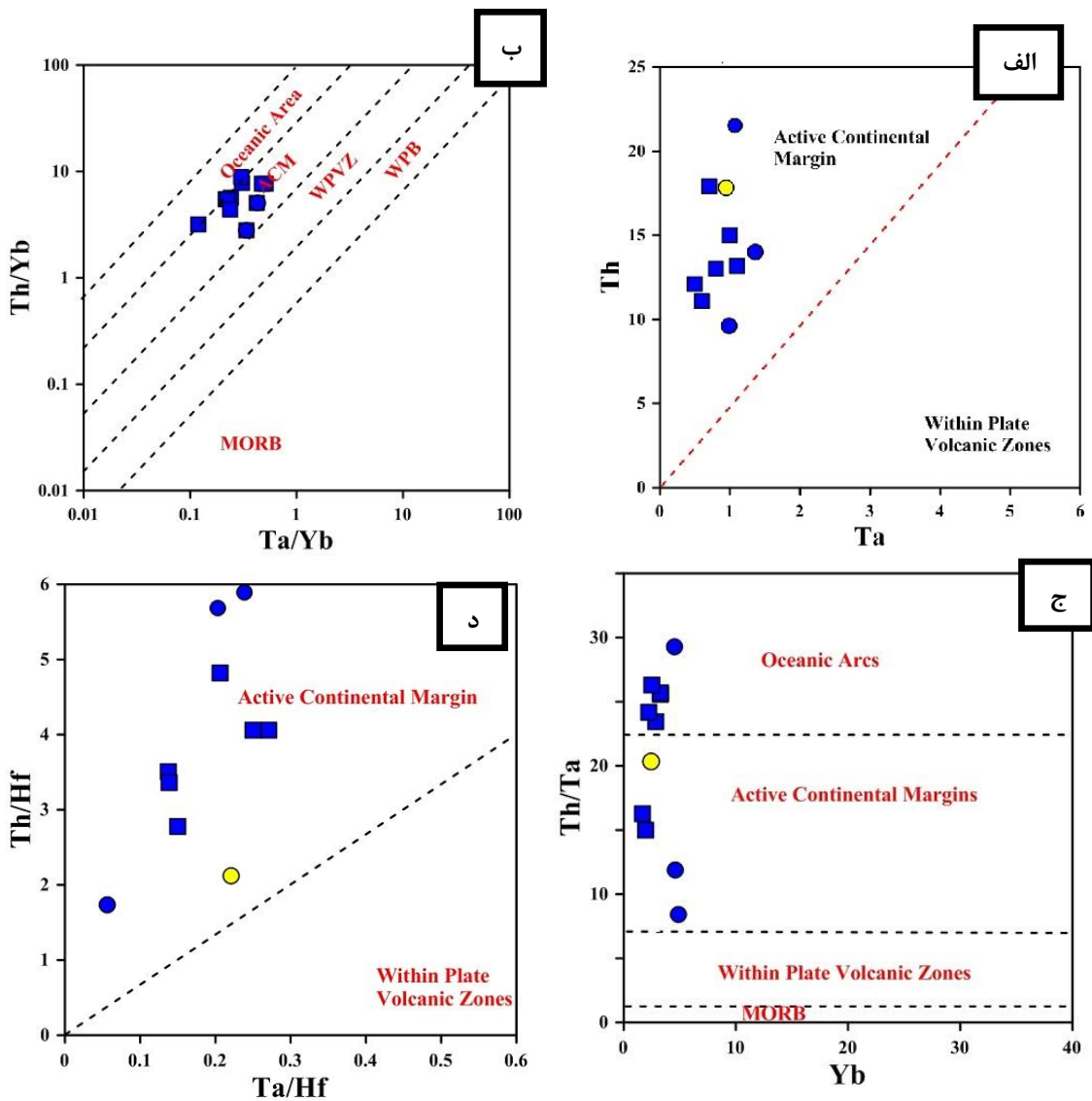
به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها محققینی همچون پیرس و همکاران (۱۹۸۴) و شندل^{۱۳} و گورتون (۲۰۰۲) با استفاده از نسبت‌های برخی از عناصر کمیاب و باچلور و بودن (۱۹۸۵) با استفاده از نسبت‌های برخی اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کاتیونی، نمودارهایی را جهت تعیین محیط تکتونیکی ارائه نموده‌اند. بر پایه طبقه‌بندی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (کمان اقیانوسی و کمان قاره‌ای) (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های مناطق برخوردی (همزمان با برخورد و بعد از برخورد) (COLG) که برخورد قاره - قاره و برخورد کمان- قاره را شامل می‌شوند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی رضآباد از نوع گرانیت‌های کمان قاره‌ای می‌باشد. این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا است. بر اساس الگوهای عناصر کمیاب و REE آن بر روی نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری به‌نچار شده، دارای ویژگی‌های مرتبط با محیط‌های زمین‌ساختی

¹³ - Schandl & Gorton

کمان قاره‌ای است. جهت تعیین محیط زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی رضاآباد از نمودارهای متمایزکننده بر پایه تغییرات عناصر Rb-Y-Nb و Rb-Yb-Ta و پیرس و همکاران (۱۹۸۴) نیز استفاده شده است. عناصر مورد استفاده در این نمودارها شامل Rb, Yb, Y, Nb و Ta می‌باشند که معیارهای متمایز کننده بسیار مؤثری برای بیشتر انواع گرانیت‌های پشته‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) محسوب می‌شوند. همانگونه که در شکل ۵-۶ مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها بر روی این نمودارها، در محدوده VAG یا گرانیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی و برخوردی قرار می‌گیرند. همچنین از نمودارهای Th - Ta, Th/Yb - Ta/Yb, Th/Ta - Yb و Th/Hf - Ta/Hf شندل و گورتون (۲۰۰۲) جهت تعیین محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی (Oceanic Arcs)، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM)، پهنه‌های آتشفشانی‌های درون ورقه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB) نیز استفاده شده و اکثر نمونه‌های توده گرانیتوئیدی رضاآباد در محیط حاشیه فعال قاره‌ای قرارگرفت‌هاند (شکل ۵-۵).



شکل ۴-۵- الف تا ج- به ترتیب نمودارهای Ta در برابر Yb ، Rb در برابر Ta+Yb ، Nb در برابر Y و Rb در برابر Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، جهت تعیین جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه. تمامی نمونه‌ها بر روی این نمودارها در محدوده VAG (گرانیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی) قرار می‌گیرند.



