

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گرایش پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک بعد از ائوسن منطقه

احمد آباد_ خارتوران (جنوب شرق شاهرود)

نگارش:

سحر سمیاری

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

۱۳۹۴

ماحصل آموخته ٲايم را تقديم مي كنم:

به آنا نكه مهر آسانشان آرام بخش آلام زميني ام است...

تقديم به:

پدر و مادر مهربانم

و

همسر عزيزم

تقدیر و تشکر

سپاس خدارا! سپاسی که در سایه سارش، در جمع سپاهمندان درگاهش باشیم و به یاریش، بر مشتاقان به سوی دریای رضایت و غفرانش،

پیشی بکیریم. آنچه پیش رو دارید پیکده ای از آموخته های حاصله از تلاش های بی وقفه و دلسوزانه استاد ارجمندم جناب آقای دکتر

محمود صادقیان که بی شک بیشترین زحمات را تحمل نمودند، راهبانی های ارزنده جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی. ضمن

قدردانی از این بزرگواران اذعان می دارم، پنجه نشانی از پویایی و تازگی در این مجموعه یافت شود از عنایات ایشان است و اگر

نقص و کاستی از کوتاهی اینجانب. از اساتید ارجمند دکتر مریم شبی و دکتر مهدی رضایی که داوران پیمان نامه را قبول نمودند و با

نظرات ارزشمندشان به بهبود سطح علمی و ادبی این پیمان نامه کمک نمودند، سپاسگزاری می کنم. با امید به رحمت بی کران یکتای

بی همتا، سپاس خود را به خانواده ام که لحظه لحظه حیات خود را مرهون فداکاری های جبران ناپذیر آنان هستم، تقدیم می نمایم و این

پیمان نامه را به محضر آنان پیشکش می نمایم.

سحر سمیاری

بهمن ۱۳۹۴

تعهدنامه

اینجانب سحر سمیاری دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته زمین‌شناسی - گرایش پترولوژی دانشکده علوم پایه دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک بعد از ائوسن منطقه احمدآباد- خارتوران (جنوب شرق شاهرود)" تحت راهنمایی آقای دکتر محمود صادقیان به عنوان استاد راهنما متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده 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 می‌باشد 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 تاثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.

• در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.

• در کلیه مراحل انجام 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، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزار و تجهیزات ساخته شده) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

چکیده

در منطقه احمدآباد (واقع در ۱۷۵ کیلومتری جنوب شرق شاهرود) تعداد قابل توجهی گنبد آداکیتی رخنمون دارند که در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی پالئوسن- ائوسن نفوذ کرده‌اند. این توده‌های آذرین به شکل دایک، گنبد و یا توده‌های آذرین نسبتاً عمیق ظاهر شده‌اند. با توجه به بافت، ساخت و نحوه جایگزینی می‌توان این توده‌های آذرین را به دو دسته با عمق جایگزینی کم و نسبتاً زیاد تقسیم کرد: گروه اول، نیمه نفوذی (ساب‌ولکانیک) بوده و شامل گنبد‌های تراکی‌آندزیتی تا تراکی- داسیتی با بافت پورفیری- میکرولیتی و جریان می‌باشند. کانی‌های سازنده اصلی آن‌ها پیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند هستند. با توجه به میزان HREE پایین و LREE بالا و هم چنین SiO_2 (۵۸/۹۱ تا ۶۳/۴۱ درصد)، Yb پایین‌تر از ۱/۸ پی‌پی‌ام و Y کمتر از ۱۸ پی‌پی‌ام این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پر سیلیس قرار می‌گیرند. مجموعه شواهد سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورانش‌یافته و دگرگون شده نئوتیس (شاخه سبزوار - درونه) در شرایط دما - فشار رخساره آمفیبولیت سرچشمه گرفته‌اند.

گروه دوم، توده‌های آذرین با عمق جایگزینی بیشتر، با ماهیت گابروبی تا سینییتی و بافت گرانولار هستند. با توجه به میزان HREE بالاتر و LREE کمتر و هم چنین SiO_2 (۴۹/۳۱ تا ۵۱/۰۶ درصد)، Yb حدود ۲/۱ پی‌پی‌ام و Y حدود ۲۱ پی‌پی‌ام، سنگ‌های گروه دوم در زمره آداکیت‌های کم سیلیس قرار می‌گیرند. پیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز و بیوتیت، بارزترین کانی‌های مافیک و فلسیک سازنده سنگ‌های گابروبی هستند. این سنگ‌ها، حاصل ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع در بالای زون فرورانش ورقه اقیانوسی (شاخه سبزوار- درونه) می‌باشند.

کلمات کلیدی: آداکیت، پترولوژی، ژئوشیمی، احمدآباد، شاهرود.

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

- سمیاری، ب؛ صادقیان م؛ قاسمی (۱۳۹۴)، اولین گزارش آداکیت‌های غرب احمدآباد - خارتوران (جنوب شرق شاهرود). مجموعه مقالات بیست‌وسومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان.
- سمیاری، ب؛ صادقیان م؛ قاسمی (۱۳۹۴)، پترولوژی و پتروگرافی گنبد‌های آذرین نیمه‌عمیق ائوسن میانی غرب احمدآباد - خارتوران (جنوب شرق شاهرود). مجموعه مقالات بیست‌وسومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان.
- سمیاری، ب؛ صادقیان (۱۳۹۴)، پترولوژی و ژئوشیمی آداکیت‌های نوار ماگمایی شمال پهنه ایران مرکزی (حداصل ترود - احمدآباد خارتوران). مجموعه مقالات بیست‌وسومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه دامغان

فهرست مطالب:

فصل اول کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی ۲
- ۲-۱- ژئومورفولوژی ۲
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ۲
- ۴-۱- مطالعات صورت گرفته یا در حال انجام در منطقه ۴
- ۵-۱- هدف مطالعه ۷
- ۶-۱- روش مطالعه ۸

فصل دوم زمین‌شناسی عمومی

- ۱-۲- مقدمه ۱۰
- ۱-۲-۲- نئوپروتوزوئیک ۱۲
- ۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک ۱۳
- ۳-۲-۲- کرتاسه ۱۴
- ۴-۲-۲- کنگلومرای پائوسن ۱۵
- ۵-۲-۲- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن ۱۶
- ۶-۲-۲- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق ائوسن میانی ۱۹
- ۱-۶-۲-۲- گنبد الله کم ۲۰
- ۲-۶-۲-۲- گنبد دوبرادر ۲۱
- ۳-۶-۲-۲- گنبد های غرب - شمال غرب آغل واشنگ و چهار گنبد ۲۲
- ۴-۶-۲-۲- گنبد های شمال آغلدرخشانی ۲۳
- ۵-۶-۲-۲- گنبد غرب سیاه کوه ۲۴
- ۶-۶-۲-۲- تاریخ درّه ۲۵
- ۷-۲-۲- الیگومیوسن ۲۶
- ۸-۲-۲- کواترنر و پلیوکواترنری ۲۷
- ۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه ۲۸

فصل سوم پتروگرافی

- ۱-۳- مقدمه ۳۰
- ۲-۳- پتروگرافی گنیس‌های نئوپروتوزوئیک ۳۰
- ۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق (گنبد ها) ۳۲
- ۱-۳-۳- گنبد های آندزیتی ۳۲
- ۲-۳-۳- پتروگرافی داسیت‌ها- تراکی داسیت‌ها ۳۹
- ۳-۳-۳- پتروگرافی گابروها ۴۳
- ۴-۳- پتروگرافی سنگ‌های میزبان (سنگ‌های آتشفشانی یا آتشفشانی - رسوبی) ۴۸
- ۱-۴-۳- بازالت ۴۸
- ۲-۴-۳- آندزیت بازالت ۵۰
- ۳-۴-۳- ماسه سنگ ۵۱
- ۴-۴-۳- کریستال لیتیک توف ۵۱
- ۵-۳- پتروگرافی آنکلاوها ۵۲

۵۳ ۱-۵-۳- آنکلاوهای زینولیتی
۵۵ ۲-۵-۳- آنکلاوهای اتولیتی

فصل چهارم ژئوشیمی

۵۸ ۱-۴- مقدمه
۶۰ ۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها
۶۰ ۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی
۶۴ ۴-۴- طبقه بندی و نام‌گذاری سنگ‌های آذرین
۶۵ ۵-۴- طبقه‌بندی شیمیایی
۶۵ ۱-۵-۴- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)
۶۶ ۲-۵-۴- نمودارهای Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶)
۶۶ نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷)
۶۷ ۶-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات
۶۸ ۱-۶-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)
۷۱ ۲-۶-۴- نمودارهای تغییرات با استفاده از عناصر فرعی و عناصر خاکی نادر در مقابل SiO_2
۷۵ ۳-۶-۴- نمودارهای تغییرات برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آنها
۷۷ ۷-۴- تعیین سری ماگمایی
۷۷ ۱-۷-۴- نمودار مثلثی AFM ابروین و باراگار، (۱۹۷۱)
۷۸ ۲-۷-۴- نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶))
۷۸ ۸-۴- نمودارهای فراوانی تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی
۸۱ ۹-۴- نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه
۸۳ ۱۰-۴- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه احمدآباد
۸۵ ۱۱-۴- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

فصل پنجم پتروژنز

۹۰ ۱-۵- مقدمه
۹۰ ۲-۵- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه
۹۵ ۳-۵- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه
۹۶ ۴-۵- خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه
۹۸ ۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه
۱۰۱ ۶-۵- مقایسه آداکیت‌های احمدآباد با آداکیت‌های گزارش شده در ایران و جهان

فصل ششم نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۰۶ ۱-۶- نتیجه‌گیری
۱۰۸ ۲-۶- پیشنهادات
۱۱۲ منابع فارسی
۱۱۸ Refrence

فهرست اشکال:

- شکل ۱-۱ (الف) تصویر ماهواره‌ای که نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (برگرفته شده از نرم‌افزار **Google Earth**). (ب) راه‌های دسترسی به منطقه احمدآباد خارتوران. منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی نشان داده شده است. ۳
- شکل ۱-۲ چشم اندازی از پوشش گیاهی و جانوری منطقه احمدآباد-خارتوران. ۴
- شکل ۲-۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار **Arc GIS** تهیه شده است. ۱۱
- شکل ۲-۲ الف- تصویری زیبا از میکروچین‌های مشاهده شده در گنیس. ب- تصویری از قطع شدن گنیس‌ها توسط دایک-های ژوراسیکی در غرب منطقه احمدآباد. ۱۳
- شکل ۲-۳ تصویر صحرایی نشان‌دهنده آهک‌های کرتاسه زیرین که توسط گسل کم‌شیب از نوع راندگی بر روی مجموعه آذرین- دگرگونی نئوپروتوزوئیک رخنمون یافته است. ۱۵
- شکل ۲-۴ نمایی زیبا از کنگلومرای پالئوسن در جنوب جاده احمدآباد - بیارجمند. ۱۶
- شکل ۲-۵ تصویری از توف‌ها که آثار دگرگونی مجاورتی را نشان می‌دهند. ۱۸
- شکل ۲-۶ پیریت. ۱۸
- شکل ۲-۷ تصویر ماهواره‌ای از گنبدهای منطقه احمدآباد. ۲۰
- شکل ۲-۸ دور نمایی از گنبد الله‌کم (نگاه به سوی شرق). ۲۱
- شکل ۲-۹ تصویری از کنتاکت گنبد نیمه‌عمیق الله‌کم با سنگ میزبان ائوسن (نگاه به سوی شمال). ۲۱
- شکل ۲-۱۰ تصویری از دایک در گنبد ساب‌ولکانیک الله‌کم همراه با سنگ میزبان. ۲۱
- شکل ۲-۱۱ تصویری از کنگلومرای پالئوسن در غرب گنبد الله‌کم. ۲۱
- شکل ۲-۱۲ دور نمایی از گنبد دوبرادر (نگاه به سوی جنوب‌غرب). ۲۲
- شکل ۲-۱۳ سیستم درز منظم یا سیستماتیک در حاشیه گنبد دوبرادر. ۲۲
- شکل ۲-۱۴ تصویری از گنبد شمال‌غرب آغل واشنگ. اپی کلاست‌ها و گدازه دارای رخساره انفجاری، میزبان این گنبد هستند. ۲۳
- شکل ۲-۱۵ تصویری از گنبدهای چهارتایی معروف به چهارگنبد شمال‌غرب آغل واشنگ. ۲۳
- شکل ۲-۱۶ تصویری از دو دایک داسیتی در غرب رضاآباد. ۲۵
- شکل ۲-۱۷ ساخت منشوری با درزه‌های نامنظم. ۲۵
- شکل ۲-۱۸ تصویری از گنبد شمال آغل‌درخشانی در محل تماس با سنگ میزبان پالئوسن- ائوسن دارای رخساره آگلومرایی صورتی رنگ. ۲۵
- شکل ۲-۱۹ تصویری از مرز تماس گنبد غرب سیاه‌کوه. ۲۵
- شکل ۲-۲۰ نمایی از گنبد تاریک درّه. ۲۶
- شکل ۲-۲۱ تصویری از رگه‌های سینینیتی کم‌ضخامت قطع‌کننده سنگ‌های گابرویدیوریتی توده نیمه‌عمیق تاریک درّه در امتداد رودخانه (حاصل تفریق بعدی). ۲۶
- شکل ۲-۲۲ دور نمایی از رخنمون بازالتی سیاه‌کوه، در میان مارن‌های قرمز رنگ. ۲۷
- شکل ۲-۲۳ الف) تصویری از رسوبات کواترنر. ب) تصویری از ماسه بادی. ۲۸
- شکل ۲-۲۴ نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲). ۲۸
- شکل ۳-۱ تصویر میکروسکوپی میکروکلین که از تخریب شبکه بلوری ارتوز به وجود آمده است (نور **XPL**). ۳۱
- شکل ۳-۲ تصویری از گنایس‌های میلونیتی شده دارای فلدسپارتاسیم، کوارتز و بیوتیت ساب‌گرین شده (نور **XPL**). ۳۱
- شکل ۳-۳ تصویری از زیرکن‌های تقریباً شکل‌دار در گنیس‌ها (نور **XPL**). ۳۱

ادامه فهرست اشکال

- شکل ۳-۴- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری. به آرایش ستاره‌های شکل گلومروپورفیرهای پلاژیوکلاز توجه کنید (نور XPL). ۳۴
- شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز با حاشیه تقریباً گرد شده و بافت غربالی و دو مرحله رشد (به ادخال کانی‌های اپک و سرسیستی شدن پلاژیوکلاز توجه کنید) (XPL). ۳۴
- شکل ۳-۶- مقطع عرضی اکسی‌هورنبلند با رشد چندمرحله‌ای با دو سری رخ متقاطع (نور XPL). ۳۵
- شکل ۳-۷- بلورهای سوزنی شکل هورنبلند با حاشیه اپاسیتی در زمینه‌ای از ریز بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور XPL). ۳۵
- شکل ۳-۸- تصویری از درشت‌بلور اوژیت که توسط زمینه‌ای سرشار از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دربرگرفته شده است. به بافت جریان‌ی میکروولیت‌ها در اطراف پیروکسن توجه نمایید (نور XPL). ۳۷
- شکل ۳-۹- دانه‌های پراکنده و فراوان مگنتیت همراه با بلورهای ریز هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور PPL). ۳۷
- شکل ۳-۱۰- تصویری از حفره پر شده با کوارتز ثانویه (نور XPL). ۳۸
- شکل ۳-۱۱- تصویری از کلسیتی شدن کانی پلاژیوکلاز. ۳۹
- شکل ۳-۱۲- تصویری از هورنبلند سبز که به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (نور XPL). ۳۹
- شکل ۳-۱۳- بافت پورفیری و گلومروپورفیری (حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز) در داسیت (نور XPL). ۴۰
- شکل ۳-۱۴- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی و تبدیل آن به کلسیت و سرسیست (نور XPL). ۴۰
- شکل ۳-۱۵- تصویری از فنوکریست هورنبلند دارای منطقه‌بندی ترکیبی حاشیه اپاسیتی شده و رشد چندمرحله، در زمینه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (نور XPL). ۴۱
- شکل ۳-۱۶- تصویری از خوردگی خلیجی و سوختگی در فنوکریست اکسی‌هورنبلند (نور PPL). ۴۱
- شکل ۳-۱۷- تصویری از بافت گرانولار و تراکیتوئیدی-جریان‌ی پلاژیوکلاز در سنگ گابرویی (نور XPL). ۴۴
- شکل ۳-۱۸- تصویری از ماکل پلی‌سنتتیک در پلاژیوکلاز در سنگ گابرویی (نور XPL). ۴۴
- شکل ۳-۱۹- اوژیت دارای منطقه بندی و ماکل ساعت‌شنی (نور PPL). ۴۵
- شکل ۳-۲۰- تبدیل شدن پیروکسن به بیوتیت (نور XPL). ۴۵
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی الیوین‌دار شمال توده نفوذی تاریک دره (نور XPL). ۴۶
- شکل ۳-۲۲- رشد همزمان پیروکسن و مگنتیت و بیوتیت (نور PPL). ۴۶
- شکل ۳-۲۳- تصویری از مگنتیت با بافت اسکلتی. ۴۷
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گلومروپورفیری و هم‌رشدی الیوین و پیروکسن با مگنتیت (نور XPL). ۴۹
- شکل ۳-۲۵- تصویری زیبا از پلاژیوکلازهای با حاشیه گرد شده و دارای منطقه بندی، بافت غربالی و ماکل پلی‌سنتتیک (نور XPL). ۴۹
- شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده اولیوین بولنزیتی شده. فنوکریست‌های ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن فراوان در متن سنگ حضور دارند (نور PPL). ۴۹
- شکل ۳-۲۷- الف) حفره پر شده با مالاکیت. ب) حفره پر شده با کلسیت و کوارتز (نور XPL). ۴۹
- شکل ۳-۲۸- تصویری از حضور گسترده اکسی‌هورنبلند و فنوکریست درشت پیروکسن آندزی بازالت‌ها (نور PPL). ۵۱
- شکل ۳-۲۹- بافت پورفیری و تجمع گلومرولی پیروکسن. در آندزی بازالت‌ها توجه شود که پیروکسن دارای منطقه‌بندی است (نور PPL). ۵۱
- شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی حضور خرده‌های بلوری میکروکلین، کوارتز و کانی‌های اپک در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL). ۵۲

ادامه فهرست اشکال

- شکل ۳-۳۱- تبدیل شدن پتاسیم فلدسپار به مووسکویت در ماسه‌سنگ‌ها (نور XPL). ۵۲
- شکل ۳-۳۲- حضور پلاژیوکلاز درشت با میکرولیت‌های فراوان پلاژیوکلاز در قطعات سنگی موجود در کریستال لیتیک‌توف‌ها (نور XPL). ۵۲
- شکل ۳-۳۳- تصویری از حضور خرده‌های سنگ و کانی‌های ریز اپک کریستال لیتیک‌توف‌ها (نور PPL). ۵۲
- شکل ۳-۳۴- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی. لف) تصویر میکروسکوپی آنکلاو آمفیبولیتی در محل تماس با سنگ میزبان تراکی‌اندزیتی (نور PPI). ب) نمونه دستی از آنکلاو آمفیبولیتی داخل سنگ اندزیتی. ۵۴
- شکل ۳-۳۵- تصویری از آنکلاو توفی. الف) نمونه دستی از آنکلاو توفی داخل سنگ اندزیتی. ب) تصویر میکروسکوپی همان آنکلاو، حاوی لخته‌هایی از پلاژیوکلاز به همراه اکسیدهای آهن، در محل تماس با سنگ میزبان اندزیتی (نور PPI). ۵۴
- شکل ۳-۳۶- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گابرویی با بافت گرانولار (نور XPL). ۵۵
- شکل ۴-۱- نمودار میدلموست (۱۹۸۹) جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی. ۶۲
- شکل ۴-۲- تصویر ماهواره‌ای از موقعیت نمونه‌های برداشت شده. ۶۲
- شکل ۴-۳- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ۶۶
- شکل ۴-۴- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ۶۶
- شکل ۴-۵- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 ۶۷
- شکل ۴-۶- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). ۶۷
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات اکسیدها در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۷۳
- شکل ۴-۸- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 ۷۴
- شکل ۴-۹- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۷۶
- شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۷۷
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات نسبت- نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۷۷
- شکل ۴-۱۲- نمودار مثلی AFM ابروین و باراگار. ۷۸
- شکل ۴-۱۳- نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور). ۷۸
- شکل ۴-۱۴- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی برای نمونه‌های مورد مطالعه (ناکامورا، ۱۹۷۴). (۱): با حضور نمونه‌های گابرویی. (۲): بدون حضور نمونه‌های گابرویی. ۸۱
- شکل ۴-۱۵- نمودارهای ۱ و ۲: نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). نمودارهای ۳ و ۴: نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه (سان، ۱۹۸۰). ۸۳
- شکل ۴-۱۶- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و کمسیلیس (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). ۸۷
- شکل ۴-۱۷- الف- نمودار Sr/Y در برابر Y ۸۷
- شکل ۵-۱- نمودار Sr/Nb در مقابل Gd/Yb و نقش بیشتر ذوب ورقه فروزانده شده در ایجاد ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند (سان و همکاران، ۱۹۸۹). ۹۳
- شکل ۵-۲- الف- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). ب- نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). ج- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). - نمودار Th/Ce در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). ۹۴

ادامه فهرست اشکال

- شکل ۵-۳- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار Rb/Zr در مقابل SiO_2 (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸) که حاکی از نقش آرایش پوسته‌ای می‌باشد، توجه نمایید..... ۹۵
- شکل ۵-۴- مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹)..... ۹۶
- شکل ۵-۵- مدل شماتیک نشان‌دهنده تشکیل حوضه‌های آتشفشانی رسوبی در یک محیط پشت قوس مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی (قاسمی و رضایی ۲۰۱۵)..... ۹۸
- شکل ۵-۶- مدل شماتیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی ائوسن میانی منطقه مورد مطالعه (جمالی، ۱۳۹۳ و منصوری ۱۳۹۴)..... ۱۰۰
- شکل ۵-۷- مدل شماتیکی از جایگزینی توده ماگمایی..... ۱۰۱

فهرست جداول:

- جدول ۴-۱: مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت بر حسب UTM ۵۹
- جدول ۴-۲: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی (داده‌های خام) ۶۳
- جدول ۴-۳: مقادیر نورماتیو کانی‌ها بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۶۴
- جدول ۴-۴: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶) ۸۸
- جدول ۴-۵: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پرسیلیس و کمسیلیس **Martin** و همکاران (۲۰۰۵) با میانگین نمونه‌های سنگی بررسی شده در منطقه احمدآباد ۸۸
- جدول ۵-۱: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران ۱۰۳
- جدول ۵-۲: مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های سایر نقاط جهان ۱۰۴

فصل اول

کلمات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شاهرود (احمدآباد - خارتوران)، در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم رود واقع شده است و محدوده‌ای با مختصات جغرافیایی $۵۶^{\circ}۱۹'$ تا $۵۶^{\circ}۳۰'$ طول شرقی و $۳۵^{\circ}۳۳'$ تا $۳۵^{\circ}۴۸'$ عرض شمالی را در بر می‌گیرد. گنبدهای الله‌کم، شمال آغل درخشانی، غرب سیاه‌کوه، غرب و شمال غرب آغل واشنگ، چهار گنبد، دوبرادر و تاریک درّه در این محدوده رخنمون دارند. راه اصلی دسترسی به منطقه مورد مطالعه جاده آسفالتی شاهرود - میامی - بیارجمند - خانخودی - احمدآباد - رضآباد است (شکل ۱-۱).

۱-۲- ژئومورفولوژی

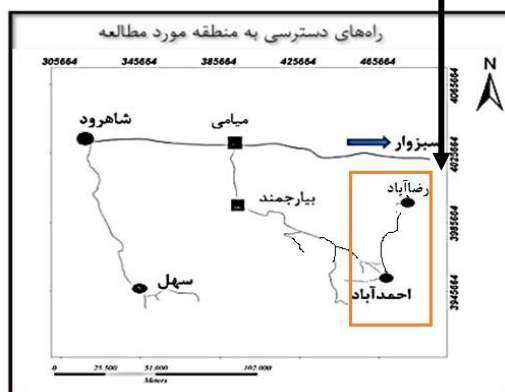
به طور کلی بخش اعظم منطقه مورد مطالعه شامل چند رشته از ارتفاعات است که توسط دشت‌های مسطح از یکدیگر جدا می‌شوند. بلندترین ارتفاعات را توده‌های آذرین نیمه عمیق (کوه غریبه به بلندی ۱۵۲۵ متر) به خود اختصاص می‌دهند که به علت سخت فرسا بودن آن‌ها و همچنین تاثیر حرکت های زمین ساخت، مرتفع تر از نواحی مجاور خود هستند. پائین ترین نقطه آن در شوره زار کال شور منطقه با بلندی ۷۱۱ متر از سطح دریا است. در مناطق پست و دشت‌های بین توده‌های ساب‌ولکانیک، نیز رسوبات کواترنر قرار گرفته‌اند.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

این منطقه دارای آب و هوای خشک و کویری است. زمستان‌های سرد و تابستان‌های گرم دارد. در همه طول سال در کال شور، آب جاری است. منطقه مورد مطالعه دارای آب و هوای خشک کویری می‌باشد. تعدادی روستا به صورت پراکنده در اطراف کوه‌ها و درّه‌های اطراف منطقه یافت می‌شوند. پوشش گیاهی به دلیل میزان بارندگی کم، بسیار اندک است و در برگیرنده، بوته‌ها و درختچه‌هایی مانند گز، تاق و گون و در بخش جنوب باختری بدون پوشش گیاهی است.



