

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم
گروه زمین شناسی
پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی جایگاه چینه شناختی و پتروژنز بازالت‌های غرب احمدآباد - خارتوران (جنوب
شرق شاهرود)

نگارش
فاطمه کدخدای عرب

استاد راهنما
دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور
دکتر حبیب الله قاسمی

پایان نامه ارشد جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

زمستان ۱۳۹۴

ماحصل آموخته‌هایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانشان آرام بخش آلام زمینیم است

تقدیم به

پدر و مادر مهربانم

و

همسر عزیزم

تشکر و قدردانی:

پاس بی کران پروردگار کیلنار که هستی مان بخشد و به طریق علم و دانش را، نمونه‌مان شد و به بهمنشینی رحروان علم و دانش مفتخر مان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیان ساخت.

تدوین مجموعه‌ای که پیش رو دادید م‌مون بهکاری اساتید و دوستانی است که برخورد لازم می‌دانم از این عزیزان قدردانی نمایم.

تقدیر و تشکر شایسته از استاد فرزین و فرزانه جناب آقای دکتر محمود صادقیان که راهنمایی این پایان نامه را به عهده داشتند و با نکته‌های دلاویز و گفته‌های بلند، صحیفه‌های سخن را علم پرور نمود و همواره راهنما و راه‌گشای نگارنده در اتمام و اکمال پایان نامه بوده است.

جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی مشاور پایان نامه، که زحمت مشاوره این رساله را در حالی متقبل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی‌رسید؛ و دکتر مریم شیبی و دکتر مهدی رضایی داوران پایان نامه، بدین وسیله از این عزیزان سپاسگزاری می‌نمایم.

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

با سپاس بی دریغ خدمت دوستان ارجمندم خانم با مهندس زحرأحمید، مهندس سحر سیمایی، خانم مهندس معصومه دادپور، که به نحوی اینجانب را یاری کردند صمیمانه سپاسگزارم.

در پایان از خانواده عزیزم و به ویژه پدر و مادر فدای کارم و به سر عزیزم که حامیان من در طول تحصیل و در تمام امور زندگی هستند به خاطر تحمل همه سختی‌ها و فراهم کردن امکانات تحصیل تشکر می‌نمایم و روزی بی سرشار از شادی را برایشان آرزو مندم.

فاطمه کدخدایی عرب

تعهد نامه

اینجانب فاطمه کدخدای عرب دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولولژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه بررسی جایگاه چینه شناختی و پتروژنز بازالت‌های غرب احمدآباد _ خارتوران (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

در شرق و جنوب شرق شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوسپیس‌دار الیگومیوسن، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند. این بازالت‌ها در محدوده زمانی الیگوسن-میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه کننده به درون حوضه‌های رسوبی دریاچه‌ای کم عمق یا محیط‌های کم عمق تبخیری-تخریبی راه یافته‌اند. در همبندی این روانه‌های بازالتی با رسوبات مارنی، بویژه در بخش زیرین هر روانه، پیریتی شدن گسترده‌ای صورت گرفته است. پیریت‌ها حاصل واکنش متقابل بین آب، گدازه و رسوبات می‌باشند. با توجه به شدت فرایند تشکیل پیریت، اندازه قطعات بازالتی از چند میلیمتر تا چند دسیمتر متغیر است. پیریت‌ها حاوی قطعات بازالتی عمدتاً زاویه دار و دارای ساخت و بافت حفره‌ای و بادامکی هستند. پیریت‌ها شاهد بارز خروج گدازه‌های بازالتی در محیط‌های رسوبی کم عمق به سن الیگومیوسن می‌باشند و بنابراین سن قبلی نسبت داده شده به این بازالت‌ها (یعنی کواترنری) را مردود می‌داند و به عبارتی ما را در تعیین جایگاه چینه‌شناسی حقیقی آنها یاری می‌نماید. این بازالت‌ها دارای ساخت و بافت میکرولیتی، میکرولیتی پوروفیری، گلوپوروفیری و هیالوپوروفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن (در الیوین بازالت‌ها)، و پلاژیوکلاز و پیروکسن (در بازالت‌ها)، تشکیل می‌دهند. شواهدی از آشفته‌گی و اختلاط ماگمایی، عدم تعادل و سردشدگی سریع در آنها دیده می‌شود. وجود گلبولهای بازالتی کروی شکل، حاشیه‌های بسیار دانه ریز سریع سردشده و بافت‌های معرف رشد چند مرحله‌ای و غبارآلود بودن پلاژیوکلازها شواهد بارز تحولات صورت گرفته است. الیوین‌های گردشده، اسکلتی و دارای خلیج خوردگی به همراه پیروکسن‌های گردشده، دارای خلیج خوردگی و بافت غربالی و پلاژیوکلازهای با بافت غربالی مشاهده می‌شوند. فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز و اوژیت می‌باشند و دارای بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افیتی و سابافیتی هستند. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده بازالت‌های مورد نظر دارای ماهیت قلیایی سدیک است. این سنگ‌ها دارای سری ماگمایی آلکالن و محیط تکنونیک درون ورقه قاره‌ای از نوع پشت کمانی می‌باشند. بازالت‌های الیگومیوسن از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) سرشار هستند و از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. بازالت‌های مورد مطالعه دارای خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده هستند و ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای بازالتی منشأ گرفته از گوشته گارنت‌لرزلولیتی غنی‌شده، واقع در زیر مناطق قاره‌ای کششی پشت کمانی را نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: بازالت، آلکالن، پشت کمانی، گارنت لِرزلولیت، الیگوسن-میوسن، شاهرود

مقالات مستخرج از این پایان نامه

✓ ژئوشیمی و پترولوژی بازالت‌های الیگومیوسن جنوب‌شرق شاهرود. بیست و سومین همایش بلورشناسی

وکانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان، زمستان ۱۳۹۴.

✓ پتروگرافی بازالت‌های الیگومیوسن حدفاصل احمدآباد-رضاآباد خارتوران (جنوب‌شرق شاهرود). بیست و

سومین همایش بلورشناسی وکانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان، زمستان ۱۳۹۴.

✓ نقش پیریت‌ها در تعیین جایگاه چینه‌شناسی بازالت‌های الیگومیوسن حدفاصل احمدآباد-رضاآباد خارتوران

(جنوب‌شرق شاهرود). بیست و سومین همایش بلورشناسی وکانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان، زمستان

۱۳۹۴.

✓ شواهد ماگمایی حوضه کششی پشت کمانی الیگوسن در لبه شمالی ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین

تهران، پاییز ۱۳۹۴.

فهرست مطالب

۱	فصل اول کلیات
۲	۱-۱- مقدمه
۲	۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۴	۳-۱- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش
۵	۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه
۵	۵-۱- مطالعات قبلی
۱۱	۶-۱- اهداف
۱۲	۷-۱- روش مطالعه
۱۳	فصل دوم زمین‌شناسی عمومی منطقه
۱۴	۱-۲- مقدمه
۱۷	۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه احمدآباد
۱۷	۱-۲-۱- واحدهای سنگی نئوپرتوروزوئیک
۱۹	۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی
۲۱	۳-۲-۲- کرتاسه
۲۱	۴-۲-۲- کنگلومرای پالئوسن
۲۲	۵-۲-۲- مجموعه آتشفشانی -رسوبی ائوسن
۲۵	۶-۲-۲- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن میانی
۲۶	۷-۲-۲- الیگومیوسن
۳۷	۸-۲-۲- پلیوکواترنر و کواترنر
۴۰	۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه
۴۱	۴-۲- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه
۴۳	فصل سوم پتروگرافی
۴۴	۱-۳- مقدمه
۴۵	۲-۳- گنیس‌های نئوپرتوروزوئیک
۴۶	۳-۳- گابرو/دیوریت‌های ژوراسیک میانی
۴۷	۴-۳- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن
۴۷	۴-۳-۱- بازالت‌ها

۵۱	۳-۴-۲- آندزی بازالت
۵۳	۳-۵- پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق آندزیتی ائوسن میانی- پایانی
۵۵	۳-۶- پتروگرافی بازالت‌های الیگومیوسن
۵۵	۳-۶-۱- الیوین بازالت‌ها
۵۹	۳-۶-۲- پتروگرافی بازالت
۶۵	۳-۷- سنگ‌های آذرآوری
۶۵	۳-۷-۱- پپریت
۶۵	۳-۷-۲- لیتک کریستال توف
۶۷	فصل چهارم ژئوشیمی
۶۸	۴-۱- مقدمه
۷۰	۴-۲- منابع ایجاد خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها
۷۱	۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی
۷۱	۴-۳-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
۷۲	۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
۷۵	۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در رده‌بندی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه
۷۶	الف- نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین مبتنی بر اکسیدهای عناصر اصلی
۷۶	ب- نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین مبتنی بر عناصر کمیاب کم تحرک
۷۷	ب- نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۷۸	ت- نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶، اصلاح شده توسط پیرس، ۱۹۹۶)
۷۸	۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودارهای تغییرات
۷۹	۴-۵-۱- نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر MgO
۸۱	۴-۵-۲- بررسی تغییرات عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل MgO
۸۳	۴-۶- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۸۴	۴-۷- تعیین سری ماگمایی
۸۵	۴-۷-۱- نمودار مجموع درصد وزنی Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ابروین و باراگار (۱۹۷۱) و میدلموست (۱۹۹۴)
۸۵	۴-۷-۲- نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)
۸۶	۴-۷-۳- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)
۸۶	۴-۷-۴- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

۸۸	۸-۴- نمودارهای عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی
۸۸	الف- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت
۹۱	۹-۴- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
۹۳	فصل پنجم پتروژنز
۹۴	۱-۵- مقدمه
۹۴	۲-۵- تعیین محیط تکتونیکی
۹۵	۱-۲-۵- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000
۹۵	۲-۲-۵- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y
۹۵	۳-۲-۵- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr
۹۶	۴-۲-۵- نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb
۹۶	۵-۲-۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr
۹۶	۶-۲-۵- نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr
۹۶	۷-۲-۵- نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb
۹۸	۳-۵- مقایسه ویژگی ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین مجاور
۹۸	۱-۳-۵- احمدآباد و کلاته سادات (برهمند، ۱۳۸۹)
۱۰۲	۲-۳-۵- شمال گرمسار
۱۰۵	۳-۳-۵- منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار)
۱۰۹	۴-۳-۵- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما
۱۰۹	۴-۴-۱- تعیین ترکیب محل منشاء ماگما
۱۱۱	۴-۴-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما
۱۱۲	۴-۴-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ
۱۱۳	۵-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه
۱۱۵	۶-۵- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی ناحیه منشاء سنگ‌های مورد مطالعه
۱۱۶	۷-۵- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه
۱۱۹	فصل ششم نتیجه‌گیری
۱۲۰	۱-۶- نتیجه‌گیری
۱۲۲	۲-۶- پیشنهادها

فهرست شکل‌ها

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای برگرفته شده از Google Earth. ۳
- شکل ۲-۱- طول و عرض جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۳-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد نظر بر روی نقشه پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به آن ۴
- شکل ۴-۱- تصویری از چشم انداز کویر و پوشش گیاهی ضعیف آن در شمال شرق رضاآباد. ۵
- شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی زون‌های ساختاری - رسوبی ایران (آقا نباتی، ۱۳۸۳) ۱۵
- شکل ۲-۲- نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (تهیه شده در محیط نرم‌افزار GIS) ۱۶
- شکل ۳-۲- تصویری از نمای نزدیک گنیس در غرب احمدآباد ۱۸
- شکل ۴-۲- تصویری از نمای نزدیک گنیس در غرب رضاآباد ۱۸
- شکل ۵-۲- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده دایک بازالتی قطع کننده مجموع سنگ‌های آذرین -دگرگونی اواخر نئوپرتوروزوئیک ۲۰
- شکل ۶-۲- تصویری از دایک‌های اطراف روستای رضاآباد(نمای نزدیک) ۲۰
- شکل ۷-۲- تصویری از دایک‌های اطراف روستای رضاآباد (نمای دور) ۲۰
- شکل ۸-۲- تصویر از سطح گسلی آهک‌های کرتاسه ۲۱
- شکل ۹-۲- آهک‌های کرتاسه که با مرزی گسلی کم شیب از نوع راندگی ۲۱
- شکل ۱۰-۲- تصویری از کنگلومرای پالئوسن در غرب احمدآباد ۲۲
- شکل ۱۱-۲- تصویری از کنگلومرای پالئوسن واقع بر روی توالی آتشفشانی رسوبی- ائوسن ۲۲
- شکل ۱۲-۲- تصویری از گدازه‌های بازالتی بر روی توف سیلتستونی ۲۵
- شکل ۱۳-۲- تصویری از آگلومرا شمال غرب احمدآباد ۲۵
- شکل ۱۴-۲- تصویری از دور نمای گنبد الله کم ۲۶
- شکل ۱۵-۲- تصویری از درزه‌های منشوری داسیتی گنبد آغل درخشانی ۲۶
- شکل ۱۶-۲- تصویر ماهواره‌ای معرف موقعیت جغرافیایی روانه‌های بازالتی رخنمون‌یافته در سیاه‌کوه ۲۷
- شکل ۱۷-۲- یک روانه بازالتی در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال شرق) ۲۸
- شکل ۱۸-۲- نمایی از بازالت‌های منشوری بر روی مخلوطی از مارن‌های الیگومیوسن، آگلومرا و پیریت قرار گرفته‌اند ۲۸
- شکل ۱۹-۲- تصویری از توالی کنگلومرا، مارن ژئوپس‌دار و کنگلومرا در بخش انتهایی غربی سیاه‌کوه ۳۰
- شکل ۲۰-۲- تصویری از گدازه بازالتی منشوری بر روی مارن‌های الیگومیوسن ۳۰
- شکل ۲۱-۲- تصویری از بازالت‌های منشوری غرب احمدآباد ۳۰
- شکل ۲۲-۲- تصویری از هسته بازالتی جدا شده پس از فرسایش پوست پیازی بازالت‌ها ۳۰

- شکل ۲-۲۳- تصویری از جهت یافتگی بادامک‌ها در نمونه بازالتی شمال رضاآباد ۳۱
- شکل ۲-۲۴- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده راستا و مقدار گسترش دایک بازالتی به سن الیگومیوسن ۳۲
- شکل ۲-۲۵- همان تصویر ماهواره‌ای در مقیاس بزرگتر مسیر دایک با خط چین مشخص شده است. ۳۲
- شکل ۲-۲۶- دورنمای یکی از دایک‌های بازالتی الیگومیوسن شمال غرب رضاآباد ۳۳
- شکل ۲-۲۷- تصویری از تغییر مسیر دایک‌های بازالتی در شمال غرب رضاآباد خارتوران ۳۳
- شکل ۲-۲۸- نمای نزدیک یکی از دایک‌های بازالتی شمال غرب رضاآباد ۳۳
- شکل ۲-۲۹- نمودار گل سرخی دایک‌های منطقه مورد مطالعه (ترسیم شده توسط نرمافزار Sterionet). ۳۳
- شکل ۲-۳۰- تصویر ماهواره‌ای با میدان دید محدودتر برای نمایش افقهای پیریتی ۳۴
- شکل ۲-۳۱- تصویری از پیریت‌های تشکیل شده در قاعده روانه بازالتی حاوی لاپیلی به اشکال دوکی و کروی. ۳۴
- شکل ۲-۳۲- تصویری از توالی کنگلومرا، پیریت و بازالت، در شمال غرب رضاآباد. ۳۴
- شکل ۲-۳۳- تصویری از کریستال لیتیک توفها و آگلومراهای شمال غرب رضاآباد ۳۵
- شکل ۲-۳۴- الگوی نمادین تشکیل پیریت در شرایط مختلف ۳۷
- شکل ۲-۳۵- تصویری از رسوبات آبرفتی کواترنر که در مسیر رودخانه کال شور رخنمون دارند ۳۸
- شکل ۲-۳۶- تصویری از ماسه بادی‌ها در شرق روستای رضاآباد ۳۸
- شکل ۲-۳۷- ستون چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس). ۳۹
- شکل ۲-۳۸- نقشه گسل‌های اصلی منطقه احمدآباد-رضاآباد خارتوران ۴۱
- شکل ۲-۳۹- تصویری از سنگ‌های بازالتی اثوسن همراه با پوشش نازکی از مالاکیت بر روی رگه و رگچه‌های آن ۴۲
- شکل ۲-۴۰- تصویری از نمونه سنگی تزئینی معدن مرمریت شمال رضا آباد ۴۲
- شکل ۳-۱- تصویری از ماکل مشبک در میکروکلین (xpl). ۴۶
- شکل ۲-۲- تصویری از ارتوز سرسیتی شده در نمونه گنیسی (xpl). ۴۶
- شکل ۳-۳- تصویر ساب گرین شدن و حضور پورفایروکلاست‌های ارتوکلاز در نمونه گنیسی (xpl) ۴۶
- شکل ۳-۴- تصویری از بافت گرانولار و بافت اسکلتی مگنتیت در گابرودیوریت‌ها (ppl). ۴۷
- شکل ۳-۵- تصویر بافت افتیک در گابرودیوریت (xpl) ۴۷
- شکل ۳-۶- مدل سه مرحله‌ای تشکیل بافت گلوپوروفیری (برگرفته ژو و همکاران، ۲۰۰۹، در جمشیدی، ۱۳۸۹). ۵۰
- شکل ۳-۷- تصویر حفرات پر شده با آنالسیم در بازالت‌ها (ppl). ۵۰
- شکل ۳-۸- بافت گلوپوروفیری در بازالت‌ها (xpl). ۵۰
- شکل ۳-۹- بافت غربالی در اوژیت موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (xpl). ۵۰
- شکل ۳-۱۰- تصویری از ترک‌های شعاعی پلاژیوکلاز در اثر شوک حرارتی حاصل شده است، (ppl). ۵۰

- شکل ۳-۱۱- تصویری از لخته‌هایی متشکل از چند بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی (xpl) ۵۱
- شکل ۳-۱۲- تصویری از بافت پورفیری ناشی از حضور فنوکریست‌های اکسی هورنبلند در زمینه‌ای سرشار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در آندزی بازالت‌ها (xpl). ۵۳
- شکل ۳-۱۳- تصویری از منطقه بندی ترکیبی یا رشد چند مرحله‌ای هورنبلند در آندزی بازالت‌ها (ppl). ۵۳
- شکل ۳-۱۴- تصویر مقاطع طولی هورنبلند در آندزی بازالت (xpl) ۵۳
- شکل ۳-۱۵- تصویر اپاستی شدن هورنبلند در آندزی بازالت (xpl) ۵۳
- شکل ۳-۱۶- تصویر بافت پورفیری در آندزیت‌ها (XPL) ۵۴
- شکل ۳-۱۷- تصویری از حضور گلومرولهای گردشده متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز (XPL). ۵۴
- شکل ۳-۱۸- اپاستی شدن هورنبلند در آندزیت‌ها (PPL). ۵۴
- شکل ۳-۱۹- تصویری از ایدنگسیتی شدن یک فنوکریست الیوین (PPL). ۵۶
- نمودار ۳-۲۰- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت (ولج و بنفیلد، ۲۰۰۲). ۵۶
- شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست‌های خودشکل الیوین در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه رضاآباد خارتوران. ۵۶
- شکل ۳-۲۲- تصویری از بافت گلومروپورفیری در الیوین بازالت‌ها (xpl). ۵۸
- شکل ۳-۲۳- تصویری از حضور پیروکسن گرد شده و بافت غربالی در الیوین بازالت (xpl). ۵۸
- شکل ۳-۲۴- تصویری از بافت میکرولیتی پورفیری در الیوین بازالت‌ها (xpl). ۵۸
- شکل ۳-۲۵- تصویری از ایدنگسیتی شدن الیوین در الیوین بازالت‌ها (ppl). ۵۸
- شکل ۳-۲۶- تصویر منطقه بندی و بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی رضاآباد خارتوران (xpl) ۶۱
- شکل ۳-۲۷- تصویری از منطقه بندی ترکیبی در درشت بلور پلاژیوکلاز، در زمینه سنگ بازالتی قرار دارد (xpl) ۶۱
- شکل ۳-۲۸- تصویری از بافت غربالی در پلاژیوکلاز (xpl) ۶۲
- شکل ۳-۲۹- هیالومیکرولیتی پورفیری جریان‌ی در بازالت‌ها (xpl) ۶۲
- شکل ۳-۳۰- بافت هیالومیکرولیتی پورفیری جریان‌ی همراه با بافت غربالی در کلینوپیروکسن از نوع اوژیت (xpl) ۶۲
- شکل ۳-۳۱- تصویری از فنوکریست پیروکسن از نوع اوژیت در بازالت‌ها (xpl). ۶۲
- شکل ۳-۳۲- تصویری از خلیج خوردگی در فنوکریست پیروکسن از نوع اوژیت (xpl). ۶۲
- شکل ۳-۳۳- تصویری از رشد دو مرحله‌ای اوژیت در بازالت‌ها (xpl). ۶۲
- شکل ۳-۳۴- تصویری از ادخال اپک در پیروکسن (xpl). ۶۳
- شکل ۳-۳۵- تصویری از ایدنگسیتی شدن در کانی الیوین (ppl). ۶۴
- شکل ۳-۳۶- تصویری از دربرگرفته شدن فنوکریست الیوین توسط اوژیت (xpl). ۶۴
- شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی‌های پیریت و مگنتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (نور انعکاسی) ۶۴

- شکل ۳-۳۸ تصویر از کانی‌های پیریت و مگنتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (نور انعکاسی) ۶۴
- شکل ۳-۳۹- تصویر از حفرات پر شده توسط زئولیت در بازالت‌ها که به تشکیل باف‌ت بادامکی منجر شده است (xpl). ۶۵
- شکل ۳-۴۰- تصاویری از حضور قطعات بازالتی دارای باف‌ت حفره‌ای و بادامکی در یک زمینه مارنی (در واقع پیریت) ۶۶
- شکل ۴-۱- موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه ۷۰
- شکل ۴-۲- نمودار مجموع آلکالی‌ها در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹). ۷۲
- شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴). ۷۶
- شکل ۴-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). ۷۷
- شکل ۴-۵- طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نسبت‌های نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 ۷۷
- شکل ۴-۶- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y ۷۸
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO ۸۱
- شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO ۸۲
- شکل ۴-۹- موقعیت سنگ‌های بازالتی احمدآباد و رضاآباد، در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر ۸۴
- شکل ۴-۱۰- نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)، ۸۷
- شکل ۴-۱۱- نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) ۸۷
- شکل ۴-۱۲- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴). ۸۷
- شکل ۴-۱۳- TiO_2 در برابر Y/Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). ۸۷
- شکل ۴-۱۴- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)، ۸۷
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی احمدآباد و رضاآباد، در نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷) ۸۷
- شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، برای نمونه‌های سنگی مناطق احمدآباد و رضاآباد. ۹۰
- شکل ۴-۱۷- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)، برای نمونه‌های سنگی مناطق احمدآباد و رضاآباد. ۹۰
- شکل ۴-۱۸- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، ۹۰
- شکل ۴-۱۹- الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه ۹۲
- شکل ۴-۱-۵- نمودار تغییرات V در مقابل $\text{Ti}/1000$ ، شروه (۱۹۸۲). ۹۷
- شکل ۵-۲- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱). ۹۷
- شکل ۵-۳- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود هد و همکاران، ۱۹۹۳). ۹۷
- شکل ۵-۴- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Ta/Yb ، گورتون و شاند (۲۰۰۲). ۹۷

- ۹۷ شکل ۵-۵- نمودار تغییرات Th/Ta در مقابل Yb، شاند و گورتون (۲۰۰۲).
- ۹۷ شکل ۵-۶- نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)
- ۹۸ شکل ۵-۷- موقعیت سنگهای بازالتی در نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr (Benli, 2013).
- ۹۸ شکل ۵-۸- موقعیت سنگهای بازالتی در نمودار Ce/Nb برابر Th/Nb (Jafari, 2013).
- شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).
- ۱۰۰ شکل ۵-۱۰- الف- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های موجود در منطقه احمدآباد و گرمسار (برهمند، ۱۳۸۹) در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار همراه با نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y
- ۱۰۰ شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های موجود در منطقه شمال گرمسار (الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).
- ۱۰۲ شکل ۵-۱۲- الف- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های موجود در منطقه شمال گرمسار در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت سنگ‌های بازالتی نمونه‌های مورد مطالعه همراه با نمونه‌های منطقه شمال گرمسار در نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Zr (Bagas et al., 2008)
- ۱۰۳ شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).
- ۱۰۶ شکل ۵-۱۴- الف- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد احمدآباد - رضاآباد خارتوران و نمونه‌های سنگی متعلق به منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار) در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت سنگ‌های بازالتی نمونه‌های مورد مطالعه همراه با نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار) در نمودار Ce/Nb برابر Th/Nb (Jafari, 2013).
- ۱۰۷ شکل ۵-۱۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار)، نمونه‌های منطقه شمال گرمسار نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه احمدآباد و کلاته سادات نسبت به OIB
- ۱۰۹ شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در الف- نمودار Nb در مقابل Zr، ابو همامه (۲۰۰۵) (بر اساس داده‌های سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، ب- نمودار Y در مقابل Zr، ابو همامه (۲۰۰۵)، ج- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کویان، ۲۰۰۷)، د- نمودار Rb/Nb در مقابل Ni (رادپوچویک و همکاران، ۲۰۱۵)، ه- نمودار Th/Nb در مقابل Ni
- ۱۱۰ شکل ۵-۱۷- الف- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb، جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، ب- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶) ج- Sm/Yb در برابر Sm (Zhuang, 2014).
- ۱۱۲ شکل ۵-۱۸- الف- Ce در برابر Ce/Yb (الام، ۱۹۹۱)، ب- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce، در مقابل عمق جدایش برای سنگ‌های بازالتی احمدآباد - رضاآباد خارتوران (الام، ۱۹۹۱).
- ۱۱۳ شکل ۵-۱۹- الف نمودارهای $Nb/U-La/Sm$ و $Nb/U-SiO_2$ ، (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶) ب- نمودارهای $Nb/U-Nb$ و $La/Nb-La/Sm$ (یان و ژائو، ۲۰۰۸)
- ۱۱۴

شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات Th/Yb-Ta/Yb، (پیرس، ۱۹۸۲). ۱۱۶

شکل ۵-۲۱- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶، در برهمند ۱۳۸۹ و سری‌زن، ۱۳۹۳). ۱۱۸

فهرست جدول‌ها

جدول ۳-۱- فهرست علائم اختصاری ۴۴

جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها بر حسب UTM. ۶۹

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر بازالت‌های مورد مطالعه پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۷۳

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه احمدآباد (AH) و کلاته سادات (ND) پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). ۱۰۱

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی شمال گرمسار پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۳). ۱۰۴

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مقبسه (جنوب غرب سبزوار) پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۳). ۱۰۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

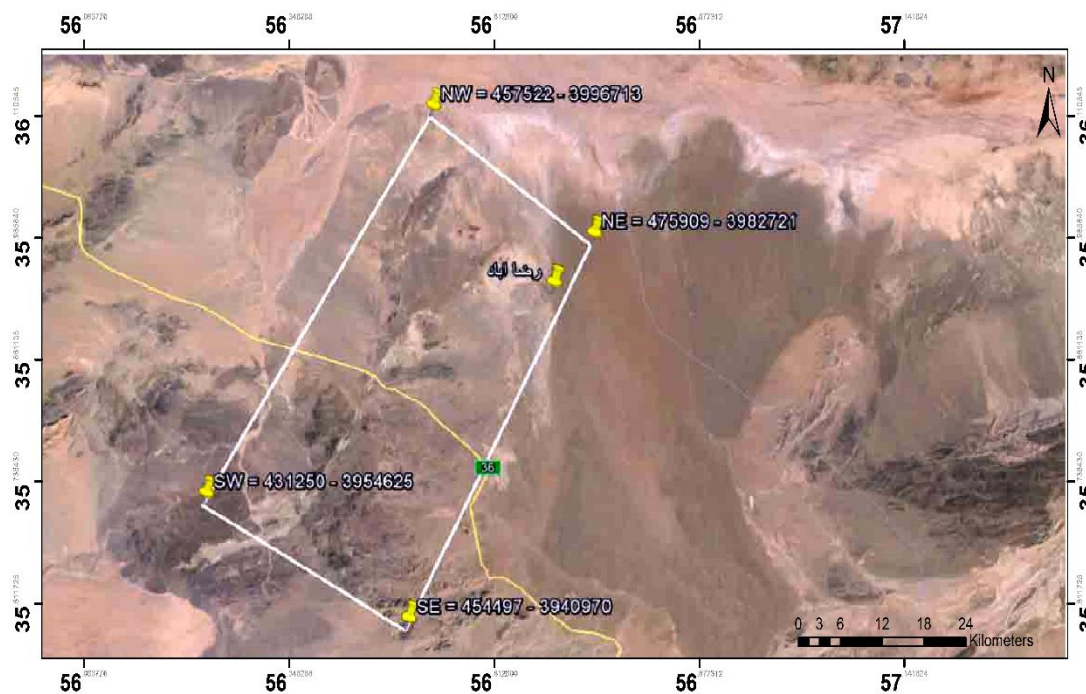
در شرق و جنوب شرق شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار الیگومیوسن، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالتی تا بازالتی فوران کرده‌اند. این بازالت‌ها در محدوده زمانی الیگوسن - میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه کننده به درون حوضه‌های رسوبی - دریاچه‌ای کم عمق یا محیط‌های کم عمق تبخیری - تخریبی راه یافته‌اند و در ضمن برخی از آن‌ها نیز بر روی محیط‌های خشکی جاری شده‌اند یا فوران یافته‌اند. بازالت‌ها در این دوره سنی (الیگومیوسن)، یکی از ویژگی‌های زمین‌شناسی شاخص جنوب شرق شاهرود است. نمونه‌های مشابهی از آن در شمال غرب و جنوب غرب سبزوار، جنوب شرق بیرجند (بیشه)، جنوب غرب بیرجند (جنوب روستای ماژه)، جنوب غرب جندق، شمال زواره، جنوب طبس و در امتداد گسل نایبند مشاهده شده است. لذا مطالعه این نوع بازالت‌ها در تاریخچه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه از اهمیت و جایگاه ویژه‌ای برخوردار است. با توجه به اهمیت ژئودینامیکی حضور چنین سنگ‌هایی در این بخش از ایران، تصمیم به مطالعه و بررسی آن‌ها صورت گرفت.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه

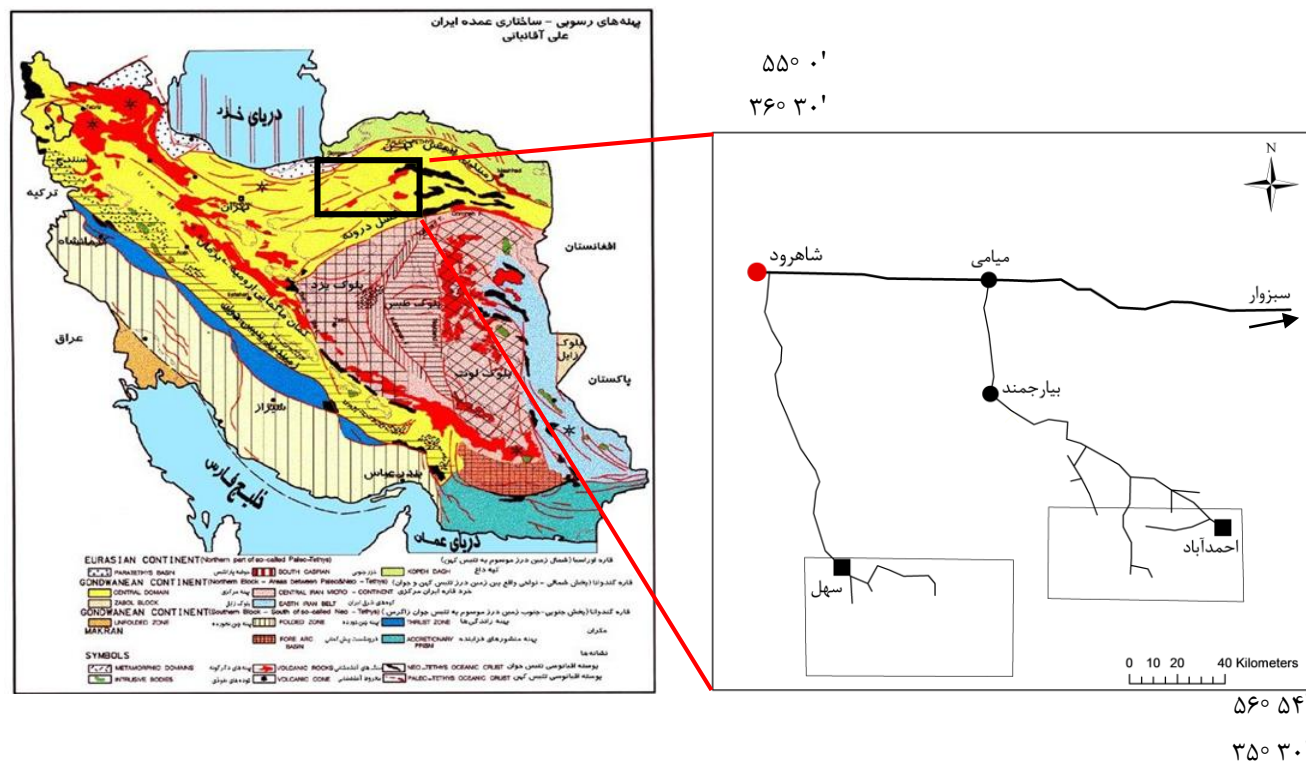
محدوده مورد مطالعه به صورت یک چهارگوش (برحسب UTM)، بر روی تصویر ماهواره‌ای نشان داده شده است (شکل ۱-۱). این منطقه در ۲۰۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهرود قرار دارد. تنها راه ارتباطی موجود، جاده آسفalte از شاهرود - بیارجمند و بردسکن - کاشمر می‌باشد. دیگر جاده‌های ارتباطی موجود، جاده خاکی است از شمال غرب احمدآباد به سمت رضاآباد منشعب می‌شود و سپس تا مزینان ادامه می‌یابد و نهایتاً به داورزن ختم می‌شود (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر ماهواره‌ای برگرفته شده از Google Earth.



شکل ۱-۲- طول و عرض جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد نظر بر روی نقشه پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران و راه‌های دسترسی به آن (نقشه زمین‌شناسی از آقاباتی، ۲۰۰۴ اقتباس شده است).

۱-۳- آب و هوا، جغرافیای انسانی و حیات وحش

منطقه مورد مطالعه در شمال کویر بزرگ ایران واقع شده است، دارای آب و هوای گرم و خشک و دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد است. میزان بارندگی در این منطقه پایین می‌باشد. میزان بارش سالیانه حدود ۵۰ میلی متر می‌باشد. بیشتر این بارندگی‌های در فصل‌های زمستان و بهار رخ می‌دهد. به علت بارندگی کم این منطقه دارای پوشش گیاهی ضعیف است و شامل بوته‌ها، درختچه‌های گز، تاق و گون می‌باشد. پارک ملی خارتوران دومین منطقه حفاظت شده در ایران است و به علت وجود یوزپلنگ در این منطقه معروف می‌باشد. مردم این منطقه به کشاورزی و دامداری می‌پردازند. محصولات کشاورزی و دامی منطقه شامل گندم، هندوانه، فلفل قرمز، آفتاب گردان، پنبه، گوسفند، بز و شتر هستند (شکل ۱-۴). منطقه مورد

مطالعه بخشی از منطقه حفاظت شده خارتوران می‌باشد و حیوانات وحشی نظیر یوز، پلنگ، گورخر، آهو، گرگ، کبک، قوچ، بزکوهی، عقاب سیاه و عقاب طلایی در آن یافت می‌شود.



۱-۴- تصویری از چشم انداز کویر و پوشش گیاهی ضعیف آن در شمال شرق رضآباد.

۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

در منطقه احمدآباد، مناطقی که دارای رخنمون آهکی کرتاسه زیرین هستند، به علت مقاومت بیشتر سنگ‌ها در برابر فرسایش، از ارتفاع بیشتری نسبت به مناطق اطراف برخوردارند. کوه غریبه، به ارتفاع ۱۵۲۵ متر، بلندترین ارتفاع از سطح دریا می‌باشد که در جنوب احمدآباد واقع شده‌است. بخش‌های شیلی، مارنی و نه‌شته‌های آذرآواری ائوسن، به طور متوسط دارای ۱۰۲۰ متر ارتفاع از سطح دریا هستند. کم ارتفاع‌ترین این مناطق در شرق و شمال‌شرق روستای احمدآباد با ارتفاع حدود ۸۱۰ متر زمین‌های پست و شورزار کویری، تپه‌های ماسه‌ای را شامل می‌شوند.

۱-۵- مطالعات قبلی

به لحاظ ویژگی‌های جغرافیایی منطقه و نبود ذخایر اقتصادی قابل توجه، در این بخش از کشور مطالعات اندکی صورت گرفته است که به شرح زیر می‌باشد.

- نوایی (۱۳۶۵)، گزارش چهارگوش زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ خارتوران، را تهیه کرده است.

- غفاری نیک (۱۳۷۸)، تاریخچه دگرریختی واحد آهکی- شیلی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد را بررسی کرده است.
- سلامتی (۱۳۷۹)، گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد را تهیه کرده است.
- کهنسال (۱۳۸۲)، در قالب طرح پژوهشی سنگ‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن را مورد بررسی قرار داده است.
- قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵)، به معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب‌شرق شاهرود، پرداختند.
- برهمند (۱۳۸۹) موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه احمدآباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) و مقایسه آن‌ها با توده‌های نیمه نفوذی گابرو- دیوریتی گرمسار را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. نامبرده معتقد است، در مناطق شرقی و جنوب شرقی شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوپس‌دار الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین)، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند. این سنگ‌ها در نمودارهای پتروژنتیکی و تعیین محیط تکتونوماگمایی، در جایگاه بازالت‌های پشت کمانی (BABB) قرار می‌گیرند که از ذوب بخشی تقریباً ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده بوجود آمده‌اند.
- اکرمیان (۱۳۸۹) زمین شناسی و پتروژنز سنگهای آذرین کرتاسه منطقه زمان‌آباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) را بررسی و مطالعه کرده است.
- قاسمی و همکاران (۱۳۹۰) در مقاله ای با عنوان گدازه های بازالتی شرق و جنوب شرق شاهرود، شاهدی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگومیوسن ایران مرکزی، ماگمای سازنده سنگهای بازیک موجود در سازند قرمز زیرین را منشأ گرفته از یک منبع گوشته ای گارنت لرزولیتی غنی شده دانسته است که در یک محیط کششی پشت کمان ایجاد شده است.

- رضوی (۱۳۹۰) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن - سبزوار، را مطالعه کرده است و ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ناحیه داورزن را از نوع کالکوالکالن معرفی کرده است که از نظر پتروژنز در جایگاه کمان قاره قرار می‌گیرند. ولی ماگمای سازنده منطقه کلاته سادات را ماگمایی آلکالن در نظر گرفته که در جایگاه بازالت های پشت کمانی قرار می‌گیرند.