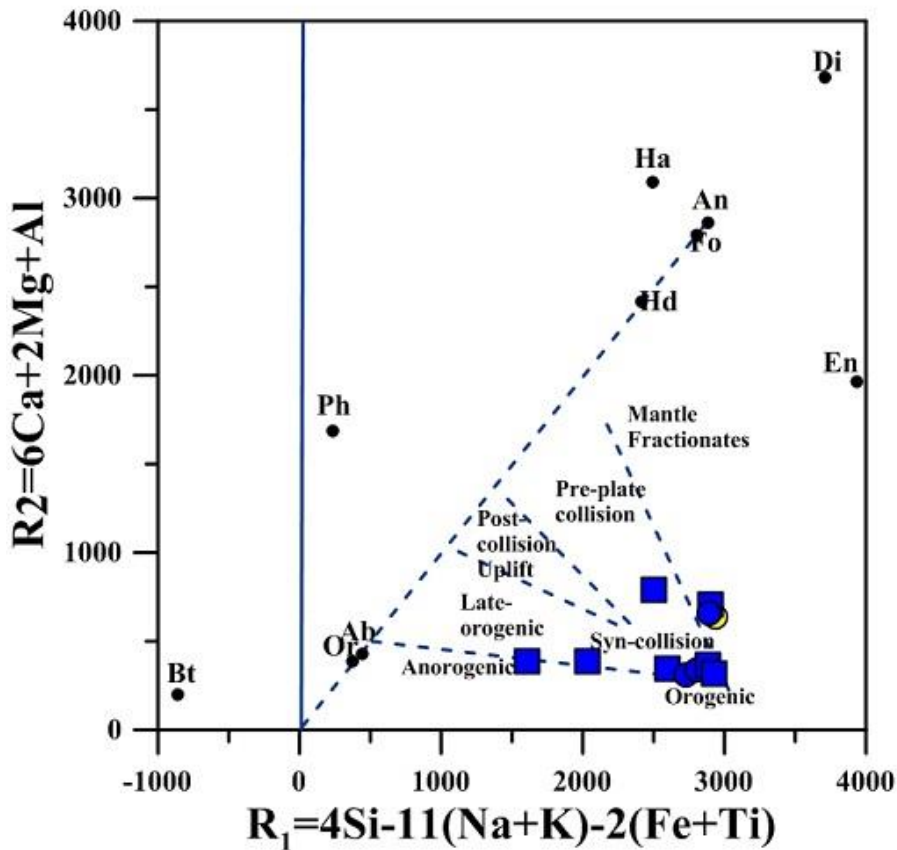
شکل ۵-۵-الف تا د) به ترتیب نمودارهای $Th - Ta$ ، $Th/Yb - Ta/Yb$ ، $Th/Hf - Ta/Hf$ و $Th/Ta - Yb$ شاندل و گورتون (۲۰۰۲) جهت تعیین محیط‌های زمین‌ساختی گرانیت‌های کمان‌های اقیانوسی (Oceanic Arcs)، حاشیه فعال قاره‌ای (ACM)، مناطق آتشفشانی درون ورقه‌ای (WPVZ)، بازالت‌های درون ورقه‌ای (WPB) و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (MORB).

از نمودار R1 و R2 (باچلور و بودن، ۱۹۸۵) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها و نیز می‌توان جهت تعیین وضعیت کوهزایی رژیم تکتونیکی مربوطه استفاده کرد، (که براساس مقادیر کاتیونی طراحی شده است). پارامترهای R1 و R2 به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

$$R2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

بر اساس این نمودار، اغلب نمونه‌های گرانیتوئیدی رضآباد خارتوران و دلبر در محدوده گرانیت‌های همزمان با کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).



شکل ۵-۶- نمودار کاتیونی R_1-R_2 (Batchelor and Bowden, 1985) جهت تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه منطقه رضآباد.

در مجموع می‌توان نتیجه گرفت گرانیت‌ها و لوکوگرانیت‌های منطقه رضآباد از نوع گرانیت‌های مرتبط با کوهزایی هستند و همانگونه که شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، دارای ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های دگرگونی منطقه هستند. گرانیت‌های منطقه رضآباد (خارتوران) غالباً دارای ترکیب لوکوگرانیتی هستند و از نوع S می‌باشند. بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و معیارهای تمایز محیط زمین‌ساختی ارائه شده در رده‌بندی‌های مختلف از جمله (Pitcher, 1983 and 1993; Barbarin, 1990)، گرانیت‌های مورد مطالعه در گروه گرانیت‌های برخورد قاره‌ای قرار می‌گیرند و دارای ماهیت کالک‌آلکان و پرآلمین هستند. در نتیجه باتوجه به مجموع شواهد صحرایی، ویژگی‌های

ژئوشیمیایی و معیارهای مختلف رده‌بندی گرانیتوئیدها، توده گرانیتوئیدی رضآباد در زمره گرانیت‌های نوع S کمان قاره‌ای قرار می‌گیرد و ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی-متاسامیتی به تشکیل این سنگ‌های گرانیتوئیدی منجر شده است. این توده‌های گرانیتوئیدی غالباً لوکوکرات هستند و به نوع S تعلق دارند و به یک مجموعه تکتونیکی از نوع همزمان با برخورد متعلق می‌باشند. در واقع مجموعه دگرگونی میزبان گرانیت‌ها را می‌توان یک آمیزه یا مجموعه درهم تنیده تکتونیکی به حساب آورد، که در آنها، مجموعه محصولات سنگی به صورت ورقه‌های تکتونیکی بر روی هم انباشته‌اند. این فرایند با دگرگونی ناحیه‌ای از نوع باروون همراه بوده است. در شرایط اوج فرایند دگرگونی مورد نظر در پیرامون دوره زمانی ۵۳۰ تا ۵۶۰ میلیون سال پیش گرانیتوئیدهای مورد نظر تشکیل شده‌اند.

۵-۳-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

به طور کلی چهار محیط زمین‌ساختی اصلی برای شکل‌گیری فرایندهای ماگمایی منجر به تشکیل سنگ‌های بازالتی و یا معادل‌های درونی آنها مشخص شده است: (۱) حاشیه‌های سازنده ورقه‌ها (پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و حوضه‌های پشت کمان ماگمایی (BAB))، (۲) حاشیه‌های همگرا (حاشیه‌های فعال قاره‌ای (ACM) و بازالت‌های کمانی آتشفشانی (VAB))، (۳) محیط‌های درون ورقه‌ای اقیانوسی (مانند جزایر اقیانوسی (OIB)) و (۴) محیط‌های درون ورقه قاره‌ای (مانند کافت‌های قاره‌ای و بازالت‌های طغیانی (WPB)). به منظور تعیین دقیق‌تر جایگاه تکتونیکی احتمالی برای دسته دایک‌های دیابازی، از نمودارهای متمایزکننده جایگاه تکتونیکی مشد (۱۹۸۶)، فلوید و همکاران (۱۹۹۱) و باگاس^{۱۴} و همکاران (۲۰۰۸) استفاده گردید. این سنگ‌ها در نمودار مشد^{۱۵} (۱۹۸۶) اکثراً در محدوده بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷-الف). همچنین در نمودار La/Nb در برابر Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷-ب). با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی منطقه و همچنین با

¹⁴ - Bagas

¹⁵ - Meschede

در نظر گرفتن سرگذشت زمین‌شناسی مناطق همجوار با دامنه سنی مشابه، به نظر می‌رسد این سنگ‌ها به احتمال قوی در یک محیط پشت کمان ماگمایی و یا به عبارت ساده‌تر یک محیط کششی درون قاره‌ای شکل گرفته‌اند (حسینی، ۱۳۹۴). حوضه‌های پشت کمان، حوضه‌های کششی کوچکی هستند که بر روی کرانه‌های قاره‌ای فعال و در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای در میان و یا پشت کمربند اصلی ماگمایی مناطق فرورانش تشکیل می‌شوند (مارتینز و همکاران، ۲۰۰۷؛ هاکینز و همکاران، ۱۹۹۴) به نظر خان^{۱۶} (۱۹۹۷). کشش در جایگاه‌های پشت کمان، در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای و جریان حرارتی حاصل از صعود ماگما در محیط تکتونیک، پشت کمان است. این محدوده توسط گسل‌های عادی احاطه شده‌است. بنا به نظر تیلور^{۱۷} و مارتینز^{۱۸} (۲۰۰۳) فرایندهای موثر بر ماگماتیسم پشت کمان با فرایندهای تشکیل بازالت‌ها در حوضه‌های اقیانوسی مشابه هستند اما تحت تأثیر پدیده فرورانش، تنوع ژئوشیمیایی ماگمایی نسبت به حوضه‌های اقیانوسی بیشتر است. بنابراین ممکن است تنوع ترکیبی این سنگ‌ها با نزدیک شدن به مناطق فرورانش افزایش یابد.