الف



ب

شکل ۱-۱ (الف) تصویر ماهواره‌ای که نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (برگرفته شده از نرم‌افزار Google Earth). (ب) راه‌های دسترسی به منطقه احمدآباد خارتوران. منطقه مورد مطالعه با کادر مستطیلی نشان داده شده است.

جانورانی که این منطقه زندگی می‌کنند شامل: جبیر، آهو، قوچ و میش وحشی، کل و بز وحشی، کفتار، گرگ، پلنگ و یوز پلنگ و یکی از دو پناهگاه باقی مانده برای گور (گور خر آسیایی) می‌باشد. جاده آسفالتی بیارجمند- بردسکن مهم ترین راه ارتباطی این منطقه است. از جمله فعالیت‌های مردم این منطقه کشاورزی و دامپروری می‌باشد. محصولات کشاورزی منطقه گندم و جو، هندوانه، فلفل سبز، گردو، پنبه، آفتاب گردان، خربزه، کنجد، ارزن، پسته، انجیر، انگور، بادام می‌باشد. منابع تأمین آب

کشاورزی و آشامیدنی، به دلیل ریزش جوی اندک و به صورت قنات و چشمه هستند. زمین‌های زراعی بوسیله قنات آبیاری می‌شوند. علی‌رغم وجود منابع طبیعی و معادن زیرزمینی، اغلب مردم این شهرستان به خصوص روستانشینان همواره در فقر اقتصادی به سر می‌برند.



شکل ۱-۲- چشم اندازی از پوشش گیاهی و جانوری منطقه احمدآباد-خارتوران.

۱-۴- مطالعات صورت گرفته یا در حال انجام در منطقه

- ✓ مطالعات نوایی و همکاران، (۱۳۶۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران تهیه کرده‌اند.
- ✓ غفاری نیک (۱۳۷۸)، تاریخچه دگرریختی واحد آهکی- شیلی کرتاسه زیرین منطقه را بررسی کرده است.
- ✓ سلامتی و همکاران (۱۳۷۹)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد و گزارش آن را تهیه کرده‌اند.
- ✓ کهنسال (۱۳۸۲)، به بررسی سنگ‌شناسی و پتروولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن به صورت طرح پژوهشی پرداخت.
- ✓ قاسمی و آسیابانها (۱۳۸۵) در مقاله‌ای با عنوان معرفی و تفکیک رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی، رخداد‌های دگرگونی منطقه دلبر را مورد بررسی قرار دادند. به اعتقاد آنها ویژگی‌های این پیکره دگرگونی نشانگر فازهای مختلف دگرگونی و دگرشکلی است که بر اساس روابط سنی و نوع دگرگونی به دو بخش قدیمی و جدید قابل تقسیم است. بخش قدیمی شامل توالی ضخیمی از دگرگونه‌های درجه بالا متشکل از شیست، میگماتیت، پاراگنیس و ارتوآمفیبولیت به

سن پرکامبرین و بخش جوانتر شامل تناوبی از متاکنگلومرا، میکاشیست و کالک شیست به سن ژوراسیک است. دایک‌های دیابازی فراوانی به درون شیست‌ها و گنیس‌های قدیمی در یک محیط کششی تزریق شده‌اند.

✓ کهنسال (۱۳۸۹)، به بررسی ماگماتیسم ژوراسیک و کرتاسه در ناحیه مری-اسبکشان، شمال-شمال باختر زیر پهنه درونه - کاشمر (خارتوران) پرداخت.

✓ بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) و مقایسه با توده‌های نیمه نفوذی گابرو- دیوریتی گرمسار توسط برهمند (۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته است.

✓ زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه منطقه زمان‌آباد (خارتوران- جنوب شرق شاهرود) توسط اکرمیان (۱۳۸۹) مورد مطالعه قرار گرفته است.

✓ مردانی (۱۳۹۰)، به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی منطقه پهنواز (جنوب بیارجمند - شاهرود) در قالب رساله کارشناسی‌ارشد خود پرداخته - است. سنگ‌های آتشفشانی پهنواز دارای ترکیب غالب تراکی‌بازالتی هستند و ماهیت آکالن نشان می‌دهند. ماگمای سازنده تراکی‌بازالت‌های مورد نظر از منشأ گارنت‌لرزلولیتی حاصل شده‌اند. از لحاظ جایگاه تکتونیکی این تراکی‌بازالت‌ها در یک محیط کششی حاشیه‌ای قاره‌ای مرتبط در جلوی یک زون فرورانش تشکیل شده‌اند.

✓ عزیزی (۱۳۹۱)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفید سنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آنها در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد مورد مطالعه قرار داده - است.

✓ اصغرزاده (۱۳۹۲)، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر را در قالب پایان - نامه کارشناسی‌ارشد مورد مطالعه قرار داده است. در این مطالعه، سه سری دایک بازیک- حدواسط در منطقه دلبر معرفی شده‌است که شامل دایک‌های دیابازی آمفیبولیتی شده پرکامبرین، دایک‌های

دیابازی ژوراسیک میانی و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن می‌باشند. مطالعه این پایان‌نامه صرفاً بر روی دایک‌های دیابازی ژوراسیک و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن صورت گرفته است. نتایج بدست‌آمده در این مطالعه نشان می‌دهد دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی دارای ماهیت ساب‌آلکان و دایک‌های بازالتی الیگومیوسن دارای ماهیت آلکان هستند. موقعیت زمانی، مکانی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی این دایک‌ها حاکی از تشکیل آن‌ها در حوضه‌های کششی - کافتی پشت کمانی اولیه ناشی از فرورانش مایل لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایران مرکزی به ترتیب در زمان - های ژوراسیک میانی و الیگومیوسن است.

✓ جمالی (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رژه (شمال شرق تروند) را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است. نامبرده معتقد است این گنبد‌ها دارای طیف ترکیبی غالب تراکی‌اندزی‌بازالت و تراکی‌اندزیت و ماهیت آداکیتی کم‌سیلیس هستند آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) مورد نظر از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده توسط سیالات آزاد شده در طی فرورانش و دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس شاخه سبزوار-درونه، حاصل شده‌اند.

✓ دادپور (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.

✓ بلاغی (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)، را در رساله دکتری خود بررسی کرده است. براساس مطالعات وی، سنگ‌های آذرین و دگرگونی در دو بخش شمال شرقی (کوه کلاته علاءالدین) و جنوب غربی (غرب کوه ملحدو) رخنمون دارند. نتایج سن-سنجی U-Pb زیرکن‌های گنیس‌ها و گرانیتهای مجموعه دلبر بر اساس داده‌های بدست آمده از آنالیزهای ایزوتوپی به روش‌های SIMS و LA-ICPMS، میانگین سنی ۵۴۱ تا ۵۴۷ میلیون سال معادل با اواخر 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)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های آذرین منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق تروند) را مورد مطالعه قرار داده 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، آلکالی‌فلدسپارگرانیت و لوکوگرانیت بوده و درون سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پسین تزریق شده و توسط توالی رسوبی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین پوشیده شده است. مطالعات ژئوشیمیایی نشانگر، ماهیت کالک‌آلکان و پرآلومین، توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه است. تعیین سن انجام شده بر روی دو نمونه متبازیت، یک نمونه میکاشیست، یک نمونه گنیس و یک نمونه میگماتیت به ترتیب سن‌های ۵۸۲، ۵۳۳، ۵۵۵، ۵۴۰ میلیون سال را نشان می‌دهند. مجموعه‌ای از شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد، این گرانیت از نوع S است و از ذوب سنگ‌های دگرگونی متاپلیتی متاگژیوکی در یک حاشیه فعال قاره‌ای در بالای یک زون فرورانش نشأت گرفته است.

۱-۵- هدف مطالعه

توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن غرب احمدآباد که بخشی از نوار ماگمایی ائوسن شمال ایران مرکزی است، توسط تعداد قابل توجهی گنبد آندزیتی- داسیتی و دایک با ترکیب مشابه قطع شده است. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان به سن پالئوسن- ائوسن معادل سازند کرج می‌باشند. در مورد گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه در منطقه احمدآباد تاکنون مطالعه جامع و کاملی صورت نگرفته است، لذا در این تحقیق دسترسی به اهداف زیر مدنظر قرار خواهد گرفت:

۱- بررسی دقیق روابط صحرایی بین توده‌های نفوذی و واحدهای سنگی آذرین میزبان.

۲- بررسی پتروگرافی سنگ‌های تشکیل دهنده توده‌های آذرین مورد مطالعه.

- ۳- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی توده‌های مورد مطالعه به ویژه از نظر عناصر کمیاب و خاکی نادر.
- ۴- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های نیمه عمق مورد مطالعه.
- ۵- مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با این گنبد‌ها.
- ۶- ارائه مدلی نسبتاً کامل و صحیح از سازوکار تشکیل و جایگزینی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه.

۱-۶- روش مطالعه

مراحل انجام تحقیق و مطالعات صورت گرفته به شرح زیر می‌باشند:

- ۱- جمع آوری اطلاعات زمین‌شناختی مرتبط با منطقه مورد مطالعه.
- ۲- استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه راه‌های ارتباطی و تصاویر ماهواره ای برای دید کلی نسبت به منطقه.
- ۳- بازدید صحرایی، بیش از ۱۵۵ تا نمونه برداری از واحدهای سنگی، تهیه ۵۵ مقطع نازک و انجام تجزیه شیمیایی ۱۱ نمونه توسط آزمایشگاه ژئوشیمی ACME در کانادا.
- ۴- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم افزارهای زمین‌شناختی نظیر GCDkit.
- ۵- تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.
- ۶- تهیه نقشه اصلاح شده منطقه با استفاده از نرم افزار ArcMap، تهیه نقشه سه‌بعدی منطقه با استفاده از نرم افزار Global Mapper.
- ۷- جمع بندی اطلاعات و داده‌ها.
- ۸- نگارش پایان‌نامه.

فصل دوم

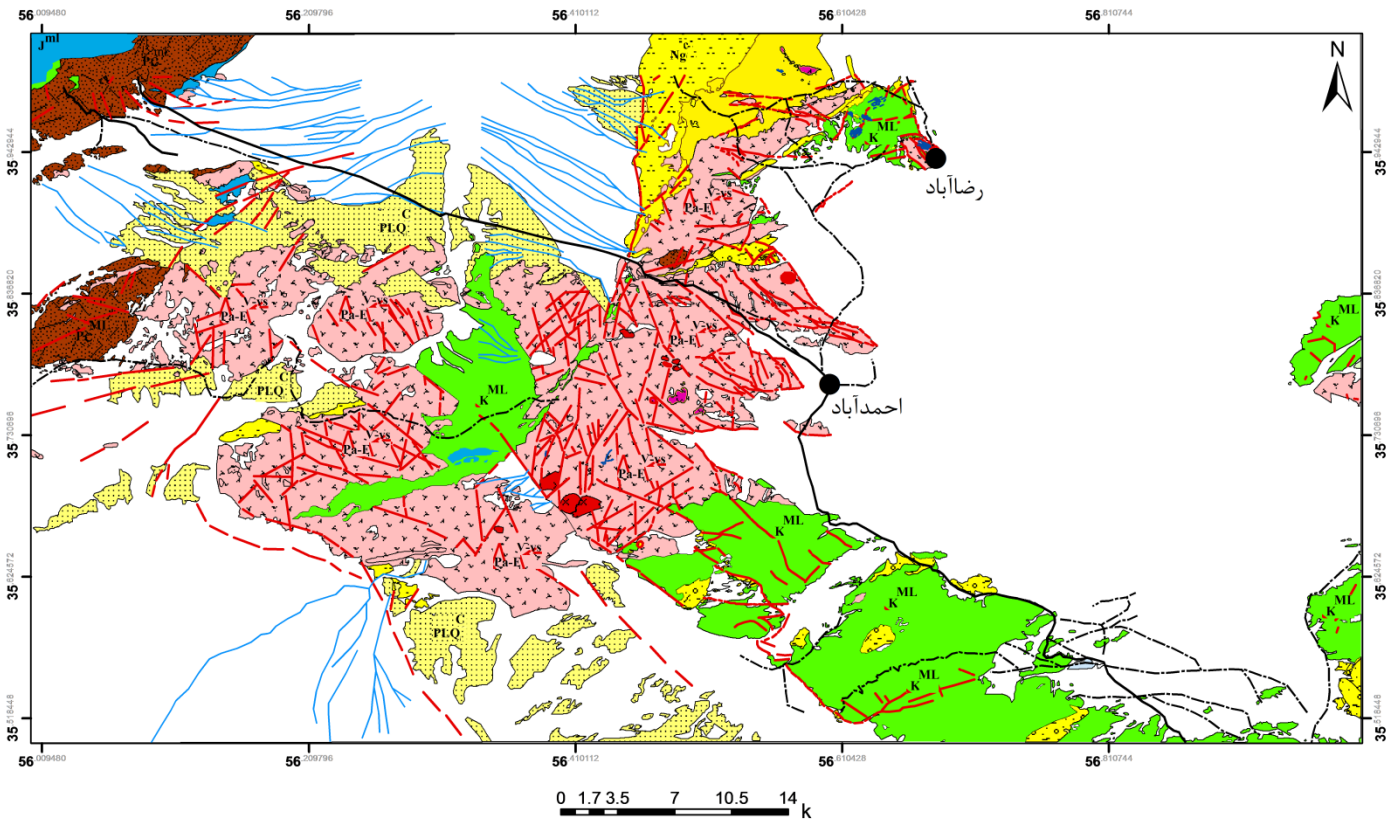
زمین شناسی عمومی

۲-۱- مقدمه

در دوران‌های مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی، منطقه پرتحرکی بوده به طوری که علاوه بر چندین دگرشکلی کاملاً مشخص، فعالیت‌های ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های ساب‌ولکانیک در آن دیده می‌شود (درویش‌زاده ۱۳۸۲، رحمتی ایلخچی ۲۰۰۶). پیامدهای این فعالیت‌های ماگمایی هنوز به صورت خروج دود و بخار از مجاری آتشفشانی و چشمه‌های آب گرم در پهنه وسیعی از سرزمین ایران و در زون‌های ساختاری مختلف از جمله ارومیه دختر، ایران مرکزی، البرز، آذربایجان، فلش شرق ایران و بلوک لوت مشاهده می‌شود. این فعالیت‌های ماگمایی در دوره‌های زمانی مختلف به صورت خروج گدازه (در محیط‌های خشکی و آبی) و همچنین نفوذ و جایگزینی توده‌های نفوذی با طیف ترکیبی متنوع ظهور پیدا کرده‌اند. همانند سایر نقاط ایران، فعالیت‌های آتشفشانی دوره ائوسن در زون سبزواری از گسترش قابل توجه‌تری برخوردار است (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵).

در شمال ایران مرکزی در گستره وسیعی از جنوب سمنان تا جنوب تربت‌حیدریه، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن رخنمون دارند. در این گستره، تعداد زیادی توده‌های آذرین نفوذی به صورت دایک، سیل، استوک و حتی باتولیت جایگزین شده‌اند که دارای طیف ترکیب متنوع از گابرو تا گرانیت می‌باشند. طبق تقسیم‌بندی آقناباتی (۱۳۸۳)، اشتوکلین (۱۹۷۴) و علوی^۱ (۱۹۹۱) منطقه مورد مطالعه، جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی (جنوب شرق شاهرود) است.

بر اساس تلفیق نتایج بدست آمده از مطالعات صحرائی، نقشه‌های زمین‌شناسی از قبل منتشر شده و تصاویر ماهواره‌ای برگرفته از نرم‌افزار Google Earth، نقشه زمین‌شناسی جدیدی از منطقه مورد مطالعه تهیه شد (شکل ۲-۱).



Legend

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

SYMBOLS

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

شکل ۱-۲- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Arc GIS تهیه شده است.

۲-۲- واحدهای سنگی مورد مطالعه در منطقه احمدآباد

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد (سلامتی و همکاران، ۱۳۷۹) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق، واحدهای سنگی، موجود در محدوده مطالعاتی به نئوپروتوزوئیک، ژوراسیک، کرتاسه، پالئوسن، ائوسن، الیگومیوسن و پلیوکواترنری آبرفتی و بادرفتی تعلق دارند.

۲-۲-۱- نئوپروتوزوئیک

رخنمون‌های سنگی نئوپروتوزوئیک شمال غرب احمدآباد، سنگ‌های دگرگونی با ترکیبات و درجات دگرگونی متفاوت را شامل می‌شوند. محصولات آناتکسی مجموعه‌های دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی و متاپسامیتی به مقدار کم با این سنگ‌ها همراه هستند. باتوجه به روابط صحرایی این سنگ‌ها متشکل از انواع گنیس و آمفیبولیت می‌باشند. گنیس‌ها، گسترده‌ترین نوع سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه هستند که توسط دایک‌های دیابازی ژوراسیک قطع شده‌اند. خردشدگی زیاد این منطقه حاکی از اعمال تنش‌های فشارشی و دینامیکی بر منطقه می‌باشد. در این سنگ‌ها، گارنت در اندازه چند میلی‌متر مشاهده می‌شود. نواربندی خاص گنیسی، رشد پورفایروبلست‌های گارنت و آلکالی فلدسپار از ویژگی‌های بارز تفکیک کننده این سنگ‌ها از میکاشیست‌هاست. برخی از گنیس‌ها برگوارگی، چین‌خوردگی و میلونیتی شدن بارزی نشان می‌دهند (شکل ۲-۲-الف). بر روی سطح برخی گنیس‌ها، اپیدوت‌زایی مشاهده می‌شود که ناشی از دگرسانی کانی‌های کلسیم‌دار نظیر پلاژیوکلاز و کانی‌های آهن‌دار نظیر بیوتیت و گارنت می‌باشند. برخی از گنیس‌ها کلریتی شده‌اند، کلریت به صورت لکه‌های سبز رنگ بر روی سطح گنیس‌ها و در محل درز و شکستگی‌ها مشاهده می‌شود. دایک‌های دیابازی و توده‌های نفوذی مافیک کوچک نئوپروتوزوئیک، در اثر دگرگون شدن، به آمفیبول‌شیست و گارنت‌آمفیبولیت تبدیل گردیده‌اند.



شکل ۲-۲-الف- تصویری زیبا از میکروچین‌های مشاهده شده در گنیس. ب- تصویری از قطع شدن گنیس‌ها توسط دایک‌های ژوراسیکی در غرب منطقه احمدآباد.

۲-۲-۲- دایک‌های دیابازی ژوراسیک

تعدادی دایک دیابازی، مجموعه گنیس‌های منطقه به ویژه منطقه رضآباد را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۲ ب). در این مجموعه، راستای کلی این دایک‌ها در نقاط مختلف متفاوت است ولی غالباً با روند تقریباً شمال-غربی- جنوب‌شرقی سنگ‌های گنیسی را قطع کرده‌اند. ضخامت آن‌ها از چند سانتیمتر تا چند متر (۴ تا ۵ متر) متغیر است. دایک‌های دیابازی تیره رنگ مربوط به ژوراسیک میانی بوده و اغلب خردشده و برشی شده‌اند. این سنگ‌ها علاوه بر دایک، به شکل آپوفیز، استوک و توده‌های کوچک نیز مشاهده می‌شوند. رگه‌هایی از کلسیت، کوارتز برخی از شکستگی‌ها و حفرات را پر کرده‌اند. تعداد این دایک‌ها بسیار زیاد و می‌توان واژه دسته دایک‌های دیابازی^۱ را برای آن‌ها به کاربرد. گزارش‌هایی از این‌گونه دایک‌ها از مناطق مجاور شده است که مهمترین آن‌ها عبارتند از: دلبر^۲ (بلاغی، ۱۳۹۳)، سفیدسنگ (عزیزی، ۱۳۹۱)، دلبر (اصغرزاده، ۱۳۹۲)، بندهزارچاه (ابتهاج، ۱۳۹۳ و حسینی، ۱۳۹۴)، میامی (عابدی، ۱۳۸۹) و شترکوه (نقل قول شفاهی، شکاری). این سنگ‌ها مجموعه دگرگونی و گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک و همچنین سنگ‌های رسوبی تخریبی دگرگون شده تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل سازند شمشک) را قطع کرده-

1-diabasic dikes swarm

2-Delbar

اند ولی آهک‌های ماسه‌ای و فسفیل‌دار ژوراسیک بالایی (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه زیرین را قطع نکرده‌اند. لذا سن اواخر ژوراسیک میانی را می‌توان برای آنها لحاظ کرد. در زون البرز شرقی نیز رخنمون‌های سازند شمشک توسط دایک‌های مشابهی شده‌اند ولی آهک‌های سازند دلیچای به سن ژوراسیک بالایی را قطع نکرده‌اند (جمشیدی ۱۳۸۶، قاسمی و جمشیدی ۱۳۹۰ و ۱۳۹۳). مقایسه این دایک‌ها با دایک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که هر دو گروه دارای جایگاه چینه‌شناختی، بازه سنی و پتروژنز بسیار مشابهی هستند. این دایک‌ها به نظر می‌رسد هم منشأ با آتشفشانی‌های قاعده ژوراسیک میانی باشند (دادپور، ۱۳۹۳، دادپور و همکاران، ۱۳۹۳).

۲-۲-۳- کرتاسه

در بخش شمال غرب، جنوب غرب و جنوب منطقه احمدآباد، دو گونه نهشته کرتاسه شامل تناوبی از آهک‌های نازک لایه و شیل و همچنان آهک‌های توده‌ای و ضخیم لایه بیانگر شرایط ناهمسان رسوب-گذاری در حوضه‌های رسوبی آن زمان است (سلامتی و همکاران ۱۳۷۹). آهک‌های پرفسیل مربوط به مناطق پلاتفرمی و پایدارتر است. آهک‌های نازک لایه مربوط به محیط‌های عمیق‌تر و گاه محیط شیب قاره است. در محدوده مورد مطالعه، آهک‌های خاکستری تا کرم رنگ کرتاسه به صورت یک راندگی کوچک، بر روی مجموعه دگرگونی-آذرین نئوپروتروزوئیک رانده شده‌اند (شکل ۲-۳). بر روی سطح گسلی، آغشتگی به منگنز دیده می‌شود. در این سطح گسلی، برشی شدن نیز مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۳- تصویر صحرایی نشان‌دهنده آهک‌های کرتاسه زیرین که توسط گسل کم-شیب از نوع راندگی بر روی مجموعه آذرین-دگرگونی نئوپروتوزوئیک رخنمون یافته است.

۴-۲-۲- کنگلومرای پالئوسن

کنگلومرای پالئوسن در بخش غرب احمدآباد و جنوب شرقی گنبد الله کم (جنوب احمدآباد) بر روی توالی آتشفشانی ائوسن رانده شده است (شکل ۲-۴). این کنگلومرا به رنگ صورتی بوده و سرشار از قطعات سنگی آهکی کرتاسه، مقادیر کمی قطعات گنیسی، دیابازی، شیستی و آمفیبولیتی در آن‌ها مشاهده می‌شود. در ایران مرکزی بیشتر سنگ‌های پالئوسن، 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 ۲-۴- نمای زیبا از کنگلومرای پالتوسن در جنوب جاده احمدآباد - بیارجمند.

۲-۲-۵- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن

در شمال ایران مرکزی در گستره وسیعی از جنوب سمنان تا جنوب تربت‌حیدریه، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخنمون دارند. از پیامدهای فاز کوهزایی لارامید در مرز مزوزوئیک - سنوزوئیک تشکیل حوضه‌های رسوبی همزمان با کوهزایی سنوزوئیک است که محل مناسبی برای انباشت ردیف‌های کنگلومرایی پالتوسن (معادل کنگلومرای کرمان) و پیروکلاستیک‌های سبز رنگ، گدازه‌ها و میان لایه‌های رسوبی (معادل سازند کرج) پالتوسن- 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. مجموعه ائوسن، هم‌ارز سازند کرج در البرز بوده و دارای رخساره‌های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا و لیتیک‌توف می‌باشد.

سنگ‌های متعلق به 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 فوران کرده یا جاری شده است. همراه با این سنگ‌ها، توف‌هایی به رنگ قهوه‌ای، خاکستری روشن تا خاکستری تیره دیده می‌شود که از نوع لیتیک توف و شیل توفی یا کریستال توف می‌باشند. با توجه به شواهد صحرایی سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن را می‌توان به سه بخش عمده تقسیم کرد:

افق‌های گدازه‌ای: بازالت‌ها

افق‌های آذرآواری تا هیالوکلاستی: آگلومرا، لیتیک توف، پپریت

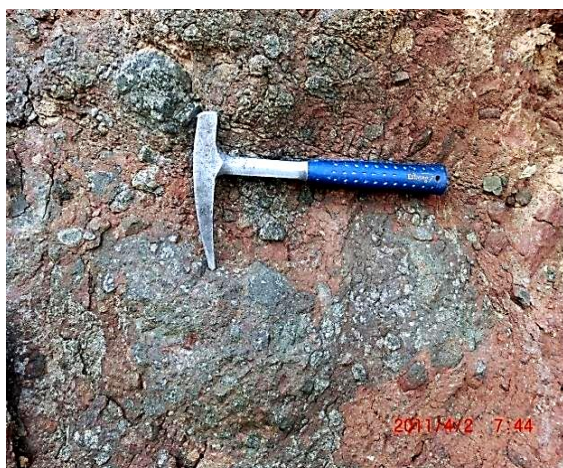
افق‌های با ماهیت غالب رسوبی: توف‌های کربناته، شیل‌های توفی، کنگلومرا

گدازه‌های بازالتی به طور وسیع در توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن رخنمون دارند و همراه با توف‌ها و آگلومراها دیده می‌شوند. این گدازه‌ها به رنگ قرمز و سیاه هستند. در این گدازه‌ها، بافت بادامکی مشاهده می‌شود که حفرات آنها توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند. در برخی نقاط آثار دگرسانی کلریتی شدن به صورت تغییر رنگ سنگ از سیاه به سبز قابل مشاهده است.