- اصغرزاده (۱۳۹۲)، زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلب (شرق بیارجمند) را در قالب رساله کارشناسی ارشد مطالعه کرده و سه سری دایک بازیک - حد واسط شامل دایک‌های گابرویدیوریتی 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 - کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی، 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 گرانیوتئیدی بند هزار چاه را مورد مطالعه قرار داده‌اند بر اساس این مطالعات دایک‌های دیابازی مزبور ترکیب گابرویی دارند و طبق 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 پشت کمانی مرتبط با فروورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی تشکیل شده است.

- شفایی مقدم و همکاران (۲۰۱۴)، مجموعه دگرگونی چاه جم-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 (۱۳۹۳)، در رساله دکتری خود تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی - آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، به بررسی مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروروژئیک 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 دارای سن ژوراسیک میانی 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. این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده اسپینل لرزولیتی و فاقد گارنت، منشأ گرفته و در

محیط‌های کشتی حوضه‌های پشت کمان ماگمایی ایجاد شده از فروانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی در ژوراسیک میانی نفوذ کرده‌اند. 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 معادل ژوراسیک میانی می‌باشد و 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 وابسته‌اند. این سنگ‌ها حاصل فوران گدازه‌های بازالتی به درون حوضه رسوبی کم عمق به سن الیگوسن - میوسن می‌باشند. تشکیل این محیط در ارتباط با حرکات کشتی حاکم بر حوضه پشت کمانی ایران مرکزی در زمان الیگوسن - میوسن می‌باشد. این سنگ ها از ذوب بخشی ۵ - ۱۰ درصدی یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی شده در اعماق ۱۰۰ - ۱۱۰ کیلومتری ایجاد شده است .

- 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 سنک و شیل (اواخر تریاس - اوایل ژوراسیک، معادل سازند شمشک)، رخنمون دارند. آن‌ها که دارای ماهیت بازالتی و میکروگابرویی 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 پشت کمان تشکیل شده‌است.

- جمالی (۱۳۹۳) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رژه (شمال شرق ترو) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. طبق نظر ایشان این گنبد‌ها دارای طیف ترکیبی غالب تراکی‌آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزیت هستند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس پایین 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.

- بلاغی و همکاران، (۲۰۱۴)، در مقاله‌ای با عنوان "تعیین سن زیرکن به روش U-Pb، ایزوتوپ Hf و ژئوشیمی شیبست‌ها گنیس‌ها و گرانیته‌ها در مجموعه دگرگونی- آذرین، جنوب شرق شاهرود (ایران)، شاهدی بر تحولات ژئودینامیکی نئوپروتروزوئیک ایران مرکزی"، به تعیین سن و ژئوشیمی شیبست‌ها و گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، جنوب شرق شاهرود پرداخته اند. نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیته‌های 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 نئوپروتروزوئیک- اوایل کامبرین (اواخر ادیاکارن - اوایل کامبرین) را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای و یا جزایر کمانی قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

- منصوری (۱۳۹۴)، گنبد‌های آذرین نیمه عمیق منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق ترو) را مورد بررسی قرار داده و آن‌ها را آداکیت‌های کم سیلیس با ترکیب کلی آندزیت - تراکی آندزیت اعلام کرده است.

- حسینی (۱۳۹۴)، پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، را در رساله دکتری خود بررسی کرده است. براساس مطالعات وی، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه، عمدتاً شامل گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت 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 کالک آلکالن و پرآلومین، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است. تعیین سن انجام شده بر روی دو نمونه متابازیت، 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 ژئوشیمیای نشان می‌دهند، این گرانیت از نوع S است و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی و متاگنیوکی در یک حاشیه فعال قاره‌ای در بالای یک زون فروورانش نشأت گرفته است.

۱-۶- اهداف

در منطقه احمدآباد (جنوب شرق شاهرود) چندین افق گدازه بازالتی وجود دارد که در نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود و احمد آباد به عنوان بازالت‌های کواترنر معرفی شده‌اند. ولی مشاهدات و برداشت‌های صحرایی (مطالعات جدید صورت گرفته در بخش‌های دیگری از همین منطقه و مناطق مشابه نظیر شمال کلاته سادات، غرب گرمسار و ...) حاکی از حضور آنها در میان مارن‌های الیگو- میوسن است. در خصوص حضور این بازالت‌ها در توالی سنگ‌چینه‌ای الیگو- میوسن منطقه احمدآباد تا رضاآباد خارتوران اهداف زیر در این رساله مورد بحث و بررسی قرار خواهند گرفت.

۱- تعیین جایگاه دقیق چینه شناسی این بازالت‌ها در ستون چینه‌شناسی منطقه و ارتباط آن‌ها با

واحدهای همراهشان

۲- بررسی نحوه فوران و پیامدهای جاری شدن گدازه به درون حوضه رسوبی مربوطه

۳- تعیین ترکیب کانی‌شناسی و ماهیت ژئوشیمیایی بازالت‌ها

۴- تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی از لحاظ عناصر اصلی، فرعی و خاکی نادر

۵- شناخت محیط تکتونیکی تشکیل آن‌ها

۶- تعیین ماهیت محل خاستگاه ماگمای سازنده آن‌ها

۱-۷- روش مطالعه

مطالعات صورت گرفته به منظور نگارش این رساله به شرح زیر می‌باشند.

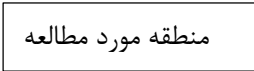
- بررسی تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و بررسی راه‌های ارتباطی مناطق مورد نظر.
- بررسی مطالعات صورت گرفته در منطقه و یا مناطق هم‌جوار.
- انجام سه نوبت عملیات صحرایی به مدت ۶ روز در اسفند ۹۲ و پاییز ۹۳ و مطالعه روابط صحرایی سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با سنگ‌های میزبان آن‌ها و نمونه‌برداری سیستماتیک و انتخابی از واحدهای آذرین مختلف بر اساس تنوع بافتی، کانی‌شناسی و سنگ‌شناختی.
- استفاده از مقالات و پایان نامه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه از طریق جستجوی بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت.
- تهیه حداقل ۶۰ نمونه مقطع نازک از نمونه‌های جمع‌آوری شده و انجام مطالعات پتروگرافی.
- آنالیز شیمیایی سنگ کل از ۹ نمونه سنگی، با توجه به حداکثر تنوع ترکیبی و حداقل دگرسانی، در آزمایشگاه ACME کانادا.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله Igpet، GCDKIT.
- جمع‌بندی نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، به منظور تعیین منشأ و فرایندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه.

فصل دوم

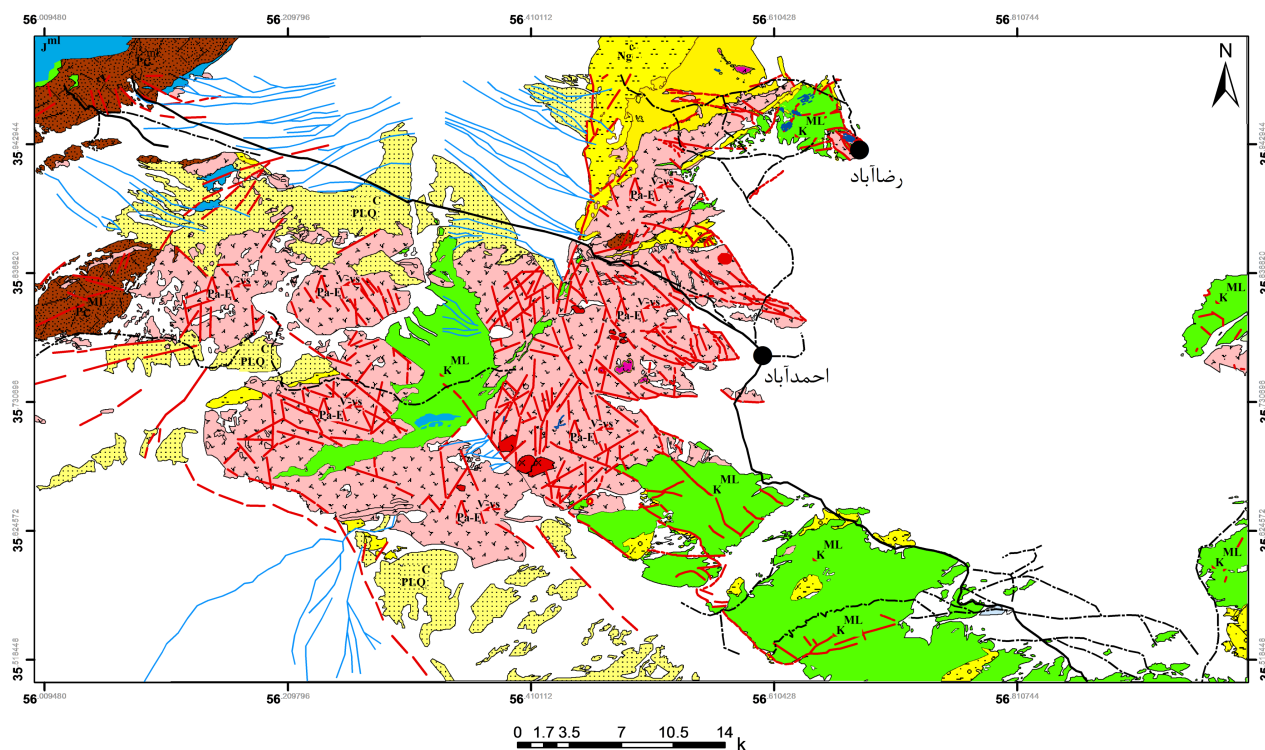
زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

در بسیاری از نقاط پهنه ایران مرکزی نظیر جنوب بیرجند (سربیشه، بصیران، دوچاه)، غرب و شمال غرب تربت حیدریه (بایگ تا حصار)، غرب سبزوآر (کلاته سادات- مقیسه)، جنوب شرق شاهرود (احمدآباد- رضاآباد)، جنوب طبس (منطقه گندم بریان)، نایبندان (شمال نایبندان روی گسل نایبند)، شمال زاهدان (بازالت‌های حرمک) و جنوب شرق ترود (غرب معدن منگنز ربیعی)، غرب گرمسار (در امتداد جاده گرمسار- تهران) و بسیاری از نقاط دیگر ایران مرکزی رخنمون‌های بازالتی به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند، که غالباً به کواترنری نسبت داده شده‌اند، لیکن مشاهدات و شواهد جدید (از جمله رضوی، ۱۳۸۹، برهمند، ۱۳۸۹، قاسمی، ۱۳۹۱ و ...) نشان می‌دهد که این بازالت‌ها در محدوده زمانی الیگوسن- میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه کننده به درون حوضه‌های رسوبی- دریاچه‌ای کم عمق یا محیط‌های کم عمق تبخیری- تخریبی راه یافته‌اند و در ضمن برخی از آن‌ها نیز بر روی محیط‌های خشکی فوران یافته‌اند. در نتیجه، روانه‌های بازالتی تشکیل شده در نقاط نامبرده، هر یک از ویژگی‌های جالب توجه و منحصر به فرد خاص خود برخوردار می‌باشند. برای روشن شدن بخشی از تاریخچه زمین‌شناسی ایران و مشخص شدن جایگاه تشکیل آن‌ها، مطالعه آن‌ها، کاری شایسته و در خور توجه می‌باشد، در همین راستا، منطقه غرب احمدآباد تا غرب رضاآباد که یکی از مناطق منحصر به فرد می‌باشد (شکل ۱-۲)، برای این مطالعه انتخاب شده است. منطقه احمدآباد در بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی و حد واسط دو گسل بزرگ ترود (در شمال) و درونه (در جنوب) واقع شده است. در این منطقه، شاهد حضور توالی‌های کم ضخامت از روانه‌های الیوین بازالتی تا بازالتی و توالی‌های آذرآواری وابسته هستیم که در لابلاهای مارن‌های قرمز رنگ ژئوسپار، به سن الیگومیوسن قرار دارند. در منطقه احمدآباد، دو واحد بازالت‌ها و پیریت‌های الیگومیوسن مشاهده شده و در منطقه رضاآباد پنج واحد روانه، دایک، پیریت، آگلومرا و هیالوکلاست مشاهده شده است.



کادر مشخص شده است.



Legend

QUATERNARY	Q	alluvial fans, alluvial sediments, and sand dunes
	Pl-Q ^c	Polygenetic pale gray Conglomerate
PLIOCENE	Ng ^c	Conglomerate
	Om ^m	Basalt- Olivine basalt
OLIGOMIOCENE	Pa-E	Marl, gypsiferous marl, siltstone, sandstone, coglomerate
	Pa-E	Trachyandesite, Trachydacite, dacite, gabb (middle - upper Eocene)
PALEOCENE-EOCENE		Volcanic and Volcanosedimentary rocks
LOWER CRETACEOUS	K ^{ml}	marl and limestone
JURASSIC	J ^{ml}	cream and light green calcareous shale and marl
LATE NEOPROTROZOIC	P ^c	metamorphic and igneous rocks

SYMBOLS

- dike
- Fault
- village
- First class road
- River

شکل ۲-۲ نقشه‌ی ساده شده‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (تهیه شده در محیط نرم‌افزار GIS)

۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه احمدآباد

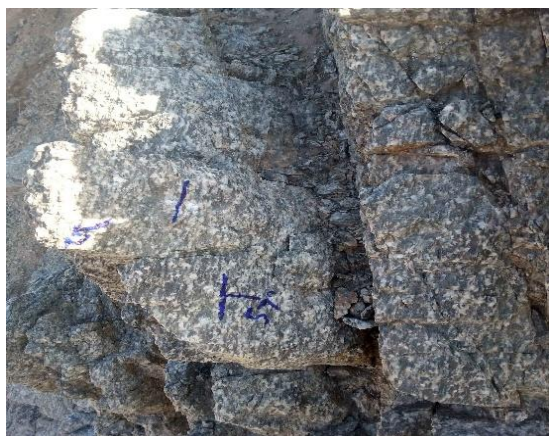
منطقه مورد مطالعه، در غرب روستای احمدآباد و رضاآباد، در گستره‌ای به طول ۴۰ کیلومتر و پهنای ۲۰ کیلومتر قرار دارد. این منطقه، بخش‌هایی از دو ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد و ابریشم‌رود را به خود اختصاص داده است. بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق، واحدهای سنگی موجود، در این منطقه را می‌توان بر اساس سن زمین‌شناسی آن‌ها، به صورت ذیل تقسیم کرد:

- واحدهای سنگی نئوپرتروزوئیک
- واحدهای سنگی ژوراسیک
- واحدهای سنگی کرتاسه
- واحدهای سنگی پالئوسن
- واحدهای سنگی ائوسن
- واحدهای سنگی اواسط ائوسن-اوایل الیگوسن
- واحدهای سنگی الیگومیوسن
- واحدهای سنگی پلیوکواترنر و کواترنر

۲-۲-۱- واحدهای سنگی نئوپرتروزوئیک

رخنمون‌های سنگی شمال غرب احمدآباد-رضاآباد از سنگ‌های دگرگونی با ترکیبات و درجات دگرگونی متفاوت (شکل ۲-۲ و ۳-۲) متشکل از انواع گنیس و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. گنیس‌ها گسترده‌ترین نوع سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه هستند، که توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع شده‌اند. این دایک‌ها، قطعات گنیسی را دربرگرفته‌اند. بنابراین زمان نفوذ دایک‌ها پس از تشکیل گنیس بوده است.

سنگ‌های گنیسی با نواربندی گنیسی یا ساخت گنیسوسیتة مشخص می‌شوند. تفکیک باندهای تیره (غنی از بیوتیت و گارنت) و روشن (غنی از کوارتز و فلدسپار)، در ایجاد نواربندی گنیسی و یا گنیسوسیتة نقش داشته است. در این سنگ‌ها، گارنت‌های دانه درشت فراوانی در اندازه چند میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متری مشاهده می‌شود. نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفیروبلست‌های گارنت و آلکالی فلدسپار از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌ها است. همچنین حضور بقایای گارنت میکاشیستی در لابای سنگ‌های گنیسی و حتی گرانیت گنیسی به صورت آنکلاوهای تیره رنگ در اندازه‌های مختلف، این امر را مورد تأیید قرار می‌دهد. گنیس‌ها نیز برگوارگی و چین خوردگی بارزی نشان می‌دهند. بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود که ناشی از دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و گارنت‌های موجود در آن‌هاست قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵). این سنگ‌ها توسط بلاغی (۱۳۹۳)، بلاغی و همکاران (۲۰۱۴)، بلاغی و همکاران (۱۳۹۳)، حسینی (۱۳۹۴)، و عزیزی (۱۳۹۲) مطالعه شده‌اند. همچنین کلریتی شدن نیز در برخی از آنها دیده می‌شود که به صورت لکه‌های سبز رنگی بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درزه‌ها و شکستگی‌ها قابل مشاهده است.



شکل ۲-۴- تصویری از نمای نزدیک گنیس در غرب
رضاآباد



شکل ۲-۳- تصویری از نمای نزدیک گنیس در غرب
احمدآباد

۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی

چندین دایک دیابازی، مجموعه گنیس‌های منطقه را قطع کرده اند. این دایک‌ها غالباً دارای راستای شمال شرقی - جنوب غربی هستند. تعداد این دایک‌ها به قدری زیاد است که می‌توان واژه اجتماعات دایکی (Dikes swarms) را برای آنها به کار برد. از مناطق مجاور نیز این گونه دایک‌ها گزارش شده‌اند که اهم آن‌ها عبارتند: از میامی (عابدی، ۱۳۸۹)، شترکوه (رحمتی ایلخچی، ۲۰۰۹)، سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، (مرسده ابتهاج ۱۳۹۲) و (زهرا اصغرزاده، ۱۳۹۲) دلبر (بلاغی ۱۳۹۳) و بند هزارچاه (حسینی، ۱۳۷۴ و حسینی، ۱۳۹۴) نیز دایک‌های مشابهی رخنمون دارند. این سنگ‌ها مجموعه دگرگونی و گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک و همچنین سنگ‌های رسوبی تخریبی دگرگون شده تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل با سازند شمشک) را قطع کرده‌اند ولی در آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین (نئوکومین) دیده نمی‌شوند. لذا می‌توان سن اواخر ژوراسیک میانی را برای آنها در نظر گرفت. در زون البرز شرقی نیز سازند شمشک توسط دایک‌های مشابهی قطع شده‌است ولی آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک بالایی توسط آنها قطع نشده‌اند (جمشیدی، ۱۳۸۶، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰ و ۱۳۹۳). مقایسه این دایک‌ها با دایک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که هردو گروه دارای جایگاه چینه‌شناختی، بازه سنی و پتروژنز بسیار مشابهی هستند (حسینی و همکاران، ۱۳۹۴).

به نظر می‌رسد این دایک‌ها دارای منشأ ماگمایی واحدی با آتشفشانی‌های قاعده ژوراسیک میانی باشند (دادپور، ۱۳۹۳). راستای کلی این دایک‌ها در نقاط مختلف متفاوت است، ولی عمدتاً دارای راستای شمال- غربی - جنوب شرقی هستند ضخامت آن‌ها از چند سانتی‌متر تا چند متر (۴ تا ۵ متر) متغیر است. سنگ‌های دیابازی، به شکل آپوفیز، استوک و توده‌های کوچک و غالباً به رنگ‌های سیاه تا سبز تیره نیز مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶ و شکل ۲-۷). در برخی از آن‌ها اختلاف اندازه بلورها از حاشیه به سمت مرکز دایک قابل

مشاهده است. به گونه‌ای که بخش‌های حاشیه‌ای، ریزدانه بوده و حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهند و بخش‌های مرکزی دانه‌درشت تر هستند و بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهند.



شکل ۲-۵- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده دایک بازالتی قطع کننده مجموع سنگ‌های آذرین - دگرگونی اواخر نئو پروتروزوئیک غرب روستای رضاآباد خارتوران در این تصویر دایک‌های دیگری نیز دیده می‌شود که دارای روند حدود $N60^{\circ}W$ می باشند، دارای ماهیت گابرو دیوریت و دارای سن ژوراسیک میانی می باشند دایک بازالتی که با خط چین مشخص شده دارای روند $N25^{\circ}W$ میباشد و سپس راستای آن به تقریباً شرقی - غربی تغییر پیدا می کند



شکل ۲-۷- تصویری از دایک‌های اطراف روستای رضاآباد (نمای دور)



شکل ۲-۶- تصویری از دایک‌های اطراف روستای رضاآباد (نمای نزدیک)

۲-۲-۳- کرتاسه

در محدوده مورد مطالعه سطح گسلی آغشته به منگنز مشاهده شده است (شکل ۲-۸)، آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ کرتاسه بر روی مجموعه دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک رانده شده‌اند (شکل ۲-۹). بر روی این سطح گسلی برشی شدن نیز مشاهده می‌شود. آهک‌های پرفسیل مربوط به مناطق پلاتفرم و پایدارتر است، آهک‌های نازک لایه مربوط به محیط‌های عمیق تر و گاهاً محیط شیب قاره است. در بخش شمال غرب، جنوب غرب و جنوب منطقه احمدآباد، وجود دو گونه نهشته‌هایی که شامل تناوبی از آهک‌های نازک لایه و شیل و دیگری آهک‌های توده‌ای و ضخیم لایه می‌باشد شرایط ناهمسان رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی آن زمان را نشان می‌دهد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹).



شکل ۲-۹- آهک‌های کرتاسه که با مرزی گسلی کم شیب از نوع راندگی شده بر روی سنگ‌های آذرین و دگرگون رانده شده‌اند.



شکل ۲-۸- تصویر از سطح گسلی آهک‌های کرتاسه که آغشته به اکسید منگنز است، جنوب غرب رضاآباد

۲-۲-۴- کنگلومرای پالتوسن

کنگلومرای پالتوسن سرشار از قطعات سنگی آهکی سرچشمه گرفته از سنگ‌های آهکی کرتاسه می‌باشند. در ضمن مقادیر کمتری قطعات گنیسی، شیستی، دیابازی و آمفیبولیتی نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۲-۱۰). کنگلومرای پالتوسن در غرب احمدآباد بر روی توالی آتشفشانی ائوسن رانده شده‌است (شکل ۲-۱۱). در ایران مرکزی، بیشتر سنگ‌های پالتوسن، انباشته‌های کنگلومرای حاصل از چرخه‌های فرسایشی فاز

کوهزایی لارامید هستند که به طور دگرشیب و گاه هم‌شیب سنگ‌های قدیمی‌تر را می‌پوشانند. رسوبات منسوب به پالئوسن در ایران مرکزی هم‌ارز کنگلومرای کرمان است (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲-۱۰- تصویری از کنگلومرای پالئوسن در غرب احمدآباد
 شکل ۲-۱۱- تصویری از کنگلومرای پالئوسن واقع بر روی توالی آتشفشانی رسوبی-ائوسن، در این محل این توالی دارای ترکیب مارنی است شمال غرب احمدآباد(خارتوران).

۲-۵- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن

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

۱- افق‌های گدازه‌ای: بازالت

۲- افق‌های آذرآواری تا هیالوکلاستی به صورت آگلومرا، لیتیک توف، پپریت

۳- افق‌هایی با ماهیت رسوبی به صورت شیل‌های توفی، توفهای کربناته که بیشتر نشانگر شرایط بین فورانی یا دوره‌های آرامش فعالیت آتشفشانی می‌باشند. سنگ‌های آهکی و توفی کربناته نولومیت‌دار نیز در مناطق هم جوار مثل شمال معدن مس ماجراد(معروف به چاه معدن)، عباس آباد، میان دشت، بیارجمند و حدفاصل زمان آباد - اسبکشان یافت شده‌اند. الهیاری (۱۳۸۹)، پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن میانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد را در قالب رساله کارشناسی‌ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی اولیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالت و تراکی آندزیت هستند.

که بیانگر یک سری تفریقی از اولیوین بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشند. ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی عباس آباد حاصل ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس به زیر بخش شمالی زون ایران مرکزی و گوه گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی می‌باشد. مردانی (۱۳۹۰)، به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته است. سنگ‌های آتشفشانی پهنواز دارای ترکیب غالب تراکی بازالتی هستند و ماهیت آکالن نشان می‌دهند. ماگمای سازنده تراکی بازالت‌های مورد نظر از منشأ گارنت‌لرزلولیتی حاصل شده‌اند. از لحاظ جایگاه تکتونیکی این تراکی بازالت‌ها در یک محیط کششی حاشیه-ای قاره‌ای مرتبط در جلوی یک زون فرورانش تشکیل شده‌اند. قاسمی و رضایی (۲۰۱۵) در مقاله‌ای تحت عنوان پتروشمی و موقعیت تکتونیکی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن - عباس آباد، شمال شرق ایران، مدل تکتونوماگمایی برای تشکیل حوضه‌های مورد نظر در محدوده عباس آباد - سبزوار ارائه کرده‌اند. از پیامدهای فاز کوهزایی لارامید در مرز مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌توان به تشکیل حوضه‌های رسوبی همزمان با کوهزایی سنوزوئیک اشاره کرد که محل مناسبی برای انباشت ردیف‌های کنگلومرایی پالئوسن (معادل کنگلومرای کرمان) و پیروکلاستیک‌های سبز رنگ، گدازه‌ها و میان لایه‌های رسوبی (معادل سازند کرج) پالئوسن - ائوسن بوده است. ترادف‌های جوان‌تر سنوزوئیک (الیگوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری) انباشته‌هایی هستند که بطور متداول در حوضه‌های رسوبی با شرایط آواری و گاهی تبخیری تشکیل شده‌اند. در منطقه احمدآباد توالی پالئوسن - ائوسن شامل سنگ‌هایی از قبیل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف ماسه‌سنگی، توف شیلی، مارن، آهک، گدازه‌های بازالتی - آندزیتی و آذرآواری‌های وابسته می‌باشند. این توالی هم ارز سازند کرج بوده و دارای رخساره‌های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا و لیتیک توف می‌باشد (بحیرایی، ۱۳۸۹). گدازه‌های بازالتی به صورت گسترده در این واحد رخمون دارند و همراه با توف‌ها و آگلومراها مشاهده می‌شوند. این گدازه‌ها به رنگ سیاه و خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند.

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به خوبی در آن‌ها دیده می‌شود. گاهی نیز فنوکریست‌های پیروکسن با رنگ تیره خودنمایی می‌کند. این گدازه‌ها گاهی حفره دارند و حفرات آنها توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. سنگ‌های متعلق به پالئوسن-ائوسن با کنگلومرای قاعده‌ای شروع شده‌اند. در اوایل ائوسن، دریای کم‌عمقی بر روی منطقه پیشروی کرده و باعث رسوبگذاری کنگلومرای ریزدانه شده است. سپس گدازه‌هایی با ترکیب بازیک تا حدواسط به درون حوضه رسوبی راه یافته‌اند. همراه با این واحد، توف‌هایی به رنگ قهوه‌ای، خاکستری روشن تا خاکستری تیره دیده می‌شود که از نوع لیتیک توف و شیل توفی یا کریستال توف می‌باشند. باتوجه به شواهد صحرایی، سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن افق‌های گدازه و همچنین افق‌های آذرآواری تا هیالو کلاستی به صورت آگلومرا، لیتیک توف و پیریت مشاهده شده است.

الف- واحدهای آتشفشانی- آذرآواری

این واحدها در بخش جنوبی منطقه، به صورت گدازه‌هایی با ترکیب بازالت‌های حاوی پیروکسن، پلاژیوکلاز و بخش‌های آذرآواری دیده می‌شوند. این بخش‌ها شامل توف‌های سبز و ارغوانی، توف برشی، توف سنگی بلورین و میان لایه‌هایی از گدازه‌های بازالتی می‌باشند. رنگ واحدهای آتشفشانی عموماً سبز تیره تا سیاه می‌باشد که در آن‌ها گسل‌های فراوانی دیده می‌شود.

ب) واحد مارن

این واحد شامل مارن‌های کرم تا سبز رنگ هستند که از نظر چینه‌شناسی در بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی- آذرآواری یافت می‌شوند.



شکل ۲-۱۳- تصویری از آگلومرا شمال غرب احمدآباد



شکل ۲-۱۲- تصویری از گدازه‌های بازالتی بر روی توف سیلتستونی

۲-۲-۶- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن میانی

این توده‌های آذرین نیمه عمیق از جنوب غرب احمدآباد و تاریک‌دره تا غرب رضاآباد رخنمون دارند. با توجه به شواهد صحرایی، این توده‌های آذرین دارای طیف ترکیبی تقریباً پیوسته‌ای، از گابرو تا تراکی‌آندزیت و تراکی‌داسیت هستند ولی عمق جایگزینی آن‌ها متفاوت است. با توجه به بافت، ساخت و نحوه جایگزینی، این توده‌های آذرین به دو دسته تقسیم می‌شوند. دسته اول توده‌های با عمق کم مثل گنبد‌های دوبرادر، الله کم (شکل ۲-۱۴)، غرب سیاه کوه، آغل درخشانی و چهارگنبد هستند که غالباً دانه ریز بوده و دارای ماهیت پورفیری هستند و کانی‌های مافیک اصلی سازنده آن‌ها هورنبلند و اکسی هورنبلند می‌باشند. به همین علت آن‌ها را در یک گروه دسته‌بندی می‌کنیم. دسته دوم توده‌های نیمه عمیقی که با توجه به شواهد بافتی، ساختی، صحرایی و شواهدی که در ارتباط با تفریق ماگمایی می‌باشد، می‌توان آن‌ها را توده‌های آذرین نفوذی نسبتاً عمیق با طیف ترکیبی پیوسته از گابرو تا سینیت به حساب آورد.



شکل ۲-۱۵- تصویری از درزه‌های منشوری داسیتی گنبد آغل درخشانی

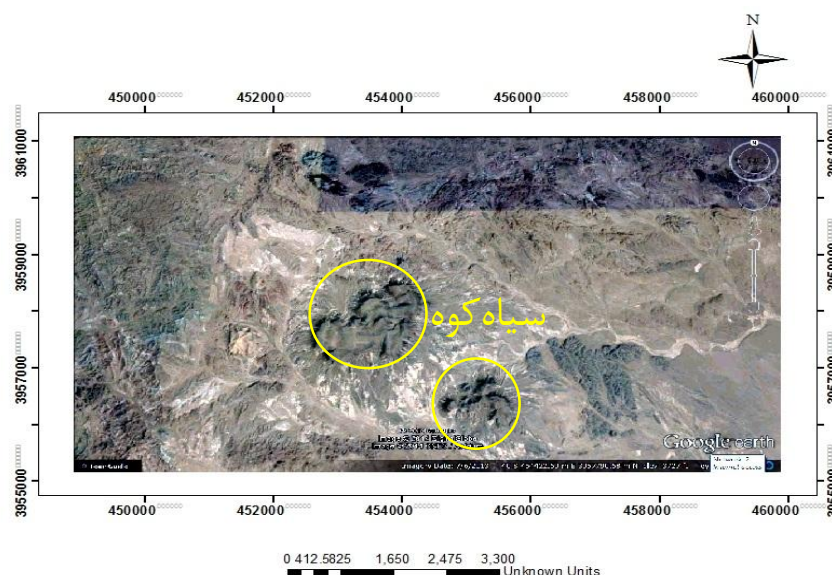


شکل ۲-۱۴- تصویری از دور نمای گنبد الله کم

۲-۲-۷- الیگومیوسن

سنگ‌های الیگومیوسن، سنگ‌های رسوبی کم عمق دارای ماهیت مارن‌های گچ‌دار 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. واحدهای مارنی قرمز رنگ ژپس‌دار، در بخش غرب احمدآباد رخنمون دارند. در لابلاهای این 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 نقشه‌های زمین-شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود و احمد آباد سن کواترنری برای این بازالت‌ها در نظر گرفته شده است. در بسیاری از نقاط دیگر ایران رخنمون‌های بازالتی زیادی با ویژگی‌های مشابه زیادی وجود دارند که آن‌ها نیز غالباً به کواترنری نسبت داده شده‌اند، بازالت‌های تقریباً مشابه از سایر مناطق ایران نظیر جنوب بیرجند و جنوب طبس نیز گزارش شده‌اند. برای این بازالت‌ها سن رادیومتری ۲ تا ۱۵ میلیون سال گزارش شده است (سعادت و همکاران، ۲۰۱۰). لیکن مشاهدات و شواهد جدید نشان می‌دهد، که آن‌ها در محدوده زمانی الیگوسن-میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه کننده به درون حوضه‌های رسوبی-دریاچه‌ای کم عمق یا

محیط‌های کم عمق تبخیری- تخریبی راه یافته‌اند (رضوی، ۱۳۸۹، برهمند، ۱۳۸۹ و قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). با توجه به همزمان بودن تشکیل پیریت‌ها با زمان رسوبگذاری می‌توان سن رسوبات را به سن بازالت‌ها و یا به عبارت دقیق‌تر به سن فوران بازالت‌ها تعمیم داد. وقتی که تشخیص می‌دهیم که گدازه در بین لایه‌های رسوبی است مسلماً سن آن، مشابه سن لایه‌های رسوبی است. و در ضمن برخی از آنها نیز بر روی محیط‌های خشکی جاری شده‌اند یا فوران یافته‌اند. تأثیرات متقابل آب، رسوبات همراه و گدازه‌های بازالتی به صورت پیریتی شدن به وضوح مشاهده می‌شود. این بازالت‌ها بر روی توالی رسوبی متشکل از مارن، مارن گچ دار و کنگلومرا قرار گرفته‌اند و از گسترش سطحی بسیار قابل توجهی برخوردار هستند. ساخت منشوری زیبا و بسیار نامنظمی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که در نوع خود بی نظیر است، طول برخی از این ستون‌های بازالتی منشوری ۷-۸ متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۱۸). برخی از دایک‌های تغذیه کننده این روانه‌های بازالتی در شرق گنبد داسیتی الله کم مشاهده شده است که سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پالئوسن- ائوسن منطقه را قطع کرده‌اند.



شکل ۲-۱۶- تصویر ماهواره‌ای معرف موقعیت جغرافیایی روانه‌های بازالتی رخنمون یافته در سیاه کوه



شکل ۲-۱۸- نمایی از بازالت‌های منشوری بر روی مخلوطی از مارن‌های الیگومیوسن، آگلومرا و پیریت قرار گرفته‌اند

شکل ۲-۱۷ یک روانه بازالتی در میان مارن‌های قرمز رنگ الیگوسن در منطقه احمدآباد (دید به سمت شمال شرق)

- روانه بازالتی

از لحاظ لیتولوژیکی، سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد و رضاآباد، طیف ترکیبی محدودی از روانه‌های بازالتی، دایک‌های بازالتی و پیریت را شامل می‌شوند.

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 بوده است، سنگ‌های بازالتی به صورت افق‌های کم ضخامت مشاهده می‌شوند ولی در محل‌هایی که گدازه‌های بازالتی بر روی هم انباشته شده‌اند، ساخت‌های منشوری زیبایی در آنها تشکیل شده‌است وقتی میزان برونریزی گدازه زیاد است، ضخامت آن زیاد می‌شود و حالت منشوری پیدا می‌کنند (شکل ۲-۲۱). 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 رخنمون واریزه‌های سنگی بازالتی هستند که اطراف آنها را فرا گرفته است و به طور کاذب شکل مخروط آتشفشانی را تداعی می‌کنند، نمونه‌های بارز آن‌ها کوه قلعه دختر و خدا آفرین می‌باشد. از طرف دیگر این نوع مورفولوژی، معرف ناپیوسته بودن فوران‌های بازالتی یا فوران‌های بازالتی از مجاری متعدد می‌باشد. در منطقه احمدآباد که روانه‌های بازالتی دارای پیوستگی بیشتری هستند رخنمون‌های پوشیده توسط بازالت‌ها به دو رخنمون اصلی به نام سیاه‌کوه غربی و سیاه‌کوه شرقی قابل تقسیم بندی می‌باشند. در دامنه غربی کوه غریبه نیز در در محلی با مختصات جغرافیایی ۳۹۴۵۰۹۲ و ۴۵۰۷۳۷ رخنمون محدودی از سنگ‌های بازالتی مشاهده می‌شود. با توجه به توضیحات داده شده رخنمون‌های بازالتی به صورت تپه‌ها یا کوه‌های برجسته و با رنگ سیاه یا مایل به سیاه در غرب و شمال غرب رضاآباد 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 شمال غرب رضاآباد به صورت یک دایک بزرگ به ضخامت چند کیلومتر مشاهده می‌شود. ضخامت این دایک حدود ۲۰ تا ۷۰ متر می‌باشد یکی از مجاری تغذیه کننده فوران‌های بازالتی به حساب می‌آید، در ضمن سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتوزوئیک میزبان این دایک هستند. در غرب رضاآباد برخی از رخنمون-های بازالتی بر روی بستری از مارن‌ها و آهک کرتاسه گسترش یافته است. به سمت جنوب غرب، در شمال غرب 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 شمال شرق رضاآباد، در شرق روستای موقیسه و شمال کلاته سادات در مجموع غرب و شمال غرب سبزوار بازالت‌هایی با ویژگی‌های مشابه رخنمون دارند.

برخی از نمونه‌های سنگی بازالتی حاوی بلورهای الیوین هستند، برخی از آن‌ها دگرسان شده و به اکسیدهای آهن تبدیل گردیده اند (ایدنگزیتی شده). لیکن تفکیک بازالت‌های الیوین دار و فاقد الیوین به عنوان واحد سنگی مستقل امکان پذیر نیست. معمولاً در بخش پائینی روانه‌های بازالتی که با رسوبات آب‌دار برخورد داشته‌اند، بر اثر بخار شدن آب و ایجاد بخار آب و به دنبال آن وجود بخار آب با فشار زیاد، گدازه قطعه قطعه شده و با رسوبات مخلوط شده و پیریت تشکیل داده است، که در مبحث پیریت‌ها به شرح آن‌ها خواهیم پرداخت.



شکل ۲-۲۰- تصویری از گدازه بازالتی منشوری بر روی مارن‌های الیگومیوسن



شکل ۲-۱۹- تصویری از توالی کنگلومرا، مارن ژئپس‌دار و کنگلومرا در بخش انتهایی غربی سیاه کوه



شکل ۲-۲۲- تصویری از هسته بازالتی جدا شده پس از فرسایش پوست پیازی بازالت‌ها



شکل ۲-۲۱- تصویری از بازالت‌های منشوری غرب احمدآباد



شکل ۲-۲۳- تصویری از جهت یافتگی بادامک‌ها در نمونه بازالتی شمال رضاآباد

- دایک‌های بازالتی

دایک‌های بازالتی در شمال غرب رضاآباد در گستره‌ای وسیع رخنمون دارند (شکل ۲-۲۶). این دایک‌ها به صورت دایک‌های تغذیه کننده محسوب می‌شوند. ضخامت این دایک‌ها از چند سانتی متر تا چندین متر متغیر است. دایک‌های منطقه مورد مطالعه تغییر راستا و تغییر ضخامت از خود نشان می‌دهند. بخش مرکزی برخی از دایک دارای ساخت حفره دار متخلخل و دانه درشت می‌باشد. برخی از دایک‌ها به علت سرد شدن سریع در حاشیه‌های خود دارای ساخت بسیار دانه ریز یا حاشیه سریعاً سرد شده هستند. دایک‌ها در امتداد طول خود تغییر مسیر نشان می‌دهند، زیرا سنگ میزبان سست است و به دایک امکان تغییر مسیر سینوسی می‌دهد (شکل ۲-۲۷) و در نتیجه دایک‌ها می‌تواند انحنا دار باشد گاهی اوقات انحنای دایک تا ۴۵ درجه نیز می‌رسد. در امتداد مسیر برخی دایک‌ها تغییراتی در مقدار حفرات دیده می‌شود که ناشی از کم و زیاد شدن مقدار گاز است. در برخی از دایک‌ها در حاشیه‌ها و یا در بخش مرکزی ساخت بادامکی (آمیگدال پر شده از کلسیت و کلریت) مشاهده می‌شود. نمودار گل سرخی دایک‌های مورد مطالعه، در (شکل ۲-۲۶) نشان داده شده است. براساس شواهد صحرایی و شکل دایک‌ها عمده‌تاً دارای راستای NE ۵۵° , N۴۵W هستند. تعداد کمتری از دایک‌ها نیز دارای راستای تقریباً "شرقی-غربی" هستند. با توجه به راستای کلی دایک‌ها (N۴۵W, N۵۵E) راستای کشش کلی در هنگام خروج گدازه‌های بازالت N۴۵W, S۵۵W بوده و

مولفه تراکمی لازم برای تشکیل فضاهای بازی که گدازه‌ها از آنها به سمت بالا حرکت کرده‌اند، در راستای $S45W, S55E$ می‌باشد.