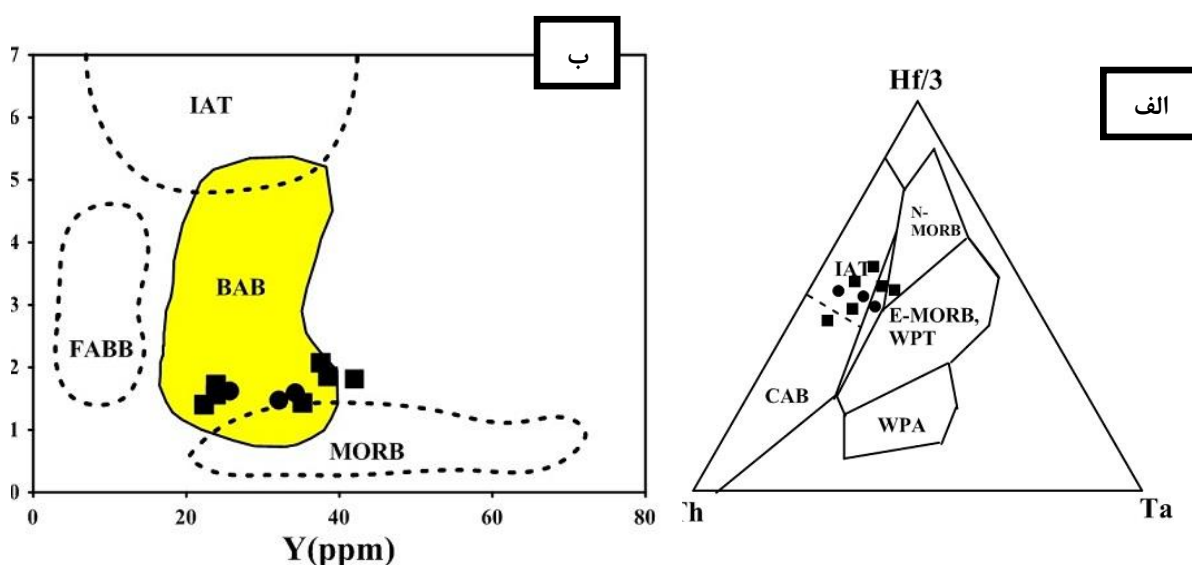
ماگماتیسم ژوراسیک میانی در نقاط مختلف ایران مرکزی با ماهیت‌های مختلف آلکالن تا کالک‌آلکالن و به اشکال مختلف گدازه، دایک‌های ساب ولکانیک و حتی نفوذی‌های عمیق تظاهر پیدا کرده است. به طور خاص در البرز مرکزی و شرقی و در شمال زون ایران مرکزی از شمال شرق طرود تا شرق بیارجمند، شواهدی از ماگماتیسم این دوره دیده می‌شود. در نمودار La/Nb در مقابل Y (Floyd et al, 1991)، با استفاده از عناصر نامتحرک Nb, La و Y ، محدوده بازالت‌های پشت کمان (BAB)، پشته‌های میان اقیانوسی (MORB)، تولئیت‌های جزایر کمانی (IAT) و بازالت‌های طغیانی قاره‌ای (FABB) از یکدیگر تفکیک شده است.

¹⁶ - Khan

¹⁷ -Taylor

3-Martinz

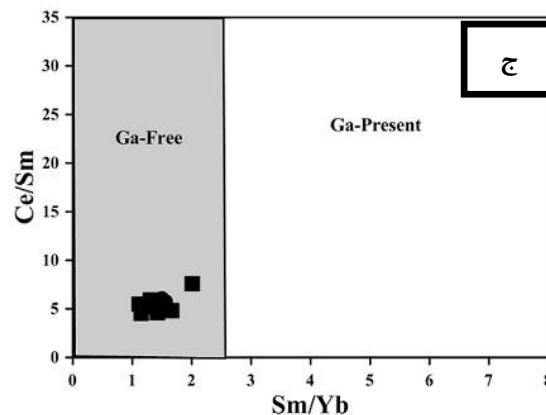
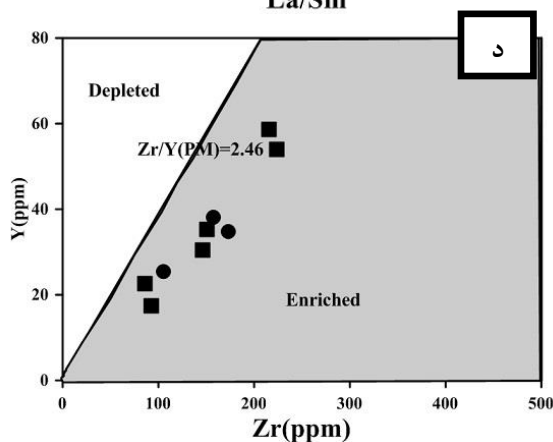
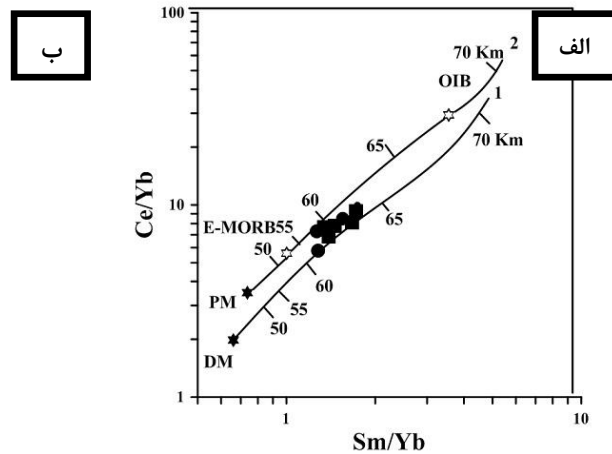
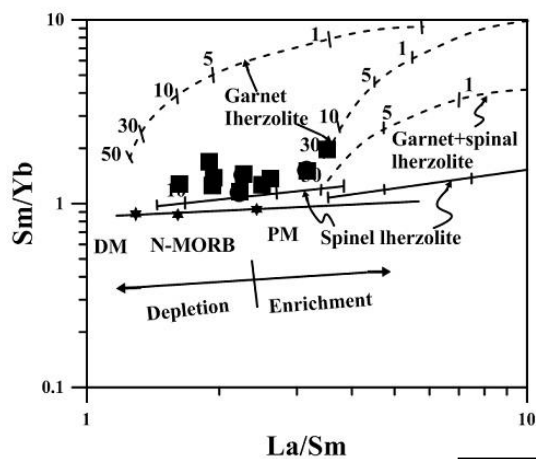
مجموعه شواهد ارائه شده نشان می‌دهد ماگمای سازنده دایک‌های دیابازی مورد نظر در یک جایگاه زمین‌ساختی پشت کمان تشکیل شده‌اند. البته با توجه به فراگیری حضور این سنگ‌ها در گستره‌ای بسیار وسیع از پهنه‌های زمین‌ساختی نظیر سندج- سیرجان، ایران مرکزی تا البرز، بهتر است از عبارت ساده یک جایگاه کشی درون قاره‌ای استفاده کرد. در مواقعی که شواهد زمین‌شناسی منطقه- ای و ویژگی‌های ژئوشیمیایی اجازه می‌دهد، شاید استفاده از عبارت موقعیت تکتونیکی پشت کمانی ارجح‌تر باشد.



شکل ۵-۷- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (Wood, 1980) و علائم اختصاری استفاده شده در نمودار الف عبارتند از: IAT تولیت‌های جزایر قوسی، CAB: بازالت‌های کالک‌آکالن، WPA: بازالت‌های آکالن درون ب - موقعیت ترکیبی دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای La/Nb در برابر Y فلوید و همکاران (۱۹۹۱). صفحه‌ای، N-MORB: مورب نرمال، E-MORB WPT: مورب نوع E و تولیت‌های درون صفحه‌ای. برای دستیابی به توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود

نمودارهای متمایزکننده محیط زمین‌ساختی برای دسته دایک‌های دیابازی و همچنین شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای بیانگر آنند که این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیک کششی پشت کمان قاره‌ای شکل گرفت‌ه‌اند. براساس برخی شواهد ژئوشیمیایی از جمله غنی‌شدگی از LILEs و تهی‌شدگی از HFSEs پیشنهاد می‌کند که این سنگ‌ها از یک گوه گوشت‌های متاسوماتیزم شده و در بالای یک زون فرورانش پوسته اقیانوسی منشاء گرفت‌ه‌اند.