توف‌های این واحد در شرق گنبد دوبرادر رخنمون دارند و در بردارنده تناوبی از توف سبز رنگ، ماسه‌سنگ توفی قهوه‌ای تا ارغوانی هستند. توف‌ها در این تناوب به رنگ خاکستری متمایل به ارغوانی تیره و سبز روشن هستند. در محل همبری توده‌های نفوذی، این توف‌ها آثار دگرگونی همبری را نشان می‌دهند. سنگ‌های توفی میزبان گنبد دوبرادر در مجاورت این گنبد تحت تأثیر گرمای منتشر شده از این توده قرار گرفته و دگرگونی مجاورتی در حد اپیدوت و آکتینولیت و تغییر رنگ سنگ‌ها از قرمز ارغوانی به کرم تجلی پیدا کرده است. تغییر رنگ (از قرمز به سبز) مشاهده شده به دلیل تبدیل Fe به Fe_3 می‌باشد (شکل ۲-۵). مارن‌های ائوسن به رنگ خاکستری روشن، خاکستری متمایل به سبز و قرمز دیده می‌شود. گنبد‌های ساب‌ولکانیکی منطقه درون این واحد نفوذ کرده و آن را قطع کرده‌اند.

واژه پپریت اولین بار توسط اسکروپ (۱۸۲۷)، برای توصیف سنگ‌های آواری موجود در فرانسه به کار رفت. این سنگ‌ها شامل مخلوطی از سنگ‌های آهکی و گدازه‌های بازالتی بودند که تشابه زیادی به فلفل

داشتند. از این رو به این سنگ‌ها، پیریت یا فلغل سنگ گفته شد. دو عامل کلیدی برای تشکیل پیریت‌ها عبارتند از: ۱- انحلال بخار آب و رشد حباب‌های هوا در ماگما ۲- وجود اختلاف گرانی بین ماگما و رسوبات غیر متراکم مرطوب (کاس، ۱۹۹۲). پیریت‌هایی در اطراف گنبد‌های آغل درخشان مشاهده شده‌اند (شکل ۲-۶). پیریت‌ها در توالی‌های آتشفشانی - رسوبی محیط‌های آتشفشانی (کمانی)، در نهشته‌های فراتوماگماتیک پرکننده دهانه آتشفشانی و در مرز تماس (توده‌های نفوذی، گدازه‌ها، نهشته‌های آذرآواری داغ) با رسوبات به طور متداول یافت می‌شوند. بیشتر پیریت‌ها می‌توانند نشان‌دهنده‌ی مخلوط ماگما و رسوبات در جایگاه درون کراتری مجرا یا دهانه باشند. در ضمن پیریت‌ها می‌توانند به عنوان یکی از شاخص‌های محیط دیرینه محل واکنش ماگما و آب سطحی (به صورت غیرانفجاری) به حساب آیند (نمت و وایت^۱ ۲۰۰۹).



شکل ۲-۵- تصویری از توف‌ها که آثار دگرگونی مجاورتی را نشان می‌دهند.
شکل ۲-۶- پیریت

در منطقه احمدآباد، افق‌های رسوبی مشابه با آهک‌های نومولیت‌دار مناطق هم جوار مثل: عباس آباد، میان دشت، بیارجمند، حد فاصل زمان آباد و اسب کشان، شمال‌شرق معدن مس ماجراد و ... پیدا شده است. این افق‌ها به عنوان سنگ میزبان توده‌های آذرین منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند که هدف پژوهش نبوده لذا از توضیح مفصل آن‌ها صرف نظر می‌کنیم.

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

این توده‌های آذرین نیمه‌عمیق از احمدآباد تا تاریک درّه رخنمون دارند. این توده‌های آذرین به صورت دایک، توده‌های نیمه عمیق، یا با عمق جایگزینی بیشتر (به طور مثال توده گابرویی تاریک درّه) رخنمون پیدا کردند. این گنبدها بسیار شبیه به گنبدهای موجود در شمال شرق تروند هستند که سن ائوسن بالایی (جمالی ۱۳۹۳، منصوری ۱۳۹۴) و در جنوب غرب سبزووار به سن بعد از ائوسن (فتح آبادی ۱۳۹۳)، در شمال و جنوب بیرجند (دلاور، ۱۳۸۹) که دارای سن ائوسن پایانی- الیگوسن آغازی هستند. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و حضور این گونه گنبدها یا سنگ‌های آذرین عمیق و نیمه‌عمیق مشابه در مناطق مختلف ایران، سن اکثر آن‌ها ائوسن میانی می‌باشد. به ندرت این سنگ‌ها دارای سن جوان‌تر هستند. برای مثال در محدوده جنوب اسفراین تا جنوب قوچان سن این سنگ‌ها تا کواترنر گسترش پیدا می‌کند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). با توجه به شواهد صحرایی این توده‌ها دارای طیف ترکیبی تقریباً پیوسته‌ای هستند که عمق جایگزینی آن‌ها نسبت به یکدیگر تاحدودی متفاوت است. با توجه به بافت و ساخت و نحوه جایگزینی این توده‌ها را به دو دسته تقسیم می‌کنیم:

✓ توده‌های آذرین با عمق جایگزینی کم

این توده‌ها عبارتند از: دو برادر، الله‌کم، غرب سیاه کوه، آغل درخشانی، شمال و شمال‌غرب آغل واشنگ (چهار گنبد) (شکل ۲-۷). این توده‌ها غالباً ریزدانه بوده و دارای ساخت و بافت پورفیری می‌باشند. کانی‌مافیک سازنده اصلی آن‌ها هورنبلند و اکسی‌هورنبلند است به همین دلیل آن‌ها را در یک گروه جای می‌دهیم.

✓ توده‌های آذرین با عمق جایگزینی نسبتاً عمیق

نمونه بارز این توده‌ها عبارتست: توده آذرین نفوذی تاریک درّه در غرب و شرق اسب‌کشان (شکل ۲-۷). به دلیل شواهد بافتی، ساختی، صحرایی و شواهدی در ارتباط با تفریق ماگمایی که در فصل بعد ارائه خواهد

شد توده آذرین نفوذی تاریک دره را می‌توان یک توده آذرین نفوذی نیمه عمیق با طیف ترکیبی پیوسته از گابرو تا سیینیت به حساب آورد.



شکل ۲-۷- تصویر ماهواره ای از گنبد های منطقه احمدآباد

۲-۲-۶-۱- گنبد الله کم

گنبد الله کم در فاصله ۱۷ کیلومتری شمال غرب احمدآباد خارتوران رخنمون دارد (شکل ۲-۸). اختلاف ارتفاع این گنبد نسبت به زمین‌های اطراف ۲۰۰-۳۰۰ متر است. مرز گنبد با سنگ‌های میزبان به علت تفاوت در رنگ و مورفولوژی آن‌ها کاملاً واضح است (شکل ۲-۹). بازالته‌ها، مارن‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن-پالئوسن، میزبان گنبد الله کم هستند. سنگ‌های تراکی‌آندزیتی گنبد الله کم دارای شکستگی هلالی و لبه‌های نسبتاً تیز هستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و دارای بلورهای مشخص پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. سنگ‌های آندزیتی سازنده این گنبد نسبت به گنبد های معروف به چهار گنبد واقع در آغل واشنگ، دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند بیشتر و درشت‌تری هستند. در این منطقه تعدادی دایک و احتمالاً سیل با ترکیب غالب آندزیتی نیز رخنمون دارد (شکل ۲-۱۰). سمت غرب گنبد الله کم، کنگلومرای پالئوسن معادل کنگلومرای فجن بر روی سنگ‌های مارنی و آهک مارنی کرتاسه قرار گرفته است (شکل ۲-۱۱). این کنگلومرا دارای

قطعات آهکی حاوی فسیل به سن کرتاسه، ماسه‌ای، آتشفشانی و به مقدار کم توف سیلتستونی که اندازه آن‌ها از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر است. در این کنگلومرا قطعاتی از توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن مشاهده نمی‌شود.



شکل ۲-۹- تصویری از کنتاکت گنبد نیمه‌عمیق الله کم با سنگ میزبان ائوسن (نگاه به سوی شمال).



شکل ۲-۸- دور نمایی از گنبد الله کم (نگاه به سوی شرق)



شکل ۲-۱۱- تصویری از کنگلومرای پالئوسن در غرب گنبد الله کم



شکل ۲-۱۰- تصویری از دایک در گنبد ساب‌ولکانیک الله کم همراه با سنگ میزبان.

۲-۶-۲- گنبد دوبرادر

گنبد دوبرادر در نزدیکی رضاآباد و گنبد چاه‌گز قرار دارد. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا سبز بسیار کم‌رنگ، دانه ریز، حاوی لخته‌های مافیک و خرد شده دیده می‌شوند. سنگ‌های این گنبد دارای فنوکریست‌های هورنبلند می‌باشد به طوری که با چشم غیرمسلح می‌توان آن‌ها را در نمونه‌های

سنگی تشخیص داد. آثار دگرگونی مجاورتی (به صورت تأثیر سیالات گرمایی بر روی سنگ‌های میزبان) در حاشیه شمال و شمال‌غربی گنبد دوبرادر مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵). سنگ‌های میزبان گنبد، توالی آتشفشانی-رسوبی پالئوسن-ائوسن می‌باشند (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۳- سیستم درز منظم یا سیستماتیک در حاشیه گنبد دوبرادر.



شکل ۲-۱۲- دور نمایی از گنبد دوبرادر (نگاه به سوی جنوب‌غرب)

۲-۲-۶-۳- گنبد‌های غرب - شمال‌غرب آغل واشنگ و چهارگنبد

گنبد غرب و شمال‌غرب آغل واشنگ در ۲ کیلومتری شمال شرق تاریخ درّه وجود دارد. سنگ‌های میزبان این گنبد، توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن است که در این منطقه عمدتاً بازالتی و هیالوکلاست‌های بازالتی دگرسان شده به رنگ قرمز است. تفاوت سنگ‌های سازنده این گنبد نسبت به سایر گنبد‌های مورد مطالعه، آن است که دارای یکنواختی ترکیبی بیشتر است. سنگ‌های تشکیل‌دهنده این گنبد در نمونه-دستی دارای رنگ سبز خاکستری و سبز روشن مایل به کرم هستند و بافت پورفیری نشان می‌دهند. فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در آن مشخص می‌باشند. در بعضی نمونه‌های سنگی، فرسایش پوست پیازی مشاهده می‌شود. اپی‌کلاست‌ها و گدازه دارای رخساره انفجاری، میزبان این گنبد هستند (شکل ۲-۱۴).

یک کیلومتر به سمت جنوب‌غرب و در شمال‌شرق آغل‌واشنگ، چهارگنبد رخمون دارند، که در مجموع آن‌ها را چهارگنبد نامیده‌ایم (شکل ۲-۱۵). سنگ‌های این گنبدها شباهت زیادی به گنبد شمال‌غرب آغل‌واشنگ دارند. ظاهر سنگ‌های این گنبدها در نمونه دستی ریزدانه و خاکستری رنگ است و حاوی فنوکریست‌های هورنبلند هستند که با چشم غیر مسلح به راحتی قابل مشاهده هستند. سنگ‌های این گنبدها غالباً برشی شده هستند. در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابریشم‌رود این سنگ‌ها مونزونیت نام‌گذاری شده‌اند ولی با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی نام داسیت برای این سنگ‌ها مطلوبتر است. همراه بخشی از سنگ‌های سازنده این گنبدها، رگه‌های باریت مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۱۴- تصویری از گنبد شمال‌غرب آغل‌واشنگ. اپی شکل ۲-۱۵- تصویری از گنبدهای چهارتایی معروف به کلاستاها و گدازه دارای رخساره انفجاری، میزبان این گنبد چهارگنبد شمال‌غرب آغل‌واشنگ. هستند.

۲-۲-۶-۴- گنبدهای شمال آغل‌درخشانی

گنبدهای شمال آغل‌درخشانی در ۲ کیلومتری جنوب شرقی گنبد الله‌کم و شمال آغل‌درخشانی رخمون دارند. این گنبدها همراه با تعدادی دایک و سیل با ترکیب داسیتی توسط توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن - پالئوسن دربرگرفته شده‌اند. در غرب منطقه رضاآباد، دو رخمون از این سنگ‌های داسیتی به صورت دایک بزرگ (طول ۲۰۰ متر و عرض ۲۰ متر) وجود دارد که سنگ‌های آذرین و دگرگونی میزبان خود (به سن اواخر پروتوزوئیک و ژوراسیک میانی) را قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۶). سنگ میزبان این

گنبدها بازالت‌های پورفیری، توف‌ها و لیتیک‌توف‌ها هستند. بازالت پورفیری حاوی تیتانوژیت، ریزدانه و درشت دانه است و دارای بافت بادامکی هستند و درزه و شکاف‌های آن‌ها با کلسیت پر شده است. بخشی از سنگ‌های این گنبدها فرسایش پوست پیازی نشان می‌دهند. درضمن درزه‌های نامنظم با سطوح خمیده یا هلالی شکل در قطعات سنگی این گنبد به وفور دیده می‌شود (شکل ۲-۱۷).

یک سری از این درزه‌ها موازی پیرامون گنبد (عمود بر حاشیه گنبد) هستند و مانند گل‌کلم مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها در صحرا به رنگ خاکستری تا کرم هستند و فنوکریست‌های هورنبلند در نمونه‌های دستی آن به راحتی مشاهده می‌شود. در بعضی نمونه‌های سنگی اندازه فنوکریست‌ها به یک سانتی‌متر هم می‌رسد. آنکلاوهای با ماهیت توفی-مارنی در درون توده آذرین قرار دارند که تحت تأثیر گرمای آن متحوّل شده‌اند و اپیدوت‌زایی گسترده‌ای در آن‌ها صورت گرفته است (شکل ۳-۳۵ الف).

۲-۲-۶-۵- گنبد غرب سیاه کوه

گنبد غرب سیاه‌کوه در ۶۰۰ متری غرب سیاه‌کوه قرار دارد. از نظر ویژگی‌های صحرایی و پتروگرافی کاملاً با گنبدهای شمال آغل‌درخشانی شباهت دارد اما با این تفاوت که به ندرت فنوکریست در آن دیده می‌شود. این گنبد دارای ترکیب داسیتی است. درزه‌های منظم در آن‌ها دیده می‌شود. ویژگی کلی سنگ‌های گنبد غرب سیاه‌کوه دانه‌ریز بودن و رنگ سبز تا خاکستری آن‌ها است (شکل ۲-۱۹).



شکل ۲-۱۷- ساخت منشوری با درزه‌های نامنظم و سطوح خمیده یا هلالی شکل در گنبد شمال آغل‌درخشانی



شکل ۲-۱۶- تصویری از دو دایک داسیتی در غرب رضآباد که سنگ‌های آذرین و دگرگونی میزبان خود را قطع کرده‌اند



شکل ۲-۱۹- تصویری از مرز تماس گنبد غرب سیاه کوه با سنگ‌های میزبان آتشفشانی-رسوبی ائوسن.



شکل ۲-۱۸- تصویری از گنبد شمال آغل‌درخشانی در محل تماس با سنگ میزبان پالئوسن- ائوسن دارای رخساره آگومرایی صورتی رنگ.

۲-۲-۶- تاریخ درّه

در ۱۷ کیلومتری جنوب غرب روستای احمدآباد، در محلی معروف به تاریخ درّه تعدادی گنبد آذرین با عمق جایگزینی نسبتاً زیاد وجود دارد (شکل ۲-۲۰)، که دارای ترکیب گابرو تا سیینیت می‌باشند. لیکن سیینیت‌ها فقط به صورت رگ و رگچه و در حد آثار و شواهد تفریق‌یافتگی مشاهده می‌شود. گابروها در نمونه‌های دستی دارای ساخت گرانولار و پورفیروئیدی هستند. با توجه به مطالعات پتروگرافی، این سنگ‌ها دارای طیف ترکیبی از گابرو تا سیینیت هستند. لازم به ذکر است ترکیب سنگ‌های گابروی به

سمت دیوریت‌ها تحول نشان می‌دهد و ترکیب آن‌ها تا کوارتز دیوریت توسعه یافته است. در این سنگ‌ها رگه‌هایی با رنگ روشن و ضخامت کم (از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند که با توجه به مقاطع نازک تهیه شده از آن‌ها دارای ترکیب سیینیتی می‌باشند. در حقیقت این سنگ‌ها مایعات باقی مانده و تفریق‌یافته‌ای هستند که در مراحل نهایی تبلور تفریقی ماگمای بازیک، به درون مناطق ضعیف شده توده گابرویی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۲۱).



شکل ۲-۲۱- تصویری از رگه‌های سیینیتی کم‌ضخامت قطع‌کننده سنگ‌های گابرو دیوریتی توده نیمه‌عمیق تاریک دره در امتداد رودخانه (حاصل تفریق بعدی).

شکل ۲-۲۰- نمایی از گنبد تاریک دره

۲-۲-۷- الیگومیوسن

گروه دیگری از سنگ‌های منطقه احمدآباد، سنگ‌های رسوبی دریاچه‌ای - قاره‌ای الیگومیوسن هستند. این سنگ‌ها دارای ماهیت مارنی، مارن گچ‌دار و گچ هستند و در بین آن‌ها چندین افق گدازه با ماهیت بازالتی وجود دارد که با توجه پیریتی شدن گسترده در قاعده آن‌ها این بازالت‌ها در محیط زیرآبی فوران یافته‌اند.

نمونه‌های مشابه از این‌گونه بازالت‌ها در شرق روستای مقیسه (جنوب غرب سبزوار) در محیط خشکی بر روی توف‌ها و توفیت‌های پالتوسن- ائوسن جریان یافته‌اند و اکنون به صورت افق بازالتی با ضخامت قابل توجه مشاهده می‌شود (حاجیلو، ۱۳۹۳) (شکل ۲-۲۳).



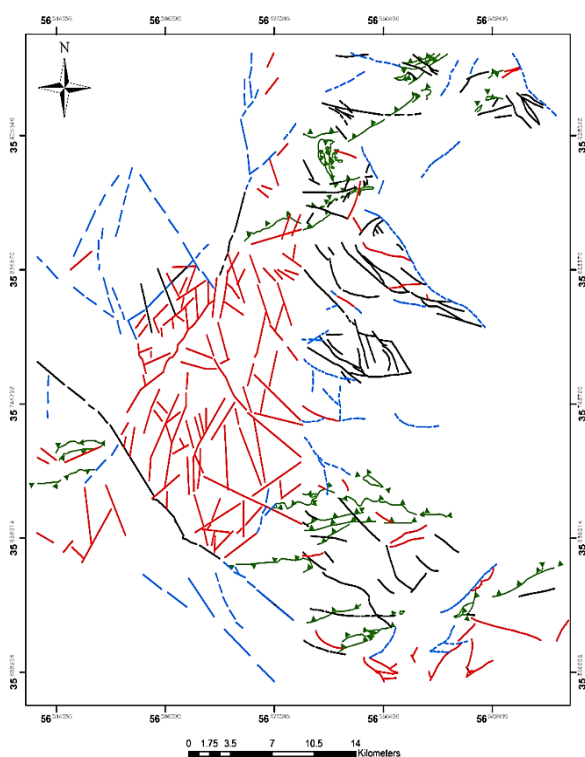
شکل ۲-۲۲- دور نمایی از رخنمون بازالتی سیاه کوه، در میان مارن‌های قرمز رنگ.

۲-۲-۸- کواترنری و پلیوکواترنری

رسوبات کواترنری به طور عمده در مسیر رودخانه‌ها و آبراهه‌های فصلی و موقت گسترش داشته که حاصل فرسایش سازنده‌های موجود در منطقه هستند. پهنه‌های صاف و کم شیب که در حقیقت پست‌ترین زمین‌های منطقه را تشکیل می‌دهند، از نهشته‌های ریز دانه، مانند رس و سیلت پدید آمده‌اند. پادگانه‌های آبرفتی در مسیر رودخانه‌ها در اثر انباشته شدن رسوبات آب‌های جاری پدید می‌آیند و از رسوبات دانه- درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند که شامل قلوه‌سنگ‌های واحدهای قدیمی‌تر، خاک رس، رسوبات تراس‌های رودخانه‌ای (شامل سنگ‌ریزه، ماسه و رس)، رسوبات آبرفتی جوان (شامل رس و ماسه) و رسوبات بستر دشت‌ها می‌باشند (شکل ۲-۲۳).

۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

گسل‌های واقع در غرب گنبد الله‌کم و نیز در جنوب تاریک درّه، دو گسل بزرگ منطقه می‌باشند. واحدهای آهکی کرتاسه در غرب گنبد الله‌کم، شمال غرب احمدآباد و غرب رضاآباد بر روی مجموعه سنگی نئوپروتوزوئیک و توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن رانده شده‌اند. گسل‌های کوچک و بزرگ دیگری نیز در منطقه وجود دارند که دارای روند غالب شمال - جنوب و نیز دارای روند شمال غرب - جنوب شرق می‌باشند. منطقه مورد مطالعه بخشی از توالی آتشفشانی - رسوبی شمال ایران مرکزی است که در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی در یک محیط آتشفشانی - رسوبی نسبتاً کم‌عمق تشکیل شده‌اند.



Legend

- undifferentiated fault
- oblique slip fault
- strike slip fault
- thrust fault

شکل ۲-۲۴- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ ارحمتی ایلخچی، (۱۳۸۲).



شکل ۲-۲۳- الف) تصویری از رسوبات کواترنری. ب) تصویری از ماسه بادی.

فصل سوم

پتروگرافنی

۳-۱- مقدمه

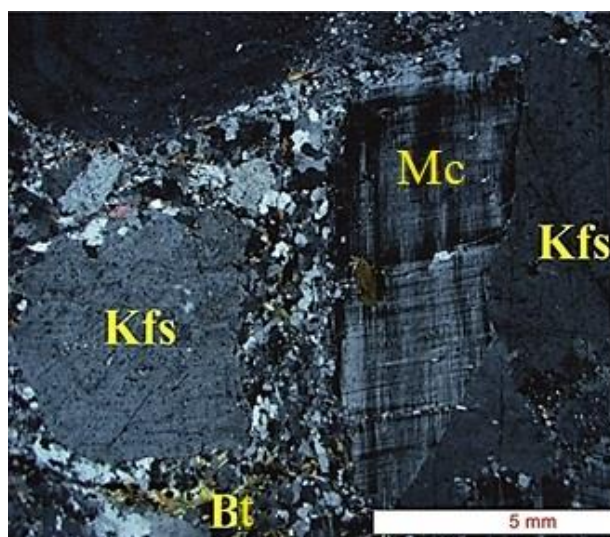
در فصل گذشته به بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای سنگی منطقه مورد نظر پرداختیم. جهت مطالعه پتروگرافی و کانی‌شناسی توده‌های آذرین مورد مطالعه، از تعداد ۱۵۰ نمونه برداشت شده از آن‌ها، حدود ۵۵ مقطع میکروسکوپی نازک تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. در پتروگرافی به بررسی نوع کانی‌های سازنده سنگ‌ها، بافت‌های موجود و ترتیب تبلور کانی‌ها پرداخته خواهد می‌شود. به عبارت دیگر، پتروگرافی برای تشخیص بهتر روابط صحرایی، نام‌گذاری دقیق‌تر سنگ‌ها، شناخت وضعیت کانی‌شناسی، بافت و ترتیب تبلور کانی‌ها صورت می‌گیرد. همچنین، در پتروگرافی می‌توان هضم، آلیش، تبلور تفریقی و ... را بررسی کرد. به طور کلی طیف ترکیبی سنگ‌شناسی گندهای مورد مطالعه شامل: آندزیت، داسیت و گابرو است. علائم اختصاری استفاده شده در شکل‌های این فصل (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳) عبارتند از:

علائم اختصاری	نام کانی	علائم اختصاری	نام کانی
Ol	الیون	Px	پیروکسن
Mag	مگنتیت	Pl	پلاژیوکلاز
Bt	بیوتیت	Hb	هورنبلند
Kfs	فلدسپات پتاسیم	Zrn	زیرکن
Q	کوارتز	Mc	میکروکلین
Opq	کانی‌های کدر		

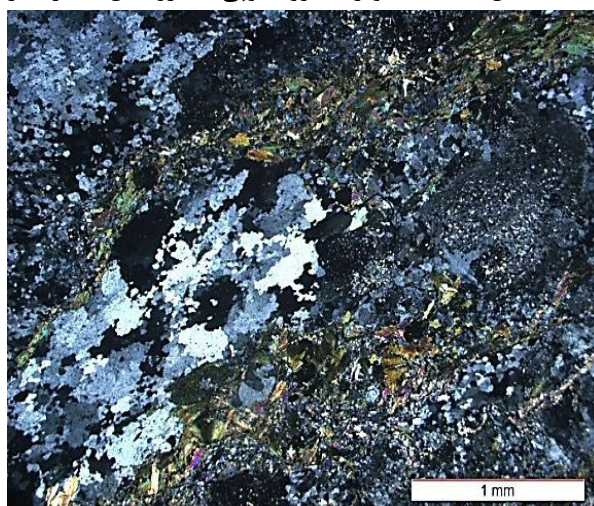
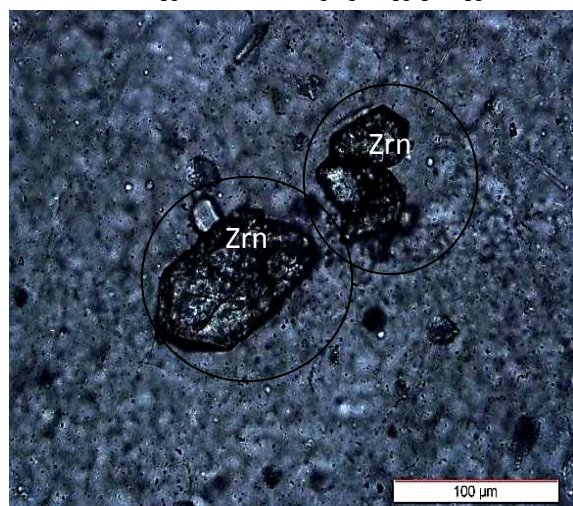
۳-۲- پتروگرافی گنیس‌های نئوپروتوزوئیک

یک گروه از سنگ‌های منطقه، سنگ‌های گنیسی نئوپروتوزوئیک هستند که در شمال غرب احمدآباد و غرب رضاآباد گسترش دارند. آن‌ها شدیداً تحت تاثیر تنش قرار گرفته و میلونیتی شده‌اند. این گنیس‌ها بافت‌های پورفیروکلاستی و چشمی نشان می‌دهند. از جمله کانی‌های اصلی سنگ‌های گنیسی، ارتوز، بیوتیت و کوارتز می‌باشند (شکل ۳-۱). اشکال سیگمایی پورفیروئیدها و ساب‌گرین شدن کوارتزها از

شواهد دگرریختی شکل‌پذیر و میلونیتی شدن هستند (شکل ۳-۲). آلانیت، زیرکن و اپک از کانی‌های فرعی مهم در این سنگ‌ها هستند (شکل ۳-۳). کلریت، اپیدوت، اسفن، کلسیت، موسکوویت و سربیسیت از جمله کانی‌های ثانویه موجود در گنیس‌ها می‌باشند. این سنگ‌ها توسط بلاغی و همکاران (۲۰۱۴)، حسینی (۱۳۹۴) و عزیزی (۱۳۹۲) مطالعه شده‌اند.