شکل ۲-۲۴- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده راستا و مقدار گسترش دایک بازالتی به سن الیگومیوسن در سمت شمال غرب روستای رضاآباد مشاهده می‌شوند، راستای دایک بازالتی قطع کننده مجموعه نئوپرتوروزوئیک در شمال غرب رضاآباد از شمال غرب- جنوب- شرق به تقریباً شرقی- غربی تغییر پیدا کرده است.



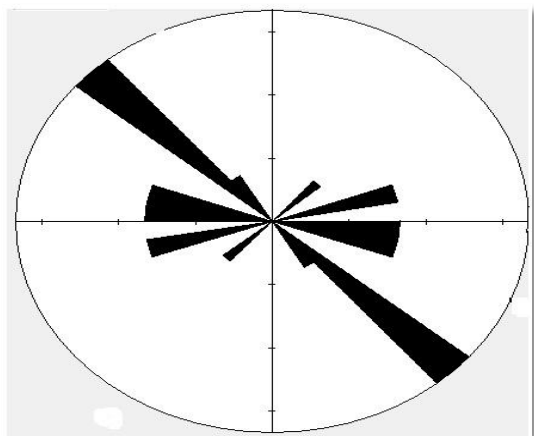
شکل ۲-۲۵- همان تصویر ماهواره‌ای در مقیاس بزرگتر مسیر دایک با خط چین مشخص شده است.



شکل ۲-۲۷- تصویری از تغییر مسیر دایک‌های بازالتی در شمال غرب رضاآباد خارتوران، فلش‌ها جهت راستای دایک را نشان می‌دهند.



شکل ۲-۲۶- دورنمایی یکی از دایک‌های بازالتی الیگومیوسن شمال غرب رضاآباد



شکل ۲-۲۹- نمودار گل سرخی دایک‌های منطقه مورد مطالعه (ترسیم شده توسط نرم‌افزار Sterionet).



شکل ۲-۲۸- نمای نزدیک یکی از دایک‌های بازالتی شمال غرب رضاآباد

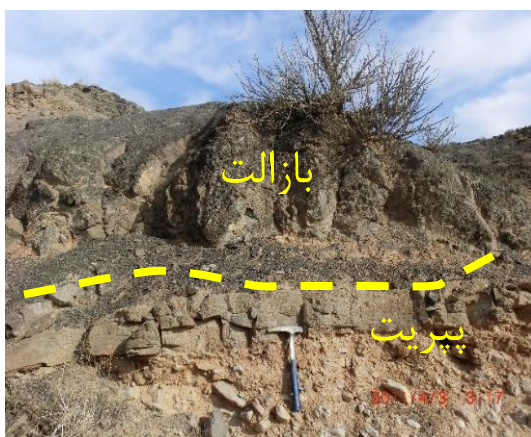
- پیریت

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 در قاعده بلا فصل روانه‌های بازالتی دیده می‌شوند. پیریت‌ها به دو شکل لیتیک توف و کریستال توف دیده می‌شوند، پیریت‌ها در شمال غرب رضاآباد به طور گسترده و در سیاه‌کوه (غرب احمدآباد) به طور محدودتر رخنمون دارند. با توجه به توالی رسوبی همراه بازالت‌های مورد مطالعه، آن‌ها در

یک محیط دریاچه ای گرم و کم عمق ته نشست مارن های گچ دار الیگوسن، فوران کرده اند و انفجار سبب ایجاد واحدهای آگلومرایی، لاپیلی توف و به عبارتی کلی پیریت ها شده است. پیریتها شامل خرده های بلوری، قطعات سنگی بازالتی و مقادیر متغیر رسوبات مارنی هستند. این واحد در زیر گدازه های الیوین بازالتی رخنمون دارد و به صورت توف های قرمز رنگ کم ضخامت به همراه قطعات کوچک و بزرگ (با ابعاد میلی متری تا سانتی متری) دیده می شوند، قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) نیز از منطقه شمال غرب احمدآباد پیریت گزارش کرده اند.



شکل ۲-۳۰- تصویر ماهواره ای با میدان دید محدودتر برای نمایش افق های پیریتی (بخش قهوه ای رنگ) در شمال غرب رضاآباد خارتوران (برگرفته از Google Earth).



شکل ۲-۳۲- تصویری از توالی کنگلومرا، پیریت و بازالت، در شمال غرب رضاآباد.

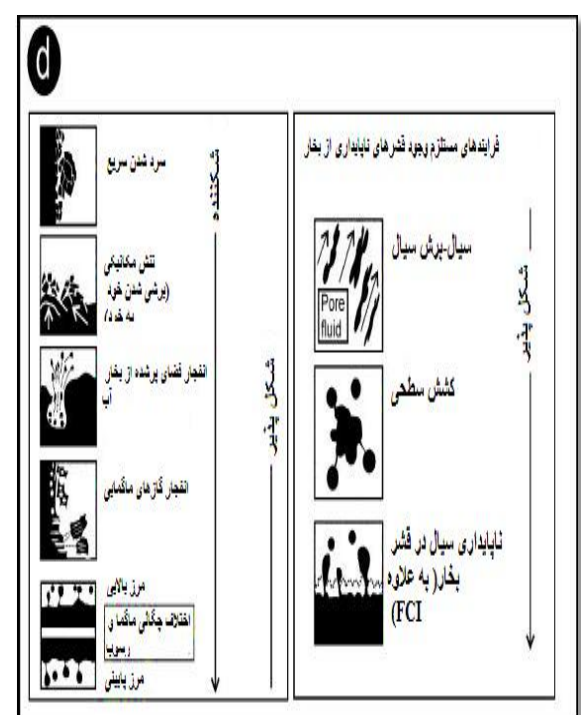
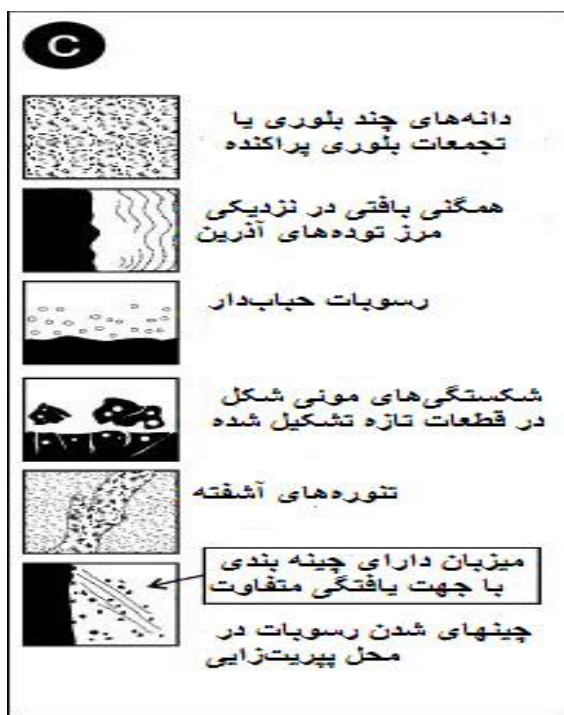
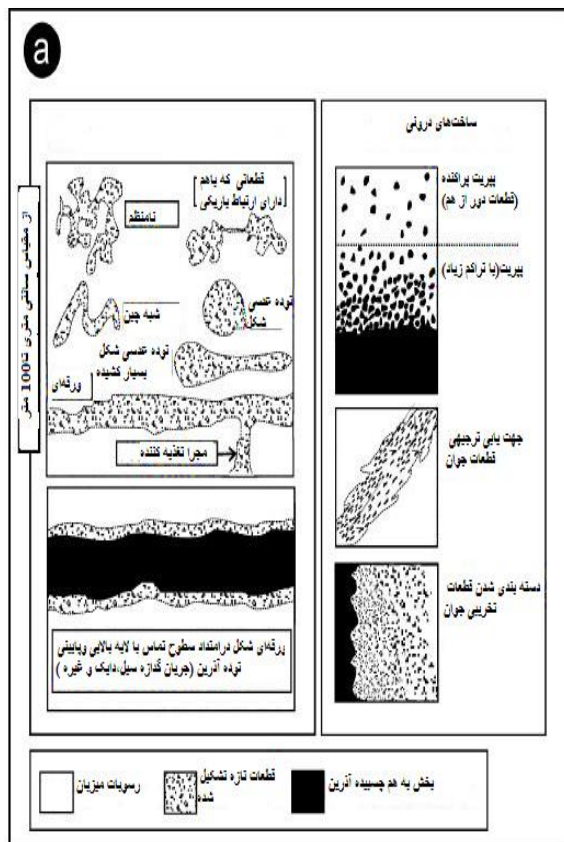


شکل ۲-۳۱- تصویری از پیریت های تشکیل شده در قاعده روانه بازالتی حاوی لاپیلی به اشکال دوکی و کروی.



شکل ۲-۳۳- تصویری از کریستال لیتیک توفها و آگلومراهای شمال غرب رضاآباد

می‌توان به مقاله اسکیلینگ و همکاران، (۲۰۰۲) تحت عنوان، (پپریت؛ یک نمونه از اختلاط رسوب - ماگما)، تشکیل پپریت‌ها را به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. براین اساس، پپریت‌ها در توالی‌های آتشفشانی-رسوبی، نهشته‌های فراتوماگماتیک، مرز تماس توده‌های نفوذی، گدازه‌ها و نهشته‌های آذرآواری داغ و رسوبات نیز تشکیل می‌شوند. براساس شکل ظاهری قطعات آتشفشانی تشکیل شده در اثر برخورد آب با گدازه می‌توان پپریت‌ها را به نوع قطعه سنگی یا سیلابی تقسیم بندی کرد، ولی اشکال دیگری از اختلاط قطعات ترکیبی در نقاط مختلف کره زمین مشاهده شده‌است. با مطالعه پپریت‌ها می‌توان به فهم واکنش متقابل آب و ماگما پی برد. پپریت‌ها به روش‌های گوناگون تشکیل می‌شوند، برخی از پپریت‌ها بر اثر تخریب و قطعه قطعه شدن ماگما و آمیختگی قطعات با رسوبات نرم و مرطوب به وجود می‌آیند (کورسا و مازولنی، ۲۰۰۲). به صورت نمادین الگوی تشکیل پپریت در شرایط مختلف در شکل زیر نشان داده شده‌است (شکل ۲-۳۴)





شکل ۲-۳۴- الگوی نمادین تشکیل پیریت در شرایط مختلف (شکننده و شکل پذیر و همراه با اشکال ریخت شناختی حاصل شده در طی تشکیل پیریت‌ها) (اسکیلینگ و همکاران، ۲۰۰۲).

۲-۲-۸- پلیوکواترنر و کواترنر

رسوبات کواترنری 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 (شکل ۲-۳۵). ماسه بادی‌ها در اطراف روستای رضاآباد رخنمون دارند (شکل ۲-۳۶) و به سمت شرق و جنوب شرق تا کیلومترها ادامه دارند.

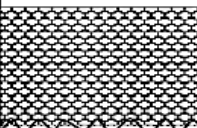
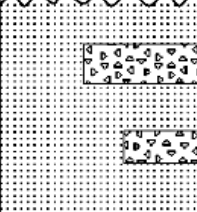
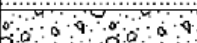
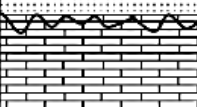
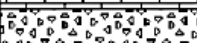
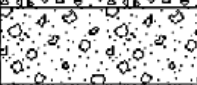
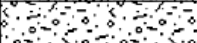
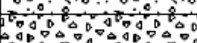
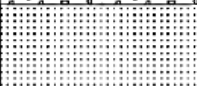
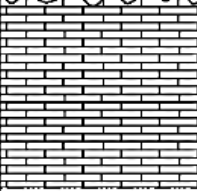


شکل ۲-۳۶- تصویری از ماسه بادی‌ها در شرق روستای رضاآباد رخنمون برجسته سیاه رنگ در تصویر، بازالت‌های الیگومیوسن می‌باشند.



شکل ۲-۳۵- تصویری از رسوبات آبرفتی کواترنر که در مسیر رودخانه کال شور رخنمون دارند (اطراف معدن شمال رضاآباد، نگاه به سوی شمال شرق).

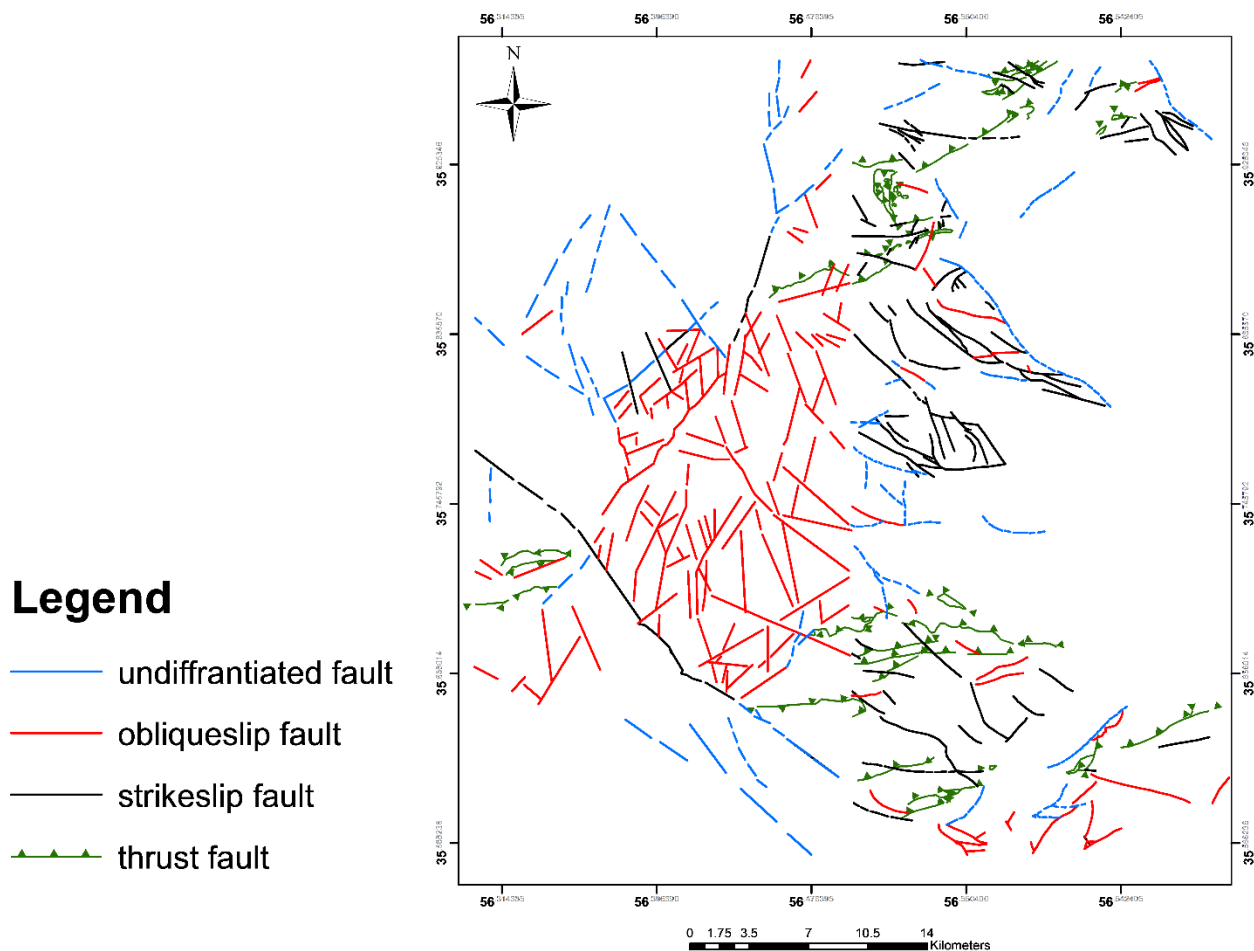
در شکل ۲-۳۷ ستون چینه شناسی منطقه مطالعاتی نشان داده شده است.

ERATHON	SERY	LITOLOGY	Description
CENOZOIC	PLEIOQUATERNARY		Quaternary Blown Sand
	OLIGO-MIOCENE		Marl and Basalt
			Conglomerate
			Siltstone
			Marl
	PALEOCENE-EOCENE		Limestone
			Basalt
			Conglomerate
			Siltstone
			Tuff and Siltstone
			Basalt
			Marl
			Tuff and Marl and Agglomerate
MEZOZOIC	CRETACEOUS		Limestone
			Marl and Limestone
NEOPROTROZOIC			Metamorphism and Igneous body

شکل ۳۷-۲ ستون چینہ شناسی منطقه مورد مطالعہ (بدون مقیاس).

۲-۳- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

منطقه مورد مطالعه، بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است (اشتوکلین، ۱۹۷۴) و در بین گسل‌های غرب احمدآباد و جنوب کوه غریبه واقع شده است. عناصر ساختاری منطقه را می‌توان تحت دو عنوان چین‌ها و گسل‌ها مورد بررسی قرار داد. در منطقه مورد مطالعه تنها چین اصلی و مهم، ناودیس قلّه سیب می‌باشد. ناودیس قلّه سیب در بخش شمالی خود محدود به جاده احمدآباد و در بخش جنوبی با گسل خارتوران بریده می‌شود. این ناودیس دارای محوری با روند شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد. گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به دو دسته گسل‌های اصلی و فرعی تقسیم می‌شوند. گسل‌های اصلی شامل راندگی کوه پیغمبر (نام این راندگی از کوهی به همین نام، در جنوب روستای زمان‌آباد گرفته شده است). این راندگی راستایی شمال شرقی - جنوب غربی دارد، گسل معکوس پیغمبر (راستای این گسل همانند راندگی کوه پیغمبر می‌باشد و در بخش غربی خود با گسل‌های فراوانی بریده و جابجا شده است)، گسل خارتوران (نام این گسل از ناحیه خارتوران گرفته شده است). این گسل دارای راستای شمال غربی - جنوب شرقی است، راندگی کوه تنگه (این راندگی دارای راستای شمال شرقی - جنوب غربی است)، راندگی جنید (نام این گسل از کوه جنید گرفته شده است). این گسل روندی شمال شرقی - جنوب غربی دارد. گسل‌های فرعی شامل گسل‌های راست لغز محض (با راستاهای مختلف) و یا گسل‌های عادی هستند. این گسل‌ها دو راستای غالب شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب غربی دارند و هم راستا با ساختارهای اصلی منطقه می‌باشند (غفاری نیک، ۱۳۷۸).



شکل ۲-۳۸- نقشه گسل‌های اصلی منطقه احمدآباد-رضاآباد خارتوران

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی و پتانسیل معدنی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه دارای پتانسیل اقتصادی بسیار ضعیفی است و کانه‌زایی ترکیبات مس‌دار (شکل ۲-۳۹) به صورت نشانه‌هایی از مالاکیت و آزوریت همراه سنگ‌های آتشفشانی تخریبی و آتشفشانی رسوبی ائوسن دیده می‌شود. همچنین در اطراف آن‌ها آثار سرباره مشاهده می‌شود که نشان از بهره‌برداری قدیمی در این محل می‌باشد. در شمال غرب روستای رضاآباد اندیس معدنی ضعیفی از منگنز همراه سنگ‌های نئوپروتروزوئیک رخمون دارد که فقط چند ترانشه اکتشافی بر روی آن اجرا شده‌است. شواهد موجود بیانگر آن است که این اندیس فاقد ارزش اقتصادی و بهره‌وری می‌باشد. در معدن مرمریت رضاآباد

(شکل ۲-۴۰)، واقع در شمال روستای رضاآباد، شواهدی از معدنکاری به صورت استخراج چند بلوک سنگی مشاهده می‌شود. این معدن در حال حاضر متروکه می‌باشد و استخراجی در آن صورت نمی‌گیرد. واحدهای ژئپسی و مارنی ژئپس‌دار الیگومیوسن در بخش جنوب شرقی احمدآباد را میتوان برای استخراج گچ مورد کاوش قرار داد.



شکل ۲-۴۰- تصویری از نمونه سنگی تزئینی معدن
مرمریت شمال رضا آباد



شکل ۲-۳۹- تصویری از سنگهای بازالتی انوسن همراه با
پوشش نازکی از ملاکیت برروی رگه و رگچه‌های آن در
شمال غرب رضاآباد

فصل سوم

پتروکرافتی

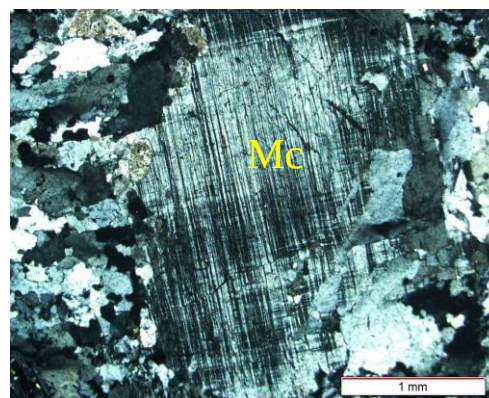
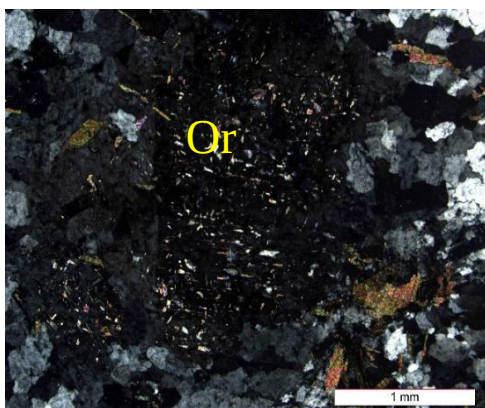
۳-۱- مقدمه

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 رابطه هندسی 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). از رخنمون‌های بازالت‌های الیگومیوسن نمونه‌برداری سنگی انجام شده و از ۶۰ نمونه سنگی مقطع نازک تهیه گردید. به منظور تعیین نوع کانی‌ها، بافت‌ها و دگرسانی‌های ایجاد شده، روند تبلور ماگما و انتخاب نمونه‌های مناسب برای انجام آنالیزهای زمین شیمیایی مورد مطالعه قرار گرفتند. خصوصیات پتروگرافی سنگ‌های آذرین، حاصل مجموعه‌ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما در محل منبع تا صعود، فوران، جایگزینی، تبلور و رخدادهای پس از آن در سطح یا داخل زمین رخ می‌دهد. از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، وجود منطقه بندی در فنوکریست‌ها، تجمعات گلوپروپیری و بافت غربالی می‌باشد. در برخی موارد فنوکریست‌ها، خورده شده و دارای ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها به ویژه کانی‌های اپک می‌باشند. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

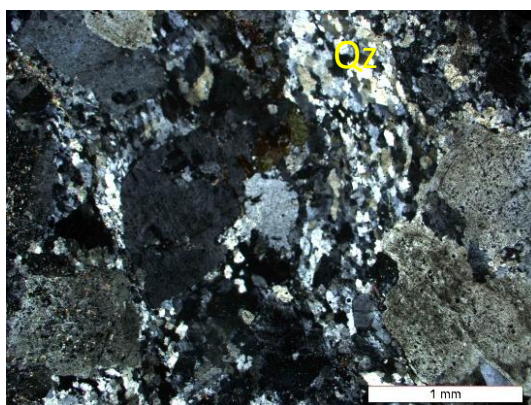
جدول ۳-۱: علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳).			
Qz	کوارتز	Px	پیروکسن (اوژیت)
Pl	پلاژیوکلاز	Hb	هورنبلند
Or	ارتوز	Ol	الیوین
Sph	اسفن	Anl	آنالسیم
Mt	مگنتیت	Ct	کلسیت
Mc	میکروکلین	Opq	کانیهای اپک

۳-۲- گنیس‌های نئوپرتروزوئیک

گنیس‌ها سنگ‌های دگرگونی‌ای 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 و اکسید آهن نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های فرعی آنها شامل زیرکن، الایت و کانی‌های اپک می‌باشند. اسفن، اپیدوت، مسکویت، کلسیت، سرسیت و کلریت جزء کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند. مهمترین کانی مافیک موجود در گنیس‌ها بیوتیت می‌باشد که در برخی موارد به کلریت دگرسان شده‌است. در بعضی نمونه‌های گنیسی، میکروکلین با ماکل مشبک مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱). بلورهای ارتوکلاز در اثر تحمل تنشهای وارده به آن‌ها، ساختار اتمی‌شان به هم‌ریخته و از سیستم مونوکلینیک به تریکلینیک تنزل تقارن پیدا می‌کنند و در نتیجه به میکروکلین تبدیل می‌شوند. در نمونه‌های گنیسی پدیده‌های سریشیتی شدن پلاژیوکلاز و ارتوکلاز (شکل ۳-۲) و کلریتی شدن کانی‌های مافیک مشاهده می‌شود. شواهد صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهند که تنش‌های تکتونیکی، سنگ‌های منطقه را تحت تاثیر قرار داده‌است. آثار این فرایند به صورت ساب گرین شدن (شکل ۳-۱)، خاموشی موجی، ماکل‌های ثانویه و تشکیل میکا ماهی تظاهر پیدا کرده است. اغلب پورفیروبلستهای گارنت حاوی اذخال‌های فراوانی از بیوتیت و کوارتز هستند که به ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستی و پورفیروکلاستی در آنها منجر شده‌است. در برخی از گنیس‌ها رشد پورفیروبلست‌های درشت فلدسپارهای آلکالن از نوع ارتوکلاز یا میکروکلین، بافت چشمی ایجاد کرده است. این پورفیروبلست‌ها 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).



شکل ۳-۱- تصویری از ماکل مشبک در میکروکلین (Xpl). شکل ۳-۲- تصویری از ارتوز سرسیتی شده در نمونه گنیسی (Xpl).

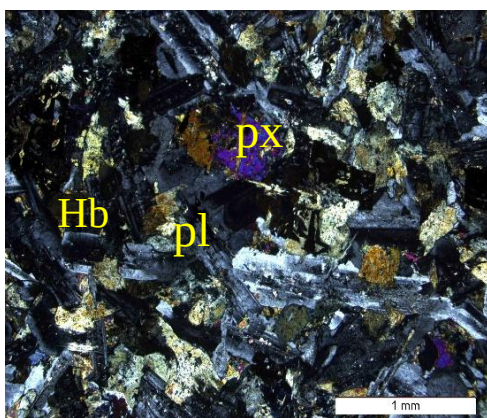


شکل ۳-۳- تصویر ساب گرین شدن و حضور پورفیروکلاست‌های ارتوکلاز در نمونه گنیسی (Xpl)

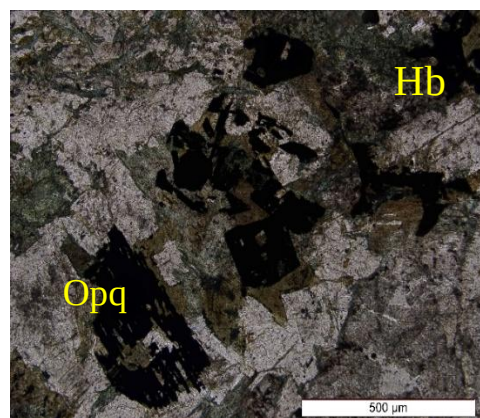
۳-۳- گابرو / دیوریت‌های ژوراسیک میانی

گابرو/ دیوریت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا سبز روشن، خاکستری و یا سبز روشن متمایل به سفید می‌باشند. این سنگ‌ها دانه‌درشت، دانه متوسط تا دانه‌ریز هستند و به صورت استوک، آپوفیز، دایک یا سیل رخنمون دارند. بافت گرانولار اغلب در آن‌ها مشاهده می‌شود، در گابروها و 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 پیروکسن معرف تبلور زود هنگام آپاتیت می‌باشد. اغلب به همراه آپاتیت، اسفن و مگنتیت نیز به صورت ادخال در پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند مشاهده می‌شود. همچنین مگنتیت دارای بافت اسکلتی به صورت پراکنده در سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴). بیوتیت‌ها اغلب بی شکل می‌باشند. کانی‌های فرعی اسفن اولیه، آپاتیت و مگنتیت زودتر از سایر کانی‌ها متبلور شده‌اند. حضور

مگنتیت به صورت هم‌رشدی با پلاژیوکلاز در برخی سنگ‌های گابرویی نشان‌دهنده تبلور مگنتیت به همراه پلاژیوکلاز در اولین مراحل تبلور ماگماست. بافت افیتی (شکل ۳-۵) حاصل هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت در این سنگ‌ها، نشان‌دهنده تبلور قبل تا همزمان این دو کانی می‌باشد. کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت علاوه بر بافت افیتی دارای بافت ساب افیتی، بافت غربالی، ماکل پلی‌سینتتیک و هم‌رشدی نیز هستند. هورنبلند و بیوتیت‌های شکل‌دار اولیه، در مراحل بعدی متبلور شده‌اند. بلورهای فلدسپار پتاسیم اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را فرا گرفته است، بنابراین کانی تأخیری محسوب می‌شوند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در گابرویدیوریت‌هاست که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک بارزی را نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها متناسب با ترکیب کانی‌شناسی خود متحمل سریسیتی شدن یا سوسوریتی شدن گردیده و به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. بعضی از پلاژیوکلازها که تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم پتاسیک قرار گرفته‌اند.



شکل ۳-۵- تصویر بافت افیتیک در گابرویدیوریت (Xpl)



شکل ۳-۴- تصویری از بافت گرانولار و بافت اسکلتی مگنتیت در گابرویدیوریت‌ها (ppl).

۳-۴- سنگ‌های آتشفشانی پالئوسن - ائوسن

۳-۴-۱- بازالت‌ها

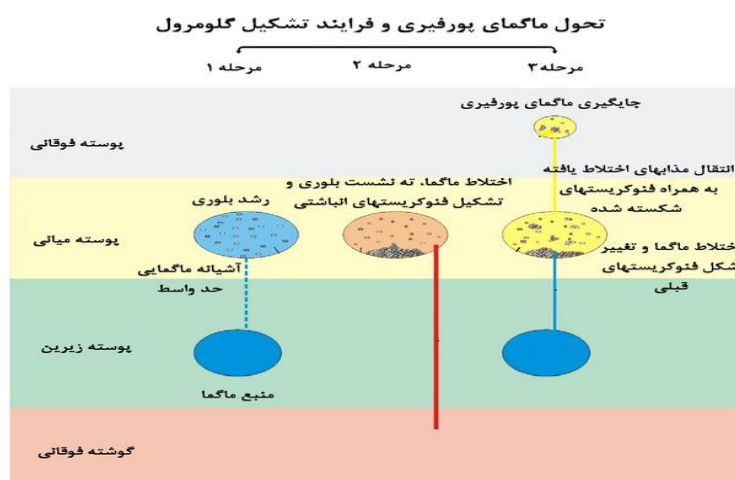
پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت کانی‌های اصلی، الیوین و مگنتیت کانی‌های فرعی و کلسیت، و آنالسیم کانی‌های ثانویه بازالت‌ها هستند (شکل ۳-۶). کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کلریت،

اکسید آهن، کلسیت، ژیپس و آنالسیم هستند که حفرات موجود در سنگ را پر کرده و باعث ایجاد ساخت بادامکی در این سنگ‌ها شده‌اند. بازالت‌ها دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری (شکل ۳-۷)، میکرولیتی-تراکیتی، پوئیکیلیتی، بادامکی و غربالی (شکل ۳-۸) هستند. پلاژیوکلازها فراوانترین کانی موجود در بازالت‌ها هستند، این بلورها 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 ماکل‌های پلی سینتتیک و آلبیت-کارلسباد بوده، گاهی اوقات دارای حواشی خورده شده و خلیج مانند هستند. پلاژیوکلازها معمولاً 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 (شکل ۳-۹). در بعضی مقاطع، لخته‌هایی از چند بلور پلاژیوکلاز به صورت ستاره‌ای شکل مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۰). کلینوپیروکسن‌ها، براساس ویژگی‌های نوری به ویژه زاویه خاموشی دارای ترکیب اوژیتی هستند در برخی موارد این فنوکریست‌های اوژیت در حاشیه، منطقه بندی ترکیبی از خود نشان می‌دهد. تجمع این فنوکریست‌ها به ظهور بافت گلومروپوروفیری منجر شده است. بافت غربالی زیبا در برخی از دانه‌های اوژیت مشاهده می‌شود، که نشان دهنده عدم تعادل در ماگما می‌باشد. 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 شیشه ای را بوجود می‌آورند (سپاهی، ۱۳۸۱). بافت غربالی^۱ حاصل به دام افتادن اذخال‌های مذاب در بلور است. طبق

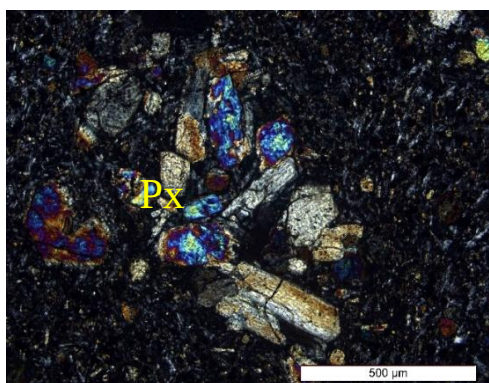
1- Sieve texture

2-Xu

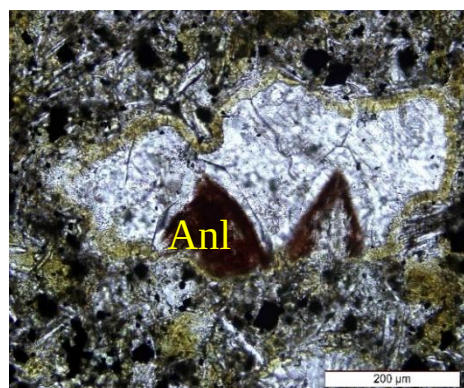
نظر ژو^۲ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد. مرحله اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی و در مراحل اولیه تبلور، فنوکریست‌ها حاصل می‌شوند. مرحله دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمایی، به اختلاط مذاب‌ها منجر می‌شود. کاهش چگالی و گرانروی مذاب دربردارنده فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی^۳ در کف اتاق ماگمایی می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹، در جمشیدی، ۱۳۸۹). 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 (جمشیدی، ۱۳۸۹).



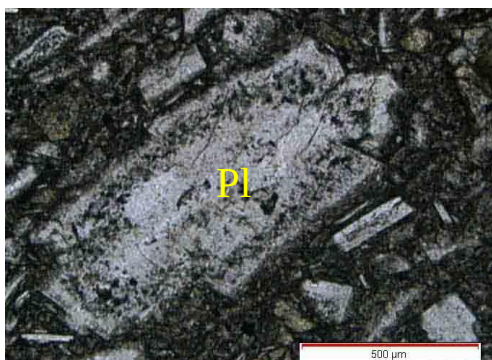
شکل ۳-۶- مدل سه مرحله‌ای تشکیل بافت گلومروپورفیری (برگرفته ژو و همکاران، ۲۰۰۹، در جمشیدی، ۱۳۸۹).



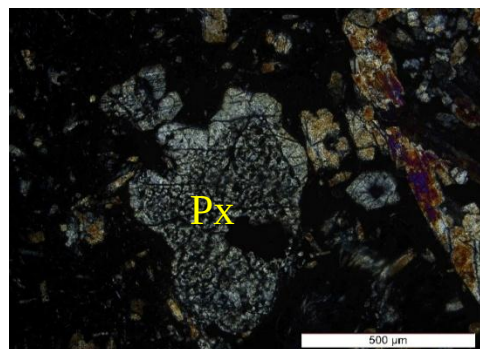
۳-۸- بافت گلومروپورفیری در بازالت‌ها (Xpl).



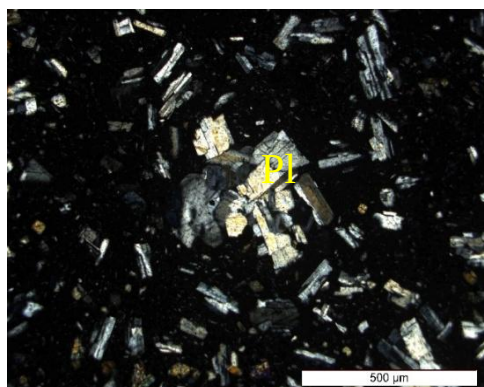
۳-۷- تصویر حفرات پر شده با آنالسیم در بازالت‌ها (ppl).



۳-۱۰- تصویری از ترک‌های شعاعی پلاژیوکلاز در اثر شوک حرارتی حاصل شده‌است، در ضمن به بافت غربالی در پلاژیوکلاز توجه نمایید (ppl).



۳-۹- بافت غربالی در اوژیت موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (Xpl).