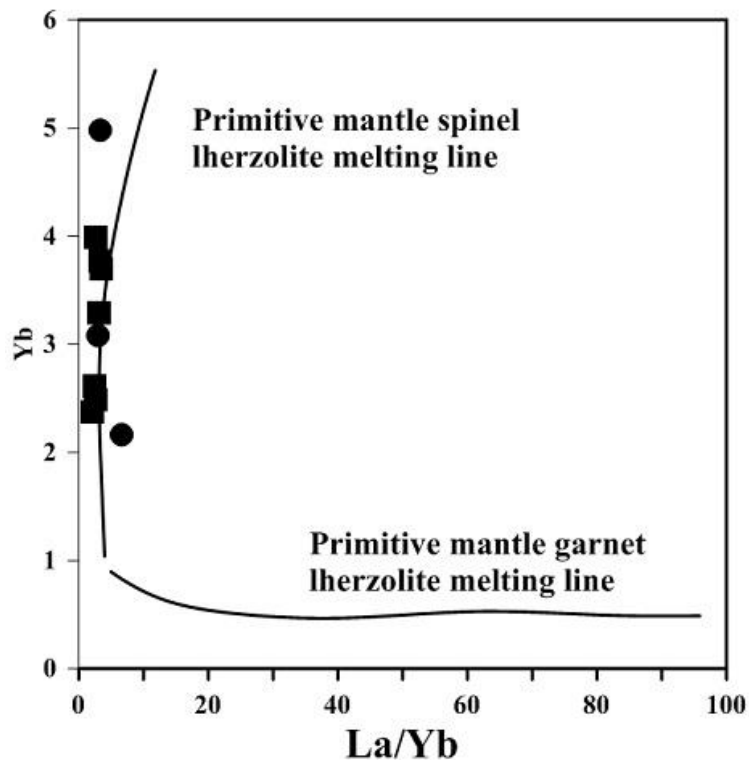
به منظور تعیین عمق تشکیل ماگما از نمودار Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده شده است. موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار فوق نشان‌دهنده آن است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها عمدتاً از اعماق حدود ۵۵ تا ۶۵ کیلومتری گوشته نشات گرفت‌ه‌اند (بلاغی، ۱۳۹۳) (شکل ۵-۸-الف). موقعیت ترکیبی آنها در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷) حاکی از آن است که این سنگ‌ها از یک مذاب حاصل از ذوب بخشی بین ۵ تا ۱۰ درصد یک منبع گوشت‌های اسپینل‌رزولیتی (شکل ۵-۸-ب) تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بر روی نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb کوبان (۲۰۰۷) در محدوده فاقد گارنت واقع شده‌اند که نشان‌دهنده منشاء گرفتن ماگمای سازنده این سنگ‌ها از یک منبع گوشت‌های فاقد گارنت است (شکل ۵-۸-ج). همچنین در نمودار Y در برابر Zr سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) در محدوده دارای Zr بالا قرار داشته و حاکی از وجود یک منبع گوشت‌های غنی‌شده برای آنهاست (شکل ۵-۸-د).



شکل ۵-۸-الف) موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Yb در برابر Sm/Yb (فلچه و همکاران، ۱۹۹۸). ب) موقعیت دسته دایک‌های دیابازی بر روی نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰؛ ژائو و ژو، ۲۰۰۷). ج و ه) موقعیت دسته دایک‌های دیابازی به ترتیب بر روی نمودارهای Ce/Sm در برابر Sm/Yb کوبان (۲۰۰۷) و Y در برابر Zr سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹).

جهت تعیین فازهای درگیر در ناحیه شکل‌گیری ماگمای سازنده دایک‌ها و یا تشخیص کانی‌شناسی سنگ منبع از نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al., 2002) استفاده می‌شود. در این نمودار مسیر ذوب اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت‌های گوشت‌های بر اساس تغییرات میزان La/Yb در مقابل Yb مشخص شده است. به گونه‌ای که در مذاب‌های حاصل از منبع گارنت لرزولیتی با تسخیر Yb توسط گارنت، با شروع ذوب، نسبت La/Yb افزایش می‌یابد. در حالی که در مذاب‌های حاصل از منبع اسپینل لرزولیتی به دلیل عدم حضور گارنت در محل منشأ، با افزایش درصد ذوب بخشی، میزان Yb افزایش یافته ولی نسبت La/Yb ثابت می‌ماند. این امر به دلیل ضریب توزیع بالاتر Yb در گارنت نسبت به اسپینل است. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار غالباً از روند ذوب اسپینل

لرزولیت‌های گوشته‌های تبعیت می‌کند (شکل ۵-۹)، در ضمن ثابت ماندن میزان نسبت La/Yb بیانگر عدم حضور گارنت در منبع ماگمایی تشکیل دهنده آنهاست.



شکل ۵-۹- نمودار Yb در مقابل La/Yb (Peters et al, 2002) برای دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی منطقه رضآباد خارتوران.