شکل ۳-۱- تصویر میکروسکوپی میکروکلین که از تخریب شبکه بلوری ارتوز به وجود آمده است (نور XPL).



شکل ۳-۲- تصویری از گنیس‌های میلونیتی شده دارای فلدسپار پتاسیم، کوارتز و بیوتیت ساب‌گرین شده (نور XPL).
شکل ۳-۳- تصویری از زیرکن‌های تقریباً شکل‌دار در گنیس‌ها (نور XPL).

۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرین نیمه عمیق (گنبدها)

۳-۳-۱- گنبد‌های آندزیتی

بخش قابل توجهی از مطالعات پتروگرافی به سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی اختصاص دارد. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ سبز خاکستری و سبز روشن مایل به کرم تا کمی تیره هستند و در مناطق مختلف از جمله دو برادر، الله‌کم، غرب رضاآباد رخنمون دارند. از مشخصات میکروسکوپی بارز سنگ‌های نیمه آتشفشانی منطقه می‌توان به منطقه‌بندی در فنوکریست‌ها، تجمعات گلومروپورفیری، بافت غربالی و عدم تعادل در کانی‌ها اشاره کرد.

از بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد:

- پورفیری
- گلومروپورفیری (تجمع فنوکریست‌ها کنار هم)
- تراکیتی یا جریانی (ردیف‌شدگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند که میتواند منعکس‌کننده فشردگی یا جریان ماگما در طی تبلور باشد)
- سری‌ئیت
- غربالی
- پوئیکیلیتی

سنگ‌شناسان مختلف (کاکس و همکاران^۱، ۱۹۷۹؛ بست^۲، ۲۰۰۳؛ هیندمن^۳، ۱۹۸۵؛ لومتر، ۱۹۸۹؛ بست و کریستین سن، ۲۰۰۲؛ لومتر، ۲۰۰۴)، الگوهای مختلفی را برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند، اما این بافت عموماً در سنگ‌های آتشفشانی در طی دو مرحله سرد شدن ماگما تشکیل می‌شود (وینتر^۴، ۲۰۰۱؛ بست، ۲۰۰۳):

1-Cox
2-Best
3-Hyndmn
4-Winter

- مرحله سرد شدن آرام (زمان طولانی) که حاصل آن تشکیل فنوکریست‌های درشت می‌باشد.
- مرحله سرد شدن سریع و بعد از صعود ماگما و جایگزینی در اعماق کمتر که به تشکیل زمینه سنگ منجر می‌شود.

به عقیده کیرکپاتریک^۱ (۱۹۷۷) و کمپل^۲ (۱۹۷۸)، تجمع فنوکریست‌هایی مشابه و تشکیل گلومرول، نتیجه منطقه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها می‌باشد. به عقیده وینتر (۲۰۰۱) و بست (۲۰۰۳)، بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهایی که از شکسته شدن دیواره متبلور اتاق ماگمایی به وجود آمده‌اند، این بافت را تشکیل می‌دهند.

بافت غربالی در آندزیت‌ها به این صورت به وجود می‌آید: ۱- تشکیل فنوکریست ۲- ذوب‌بخشی فنوکریست در نتیجه افزایش دما و تغییر ترکیب ماگما که ناشی از ورود ماگمای داغ جدید به آشیانه ماگمایی، بروز همرفت در آشیانه ماگمایی و جابجایی فنوکریست‌ها از بخش سرد بالایی به بخش‌های گرم-تر پایینی، انتقال فنوکریست‌ها به بخش‌های با ترکیب متفاوت و تغییر فشار (بخصوص کاهش آن که نقش افزایش دما را دارد) است.

کانی‌های اصلی

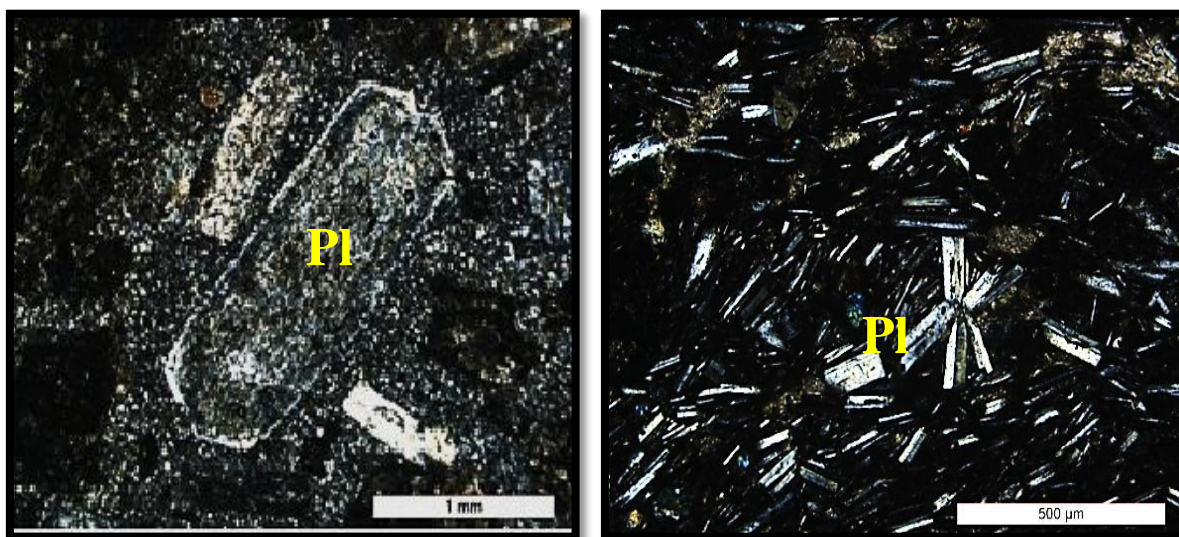
پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده آندزیت‌ها است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست و میکروولیت در سنگ یافت می‌شوند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (۲ تا ۱۲ میلیمتر) به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها اغلب دارای ریز ساخت منطقه‌ای هستند. این بافت در بیشتر موارد نشانه تغییرات محلی و سریع ترکیب مذاب تلقی می‌شود (ورنون، ۲۰۰۸) تجمع بلورهای پلاژیوکلاز (بافت گلوپورپورفیری) به وفور در سنگ مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴). پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی-

1-kirkpatric

2-Kempel

سینتتیک و ماکل آلبیت- کارلسباد هستند. منطقه‌بندی ترکیبی نشان‌دهنده واکنش ناقص بین مذاب و محلول جامد است و از تغییرات شرایط محلی تبلور مانند ورود ماگمایی جدید به مخزن ماگمایی در حال تبلور و کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور ناشی می‌شود (شلی^۱، ۱۹۹۳ در آسیابانها، ۱۳۷۴). پلاژیوکلازها غالباً سرسیستی شده‌اند و به همین علت دارای منظره غبارآلود هستند (شکل ۳-۵). مطالعات انجام شده روی فلدسپارهای سنگ‌های آذرین پسا‌فیولیتی شمال سبزوار توسط جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲)، مشخص کرده‌اند که وجود انواع منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در پلاژیوکلاز به همراه حضور توأم پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و پلاژیوکلازهای سالم در یک نمونه می‌تواند شاهی برای فرایند اختلاط در مخزن ماگمایی باشد.

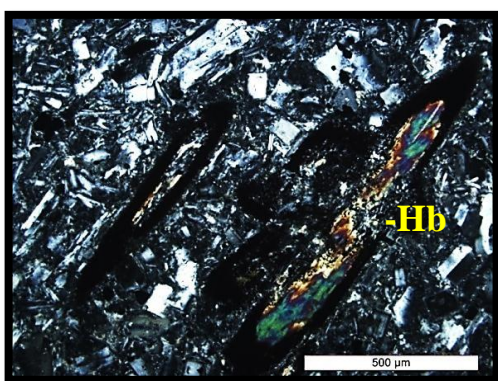


شکل ۳-۵ تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز با حاشیه تقریباً گرد شده و بافت غربالی و دو مرحله رشد (به ادخال کانی‌های اپک و سرسیستی شدن پلاژیوکلاز توجه کنید) (XPL).

شکل ۳-۴- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلمروپورفیری. به آرایش ستاره‌ای شکل گلمروپورفیرهای پلاژیوکلاز توجه کنید (نور XPL).

هورنبلند

هورنبلند سبز تا قهوه‌ای، مهمترین کانی مافیک آندزیت‌ها بشمار می‌آید. وجود این کانی نشان می‌دهد که ماگما دارای آب بوده است. این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. اندازه بلورهای هورنبلند از ۰/۱ تا ۵ میلی‌متر متغیر است. گاه به صورت درشت‌بلور (فنوکریست) و گاه ریزبلور در متن سنگ حضور دارند. برخی از بلورهای هورنبلند دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. بلورهای هورنبلند در مقاطع طولی به شکل کشیده و سوزنی و در مقاطع عرضی به صورت شش ضلعی با دو سری رخ لوزی می‌باشند (شکل ۳-۶). آمفیبول‌ها به شدت پلئوکروئیک هستند و رنگ آنها با افزایش روند تفریق از قهوه‌ای تا سبز تغییر می‌کند (این تغییر رنگ به مقدار $\text{FeO}_{(t)}$ و TiO_2 موجود در کانی بستگی دارد). آپاتیت و مگنیتیت به صورت ادخال در بعضی از بلورهای هورنبلند یافت می‌شوند. فنوکریست‌های آمفیبول بافت تراکیتی (حاصل ردیف‌شدن و جهت یافتگی بلورهای سوزنی) و غربالی دارند. بلورهای هورنبلند، اوپاسیتی شده و در اطرافشان دانه‌های ریز اپک دیده می‌شود (شکل ۳-۷). اوپاسیتی شدن بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی‌ها و از دست رفتن آب در زمان تشکیل این سنگ‌ها می‌باشد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۶- مقطع عرضی اکسی‌هورنبلند با رشد شکل ۳-۷- بلورهای سوزنی شکل هورنبلند با حاشیه اُپاسیتی در زمینه‌ای از ریز بلورهای هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور XPL).

پیروکسن

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل و در اندازه‌های ریز تا درشت دیده می‌شود. پیروکسن‌ها بی‌رنگ هستند، گاهی دارای تهرنگ سبز می‌باشند و در مقاطع عرضی دارای دو سری رخ تقریباً عمود بر یکدیگر هستند. برجستگی بالایی نشان می‌دهند. این بلورها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی‌های اپیک می‌باشند. تجمعات بلورهای پیروکسن سبب ایجاد بافت گلمروپورفیری در سنگ شده است. برخی از پیروکسن‌ها به اپیدوت و کلسیت تبدیل گشته‌اند. برخی از پیروکسن‌ها دچار خوردگی (خلیج خوردگی) شده‌اند. با توجه به اندازه زاویه خاموشی (زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه) و چند رنگی با تهرنگ سبز دانه‌های پیروکسن از نوع اوژیت هستند (شکل ۳-۸).

کانی‌های فرعی

از کانی‌های فرعی می‌توان به مگنتیت، آپاتیت و اسفن اشاره نمود.

مگنتیت

مگنتیت به صورت ادخال (داخل اوژیت و هورنبلند) دیده می‌شود که این بیانگر تشکیل سریعتر این کانی نسبت به بلورهای در برگیرنده‌شان می‌باشد (شکل ۳-۹). بخشی از دانه‌های ریز اوپیک حاصل اوپاسیتی شدن هورنبلند می‌باشند، در سنگ‌های الله‌کم و گنبد‌های شمال‌غرب آغل واشنگ این ویژگی به وضوح دیده می‌شود.

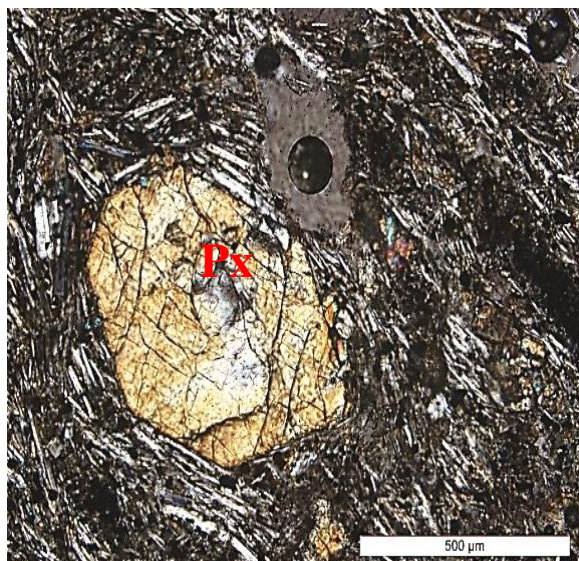
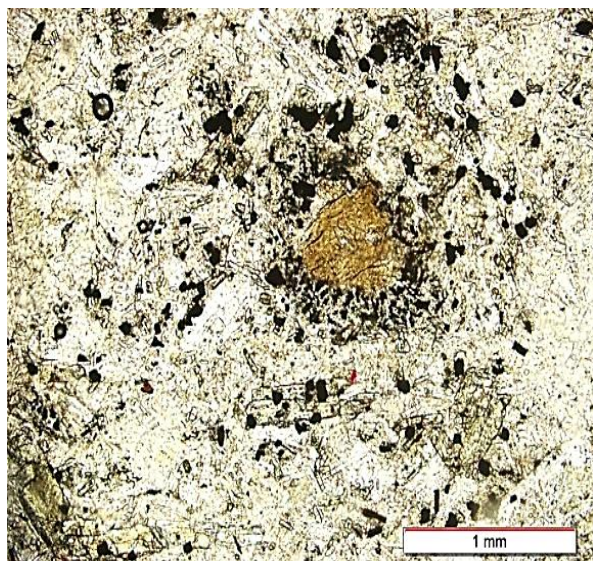
آپاتیت

آپاتیت به صورت بلورهای ریز مستطیلی شکل و یا سوزنی و اغلب به صورت ادخال در کانی‌های مختلف همچون پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت یافت می‌شود. این کانی به صورت بلورهای سوزنی و بسیار ریز در

درون پلاژیوکلازها و هورنبلندها مشاهده می‌شود. حضور بلورهای سوزنی، طویل و کشیده آپاتیت نشان دهنده سرعت بالای سرد شدن ماگما (براون^۱، ۲۰۰۱)، و بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 می‌باشد.

اسفن

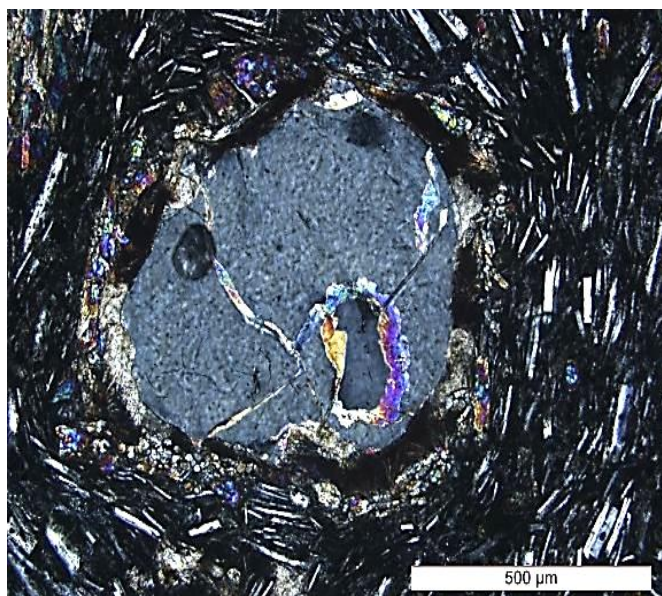
اسفن به صورت کانی فرعی، کم و بیش در آندزیت‌های منطقه به چشم می‌خورد. وجود اسفن معرف میزان بالای Ti موجود در ماگمای این سنگ‌هاست. اسفن به صورت ادخال در هورنبلند یافت می‌شود. در این سنگ‌ها اسفن‌های ثانویه در اطراف کانی‌های فرومنیزین و همچنین مگنتیت و تیتانومگنتیت دگرسان شده تشکیل گردیده‌اند. Ti خارج شده از کانی‌های مافیک (مانند اوژیت و هورنبلند) همراه با Ca و Si آزاد شده از پلاژیوکلاز در خلال فرآیند دگرسانی، منجر به تشکیل اسفن می‌شود (دیر و همکاران، ۱۹۹۱).



شکل ۳-۹- دانه‌های پراکنده و فراوان مگنتیت همراه با بلورهای ریز هورنبلند و پلاژیوکلاز (نور PPL).

شکل ۳-۸- تصویری از درشت‌بلور اوژیت که توسط زمینه-ای سرشار از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز دربرگرفته شده است. به بافت جریان میکروولیت‌ها در اطراف پیروکسن توجه نمایید (نور XPL).

^۱-Brown



شکل ۳-۱۰- تصویری از حفره پر شده با کوارتز ثانویه (نور XPL).

کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کوارتز، کانی‌های رسی، کلریت، کلسیت و اپیدوت می‌باشند.

سریسیت

سریسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن ایجاد می‌شود. بلورهای ریز سریسیت عموماً در سطح پلاژیوکلاز پخش و منظره غبار آلود و کدر به این بلورها می‌دهند.

کوارتز

کوارتز به صورت بی‌شکل در زمینه سنگ و بین کانی‌های دیگر سنگ و حفره‌ها مشاهده شده است. این کانی در اثر گردش فاز سیال غنی از سیلیس، حفره‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۱۰).

کلسیت

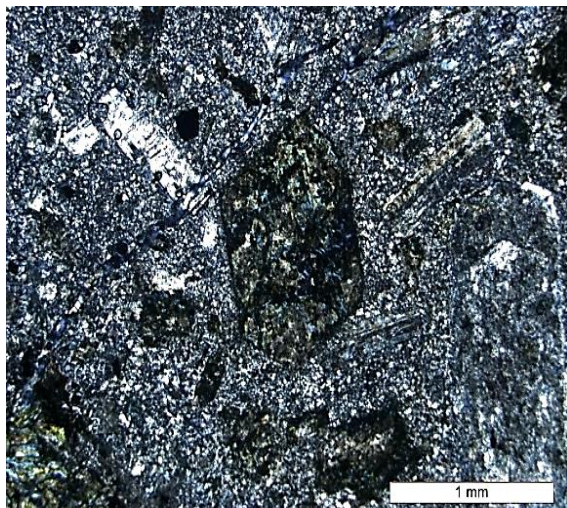
کلسیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ مشاهده می‌شود. کلسیت از دگرسانی هورنبلند، پیروکسن و پلاژیوکلاز حاصل شده است (شکل ۳-۱۱). بلورهای کلسیت فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند.

کلریت

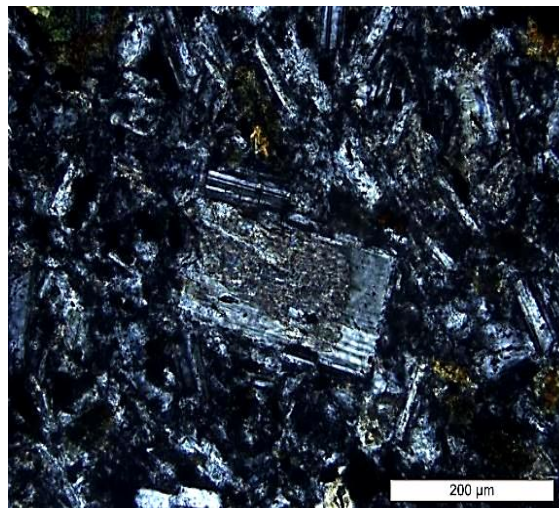
کلریت یکی از کانی‌های ثانویه موجود در آندزیت‌ها است که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مثل هورنبلند و اوژیت به وجود آمده است. عموماً بی‌شکل دیده می‌شود (شکل ۳-۱۲). وجود آن بیانگر حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج Ca از هورنبلند یا اوژیت می‌باشد.

اپیدوت

اپیدوت از دگرسانی پلاژیوکلازها (آزاد شدن یون کلسیم همراه با سایر عناصر لازم) تولید گردیده است. اپیدوت نشانگر وجود آب در طی دگرسانی است (شکل ۳-۱۲). با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی گرمابی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت و سریسیت تبدیل می‌گردد (گوپتا، ۲۰۰۷).



شکل ۳-۱۲- تصویری از هورنبلند سبز که به کلریت و اپیدوت تبدیل شده است (نور XPL).



شکل ۳-۱۱- تصویری از کلسیتی شدن کانی پلاژیوکلاز (نور XPL).

۳-۳-۲- پتروگرافی داسیت‌ها- تراکی داسیت‌ها

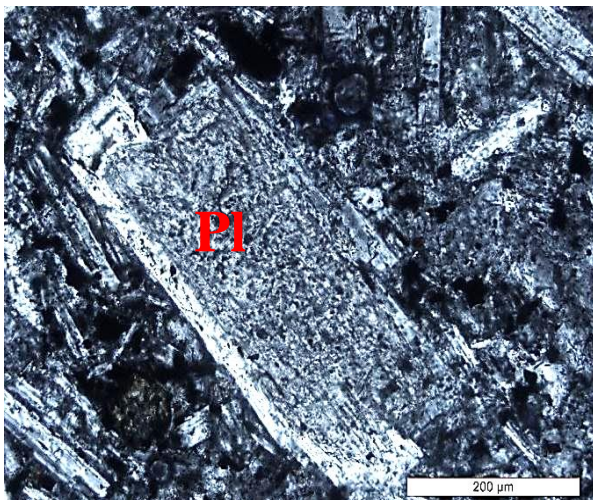
از میان نمونه‌های سنگی مورد مطالعه تعداد اندکی از نمونه‌ها دارای ترکیب داسیتی هستند. این نمونه‌ها به گنبد‌های ساب‌ولکانیک چهار گنبد، آغل درخشانی، غرب سیاه‌کوه تعلق دارند. در نمونه دستی به رنگ سبز خاکستری تا سفید مایل به خاکستری دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری و

گلوپورفیری (حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز) می‌باشند (شکل ۳-۱۳). واقعیت امر این است که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی (به فصل چهارم مراجعه شود) نمونه‌های سنگی مورد نظر در محدوده داسیت-تراکی داسیت قرار می‌گیرند، ولی با توجه به حضور کم کوارتز در آن‌ها، تراکی داسیت نام مناسب‌تری برای آن‌ها می‌باشد.

کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی موجود در این گروه از سنگ‌ها است و بخش عمده‌ای از سنگ را به خود اختصاص داده است. این کانی هم به صورت درشت‌بلور (فنو کریست) و هم ریزبلور در زمینه سنگ حضور دارد. فنو کریست‌های پلاژیوکلاز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شوند. تجمع آن‌ها سبب ایجاد بافت گلوپورفیری در سنگ شده است. منطقه‌بندی ترکیبی، ماکل‌های پلی‌سینتتیک و آلبیت-کارلسباد از ویژگی‌های بارز این بلورها به حساب می‌آید. پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۴).

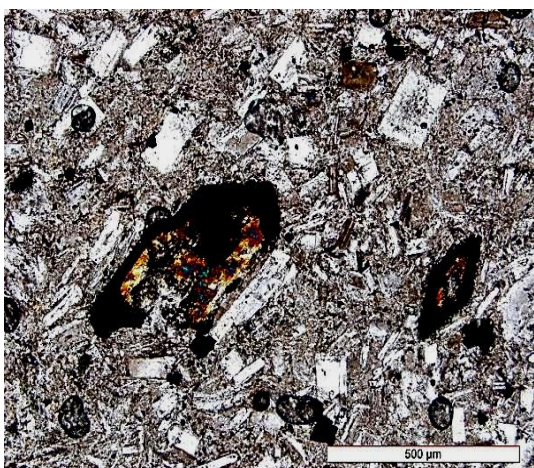


شکل ۳-۱۴- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی و تبدیل آن به کلسیت و سریسیت (نور XPL).

شکل ۳-۱۳- بافت پورفیری و گلوپورفیری (حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز) در داسیت (نور XPL).