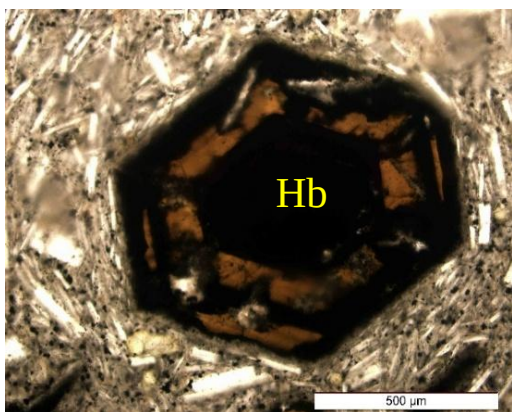
۳-۱۱- تصویری از لخته‌هایی متشکل از چند بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی (Xpl)

۳-۴-۲- آندزی بازالت

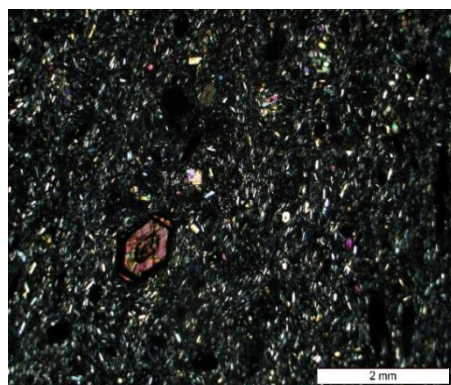
آندزی بازالت‌های منطقه به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن رخنمون دارند، پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوپت) و هورنبلند کانیهای اصلی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. کانی‌های فرعی موجود در آندزی بازالت‌ها، کانی‌های اپک (اکسیدهای آهن و مگنتیت و تیتانومگنتیت) و آپاتیت هستند که به صورت پراکنده در زمینه سنگ مشاهده می‌شوند. کلسیت، کوارتز، زئولیت، سریسیت و کلریت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در برخی از نمونه‌های سنگی آندزی بازالتی یافت شده‌اند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری می‌باشند به طوری که بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوپت) و هورنبلند در خمیره‌ی ریز بلور از همین کانی‌ها قابل تشخیص هستند. عبارت پورفیری برای آن دسته از سنگ‌ها به کار می‌رود که شامل فنوکریست‌های مشخص در داخل یک زمینه دانه ریز باشند. بافت پورفیری به صورت چندزادی (پلی‌ژنیک)^۴ تشکیل می‌شود. (شکل ۳-۱۱)، احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها منجر می‌گردد. هورنبلندهای موجود در این گروه از سنگ‌ها، هورنبلند قهوه‌ای یا

1-Polygenetic

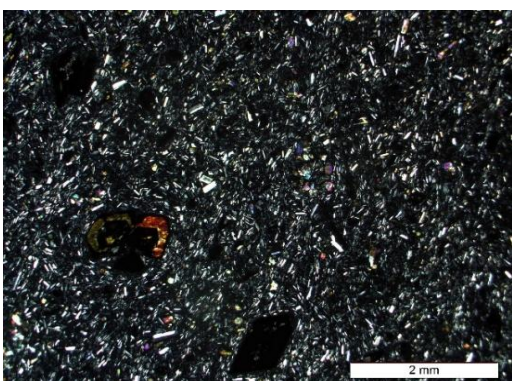
اکسی هورنبلند می باشند ولی هورنبلند سبز نیز در آن‌ها یافت می شود. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تبلور تفریقی و مقدار قابل توجه آب در ماگما می باشد. هورنبلندهای بازالتی بی‌رفرژانس بسیار بالا دارند، این کانی غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می باشد در این نمونه‌ها هورنبلندها منطقه بندی ترکیبی نیز از خود نشان می دهند (شکل ۳-۱۲ و ۳-۱۳) و ردیف شدگی هورنبلندها سبب ایجاد بافت جریان‌ی در سنگ شده است. اکثر بلورهای هورنبلند اپا سیتی شده‌اند و توسط دانه‌های کوچک مگنتیت و اکسید آهن جایگزین شده‌اند (شکل ۳-۱۴). پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی، بافت غربالی و بافت گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست و میکروولیت، در مقاطع نازک دیده می شود. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین می باشند. در واقع با بالا رفتن سرعت هسته بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می آید (آسیابانها، ۱۳۷۴). در این گروه از سنگ‌ها تجمع اوزیت سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است. برخی از آن‌ها حاوی اذخال‌هایی از مگنتیت و آپاتیت هستند که تقدم تبلور آنها را نشان می دهد و برخی دیگر نیز به صورت اذخال در هورنبلندها یافت می شوند.



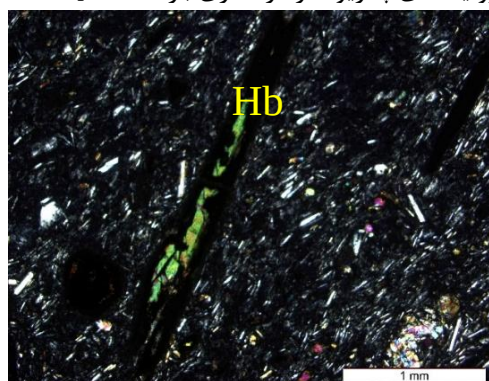
شکل ۳-۱۳- تصویری از منطقه بندی ترکیبی یا رشد چند مرحله‌ای هورنبلند در آندزی بازالت‌ها (ppl).



شکل ۳-۱۲- تصویری از بافت پورفیری ناشی از حضور فنوکریست‌های اکسی هورنبلند در زمینه‌ای سرشار از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در آندزی بازالت‌ها (Xpl).



شکل ۳-۱۵- تصویر اپاستی شدن هورنبلند در آندزی بازالت (Xpl)

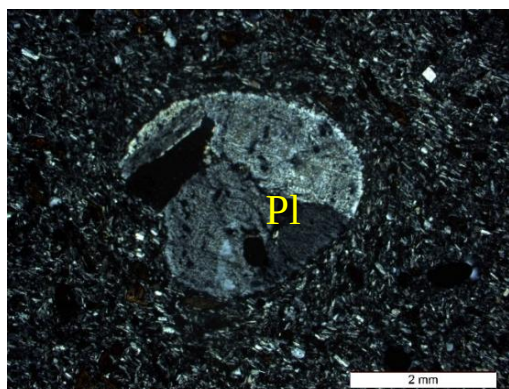


شکل ۳-۱۴- تصویر مقاطع طولی هورنبلند در آندزی بازالت (Xpl)

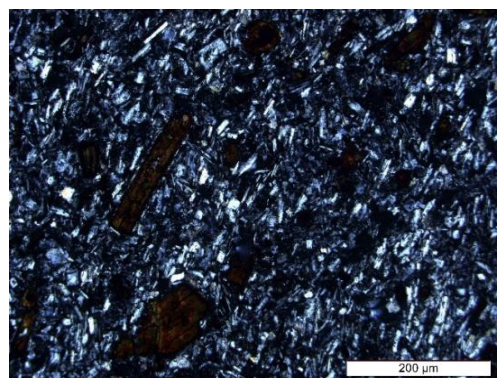
۳-۵- پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق آندزیتی ائوسن میانی- پایانی

این سنگ‌ها در منطقه احمدآباد تا تاریک‌دره رخنمون دارند، به صورت دایک، توده‌های آذرین نیمه‌عمیق (گنبدها) یا با عمق جایگزینی بیشتر مثل توده گابرودیوریتی تاریک‌دره رخنمون دارند. براساس شواهد صحرایی این سنگ‌ها طیف ترکیبی تقریباً پیوسته‌ای دارند ولی عمق جایگزینی آن‌ها متفاوت است. سنگ‌های آندزیتی مورد مطالعه جزء سنگ‌های حدواسط بوده که دارای رنگ خاکستری روشن تا کمی تیره می‌باشند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی عبارتند از پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند می‌باشند. بیوتیت، مگنتیت، اسفن و زیرکن به صورت کانی فرعی، کم و بیش در آندزیت‌های

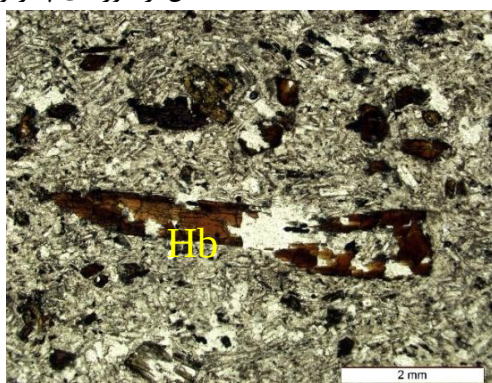
منطقه یافت می‌شوند. کانی‌های ثانویه شامل سرسیت، کلریت، کلسیت و اپیدوت هستند. سرسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات‌آلکالن ایجاد می‌شود. بلورهای ریز سرسیت عموماً در سطح پلاژیوکلاز دیده می‌شود. این سنگ‌ها در مجموع دارای بافت‌های پورفیری (شکل ۳-۱۵)، میکروگرانولارپورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی، جریان، ردیف شده، غربالی، پوئیکلیتی و بادامکی (شکل ۳-۱۶) هستند. فراوانی هورنبلند بیشتر از پلاژیوکلاز است، هورنبلندها دارای حاشیه اپاسیتی شده (شکل ۳-۱۷) و همچنین منطقه بندی ترکیبی هستند. اندازه بعضی از فنوکریست‌های آن‌ها ۵ تا ۶ میلی‌متر می‌رسد. پلاژیوکلاز حمل شده و دارای حالت گرد شده موجود در این سنگ‌ها و منطقه‌بندی و بافت غربالی معرف شرایط غیرتعادلی می‌باشند.



شکل ۳-۱۷- تصویری از حضور گلومرولهای گردشده متشکل از بلورهای پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۱۶- تصویر بافت پورفیری در آندزیت‌ها (XPL)



شکل ۳-۱۸- اپاسیتی شدن هورنبلند در آندزیت‌ها (PPL).

۳-۶- پتروگرافی بازالت‌های الیگومیوسن

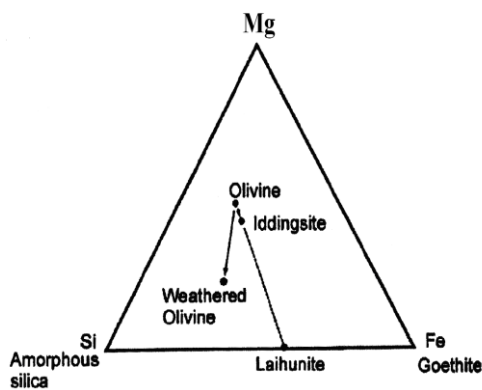
۳-۶-۱- الیوین بازالت‌ها

الیوین بازالت، به سنگی اطلاق می‌شود که میزان درشت بلورهای الیوین آن از پنج درصد بیشتر باشد و هم‌چنین الیوین به صورت بلورهای ریز در زمینه یافت شود. آن‌ها، رخنمون‌هایی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دارند، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آن‌ها را الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌سازند. بافت غالب آن‌ها پورفیری می‌باشد، الیوین هم به صورت سالم و هم به صورت ایدنگسیتی شده وجود دارد. به طوری که درشت بلورهای قرمز رنگ الیوین، در برخی موارد ایدنگسیتی شده، بلورهای نیمه خودشکل تا خودشکل الیوین توسط اکسیدهای آهن جانشین شده‌اند. وجود چنین حالتی نشان‌دهنده غنی بودن الیوین از آهن می‌باشد. الیوین بازالت‌ها از نظر پتروگرافی دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتیک پورفیری و اغلب تراکیتی هستند. این بافت‌ها در اثر جهت‌گیری نسبی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به وجود آمده‌اند در ماگماهایی که گرانروی کمی دارند، بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده‌اند، حالت جهت یافته و موجی شکل پیدا می‌کنند. این بافت را اصطلاحاً بافت جریان‌ی (تراکیتی) می‌نامند. از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌توان به الیوین، پیروکسن (اوپتیت) و پلاژیوکلاز اشاره کرد. در سنگ‌های الیوین بازالتی کانی‌های اپک جزء کانی فرعی محسوب می‌شوند.

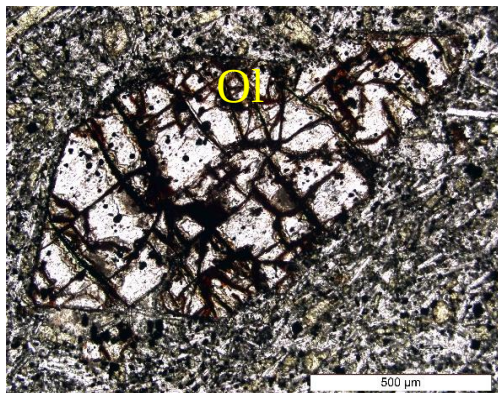
۳-الیوین

این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه به صورت درشت بلور و هم به صورت ریز بلور مشاهده می‌شود. و اغلب دگرسانی ایدنگسیتی‌شدن (شکل ۳-۱۹) و بولنژیته شدن در آن‌ها نشان می‌دهد، به اعتقاد دیر و همکاران (۱۹۹۱)، فرآیند ایدنگسیتی شدن یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین و یا پیروکسن است که در حالت جامد روی می‌دهد و طی آن ورود اتم‌های هیدروژن به درون ساختمان الیوین و اتصال آن‌ها به اتم‌های اکسیژن موجب آزاد شدن کاتیون‌های Mg ، Fe^{+2} و Si شده و در عوض کاتیون‌های Fe^{+3} ، Al و Ca

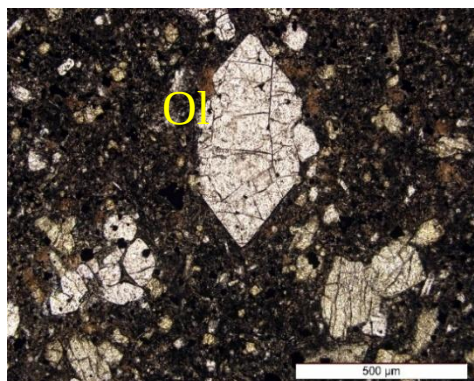
وارد شبکه شده و جانشین آن‌ها می‌گردند (شکل ۳-۲۰) و نشان دهنده خروج Si و Mg و افزایش مقادیر^{۳+} Fe و Al در طی تبدیل الیوین به ایدنگسیت می‌باشند (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲). الیوین اغلب دارای حاشیه‌های خلیج مانند می‌باشد. میزان خوردگی و انحلال در این بلورها متفاوت بوده است و در برخی موارد به حدی زیاد می‌باشد، که بلور به صورت اسکلتی ظاهر می‌شود. الیوین، از مهمترین کانی‌های اولیه این سنگ‌هاست که ندرتاً به صورت خودشکل و بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، اکثراً گردشده و دارای بافت غیرتعادلی، حاشیه‌های خوردشده و خلیج مانند دیده می‌شود. این بافت‌های غیرتعادلی به دلیل تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر آشیانه ماگمایی (نظیر افزایش دما، افت فشار و تغییر ترکیب مذاب در اثر تفریق، هضم و آرایش ماگما) ایجاد می‌شوند. (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۴).



نمودار ۳-۲۰- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت (ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۱۹- تصویری از ایدنگسیتی شدن یک فنوکریست الیوین (PPL).



شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست‌های خودشکل الیوین در سنگ‌های الیوین بازالتی منطقه رضاآباد خارتوران (PPL).

- پلاژیوکلاز

داشتن ماکل پلی سینتیک یکی از مشخصات مهم پلاژیوکلازهاست. برجستگی و بی‌رفرژانس پایین از دیگر مشخصات آن‌هاست. منطقه بندی که نشان‌دهنده عدم تعادل و یکسان نبودن شرایط فیزیکی و شیمیایی در زمان تبلور ماگماست، در پلاژیوکلازها به خصوص در شرایط آتشفشانی فراوان دیده می‌شود. در الیوین بازالت‌ها نیز تجمعات فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بافت گلومروپورفیری نشان می‌دهد. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به دو صورت سالم و یا غربالی یا خوردگی خلیجی و منطقه بندی دیده می‌شوند، برخی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای اذخال‌هایی از کلینوپیروکسن می‌باشند که نشان‌دهنده تبلور زودتر کلینوپیروکسن بوده است.

- کلینوپیروکسن (اوژیت)

کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی در نمونه‌های الیوین بازالتی در منطقه رضاآباد خارتوران است، براساس زاویه خاموشی که حدود ۳۸ درجه می‌باشد از نوع اوژیت می‌باشند. تجمعات پیروکسن بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۲۲). پیروکسن‌ها حمل شده و حالت گرد شده از خود نشان می‌دهند. در کلینوپیروکسن‌ها سازوکار تشکیل بافت غربالی (شکل ۳-۲۳) به دلیل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور بر اثر ورود ماگمای داغ و به داخل آشیانه ماگمایی، افزایش دما در اثر ورود ماگمای داغ و یا انتقال بلورها از مناطق کم‌دما به مناطق داغ آشیانه به علت بروز جریان‌های همرفتی و کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما صورت می‌گیرد (گیل، ۲۰۱۰).

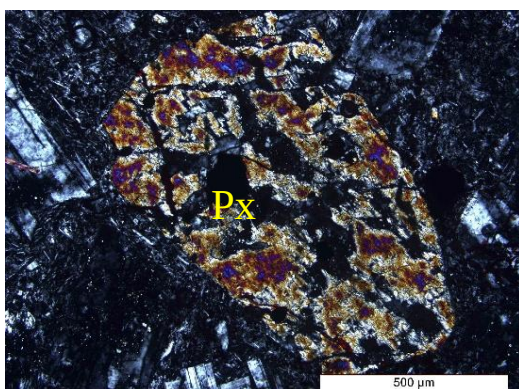
- کانیهای فرعی

کانی‌های اپک را می‌توان به عنوان تنها کانی فرعی موجود در سنگ‌های الیوین بازالتی به شمار آورد. این کانی‌ها اغلب شامل مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌باشند و حضور فراوانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

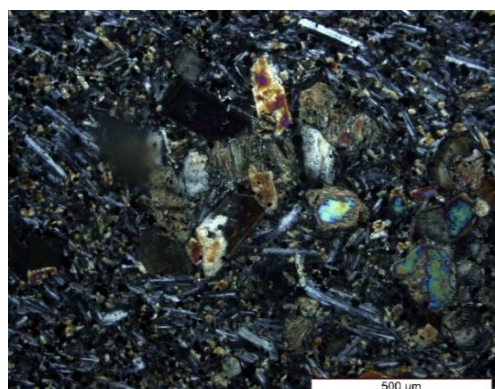
دارند، و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در زمینه سنگ و یا به صورت اذخالی‌هایی در متن بلورهای الیوین دیده می‌شوند.

-کانی‌های ثانویه

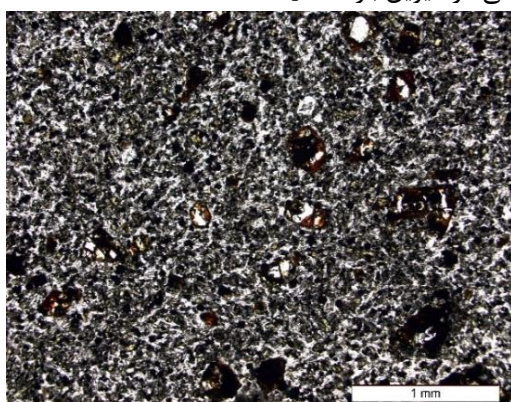
کلسیت، کوارتز و زئولیت از کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌باشند، درز و شکاف‌های موجود در بلورهای الیوین، یکی از مهمترین مناطق بلوری برای دگرسانی می‌باشند. رنگ‌های قرمز-قهوه‌ای و یا نارنجی-قهوه‌ای مشاهده شده در امتداد شکستگی‌های بلور الیوین، نشان دهنده ایدنگسیتی شدن بلورهای الیوین می‌باشند (شکل ۳-۲۵). گوتیت و هماتیت از محصولات این دگرسانی می‌باشند.



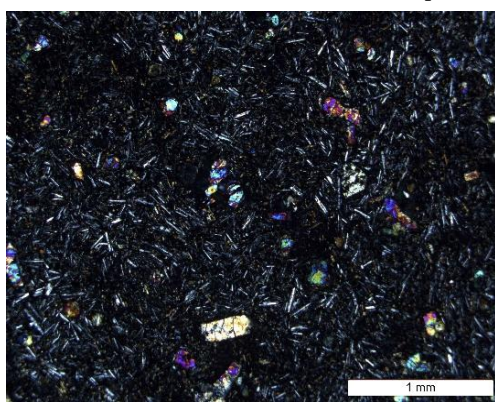
شکل ۳-۲۳-تصویری از حضور پیروکسن گرد شده و بافت غربالی در الیوین بازالت (Xpl).



شکل ۳-۲۲-تصویری از بافت گلوپورفیری در الیوین بازالت‌ها (Xpl).



شکل ۳-۲۵-تصویری از ایدنگسیتی شدن الیوین در الیوین بازالت‌ها (ppl).



شکل ۳-۲۴-تصویری از بافت میکروولیتی پورفیری در الیوین بازالت‌ها (Xpl).

۳-۶-۲- پتروگرافی بازالت‌ها

در این بازالت‌ها کمتر شیشه مشاهده می‌شود، ماگمای سازنده آن‌ها دارای گرانروی پایین و دمای زیاد بوده‌است. کانی‌های اصلی آن‌ها را درشت بلورهای کلینوپیروکسن (اوزیت) و پلاژیوکلاز شامل می‌شوند، به علاوه این کانی‌ها به صورت ریز بلور در در زمینه سنگ نیز مشاهده می‌شوند. کانی الیوین همراه با کانی‌های اوپک به دلیل فراوانی اندک از کانی‌های فرعی سنگ‌های بازالتی محسوب می‌شوند. الیوین‌ها اغلب ایدنگسیتی و بولنزیتی شده‌اند. کانی‌های اوپک موجود در بازالت‌ها شامل مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌باشند. کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها غالباً شامل زئولیت و کلسیت هستند که حفرات موجود در این سنگ‌ها را پر کرده و به تشکیل بافت منجر شده‌اند. ساخت بادامکی را ایجاد کرده‌اند. مطالعات سنگ‌نگاری دقیق برروی مقاطع نازک میکروسکپی تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند که این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکروولیتی پورفیری، گلومروپورفیری و هیالوپورفیری هستند. گسیخته شدن لخته‌ها، انباشته‌های ماگمایی موجود در کف (الیوین‌ها و پیروکسن‌ها) و یا سقف (پلاژیوکلازها) آشیانه‌ها و دیواره‌های متبلور آشیانه‌های ماگمایی از سازوکارهای ارائه شده برای تشکیل بافت گلومروپورفیری هستند (بست، ۲۰۰۳). نبود ارتوپیروکسن و حاشیه واکنشی در اطراف الیوین‌ها، بیانگر ماهیت قلیایی ماگمای سازنده بازالت‌های منطقه است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). تجمع درشت بلورهای اوزیت‌ها به همراه دیگر کانی‌ها و به ویژه پلاژیوکلاز، به تشکیل بافت گلومروپورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است. بافت گلومروپورفیری نیز بیانگر مراحل مختلف تحول ماگما در مسیر صعود در آشیانه‌های ماگمایی مختلف است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۴).

-کانیهای اصلی

-پلاژیوکلاز

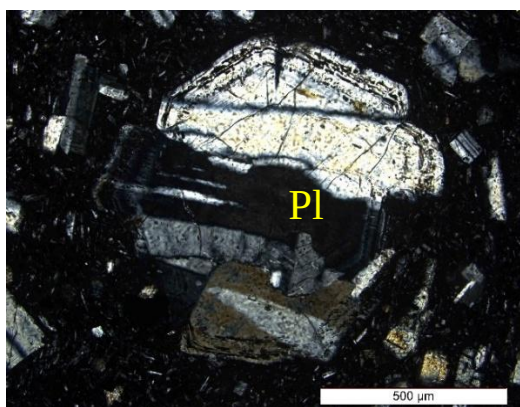
درشت بلورهای پلاژیوکلاز، اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به دو صورت درشت‌بلور و میکروولیت در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند. پلاژیوکلازها عمده‌ترین فنوکریست‌های سنگ‌های بازالتی را به خود

اختصاص می‌دهند. پلاژیوکلاز از جمله کانی‌هایی است که در سنگ‌های آتشفشانی، اثرات تغییرات فیزیکی و شیمیایی ماگما را به خوبی و در غالب فرایند انحلال ماگمایی، به صورت تحلیل رفتگی، هضم سطوح و کناره‌های بلور در نهایت، تشکیل خلیج خوردگی نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۶). انحلال و ناپایداری بلور، بر اثر عواملی نظیر تغییر فشار و دما در طی صعود ماگما و یا تغییر ترکیب شیمیایی در آن‌ها ایجاد می‌شود (چن و ژنگ، ۲۰۰۸). رشد چند مرحله‌ای و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه مشاهده می‌شود. تجمعات پلاژیوکلاز به صورت بافت گلومروپوروفیری مشخص است. اندازه میکروولیت‌ها در حد چند صدم میلی‌متر است، پلاژیوکلازها به صورت بلورهای ریز به صورت موازی و تا نیمه موازی یافت می‌شوند و بافت میکروولیتی را نشان می‌دهند. اغلب پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی هستند (شکل ۳-۲۷). پژوهشگران مختلف تشکیل بافت غربالی را در پلاژیوکلازها، به افت سریع فشار (نلسون و همکاران، ۱۹۹۲)، آمیختگی ماگمایی و تغذیه انباشتگاه ماگمایی (تسوشیاما، ۱۹۸۵) مرتبط می‌دانند. دو نسل پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه حضور دارند، دوره‌های متفاوت سرد شدن ماگما علت تشکیل این دو نسل می‌باشد. به طوری که درشت بلورها به علت وجود یک مرحله طولانی سرد شدن و توقف ماگما در یک آشیانه ماگمایی زیرزمینی تشکیل می‌شوند ولی میکروولیت‌ها در سطح زمین، در خلال صعود نهایی و جایگیری ماگما تشکیل می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها، رشد بلورهای پلاژیوکلاز همراه با بلورهای کلینوپیروکسن به تشکیل بافت‌های افیتی و ساب‌افیتی منجر شده است (شکل ۳-۲۹).

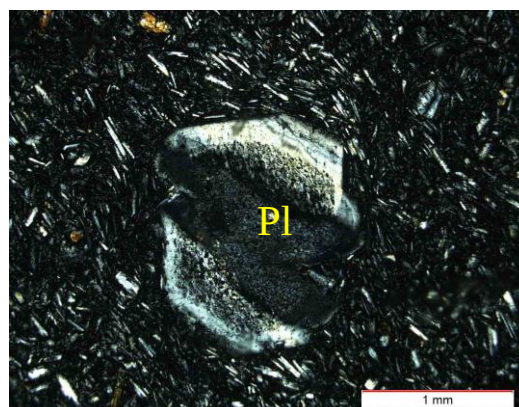
کلینوپیروکسن (اوزیت)

درشت بلورهای کلینوپیروکسن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و گاهی همراه با ماکل تکراری دیده می‌شوند. از جمله ویژگی‌های بافتی شاخص در کلینوپیروکسن‌ها، بافت غربالی و منطقه‌بندی است (شکل ۳-۳۰). کلینوپیروکسن‌ها، براساس زاویه خاموشی که حدود ۳۸ درجه می‌باشد دارای ترکیب اوزیتی هستند و اغلب دارای ماکل ساعت شنی می‌باشند (شکل ۳-۳۱). برخی از پیروکسن‌ها آثار تغییرات فیزیکی و شیمیایی

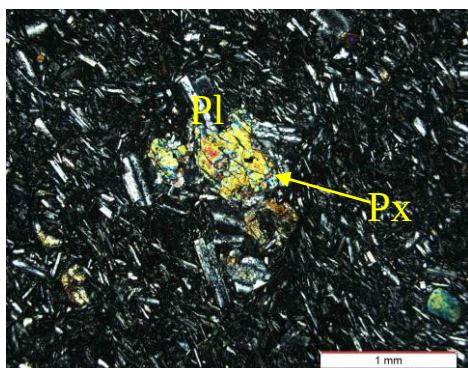
ماگما را به خوبی و در غالب فرایند انحلال ماگمایی، تحلیل رفتگی، هضم سطوح و کناره‌های بلور و در نهایت تشکیل خلیج خوردگی به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۳۲). این کانی به صورت درشت بلور یا به صورت بلورهای کوچک در زمینه سنگ مشاهده می‌شود، معمولاً فنوکریست‌های پیروکسن‌های بزرگ در اعماق بیشتر و پیروکسن‌های کوچک در اعماق کمتر یا در سطح متبلور شده‌اند. اوژیت همچنین به صورت ادخال در کانی پلاژیوکلاز دیده می‌شود و نشان‌دهنده تبلور زودتر یا متقدم می‌باشد. برخی پیروکسن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه رشد چند مرحله‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-۳۳). در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه برخی از درشت بلورهای اوژیت دارای دو مرحله رشد مجزا هستند. در مرحله اول رشد که شامل رشد بخش مرکزی بلور است ادخال‌های فراوان و ریزی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، دانه‌های ریز کدر (به احتمال زیاد مگنتیت) و ریز بلورهای اوژیت، که تشابه زیادی با کانی‌های زمینه سنگ دارند، در بلور دیده می‌شوند (شکل ۳-۳۴). این امر می‌تواند حاکی از رشد سریع و نامتعادل بخش مرکزی بلور باشد (بست، ۲۰۰۳). برعکس بخش حاشیه ای بلور، داری رشد یکنواخت تر و فاقد ادخال می‌باشند. می‌تواند حاکی از رشد آن در شرایط متعادل باشد. در برخی از فنوکریست پیروکسن دارای خلیج خوردگی هستند.



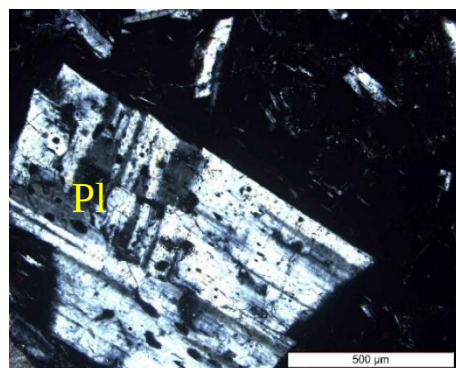
شکل ۳-۲۷- تصویری از منطقه‌بندی ترکیبی در درشت بلور پلاژیوکلاز، در زمینه سنگ بازالتی قرار دارد (Xpl)



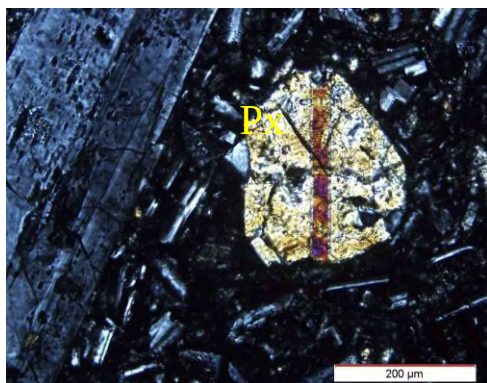
شکل ۳-۲۶- تصویر منطقه بندی و بافت غربالی در پلاژیوکلازهای سنگهای بازالتی رضاآبادخار توران (Xpl)



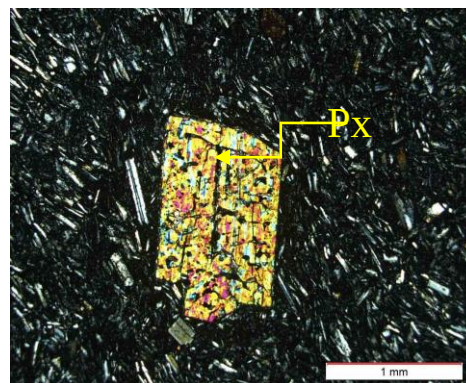
شکل ۳-۲۹- هیالومیکروولیتی پورفیری جریانى در
بازالت‌ها (Xpl)



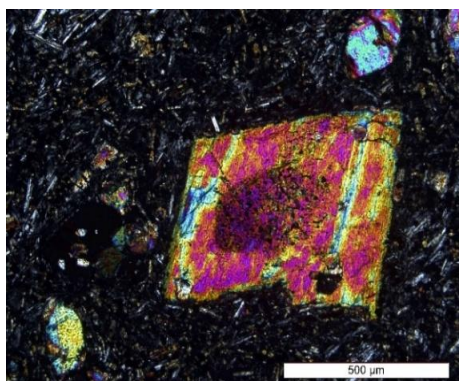
شکل ۳-۲۸- تصويرى از بافت غربالى در پلاژیوکلاز
(Xpl)



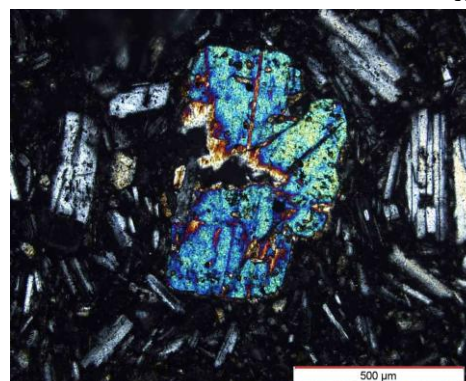
شکل ۳-۳۱- تصويرى از فنوکریست پیروکسن از نوع
اوپیت در بازالت‌ها (Xpl).



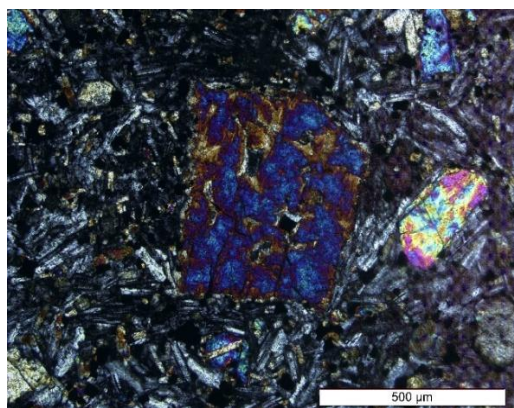
شکل ۳-۳۰- بافت هیالومیکروولیتی پورفیری جریانى
همراه با بافت غربالى در کلینوپيروکسن از نوع
اوپیت (Xpl)



شکل ۳-۳۳- تصويرى از رشد دو مرحله‌ای اوپیت در
بازالت‌ها (Xpl).



شکل ۳-۳۲- تصويرى از خلیج خوردگی در فنوکریست
پیروکسن از نوع اوپیت (Xpl).



شکل ۳-۳۴- تصویری از ادخال اپک در پیروکسن (Xpl).

-کانی‌های فرعی

- الیوین

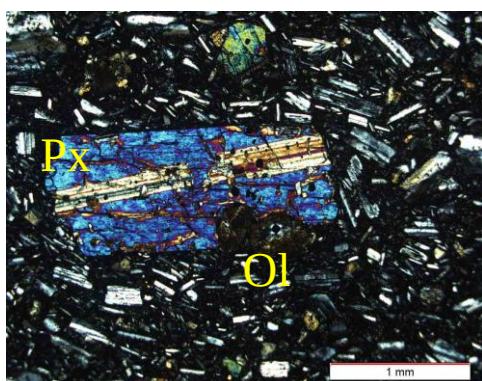
الیوین یکی از کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های منطقه می‌باشد که به مقدار خیلی کم در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌شود. در نمونه‌های طبیعی سنگ‌های بازالتی، الیوین و شیشه، اولین فازهای دگرسان شده طی هوازدگی بازالت‌ها در خشکی و کف اقیانوس هستند (چسورث^۵ و همکاران، ۲۰۰۴). به اعتقاد بست (۲۰۰۳)، شکل بلورها با توجه به ویژگی کانی، ترکیب مذاب و درجه سرد شدگی تغییر می‌کند. وجود شکستگی‌های فراوان در الیوین، سبب ایدنگسیتی شدن آن در امتداد شکستگی‌ها و حاشیه بلور شده‌است (شکل ۳-۳۵). در برخی نمونه‌ها رشد کانی الیوین در کنار فنوکریست پیروکسن مشاهده شده است (شکل ۳-۳۶).

-کانی اپک

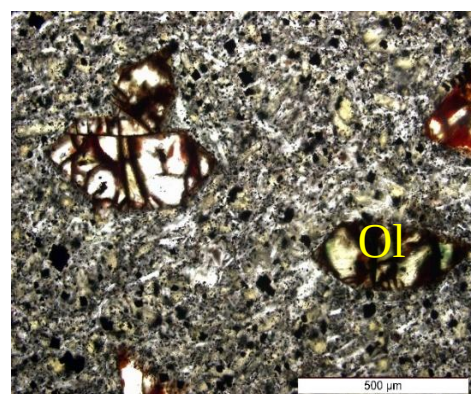
در بازالت‌ها کانی‌های اپک اغلب مگنتیت و تیتانومگنتیت می‌باشند، این کانی‌ها در xpl و ppl تیره می‌باشند و همراه با الیوین به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها محسوب می‌شوند، این کانی‌ها هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ و هم به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها یافت می‌شوند.

-کانی‌های ثانویه

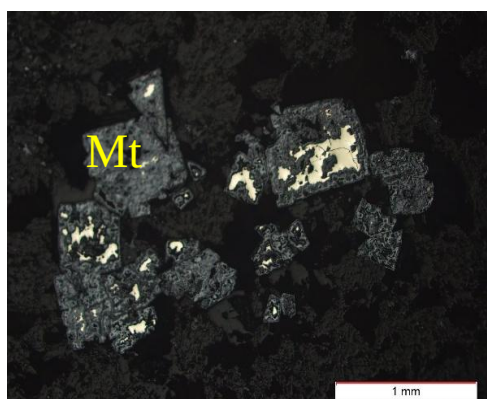
کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کانی‌های کلسیت، ژیپس و زئولیت هستند که حفرات موجود در سنگ را پر کرده (شکل ۳-۳۷) و باعث ایجاد ساخت بادامکی در این سنگ‌ها شده‌اند. در دماهای پایین و PH خنثی، محلول‌های گرمابی، در سنگ‌های آذرین، موجب جابجایی و تمرکز سدیم، پتاسیم و کلسیم در نقاط خاصی از سنگ (حفرات) می‌شوند، که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زئولیت همانند مordenite، کلینوپتیلولیت، لامونتیت، آراکیت، هولاندیت و آنالسیم می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).



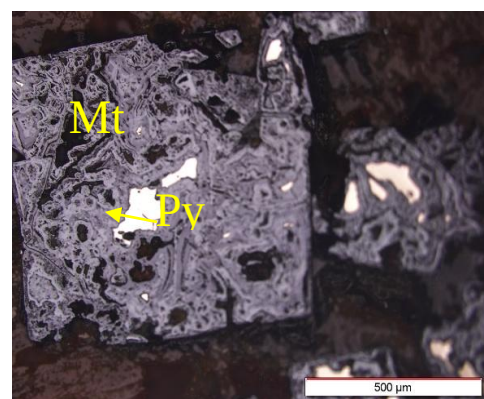
شکل ۳-۳۶- تصویری از دربرگرفته شدن فنوکریست الیوین توسط اوژیت (Xpl).



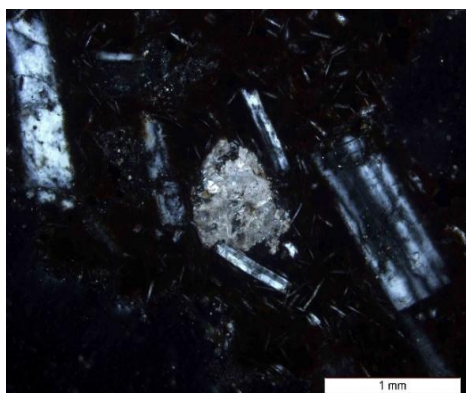
شکل ۳-۳۵- تصویری از ایدنگسیتی شدن در کانی الیوین (ppl).



شکل ۳-۳۸- تصویر از کانی‌های پیریت و مگنتیت در سنگ-های بازالتی منطقه مورد مطالعه (نور انعکاسی)



شکل ۳-۳۷- تصویری از کانی‌های پیریت و مگنتیت در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (نور انعکاسی)



شکل ۳-۳۹- تصویری از حفرات پر شده توسط ژئولیت در بازالت‌ها که به تشکیل بافت بادامکی منجر شده است (Xpl).