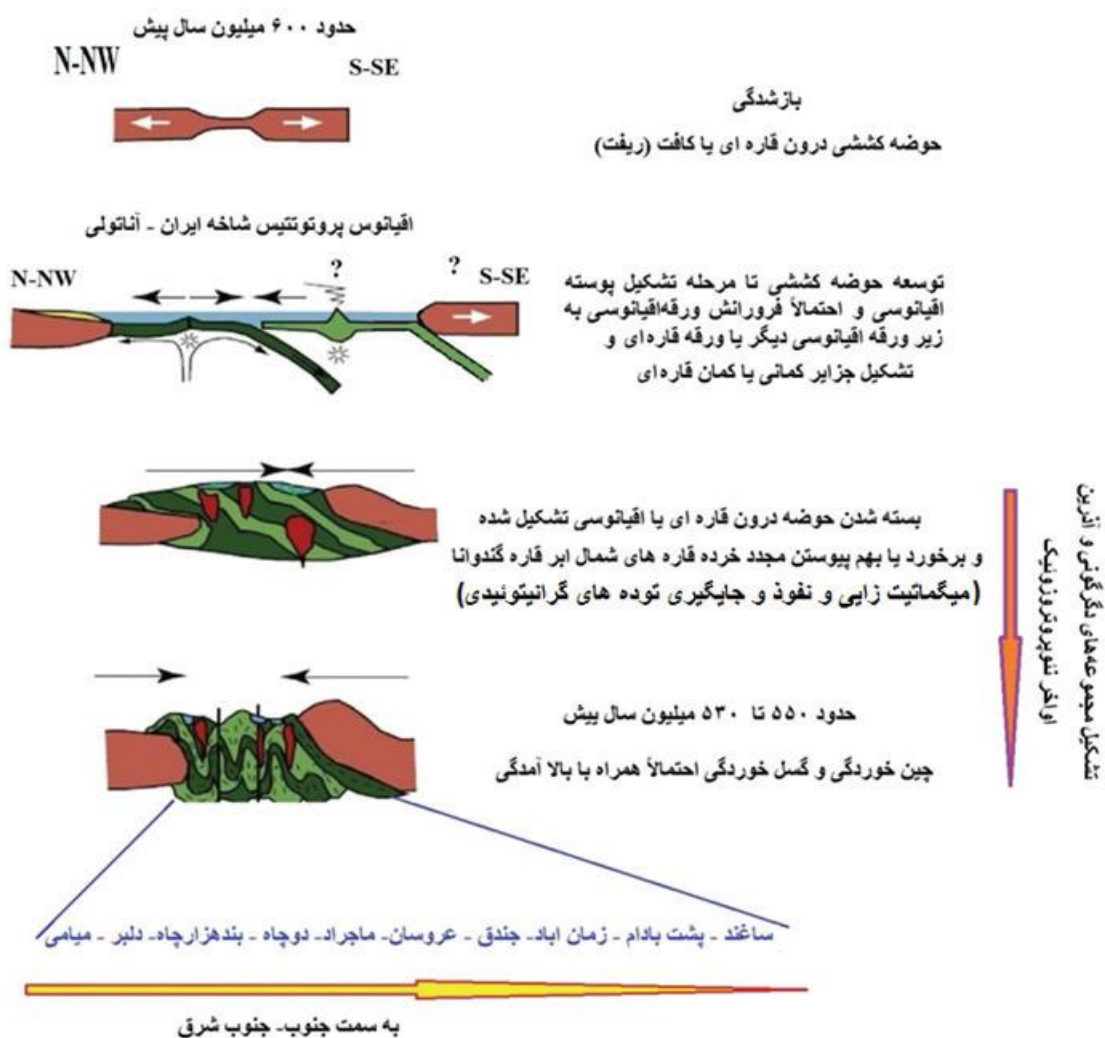
۵-۴- جایگاه تکتونیکی

تعیین جایگاه تکتونیکی هر مجموعه سنگی نیازمند داشتن دانش کافی نسبت به سرگذشت زمین-شناسی آن مجموعه سنگی از زمان تشکیل تا زمان حال می‌باشد. در مجموعه سنگی قدیمی (مجموعه‌های سنگی قبل از کامبرین) که سنگ‌ها حوادث متعددی از ماگماتیسم، متامورفیسم و دگرشکلی یا دگرریختی را متحمل شده‌اند، شناخت حوادث زمین‌شناسی به دقت و هوش زیادتری نیاز دارد. مجموعه دگرگونی رضآباد - خارتوران خود بخشی از یک سری سرزمین‌های آذرین و دگرگونی است که از جنوب دامغان (گردنه رشم) تا منطقه پل ابریشم (در مجاورت گسل میانی) به صورت رخنمون‌های پراکنده و با ترکیبات سنگی متنوع دیده می‌شوند. با توجه به مطالعاتی که در راستای

رساله‌های دکتری بلاغی، حسینی، شکاری، بلوچی، کرمی، رضایی و همچنین تعدادی از دانشجویان کارشناسی ارشد نظیر اصغرزاده، ابتهاج، مردانی، کرمی، اکرمیان، برهمند و انجام شده یا در حال انجام می‌باشد، می‌توان نتیجه گرفت که دسترسی به پاسخی منطقی و معقول امکان‌پذیر است. پس جایگاه تکتونیکی سنگ‌های نئوپروتروزوئیک منطقه رضاآباد خارتوران نیز دارای وضعیت مشابهی با سرزمین‌های هم‌جوار دارد و می‌توان از الگوهای ارائه شده برای سرزمین‌های هم‌جوار برای تشریح چگونگی تشکیل منطقه مورد مطالعه (رضاآباد - خارتوران) استفاده کرد.

صادقیان و همکاران، (۱۳۹۶) طی بخشی مفصل تشریح اینگونه سرزمین‌های آذرین- دگرگونی را مورد بحث و بررسی قرار داده و با توجه به الگوهای تکتونیکی ارائه شده برای سرزمین‌های هم‌جوار در مناطقی از پیکرهای پی‌سنگی عربستان مدلی ساده و نسبتاً قابل قبول برای تشکیل این سرزمین‌ها ارائه کرده که در شکل (۵-۱۰) ارائه شده است. توده‌های گرانیتوئیدی جنوب غرب رضاآباد با طیف ترکیبی گرانودیوریت، گرانیت و لوکوگرانیت در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی رخنمون دارند. این توده‌های گرانیتوئیدی حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی (از جمله گنیس‌ها) هستند. ماگمای تولید شده مورد نظر، دچار تبلور تفریقی و سبب تشکیل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های گرانیتی شده است. با توجه به شواهد صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای جنوب غرب رضاآباد در گروه گرانیتوئیدهای نوع S قرار می‌گیرند و ماهیت پرآلومین و کالک آلکالن دارند. این گرانیتوئیدها، همچنین در نمودارهای تعیین و تفکیک جایگاه‌های زمین‌ساختی، در قلمرو گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (syn-COLG) (کوهزایی کادونین) قرار می‌گیرند. نتایج سن سنجی به روش U-Pb روی زیرکن‌های گرانیت‌های این مجموعه، میانگین سنی ۵۳۵ میلیون سال معادل با اواخر نئوپروتروزوئیک (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) را برای این توده‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد. بنابراین گرانیتوئیدهای جنوب غرب رضاآباد به همراه مقدار کم سنگ‌های میزبان‌شان جزو سرزمین‌های پی‌سنگی شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی هستند

و با دیگر مناطق پی‌سنگی هم‌جوار مانند بندهزارچاه، دلبر، شترکوه، دوچاه، ماجراد، میامی و احمدآباد خارتوران سرگذشت زمین‌شناسی تقریباً مشابهی دارند. این دسته از گرانیتوئیدها که غالباً دارای ماهیت پرآلومین و S-type هستند از گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف‌ت‌زایی اواخر ادیاکارن (اواخر نئوپروتروزوئیک) - اوایل کامبرین کاملاً متفاوت می‌باشند. گرانیتوئیدهای مورد بحث در این منطقه جنوب غرب رضاآباد در ارتباط با مجموعه فرایندهای دگرگونی (از نوع باروین) و گرانیت‌زایی در مراحل پایانی و اوج فرایندهای دگرگونی همراه هستند.



شکل ۵-۱۰- الگوی نمادین نزدیک به واقعیت تشکیل حوضه‌های کششی درون قاره‌ای تا تشکیل پوسته اقیانوسی و سپس بسته شدن همه آنها (با الهام از طرح نمادین ارائه شده توسط Ab-Allah et al., 2014 همراه با تغییرات).

۵-۵- نتیجه گیری

مهم‌ترین نتایج حاصل شده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنیکی صورت گرفته بر روی سنگ‌های آذرین- دگرگونی منطقه رضآباد خارتوران عبارتند از:

مجموعه دگرگونی- آذرین رضآباد به سن نئوپروتروزوئیک طیف وسیعی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی نظیر متاپلیت، متاپسامیت، متاکربنات، متابازیت (شیست‌سبز و آمفیبولیت) و گرانیت را شامل می‌شود.

در بالاترین حد درجه دگرگونی گنیس‌های این مجموعه متحمل ذوب‌بخشی شده‌اند و شواهد بارزی از میگماتیت‌زایی نشان می‌دهند.

آمفیبولیت‌ها بخش اندکی از مجموعه سنگی رضآباد خارتوران را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها در بین توالی متاپلیتی- متاپسامیتی به صورت افق‌هایی ظاهر می‌شوند که از لحاظ عناصر ساختاری نظیر برگوارگی و خطوارگی با سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی همجوار خود هم راستا و هم روند می‌باشند. به نظر می‌رسد سنگ مادر آمفیبولیت‌ها، میان‌لایه‌های گدازه‌های بازالتی بوده‌اند که سپس در جریان فرایند دگرگونی به آمفیبولیت تحول پیدا کرده‌اند.

گرانیت‌های لوکوکرات حاصل فرایند ذوب‌بخشی موضعی هستند. در این سنگ‌ها شواهد ماکروسکوپی و میکروسکوپی بارزی از میلونیت‌زایی درجه پایین تا متوسط مشاهده می‌شود که عبارتند از: ساب-گرین شدن، ایجاد ریزساخت‌های ماهی‌شکل در میکاها و فلدسپارها، ایجاد پورفایروکلاست‌ها، آرایش-یافتگی مورب و توسعه سطوح برشی C و S. در خلال میلونیتی شدن شواهدی از تغییرات کانی‌شناسی نظیر تبدیل بیوتیت به مسکوویت، ارتوکلاز به میکروکلین و زایش اپیدوت و آلانیت نیز مشاهده می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و همچنین شواهد صحرایی نشان می‌دهند، گرانیت‌های مورد بررسی از ذوب‌بخشی سنگ‌های متاگریوکی، متاپسامیتی تا متاپلیتی منشأ گرفت‌ه‌اند.