هورنبلند

فراوان ترین کانی مافیکی که سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص داده هورنبلند سبز می باشد و هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ حضور دارد. این کانی به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می شود. در مقاطع طولی خود به شکل کشیده و سوزنی شکل و در مقاطع عرضی به صورت شش ضلعی با دو سری رخ لوزی یافت می شود (شکل ۳-۱۵). اندازه بلورهای آن از ۰/۱ تا ۲ میلی متر متغیر است. آپاتیت و مگنیتیت به صورت ادخال در بعضی از بلورهای هورنبلند یافت می شوند. برخی از بلورهای هورنبلند اوپاسیتی شده اند (دارای حاشیه سوخته هستند) و در حاشیه های خود خوردگی نشان می دهند (شکل ۳-۱۶). اوپاسیتی شدن نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب، ضمن تشکیل کانی ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست (بست^۱، ۲۰۰۳). جهت یافتگی هورنبلندهای سوزنی شکل و کشیده سبب ایجاد بافت تراکیتی (جریانی) در سنگ شده است. این کانی به کلسیت، کلریت و در مواردی به اپیدوت دگرسانی یافته است.



شکل ۳-۱۵- تصویری از فنوکریست هورنبلند دارای منطقه بندی ترکیبی حاشیه اپاسیتی شده و رشد چندمرحله، در زمینه ای از میکروولیت های پلاژیوکلاز (نور XPL).

شکل ۳-۱۶- تصویری از خوردگی خلیجی و سوختگی در فنوکریست اکسی هورنبلند (نور PPL).

سانیدین

این کانی غالباً به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ حضور دارد و به ندرت به صورت فنوکریست ظاهر شده است. با توجه به ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها، سانیدین سهم قابل توجهی از سنگ‌ها را شامل می‌شود ولی به دلیل دانه‌ریز بودن و عدم مشاهده ویژگی‌های پتروگرافی بارز و قاطع، صحبت کردن در مورد این کانی باید با احتیاط صورت گیرد. هر چند که حضور سانیدین در سنگ‌هایی با طیف ترکیبی داسیت امری متداول می‌باشد.

کانی‌های فرعی

از کانی‌های فرعی موجود در داسیت‌ها و تراکی داسیت‌ها می‌توان به کوارتز، مگنتیت و آپاتیت را اشاره کرد.

کوارتز

کوارتز غالباً به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل در زمینه سنگ و در بین کانی‌های دیگر یافت می‌شود. برخی حفرات موجود در سنگ نیز توسط کوارتزهای ثانویه پر شده‌اند.

مگنتیت

مگنتیت به صورت دانه‌ریز و اغلب شکل‌دار به حالت ادخال در هورنبلند یافت می‌شود. در واقع به صورت کانی کدر یا اوپک ظاهر می‌شود.

آپاتیت

آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی شکل هم در زمینه سنگ و هم به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شود.

کانی‌های ثانویه

کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز در اثر دگرسانی هورنبلند سبز ایجاد شده‌اند. بخشی از کلسیت‌ها نیز از دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد شده است. سریسیت در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن به

وجود آمده است. سریسیتی شدن به ایجاد کائولینیت (ایجاد منظره غبار آلود در کانی دگرسان یافته) در سنگ منجر شده است.

۳-۳-۳- پتروگرافی گابروها

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز روشن تا تیره و گاهی خاکستری دیده می‌شوند. سنگ‌های گابرویی دارای بافت گرانولار می‌باشند (شکل ۳-۱۷).

کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی اصلی گابروها می‌باشد. عموماً به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و در اندازه‌های متغیر (ریز تا درشت) مشاهده می‌شوند. آپاتیت، مگنتیت، اسفن و زیرکن به صورت ادخال در پلاژیوکلازها و سایر کانی‌ها یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سینتتیک بارز و منطقه‌بندی ترکیبی می‌باشند (شکل ۳-۱۸). منطقه‌بندی یک الگوی منظم از تغییرات شیمیایی، در کانی‌های دارای ویژگی محلول جامد است (بست، ۲۰۰۳) و نشان دهنده واکنش‌های متوالی ناقص بین بلورهای محلول جامد با مذاب‌های در بر گیرنده‌شان می‌باشد. واکنش‌های متوالی ناقص باعث تغییر ترکیب بلور از مرکز تا حاشیه می‌شود. در واقع، منطقه‌بندی شاهدهی برای تبادل انتشار یونی بسیار کند $Na\ Si$ و $Ca\ Al$ در طی تبلور کانی می‌باشد. این شواهد نشان می‌دهد که بلورهای پلاژیوکلاز در سرتاسر زمان تبلور با مذاب والد خود در تبادل بوده‌اند.



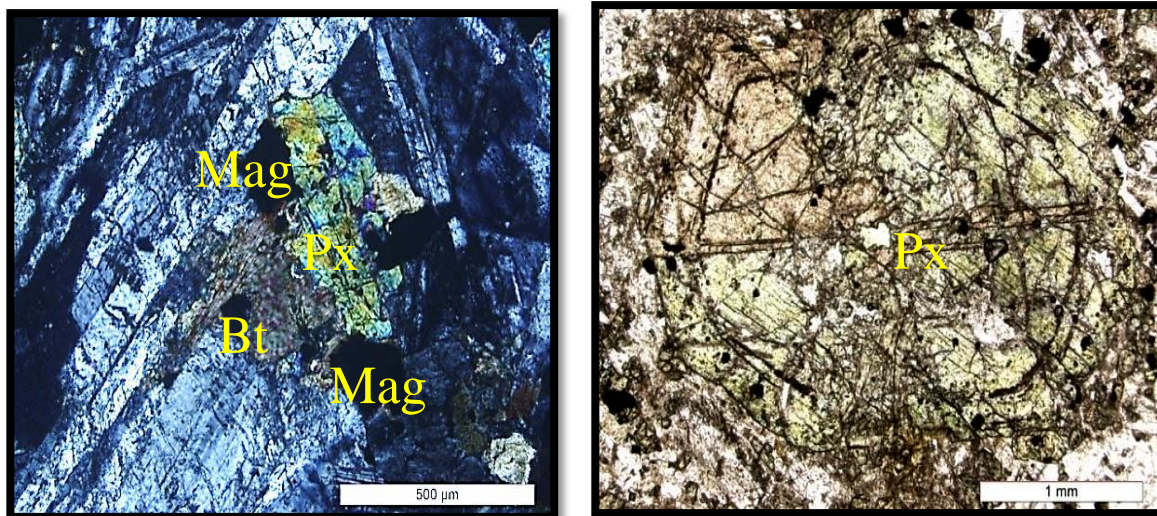
شکل ۳-۱۷- تصویری از بافت گرانولار و تراکیتوئیدی - شکل ۳-۱۸- تصویری از ماکل پلی سنتتیک در پلاژیوکلاز در سنگ گابرویی (نور XPL).

پیروکسن (اوژیت)

کانی اوژیت به صورت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. بلورهای این کانی دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل ساعت شنی هستند (شکل ۳-۱۹). برخی از اوژیت‌ها به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. رشد همزمان اوژیت با مگنتیت در برخی از نمونه‌های سنگی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۲).

هورنبلند

هورنبلند سبز- قهوه‌ای از کانی‌های مافیک این سنگ‌ها است که به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا بی-شکل می‌باشند. برخی از بلورهای هورنبلند سبز در اثر دگرسانی به کلریت تبدیل شده‌اند و دارای منطقه-بندی ترکیبی می‌باشند. دارای ادخال‌هایی چون آپاتیت، مگنتیت می‌باشند.



شکل ۳-۱۹- اوژیت دارای منطقه بندی و ماکل ساعت‌شنی

شکل ۳-۲۰- تبدیل شدن پیروکسن به بیوتیت (نور XPL).

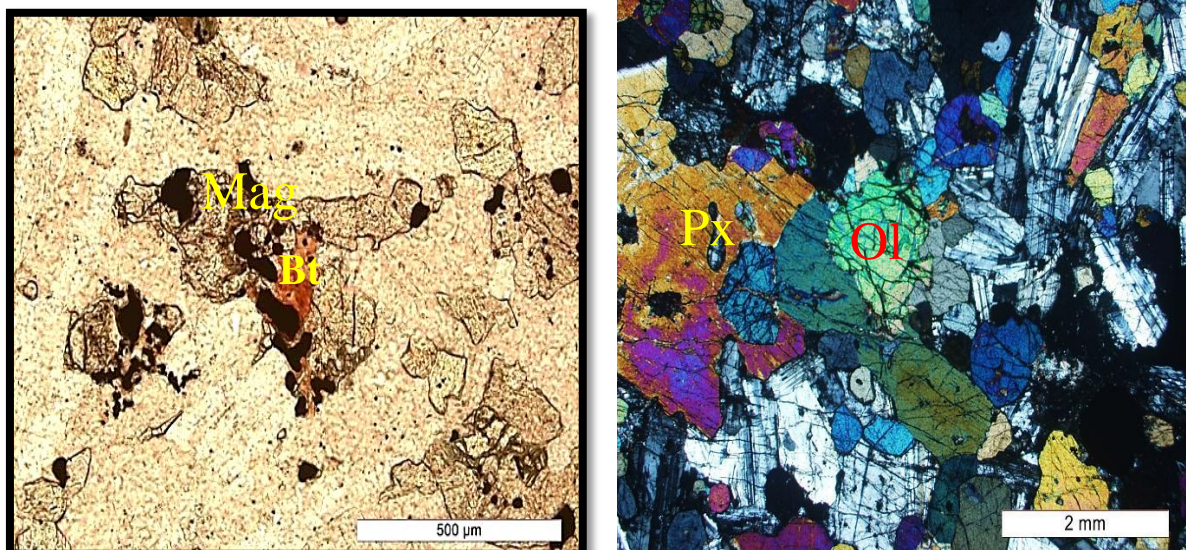
(نور PPL).

بیوتیت

بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها است. که به صورت بلورهای کوچک، نیمه شکل‌دار و ورقه‌ای دیده می‌شود. شواهد پتروگرافی بیانگر آنست که بخشی از پیروکسن‌ها (اوژیت) به بیوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۲۰). با توجه به حضور رگه‌های سیینیتی قطع‌کننده گابروها، منطقی است اظهار کنیم که هجوم سیالات سرشار از پتاسیم در مراحل پایانی تفریق ماگما، به درون سنگ‌های گابرویی، باعث شده تا مقداری از پتاسیم وارد شبکه اوژیت‌ها شود و آن‌ها را به بیوتیت تبدیل کند. به اعتقاد دانبار و همکاران (۱۹۹۵)، بهترین روش تشخیص بیوتیت‌های اولیه از بیوتیت متاسوماتیسمی یا ثانویه، ویژگی‌های پتروگرافی آن‌هاست.

بیوتیت‌های اولیه پلی‌کروئیسیم قهوه‌ای با رنگ‌های متنوع‌تری نشان می‌دهند. ماکزیمم رنگ‌های پلی-کروئیسیم آن‌ها، نارنجی، قرمز و قهوه‌ای مایل به زرد است. کمترین رنگ پلی‌کروئیسیم آن‌ها، قهوه‌ای مایل به زرد کم رنگ است. بلورهای بیوتیت حاصل متاسوماتیسم، به صورت تجمعات تکه تکه، ورقه ورقه و

چندتکه مشاهده می‌شوند. برخی از آنها از جانشینی کانی‌های مافیک قبلی (هورنبلند یا بیوتیت ماگمایی) ایجاد شده و برخی دیگر در امتداد درزه‌ها رشد می‌کنند.



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ- (نور PPL).
شکل ۳-۲۲- رشد همزمان پیروکسن و مگنتیت و بیوتیت های گابرویی الیوین دار شمال توده نفوذی تاریک درّه (نور XPL).

کانی‌های فرعی

آپاتیت، بیوتیت، الیوین (شکل ۳-۲۱) و کانی‌های اپک را می‌توان جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها نام برد. آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و کمیاب موجود در سنگ‌های گابرویی می‌باشد. این کانی به صورت ادخال‌های سوزنی شکل و ریز در داخل برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حضور دارند. فراوانی آن به مقدار فسفر موجود در سنگ بستگی دارد. فراوانی این کانی در ماگماهای تولییتی فقیر از فسفر کم و در ماگماهای آکالن غنی از فسفر به چند در صد می‌رسد (پروویک و کلمه، ۲۰۰۶)^۱. به عقیده براون

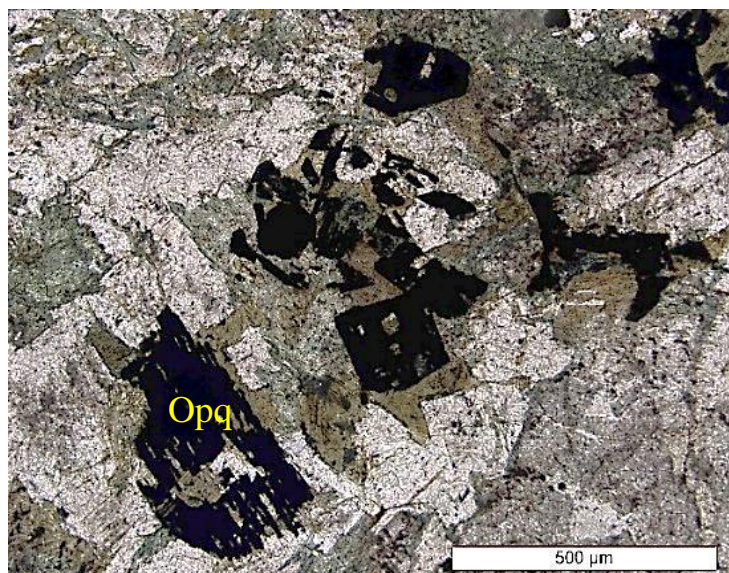
(۲۰۰۱) اگر بلورهای آپاتیت به سرعت در محیط سرد شده باشند بسیار طویل بوده و حالت سوزنی و کشیده دارند.

بیوتیت از کانی‌های فرعی سازنده سنگ‌های گابرویی منطقه می‌باشد. این کانی عموماً به صورت بلورهای صفحه‌ای در بعضی جاها حد و مرز مشخص و در بعضی جاها حد و مرز مشخصی ندارد.

کانی‌های اوپک عمدتاً از نوع مگنتیت و یا تیتانومگنتیت می‌باشند و به صورت دانه‌های ریز، شکل‌دار تا بی‌شکل و یا ادخال در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۳).

کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه معمولاً از دگرسانی کانی‌های اولیه موجود در سنگ‌ها به وجود می‌آیند. کانی‌های ثانویه موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه مورد نظر شامل، کلریت، کلسیت و اسفن هستند.

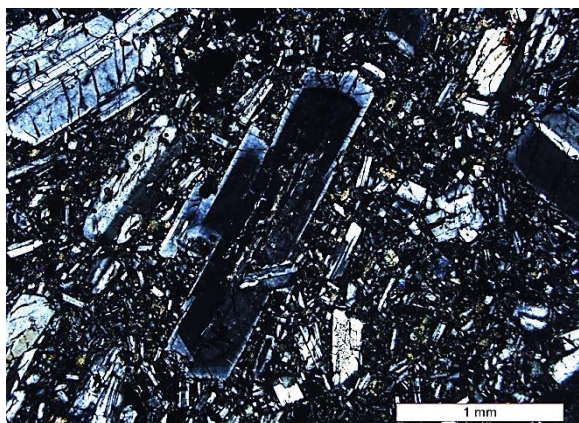


شکل ۳-۲۳- تصویری از مگنتیت با بافت اسکلتی

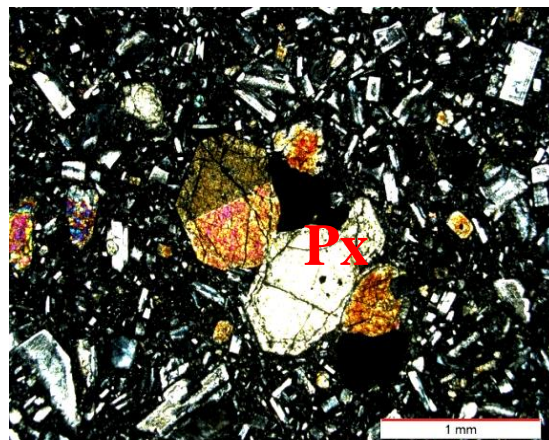
۳-۴- پتروگرافی سنگ‌های میزبان (سنگ‌های آتشفشانی یا آتشفشانی - رسوبی) گدازه‌های بازالتی، مارن‌ها، سیلتستون‌ها، آهک‌های میکرایتی، ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها، ولکانی کلاست‌ها، توف‌ها و لیتیک‌توف‌ها به عنوان سنگ میزبان توده‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه هستند. در اینجا به بررسی مختصر پتروگرافی آن‌ها می‌پردازیم.

۳-۴-۱- بازالت

بازالت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه در نمونه دستی تیره رنگ مشاهده می‌شوند. از بافت‌های این سنگ‌ها می‌توان پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلوپورفیری و آمیگدالوئیدال را نام برد (شکل ۳-۲۴). کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها عمدتاً پلاژیوکلاز و پیروکسن (از نوع اوژیت) هستند. پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنتیک بارزی نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۵). اوژیت در برخی از نمونه‌ها ماکل ساعت‌شنی نشان می‌دهد. مگنتیت و الیوین از مهمترین کانی‌های فرعی (کم‌تر از ۵ درصد) این سنگ‌ها می‌باشند. درشت بلورهای الیوین عموماً خودشکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در آن‌ها آثار دگرسانی بولنزیتی شدن (تبدیل شدن به کلریت) دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶). مگنتیت به صورت ادخال در فنوکریست‌های پیروکسن دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه به صورت مجموعه‌ای از کانی‌های کلریت، کلسیت، مالاکیت و زئولیت هستند که حفرات موجود در سنگ را پر کرده و سبب ایجاد بافت آمیگدالوئیدال شده‌اند (شکل ۳-۲۷).



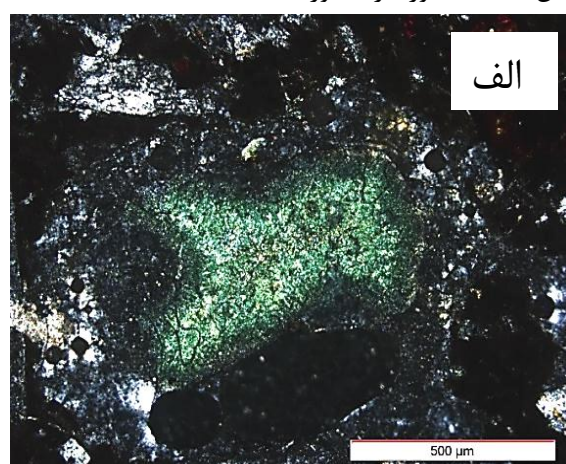
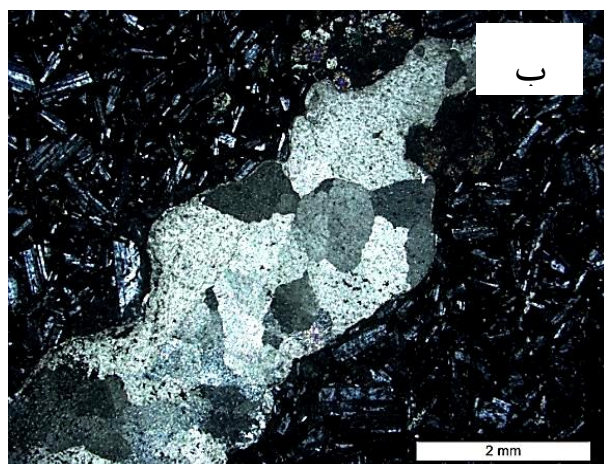
شکل ۳-۲۵- تصویری زیبا از پلاژیوکلازهای با حاشیه گرد شده و دارای منطقه‌بندی، بافت غربالی و ماکل پلی‌سنتتیک (نور XPL).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گلومروپورفیری و هم‌رشدی الیوین و پیروکسن با مگنتیت (نور XPL).



شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده اولیوین بولنژیته شده. فنوکریست‌های ریز پلاژیوکلاز و پیروکسن فراوان در متن سنگ حضور دارند (نور PPL).



شکل ۳-۲۷- الف) حفره پر شده با مالاکیت. ب) حفره پر شده با کلسیت و کوارتز (نور XPL).

۳-۴-۲- آندزی بازالت

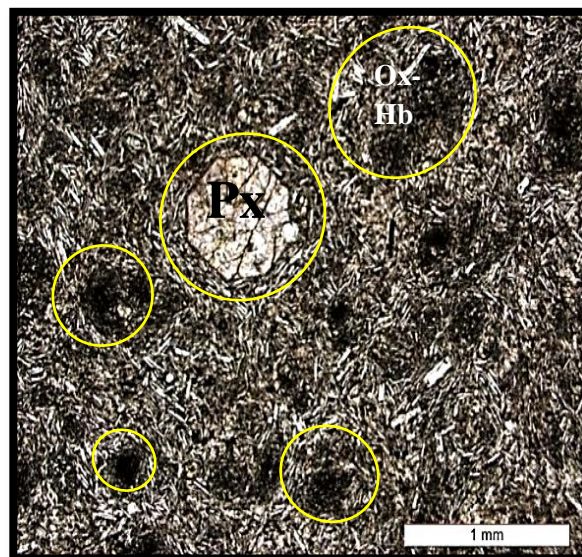
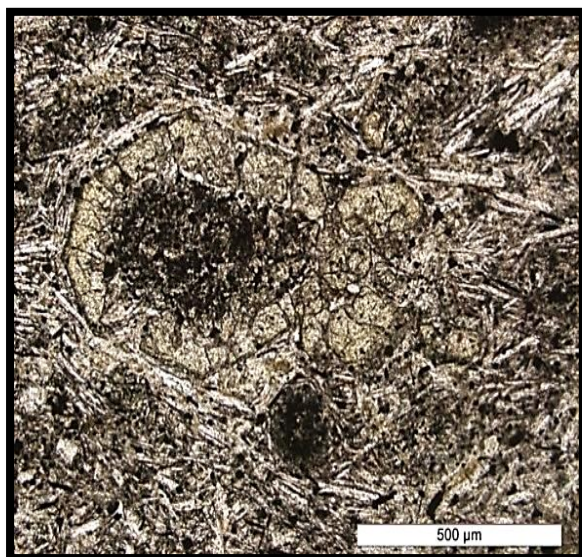
آندزی بازالت‌ها به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن هستند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری، میکرولیتی و پوئی‌کیلیتیک می‌باشند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها عمدتاً پیروکسن (از نوع اوژیت)، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز هستند. هورنبلندهای موجود در این گروه از سنگ‌ها، اکسی‌هورنبلند می‌باشند. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تبلور تفریقی و مقدار قابل توجه آب در ماگما می‌باشد. این کانی غالباً بی‌شکل می‌باشد (شکل ۳-۲۸).

تجمع پیروکسن‌ها بافت گلومروپورفیری را به وجود آورده است و پیروکسن‌ها دارای منطقه‌بندی زیبایی هستند (شکل ۳-۲۹).

کانی‌های فرعی موجود در آندزی بازالت‌ها که به طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند، مگنتیت و آپاتیت می‌باشند. کلسیت، سربیسیت و کلریت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در برخی از نمونه‌های سنگی آندزی بازالتی یافت شده‌اند. برخی از آن‌ها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت و آپاتیت هستند. در اثر دگرسانی به کلسیت تبدیل شده‌اند.

یکی از ویژگی‌های شاخص آندزی بازالت‌ها، وجود زینولیت (Xenoliths) گوشته‌ای در آن‌هاست (شکل ۳-۳۶). زینولیت‌های مذکور در واقع تکه‌های دیرگداز کنده شده از محل منبع و یا مسیر عبور ماگما می‌باشند (بست، ۲۰۰۳). وجود آن‌ها نشان‌دهنده عبور سریع ماگما از میان لیتوسفر و انتقال از محل منشأ به سطح، بدون آرایش قابل توجه است به همین دلیل شاخص مناسبی جهت بررسی فرآیندهای موجود در اتاق ماگمایی محل منبع می‌باشند (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۶). کانی‌های اپک به صورت ادخال حاکی از تبلور زودرس آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن است.

1-Aldanmaz



شکل ۳-۲۹- بافت پورفیری و تجمع گلمرولی پیروکسن. در آندزی بازالتها توجه شود که پیروکسن دارای منطقه بندی است (نور PPL).

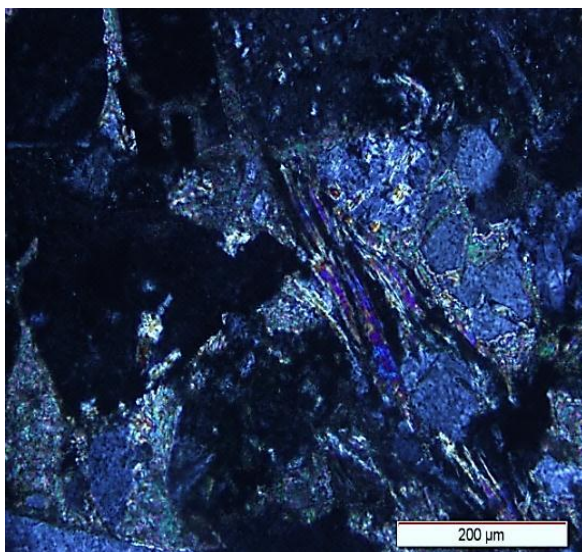
شکل ۳-۲۸- تصویری از حضور گسترده اکسی هورنبلندو فنوکریست درشت پیروکسن آندزی بازالتها (نور PPL).