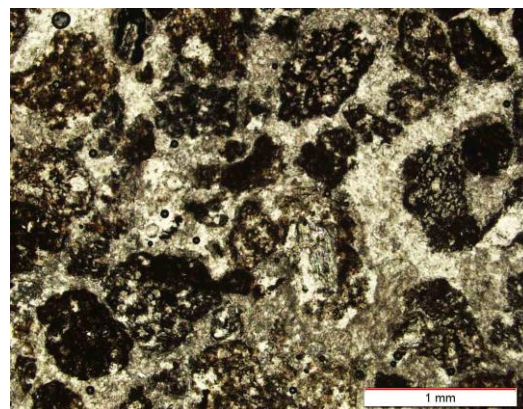
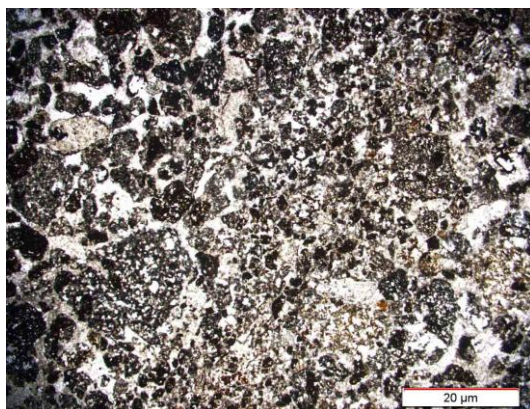
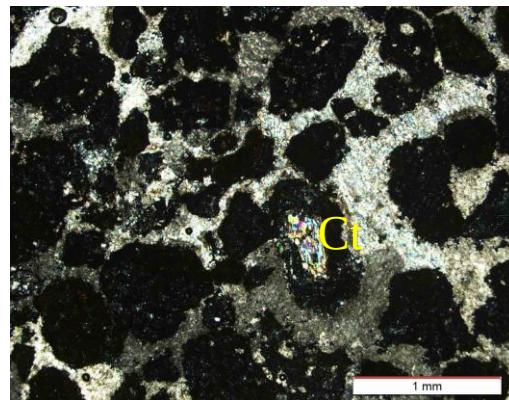
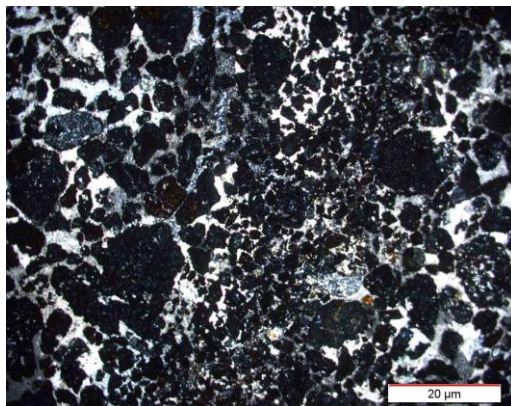
۳-۷- سنگ‌های آذرآوری

۳-۷-۱- پیریت

پیریت‌ها، حاصل گسیختگی مذاب‌ها در هنگام مواجه با آب و سپس مخلوط شدن قطعات گدازه‌ای انجماد یافته گسیخته شده یا رسوبات حاصل می‌شوند. در پیریت‌های منطقه مورد مطالعه قطعات ریز و درشت بازالتی در زمینه‌ای از آهک (کلسیت) و مارن یافت می‌شوند (شکل ۳-۳۸).

۳-۷-۲- لیتک کریستال توف

در قطعات سنگی بازالتی، بافت‌های حفره‌ای، بادامکی، میکرولیتی و میکرولیتی پورفیری مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز، الیوین و اوژیت همراه با مقادیری شیشه سازندگان قطعات بازالتی هستند. پلاژیوکلازها با بافت غربالی عمده‌ترین خرده بلورهای موجود در لاپیلی کریستال توف‌ها و لیتیک توف‌ها می‌باشند و به سربسیت، کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. در نمونه‌های سالم پلاژیوکلاز ماکل تکراری و منطقه‌بندی ترکیبی دیده می‌شود. خرده‌های بلوری کلینوپیروکسن با خاموشی مایل و چند رنگی شناخته می‌شوند.



شکل ۳-۴۰- تصاویری از حضور قطعات بازالتی دارای بافت حفره‌ای و بادامکی در یک زمینه مارنی (در واقع پیریت) (در نور پلاریزه متقاطع و پلاریزه عادی). به آمیختگی قطعات بازالتی و رسوبات در این تصاویر توجه نمایید.

فصل چهارم

ژنوسمی

۴-۱- مقدمه

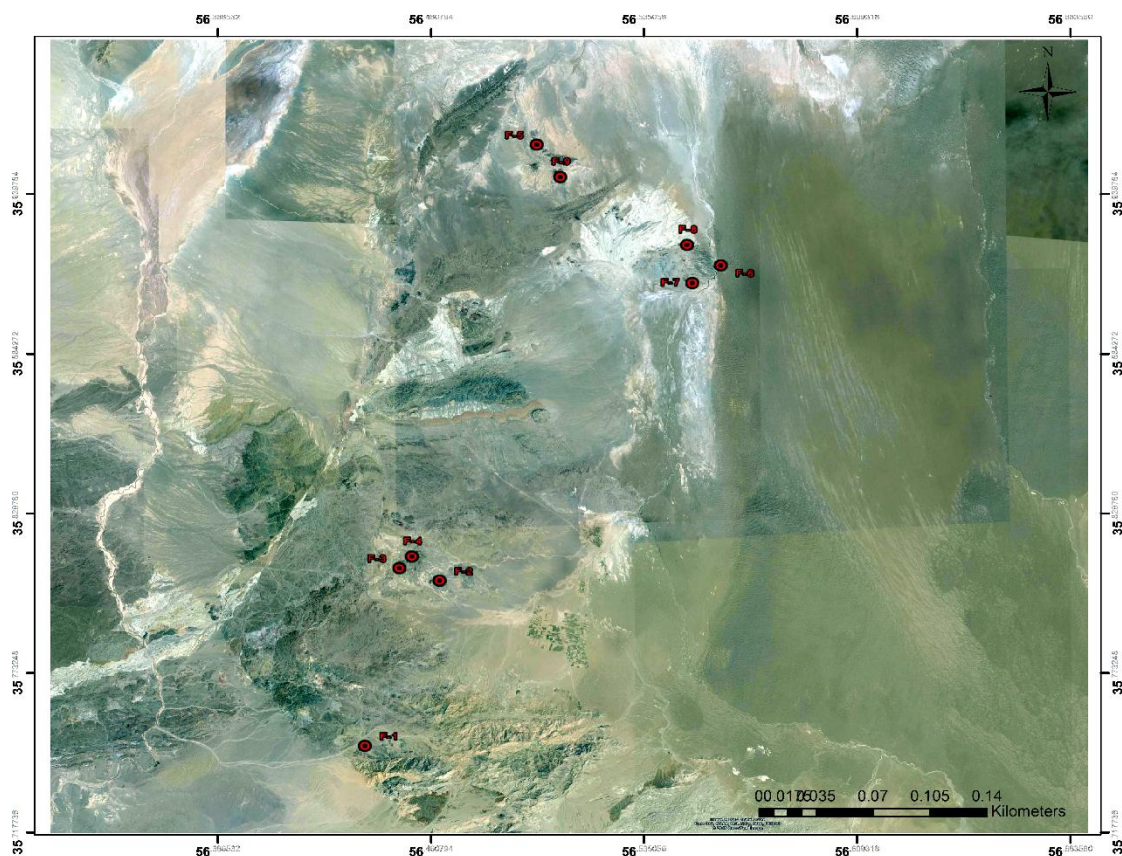
ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سرو کار دارد. یکی از کاربردهای ژئوشیمی، در ارتباط با پترولوژی است. در مطالعات سنگ‌شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی‌های شیمیایی مرتبط با پدیده‌های زمین‌شناسی سنگ‌ها استفاده می‌شود. در این مبحث سعی خواهد شد به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه پرداخته شود. زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان‌پذیر نیست (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحولات سنگ‌شناسی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۹ نمونه از سنگ‌ها، با توجه به تنوع سنگ‌شناسی و حداقل دگرسانی جهت انجام مطالعات شیمیایی انتخاب گردید. نمونه‌ها در کارگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود خرد شد و سپس در شرکت طیف کانساران بینالود پودر گردید. پس از آن نمونه‌های مورد مطالعه، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME، کانادا عناصر اصلی به روش ICP- AES و عناصر فرعی، کمیاب و خاکی نادر 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 تجزیه ایزوتوپی و عناصر فرعی یا جزئی، مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است (رولینسون^۲، ۱۹۹۳). سپس، نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی توسط نرم افزارهای پترولوژیکی GCDKIT و Iqpet 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 و مقادیر کانی‌های نورماتیو آن‌ها، به صورت درصد وزنی (Wt%)، و برای عناصر جزئی و خاکی نادر به صورت

1 Rollinson

قسمت در میلیون (ppm)، در جدول ۴-۲ آورده شده است. لازم به ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف موارد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در مورد آن‌ها اعمال گردیده است.

جدول ۴-۱: مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها بر حسب UTM.				
محل نمونه برداری	شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی	
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
کوه غریبه	F.1	بازالت	3945092	450737
غرب کوه سیاه	F.2	بازالت	3956224	455311
غرب کوه سیاه	F.3	بازالت	3956233	454051
انتهای غربی کوه سیاه	F.4	بازالت	3956631	453307
شمال غرب رضاآباد	F.5	بازالت	3985843	461100
رضاآباد	F.6	بازالت	3977400	471462
غرب رضاآباد	F.7	بازالت	3976009	470079
غرب رضاآباد	F.8	بازالت	3978750	469746
رضاآباد	F.9	بازالت	3983317	462606



شکل ۴-۱ موقعیت نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی بر روی تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد

۴-۲- منابع ایجاد خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

منابع ایجاد خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها عبارتند از: آلودگی در خلال پودر کردن، آلودگی در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلودگی حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها (رولینسون ۱۹۹۳). یکی از منابع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمیایی آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه‌ها یعنی خردایش و آسیاب کردن نمونه‌ها می‌باشد و می‌تواند به دو صورت آلودگی حاصل از نمونه‌های تهیه شده پیشین، و یا آلودگی خود دستگاه‌های خرد کننده و آسیاب باشد. این آلودگی‌ها از راه تمیز کردن دقیق و آغشته کردن دستگاه‌های خردکن و آسیاب با نمونه‌ای که باید خرد یا آسیاب شود، تا حد زیادی برطرف می‌شود. پوشش نازک رسوبات بر روی

نمونه‌ها را نیز می‌توان بوسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از خرد کردن و قبل از پودر کردن با اسید کلریدریک ۰/۱ مولار، به مدت چند دقیقه، برطرف کرد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های خام تجزیه‌های شیمیایی لازم می‌باشد تغییراتی در آن‌ها صورت گیرد. از جمله این تغییرات می‌توان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ اشاره کرد.

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

میزان مواد فرّار در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد، این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۱/۱ درصد تا حداکثر ۳ درصد متغیر می‌باشند. افزایش درصد مواد فرّار در سنگ‌ها از فرآیندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی می‌شود (رولینسون، ۱۹۸۹، میدلموست، ۱۹۸۵، ژائو، ۲۰۰۷). به منظور حذف مواد فرّار نمونه‌های سنگی، درصد مواد فرّار (L.O.I) را از مجموع اکسیدهای (SUM) آن نمونه کم می‌کنیم، عدد که به دست آمده، مجموع مقدار جدید اکسیدهای سنگ می‌باشد که مواد فرّار آن حذف شده است. باید مقدار درصد هر یک از اکسیدهای اصلی سنگ در ضریب واحدی ضرب شوند. این ضریب از تقسیم کردن ۱۰۰ بر مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ به دست می‌آید. در ادامه ضریب به دست آمده را در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای اولیه (خام) سنگ ضرب می‌کنیم تا درصد اکسیدها، بدون مواد فرّار محاسبه شود. به عنوان مثال، روش محاسبه ضریب حذف مواد فرّار (Z) برای نمونه f.9 بدین صورت می‌باشد.

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

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

$$Z = 100 / 97.35 = 1.02$$

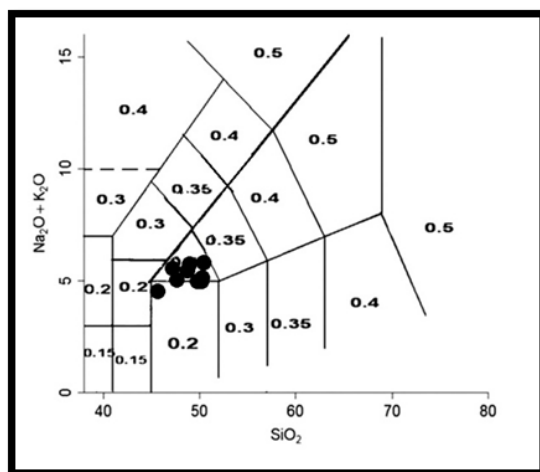
۴-۳-۲- تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$

در نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، مقدار اکسید آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. Fe_2O_3 و FeO در ساختمان سیلیکات‌ها در فازهای اکسیدی همانند (مگنتیت) وارد می‌شوند. برخی از سنگ‌های آذرین، در اثر دگرسانی‌های ثانویه اکسید می‌شوند و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در آن‌ها افزایش می‌یابد که این افزایش، در ترکیب نورماتیو سنگ‌ها تأثیر عمده‌ای دارد. زیرا مگنتیت نورماتیو افزایش یافته و بنابراین در محاسبه نورم کانی‌های سیلیکاته نظیر دیوپسید، هیپرستن و الیون، FeO کم‌تری وارد می‌شود. با کم شدن این سیلیکات‌ها در نورم سنگ اکسید شده، سیلیس اضافی محاسبه می‌شود و در نتیجه کلیه محاسبات غیر واقعی انجام می‌شود (میدلموست، ۱۹۸۹). برای تصحیح این خطا، از نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (لومتر^۱ و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده است.

$$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0.3 \quad , \quad \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) = 11.18$$

$$0.3 * \text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) = \text{Fe}_2\text{O}_3 \quad , \quad 0.3 * 11.18 = 3.35$$

$$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t}) - \text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO} \quad , \quad 11.18 - 3.35 = 7.83$$



شکل ۴-۲- نمودار مجموع آلکالی‌ها در مقابل سیلیس (TAS)، لومتر و همکاران (۱۹۸۹). موقعیت ترکیبی نمونه‌ها در نمودار نشان داده شده است

جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانی‌های نورماتیو، عناصر کمیاب و خاکی نادر بازالت‌های مورد

مطالعه پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$

Major oxides(Wt%) (داده‌های خام)									
	F.9	F.5	F.1	F.7	F.3	F.8	F.6	F.2	F.4
SiO ₂	43.64	46.04	49.2	45.48	47.33	47.65	49.46	49.14	48.65
Al ₂ O ₃	13.92	14.87	18.17	14.68	16.01	15.42	15.77	16.4	16.48
Fe ₂ O ₃	11.28	11.18	9.09	10.26	9.26	8.91	7.86	8.55	8.7
MgO	8.49	7.87	4.42	7.54	7.1	6.7	6.41	7.04	7.14
CaO	12.01	9.74	9.22	10.91	10.21	10.62	8.84	9.79	10.02
Na ₂ O	4.35	3.93	4.06	4.16	4.03	4.63	5.16	3.98	3.85
K ₂ O	0.61	1.57	1.51	1.85	1.89	1.59	1.13	1.43	1.56
TiO ₂	1.91	1.83	1.33	1.93	1.33	1.5	1.12	1.2	1.27
P ₂ O ₅	0.96	0.78	0.51	0.92	0.75	0.95	0.69	0.63	0.64
MnO	0.16	0.15	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.041	0.035	<0.002	0.037	0.023	0.02	0.024	0.05	0.02
TOT/S	0.34	0.12	<0.02	0.25	0.03	0.27	0.1	<0.02	<0.02
TOT/C	0.03	0.05	0.1	0.03	0.02	0.02	<0.02	0.03	<0.02
LOI	2.1	1.5	2	1.5	1.5	1.4	3	1.3	1.1
Sum	99.45	99.49	99.69	99.47	99.58	99.51	99.57	99.61	99.6
داده های عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به L.O.I و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ بر حسب درصد وزنی (%Wt)									
SiO ₂	44.51	46.96	50.1	46.38	48.27	48.12	50.94	49.63	49.13
Al ₂ O ₃	14.19	15.16	18.53	14.97	16.17	15.57	16.24	16.56	16.64
Fe ₂ O ₃ (t)	11.50	11.40	9.27	10.46	9.35	8.99	8.09	8.63	8.78
FeO	9.03	8.02	6.37	7.69	6.49	6.24	5.51	5.99	6.09
Fe ₂ O ₃	2.25	3.35	2.72	3.07	2.77	2.67	2.35	2.56	2.61
MgO	8.65	7.87	4.50	7.54	7.17	6.76	6.60	7.11	7.21
CaO	12.25	9.93	9.40	11.12	10.31	10.72	9.1	9.88	10.12
Na ₂ O	4.43	4.00	4.14	4.24	4.07	4.67	5.31	4.01	3.88
K ₂ O	0.62	1.6	1.54	1.88	1.90	1.60	1.16	1.44	1.57
TiO ₂	1.94	1.86	1.35	1.96	1.34	1.51	1.15	1.21	1.28
P ₂ O ₅	0.97	0.79	0.52	0.93	0.75	0.95	0.71	0.63	0.64
MnO	0.163	0.15	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.13	0.13
Cr ₂ O ₃	0.041	0.035	<0.002	0.037	0.023	0.02	0.024	0.05	0.02
Sum	99.45	99.49	99.69	99.47	99.58	99.51	99.57	99.61	99.6

ادامه جدول ۴-۲:

	Trace elements (ppm)								
	F.9	F.5	F.1	F.7	F.3	F.8	F.6	F.2	F.4
Sc	22	23	17	22	20	20	17	20	21
Ba	604	510	317	457	428	470	330	318	343
Co	42.3	41.3	28.4	38.8	32.1	31.5	29.1	31.5	33.1
Cs	0.7	0.5	0.4	0.9	1.1	0.9	0.6	1	1.1
Ga	19.8	20.3	19.9	20.8	20.3	19.3	20.1	18.7	19.5
Hf	3.9	3.7	2.8	3.8	3.9	3.9	3.2	3.1	3.3
Nb	28.3	24.8	16.4	17.7	20	20.6	13.2	18.1	17.7
Rb	21.7	18	22.9	23.9	34.8	15	14	24.8	29.4
Sr	1800.6	1661.6	1060.1	1916.6	1325.5	1754.3	1724.8	1257.2	1327.9
Ta	1.8	1.5	0.9	0.9	1.1	1.2	0.9	0.8	0.8
Th	5	2.4	5.5	3.4	4.7	5	3.6	4	3.7
U	1.1	0.6	1.3	0.8	1	0.9	1	1	0.9
V	277	319	233	326	232	256	235	209	232
W	1.5	0.8	0.8	1.1	1.3	0.9	0.9	0.9	0.9
Zr	158.8	148.7	127.7	153.5	161.9	163.5	123	132.4	136.7
Mo	2	1.3	1	1.1	1.5	1.7	1.2	1	0.9
Cu	163	225.5	52.3	177	108.3	147.8	104	108.1	109
Pb	7	1.7	1.5	1.2	1.7	1.7	2.5	1.7	1
Zn	95	88	60	79	72	83	57	72	69
Ni	132	134	14.3	85.8	73.5	60.4	69	90.4	80.9
As	1.2	1.5	0.7	0.7	0.6	0.7	<0.5	<0.5	<0.5
Au	4.3	2.2	0.8	4	1.4	1.4	2.9	0.8	<0.5
	Rare earth elements(ppb)								
La	54.7	30.6	33.7	41.4	38.8	46.6	33.1	34.9	33.3
Ce	107.1	67.9	61	86.9	77.1	92.4	63.3	64	65
Pr	13.41	8.39	7.13	11.7	9.84	12.01	8.02	7.49	8.05
Nd	51.6	34.3	28.6	47.1	40.4	47.6	31.3	30.3	32
Sm	8.71	5.7	5.46	7.62	7.04	7.88	5.1	5.2	5.45
Eu	2.47	1.76	1.67	2.24	2.12	2.24	1.5	1.51	1.7
Gd	6.65	4.74	4.87	6.11	5.77	6.09	4.09	4.38	4.56
Tb	0.84	0.61	0.7	0.72	0.74	0.72	0.54	0.62	0.64
Dy	3.82	3.02	3.75	3.19	3.83	3.37	2.47	3.24	3.17
Ho	0.66	0.53	0.68	0.56	0.66	0.54	0.48	0.58	0.61
Er	1.65	1.25	1.93	1.35	1.74	1.39	1.09	1.46	1.67
Tm	0.23	0.18	0.3	0.16	0.25	0.18	0.15	0.22	0.22
Yb	1.35	1	1.87	0.94	1.52	1.09	1.02	1.38	1.37
Lu	0.2	0.15	0.25	0.15	0.23	0.17	0.14	0.21	0.23
Y	17.6	12.8	20.1	13.4	17	15.3	11.5	15.3	15.8

ادامه جدول ۴-۲:

	NORM(CIPW)								
	F.9	F.5	F.1	F.7	F.3	F.8	F.6	F.2	F.4
Or	9.14	8.595	11.39	9.36	9.47	6.91	11.17	9.57	3.70
Ab	35.17	33.386	25.20	30.84	27.70	38.28	20.99	27.28	21.12
An	27.53	23.046	20.40	23.44	18.67	17.11	16.26	16.91	17.10
Ne	0.00	0.469	5.18	1.21	3.38	3.75	8.10	6.84	9.03
Di	9.11	14.347	17.18	14.65	15.20	15.59	20.66	19.96	24.48
Hy	1.06	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol	4.20	7.836	7.05	7.90	9.08	6.52	6.73	5.43	7.26
Il	0.31	0.283	0.30	0.28	0.33	0.24	0.28	0.28	0.35
Hm	9.31	8.696	9.44	8.83	11.41	8.14	10.48	9.08	11.58
Tn	2.95	0.000	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pf	0.00	1.825	2.03	1.94	2.89	1.76	3.10	2.35	3.02
Ap	1.24	1.517	1.81	1.54	1.89	1.69	2.23	2.29	2.34
sum	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

۴-۴- کاربرد نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در رده‌بندی

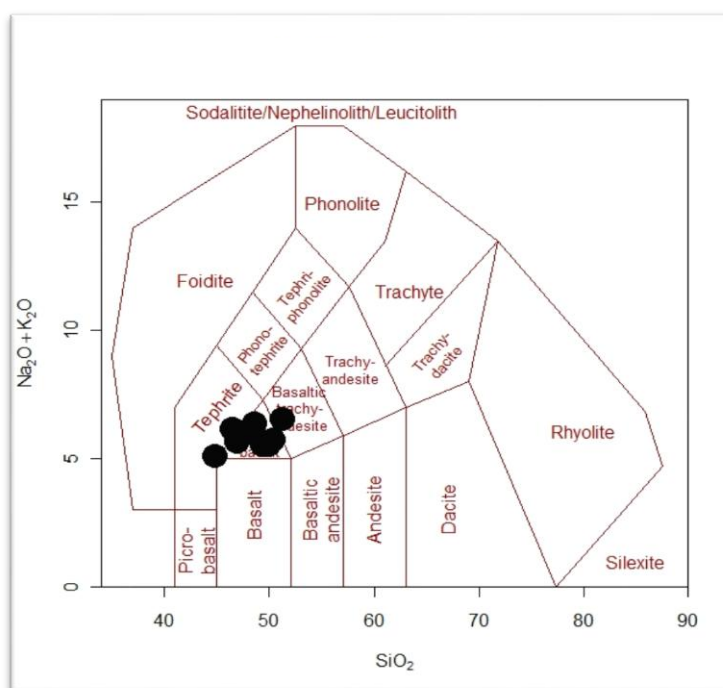
نمونه‌های سنگی مورد مطالعه

از داده‌های عناصر اصلی می‌توان در رده‌بندی سنگ‌ها و نمودارهای عنکبوتی، تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین ساختمانی تشکیل سنگ‌ها همچنین از داده‌های عناصر اصلی به همراه عناصر فرعی و خاکی نادر، استفاده کرد. جهت ترسیم نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی، خاکی نادر، نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، بصورت مقادیر عناصر اصلی و کمیاب ارائه می‌شوند. استفاده از SiO_2 در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد زیرا SiO_2 ، اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار SiO_2 مذاب خواص فیزیکی و شیمیایی آن را کنترل می‌کند. همچنین مقادیر K_2O و Na_2O در محاسبات همراه با سیلیس اهمیت دارد به طوری که با تعیین درجه اشباع از سیلیس سنگ‌های ماگمایی، می‌توان سنگ‌های ساب آکالن یا هیپرآکالن را از هم جدا نمود. اکسیدهای K_2O ، SiO_2 ، Na_2O مقادیر و انعکاسی از نوع کانی‌های فلسیک سنگ می‌باشد و اکسیدهای Al_2O_3 و CaO و MgO در تقسیم‌بندی سنگ‌های ماگمایی دارای درجه اهمیت کمتری می‌باشند (میدلموست، ۱۹۸۵).

الف- نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین مبتنی بر اکسیدهای عناصر اصلی

- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)

نمودار مجموع Na_2O و K_2O در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، (شکل ۴-۲) بر پایه تغییرات درصد وزنی سیلیس در مقابل اکسیدهای عناصر آلكالن ترسیم شده است، ولی مرزهای این نمودار و اسامی سنگ‌ها با نمودار (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) قدری متفاوت است. نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در این نمودار در محدوده تراکی بازالت قرار می‌گیرند.

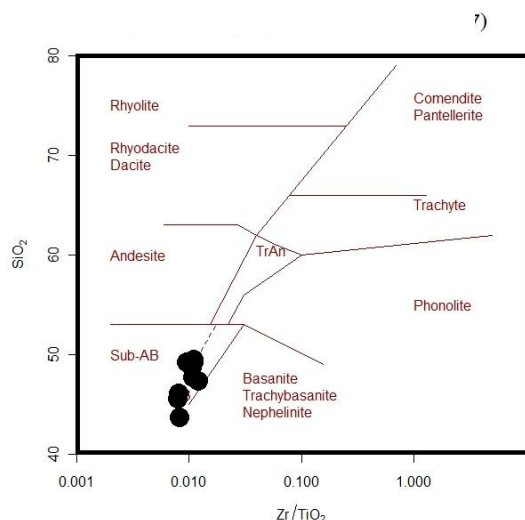


شکل ۴-۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).

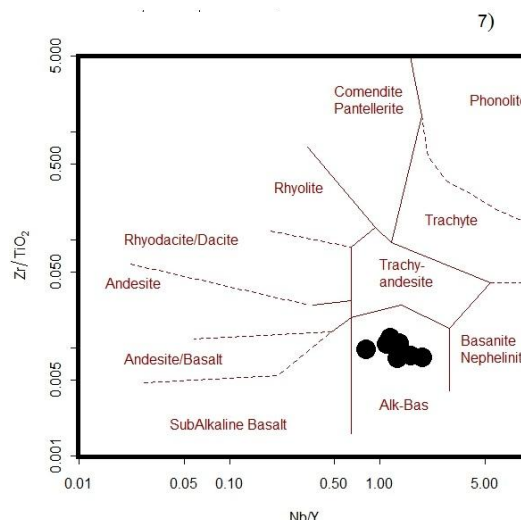
ب- نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین مبتنی بر عناصر کمیاب کم تحرک

-نمودار تغییرات Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

نمونه‌های که سنگی مورد آنالیز شیمیایی قرار می‌گیرد باید حداقل دگرسانی را متحمل شده باشند. زیرا دگرسانی بر روی انتشار و تمرکز عناصر اصلی اثرات نامطلوبی خواهد داشت. به همین منظور برای تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های بازالتی منطقه احمدآباد و رضاآباد از نمودارهای مبتنی بر مقادیر عناصر کمیاب، که در درجات بالای دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند نظیر (Zr, Ti, Nb و Y)، استفاده شده است. این عناصر در نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۹۶)، به صورت نسبت‌هایی از Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y رسم شده‌اند (شکل ۴-۳). در این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد و رضاآباد در محدوده آلکالی بازالت قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۵- طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نسبت‌های نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).



شکل ۴-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).

پ- نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)

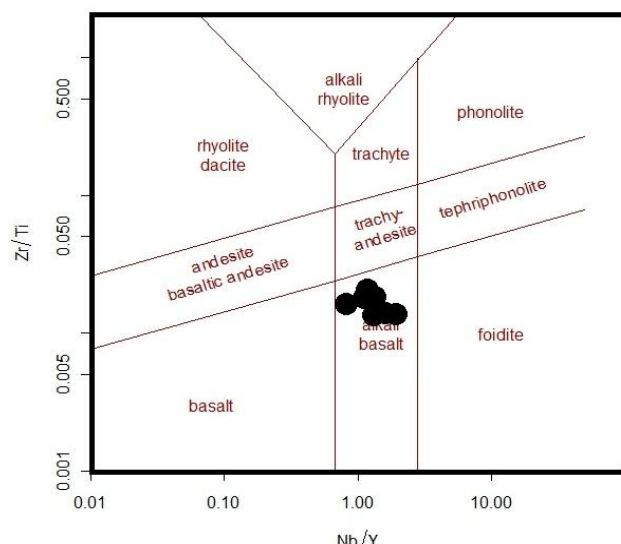
در این نمودار نسبت Zr/TiO_2 بر روی محور X و SiO_2 بر روی محور Y مشخص شده است. بر اساس این نمودار، اکثر نمونه‌های منطقه احمدآباد و رضاآباد در قلمرو آلکالی بازالت‌ها، قرار گرفته‌اند. (شکل ۴-۴).

ت- نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (وینچ ستر و فلوید، ۱۹۷۶، ۱ صلاح شده تو سط

پیرس، ۱۹۹۶)

نمودار طبقه‌بندی Zr/Ti در مقابل Nb/Y (پیرس، ۱۹۹۶)، با مقیاس لگاریتمی طراحی شده است. در این

نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه احمدآباد و رضاآباد در محدوده آکالی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).



شکل ۴-۶- موقعیت سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y (اصلاح شده توسط پیرس، ۱۹۹۶).

از مجموع تجزیه و تحلیل‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای رده بندی سنگ‌های آذرین بیرونی مبنای مختلف و همچنین با استناد به شواهد صحرایی و پتروگرافی، ترکیب کلی سنگ‌های مورد مطالعه تراکی بازالت است و اندکی گرایش آکالن نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از تاثیرات هوازدگی مصون مانده‌اند و همگرایی ترکیبی و رفتاری خوب نشان می‌دهند

۴-۵- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به کمک نمودار-

های تغییرات

این نمودارها به صورت نمودارهای دو یا سه متغیره رسم می‌شوند. در نمودارهای دو متغیره یا X-Y، میزان

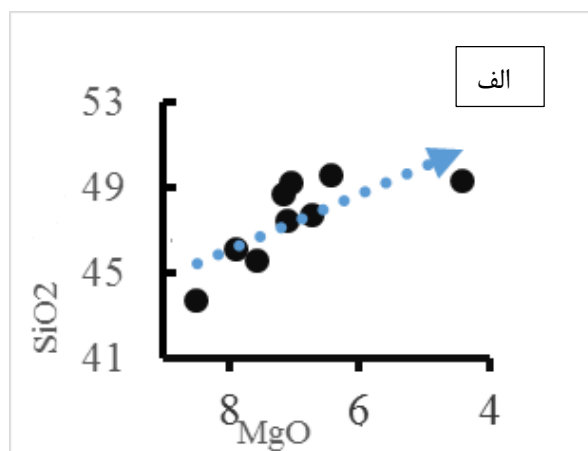
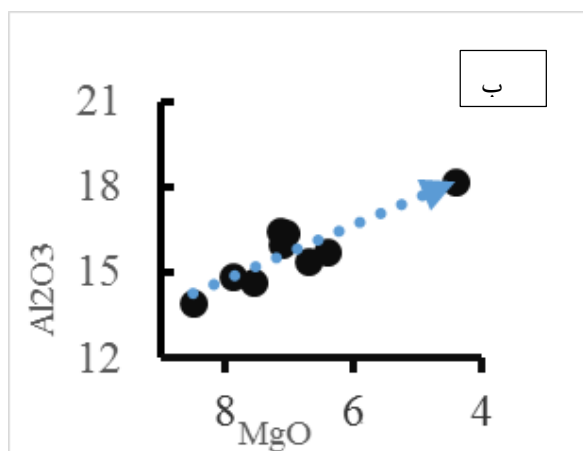
تغییرات یک عنصر را در مقابل تغییرات عنصر دیگری که دارای طیف وسیعی از تغییرات است قرار می‌دهند. به عبارت بهتر، عنصری در محور X قرار می‌گیرد که بیشترین تغییرپذیری را در بین عناصر نشان دهد و یا معرف یک فرایند خاص ژئوشیمیایی باشد. برای این منظور غالباً از اکسید سیلیس، که بیشترین گستره را در مجموعه داده‌ها نشان می‌دهد، استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). نمودار درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، ۱۹۰۹) پر استفاده‌ترین نمودار دو متغیره می‌باشد. ولی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) بیان داشتند که، SiO_2 فقط می‌تواند برای سنگ‌های اسیدی تا حدواسط شاخص خوبی باشد، ولی برای سنگ‌های بازیک‌تر مفید نمی‌باشد. از این رو بهتر است از نمودارهای فنر استفاده کرد که در آن تغییرات درصد وزنی اکسیدمنیزیم (MgO) در محور افقی مد نظر قرار گرفته است. همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشاء آن‌ها استفاده می‌شود. این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی را به صورت فشرده نشان می‌دهند که بیانگر نوعی انطباق مثبت یا منفی بین هر کدام از جفت اکسیدهای عناصر اصلی است (ویلسون، ۱۹۸۹).

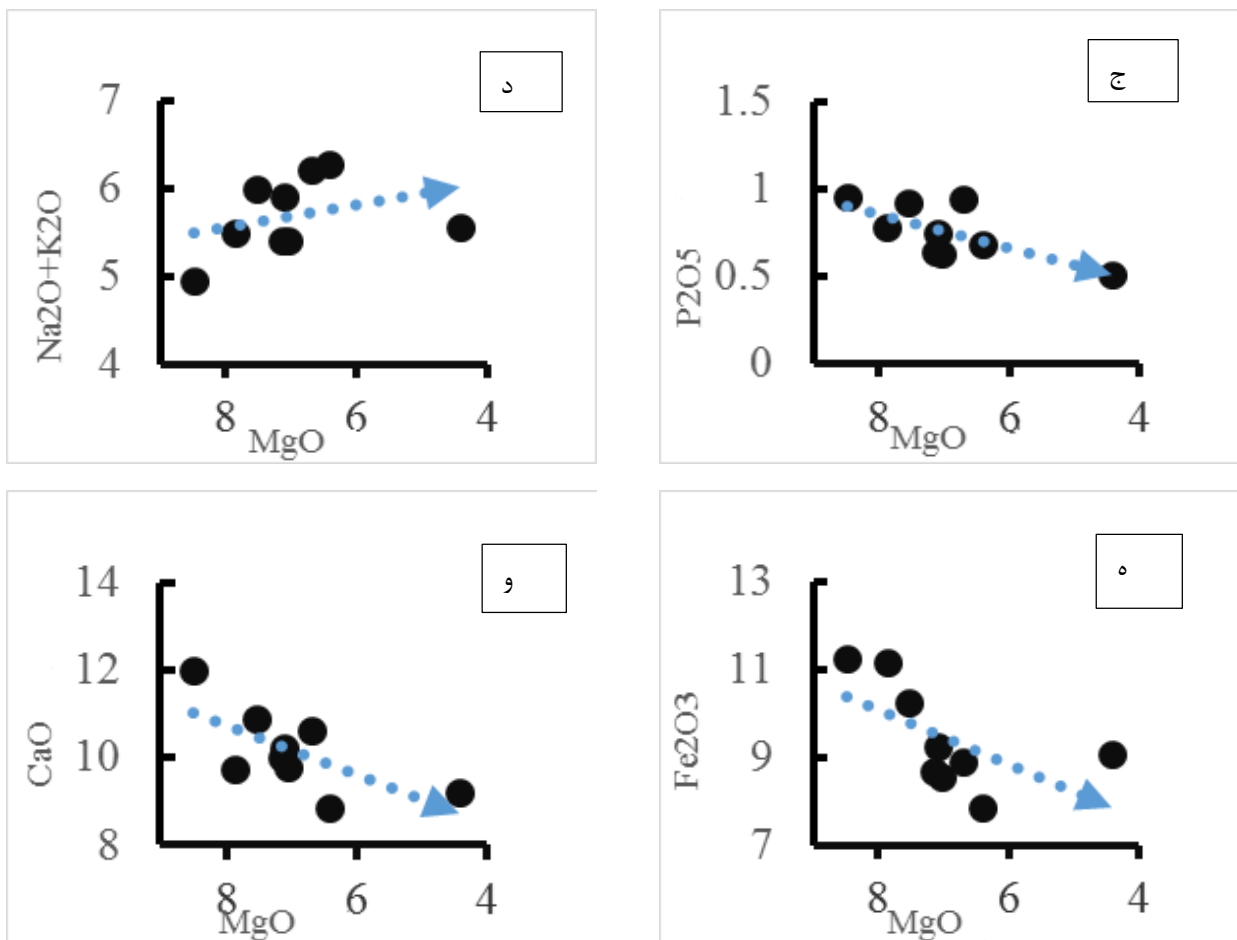
۴-۵-۱- نمودار تغییرات درصد اکسیدهای اصلی در برابر MgO

نمودارهای فنر (۱۹۴۸)، به منظور بررسی روند تغییرات در سنگ‌های بازیک مورد استفاده قرار می‌گیرند و یکی از پرکاربردترین جایگزین‌های نمودار هارکر می‌باشند. یکی از سازنده‌های مهم فازهای جامد در حال تعادل با مذاب بازیک، MgO می‌باشد که تغییرات زیادی را در نتیجه حضور فازهای منیزیم‌دار، در هنگام ذوب بخشی و یا جدا شدن آن‌ها در هنگام تبلور جزء به جزء، نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). در نمودارهای فنر، روندهای معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های سنگی مختلف، نشان‌دهنده خویشاوندی احتمالی بین ماگمای سازنده سنگ‌ها می‌باشد. با توجه به مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه بخش عمده Al در ساخت پلاژیوکلاز مصرف می‌شود و فراوانی این اکسید با فراوانی

1-Harker

پلاژیوکلاز در ارتباط است. با توجه به نمودارهای فنر ترسیم شده برای اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، P_2O_5 و CaO و Fe_2O_3 در مجموع میتوان به این نتیجه رسید که با افزایش روند تفریق و کاهش مقدار MgO از حدود ۹ درصد به حدود ۴ درصد مقادیر اکسیدهای SiO_2 ، Al_2O_3 ، $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ افزایش نشان می‌دهند، افزایش این مقادیر با ظهور پلاژیوکلازهای با مقدار کلسیم کمتر و Na_2O بیشتر سازگار است، از طرف دیگر مقادیر اکسیدهای CaO ، P_2O_5 و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد کاهش مقادیر این اکسیدها با تبلور کانی‌های فرومنزنین (آهن و منیزیم) در مراحل ابتدایی تبلور و تبلور کانی‌های با مقدار CaO و Fe_2O_3 کمتر در مراحل بعدی قابل توجیح است اگرچه آپاتیت به عنوان حامل P_2O_5 در مقاطع نازک به راحتی قابل مشاهده نیست ولی می‌توان اظهار داشت که با افزایش تفریق و کاهش مقدار CaO مقدار این عنصر نیز کاهش می‌یابد.