دایک‌های دیابازی مورد مطالعه دارای ترکیبی معادل با بازالت تا آندزی بازالت هستند و دارای ماهیت سری ساب‌آلکان هستند. این دایک‌های دیابازی به درون توده‌های گرانیتی و گنیسی نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های افیتی، ساب‌افیتی، پورفیروئیدی، گلوپوروفیروئیدی، گرانولار (دانه‌ای) - ریزدانه تا دانه‌درشت هستند.

سنگ‌های آذرین بازی - حدواسط غرب رضآباد خارتوران (جنوب‌شرق شاهرود) که سرزمین‌های پی - سنگی نئوپروتروزوئیک را به شکل دایک و توده‌های نفوذی کوچک مقیاس قطع کرده‌اند، شاهدی بارز بر ماگماتیسم سیمین‌میانی در لبه شمالی خرده قاره ایران مرکزی به حساب می‌آیند. شواهد دیگری از ماگماتیسم مورد نظر در سرزمین‌های همجوار نظیر منطقه دلبر، بندهزارچاه، شترکوه، سفیدسنگ و همچنین در البرز جنوبی حدفاصل شمال شاهرود تا شمال قزوین نیز مشاهده شده است. این سنگ‌ها دارای تنوع ترکیبی از گابرو تا دیوریت معادل‌های آن‌ها می‌باشند به ندرت ترکیب آنها به سمت کوارتز دیوریت میل می‌کند. در مواردی که به صورت دایک ظاهر شده‌اند می‌توان از واژه‌های کلی دیاباز برای توصیف آنها استفاده کرد.

گنیس‌ها بر روی نمودارهای نامگذاری و رده‌بندی سنگ‌های آذرین در محدوده ترکیبی معادل گرانیت و گرانودیوریت، قرار می‌گیرند و دارای ماهیت معادل کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا هستند. آمفیبولیت‌های (متبازیت‌ها) مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی AFC در محدوده ترکیبات بازالتی ساب‌آلکان قرار می‌گیرند. آمفیبولیت‌های مورد مطالعه دارای منشأ آذرین بوده‌اند. گرانیت‌ها بر روی نمودارهای آلکالی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در برابر SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵ و ۱۹۸۴) به ترتیب در محدوده گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند و با توجه به نمودارهای نامگذاری و رده‌بندی در محدوده‌های گرانیتی با ماهیت ساب‌آلکان و کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. گرانیت‌ها دارای ماهیت پرآلومین و S-type هستند. دایک‌های دیابازی مورد مطالعه بر اساس نمودار رده‌بندی سنگ‌های درونی TAS (Le Bas et al. 1986) دارای ترکیبی معادل با بازالت تا آندزی بازالت هستند و در محدوده سری ساب‌آلکان تا تولییتی واقع می‌شوند.

۵-۶- پیشنهادات

- بازنگری و تصحیح نقشه‌های منتشر شده برای این مناطق.
- آنالیز میکروپروپ به منظور تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها.
- تجزیه‌های ایزوتوپی و انجام مطالعات تفصیلی به منظور تعیین منشأ و سن سنجی سنگ‌های آمفیبولیتی مورد نظر.



منابع

- ❖ افتخارنژاد ج، آقاباتی ا، خان ناظر ن.ه.(۱۳۷۱) " نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم". سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، " بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ص ۶۳۲.
- ❖ حسینی ح، ۱۳۷۴، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.
- ❖ قاسمی ح، (۱۳۷۸)، " مبانی بافت‌ها و ریزساخت‌های سنگ های دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه شاهرود. ص ۲۶۰.
- ❖ رحمتی ایلخچی، م. (۱۳۸۲)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ❖ اکرمی م، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز مجموعه دگرگونی دلبر (جنوب شرق بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ معین وزیری، ح، احمدی، ع، (۱۳۸۳)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۴۴ص.
- ❖ قاسمی ا، حاجی حسینی ا، (۱۳۸۴)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دابی"، سازمان زمین شناسی کشور.
- ❖ ملک‌پور علمداری ا، (۱۳۸۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "مطالعه پتروفابریک و سن سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای درکوه‌های علاءالدین و ملحدو، جنوب‌شرق شاهرود"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.

- ❖ قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- ❖ جمشیدی خ، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ آقنابتی س.ع. (۱۳۸۹)، "زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور. ۶۰۶ صفحه.
- ❖ عابدی ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های بازیک آلکان در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی". مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحات ۳۴۷ تا ۳۷۰.
- ❖ چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی آذرین دلبر (شرق بیارجمند) بوسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ عزیزی م، (۱۳۹۱) پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۲)، بررسی خصوصیات ناحیه منشاء سنگ های آلکان بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، صفحه ۱۷-۲۹.
- ❖ اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- ❖ حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲) "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه شناسی توده های گرانیتوئیدی بند هزار چاه بیارجمند" هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- ❖ همتی ع. (۱۳۹۲). پایان نامه کارشناسی ارشد: پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند). دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ همتی ع. (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی میامی (غرب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ ابتهاج، م.، (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک های دیابازی موجود در منطقه بند هزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ❖ رجب قیطانی ا، (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد، "ژئوشیمی و پتروژنز توده گرانیتوئیدی هزاردره (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.
- ❖ دادپور م، (۱۳۹۳) پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آنها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ بلاغی اینانلو ز، (۱۳۹۳) رساله دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ درخشی م.، (۱۳۹۳) رساله دکتری، "پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- ❖ قاسمی ح، (۱۳۹۴)، "پتروگرافی و پتروژنز سنگ های دگرگونی"، انتشارات دانشگاه شاهرود، ۵۶۲ص.

❖ کدخدایی ف، (۱۳۹۴) پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی جایگاه چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های غرب احمدآباد-خارتوران (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

❖ سمیاری س، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴)، پترولوژی و پتروگرافی گنبد‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن میانی غرب احمدآباد-خارتوران (جنوب شرق شاهرود) ارائه کرده‌اند.

❖ رستمی م، قاسمی ح، (۱۳۹۵)، مقاله ای با عنوان شیمی کانی‌ها، زمین دما فشار سنجی دسته دایک‌های دیابازی ژوراسیک (غرب رضآباد) ارائه کرده‌اند.

- ❖ Alavi, M., (1991), Tectonic map of the Middle East: Tehran, Geological Survey of Iran, Scal 1:5,000,000.
- ❖ Alavi, M., (1996) "Tectono - stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran". Journal of Geodynamics 21, 1-33.
- ❖ Almeida, M. E., Macambira, M. J. B., Oliveira, E. C., (2007). "Geochemistry and zircon geochronology of the I-Type high K calc-alkaline and S-Type granitoid rocks from Southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana shield". Precambrian Research 155, 69-97.
- ❖ Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D., Lehnert, O., Matukov, D., Sergeev, S., 2007. Zircon geochronology of basement rocks from the Pelagonian Zone, Greece: constraints on the pre-Alpine evolution of the westernmost Internal Hellenides. International Journal of Earth Sciences 96, 639-661.
- ❖ Anderson D. 1. (1982) "Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid" Nature., 297, 391-93.
- ❖ Anderson, J. L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths: Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 87, 125-138. [also published in GSA Special Paper 315]
- ❖ Aldanmaz E. Pearce J.A. Thirlwall M. F. and Mitchell J.G. (2000) "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey" Journal of. Volcan.geotherm. Res. 102, 67-95.