۳-۴-۳- ماسه سنگ

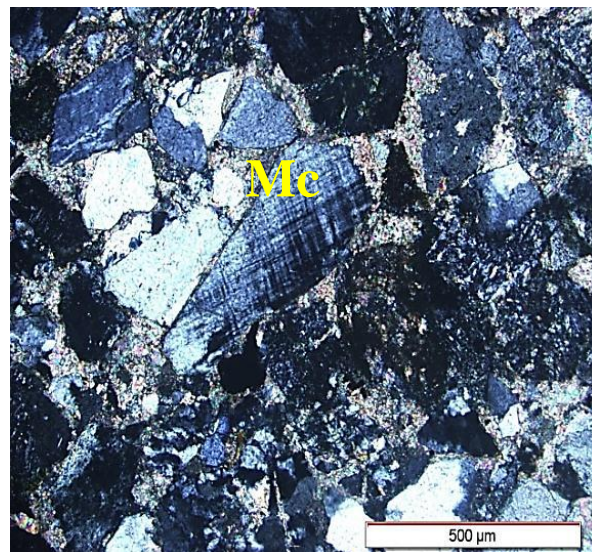
در این ماسه سنگها دانه های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز و قطعات سنگی گنیسی یافت می شود. این قطعات در خمیره ای از یک سیمان کربناته وجود دارند. در مرز بین دانه ها مقداری اکسیدهای آهن نیز حضور دارد (شکل ۳-۳۰). این ماسه سنگها از تخریب سنگهای آذرین- دگرگون پرکامبرین حاصل شده- اند. با توجه به فراوانی قطعات سنگی نام لیتیک آرنایت برای این سنگها مناسب است.

۳-۴-۴- کریستال لیتیک توف

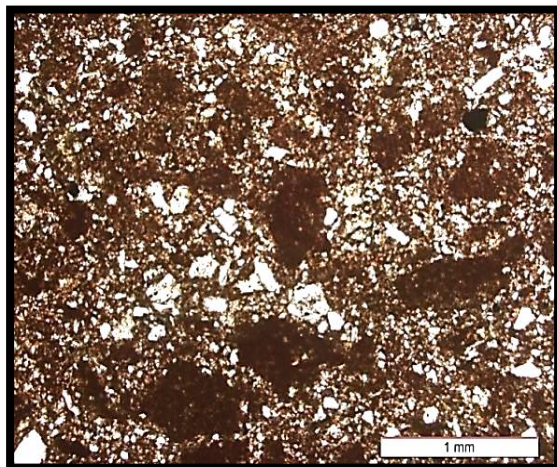
کریستال لیتیک توفها در نمونه دستی به رنگ قرمز دیده می شوند. اجزای تشکیل دهنده این سنگها پلاژیوکلاز و کانی های اپک می باشد (شکل ۳-۳۲). در این سنگها بلورهای پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا بی- شکل به صورت فنوکلاست یا بلورهای خورد شده دیده می شوند و می توان در آنها آثار دگرسانی به کلسیت را مشاهده کرد (شکل ۳-۳۳).



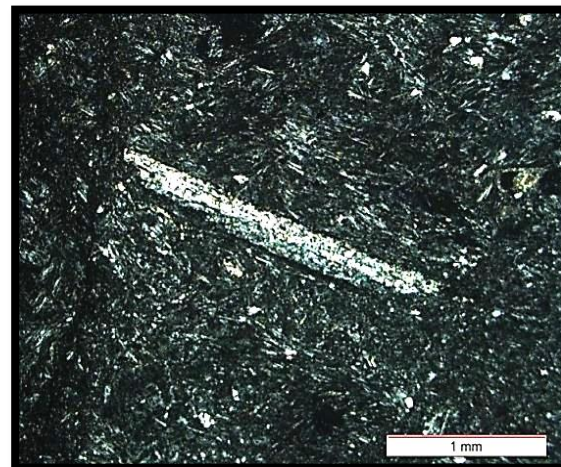
شکل ۳-۳۱- تبدیل شدن پتاسیم فلدسپار به موسکویت در ماسه‌سنگ‌ها (نور XPL).



شکل ۳-۳۰- تصویر میکروسکوپی حضور خرده‌های بلوری میکروکلین، کوارتز و کانی‌های اوپک در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه (نور XPL).



شکل ۳-۳۳- تصویری از حضور خرده‌های سنگ و کانی‌های ریز اپک کریستال لیتیک توف‌ها (نور PPL).



شکل ۳-۳۲- حضور پلاژیوکلاز درشت با میکرولیت‌های فراوان پلاژیوکلاز در قطعات سنگی موجود در کریستال-لیتیک توف‌ها (نور XPL).

۳-۵- پتروگرافی آنکلاوها

آنکلاوهای موجود در گنبد‌های مورد مطالعه در مطالعات صحرایی از نظر اندازه از چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر متغیر بوده و به اشکال گرد، بیضوی و برخی زاویه‌دار با رنگ‌های تیره و روشن مشاهده می‌شوند.

(در هر حال نسبت به سنگ دربرگیرنده خود تیره‌تر هستند). از جمله آنکلاوهای یافت شده در سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان به انواع آمفیبول‌شیستی، توفی و گابرویی و ... اشاره کرد. براساس مطالعات پتروگرافی و صحرایی می‌توان این آنکلاوها را به دو دسته هم‌منشاء با سنگ دربرگیرنده (آندزیت‌ها) و غیر هم‌منشاء تقسیم کرد (دیدیه، ۱۹۷۳، ۱۹۶۴ و ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۱).

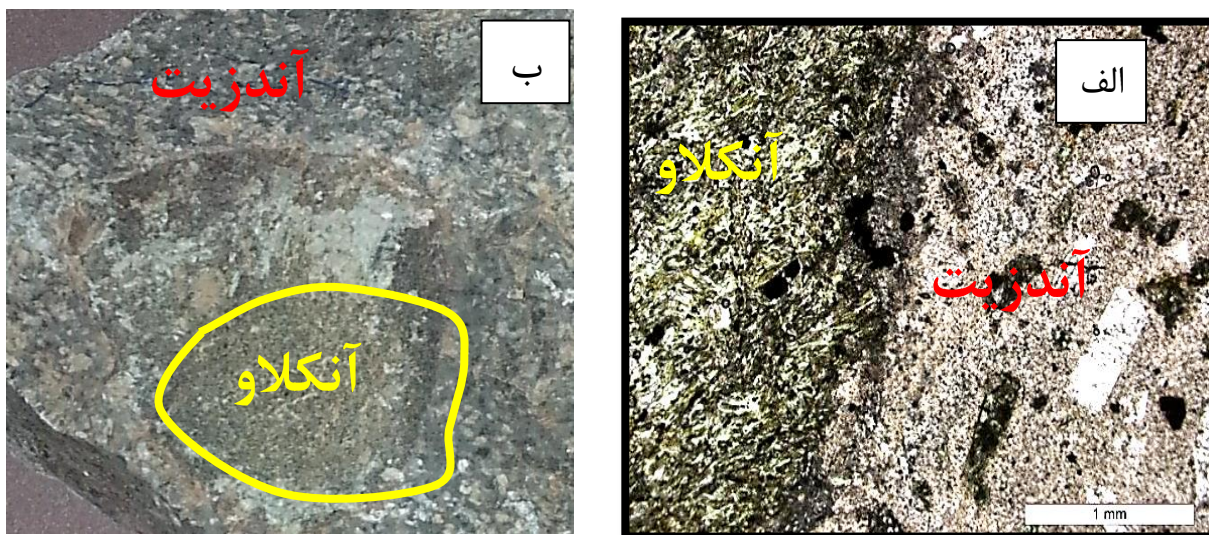
۳-۵-۱- آنکلاوهای زینولیتی

این گروه از آنکلاوها از سنگ‌های میزبان و سایر سنگ‌هایی که در مسیر صعود ماگما حضور داشته‌اند سرچشمه گرفته‌اند و شامل آنکلاوهای آمفیبولیتی، میکاشیستی، گنایسی و توفی‌سیلتستونی هستند و شاهد بارز وقوع آلیش و هضم پوسته‌ای هستند.

آنکلاوهای زینولیتی در حقیقت سنگ‌های متعلق به پوسته قاره‌ای هستند که در طی صعود ماگما به سمت بالا به همراه ماگما حمل شده‌اند.

آنکلاوهای آمفیبول‌شیستی

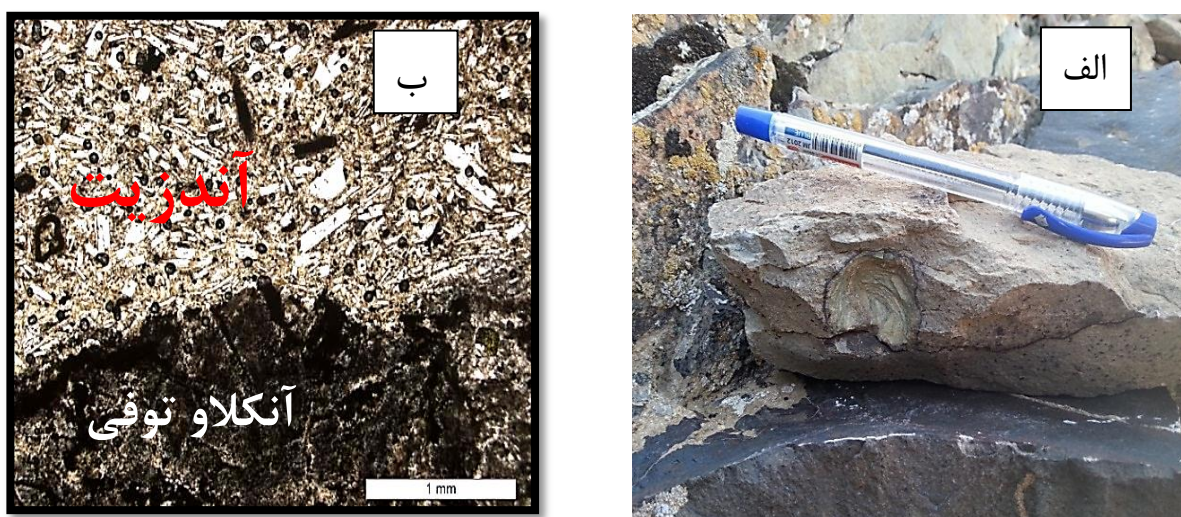
این آنکلاوها از آندزیت‌های ائوسن میانی منطقه هستند و حاوی هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشند. برگوارگی در این آنکلاوها دیده می‌شود (شکل ۳-۳۴). دگرشکلی و تورق از ویژگی‌های بارز این آنکلاوها است.



شکل ۳-۳۴- تصویری از آنکلاو آمفیبولیتی. لف) تصویر میکروسکوپی آنکلاو آمفیبولیتی در محل تماس با سنگ میزبان تراکی- آندزیتی (نور PPI). ب) نمونه دستی از آنکلاو آمفیبولیتی داخل سنگ آندزیتی.

آنکلاوهای توفی

آنکلاوهای توفی موجود در سنگ‌های آندزیتی حاوی لخته‌هایی از پلاژیوکلاز به همراه اکسیدهای آهن است (شکل ۳-۳۵).

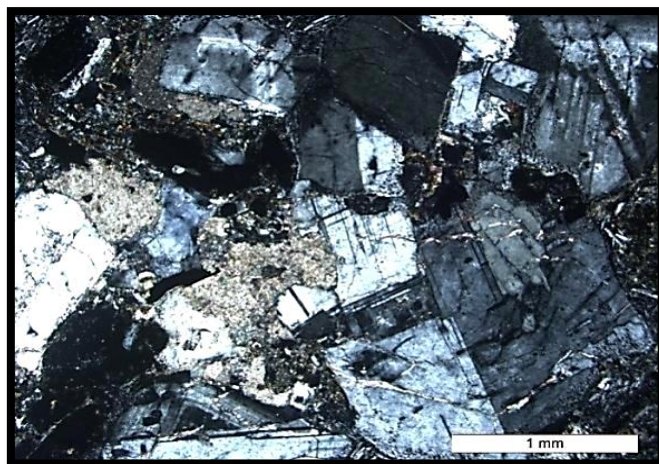


شکل ۳-۳۵- تصویری از آنکلاو توفی. الف) نمونه دستی از آنکلاو توفی داخل سنگ آندزیتی. ب) تصویر میکروسکوپی همان آنکلاو، حاوی لخته‌هایی از پلاژیوکلاز به همراه اکسیدهای آهن، در محل تماس با سنگ میزبان آندزیتی (نور PPI).

۳-۵-۲- آنکلاوهای اتولیتی

آنکلاوهای گابرویی

در یکی از نمونه‌های آندزی بازالتی، آنکلاو گابرویی مشاهده می‌شود که این آنکلاوها دارای بافت گرانولار هستند (شکل ۳-۳۶). از کانی‌های این آنکلاوها می‌توان به پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و کلسیت (به صورت ثانویه) اشاره کرد. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند.



شکل ۳-۳۶- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گابرویی با بافت گرانولار (نور XPL).

فصل ہمارم

پڑوسی

۴-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، در این فصل به مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها می‌پردازیم. با علم ژئوشیمی و داشتن داده‌های ژئوشیمی که عبارتند از عناصر اصلی، عناصر فرعی، ایزوتوپ‌های پرتوزاد و ایزوتوپ‌های پایدار می‌توان اطلاعاتی درباره فرآیندهای زمین‌شناختی به دست آورد. از جمله اطلاعات مفیدی که می‌توان از تحلیل داده‌های ژئوشیمی به ویژه عناصر اصلی و فرعی به دست آورد منشاء و پتروژنز واحدهای سنگی است که یکی از اهداف اصلی این تحقیق می‌باشد.

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه به دست آمده باشد. بنابراین جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه، پس از مطالعات دقیق صحرایی و میکروسکوپی؛ به منظور تکمیل مطالعات و به دست آوردن اطلاعات بیشتر، تعداد ۱۱ نمونه براساس حداقل دگرسانی و تنوع ترکیبی انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد. عناصر اصلی و عناصر نادر به روش ICP-AES و سایر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS (طیف‌سنج جرمی نشری پلاسما جفت شده القایی) تجزیه گردید. مقدار اکسیدهای عناصر اصلی به روش ICP-MS روشی نسبتاً جدید است که به دلیل حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت خوب، در حکم ابزاری برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی، مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است (رولینسون^۱، ۱۹۹۳). سپس نتایج به دست آمده توسط نرم‌افزار پترولوژیکی GCDkit مورد پردازش قرار گرفت. مختصات جغرافیایی و محل برداشت نمونه‌ها به همراه نام آن‌ها در جدول ۴-۱ ارائه شده است. نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر محاسبه کانی‌های نورماتیو و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه، محاسبه و در جدول‌های ۴-۲ و ۴-۳ ارائه گردیده است. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای

1-Rollinson

عناصر اصلی و مقادیر محاسبه شده کانی‌های نورماتیو آنها به صورت درصدوزنی (wt%) و برای عناصر کمیاب و خاکی نادر به صورت قسمت در میلیون (ppm) نمایش داده شده است. قابل ذکر است که تصحیحات لازم، از جمله حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO قبل از پردازش داده‌ها اعمال گردیده است. با توجه به این که شباهت‌های بسیار زیادی بین نمونه‌های آنالیز شده جمالی، منصوری و فتح‌آبادی وجود دارد، بنابراین برای به دست آوردن نتیجه جامعی از مطالعات انجام شده، از نمونه‌های منصوری (۱۳۹۴)، جمالی (۱۳۹۳) و فتح‌آبادی (۱۳۹۳) نیز در بررسی ماهیت آداکیتی سنگ-های مورد مطالعه (جدول ۴-۴) استفاده شده است.

جدول ۴-۱: مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت بر حسب

UTM

نام گنبد	شماره نمونه	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی UTM	
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
غرب رضاآباد	S.1	آندزیت	467765	3978546
دوبرادر	S.2	"	358523	565694
الله کم	S.3	"	358196	5644685
الله کم	S.4	"	358102	564468
الله کم	S.5	"	358094	564444
کنار آغل درخشانی	S.6	داسیت	452950	3960149
غرب سیاه کوه	S.7	"	452175	3957167
چهار گنبد	S.9	تراکی داسیت	448361	3953375
آغل گزو- واشنگ	S.8	"	447462	3951487
تاریک دره	S.10	گابرو	446935	3942034
تاریک دره	S.11	"	446896	3948808

با توجه به مستندات که بعداً ارائه خواهد شد نمونه‌های سنگی S.8 و S.9 رفتار ژئوشیمیایی مشابهی نشان می‌دهند و بهتر است هر دو را تراکی داسیت بنامیم اگرچه نمونه S.8 نزدیک به مرز تراکی داسیت قرار می‌گیرد و در مرحله اول در محدوده ترکیبی داسیت واقع می‌شود.

۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها

ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌ها تحت تأثیر برخی فرآیندها قرار گیرند و دچار خطا شوند. یکی از عوامل ایجاد خطا، آلودگی در هنگام آماده‌سازی نمونه به ویژه در مرحله خردکردن و آسیاب کردن است. این مورد آلودگی ناشی از آغشته شدن نمونه با نمونه‌های تهیه شده قبلی و یا خود دستگاه آسیاب است که از طریق تمیز نمودن دستگاه رفع می‌گردد. لازم به ذکر است با آگاهی کامل نسبت به منابع بروز خطا و با توجه به روش‌های توصیه شده، سعی شد خطاها یا آلاینده‌ها به حداقل ممکن برسد. نمونه‌ها در کارگاه خردایش سنگ شرکت طیف کانسارن بینالود خرد و پودر گردید. نمونه‌های مورد مطالعه در این تحقیق، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به کمک بسته ترکیبی 4A و 4B روش طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS و ICP-AES) تجزیه شده‌اند.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها و پردازش آن‌ها، دو نوع تصحیح بر روی آن‌ها صورت می‌گیرد. یکی حذف مواد فرآر (L.O.I) و دیگری تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO می‌باشد.

الف) تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I)

مواد فرآر در سنگ‌های ماگمایی کم و معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد و وجود مواد فرآر عمدتاً ناشی از فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی می‌باشد (رولینسون، ۱۹۸۹، میدلموست، ۱۹۸۵، ژائو^۱، ۲۰۰۷) این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۰/۵ درصد تا حداکثر ۴/۵ درصد متغیر می‌باشند. ابتدا مقدار L.O.I را از مجموع اکسیدهای سنگ (Sum) کم می‌کنیم. عدد به دست آمده مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرآر آن حذف شده است. سپس ۱۰۰ را بر مجموع جدید تقسیم

می‌کنند. عدد حاصل را در مقدار درصد تک‌تک اکسیدهای سنگ ضرب کرده تا درصد وزنی اکسیدها بدون در نظر گرفتن مواد فرار محاسبه گردد (یا به عبارتی مجدداً به صد رسانده می‌شود).

به عنوان مثال:

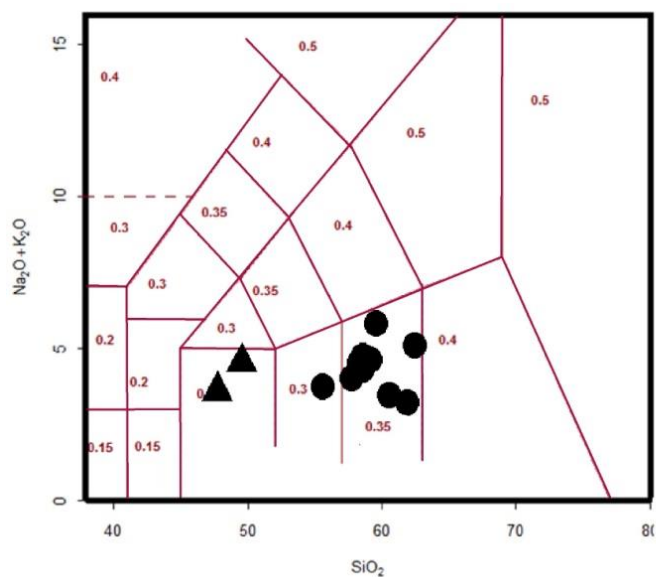
$$S_1: \text{Sum} = 99.74, \text{L.O.I} = 2.1$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.74 - 2.1 = 97.64$$

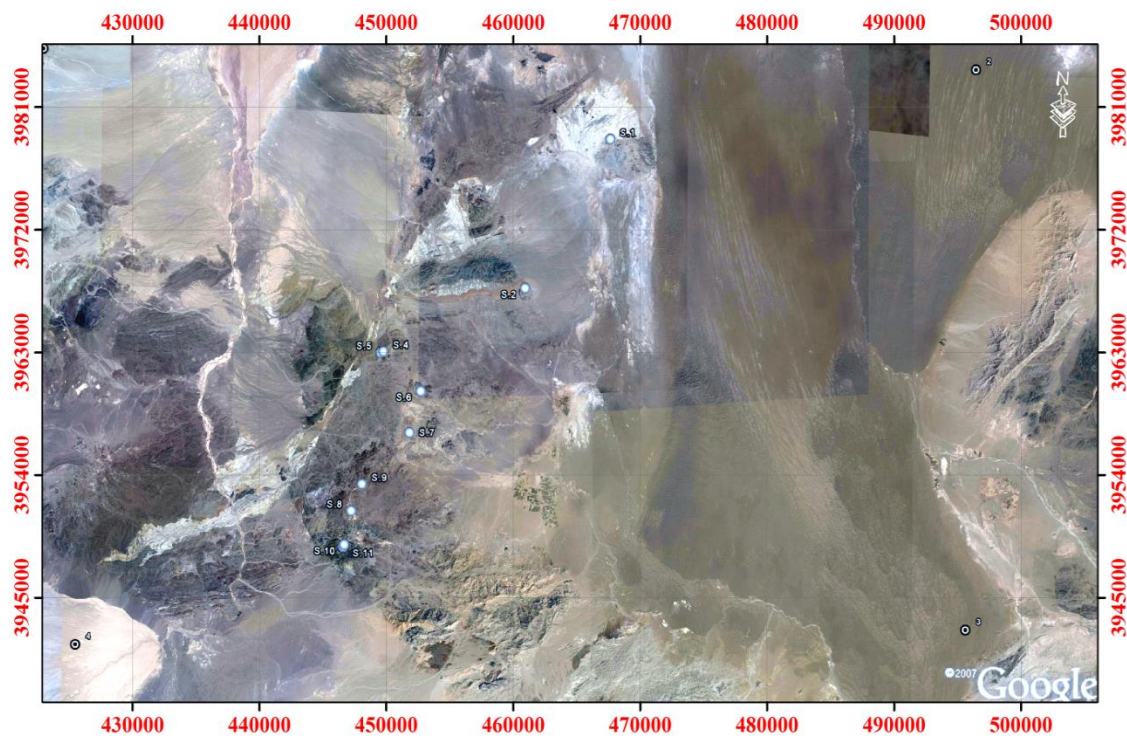
$$Z = 100 / 97.64 = 1.02$$

(ب) تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$

در تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ ، مقدار نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO}$ برای هر گروه سنگی از روی نمودار مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (TAS) اقتباس از لومتر^۱ و همکاران (۱۹۸۹) و یا میدلموست (۱۹۸۹) به دست می‌آید. برای نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت غالباً برابر ۰/۳۵ و برای تعداد کمی از نمونه‌ها برابر ۰/۲ می‌باشد (شکل ۴-۱). سپس با توجه به مقادیر Fe_2O_3 کل موجود در نتایج تجزیه‌شیمیایی، مقادیر Fe_2O_3 و FeO به طور مجزا محاسبه شده است. مقادیر Fe_2O_3 کل و Fe_2O_3 و FeO تصحیح شده در جدول (۴-۲) ارائه شده است.



شکل ۴ - ۱ - نمودار میدلموست (۱۹۸۹) جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی.



شکل ۴ - ۲ - تصویر ماهواره‌ای از موقعیت نمونه‌های برداشت شده

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی (داده‌های خام).

	S.1	S.5	S.4	S.2	S.3	S.8	S.6	S.7	S.9	S.10	S.11
SiO ₂	58.91	59.46	59.72	59.71	60.25	60.63	61.58	62.91	63.41	49.31	51.06
TiO ₂	0.7	0.53	0.58	0.5	0.53	0.43	0.5	0.39	0.41	0.96	0.86
Al ₂ O ₃	17.92	17.16	17.54	17.54	17.26	16.07	17.03	16.77	15.32	18.55	17.15
Fe ₂ O ₃₍₀₎	4.81	4.35	4.76	4.44	4.63	4.1	4.39	3.6	3.97	10.32	9.01
MgO	1.84	2.46	2.56	2.18	2.66	2.8	2.15	1.57	1.55	5.01	4.1
MnO	0.05	0.06	0.09	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.22	0.21
CaO	7.83	5.14	6.26	5.8	4.87	4.51	5.84	6.24	5.86	9.73	7.72
Na ₂ O	4.04	4.77	4.5	4.93	4.79	4.52	3.57	3.5	4.5	2.73	3.92
K ₂ O	1.21	1.08	1.07	1.12	1.13	2.73	1.05	0.87	1.98	2.07	1.93
P ₂ O ₅	0.3	0.31	0.34	0.32	0.3	0.21	0.2	0.12	0.21	0.35	0.31
Cr ₂ O ₃	0.011	0.012	0.004	0.006	<0.002	0.011	0.008	0.011	0.009	0.003	0.003
L.O.I.	2.1	4.5	2.3	3.1	3.3	3.7	3.4	3.8	2.5	0.5	3.5
Sum	99.74	99.79	99.76	99.75	99.79	99.77	99.82	99.85	99.79	99.72	99.76

نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی (پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر Fe₂O₃/FeO).