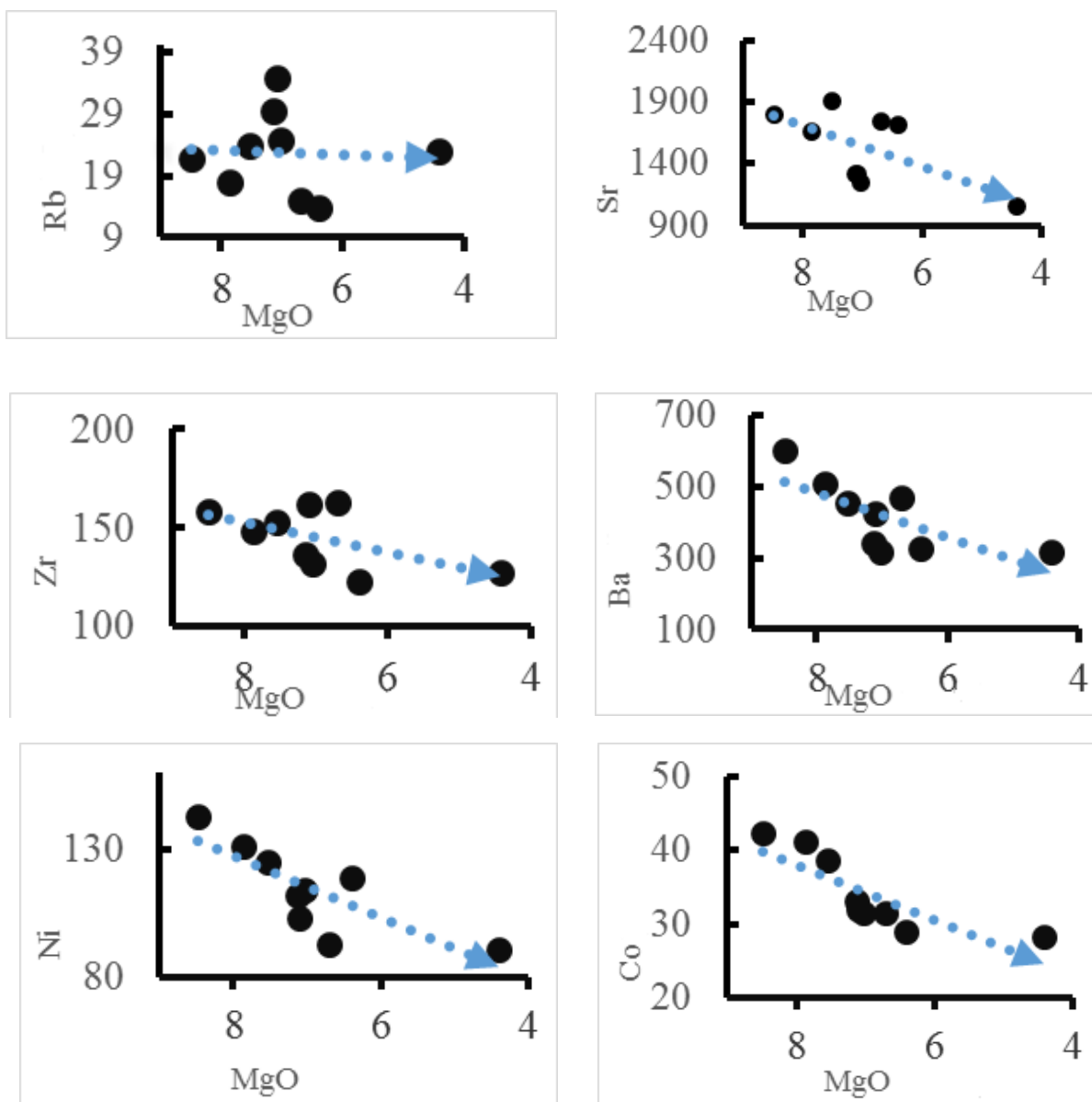


شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات درصد اکسید - درصد MgO

۴-۵-۲- بررسی تغییرات عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل MgO

در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO، از عناصر Rb، Ba، Sr، Zr، Co و Ni جهت بررسی روند تفریق در سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۴-۸). از تغییرات عناصر فرعی Sr و Ba که در ساختار کانی‌های اصلی به ویژه فلدسپات‌ها شرکت می‌کنند، در تعیین نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی در تحولات ماگمایی استفاده می‌شود (هانسون، ۱۹۸۹). با توجه به نمودارهای عناصر فرعی (برحسب PPM) در مقابل درصد وزنی MgO می‌توان گفت با افزایش روند تفریق و کاهش MgO مقادیر Sr، Ba، Co و Ni کاهش می‌یابد از آنجایی که رفتار ژئوشیمیایی این عناصر با رفتار ژئوشیمیایی کلسیم و آهن سازگار است کاهش مقادیر این عناصر با کاهش مقادیر آهن و کلسیم و به طبع آن فراوانی کانی‌هایی

که این عناصر در ساخت آن‌ها دخیل هستند مثل البوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز قابل توجیح است مقادیر Rb و Zr در مقابل تغییرات MgO روند خاصی را نشان نمی‌دهند. چون کانی‌هایی دربرگیرنده این عناصر به صورت کانی مستقل در نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه قابل مشاهده نیست اظهار نظر قطعی درباره آن‌ها قدری با احتیاط باید صورت گیرد لیکن می‌توان اظهار داشت این عناصر در ساختار کانی‌های سیلیکاته روشن و یا در زمینه شیشه‌ای سنگ حضور دارند.

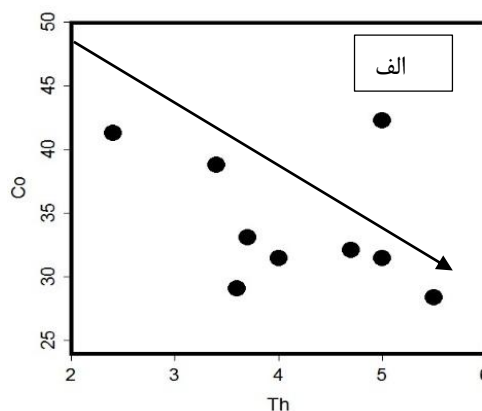
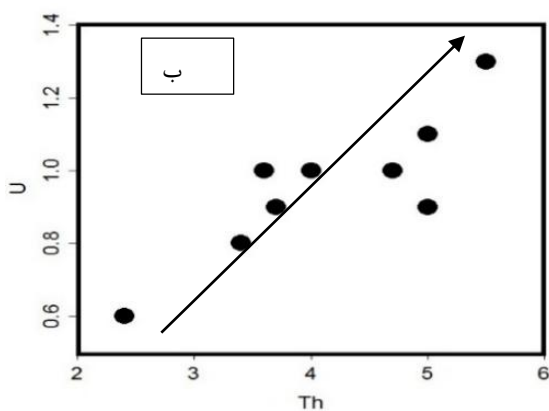


شکل ۴-۸- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل MgO

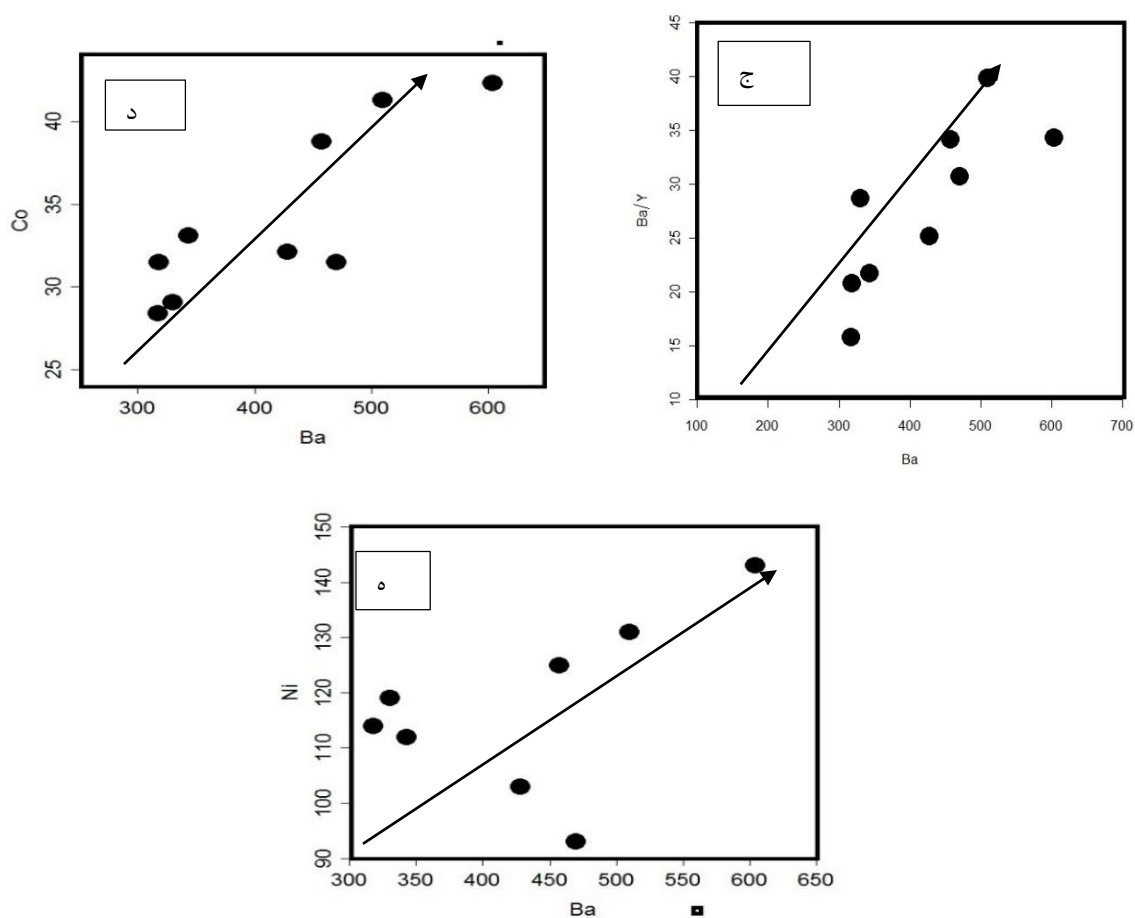
۴-۶- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، با استفاده از نمودارهای

تغییرات عناصر کمیاب

به منظور مطالعه دقیق تر و بهتر منشأ ماگما و یا ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد بررسی، می‌توان از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار و یا ناسازگار و هم‌چنین می‌توان از نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر استفاده نمود. عناصر سازگار و ناسازگار مفیدترین عناصر برای مطالعه مسیر تحول سنگ‌های آذرین، از ناحیه منشأ تا مکان جایگیری می‌باشند. غلظت عناصر ناسازگار هنگام فرایند ذوب بخشی و غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی، در ماگما به شدت تغییر می‌کند. زمانی که نسبت‌های عناصر ناسازگار- ناسازگار با ضرایب توزیع مشابه در مذاب‌های بازالتی، عمدتاً با تبلور تفریقی تغییر نکرده باشد، می‌توان به طور غیرمستقیم از مقایسه نسبت بین عناصر ناسازگار، ویژگی‌های ماگمای مادر و منبع گوشته‌ای را استنباط کرد (لوسترینو^۱ و همکاران، ۲۰۱۲). روند مثبت نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یا نسبت‌های آن‌ها و روند منفی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار، مبین نقش فرایند تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها می‌باشد، روندهای نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها به صورت روندهای تقریبی نشان داده شده است.



1. Lustrino



شکل ۴-۹- موقعیت سنگ‌های بازالتی احمدآباد و رضاآباد، در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها.

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های مختلف آتشفشانی را دربرمی‌گیرد، که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای بازیک مادر، در نتیجه تفریق ماگمایی حاصل شده‌اند (کونو، ۱۹۶۸). سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه دیگر نشانه رابطه خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). در حال حاضر پنج سری ماگمایی مشخص شده است. این سری‌ها عبارتند از: سری تولئیتی، آکالن، کالک آکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). هر کدام از این سری‌های ماگمایی شامل محدوده سنگی از بازیک تا اسیدی می‌باشند.

هر چند که مرز بین آن‌ها به صورت یک خط در نمودارها مشخص شده است اما در واقع این مرز به صورت تدریجی است (ویلسون، ۱۹۸۹). در ادامه به منظور تعیین سری ماگمایی سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده می‌کنیم.

۴-۷-۱- نمودار مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ابروین و باراگار

(۱۹۷۱) و میدلموست (۱۹۹۴)

به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای مجموع درصد وزنی $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ابروین و باراگار (۱۹۷۱) و میدلموست (۱۹۹۴) استفاده شده است. این نمودارها نشان می‌دهند سنگ‌های بازالتی مورد نظر دارای ماهیت اندکی آلوکالن می‌باشند. لازم به ذکر است هیچ نوع کانی فلدسپاتوئیدی اولیه‌ای در سنگ‌های مورد نظر مشاهده نشده است. در واقع این سنگ‌ها صرفاً گرایش به سری آلوکالن نشان می‌دهند. یا به عبارتی سنگ‌های آلوکالن با مقادیر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ کم محسوب می‌شوند (شکل ۴-۱۰، ۴-۱۱ و ۴-۱۲).

۴-۷-۲- نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (وینچستر و فلوید^۱، ۱۹۷۶)

برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار TiO_2 در برابر Y/Zr (وینچستر و فلوید^۲، ۱۹۷۶) استفاده شده است. در این نمودار سه قلمرو به نام آلوکالی، بازالت‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های تولیت‌های قاره‌ای نشان داده شده است. با توجه به این نمودار که در آن‌ها نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در گستره بازالت‌های قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۱۳).

1-Winchester and Floyd

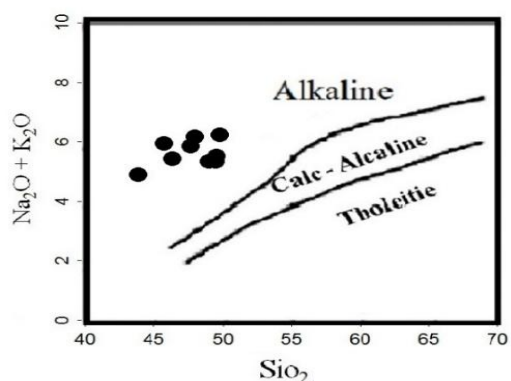
2-Peccerillo and Taylor

۴-۷-۳- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)

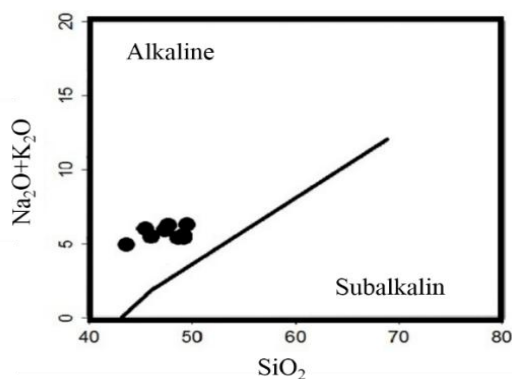
نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) نیز به منظور تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است. با توجه به این نمودار، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به سری ماگمایی آکالن تعلق دارند (شکل ۴-۱۴).

۴-۷-۴- نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)

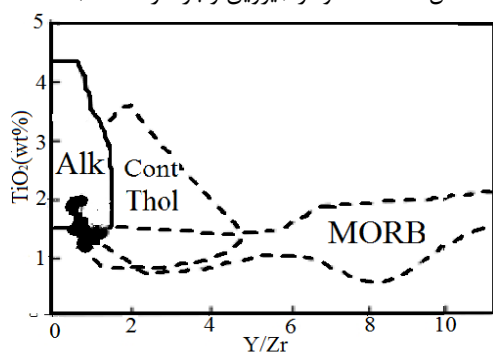
نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷)، برای تعیین ماهیت آکالن یا تولییتی نمونه‌های بازالتی احمدآباد و رضاآباد ترسیم شده است که در آن‌ها نمونه‌ها در گستره بازالت‌های قلیایی قرار گرفته‌اند. ماهیت قلیایی ماگماهای بازی می‌تواند توسط دو سازوکار مهم شامل نرخ پایین ذوب بخشی سنگ منبع و یا ذوب بخشی گوشته دگرنهاد شده ایجاد شود (گیل، ۲۰۱۰). بر اساس رابطه این دو عنصر Zr و P_2O_5 ، این نمودار سری آکالن را از سری ساب‌آکالن جدا می‌کند. همه نمونه‌های مورد مطالعه در بخش آکالن قرار می‌گیرند. برای سنگ‌های مورد مطالعه نرخ کم ذوب بخشی معمول‌تر و مطلوب‌تر است. چون کانی‌های معرف شرایط متاسوماتیسم، نظیر کانی‌های پتاسیم‌دار مثل فلوگوپیت، یا سرشار از سدیم و غنی از LREE یافت نمی‌شود (شکل ۴-۱۵).



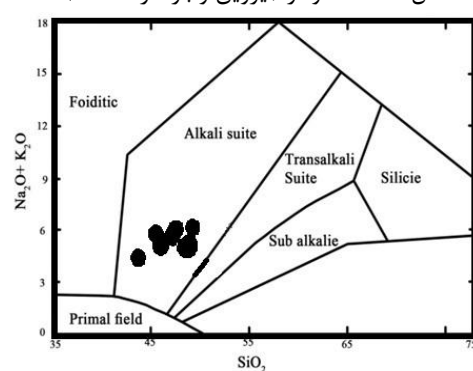
شکل ۴-۱۱- نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)



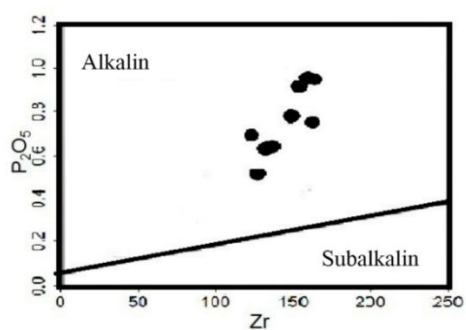
شکل ۴-۱۰- نمودار (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)،



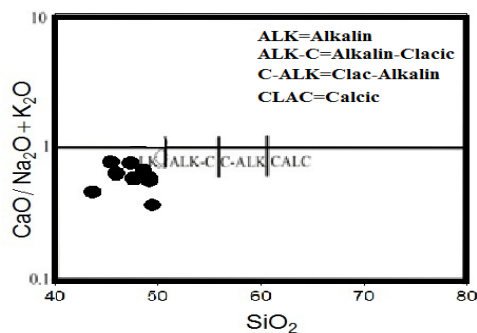
شکل ۴-۱۳- TiO_2 در برابر Y/Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).



شکل ۴-۱۲- نمودار مجموع آلكالی در مقابل سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴).



شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی احمدآباد و رضاآباد، در نمودار P_2O_5 در مقابل Zr (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)



شکل ۴-۱۴- نمودار شاخص Peacock در برابر SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶)،

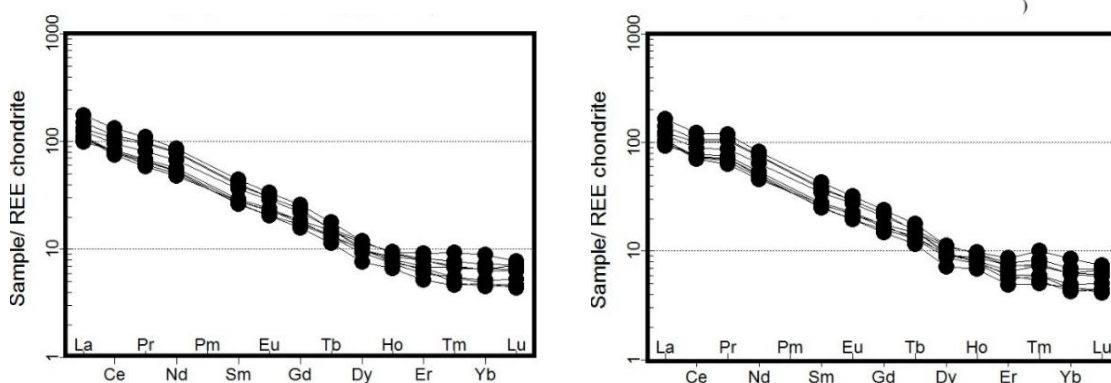
۴-۸- نمودارهای عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی

الف- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به کندریت

عناصر خاکی نادر (REE)، از مهم‌ترین عناصر فرعی هستند و کاربردهای فراوانی را در علوم مختلف دارند. این عناصر شامل فلزاتی با عدد اتمی ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می‌باشند. علاوه بر این عناصر، Y که دارای شعاع یونی مشابه با Ho است، در برخی موارد به این خانواده اضافه می‌شود. عناصر نادر خاکی به خاطر تغییر بسیار اندک شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین می‌باشند. عناصر خاکی نادر جزء عناصر با قابلیت انحلال کم هستند، به گونه‌ای که در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی‌های درجه پایین و یا دگرسانی هیدروترمال، نسبتاً غیر متحرک می‌باشند. فعالیت‌های هیدروترمالی فقط در نسبت‌های آب به سنگ بالا، می‌تواند برروی فراوانی این عناصر تأثیر بگذارد. این عناصر در ماگما توسط شیمی عناصر، ویژگی‌های سنگ منشأ و تعادل بلور-مذاب کنترل می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت که این عناصر اطلاعات دقیق و جامعی را در مورد تاریخچه تکامل ماگما ارائه می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). مقادیر مختلفی برای غلظت REE در متئوریت‌های کندریتی، در مراجع مختلف بیان شده است، لذا بسیار مهم است که در زمان بهنجارسازی اعلام شود که از داده‌های کدام مرجع استفاده شده است. در نمودار بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) و (باینتون، ۱۹۸۴) سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن، همگی دارای غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و LREE نسبت به HREE هستند (شکل ۴-۱۶ و شکل ۴-۱۷). تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE)، نسبت به عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE)، به احتمال زیاد نشان‌دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است (مرتز و همکاران، ۲۰۰۱). شیب کاهشی از La به Y در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، نشانگر درجه پایین ذوب بخشی محل منبع (اسریوستاوا و

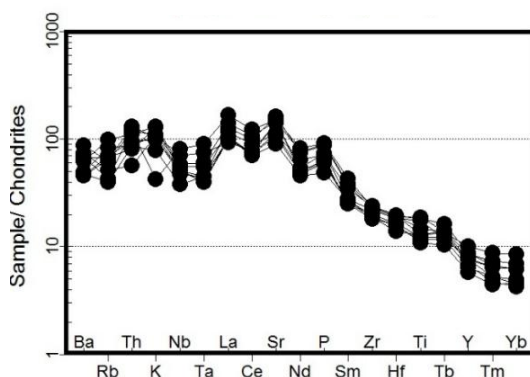
همکاران، ۲۰۰۴) و بروز فرایند تفریق در ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه است. همچنین، این امر می‌تواند بیانگر حضور گارنت در محل منشاء باشد (کلاگ، ۱۹۸۲)، زیرا گارنت با حفظ عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) در خود، مقدار آن‌ها را در مذاب کاهش داده و در نتیجه الگوی عناصر نادر خاکی روندی شیب‌دار پیدا می‌کند (لنت، ۱۹۹۸). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده عمق زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گوشته گارنت‌لرزلولیتی است. زیرا در هنگام ذوب در اعماق زیاد، عناصر نادر خاکی سنگین معمولاً در شبکه روتیل، زیرکن و گارنت جای می‌گیرند و به درون مذاب بخشی وارد نمی‌شوند و بنابراین، نسبت HREE/LREE در فاز مایع کاهش می‌یابد. همچنین درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشته (کمتر از ۱۰ درصد)، می‌تواند به تشکیل ماگماهای بازالتی قلیایی منجر شود، که در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک خود غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بنابراین، می‌توان گفت که درجه‌های پایین ذوب بخشی گوشته در اعماق زیاد، به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در محل منبع و تفریق بعدی مذاب، از مهمترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE محسوب می‌شوند. نبود آنومالی منفی Eu در نمونه‌ها، نشانگر مهم نبودن نقش تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی تحول ماگما و یا تفریق این کانی در شرایط فشار پایین است (حسینی، ۲۰۰۹). در نمودار عنکبوتی کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) در همه نمونه‌ها یکسری آنومالی‌های مثبت و منفی در ارتباط عناصر K, Ta, Nb, La, Ba, Rb, Sr مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۸) که به دلیل تحرک این عناصر در طی دگرسانی می‌باشد و نیز می‌تواند به دلیل آرایش جزئی سنگ‌ها بازالتی با پوسته ایجاد شده باشد. وجود آنومالی‌های مثبت از عناصری مانند Ba, Rb و Sr می‌تواند ناشی از تأثیر فرایند تفریق بلوری در ایجاد سنگ‌های مورد مطالعه باشد. در این نمودار - نیز، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود. این ویژگی‌ها بیانگر طبیعت

آلکان ماگما گوشته‌ای و رخداد فرآیند تبلور تفریقی در تحول آن می‌باشد (نیکلسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۴). غنی‌شدگی بیشتر LILE و LREE نسبت به HREE در سنگهای بازالتی، گویای درجات پایین ذوب بخشی و یا ذوب از یک منبع غنی‌شده می‌باشد. الگوهای همسان و یکنواخت و عدم وجود آنومالی Nb و Ta در نمونه‌های بازالتی گویای این موضوع است که این ماگماها با کمترین آلودگی پوسته‌ای به سطح رسیده‌اند (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰).



شکل ۴-۱۷- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (باینتون، ۱۹۸۴)، برای نمونه‌های سنگی مناطق احمدآباد و رضاآباد.

شکل ۴-۱۶- نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، برای نمونه‌های سنگی مناطق احمدآباد و رضاآباد.



شکل ۴-۱۸- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)، برای نمونه‌های بازالتی مناطق احمدآباد و رضاآباد.

۴-۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

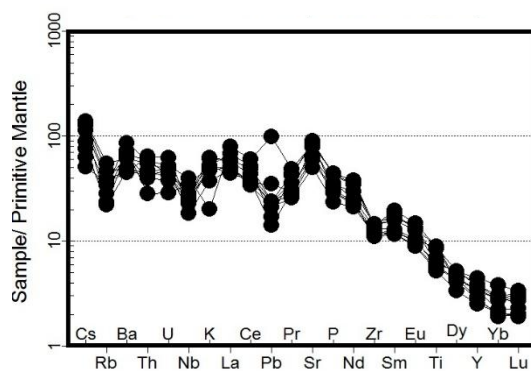
به منظور بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار سان و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) استفاده شده است. براساس داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت قلیایی سدیک سرشار از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، تهی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بدون ناهنجاری از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) بوده است. تمرکز نسبتاً بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb نشان‌دهنده خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (گاس و کای^۲، ۲۰۰۹؛ کوالنکو^۳ و همکاران، ۲۰۱۰). نبود ناهنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) از ویژگی‌های معمول سنگ‌های بازی آلکالن درون ورقه‌ای است (وانک و همکاران، ۲۰۰۷). غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE وابستگی این سنگ‌ها را به سری آلکالن نشان می‌دهند (ماکادو و همکاران^۴، ۲۰۰۵). در نمودار بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی‌های مثبت از Pb و Cs هستند که می‌تواند بر اثر آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای (به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته‌ای قاره‌ای) اتفاق افتاده باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). در نمونه‌های مورد بررسی آنومالی‌های مثبت و منفی عناصری مانند Cs، La، Sr، Nb، Ce، Pr و Zr همراه با نبود ناهنجاری Eu می‌تواند بیانگر نقش آلیش پوسته‌ای و تبلور تفریقی در تحولات سنگ‌های مورد مطالعه و عدم وابستگی آن‌ها به زون فرورانش می‌باشد (شکل ۴-۲۱).

1-Mc Donough

2 -Goss and Kay

3 -Kovalenko

4-Macado et al.



شکل ۴-۱۹- الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه
(سان و مکدونوف، ۱۹۸۹)، برای نمونه‌های مورد بررسی

فصل پنجم

شروع

۵-۱- مقدمه

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 پذیرفت. سنگ‌های مورد مطالعه در سری آلکالن قرار می‌گیرند و بر اساس موقعیت‌های تکتونیکی و چینه-شناسی خاصی که دارند و همچنین بر اساس نمودارهای عنکبوتی، می‌توان جایگاه پشت کمائی را برای سنگ‌های مورد مطالعه در نظر گرفت.

یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای تشخیص محیط‌های تکتونیکی تشکیل ماگما، استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی است. برای اولین بار این عقیده توسط پیپرس و کان، (۱۹۷۳، ۱۹۷۱) بیان گردید که می‌توان بازالت‌های تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی را به کمک داده‌های ژئوشیمیایی از یکدیگر جدا نمود. در بررسی ایشان، عناصر Nb، Y، Ti، Zr و Sr به عنوان شاخص موثر در محیط‌های تکتونیکی مختلف تشکیل بازالت‌ها، به کار گرفته شده‌اند.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

به اعتقاد ویلسون (۱۹۸۹)، امروزه معلوم شده است که هر سنگ آذرین را می‌توان به محیط زمین‌شناختی و الگوی تکتونوماگمایی ویژه‌ای نسبت داد. هر یک از محیط‌های زمین‌شناختی، مجموعه سنگ‌های خاص خود را دارند و توزیع سنگ‌ها با جایگاه زمین‌شناختی تغییر می‌کند. بنابراین یکی از اهداف اصلی پتروژنز را می‌توان تعیین محیط تکتونوماگمایی سنگ‌ها دانست. سنگ‌های آلکالن در جایگاه‌های زمین‌ساختی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه‌ای، به جزء پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (ژائو^۱ و همکاران، ۱۹۹۵). این سنگ‌ها معمولاً در محیط‌های کششی در نقاط داغ درون ورقه‌ای مثل جزایر اقیانوسی و در مراحل اولیه کافت‌زایی درون قاره‌ای یافت می‌شوند (ویلسون،

1-Zhao

۱۹۸۹؛ آلدینوسی^۱ همکاران، ۲۰۰۸). در ادامه برای تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای مختلفی به شرح زیر استفاده خواهیم کرد.

۵-۲-۱- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000

نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000 (شروه، ۱۹۸۲)، بازالت‌های آکالن و بازالت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های تولیتی و بازالت‌های کمان اقیانوسی، بازالت‌های مورب و بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی را از یکدیگر تفکیک می‌کند. در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در قلمرو بازالت‌های مورب و حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱).

۵-۲-۲- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y

یکی از مهم‌ترین نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی، نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱) می‌باشد. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های حوضه‌های پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۲).

۵-۲-۳- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr

نمودار تعیین محیط تکتونیکی وودهد و همکاران (۱۹۹۳)، که بر اساس تغییرات نسبت V/Ti در مقابل Zr رسم شده‌است، عناصر Zr و Ti دارای قدرت میدان بالا و نسبتاً بی‌حرک هستند. از این عناصر می‌توان برای جدایش بین بازالت‌های کمان آتشفشانی از بازالت‌های پشت کمان استفاده کرد. نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار فوق در محدوده سنگ‌های بازالتی حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۳).

۵-۲-۴- نمودارهای Th/Ta در مقابل Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb

در نمودار گورتون و شاند (۲۰۰۲)، که بر اساس نسبت‌های لگاریتمی Th/Yb و Ta/Yb رسم شده‌است و در نمودار نسبت Th/Ta در برابر Yb، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های نواحی آتشفشانی درون صفحه‌ای (WPVZ) قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-۵، ۵-۵). در واقع با توجه به مباحث قبلی محیط درون صفحه‌ای، در اینجا به معنای حوضه‌های پشت کمانی است.

۵-۲-۵- نمودار Ti/Zr در مقابل Zr

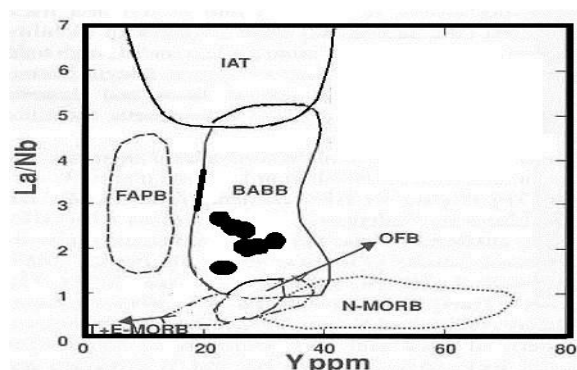
به منظور تشخیص جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، از نمودار Ti/Zr در مقابل Zr (باگاس، ۲۰۰۸) استفاده شده است. تمامی نمونه‌ها در این نمودار در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

۵-۲-۶- نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr

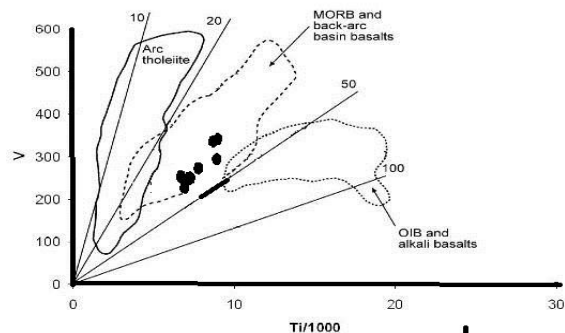
در نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr، بازالت‌های مورد مطالعه در قلمرو بازالت‌های پشت کمانی قرار می‌گیرند که از ذوب یک تا ده درصدی یک منبع گوشته‌ای تولید شده‌اند (بنلی، ۲۰۱۳) (شکل ۵-۷).

۵-۲-۷- نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb

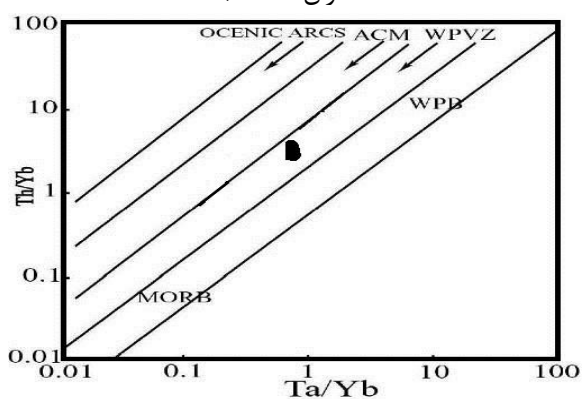
نمونه‌های بازالتی مورد مطالعه در نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb (جعفری، ۲۰۱۳)، در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۸).



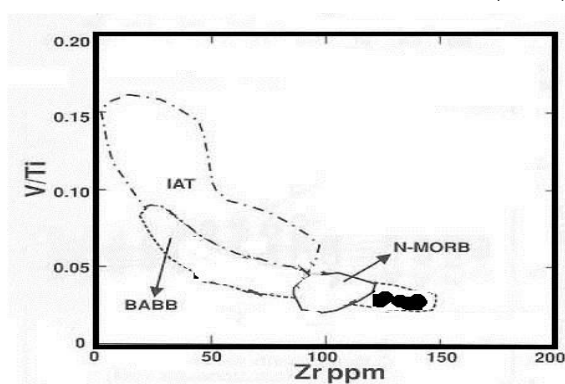
شکل ۵-۲- نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱).



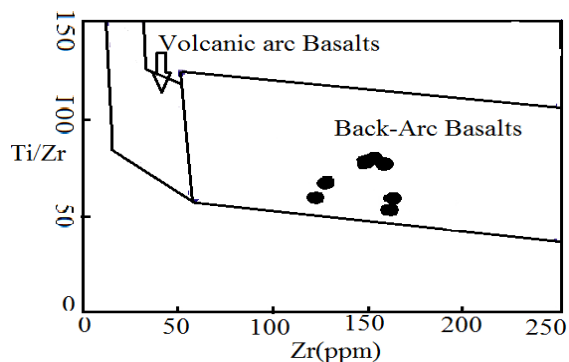
شکل ۵-۱- نمودار تغییرات V در مقابل Ti/1000، شرود (۱۹۸۲).



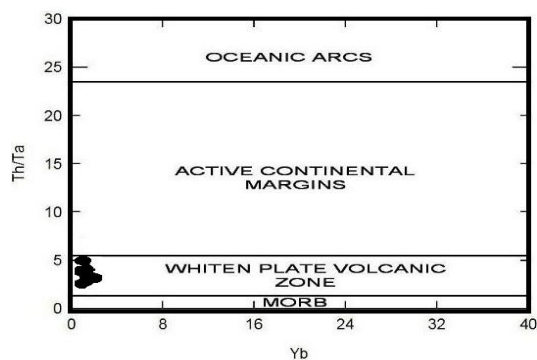
شکل ۵-۴- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل Ta/Yb، گورتون و شاند (۲۰۰۲).



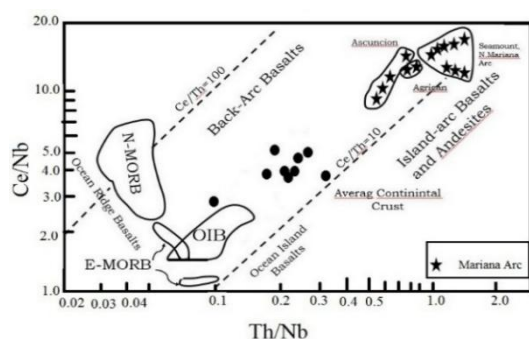
شکل ۵-۳- نمودار تغییرات V/Ti در مقابل Zr (وود هد و همکاران، ۱۹۹۳).



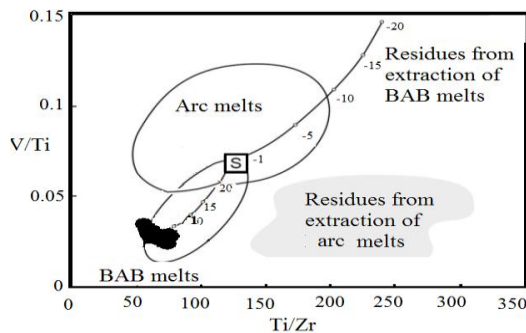
شکل ۵-۶- نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Zr (باگاس، ۲۰۰۸).



شکل ۵-۵- نمودار تغییرات Th/Ta در مقابل Yb، شاند و گورتون (۲۰۰۲).



شکل ۵-۸- موقعیت سنگ‌های بازالتی در نمودار Ce/Nb برابر Th/Nb (جعفری، ۲۰۱۳).



شکل ۵-۷- موقعیت سنگ‌های بازالتی در نمودار V/Ti در برابر Ti/Zr (بنلی، ۲۰۱۳).

۵-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های

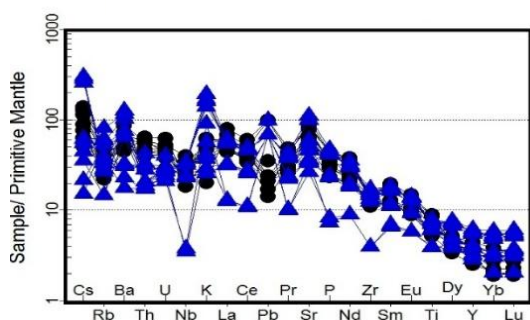
منطقه مورد مطالعه با سنگ‌های آذرین در مناطق مجاور

تلفیق یافته‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با مطالعات انجام شده مشابه توسط دیگر پژوهشگران، این امکان را برای بررسی بهتر در مورد ماگماتیسم و تحولات ماگمایی منطقه و ارتباط آن با رخداد‌های زمین‌شناسی ناحیه‌ای دیگر مناطق ایران فراهم می‌کند. از این رو نمونه‌های منطقه مورد بررسی به ترتیب با سنگ‌های بازالتی احمدآباد و کلاته‌سادات، توده‌ی نفوذی گابرودیوریتی شمال گرمسار و سنگ‌های بازالتی منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) مقایسه شده‌اند.