- ❖ Asiabanha, A., Ghasemi, H., & Meshkin, M., 2009- Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 186 (2): 201–214.
- ❖ Ayati F., Yavuz F., Asadi H.H., Richards J.P., Jourdan F., 2012- Petrology and geochemistry of calc-alkaline volcanic and subvolcanic rocks, Dalli porphyry copper–gold deposit, Markazi Province, Iran, *International Geology Review*, v. 1, p. 1–27.
- ❖ Berberian, F., & King, G.C.P., 1981-Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 5: 101–117.
- ❖ Best, G. 2003- *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science, 729p.
- ❖ Boynton, W.V. (1984), *Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies*. In: Henderson, P. (Ed), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- ❖ Bagas, L., Bierlein, F. P., English, L., Anderson, J. A. C., Maidment, D. and Huston, D. L.,(2008)." An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864 Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites-Tanami rogen,Western Australia". *Precambrian Research* 166: 168-184.
- ❖ Baker M.B. and Stolper E.M., (1994) Determining the composition of highpressure mantle melts using diamond aggregates. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 58, 2811–2827.
- ❖ Balaghi Einaloo, M., Sadeghian, M., Zhai, Minggou, Ghasemi, H., Mohajjel, M. (2014). "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran". *Journal of Asian Earth Science*, <http://dx.doi.org/1016/jseaes.2014.06.011>.
- ❖ Barker, A. J. (2004). "An introduction to metamorphic textures and microstructures". Publisher: 2th editions, Routledge, London.
- ❖ Batchelor, R. A. & Bowden, P. (1985). "Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters". *Chemical Geology* 48, pp: 43 - 55.
- ❖ Bell, T.H, Etheridge, M.A. (1973)."Microstructure of mylonites and their descriptive terminology". *Lithos* 6:337–348.
- ❖ Bhatia M. R., Crook K. A. W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* 92, 181–193.

- ❖ Bhatia, M. R., Krocsh, K. A. W., (1986), Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 181-193.
- ❖ Bhatia. M. R., (1983), Plate tectonic and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91, 611-627.
- ❖ Boynton, W.V. (1984). "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (ed), *Rare Earth Element Geochemistry*", Elsevier, 63-114.
- ❖ Chappell, B. W., White A. J. R., (1974)." Two contrasting granite types". *Pacific Geology* 8 (2): 173-174.
- ❖ Chen, N. S. Sun M. You Z. D. and Malpas J. (1988)"Well preserved garnet growth zoning in granulite from the Dabie Mountains, central China" *J. Metamorphic Geol.*, 16, 213-222.
- ❖ Coban, H. (2007) Basalt magma genesis and fractionation in collision- and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia. *Earth-Science Reviews* 80: 219-238.
- ❖ Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979). "The interpretation of igneous rocks". George Allen and Unwin. 450p.
- ❖ Crawford, A. R. (1977). A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India: In *Livre a la Memoire de Albert F.de Lapparent. Memoire Hors-serie 8. Soc. Geol. Fr.* 251-260.
- ❖ Crowley, Q.; Key, R.; Noble, S. High-precision U–Pb dating of complex zircon from the Lewisian Gneiss Complex of Scotland using an incremental CA-ID-TIMS approach. *Gondwana Res.* 2014, doi:10.1016/j.gr.2014.04.001.
- ❖ Dal Agnol R. Carvalho D. O.(2007)"Oxidized, magnetic-series rapakivi-type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A- type granites" *Lithos*, 95, 215-233.
- ❖ Dannat, C., 1997. *Geochemie, geochronologie und Nd–Sm Isotopie der granitoiden Kerngneiss des Menderes Massivs, SW-Turkey. PhD Thesis Johannes Gutenberg Universitat, Mainz (127 pp.)*.
- ❖ De La Roche. H. (1980) "A Classification of volcanic and plutonic rocks and association". *Earth Sciences*, 73, 135-149.

- ❖ Deer, W.A., Howie R.A., Zussman J. (1992). An introduction to the rock forming minerals, Longman Ltd, 528p.
- ❖ Dora, O.O., Candan, O., Kaya, O., Koralay, E., 2002. Tectonic setting, metamorphism and revision of the origin of the leptyte–gneisses of the Menderes Massif. The Scientific and Research Council of Turkey (TUBITAK) Project Report, No: YDABC,AG-554. (165 pp. (in Turkish with English abstract)).basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul zone. International Journal of Earth Sciences 91, 469–481.
- ❖ Dora, O.Ö., Candan, O., Koralay, O.E., 2006. YDABÇG – 101Y132 numbered TÜBİTAK project (197 pages).
- ❖ Droop G. T. R. (1987)." A general equation for estimating Fe³⁺ concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51: 431-435.
- ❖ Eggleton,R.A., Buseck,P.R. (1980)."The orthoclase–microcline inversion: a high-resolution TEM study and strain analysis". Contrib. Mineral, Petrol. 74, pp: 123-133.
- ❖ Finch, R.J.; Hanchar, J.M. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. Rev. Mineral. Geochem. 2003, 53, 1–25.
- ❖ Fitz Gerald JD, Stünitz H (1993)." Deformation of granitoids at low metamorphic grade I. Reaction and grain size reduction". Tectonophysics 221:269–297.
- ❖ Fleche, M. R., Camire, G., Jenner, G.A. (1998) Geochemistry of post-Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Que´bec, Canada, Journal of Chemical Geology 148: 115-136.
- ❖ Floyd, P. A., Shail, R., Leveridge, B. E. and Franke, W. (1991) Geochemistry and provenance of Rhenohercynian synorogenic sandstones: implications for tectonic environment discrimination. Developments in Sedimentary Provenance (Morton, A. C., Todd, S. P. and Haughton, P. D. W., eds.), Geological Society London Special Publications 57: 173–188.
- ❖ Frost , C. D. , Frost , B. R. , (2014). Essentials of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, University of Cambridge.

- ❖ Frost B.R. Barnes C.G. Collins W. J. Arculus R. J. Fllis D. J. Frost C. D. (2001)"Geochemical Classification for Granitic Rocks". *Journal of Petrology*, 42, pp: 2033-2048.
- ❖ Furman, T. (2007) *Geochemistry of East African Rift basalts: An overview*, *Journal of*
- ❖ Hanski, E., Mertanen, S., Ramo, T., Vuollo, J. (2006) *Dyke swarms: Time markers of crustal evolution*, Taylor & Francis Group, London: 3–26.
- ❖ Harker, A.,(1909)." *The natural history of igneous rocks*". Methuen and co. London.
- ❖ Hassanzadeh, J., Stockli, D., Horton, B., Axen, G., Stockli, L., Grove, M., Shmitt, A., Walker, D. (2008) *U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic –Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeographym magmatism, and exhumation history of Iranian basement*. *Thectonophysics* 451, p 71- 96.
- ❖ Holzer, H. F., (1970) "*Geological reconnaissance in the Torud-Satveh-Baghou Area*" G.S.I. inter report.
- ❖ Hsieh, P.S., Chen, C.H., Yang, H.J., Lee, C.Y., 2008. *Petrogenesis of the Nanling Mountainsgranitesfrom South China: constraints from systematic apatite geochemistry andwhole-rock geochemical and Sr–Nd isotope compositions*. *Journal of Asian EarthSciences* 33, 428–451.
- ❖ Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A. (1971). "*A guide to chemical classification of thecommon volcanic rocks*". *Can. J. Sci.*, 8,pp: 523-548.
- ❖ Ishikava Y, Sawaguchi T. Yavaga S. and Horiuchi M. (1976) "*De lineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dasite and alteration haloes*". *Chemical Geology* 211, 47-69.
- ❖ Jamshidi Badr, M., Collins, A.S., Masoudi, F., Cox, G., Mohajjel, M. (2013)."*The U–Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran*". *Turkish Journal of Earth Sciences* 21. <http://dx.doi.org/10.3906/yer-1001-37>.
- ❖ Johannes, W., Ehlers, C., Kriegsman, L., Mengel, K., (2003). "*The link between migmatites and S-type granites in the Turku area, southern Finland*". *Lithos* 68, pp: 69– 90.