	S.1	S.5	S.4	S.2	S.3	S.8	S.6	S.7	S.9	S.10	S.11
SiO ₂	60.33	62.41	61.25	61.78	62.46	63.05	63.88	65.51	65.18	49.69	53.02
Al ₂ O ₃	18.35	18.01	17.99	18.14	17.89	16.71	17.66	17.46	15.74	18.69	17.81
FeO	3.126	2.827	3.094	2.88	3.01	2.66	2.85	2.34	2.58	8.256	7.208
Fe ₂ O ₃	1.683	1.522	1.666	1.554	1.62	1.435	1.536	1.26	1.389	2.064	1.802
MgO	1.88	2.58	2.62	2.25	2.75	2.91	2.23	1.63	1.59	5.04	4.25
CaO	8.01	5.39	6.42	6	5.04	4.69	6.05	6.49	6.02	9.80	8.01
Na ₂ O	4.13	5.00	4.61	5.1	4.96	4.70	3.70	3.64	4.62	2.75	4.07
K ₂ O	1.23	1.13	1.09	1.15	1.17	2.83	1.08	0.90	2.03	2.08	2.00
TiO ₂	0.71	0.55	0.59	0.51	0.54	0.44	0.51	0.40	0.42	0.96	0.89
P ₂ O ₅	0.3	0.32	0.34	0.33	0.31	0.21	0.20	0.12	0.21	0.35	0.32
MnO	0.05	0.06	0.09	0.08	0.07	0.06	0.08	0.06	0.07	0.22	0.21
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	<0.00 2	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00

Rare earth elements (ppm)

	S.1	S.5	S.4	S.2	S.3	S.8	S.6	S.7	S.9	S.10	S.11
La	20.9	17.3	17.8	24.4	17.6	15.7	11.6	8.3	15.1	13.4	13.5
Ce	37.5	33.4	33.9	42.2	33.6	28.9	20.7	15.3	27.4	27.6	27.7
Pr	4.56	4.13	4.25	4.88	4.14	3.36	2.58	1.83	3.27	3.85	3.69
Nd	18	16.5	17	18.5	15.4	13.4	10.3	6.8	12.6	17	16.2
Sm	2.95	2.87	2.92	2.98	2.8	2.41	1.88	1.43	2.18	4.02	3.58
Eu	0.93	0.89	0.98	0.93	0.9	0.69	0.66	0.51	0.7	1.35	1.18
Gd	2.43	2.32	2.39	2.23	2.13	1.98	1.66	1.41	1.84	4.15	3.92
Tb	0.33	0.28	0.3	0.29	0.29	0.23	0.24	0.19	0.23	0.67	0.6
Dy	1.74	1.42	1.52	1.41	1.46	1.28	1.19	1.09	1.08	3.67	3.55
Lu	0.1	0.09	0.1	0.11	0.09	0.09	0.1	0.08	0.09	0.32	0.35
Ho	0.29	0.26	0.24	0.25	0.26	0.22	0.22	0.22	0.24	0.75	0.73
Er	0.77	0.64	0.66	0.7	0.7	0.56	0.7	0.53	0.59	2.22	2.17
Tm	0.11	0.08	0.1	0.1	0.09	0.09	0.1	0.08	0.1	0.31	0.3
Yb	0.77	0.63	0.66	0.58	0.65	0.68	0.66	0.57	0.59	2.07	2.12

Trace elements (ppm)

	S.1	S.5	S.4	S.2	S.3	S.8	S.6	S.7	S.9	S.10	S.11
Sc	13	7	8	6	7	8	8	7	7	24	20
Ba	295	271	284	334	276	385	240	186	364	195	214
Be	2	2	2	2	<1	3	<1	2	2	2	5
Co	10.2	10.8	12.6	9.9	11.9	12.5	10	9.4	10.4	28.4	22.4
Cs	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.5	0.2	0.2	0.8	0.6
Ga	19.5	18.5	17.5	19.8	19.5	16.2	17.7	18.2	16.1	18.8	16.9
Hf	2.4	2.3	2.5	2.7	2.4	2	1.9	1.7	2.2	2	2.6
Nb	7.4	5.5	5.9	15	5.3	2.9	4.3	2.6	2.8	3.3	4.7
Rb	14.6	15.6	14.9	17.9	16	55.6	15	12.5	36.6	44.2	40.2
Sr	1219	930.4	1018.7	1135.9	901. 8	984.8	822.6	707. 1	1046.9	699.9	733
Ta	0.4	0.3	0.3	0.8	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3
Th	3.2	2	2.1	3.8	2	2.2	1.6	1.2	2.2	1.8	2.2
U	1.2	0.6	0.6	1.2	0.6	1	0.7	0.6	0.5	0.4	0.6
V	158	89	103	83	94	61	95	94	41	283	186
W	1.1	1	0.9	0.9	0.7	1	<0.5	0.7	<0.5	0.7	0.7
Zr	90.3	89.2	95.8	123.3	91.6	78.9	67.1	59.5	78.4	68.7	97.8
Y	7.9	6.5	7.6	6.9	6.9	5.6	6	5.2	6.3	20	20.1

ادامه جدول ۲-۴

Mo	0.4	0.3	0.4	0.9	0.8	0.4	0.2	0.7	0.2	0.9	0.9
Cu	85	52.7	57.3	50.3	15.2	30.2	43.2	44.8	39.5	147.1	53.5
Pb	3.8	1.4	1.6	1.7	2	2.4	2.4	2.3	1.1	2.5	3.8
Zn	33	44	48	51	48	29	48	47	30	22	60
Ni	20.8	10.1	17.1	28.4	11.9	25.4	8/3	10.9	10	12.2	10.8
As	1.7	0.7	0.9	1	0.9	<0.5	<0.5	0.9	0.6	<0.5	2.9

عناصر کمیابی مانند Au, Ag, Bi, Sb, Hg و Cd که مقدار مشخصی نداشتند یا مقادیر آنها قابل اغماض

بود، از لیست جدول (۲-۴) حذف شده اند. علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت،

Hy: هیپرستن، Il: ایلمنیت، Sph: تیتانیت، Ru: روتیل و Ap: آپاتیت.

جدول ۳-۴ - مقادیر نورماتیو کانیها بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر

نسبت Fe_2O_3/FeO

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S11
Q	14.54	13.34	15.03	14.48	14.73	22.52	25.43	12.31	18.46	1.15	1.92
C	0	0	0.02	0	0	0	0	0	0	0	0
Or	7.32	6.84	6.91	6.48	6.69	6.43	5.35	16.79	12.02	12.32	11.84
Ab	35.01	43.16	41.99	39.07	42.33	31.33	30.83	39.81	39.13	23.27	34.44
An	27.84	23.20	23.00	25.14	23.30	28.36	28.61	16.12	16.19	32.48	24.40
Di	5.94	2.28	0	2.13	0	0	1.27	3.43	8.55	8.82	8.57
Wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0.04	0	0
Hy	1.93	4.56	6.86	5.55	6.42	5.55	3.48	5.66	0	8.47	6.63
Il	0.10	0.17	0.15	0.19	0.13	0.17	0.13	0.13	0.15	0.47	0.46
Hm	4.92	4.59	4.79	4.88	4.56	4.55	3.74	4.26	4.08	10.39	9.35
Sph	1.61	1.04	0	1.20	0.92	0.23	0.82	0.92	0.83	1.76	1.59
Ru	0	0	0.46	0	0.10	0.32	0	0	0	0	0
Ap	0.72	0.78	0.73	0.82	0.76	0.49	0.29	0.51	0.51	0.83	0.76
Sum	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

۴-۴ - طبقه بندی و نام گذاری سنگ های آذرین

مهم ترین کاربرد داده های عناصر اصلی در طبقه بندی و نام گذاری سنگ های آذرین است. از آنجاکه

سنگ های آذرین مورد مطالعه، عمدتاً نیمه عمیق هستند، جهت طبقه بندی و نام گذاری آنها از

طبقه بندی های مختلف سنگ های آتشفشانی و در مواردی طبقه بندی سنگ های آذرین درونی استفاده

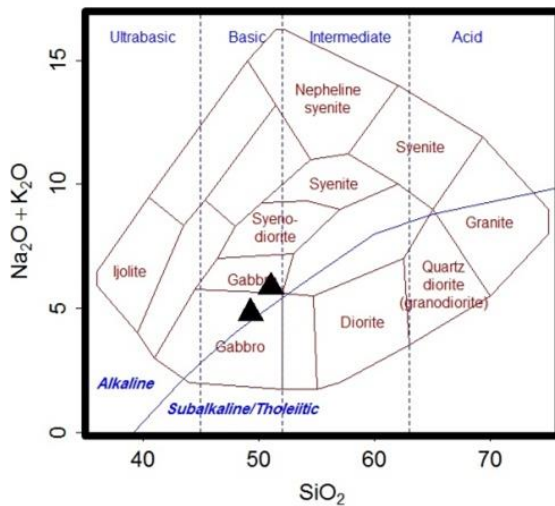
شده است. طبقه‌بندی شیمیایی که بر مبنای نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌ها استوار است در زیر توضیح داده می‌شود.

۴-۵- طبقه‌بندی شیمیایی

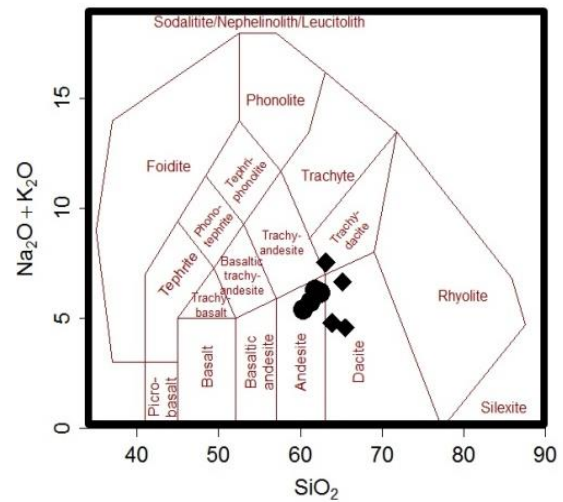
در این روش اکسیدهایی که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، در رده‌بندی سنگ‌ها استفاده می‌شوند. یکی از نمودارهای ترسیمی از این نوع که عمومیت بیشتری دارند، نمودار قلیایی کل-سیلیس (TAS) (نمودارهای کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۸۵، ۱۹۹۴)، لوباس و همکاران (۱۹۸۶)) است که در آن مجموع مقدار Na_2O و K_2O در مقابل مقدار SiO_2 و بر حسب درصد وزنی اکسیدها بر روی نمودار پیاده می‌شوند. باید توجه داشته باشیم که محدوده‌های تعریف شده برای سنگ‌ها در نمودارها اندکی متفاوت است.

۴-۵-۱- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).

این نمودار بر اساس مجموع Na_2O و K_2O در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، رسم شده است. استفاده از سیلیس در طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین اهمیت خاصی دارد، زیرا سیلیس، جزء اکسید اصلی سنگ‌های ماگمایی معمول در زمین به شمار می‌رود و مقدار سیلیس هر مذاب، خواص فیزیکی و ساختمانی آن را کنترل می‌کند (میدلموست^۱، ۱۹۹۴). براساس این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه به سه گروه آندزیت-تراکی آندزیت، داسیت-تراکی داسیت (نیمه‌عمیق) و گابرویی (نفوذی) نام‌گذاری شده‌اند. با وجود نام‌گذاری بخشی از سنگ‌ها براساس سنگ آذرین بیرونی و بخش دیگر براساس سنگ آذرین درونی این سنگ‌ها دارای رابطه‌ی ژنتیکی نزدیکی با همدیگر هستند و بررسی تغییر و تحولات آن‌ها با یکدیگر مشکلی ندارد (شکل ۴-۴).



شکل ۴ - ۴ - نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران ۱۹۷۹).



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

علائم به کار رفته در تمامی نمودارهای ارائه شده در این فصل به صورت زیر تعریف شده است:		
▲	گابرویی	●
◆	داسیت - تراکی داسیت	

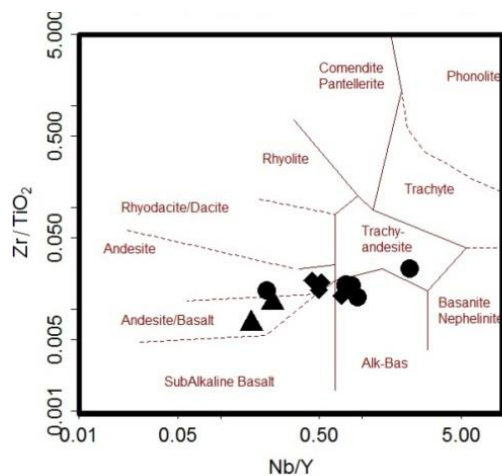
۴-۵-۲ - نمودارهای Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶) و نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).

در رده‌بندی سنگ‌های آذرین براساس اکسیدهای اصلی که در آن‌ها مجموع اکسیدهای عناصر قلیایی مشارکت دارند، این احتمال وجود دارد که اکسیدهای عناصر اصلی در اثر دگرسانی و هوازدگی متحمل تغییراتی شوند و به کاهش یا افزایش مقادیر اکسیدهای این عناصر در سنگ‌ها منجر شود. نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین دیگری که در آن‌ها عناصر یا اکسیدهای با تحرک کمتر مبنای بررسی قرار می‌گیرند. عنصرهای نظیر Zr ، T و Nb از جمله عناصری هستند که قدرت تحرک کمی دارند و در حین دگرسانی یا هوازدگی کمتر متحمل تغییرات می‌شوند لذا نمودارهایی مثل نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2

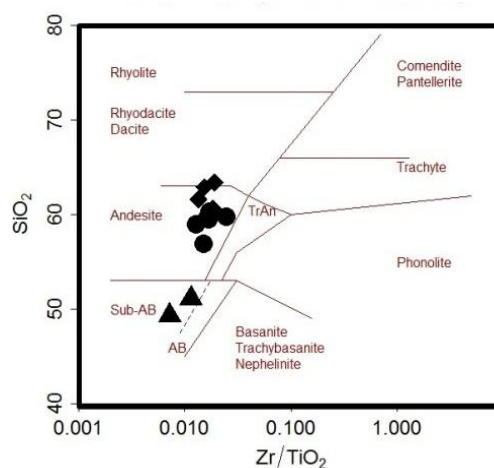
(وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷) و Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶) برای رده‌بندی و نام-گذاری سنگ‌های مورد مطالعه مفید می‌باشند. موقعیت ترکیبی سنگ‌های مورد مطالعه بروی نمودارهای ذکر شده (شکل‌های ۴-۵ و ۴-۶) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در محدوده ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. اسامی به دست آمده از این نمودار و نمودارهای مجموع Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (شکل‌های ۴-۴، ۴-۳) با هم سازگار هستند و همدیگر را تایید می‌کنند. جوان بودن سنگ‌های مورد مطالعه و عدم مشاهده شواهد دگرسانی در نمونه‌های مورد مطالعه نیز مؤید این موضوع است.

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی برای بررسی روند تغییرات بین سنگ‌های آذرین و تعیین روابط پترولوژیکی و ژئوشیمیایی که در طی فرایندهایی چون تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی و یا آلیش و هضم پوسته‌ای ناشی می‌شود بسیار سودمند می‌باشد (ویلسون ۱۹۸۹). بدین منظور نمودارهای متنوعی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در برابر



شکل ۴ - ۶- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۶).



شکل ۴ - ۵- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۷).

SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)، نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO (فتر ۱۹۴۸) اشاره کرد. این نمودارها، تحول ماگما را از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند. از آنجایی که این امکان وجود دارد در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت، روندهای مشابهی در نمودار ایجاد شود؛ در تفسیر این نمودارها باید بسیار دقت شود. 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). هدف اصلی یک نمودار دو متغیره نشان دادن تغییرات میان نمونه‌ها و تشخیص روندهاست. بنابراین عنصر واقع بر محور X نمودار باید به گونه‌ای انتخاب شود که بیشترین تغییرپذیری را میان نمونه‌ها یا یک فرآیند ژئوشیمیایی خاص نمایش دهد. برای این منظور معمولاً اکسیدی که بیشترین گستره را در مجموعه‌ی داده‌ها نشان می‌دهد، برگزیده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای تغییراتی را که در آن اکسیدها در مقابل SiO_2 ترسیم می‌شوند اغلب نمودارهای هارکر می‌نامند (رولینسون، ۱۹۹۳). این نمودارها قدیمی‌ترین شکل نمودارهای تغییرات، و یکی از پرستفاده‌ترین ابزار نمایش داده‌های عناصر اصلی است. در محور X ، SiO_2 را قرار می‌دهند چون معمولاً سازنده اصلی سنگ است و بیشتر از اکسیدهای دیگر تغییرات را نشان می‌دهد. با استفاده از این نمودار می‌توان روند تغییرات در تکامل ماگما و همچنین منشاء سنگ را بررسی کرد. پراکندگی اکسیدها در مقابل سیلیس ممکن است ناشی از تجمع درشت بلورها، وجود بیش از یک نوع ماگما، روش نمونه برداری، آنالیز توأم با خطا، عدم تأثیرپذیری نسبی یک اکسید در مقابل سیلیس و دگرسان بودن نمونه‌ها باشد (رولینسون،

۱۹۹۸). براساس مشاهدات صحرایی و نتایج حاصل از ترسیم موقعیت ترکیبی، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه را می‌توان به دو دسته کلی تقسیم کرد. دسته اول دارای ترکیب کلی تراکی‌آندزیتی، تراکی-داسیتی- داسیت و دسته دوم سنگ‌هایی با ماهیت گابرویی هستند. به علت کمبود امکانات مالی و محدود بودن رخنمون نمونه‌های دیوریتی و سینیتی موجود در منطقه، نمونه‌ای جهت آنالیز ارسال نشده است. لذا آنالیزهای شیمیایی فقط به ترکیب سنگ‌های گابرویی معطوف می‌شود و نمی‌توان در مورد تحولات ماگمایی صورت گرفته در آن توده‌های آذرین گابرو-دیوریتی بحث و بررسی مفصلی انجام داد. لیکن اگر اعضای هر یک از این گروه‌های سنگی را بطور مجزا مورد بررسی قرار دهیم دامنه تغییرات SiO_2 خیلی محدود است (۵۷-۶۷). با این وجود در گروه تراکی‌آندزیتی تا داسیتی نیز تغییرات SiO_2 محدود است و به کار بردن واژه یا عبارت تفریق‌یافتگی برای آن‌ها چندان کارساز یا مناسب نیست. برخلاف کمبود نتایج آنالیزهای شیمیایی در مقیاس صحرایی، می‌توان در درون توده نفوذی تاریک درّه شاهد تفرق یافتگی از گابرو تا سینیت بود. بررسی دقیق این توده نفوذی کم‌عمق (نیمه نفوذی) به یک بررسی دقیق و تکمیلی نیاز دارد. با توجه به مشاهدات صحرایی در حد فاصل معلمان تا اسب کشان توده‌های گابرویی مشابه منطقه تاریک درّه فقط به صورت محدود در غرب معدن چاه موسی مشاهده شده است. بنابراین ترکیبات گابرویی در نوار آتشفشانی شمال ایران مرکزی از فراوانی بسیار کمی برخوردار هستند (خواجه-زاده، ۱۳۸۸).

با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 ، اکسیدهای TiO_2 ، CaO ، MgO ، Fe_2O_3 و P_2O_5 روند خطی نزولی محسوسی دارند که با انجام پدیده تبلور تفریقی اندک سازگار است. میزان اکسیدهای ذکر شده در طی تبلور ماگما، به دلیل تشکیل و سپس جدایش کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز کم می‌شود. مقداری از Fe_2O_3 ، MnO و TiO_2 در تشکیل دانه‌های دانه ریز

اوپک (مگنتیت‌ها) و اکسیدهای آهن حاصل اپاسیتی شدن هورنبلندها مشارکت کرده‌اند. بنابراین تغییرات این اکسیدها تا حدودی متأثر از وجود فراوانی کانی‌های اپک و مقدار اپاسیتی شدن می‌باشد. همچنین با افزایش SiO_2 مقدار K_2O و Na_2O افزایش می‌یابد که این امر با تبلور فلدسپار پتاسیک (سانیدین) و پلاژیوکلازهای سدیک‌تر در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه سازگار است. البته لازم به ذکر است به دلیل دانه‌ریز بودن سنگ‌های مورد مطالعه شناسایی سانیدین در سنگ‌های مورد مطالعه در مقاطع میکروسکوپی به سختی امکان پذیر بوده است ولی شاید آنالیز نقطه‌ای تعدادی از کانی‌های روشن موجود در زمینه سنگ حضور فلدسپات پتاسیم‌دار نظیر سانیدین را به اثبات رساند.

در ضمن با وجود مقدار کم K_2O (۲/۸-۰/۹ درصد وزنی) کانی پتاسیم‌دار دیگری نظیر بیوتیت در سنگ‌های مورد مطالعه دیده نشده است. با توجه به دامنه تغییرات کم K_2O این روند نزولی عملاً کاربرد یا مفهوم پترولوژیکی ندارد (شکل ۴-۷-۵).

با توجه به تغییرات K_2O و Rb (بالاتر بودن مقادیر این دو پارامتر) در نمونه‌های تراکی داسیت، شانس حضور سانیدین در این سنگ‌ها بیشتر است. با پیشرفت تبلور و تفریق بلوری مقدار TiO_2 کاهش می‌یابد (شکل ۴-۷-۵)، زیرا این اکسید در ساختار اکسیدهای آهن تیتان‌دار مانند تیتانومگنتیت مشارکت می‌کند و از مذاب خارج می‌شود. روند کاهش این اکسید شبیه روند تغییرات FeO_t می‌باشد. دلیل تشابه روند تغییرات FeO_t ، TiO_2 مربوط به تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر تیتانیوم و آهن می‌باشد. همچنین این عنصر می‌تواند جانشین Al در ساختمان کانی‌هایی چون هورنبلند سبز، اوژیت و اسفن گردد. روند کاهش این اکسید از مشخصات ولکانیسم کالک‌آلکالن به شمار می‌آید (گیل، ۱۹۸۱).

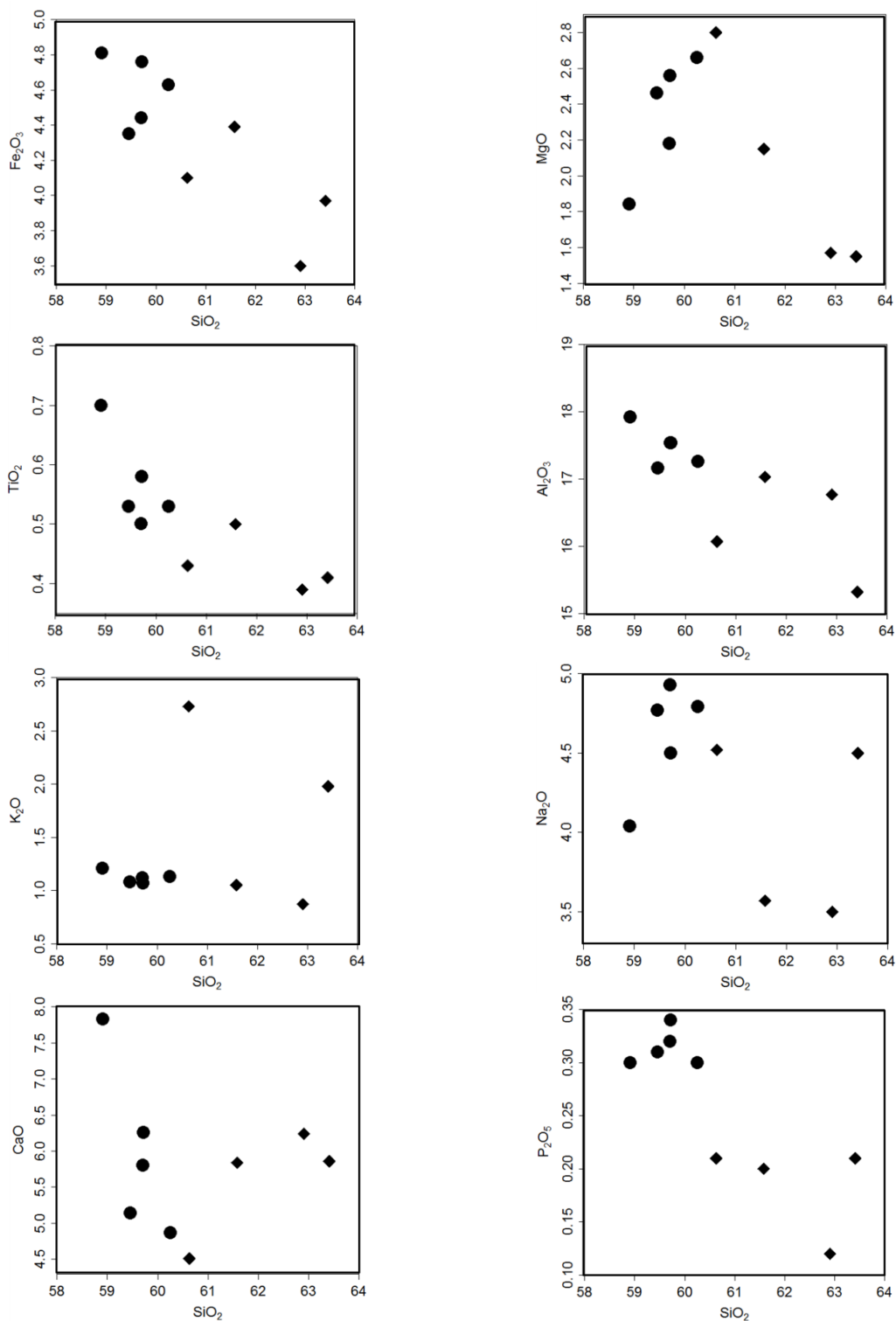
علاوه بر پلاژیوکلاز که مهمترین مصرف کننده CaO می‌باشد، هورنبلند سبز - قهوه‌ای و پیروکسن (اوژیت) در این سنگ‌ها نیز یافت می‌شود. لذا مقداری از تغییرات فراوانی CaO با فراوانی این کانی‌ها در

ارتباط می‌باشد. مقدار تغییرات CaO (از ۶/۴ تا ۹/۸) متغیر است. بنابراین تغییرات افزایشی یا کاهش‌ی اکسید کلسیم در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه متأثر از فراوانی این کانی‌هاست (شکل ۴-۶-ت). اکسی-هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک این سنگ‌هاست. فراوانی پیروکسن (اوژیت) در مقابل هورنبلند بسیار کمتر است. تغییرات Fe_2O_3, MnO, TiO_2 تا حدود زیادی متأثر از فراوانی این دو کانی می‌باشد. نمونه‌هایی که دارای مقدار هورنبلند یا اکسی هورنبلند بیشتری هستند، معمولاً دارای Fe_2O_3 بیشتری هستند. نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۷-ب)، روند نزولی نشان می‌دهد. این روند با تبلور و تفریق کانی‌های مافیک آهن‌دار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت، مگنتیت و بنابراین کاهش میزان Fe_2O_3 در مذاب باقیمانده سازگار است. بیشترین مصرف‌کننده‌های این اکسید، کانی‌های مافیکی چون اوژیت، هورنبلند می‌باشند. در واقع هر چه ماگما اسیدی‌تر باشد دارای میزان آهن کمتری است، که این امر نیز با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد.