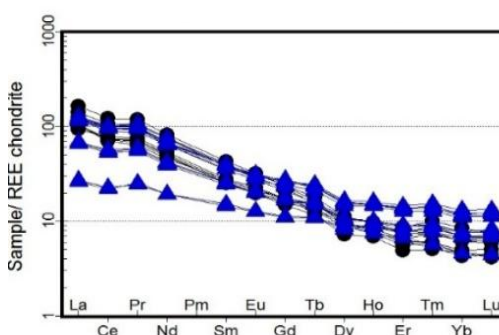
۵-۳-۱- احمدآباد و گرمسار (برهمند، ۱۳۸۹)

در مناطق شرقی و جنوب شرقی شاهرود، در میان مارن‌های قرمز رنگ ژئوسپیس‌دار الیگوسن (معادل با سازند قرمز زیرین)، یک سری گدازه‌های بازالتی با ترکیب الیوین بازالت تا بازالت فوران کرده‌اند. سنگ‌های بازالتی احمدآباد و کلاته‌سادات به صورت روانه‌های ۵ تا ۵۰ متری، به رنگ خاکستری تیره تا سیاه، با ساخت‌های حفره‌دار تا متراکم و کاملاً تازه و سالم، در داخل سازند قرمز زیرین مشاهده می‌شوند. در برخی موارد، حتی دایک‌های تغذیه کننده روانه‌ها را نیز می‌توان مشاهده کرد. در هر روانه، معمولاً بخش زیرین از جنس

الیوین بازالت بوده، به طور تدریجی و نامحسوس در بالا به بازالت تغییر می‌کند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های میکرولیتی پورفیری، گلوپورپورفیری و هیالوپورفیری هستند. کانی‌های اصلی آن‌ها را الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن (در الیوین بازالت‌ها)، و پلاژیوکلاز و پیروکسن (در بازالت‌ها)، تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آلکالن قرار می‌گیرند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). در نمودار بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) نمونه‌های احمدآباد و کلاته‌سادات همانند نمونه‌های مورد بررسی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند (شکل ۵-۹-الف). الگوهای موازی طرح‌های بهنجار شده عناصر کمیاب سنگ‌های هر دو منطقه در نمودارهای عنکبوتی نیز، منشأ یکسان و رابطه تفریق آن‌ها را تأیید می‌کند. نمونه‌ها فاقد هرگونه ناهنجاری مثبت یا منفی Eu هستند. تهی‌شدگی نمونه‌ها از HREE نسبت به LREE، به احتمال زیاد نشان دهنده وجود گارنت در ناحیه منشأ است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰). در مقایسه نمونه‌های منطقه احمدآباد و کلاته‌سادات با نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۵-۹-ب). در این نمودار، همه نمونه‌ها، غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی نسبی از HREE نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LREE و LILE و تهی‌شدگی از HREE به همراه نبود ناهنجاری منفی از Eu و HFSE و حضور ناهنجاری مثبت از Pb، Sr و Cs، ماهیت آلکالن ماگما و سرچشمه گرفتن آن از یک منبع گوشته غنی شده زیر لیتوسفر قاره‌ای را تأیید می‌کند.



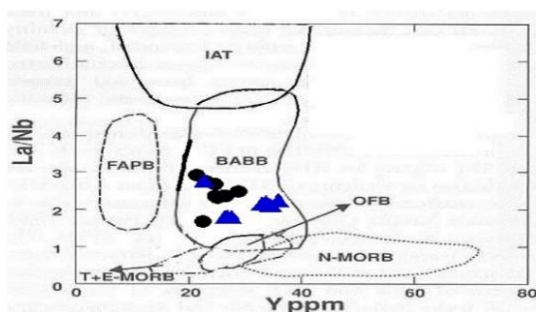
ب



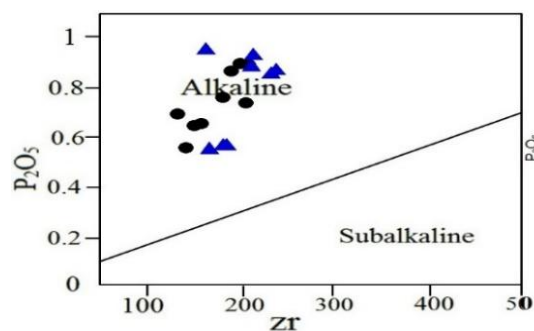
الف

شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (●) و نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار (▲) در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).

نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار نیز همانند نمونه‌های منطقه مورد بررسی در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آکالن قرار می‌گیرند، که از آن جمله می‌توان به نمودار وینچستر و فلویید (۱۹۷۷) اشاره کرد (شکل ۵-۱۰- الف). بر اساس نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱)، که یکی از مهم‌ترین نمودارهای تفکیک محیط‌های تکتونوماگمایی سنگ‌های بازالتی می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه همانند نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار در محدوده بازالت‌های حوضه پشت کمانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۱۰- ب).



ب



الف

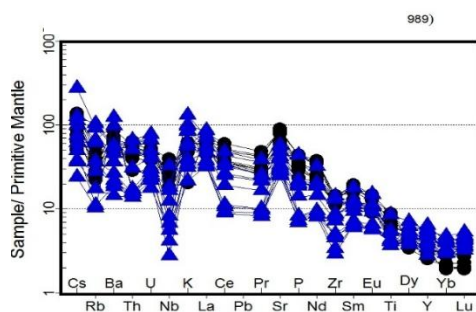
شکل ۵-۱۰- الف- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (●) و نمونه‌های موجود در منطقه احمدآباد و گرمسار (برهمند، ۱۳۸۹) (▲) در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار (▲) همراه با نمونه‌های مورد مطالعه (●) در نمودار تغییرات La/Nb در مقابل Y (فلوید و همکاران، ۱۹۹۱).

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه احمدآباد (AH) و گرمسار پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰).

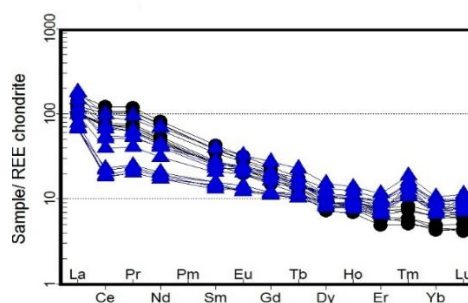
Sample	ND-1	ND-2	ND-3	ND-4	ND-5	ND-6	ND-7	AH-1	AH-2	AH-3	AH-4
Major oxides (Wt%)											
SiO ₂	47.5	46.7	47	46.7	51.3	50.8	48.3	48.9	49.3	49.3	48.2
Al ₂ O ₃	16.2	15.9	15.7	15.8	17	16.1	15.4	16.1	16.1	16.1	14.9
CaO	9.6	9.4	10.2	10.1	10.5	10.1	9.8	9.6	9.6	9.6	11.6
K ₂ O	1.3	1.4	0.96	1.26	1.5	1.3	2.1	0.77	0.9	0.78	1.71
MgO	8.8	10	10.6	10.6	10.6	6.9	7.3	9.3	9.2	9.4	7.6
MnO	0.15	0.17	0.15	0.16	0.19	0.17	0.14	0.14	0.14	0.13	0.126
Na ₂ O	3.4	3	3.4	3	3.7	5.4	5	3.8	3.7	3.8	3.26
P ₂ O ₅	0.72	0.59	0.57	0.59	0.44	0.77	1.02	0.53	0.53	0.51	1.037
TiO ₂	1.4	1.5	1.45	1.49	1.2	1.5	1.8	1.33	1.34	1.3	1.67
Fe ₂ O ₃	2.58	2.63	2.60	2.65	2.03	2.43	2.53	2.25	2.25	2.23	2.38
FeO	7.73	7.88	7.80	7.95	6.08	7.28	7.58	6.75	6.75	6.68	7.13
Trace elements (ppm)											
Ba	262	206	207	208	260	745	666	226	230	216	461
Cs	0.32	0.34	0.61	0.55	0.3	0.25	0.25	2.4	2.25	2.06	0.49
Ga	17.1	16.8	16.2	16.8	17.2	13.9	17.1	15.9	16.5	16	18.6
Hf	3	3.3	3.2	3.3	3.2	3.4	4.7	3.3	3.2	3.2	3.3
Nb	23	24.9	22.4	24.6	19.5	18.2	31.6	17.1	17.5	16.5	17.5
Rb	14.7	17.4	10.9	16.6	22.6	16.6	39.9	18	17.1	24.8	21.2
Sr	1160	863	769	847	743	1035	631	765	770	750	2330
Ta	2.3	1.5	1.4	1.4	1.2	1	1.8	1.1	1.1	1	0.9
Th	3.72	2.5	2.55	2.47	3.66	3.43	4.06	2.39	2.43	2.83	3.62
U	0.75	0.6	0.57	0.57	0.87	0.79	0.97	0.64	0.61	0.63	0.84
V	258	219	217	231	206	243	287	201	205	197	252
Zr	129	145	134	142	131	137	190	149	151	141	139
Rare earth elements (ppm)											
La	34	25.5	24.3	24.3	24.4	29.3	43.4	22.3	22.6	21.5	40.3
Ce	68.1	52.9	50.6	53.9	47.5	66.1	93.7	47.4	49.1	45.6	87.4
Pr	8.32	6.7	6.37	6.93	5.82	8.66	12.3	6.48	6.65	6.18	11.95
Nd	32	26.1	24.9	27.4	22.1	34.4	47.4	26	26.5	24.6	47.7
Sm	5.81	5.03	4.97	5.28	4.31	6.01	8.33	5.15	5.22	4.95	8.16
Eu	1.81	1.65	1.6	1.66	1.34	1.77	2.29	1.54	1.61	1.54	2.13
Gd	5.11	4.89	4.65	4.99	4	5.28	6.66	4.59	4.84	4.55	6.37
Tb	0.71	0.72	0.69	0.72	0.61	0.7	0.81	0.7	0.72	0.72	0.77
Dy	3.49	3.73	3.65	3.83	3.22	3.27	3.54	3.6	3.67	3.52	3.06
Ho	0.64	0.72	0.71	0.74	0.62	0.59	0.62	0.71	0.71	0.69	0.52
Er	1.74	2.02	1.95	1.99	1.78	1.55	1.59	2.04	2.01	2.04	1.5
Tm	0.25	0.3	0.29	0.3	0.27	0.2	0.21	0.26	0.28	0.27	0.17
Yb	1.39	1.74	1.59	1.69	1.52	1.26	1.26	1.67	1.68	1.71	1
Y	16.3	18.5	17.8	18.6	16.4	14.9	16.1	17.7	18.6	17.3	13
Lu	0.22	0.26	0.25	0.25	0.24	0.18	0.16	0.26	0.28	0.27	0.15

۵-۳-۲- شمال گرمسار (سریزن، ۱۳۹۳)

در شمال و شمال غرب گرمسار در استان سمنان، تعداد زیادی توده‌ی نفوذی گابرویدیته به صورت دایک، سیل و استوک‌های کوچک در سازند قرمز زیرین رخنمون دارند. بررسی‌های صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه، ماهیت گابرویی دارند و یک سری تفریقی از گابرو تا دیوریت را تشکیل می‌دهند. نمونه‌های گابرویی دارای بافت‌های گرانولار، افیتی و ساب-افیتی هستند. در نمونه‌های حاشیه دایک‌ها به علت انجماد سریع، زمینه سنگ عمدتاً از ریز بلورها تشکیل شده و بافت‌های پورفیری، بادامکی و گلومروپورفیری مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوزیت) کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. کانی‌های اپک، آپاتیت، الیوین و فلوگوپیت جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به حساب می‌آیند و کلریت، پره‌نیت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت کانی‌های ثانویه (دگرسانی) آن‌ها را تشکیل می‌دهند. مقایسه نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) و بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) سنگ‌های آذرین موجود در منطقه شمال گرمسار با بازالت‌های مورد بررسی بیانگر غنی‌شدگی همه نمونه‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE می‌باشند (شکل ۵-۱۱ الف-ب).



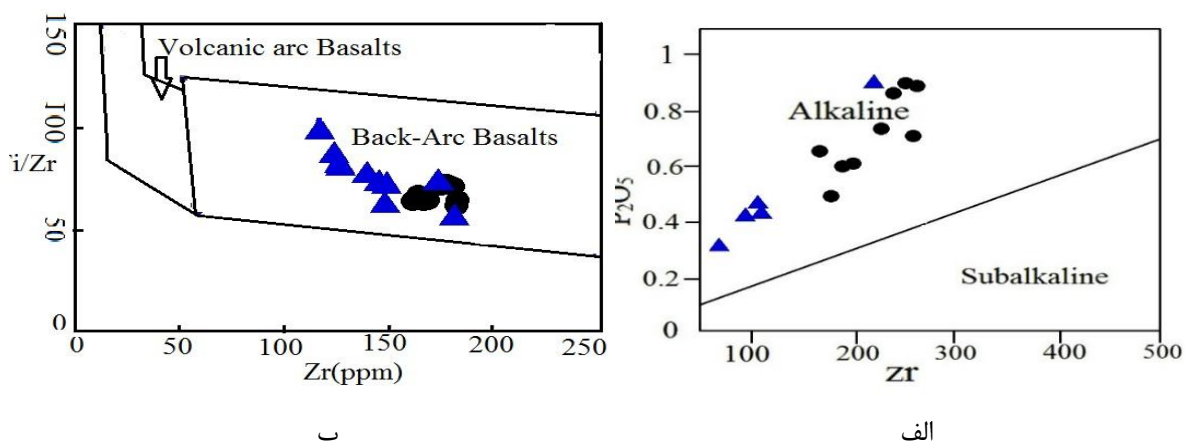
ب



الف

شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (●) و نمونه‌های موجود در منطقه شمال گرمسار (▲) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹).

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های منطقه شمال گرمسار، در نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) در محدوده بازالت‌های آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲-الف). تمامی نمونه‌ها هر دو منطقه در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی در نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Zr (باگاس، ۲۰۰۸) در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۲-ب).



شکل ۵-۱۲-الف - موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه (●) و نمونه‌های موجود در منطقه شمال گرمسار (▲) در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت سنگ‌های بازالتی نمونه‌های مورد مطالعه (●) همراه با نمونه‌های منطقه شمال گرمسار (▲) در نمودار تغییرات Ti/Zr در برابر Zr (باگاس، ۲۰۰۸)

جدول ۵-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی شمال گرمسار پس از حذف مواد فرّار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۳).

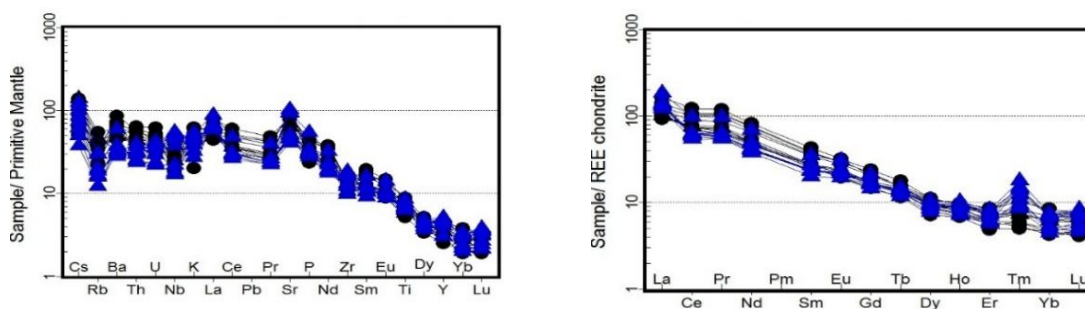
Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
Major oxides(Wt%)											
SiO₂	47.38	47.11	47.08	47.12	47.93	48.73	47.59	44.85	52.01	50.54	48.50
Al₂O₃	17.54	17.43	17.73	17.52	15.90	19.92	17.52	18.82	20.34	20.23	16.68
CaO	9.31	11.44	10.41	10.62	6.56	9.31	9.39	11.47	8.19	8.43	7.97
K₂O	0.65	0.94	1.19	1.04	3.06	1.79	2.63	2.55	2.92	3.97	1.69
MgO	9.05	8.57	8.44	7.76	9.18	6.57	9.10	8.86	4.62	6.19	6.29
MnO	0.11	0.11	0.12	0.18	0.23	0.09	0.19	0.22	0.10	0.11	0.19
Na₂O	3.51	3.19	3.12	3.32	3.24	2.72	1.74	1.03	3.22	2.22	3.52
P₂O₅	0.18	0.16	0.15	0.18	0.44	0.31	0.18	0.43	0.48	0.41	0.96
TiO₂	0.91	0.88	0.89	0.94	1.20	1.16	0.90	1.16	0.79	0.88	1.86
Fe₂O₃t	11.34	10.13	10.85	11.29	12.24	9.38	10.72	10.59	7.29	7.00	12.30
Fe₂O₃	2.83	2.53	2.71	2.82	3.06	2.35	2.68	2.65	1.82	1.75	3.07
FeO	8.50	7.60	8.13	8.47	9.18	7.04	8.04	7.94	5.47	5.25	9.22
Trace elements (ppm)											
Ba	130.3	100.5	152.3	139.4	688.67	254.1	187.69	396.8	321.5	388.6	865.31
Cs	0.39	0.30	0.29	0.60	0.89	0.49	0.79	2.17	0.49	1.00	0.19
Ga	15.79	8.88	11.72	13.94	12.81	16.55	16.88	16.78	13.73	20.98	13.57
Hf	0.99	0.99	0.98	1.99	1.97	1.95	0.99	1.97	2.94	3.00	3.88
Nb	3.95	1.97	2.93	3.98	11.82	4.87	3.97	5.92	8.82	12.99	23.26
Rb	7.01	11.05	17.77	23.21	42.46	39.44	23.63	58.44	40.10	66.03	6.49
Sr	618.9	522.6	597.6	656.3	1024.6	548.2	1211.5	705.8	836.2	835.1	891.47
Ta	0.45	0.45	0.45	0.45	0.59	0.45	0.45	0.45	0.69	0.60	1.26
Th	1.18	1.18	1.17	1.39	1.48	2.63	1.29	4.34	5.69	5.59	1.36
U	0.37	0.46	0.63	0.50	0.64	0.86	0.51	1.04	1.63	1.40	0.57
V	253	255	256	248	203	246	255	284	134	168	203
Zr	55.28	32.54	38.09	50.80	98.52	80.82	56.60	91.81	97.06	159.8	145.35
Sample	RS1	RS 2	RS 3	RS 4	RS 5	RS 6	RS 7	RS 8	RS 9	RS 10	RS 11
Rare earth elements (ppm)											
La	23.20	21.89	22.27	22.01	38.52	32.52	25.82	38.10	58.63	48.35	59.69
Ce	15.79	15.78	16.60	19.92	47.29	34.08	18.87	44.42	62.75	57.94	85.27
Pr	2.27	2.27	2.44	2.79	6.11	4.58	2.68	5.92	6.86	7.09	10.66
Nd	10.86	10.85	11.72	12.95	25.62	19.47	11.92	25.67	26.47	27.97	43.60
Sm	2.67	2.96	2.83	3.19	4.63	4.19	3.18	5.63	5.00	5.39	7.95
Eu	0.99	0.95	0.98	1.10	1.77	1.56	0.94	1.78	1.86	1.90	2.52
Gd	3.16	3.06	3.13	3.29	5.12	4.48	3.28	5.63	5.20	5.59	7.56
Tb	0.49	0.48	0.53	0.55	0.71	0.69	0.54	0.84	0.72	0.70	1.07
Dy	2.76	2.76	2.83	2.99	3.55	3.60	2.98	4.54	3.73	4.00	5.23
Ho	0.59	0.54	0.59	0.66	0.73	0.70	0.62	0.87	0.76	0.76	0.97
Er	1.58	1.48	1.56	1.69	1.77	2.14	1.59	2.27	2.06	2.10	2.62
Tm	0.44	0.33	0.34	0.32	0.36	0.40	0.40	0.43	0.48	0.45	0.56
Yb	1.48	1.48	1.46	1.59	1.67	1.95	1.49	2.17	2.06	2.00	2.33
Y	23.69	12.82	15.63	18.92	21.67	22.40	22.84	26.65	17.65	28.97	25.19
Lu	0.36	0.31	0.27	0.26	0.27	0.29	0.24	0.32	0.34	0.33	0.39

۵-۳-۳- منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار)

(حاجیلو، ۱۳۹۳)

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. سنگ‌های این منطقه شامل یک سری تفریقی پیوسته از بازالت تا الیوین بازالت همراه با سنگ‌های آذرآوری وابسته‌اند. این سنگ‌ها حاصل فوران گدازه‌های بازالتی به درون حوضه رسوبی کم عمق به سن الیگوسن - میوسن می‌باشند. این گدازه‌ها از طریق دایک‌های تغذیه کننده به درون حوضه رسوبی این زمان راه یافته‌اند. در میان توالی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی الیگوسن - میوسن کلاته سادات، تعداد ۵ روانه بازالتی رخنمون دارند. سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی الیگوسن - میوسن بروی رسوبات ائوسن و در زیر سنگ‌های رسوبی - تخریبی میوسن و پلیوسن واقع شده‌اند. کانی‌های اصلی سنگ‌های بازالتی و الیوین بازالتی شامل الیوین، کلینوپیروکسن اوژیتی و پلاژیوکلاز می‌باشند و دارای بافت‌های پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی پورفیری و تراکیتی و نیز بافت‌های غیر تعادلی مانند، حاشیه‌های واکنشی و منطقه بندی می‌باشند. در نمودار بهنجار شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) همانند نمونه‌های مورد بررسی از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نسبت به LREE تهی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۳- الف). جهت مقایسه نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته سادات (غرب سبزوار) با نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از نمودار چند عنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۵-۱۳- ب). نبود ناهنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) که از ویژگی‌های معمول سنگ‌های بازی آلکالن درون ورقه‌ای است

(وانگ، ۲۰۰۷) در نمودار عنکبوتی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. الگوی موازی روند تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌ها نشانگر خاستگاه مشترک نمونه‌ها و نقش برجسته تبلور تفریقی در سدل دیری ما دمای سازنده آن‌ها است.

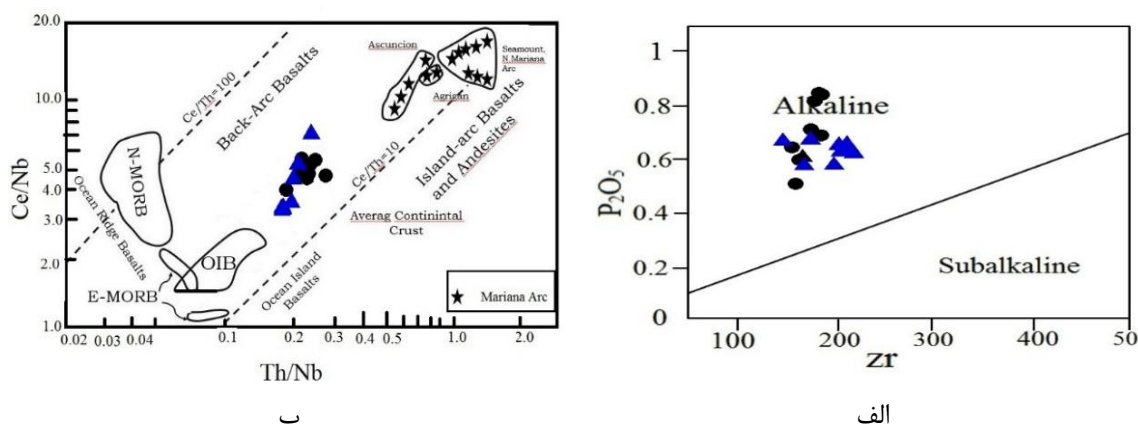


الف

ب

شکل ۵-۱۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه (●) و نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) (▲ در الف) نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، (ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) همانند نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در نمودار Zr در مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) در محدوده بازالت‌های آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۴-الف). جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها، با توجه به نمودار Ce/Nb در برابر Th/Nb (جعفری، ۲۰۱۳) تمامی نمونه‌های هر دو منطقه، در محدوده بازالت‌های پشت کمان قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱۴-ب).



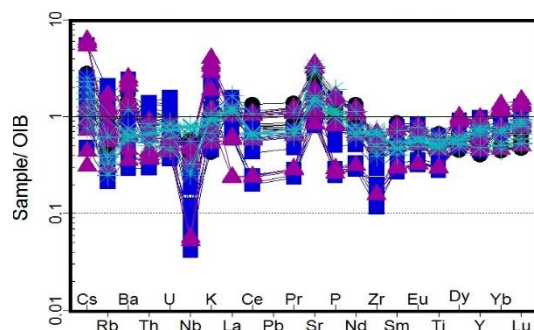
شکل ۵-۱۴- الف- موقعیت نمونه‌های بازالتی منطقه مورد احمدآباد - رضآباد خارتوران (●) و نمونه‌های سنگی متعلق به منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) (▲) در نمودار تعیین سری ماگمایی نمودار Zr مقابل درصد وزنی P_2O_5 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)، ب- موقعیت سنگ‌های بازالتی نمونه‌های مورد مطالعه (●) همراه با نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) (▲) در نمودار Ce/Nb برابر Th/Nb (جعفری، ۲۰۱۳).

جدول ۵-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۳).

Sample	RH01	RH02	RH03	RH04	RH05	RH06	RH07	RH08	RH09	RH10
Major Oxide (Wt%)										
SiO ₂	49.02	46.07	49.5	49.23	48.59	49.17	51.36	47.44	47.34	46.16
TiO ₂	1.44	1.52	1.47	1.44	1.47	1.44	1.39	1.91	1.65	1.66
Al ₂ O ₃	17.5	15.2	17.08	17.3	17.4	17.03	18.1	15.4	16.05	16.4
Fe ₂ O ₃	10.1	10.9	10	10.02	10.08	10.4	9.1	10.8	11.1	11.04
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.14	0.14	0.12	0.14	0.14	0.13
MgO	7.26	11.16	7.38	7.31	7.37	7.48	6.57	7.97	7.84	7.86
CaO	9.6	10.1	9.3	9.4	9.5	9.5	8.6	10	9.9	10
Na ₂ O	3.93	2.95	3.63	4.02	3.7	4.04	3.7	3.53	3.98	3.93
K ₂ O	1.02	1.38	1.49	1.28	1.32	0.89	1.38	1.69	1.46	1.5
P ₂ O ₅	0.58	0.58	0.56	0.57	0.54	0.54	0.52	0.99	0.57	1.56
Trace elements (ppm)										
Ba	233	197	219	210	219	210	224	418	265	260
Cs	0.49	0.39	0.69	0.89	0.59	0.8	0.3	0.9	0.49	0.4
Ga	20.6	17.6	21.6	19.8	20.6	19.9	16.8	23.7	22.5	16
Hf	3.93	2.93	3.93	2.97	3.93	2.99	2.98	1.98	2.95	3
Nb	37.3	33.2	39.2	37.6	38.3	34.9	26.7	12.8	15.7	12
Rb	-	12.7	19.05	11.88	10.61	0.2	7.7	19.1	10.01	7.7
Sr	1061	861	965	989	1081	957	1061	1996	2170	1980
Ta	1.57	1.47	1.57	1.58	1.57	1.4	1.1	1.09	0.5	0.6
Th	2.65	2.15	2.65	2.77	2.65	2.59	3.37	3.16	2.16	2
U	0.75	0.61	0.85	0.83	0.75	0.72	0.89	0.74	0.46	0.5
V	243	236	249	244	246	239	261	314	342	340
Zr	196	185	206	188	196	179	138	118	147	110
Rare earth elements (ppm)										
La	44.25	40.18	45.68	47.23	45.33	45.36	43.75	60.67	42.9	42.7
Ce	53.1	46.9	53	54.4	54	52.8	50.6	84.9	55.01	54

Pr	6.4	6.1	6.5	6.6	6.5	6.5	6.1	10.8	7.2	7.2
Nd	26.5	25.4	26.5	26.7	26.5	25.9	23.8	43.4	31.4	30
Sm	4.81	4.69	4.81	4.65	4.71	4.78	4.06	7.11	5.59	5.4
Eu	1.67	1.66	1.67	1.68	1.77	1.69	1.49	2.37	1.87	1.8
Gd	4.42	4.5	4.62	4.65	4.72	4.59	3.97	5.83	4.72	4.8
Tb	0.66	0.67	0.67	0.65	0.65	0.62	0.6	0.7	0.62	0.61
Dy	3.2	3.6	3.2	3.2	3.2	3.2	2.6	3.3	2.9	2.9
Ho	0.66	0.71	0.63	0.68	0.66	0.61	0.5	0.6	0.52	0.52
Er	1.77	1.86	1.77	1.78	1.57	1.4	1.29	1.38	1.38	1.3
Tm	0.3	0.5	0.45	0.43	0.43	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2
Yb	1.5	1.6	1.4	1.5	1.5	1.4	1	1.1	0.9	1.1
Lu	0.28	0.28	0.26	0.27	0.26	0.24	0.2	0.18	0.16	0.16
Y	20.6	23.5	22.6	20.8	21.6	19.9	13.9	20.8	18.7	14

مشابهت‌های زیادی بین ویژگی‌های عناصر ناسازگار و REE بازالت‌های آکالن نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) (✦)، نمونه‌های منطقه شمال گرمسار (■)، نمونه‌های مورد مطالعه (●) و نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار (▲) و بازالت‌های نوع OIB وجود دارد که بیانگر نشأت گرفتن ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها از گوشته زیرقاره‌ای مشابه با گوشته نوع OIB می‌باشد. به‌طور کلی اگر ترکیب شیمیایی بازالت‌های مناطق درون ورقه‌ای به بازالت‌های جزایر اقیانوسی شباهت داشته باشد، آن‌ها از گوشته استنوسفری مشابهی منشأ گرفته‌اند (ژانگ^۱ و همکاران، ۲۰۱۰). بیشتر ماگماهای کافت‌های قاره‌ای ترکیبات خیلی مشابهی با بازالت‌های درون ورقه اقیانوسی (OIB) نشان می‌دهند. همگام با تداوم کشش و زایش ماگما در مراحل اولیه رشد و توسعه حوضه‌های پشت کمان، بازالت‌ها دارای شیمی مشابه با بازالت‌های MORB و جزایر کمانی می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹). همچنین در نمودار چندعنصری به‌نجار شده نسبت به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) (شکل ۵-۱۵).



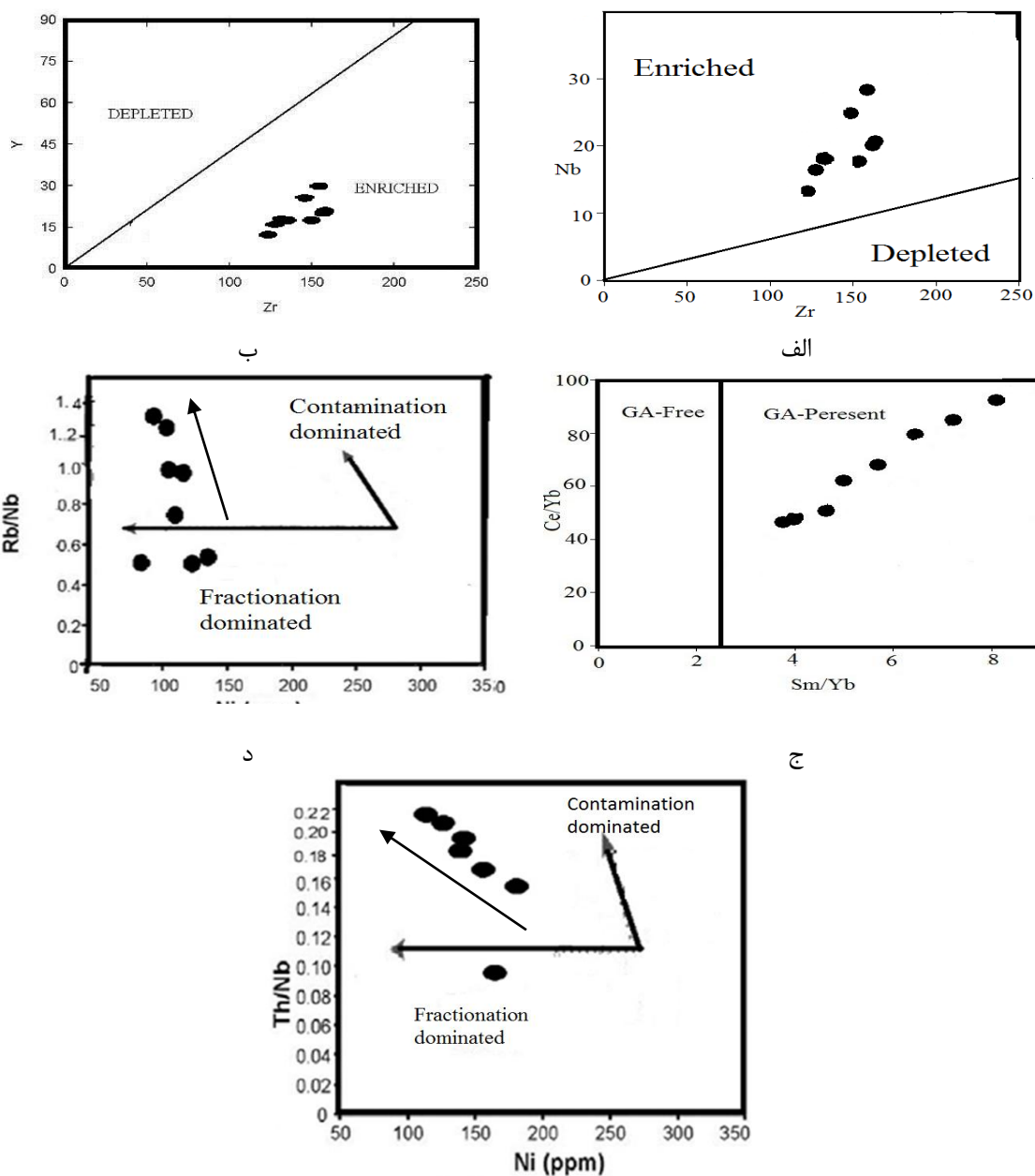
شکل ۵-۱۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نمونه‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار) و کلاته‌سادات (غرب سبزوار) (▲)، نمونه‌های منطقه شمال گرمسار (▲)، نمونه‌های مورد مطالعه (●) و نمونه‌های منطقه احمدآباد و گرمسار (■) نسبت به OIB (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹).

۵-۴- تعیین ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگما

۵-۴-۱- تعیین ترکیب محل منشاء ماگما

درجه ذوب بخشی منشاء، گوشته ای را می توان بر اساس نسبت های عناصر کمیاب گوناگون تشخیص داد. ترکیب محل منشاء و ویژگی های محیط های زمین ساختی مختلف را می توان با استفاده از عناصر HFSE تعیین کرد (پنگ^۱، ۲۰۱۲). به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی ناحیه منشأ سنگ های مورد مطالعه، از نمودارهای Nb-Zr و Y-Zr (ابو هماته، ۲۰۰۵) استفاده شد (شکل الف و ب). این نمودار بر مبنای داده های سان و مک دونوف (۱۹۸۹) رسم شده است و براساس آن بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده گوشته غنی شده قرار می گیرند. به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشاء سنگ های مورد مطالعه، از نمودار Ce/Sm در مقابل Sm/ Yb (کوبان، ۲۰۰۷) استفاده شده است (شکل ج). به عقیده آلدنماز و همکاران (۲۰۰۰) ذوب بخشی یک منبع گارنت دار می تواند مذابی با مقادیر Sm/ Yb بالاتر از ۲/۵ ایجاد می کند. نمونه های مورد مطالعه در محدوده ای با مقادیر بیشتر از ۲/۵ قرار می گیرند و نشان دهنده حضور گارنت در محل منشاء است. براساس نمودارهای Rb/Nb در مقابل Ni و Th/Nb در

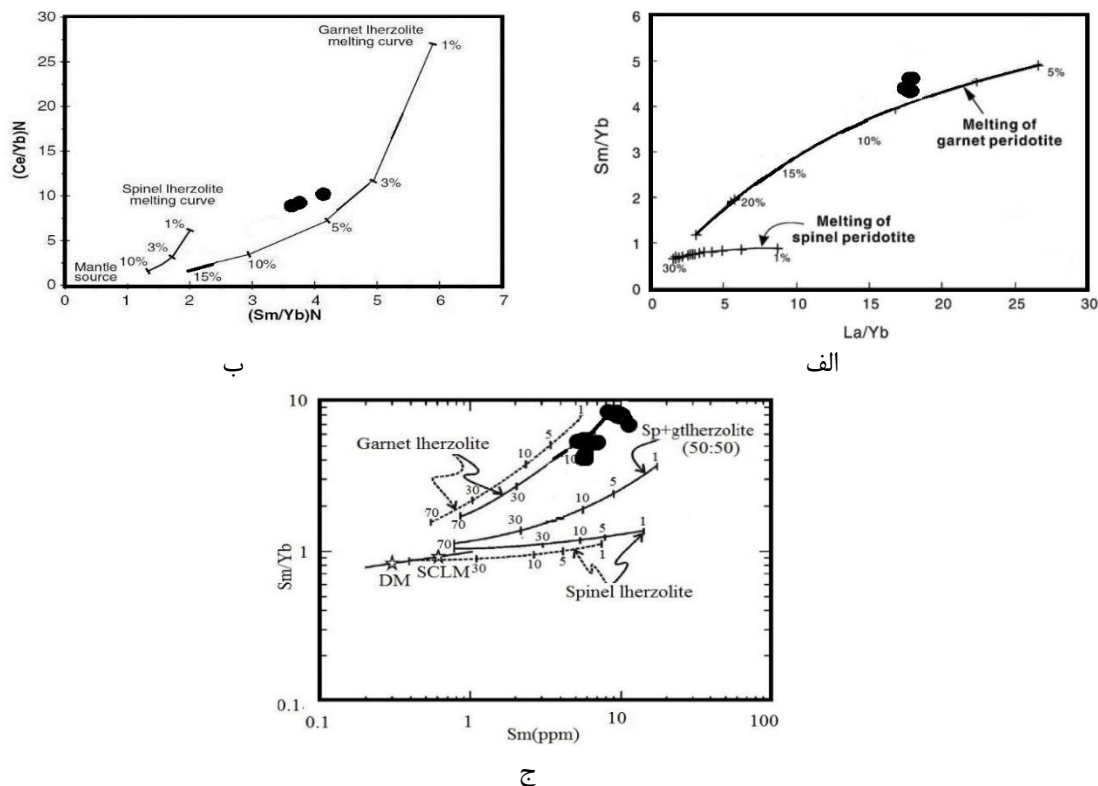
مقابل Ni (رادیوجویک و همکاران، ۲۰۱۵)، بیشتر نمونه های مورد مطالعه در محدوده گوشته غنی شده قرار می گیرند (شکل ۵-۱۶- د و ه).



شکل ۵-۱۶- موقعیت نمونه های مورد بررسی در الف- نمودار Nb در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵) (بر اساس داده های سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)، ب- نمودار Y در مقابل Zr، ابو هماته (۲۰۰۵)، ج- نمودار نسبت Ce/Sm در مقابل Sm/Yb (کوبان، ۲۰۰۷)، د- نمودار Rb/Nb در مقابل Ni (رادیوجویک و همکاران، ۲۰۱۵)، ه- نمودار Th/Nb در مقابل Ni (رادیوجویک و همکاران، ۲۰۱۵).