- ❖ Johnson C.L (2004) "Polyphase evolution of the East Gobi basin: sedimentary and structural records of Mesozoic-Cenozoic intraplate deformation in Mongolia". *Basin research*, 16, 79-99.
- ❖ Johnson, M.e., and Rutherford, M.J. (1989)." Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California)". *Geology* 17, 837-841.
- ❖ Kelley, K.A., Plank, T., Grove, T.L., Stopler, E.M., Newman, S., Hauri, E. (2006) Mantle melting as a function of water content beneath back-arc basins, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- ❖ Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M., Rahimpour-Bonab, H.,(2007)." Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran". *Journal of Asian Earth Sciences* 29, (2007), 859–877.
- ❖ Khan, M.A., Stern, R.J., Gribble, R.F., Windley, B.F. (1997) Geochemical and isotopic constraints on subduction polarity, magma sources, and palaeogeography of the Kohistanintra-oceanic arc, northern Pakistan Himalaya, *Journal of Geological Society London* 154: 935-946.
- ❖ Kusky, T.M., Bradley, D., Donley, D.T., Rowley, D., Haeussler, P.J., 2003. Controls on intrusion of near trench magmas of the Sanak-Baranof Belt, Alaska, during Paleogene ridge subduction, and consequences for forearc evolution. In: Sisson, V.E., Roeske, S.M., Pavlis, T.L. (Eds.), *Geology of a Transpressional Orogen Developed During Ridge–Trench Interaction Along the North Pacific Margin*. Geological Society of America Special Paper, 371, pp. 269–292.
- ❖ Le Bas M. J. Le Maitre R. W. Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) “A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram” *J Petrol.*, 27, 745-750.
- ❖ Le Maitre R. W. (1976) “Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classifications” *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 181-189.
- ❖ Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker,

- E.J.W., and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- ❖ Masoudi, F., Mehrabi, B., Mahmoudi, Sh., (2006)." Garnet (almandine-spessartine) growth zoning and its application to constrain metamorphic history in Dehsalm Complex, NE Iran". *Journal of Science, Islamic Republic of Iran*. 17(3): 235-244.
 - ❖ Meschede, M . (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geol.* 56: 207–218.
 - ❖ Middlemost E.A.K. (1994)."Naming materials in the magma/ igneous rock system".Longman Group U.K., pp: 73-86.
 - ❖ Middlemost, E.A.K. (1985)."Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology". Longman Group U.K., pp: 73-86.
 - ❖ Nakamura N.,(1974)." Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, (1974), 757 – 775.
 - ❖ Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G., (1984)." Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks". *Journal of petrology* 25, pp. 956-983.
 - ❖ Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976)." Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
 - ❖ Pettijohn F. J. Potter P. E. Siever R.(1972) "Sand and sandstone" Springer – Verlag, New York, p 618.
 - ❖ Pitcher W. S. (1983)"Granite type and tectonic environment.In K. J. Hsu, Mountain Building Processes" Academic Press. London.
 - ❖ Rahmati-Ilkhchi, M., Faryad, S.W., Holub, F.V., Košler, J., Frank, W., 2011. Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (central Iran). *Int. J. Earth. Sci.* 100:45–62.

- ❖ Rahmati-Ilkhchi, M., Jerabek, P., Faryad, S.W., Koyi, H.A., 2010. Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotor Kuh Metamorphic complex, Great Kavir Block, NE Iran. *Tectonophysics* 494, 101–117.
- ❖ Rollinson H. (1993) “Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation” Longman, Essex, p 325.
- ❖ Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses
- ❖ Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strengthelements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629 - 642.
- ❖ Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, H., Stern, R. J., Santos, J.F., Wu, Y. 2013. Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Res.*
- ❖ Shafaii Moghadama H. Li X. H. Ling X.X Stern R. J. Santos J. F. Meinhold G. Ghorbani G. Shahabi S. (2015) " Petrogenesis and tectonic implications of Late Carboniferous A-type granites and gabbro-norites in NW Iran: Geochronological and geochemical constraints" *Lithos* 212–215, 266–279
- ❖ Shand, S.J. (1943). "Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits". Thomas Murby and co, London 488P.
- ❖ Shuto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M., Rezanov, A.I., 2006. Geochemical secular variation of magma source during Early to Middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: asthenosphere mantle upwelling during back-arc basin opening. *Lithos* 86, 1–33.
- ❖ Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., Stockli, L.D., Axen, G., Walker, J.D., Dewane, T.J., 2004. Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab–Zanjan area, NW Iran. *Abstracts with programs. Geological Society of America* 36, 319
- ❖ Stöcklin, J., (1968). " Structural history and tectonics of Iran: a review." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52, 1229–1258.

- ❖ Sun, S.-S., McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*1989; v. 42; p. 313-345.
- ❖ Sylvester, P. J., (1998)." Post collisional strongly peraluminous granites." *Lithos* 45, 29–44.
- ❖ Taylor B., Martinez F. (2003) "Back-arc basin systematics", *Journal of Earth and Planetary Science Letters*, 210, pp 481-497.
- ❖ Taylor, S. R., McLennan, S. M., (1981), The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Phil. Trans. R. Soc.*, A301, 381-399.
- ❖ White A. J. R. (1979). "Sources of granite magmas. Geological Society of America". *Abstracts with Programs* 11, 539p.
- ❖ White S. H., Burrows, S. E. Carreras, J. Shaw, N.D and Humphreys, F. J. (1980)" On mylonites in ductile shear zone" *Journal of structural geology*, 2, 175- 78.
- ❖ Winchester J.A. and Floyd P.A. (1976) "Geological magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks" *Earth and Planet. Sci.*, 28, 459-469.
- ❖ Winter , J. D. , (2001) "An introduction to igneous and metamorphic petrology". Prentice Hall , New Jersey.
- ❖ Wood, D. A. (1980)," The application of the Th- Hf- Ta diagram the magmatic classification and the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british tertiary volcanic province," *Lournal of Earth Planet. Sce.Lett.*, 50, 11-30.
- ❖ Yardley, B. W. D., (1977)." An empirical study of diffusion in garnet, *Am."* *Mineral.* 62: 793-800.
- ❖ Zhao, J. H., Zhou, M. F., 2007. Geochemistry of Neoproterozoic Mafic Intrusions in the Panzihua District (Sichuan Province, SW China): Implications for Subduction-Related Metasomatism in the Upper Mantle. *Precambrian Res.*152: 27–47.
- ❖ Zhao, J.H., Zhou, M.F., Jian-Ping, Zh. (2010). "Metasomatic mantle source and crustal contamination for the formation of the Neoproterozoic mafic dike swarm in the northern Yangtze Block, South China". *Lithos* 115,pp: 177–189.

Abstract

Late Neoproterozoic Reza Abad igneous - metamorphic complex cropped out in the west of Reza Abad - e - Khartooran (southeast of Shahrood) and in the northern edge of the Central Iran structural zone. This complex includes a wide range of igneous and metamorphic rocks such as metapelite, metapsammite, metacarbonate, metabasite and leucogranite. These rocks intruded and cut by middle Jurassic diabase dike swarms and some small basic – intermediate intrusions (with gabbro to diorite compositions). Gneissic rocks are placed on the classification diagrams of igneous rocks in the granite and granodiorite domains. They have calc-alkaline to high potassium alkaline nature. The protolith of amphibolitic rocks (or metabasites) has been subalkaline basaltic compositions, and then igneous origin. Leucogranites have calc- alkaline up to high potassium calc-alkaline and peraluminous nature, and belong to S type granitoids.

Middle Jurassic diabasic dikes or small intrusions have gabbro and dioritic composition and or their extrusive equivalents, and they have alkaline to sub- alkaline nature. Rock forming of these dikes show granular, microgranular, ophitic and porphyroitic textures. Plagioclase and pyroxen (augite) are essential minerals. Apatite, sphene, zircon, magnetite, titanomagnetite are accessory minerals. Chlorite, calcite and epidote are secondary minerals.

These dikes or small intrusions are typical evidences of middle Cimmerian magmatism in the northern edge of Central Iran microcontinents.

Keywords: Neoproterozoic, gneiss, amphibolite, diabasic dikes, Middle Jurassic, Shahrood, Khartooran, Reza Abad.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Faculty of Petrology and Economic Geology

**Petrology and geochemistry of the late Neoproterozoic metamorphic –
igneous rocks of Ahmadabad - Reza Abad complex (SE Shahrood)**

By:Delaram khebreh

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisor:

Dr. H.Ghasemi

MSc thesis

July 2017