۵-۴-۲- تعیین درجه ذوب بخشی ناحیه منشأ ماگما

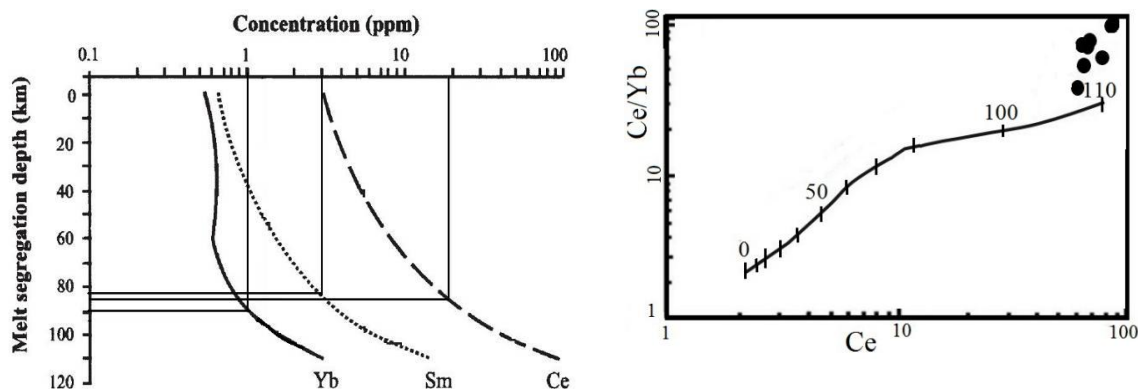
برای تعیین عمق و درجه ذوب بخشی منشأ گوشته‌ای ماگماها می‌توان از عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آن‌ها، استفاده کرد. برای این منظور، نمودارهای مختلفی طراحی شده است. جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشاء ماگماهای آلکالن، نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb را ارائه کردند (شکل-الف). این نمودار می‌تواند برای تفکیک ماگماهای حاصل از ذوب بخشی از منابع گارنت پریدوتیتی و یا اسپینل پریدوتیتی مفید باشد. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه، بر روی منحنی ذوب، از یک منبع گارنت‌دار (گارنت پریدوتیت)، قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان گفت که ماگماهای مولد سنگ‌های بازالتی از ذوب بخشی ۸ درصدی، از یک منبع گارنت پریدوتیتی به وجود آمده‌اند. نمودار کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶)، بر اساس تغییرات نسبت‌های $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، بهنجار شده به کندریت سان و مک‌دونوف (۱۹۸۰)، رسم شده است (شکل-۵-۱۷-ب). این نمودار علاوه بر تعیین درجه ذوب بخشی محل منشاء، ترکیب کانی‌شناسی مودال ناحیه منشاء را نیز نشان می‌دهد. این نمودار نشان می‌دهد که ماگماهای آلکالن سازنده سنگ‌های بازالتی، از ذوب بخشی ۵-۶ درصدی از یک گوشته گارنت لرزولیتی غنی‌شده به وجود آمده‌اند. نمودار Sm/Yb نسبت به Sm زانگ (۲۰۱۴)، بیانگر تغییرات درجه ذوب بخشی در دو خاستگاه اسپینل پریدوتیتی و گارنت پریدوتیتی است (شکل-ج). در این نمودار، با افزایش درجه ذوب بخشی، از نسبت عناصر Sm/Yb و Sm کاسته می‌شود. سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه در این نمودار روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت با درجه ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصد قرار می‌گیرند. لازم به ذکر است گارنت لرزولیت خود زیرمجموعه گارنت پریدوتیت است در نتیجه این دو با هم سازگار هستند و با هم منافاتی ندارند.



شکل ۵-۱۷- الف- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb ، جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، ب- نمودار $(Ce/Yb)_N$ در مقابل $(Sm/Yb)_N$ ، کرینیتز و همکاران (۲۰۰۶) ج- Sm/Yb در برابر Sm زانگ (۲۰۱۴).

۵-۴-۳- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

به منظور تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ، از نمودار تغییرات Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱)، استفاده شده است. عمق به دست آمده برای محل ذوب ماگمای مادر نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار Ce/Yb نسبت به Ce (الام، ۱۹۹۱) ۱۱۰ کیلومتر بدست آمده است (شکل-الف). این عمق بیانگر ذوب بخشی در محدوده زون گارنت لرزولیتی و از یک منشأ گوشته‌ای لیتوسفری می‌باشد. همچنین الام (۱۹۹۱)، مدلی را طراحی کرد که براساس آن می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور دقیق‌تر از مدل قبلی تعیین کرد (شکل ۵-۱۸- ب). این مدل براساس تمرکز میانگین عناصر Sm ، Yb و Ce ، در مقابل عمق جدایش ماگما، طراحی شده است بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های بازالتی را در حدود ۱۰۰ کیلومتر تعیین کرد که انطباق خوبی با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی دارد.



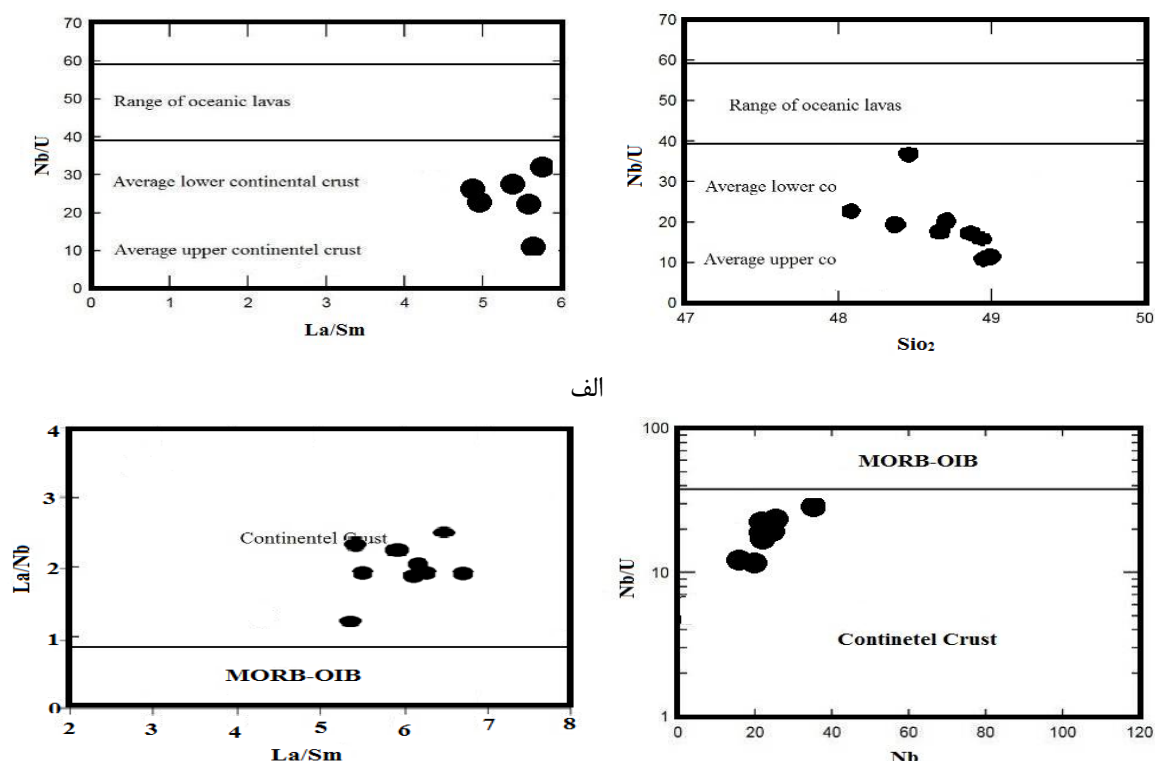
شکل ۵-۱۸-الف Ce در برابر Ce/Yb (الام، ۱۹۹۱). ب- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش برای سنگ‌های بازالتی احمدآباد - رضاآباد خارتوران (الام، ۱۹۹۱).

۵-۵- ارزیابی نقش آرایش پوسته‌ای در تحول ماگماهای مولد سنگ‌های مورد

مطالعه

به منظور نشان دادن عمق و جایگاه آرایش ماگماهای مولد سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای Nb/U- SiO_2 و Nb/U-La/sm (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۹-الف). نسبت Nb/U، در میانگین پوسته زیرین و فوقانی به ترتیب در حدود ۲۵ و ۹ می‌باشد، کاهش این نسبت در سنگ‌های بازالتی مورد مطالعه نمی‌تواند ناشی از تبلور تفریقی باشد. زیرا کانی‌های تفریق یافته اولیه (الیوین و پیروکسن)، نمی‌توانند باعث تغییر این نسبت شوند (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶). در سنگ‌های مورد مطالعه، مقدار این نسبت حدود ۱۰ تا ۳۰ می‌باشد و بیانگر آرایش ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه با پوسته زیرین می‌باشد. در واقع، نرخ صعود بالا و انجماد سریع در ماگماهای بازالتی سبب میزان کم آرایش آن‌ها و مانع آرایش زیاد ماگما با ترکیبات پوسته فوقانی می‌شوند. تنها زمانی آرایش رخ می‌دهد که ماگما در آشیانه ماگمایی واقع در پوسته زیرین، اولین مرحله تبلور خود را سپری کند، به دلیل مدت زمان بسیار کوتاه اقامت ماگما، آرایش چندانی رخ نمی‌دهد. به منظور نشان دادن نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده‌ی

سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت Nb/U در مقابل Nb (یان و ژائو^۱، ۲۰۰۸)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۹-ب). غنی‌شدگی بازالت‌ها از LREE، نشان از آرایش پوسته‌ای ماگماهای سازنده این سنگ‌ها دارد، در واقع، قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبات پوسته قاره‌ای، نشانگر دخالت ترکیبات پوسته‌ای در تحول ماگماهای سازنده سنگ‌هاست، نه منشأ پوسته‌ای ماگمای سازنده آن‌ها در این نمودار محدوده MORB-OIB بیانگر محیط‌های گوشته‌ای می‌باشد.

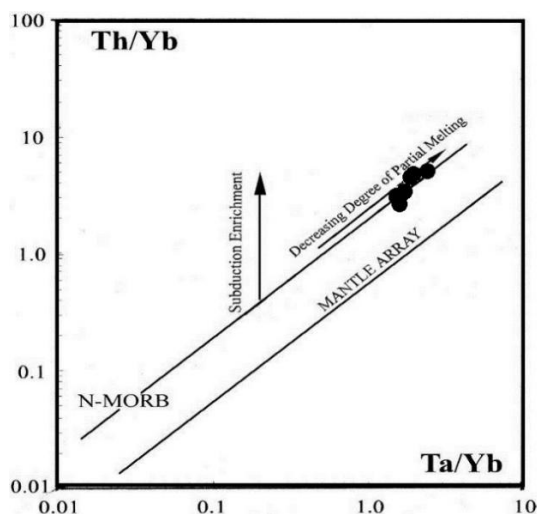


شکل ۵-۱۹-الف نمودارهای Nb/U-SiO₂ و Nb/U-La/Sm، (کرینیتز و همکاران، ۲۰۰۶) ب- نمودارهای Nb/U-Nb و La/Nb-La/Sm، (یان و ژائو^۱، ۲۰۰۸)

۵-۶- ارزیابی نقش سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده در غنی‌شدگی

ناحیه منشاء سنگ‌های مورد مطالعه

یکی از مسائل اصلی در ارتباط با ماگماتیسم مناطق مورد مطالعه، شناخت نقش نسبی عوامل تأثیر گذار بر روی منابع ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای می‌تواند مجموعه‌ای از حوادث زمین شناسی روی داده، نظیر رویدادهای تهی‌شدگی و غنی‌شدگی توسط سیالات و مذاب‌های وابسته به صفحه اقیانوسی فرورونده و یا ذوب بخشی درجه پایین از گوشته استنوسفری را در خود حفظ کند. غنی‌شدگی ماگما می‌تواند در طی فرایندهای ذوب بخشی درجه پایین روی دهد و یا می‌تواند ناشی از تأثیرات قدیمی به جای مانده از جایگاه‌های تکتونیکی مختلف بر روی منبع ماگمایی باشد. فرورانش می‌تواند ترکیب گوشته لیتوسفری را تغییر دهد. این تغییرات می‌توانند فوراً بعد از فرورانش، در کمان‌های قاره‌ای و ماگماهای کمانی و یا حتی پس از یک وقفه زمانی طولانی مدت، در مکان‌های دور از فرورانش و در مناطق درون صفحه‌ای، نظیر مناطق پشت کمانی مشاهده شوند (ویجیاکومار و وارسانا، ۲۰۰۸). برای درک بهتر مطالب گفته شده از نمودار Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پییرس، ۱۹۸۳)، استفاده شده است (شکل ۵-۲۰). در این نمودار کلیه ماگماهای بازالتی ایجاد شده از گوشته استنوسفری، ستون استنوسفر و یا گوشته لیتوسفری غنی شده در اثر ذوب بخشی درجه پایین استنوسفر، همگی در داخل و یا در نزدیکی محدوده آرایش گوشته‌ای تعیین شده با نسبت‌های ثابت Th/Ta قرار می‌گیرند. در حالی که ماگماهای حاصله از گوشته غنی شده توسط سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده متاسوماتیم شده، در مسیر روند غنی‌شدگی فرورانشی قرار می‌گیرند. زیرا ناحیه منشاء غنی شده توسط فرایندهای فرورانشی، دارای نسبت‌های بالاتر Th/Yb ، به Ta/Yb می‌باشند (تمیزل و همکاران، ۲۰۱۲).

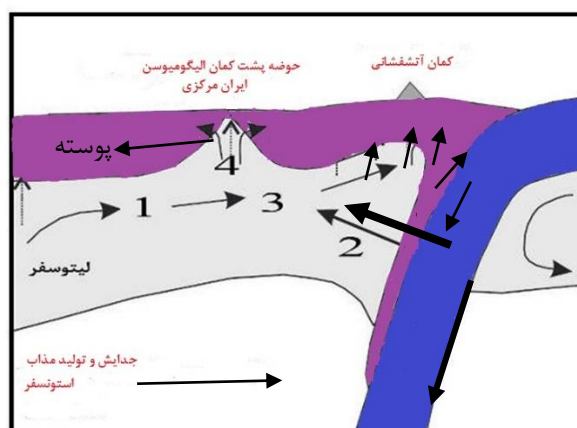


شکل ۵-۲۰- نمودار تغییرات Th/Yb-Ta/Yb ، (پیرس، ۱۹۸۲).

۵-۷- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

با استفاده از تلفیق ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، به بررسی ماگماتیسم و تحولات ماگمایی و ارتباط ماگماتیسم، با رویدادهای زمین‌شناسی در بخش‌هایی از مناطق لبه شمالی زون ایران مرکزی، در جنوب شاهرود می‌پردازیم. در نقشه زون‌های ساختاری ایران (آقاباتی، ۲۰۰۴)، دو نوار ماگمایی، یکی در ایران مرکزی (نوار ارومیه - دختر) و دیگری در لبه شمالی ایران مرکزی- لبه جنوبی البرز، دیده می‌شود. سنگ‌های نوار ماگمایی ارومیه دختر را با شواهد مطمئن به عنوان کمان ماگمایی حاشیه قاره قلمداد کرده‌اند (معین وزیری، ۱۹۸۵، علوی، ۱۹۹۴، وردل، ۲۰۱۱، آیاتی، ۲۰۱۲). اما درباره سنگ‌های ماگمایی بخش‌های داخلی ایران مرکزی و به ویژه نوار ماگمایی لبه شمالی ایران مرکزی- حاشیه جنوبی البرز، نظرهای متفاوتی از کافت درون‌قاره (امامی، ۱۳۷۸، صادق‌زاده، ۱۳۷۷، بادامه، ۱۳۸۲، رشید، ۱۳۷۶، بین و معین، ۲۰۱۰) تا بخش داخلی کمان حاشیه قاره (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱، قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲، الهیاری، ۱۳۸۹) وجود دارد. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، با شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس بالایی، در بخش‌های داخلی و شمالی ایران مرکزی (اصغرزاده، ۱۳۹۲؛ اصغرزاده و قاسمی، ۱۳۹۲؛ ابتهاج و قاسمی، ۱۳۹۲؛ ابتهاج، ۱۳۹۳، بلاغی و همکاران، ۱۳۹۳؛ طوطی و همکاران، ۱۳۸۵) و حتی در

جنوب البرز (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، ویلمسن و همکاران، ۲۰۰۹)، حوضه-های کششی پشت کمانی تشکیل شده است که برخی از آن‌ها در طی ژوراسیک و به ویژه کرتاسه توسعه یافتند و حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی نائین-بافت، سبزوار و سیستان را در این مناطق تشکیل دادند (شجاعت، ۲۰۰۳، فتوحی راد و همکاران، ۲۰۰۹، مقدم و همکاران، ۲۰۰۹، رزتی و همکاران، ۲۰۱۰). این حوضه‌ها در اواخر کرتاسه - پالئوسن بسته شدند و بقایای آن‌ها به شکل نوارهای افیولیتی و آمیزه‌های رنگی در این مناطق برجای مانده‌اند. فروانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی سبب ایجاد حوضه‌های کششی پشت کمانی در طول مزوزوئیک و سنوزوئیک شده است. پژوهشگران مختلف به تشکیل حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی نائین، سبزوار و سیستان در ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک اشاره کرده‌اند، اما درباره ایجاد چنین حوضه‌ای در زمان ترشیری، مطالعات اندک هستند. حوضه کششی فروافتاده پشت-کمانی ایران مرکزی، حاوی توالی‌های رسوبی محیط‌های کششی درون قاره‌ای به همراه سنگ‌های ماگمایی با ترکیب بازیک است. آزدایی ورقه اقیانوسی فرورانده شده و متاسوماتیسم شده نئوتتیس منجر به ایجاد سیالات غنی از LILE و تهی از HFSE شده است. اختلاط سیالات حاصله با گوشته لیتوسفری زیر قاره‌ای ایران مرکزی منجر به تعدیل ناحیه منشأ سنگ‌های پشت کمانی ایران مرکزی شده است. در محیط‌های پشت کمانی چهار عامل در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند. این چهار عامل در (شکل ۵-۲۱) نشان داده شده‌اند. این مسیرها شامل: (۱) ترکیب گوشته لیتوسفری مناطق پشت کمانی. (۲) نقش فروانش در تحول ناحیه منشأ. (۳) واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فروانش. (۴) درجات مختلف ذوب بخشی و فرایندهای بعد ماگماتیسیم نظیر تبلور تفریقی، آلیش و ... می‌باشند (شکل ۵-۲۱). این شکل با الهام از طرح پییرس و استرن، (۲۰۰۶) طراحی شده و توسط برهمند، (۱۳۸۹) و سریزن، (۱۳۹۳) باز طراحی شده است.



شکل ۵-۲۱- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، با الهام از طرح پییرس و استرن (۲۰۰۶، دربرهمند ۱۳۸۹ و سری زن، ۱۳۹۳).

براساس مطالعات صورت گرفته در این تحقیق و برهمند (۱۳۹۰)، رضوی (۱۳۹۰)، قاسمی و برهمند (۱۳۹۰)، حاجیلو (۱۳۹۳)، سریزن (۱۳۹۳) و دادپور (۱۳۹۳) می‌توان نتیجه گرفت ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مناطق مورد نظر در یک محیط کششی پشت کمان اولیه (BABBB) و نابالغ در الیگوسن - میوسن تشکیل شده است. فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی ایران مرکزی باعث تغییر و تحولاتی در ناحیه منشا سنگ‌های بازالتی پشت کمان ایران مرکزی در الیگومیوسن شده است. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر تشکیل ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی ۱ تا ۱۰ درصدی یک ستون گشته‌ای پریدوتیتی گارنت‌دار در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری می‌باشد. تبلور تفریقی در تحول ماگما یا ماگماهای به وجود آمده نقش بارزی ایفاء کرده است.

فصل ششم

نتیجه گیری

۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنیکی صورت گرفته بر روی سنگ‌های آذرین مناطق احمدآباد و رضاآباد به شرح ذیل می‌باشند:

✓ مناطق مورد مطالعه در بخش شمالی زون ایران مرکزی قرار دارند و بخشی از حوضه پشت کمانی ایران مرکزی محسوب می‌شوند.

✓ سنگ‌های آذرین موجود در منطقه مورد مطالعه شامل گدازه‌های بازالتی هستند که می‌توان آن‌ها را در بین رسوبات مارنی قرمز رنگ، منسوب به سازند قرمز زیرین مشاهده کرد. بر خلاف گزارش‌های قبلی که این بازالت‌ها را به سن کواترنری معرفی کرده‌اند، آن‌ها در میان مارن‌های قرمز رنگ نئوژن قرار دارند.

✓ در بازالت‌های الیگومیوسن مورد مطالعه، الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن از جمله کانی‌های اصلی سنگ محسوب می‌شوند. دانه‌های ریز مگنتیت به عنوان کانی فرعی در آن‌ها به حساب می‌آید. این سنگ‌ها بافت‌های پوروفیری، میکرولیتی، گلومروپوروفیری و... نشان می‌دهند. بافت‌های مورد نظر بیانگر تبلور ماگما در چند مرحله می‌باشند، که گاه با آشفستگی و اختلاط و عدم تعادل همراه بوده است، بافت غربالی و غبارآلود از شواهد بارز این امر می‌باشند.

✓ روندهای ژئوشیمیایی این بازالت‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی و تعیین محیط زمین‌ساختی، نشان دهنده طبیعت آکالن ماگمای سازنده و تشکیل آن‌ها از ذوب بخشی یک منبع گارنت لیزولیتی غنی‌شده، در اثر کاهش فشار وارد بر آن، در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی است.

✓ جایگاه تکتونیکی حوضه‌های کششی پشت کمانی و محیط رسوب‌گذاری سازند قرمز زیرین و بالایی در طی الیگو-میوسن، با جایگاه تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین مورد نظر مطابقت می‌کند.

- ✓ با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده بازالت‌ها مورد نظر دارای ماهیت قلیایی سدیک است. آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) سرشار هستند و از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) غنی - شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند.
- ✓ بر اساس نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونوماگمای و نمودارهای تعیین کننده ویژگی‌های منشأ، ماگماهای آکالن مذکور، از ذوب بخشی درجه پایین، حدود ۱۰ درصدی و در عمقی حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، از یک منبع گوشته‌ای گارنت لرزولیتی غنی‌شده و در یک محیط کششی درون قاره‌ای پشت کمانی، به وجود آمده‌اند.

۶-۲- پیشنهادها

- ✓ 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 بازالتی مورد نظر.
- ✓ مطالعه عوامل ساختاری زمین‌ساختی موجود در منطقه در جهت تعیین بهتر و شناخت محیط‌های تکتونیکی این دوره از تاریخ ایران مرکزی.

منابع

منابع فارسی

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بندهزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ص ۶۳۲.
- امامی، ه، رشید، ح، ۱۳۷۸- بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه عباس‌آباد (غرب سبزوار- ایران مرکزی)، هجدهمین گردهمایی علوم زمین.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اصغرزاده ز و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل دایک‌های گابرویی و بازالتی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر (جنوب شرق شاهرود)"، هفدهمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، دانشگاه پیام نور لرستان.
- آقابات‌ی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۵۸۶.
- الهیاری س، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس‌آباد" دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروند" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه‌ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود
- بلاغی ز، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- بلاغی، ز، صادقیان، م، قاسمی، ح.، محجل، م، جای، م، ۱۳۹۳- کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه‌ی دگرگون دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، **مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال بیست و دوم، شماره سوم، صفحه ۴۷۱-۴۸۴.
- بلاغی ز، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۳)، "پترولوژی، ترموبارومتري و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، منطقه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)" **مجله پترولوژی**.
- جمشیدی خ، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- حسینی ح، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی گرانیت بند هزارچاه بیارجمند"، دانشکده زمین، دانشگاه تهران.
- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دیابازی قطع کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب شرق شاهرود) شاهدهی بر ماگماتیسیم سیمین میانی"، **مجله ژئوشیمی**، شماره ۴، ص ۳۰۹ تا ۳۱۷.
- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

- حسینی (۱۳۹۴)، رساله دکتری، "پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- حاجیلو، ر.، ۱۳۹۳- زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۷۰)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر.
- رضوی، ر.، (۱۳۹۰)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن سبزوار"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- طوطی، ف.، یزدانی، س.، گیلانی، ک.، ۱۳۸۵- زمین شیمی و سنگ‌زایی مجموعه آتشفشانی قلیایی- نیمه قلیایی شمال ایران مرکزی: نقش فرآیندهای تفریق بلوری و غنی‌شدگی سنگ‌های اسیدی تا بازی در یک محیط پشت کمان، فصلنامه علوم زمین، سال هفدهم، شماره ۶۷، صفحه ۲۱۰-۲۲۳.
- سلامتی، ر، ۱۳۷۹، گزارش ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران
- سری‌زن ر، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "موقعیت چینه‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی موجود در سازند قرمز زیرین شمال گرمسار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شلی، د. (۱۹۹۳) "بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی" (ترجمه آسیابانها، ع.)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، ۳۰ ص.
- غفاری نیک، ب. (۱۳۷۸)، بررسی تاریخچه دگربرختی واحد آهکی شیلی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد، پایان نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.
- قاسمی ح، و آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق شاهرود، ایران مرکزی" مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، شماره ۱، دوره ۲۳، ص ۲۴۸-۲۳۱.

- قاسمی، ح، برهمند، م، ۱۳۹۲- پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین موجود در سازند قم زیرین منطقه گرمسار، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و ششم، صفحه ۱۷-۳۳.
- قاسمی، ح، برهمند، م، صادقیان، م، ۱۳۹۰- گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدی برجایگاه پشت‌کمانی حوضه الیگوسن-میوسن ایران مرکزی، مجله پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، صفحه ۷۷-۹۴.
- قاسمی، ح، جمشیدی، خ، ۱۳۹۰- ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز شرقی، مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحه ۶۹۹ تا ۷۱۴.
- قاسمی، ح، جمشیدی، خ، ۱۳۹۲- بررسی خصوصیات ناحیه منشاء سنگ‌های آکالن بازیگ قاعده سازند شمشک در البرز شرقی، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، صفحه ۱۷-۲۹.
- کهنسال ر، ذوالفقاری ص. و قهرایی پور م، (۱۳۸۹ "ماگماتیسم ژوراسیک و کرتاسه در ناحیه مری- اسبکشان، شمال- شمال باختر زیر پهنه درونه - کاشمر (خارتوران)" فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۶، دوره ۱۹: ص ۱۵۹-۱۶۸.
- معین‌وزیری ح، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.
- مردانی (۱۳۹۰)، به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی ارشد خود پرداخته است.

Reference

- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations, **Tectonophysics** 229: 211-238
- Abu- Hamatteh, Z, S, H. (2005), Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication. **Journal of Asian Earth Sciences**. 25, pp. 557–581.
- 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, pp 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., Maidment, D., & Huston, D. L. (2008). “An example of a Palaeoproterozoic back-arc basin: Petrology and geochemistry of the ca. 1864Ma Stubbins Formation as an aid towards an improved understanding of the Granites–Tanami Orogen, Western Australia.” **Precambrian Research**, 166(1), 168-184
- Bin, Z., and D., Meiyin., 2010 - Geological setting of Garmsar block, Iran. *International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering*, IEEE Computer Society, DOI 10.1109/CESCE.2010.172. 433-437.
- Corsaro. R. A; Mazzoleni. P. (2002), Textural evidence of peperite inside pillow lavas at Acicastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicly). **Journal of Volcanology and Geothermal Research**. 114, pp. 219-229.
- Chen, Y; Zhang, Y. (2008), Olivine dissolution in basaltic melt. *Geochimica et cosmochimica acta*. 72, pp. 4756–4777.
- Cas, R. A. F. (1992), Submarine volcanism: eruption styles, products and relevance to understanding the host-rock successions to volcanic-hosted massive sulfide deposits. *Economic Geology*. 87, pp. 511-541.

- 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, pp 219 – 238.
- Deer, W. A; Howie, R. A; Zussman, J. (1991), **An introduction to rock forming minerals**. Longman, 528 pp.
- Ellam, R, M; Cox, K, G. (1991), An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere. **Earth and planetary science Letters**. 105, pp. 330 – 342.
- Floyd, P, A; Kelling, G; Gokcen, S, L; Gokcen, n. (1991), Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic Melange, South Turkey. **Chemical Geology** 89, pp. 263-280.
- Fenner C. N. (1948) "Incandescent tuuf flows in southern Peru", **Geological society of America**. Bulletin, V. 59, pp. pp 879-893.
- Fotoohi Rad, G.R., Droop, G.T.R. & Burgess, R., 2009- Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone,
- Ghasemi, H. and Rezaei Kahkhaei, M., 2015- Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran, **Journal of Mineralogy and Petrology**, Vol: 108, No: 6, 235-252.
- Gill, R., 2010 - **Igneous rocks and processes a practical guide**" Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Hanson, G, N. (1989), An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. *Geochemistry of Mineralogy of Rare Earth Element*, Review in Mineralogy 21, pp. 79-97.
- Harker A. (1909) "**The natural history of igneous rocks**", Methuen, London.
- Hosseini, S.Z., Arvin, M., Oberhänsli, & Dargahi., 2009 – Geochemistry and tectonic setting of pleistocene basaltic lava flows in the Shahre-babak area, NW of Kerman Iran : Implication for the Evolution of Urumieh Dokhtar Magmatic Assemblage, **Journal of sciences, Islamic Republic of Iran**, 20(4) :331-342.
- Irvin T. and Baragar W.R.A. (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" **Canadian Journal of earth Science Letters**, 8, pp 523-548.
- Jafri .S.H., & J.M. Sheikh., 2013- Geochemistry of pillow basalts from Bompoka, Andaman– Nicobar islands, Bay of Bengal, India, **Journal of Asian Earth Sciences** 64 ,27–37.
- Johnson, K.T.M; Dick, H.J.B; Shimizu, N. (1990), Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. **Journal Geophys. Res.** 95, pp. 2661– 2678.
- Kuno, H. (1968), **Origin of andesite and its bearing on the island arc structure**. Bull. Vol 32, pp. 141 – 176.

- Kretz, R. (1983). "Symbols for rock-forming minerals." **American mineralogist**, 68(1-2), 277-279.
- Krienitz, M, S; Hasse, K; Mezger, K; Eckardt, V; Shaikh-Mashail, M, A. (2006), Magma genesis and crustal contamination of continental intraplate lavas in northwestern Syria. **Contrib Mineral Petrol.** 151, pp. 698–716.
- Le Maitre R.W; Bateman P; Dudek A., Keller J; Lameyre Le Bas M.J; Sabine P.A; Schmid R., Sorensen H; Streckeisen A; Wolley A.R; Zanettin B. (1989), A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lemeyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.N., Schumide, R., Sorensentt, B., Strckeisen, A., Wooly, A.R. and Zanettin, B. (1996). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford, 133p.
- Lustrino M. Keskin M. Mattioli M. and Kavak O. (2012)"Heterogeneous mantle sources feeding the volcanic activity of Mt. Karacadag~(SE Turkey)" **Journal of Asian Earth Sciences** 46, pp 120-139.
- Middlemost, E. A. K. (1985), **Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology.** Longman Group U. K., PP. 73 – 86.
- Middlemost, E. A. K. (1989), **Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks**, Chem. Geol, 77, 19-26.
- Middlemost, E. A. K. (1994), **Naming materials in the magma / igneous rock system.** Longman Groun u. k, pp. 73 – 86.
- Maĵsa Radivojević, Marinko Toljić, Salah M. Turki, Zoran Bojić, Kristina Sarić, Vladica Cvetković. 2015, Neogene to Quaternary basalts of the Jabal Eghei (Nuqay) area (south Libya):Two distinct volcanic events or continuous volcanism with gradual shift in magma composition? **Journal of Volcanology and Geothermal Research**,10.1016.
- Machado, A., Lima, E.F., Chemale, F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M. Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. and Urrutia J. L. 2005. Geochemistry constraints of Mesozoic – Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica. **Journal of South American Earth Sciences.** Volume 18, Issues 3–4, P, 407–425.
- Moghadam, H.S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. & Monsef, I., 2009- Significance of the Nain-Baft ophiolitic belt (iran): short-lived transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. G. R. Geoscience, Doi: 10.1016/j.crte.2009.06.011
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites **Geochim. Cosmochim. Acta**, 38, 757 – 775.
- Nelson, S.T., and Montana, A., 1992. Sieve- textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. **American Mineralogist.** 77: 1242-1249.
- Pearce, J.A. (1983), **Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental Basalts and Mantle Xenoliths, Shiva.** Cheshire, UK, pp. 230-249.
- Pearce, J.A., 1996, Source and setting of granitic rocks. Episodes. V. 19, No, 4, 120-125.

- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1971, Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y, **Earth Planet. Sci. Lett.**, 12, 339-349.
- Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, **Geol. Soc. Spec. Publ.**, 7, 14-24.
- Pearce, T.H., Kolinske, A.M., 1990. Observation of Plagioclase Zoning using interference imaging. **Earth Science Reviews**. 29, 9-26.
- Pang K.N, Chung S.L, Zarrinkoub M.H, Mohammadi S.S, Yang H.M, Chu C-H, Lee H-Y and Lo C-H. (2012) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut – Sistan region, eastern Iran" **American Mineral**, 72, pp 1144 – 1162.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, 63 -81.
- Rollinson, h. R. (1993), **Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**. John Wiley and Sons, 325p.
- Rollinson, H., 1996. **Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation**, Longman Singapore. 353p.
- Shelly, D., 1993-**Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations**, Chapman & Hall, London, 405p.
- Skilling, I. P; White. J. D. L; McPhie. J. (2002), Peperite: a review of magma- sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 114, pp. 1-17.
- Saadat. S; Karimpour. H.M and Stern.Ch. (2010), Petrochemical characteristics alkali olivine basalts from the western margin of the Lut block, eastern Iran. **Iranian Journal of Earth Sciences**. 2, PP.87-106.
- Sun S. S; McDonough, W, F. (1989), A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. *Pub*, 42. 313 – 345.
- Shervais, J.W. (1982), Ti–V plots and the petrogenesis of modernophiolitic lavas. **Earth Planet. Sci. Lett.** 59, pp. 101–118.
- Temizel I. Arsalan M. Ruffet G. and Peucat J.J. (2012) "Petrochemistry, geochronology and Sr– Nd isotopic systematics of the Tertiary collisional and post-collisional volcanic rocks from the Ulubey (Ordu) area, eastern Pontide, NE Turkey: Implications for extension-related origin and mantle source characteristics", **Lithos** 128, pp 126– 147.
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K. & Ghazi, A.M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran. **Journal Asian Earth Sci.**, 21, 1053–1067.
- Thompson, R, N. (1982), British Tertiary volcanic province. *Scoot. Journal Geol.*, 18, pp. 49 – 107.

- Taylor S.R. and McLennan S.M. (1985) "The Continental Crust: its composition and evolution", Oxford: Blackwell Scientific Publishers.
- Tsuchiyama, A., Halsor, S.D., 1989. Large class inclusions in plagioclase Phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano, Guatemala. *Bull. Volcano.*, 51, 271-280.
- Vijay Kumar, K., Rathana, K. (2008), Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam alkaline province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism. **Lithos** 104, pp. 306–326.
- Verdel C., Wernicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., 2011- A Paleogene extensional arc flare-up in Iran, *Tectonic*, 30, TC3008, doi: 10.1029/2010TC002809.
- White, J. D. L; McPhie, J; Skilling, I. P. (2000), Peperite: a useful genetic term. *Bull. Volcanol.* 62, pp. 65-66.
- Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977 .Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.**Chemical Geology** 20, 325 – 342.
- Wang, Y; Fan, W; Guo, F. (2003), Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications. **Geochemical Journal**, Vol. 37, pp. 427 to 448.
- Wilson M. (1989), **Igneous petrogenesis a global tectonic approach**. Department of earth science, University of leeds. 466pp.
- Winchester J.A. & Floyd P.A., 1976- Geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks", **Earth Planet. Sci. Lett.**, 28,P.459-469.
- Wang, Z., Zhao,Y., Zou,H, Li,W., Liu,X., Wu,H., Xu,G., Zhang ,S. (2007) “Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning” **Lithos** 96, 543-566.
- Wood Head J. Eggins S. and Gamble J. (1993) "High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi phase melt extraction and a depleted mantle wedge", **Earth and Planetary Science Letters** 114, pp 491-504.
- Wilmsen, M., Fürsich, F.T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. and Taheri, J.,(2009)“The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland. ” **Terra Nova**, 21, 211–218.
- Xu, X.W; N., Jiang, K., Yang, B.L., Zhang, G.H., Liang, Q., Mao, J.X., Li, S.J., Du, Y.G., Ma, Y., Zhang and K.Z., Qin., 2009- Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao are. Western Yunnan, China. **Lithos** v. 113, p.595 – 611.
- Yan, J; Xin Zhao, J. (2008), Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere–asthenosphere interaction. **Journal of Asian Earth Sciences**, 33, pp.106 –121.
- Zeng G, Chen L, Xu X, Jiang Sh. and Hofmann A. (2010) “Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China” **Chemical Geology**. 273: pp 35–45.

- Zhuang. Li, Bin Chen., 2014-Geochronology and geochemistry of the Paleoproterozoic meta-basalts from the Jiao-Liao-Ji Belt, North China Craton: Implications for petrogenesis and tectonic setting, *Precambrian Research* 255 , 653–667.

Abstract

In the east and southeast of Shahrood, there are a numerous basaltic and olivine basaltic lava flows erupted between Oligo-Miocene marl and gypsiferous red marl. During of Oligocene-Miocene periodic time range, these basalts erupted in the sedimentary basin such as lake or shallow depth evaporation environments from feeder dike conduits. In the contact of the basaltic lava flows and marls, especially on the base of each lava flow, occurred extensive peperitization. Peperites are products of reaction between water, lava and sediments. With attention to intensity of the peperitization process, basaltic fragment size varies from a few millimeters to several decimeter. Peperites contain angular basaltic fragments which are vesicular and amygdaloidal texture and structure. They are clear evidence of eruption of basaltic lava flows in the Oligo- Miocene shallow depth sedimentary environments and reject previous age (Quaternary) which attributed to these basalts and help us to determine the real stratigraphic position of them. These rocks are microlitic porphyry, glomeroporphyry and hyaloporphyry in textures. Olivine, plagioclase and pyroxene (in olivine basalts) and plagioclase and pyroxene (in basalts) are their major minerals. Evidences of distribution and magma mixing, disequilibrium and chilled margins have been seen in the studied basalts. Typical evidences of the carried out evolutions are: spherical basaltic globules, chilled margins and poikilophytic growing and sieve texture of plagioclases. Skeletal rounded olivine with corrosion rim along with rounded and pyroxenes' sieve texture in plagioclases with sieve texture have been observed. Their most abundant minerals are plagioclase and augite and have granular, intergranular, ophitic and subophitic textures. With attention to geochemical data, magma forming of the mentioned basalts has sodic alkaline nature. The alkaline nature and intra-continental plate (Back-arc) environment have been proved for these rocks based on both magmatic series and tectonic setting discrimination diagram. They are rich in large ion lithophile elements (LILE) and also indicate enrichment in light rare earth elements (LREEs) and relative depletion in heavy rare earth elements (HREEs). The studied basalts originated from enriched mantle origin (petrogenesis) and show geochemical characteristics of basaltic magma originated from garnet-lherzolitic mantle beneath the back arc extensional crustal environments.

Keywords: basalt; alkaline; back arc; garnet lherzolitic; Oligo-Miocene; Shahrood.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

**Stratigraphical position and petrogenesis of the Neogene
basalts in west of Ahmad - Abad - Khrtooran (SE
Shahrood)**

Fatemeh Kadkhodai Arab

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisor:

Dr. H.Ghasemi

February 2016