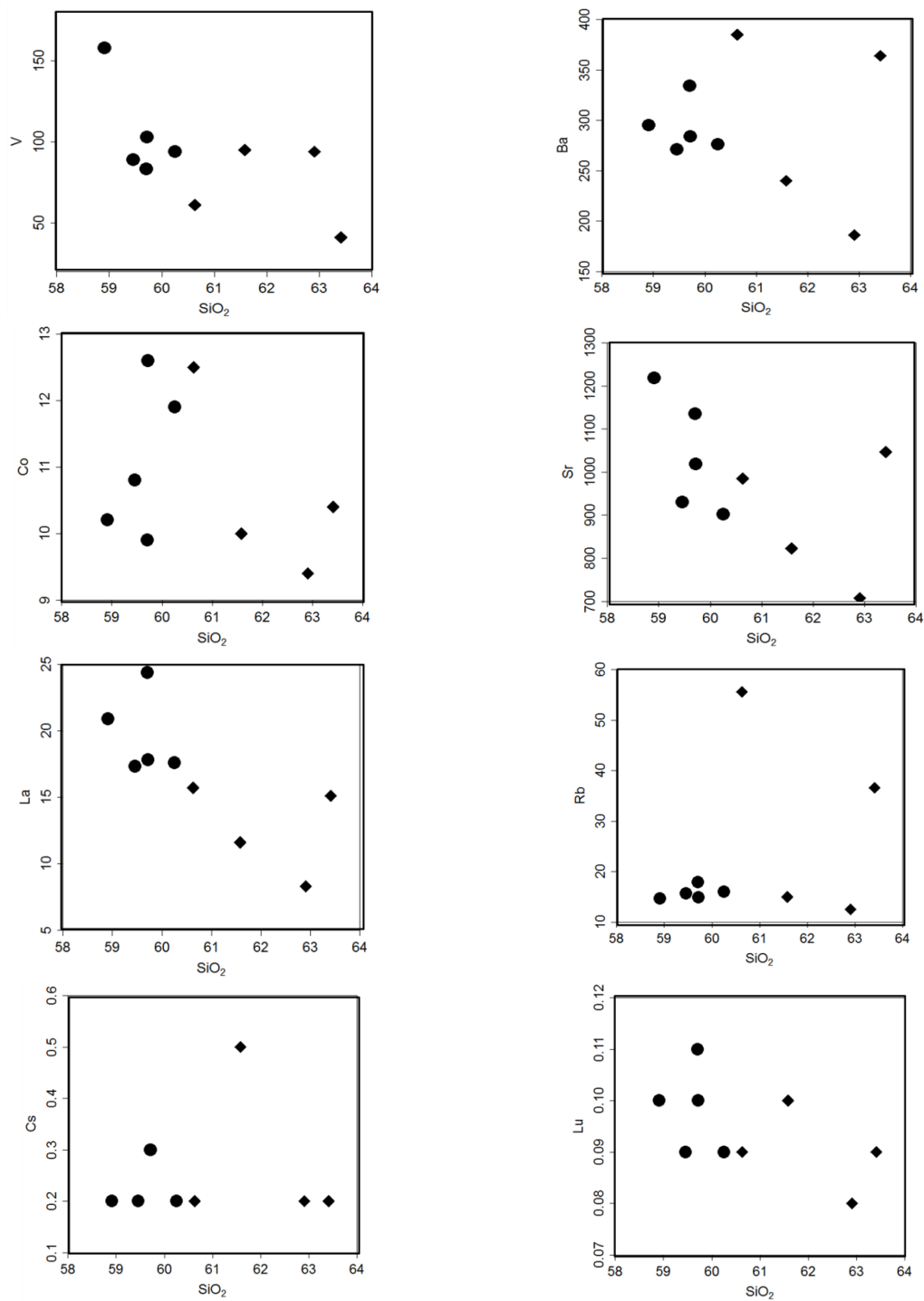
فسفر موجود در ماگما به صورت آپاتیت‌های تبلور یافته تجلی یافته است. همانطور که انتظار می‌رود چون این کانی از فراوانی بسیار کمی برخوردار است مقدار P_2O_5 سنگ نیز بسیار کم است. مشاهدات میکروسکوپی فراوانی کم اذخال آپاتیت را تأیید می‌کند. نمودار Na_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۷-ج) تغییر روند نزولی یا صعودی بارزی نشان نمی‌دهد.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات با استفاده از عناصر فرعی و عناصر خاکی نادر در مقابل SiO_2
عناصر کمیاب به عناصری با غلظتی کمتر از ۰/۱ درصد وزنی سنگ گفته می‌شود، که این عناصر به ندرت خود کانی می‌سازند اما اکثراً جایگزین عناصر اصلی می‌گردند. عناصر کمیاب برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناختی بیشتر از عناصر اصلی مورد استفاده قرار می‌گیرند (رولینسون ۱۹۸۹). عناصر کمیاب بر اساس رفتارشان در ماگما به دو گروه: عناصر سازگار و ناسازگار تقسیم می‌شوند. عناصر سازگار در ساخت فازهای جامد (کانی‌ها) شرکت می‌کنند در حالیکه عناصر ناسازگار بیشتر در فاز مذاب باقی مانده و در

ساخت کانی شرکت نمی‌کنند. لذا با مشارکت عناصر سازگار در ساخت کانی، تدریجاً فاز مذاب از عناصر سازگار فقیر ولی متعاقباً از عناصر ناسازگار غنی می‌شود. سپس تحت شرایط جدید عناصر ناسازگار که از تمرکز کافی برخوردار می‌شوند تا بتوانند در ساخت کانی‌ها شرکت کنند و حتی برخی از آن‌ها کانی مستقلی را تشکیل می‌دهند. برای بررسی تغییرات عناصر فرعی سازگار و ناسازگار از بین عناصر مورد نظر چون V, Co به عنوان عناصر سازگار و عناصر Sr, Ba, Rb به عنوان عناصر ناسازگار انتخاب شده و تغییرات آن‌ها در مقابل SiO_2 مورد بررسی قرار خواهد گرفت. همان طور که در شکل (۴-۸)، مشاهده می‌شود عناصر V و Co در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی، ولی عناصر Sr, Ba, Rb با افزایش سیلیس روند مثبت پراکنده‌ای نشان می‌دهند. به طور کلی عناصر Co و V عناصر سازگاری هستند (به صورت سه ظرفیتی)، رفتاری مشابه آهن و منیزیم داشته و جایگزین آن‌ها در کانی‌های فرومنیزین (اکسی هورنبلند و اوژیت) می‌گردند. V در فاز اکسیدهای اصلی (مگنتیت و ایلمنیت) وارد می‌شود. Sr, Ba و Rb از عناصر به شدت ناسازگار دو ظرفیتی‌اند که در شبکه کانی‌های پلاژیوکلاز و تا حدودی هورنبلند به جای کلسیم قرار می‌گیرند. پراکنده‌گی این عناصر ناسازگار به دلیل تفاوت در مقدار پورفیرهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه‌های مورد مطالعه است. علاوه بر این نشان دهنده این است که عوامل دیگری به جز تبلور تفریقی، مثل ذوب گوشته، ترکیب منشأ، تحرک عناصر و آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش داشته است.



شکل ۴ - ۷- نمودارهای تغییرات اکسیدها در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)



شکل ۴ - ۸- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO₂.

نتیجه‌گیری کلی از نمودار تغییرات عناصر فرعی

عناصر Sr، V، Y، Sc در کانی‌هایی چون بیوتیت، هورنبلند و اوژیت تمرکز می‌یابند. فراوانی این عناصر با ادامه روند تفریق کم می‌شود. از طرف دیگر مقدار عناصر Rb، Ba، La و Th در فلدسپارها که در مراحل نهایی تفریق ماگما متبلور می‌شوند در نمونه‌های S₉ و S₈ متمرکز می‌گردند. در نمونه‌های تراکی داسیتی مقدار Rb و K₂O و Ba بیشتر از نمونه‌های داسیتی است بنابراین می‌توان فراوانی بیشتر Rb و Ba را به جایگزینی آن‌ها در فلدسپار پتاسیم‌دار نظیر سانیدین و جایگزینی Ba در پلاژیوکلاز نسبت داد. باتوجه به فراوانی قابل ملاحظه Ba و بالا بودن مقادیر Rb به احتمال زیاد این نمونه‌ها حاوی سانیدین هستند.

۴-۶-۳- نمودارهای تغییرات برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آن‌ها
با توجه به اینکه روندهای موجود در نمودارهای هارکر می‌توانند توسط هر یک از فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی ایجاد شوند، لذا برای تشخیص و تفکیک تحولات ماگمایی و نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر فرعی، خاکی نادر و نسبت‌های آن‌ها در برابر یکدیگر استفاده می‌کنیم. اگر در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، روند خطی و مثبت که از مبدأ مختصات نیز بگذرد مشاهده گردد و نمودارهای عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار، روند خطی و منفی نشان دهد، در این صورت فرایند اصلی ارتباط بین سنگ‌ها تبلور تفریقی می‌باشد؛ در غیر این صورت، ذوب بخشی متعادل با منشاء، عامل اصلی این ارتباط است (راجرز و همکاران، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۴).

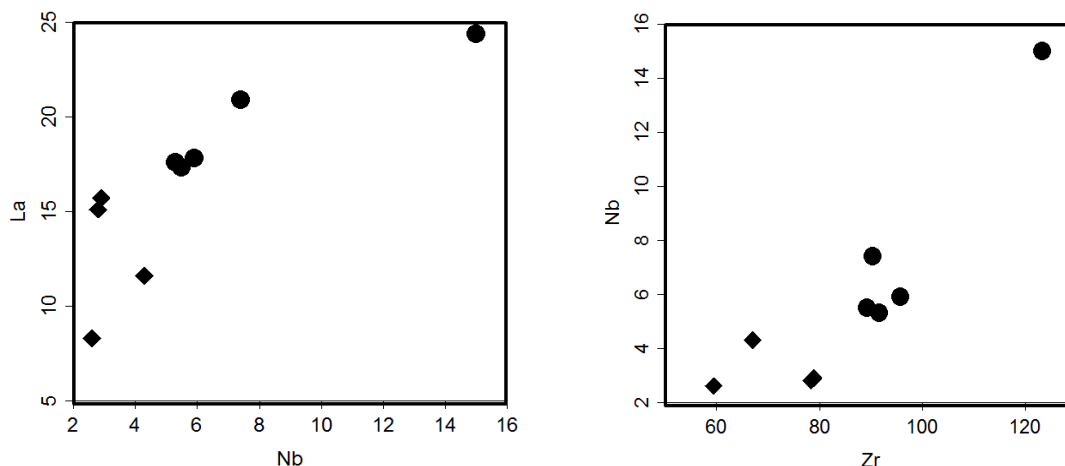
در شکل ۴-۹ دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر رسم شده است، سنگ‌های منطقه روندهایی با شیب مثبت نشان می‌دهند. در نمودار Nb در مقابل Zr پراکندگی اندکی مشاهده می‌شود.

با توجه به این که این عناصر به طور طبیعی نامتحرک در نظر گرفته می‌شوند، لذا تصور بر این است که در طی دگرسانی تحرک پیدا نمی‌کنند (مانیا و همکاران، ۲۰۰۷). ویور و همکاران (۱۹۹۶) معتقدند که در درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود و اگر انطباق خطی بین آن‌ها

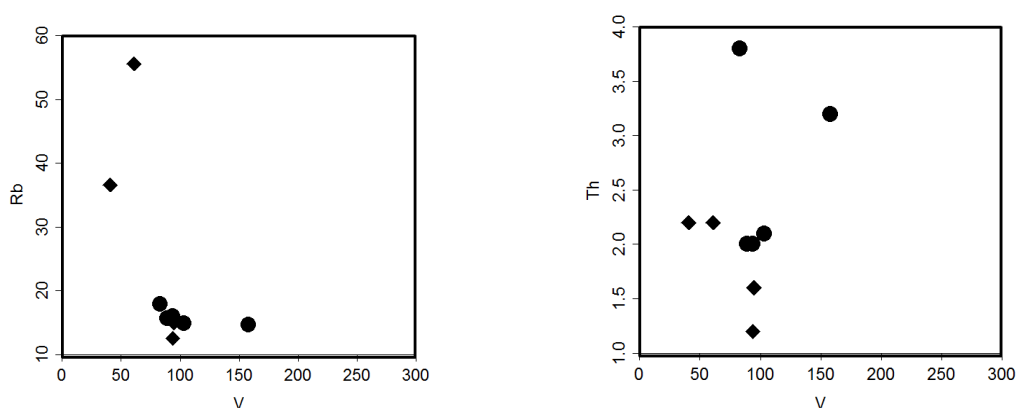
مشاهده شود به دلیل تبلور تفریقی در ماگما خواهد بود، این امر به دلیل حساسیت بالای Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب می‌باشد. از این رو می‌توان دلیل احتمالی این پراکندگی را در ارتباط با تبلور تفریقی و آرایش ماگمایی دانست.

در شکل ۴-۱۰ نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار رسم شده است، در نمودارهای Rb-V و Th-V نیز روندهایی پراکنده مشاهده می‌شود.

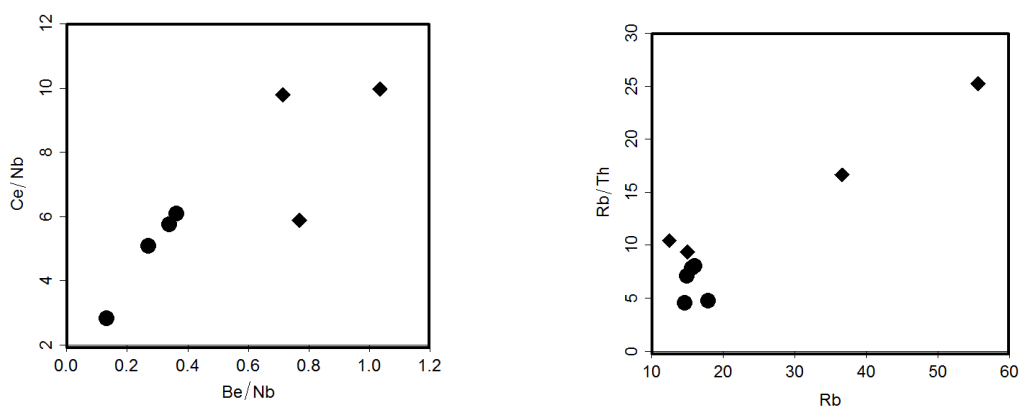
در نمودارهای نسبت-نسبت عناصر ناسازگار نظیر نمودار Ce/Nb در برابر Ba/Nb روندی خطی و صعودی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۱). با توجه به اینکه نسبت این عناصر در طی تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی بدون تغییر باقی می‌ماند، پیوستگی سنگ‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارها، مؤید وجود ارتباط ژنتیکی بین آنها است.



شکل ۴ - ۹ - نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آنها.



شکل ۴ - ۱۰ - نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آنها



شکل ۴ - ۱۱ - نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر سازگار - ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آنها.

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

سنگ‌های آذرین به سری‌های مختلفی تعلق دارند و مؤلفین مختلف براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی نام‌های بسیاری را به آنها اختصاص داده‌اند. طبق نظر کونو^۱ (۱۹۶۸)، هر سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف و رابطه ژنتیکی یا هم‌منشأیی می‌باشند.

۴-۷-۱- نمودار مثلثی AFM ایروین و باراگار^۲، (۱۹۷۱)

در نمودار AFM تغییرات درصد آهن در طی تفریق نشان داده می‌شود و قادر است سنگ‌های آذرین تولییتی و کالکوالکالن را از یکدیگر متمایز سازد. کونو (۱۹۶۸) و باراگار (۱۹۷۱) خط‌های جداکننده

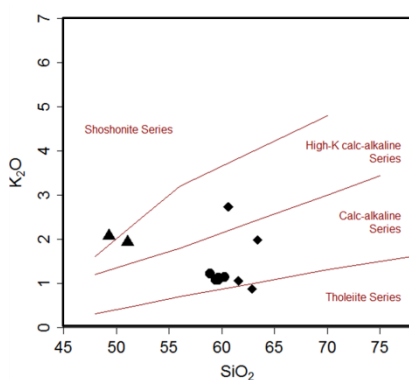
1-Kuno

2-Irvin & Baragar

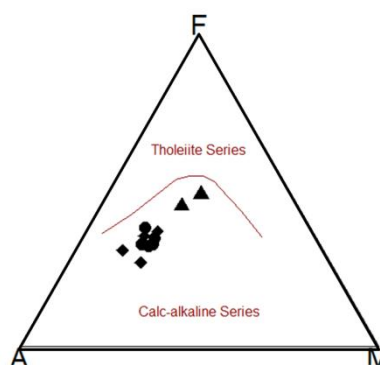
سری‌های کالک‌آلکان و تولییتی را بر روی آن مشخص کرده‌اند. براساس این نمودار ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکان می‌باشند (شکل ۴-۱۲).

۴-۷-۲- نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور)^۱ (۱۹۷۶)

در نمودار $K_2O - SiO_2$ ، چهار سری تولییتی، کالک‌آلکان تا کالک‌آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی از هم تفکیک شده‌اند. با توجه به این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه به سری کالک‌آلکان و کالک‌آلکان پتاسیم بالا تعلق دارند (شکل ۴-۱۳). اکثر قریب به اتفاق نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت K_2O/Na_2O کمتر از یک هستند.



شکل ۴-۱۳- نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶).



شکل ۴-۱۲- نمودار مثلثی AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱).

۴-۸- نمودارهای فراوانی تغییرات عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی در نمودارهای نشان‌دهنده الگوی تغییرات فراوانی عناصر خاکی نادر، یک گروه ۱۵ عنصری از عناصر خاکی نادر (REE) با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. برای نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا

(۱۹۷۴) و (سان و همکاران ۱۹۸۰) رسم شده است. بر اساس شکل (۴-۱۴)، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نظیر: La، Ce، Nd و Pr غنی و از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نظیر: Lu، Yb، Tm و Er فقیر می‌باشند. LREEها نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگارند در نتیجه در خلال تفریق، به طور فزاینده‌ای در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند (رولینسون ۱۹۸۹). به عقیده بیشتر محققین علت غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE به دلایل ذیل می‌باشد:

۱- عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین ناسازگارتر هستند. اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها باعث می‌شود عناصر LREE تا حدی ناسازگارتر از عناصر HREE باشند و بنابراین در سیال باقیمانده، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر HREE دارا می‌باشند (گیل ۱۹۸۱). بنابراین در طی روند تفریق ماگمایی در سنگ‌های تفریق یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

۲- غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE ناشی از حضور گارنت در فاز جامد می‌باشد. عناصر HREE در ساختمان گارنت باقی مانده و موجب تهی‌شدگی مذاب باقی مانده از این عناصر می‌شود.

۳- آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای و رسوبات دریایی روی پوسته اقیانوسی فرورانده شده) باعث غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE می‌شود.

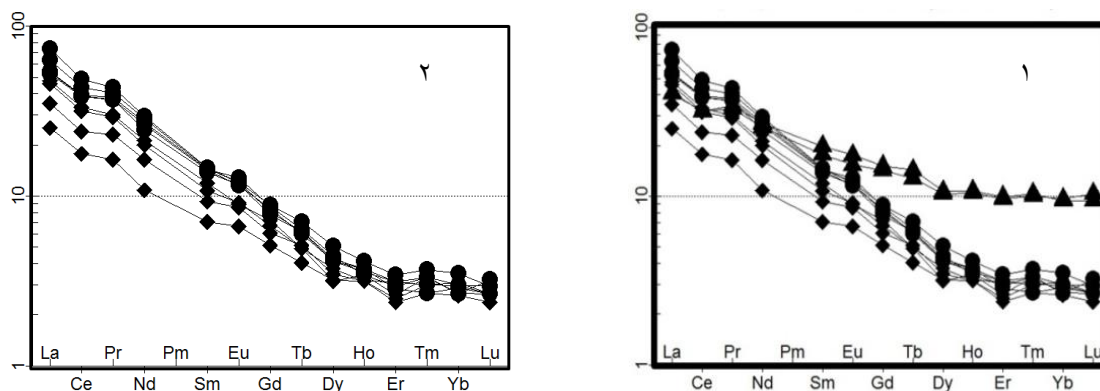
غلظت عناصر LREE به علت تحرک زیاد تابعی از نوع رفتار فاز سیال می‌باشد (رولینسون ۱۹۹۳). ولی از آنجایی که این عناصر در پوسته قاره‌ای متمرکز شده‌اند، ممکن است غلظت زیاد آن‌ها در ماگما، نشانگر آرایش توسط مواد پوسته‌ای باشد (سریواستاوا و ساین^۱ ۲۰۰۴). در مقابل غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشأ و فرآیندهای بلور/ مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می‌شود (رولینسون ۱۹۹۳).

۴- غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE ممکن است در نتیجه متاسوماتیسم گوه‌گوشته‌ای بر اثر تراوش سیالات از آبزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده حاصل شود (وینتر، ۲۰۰۱).

۵- علاوه بر این، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان به عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای غنی شده نسبت داد (هیرشمن و همکاران ۱۹۹۸).

همانطور که در فصل بعدی و در ارتباط با ژنز آداکیت‌ها بحث خواهد شد مجموع عوامل فوق با سهم تاثیر متغیر، در غنی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از LREE سهم هستند. در ضمن این تغییرات مؤید انجام تبلور تفریقی اندک در بین نمونه‌های سنگی مورد مطالعه می‌باشد. همچنین مجموعه آتشفشانی - رسوبی میزبان دایک‌ها و توده‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه، وجود آرایش ماگمایی را به وضوح تأیید می‌کنند. فرایندهای متاسوماتیسم گوشته و آبزدایی ورقه اقیانوسی، از فرایندهای مؤثر در تشکیل آداکیت‌ها می‌باشد و همچنین در غنی‌شدگی سنگ‌های مورد مطالعه از LREEها سهم هستند.

در این منطقه تاریک دره نمونه‌های گابرویی وجود دارد که الگوی پراکندگی عناصر خاکی نادر آن‌ها تفاوت بارزی نشان می‌دهد. سنگ‌های گابرویی از عناصر نادر خاکی سنگین نسبت به نمونه‌های آندزیت و داسیتی تا حدود سه برابر غنی‌تر هستند و الگوی کاملاً مجزا را به نمایش می‌گذارند. غنی بودن از HREE ها در گابرو با وجود پیروکسن در آن‌ها قابل تشریح است. الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار با یکدیگر هماهنگ و موازی است. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأیید کننده هم‌منشایی آن‌ها می‌باشد.



شکل ۴ - ۱۴ - نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی برای نمونه‌های مورد مطالعه (ناکامورا، ۱۹۷۴). (۱): با حضور نمونه‌های گابرویی. (۲): بدون حضور نمونه‌های گابرویی

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

در نمودارهای عنکبوتی تعدادی از عناصر HSFE, LILE و REE مهم برای تعیین و تحولات صورت گرفته در سنگ‌های آذرین انتخاب شده و مورد استفاده قرار می‌گیرند. در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۴-۱۵)، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر (Cs, Rb, K, Pb, U, Sr) غنی‌شدگی و از عناصر Ce, Nb, Ti و Pr تهی‌شدگی نشان می‌دهند، این ویژگی که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (مورتیمر، ۲۰۰۸؛ گاس و کای، ۲۰۰۹). عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون و دارای پتانسیل یونی پایین نسبت به عناصر با قدرت میدانی بالا و پتانسیل یونی بالا پراکندگی بیشتری نشان می‌دهند، این پراکندگی به علت تحرک نسبتاً زیاد عناصر (LILE) در طی دگرسانی است (موراتا و آگوییر، ۲۰۰۳). نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به عناصر Sr, U, K و Nd غنی‌شدگی و نسبت به Pr, P, Zr, Ti و Nb تهی‌شدگی محسوسی نشان می‌دهند. Ti و Nb اصولاً در هورنبلند متمرکز می‌شوند و حضور هورنبلند در منشأ می‌تواند دلیل آنومالی منفی این عناصر در مذاب باقی‌مانده شود، این ویژگی منفی Ti و Nb مختص مناطق فرورانش است.

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند Ti و Nb از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمان ماگمایی است (گیل^۱، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث^۲ و همکاران، ۱۹۹۳). این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغستگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران مانند لونو و هافمن^۳ (۱۹۹۵)، استالدر^۴ و همکاران (۱۹۹۸) و آیرس^۵ (۱۹۹۸) نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگرنهاد کننده گویسته و باقی ماندن آن‌ها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن، آپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند.

برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمان‌های ماگمایی از عناصر با قدرت میدانی بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (کپلر^۶، ۱۹۹۶). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شستشو و حمل و نقل آن‌ها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گویسته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارند. آنومالی منفی Ce غالباً ناشی از دگرسانی پوسته اقیانوسی فرورونده توسط آب دریا می‌باشد.

1-Gill

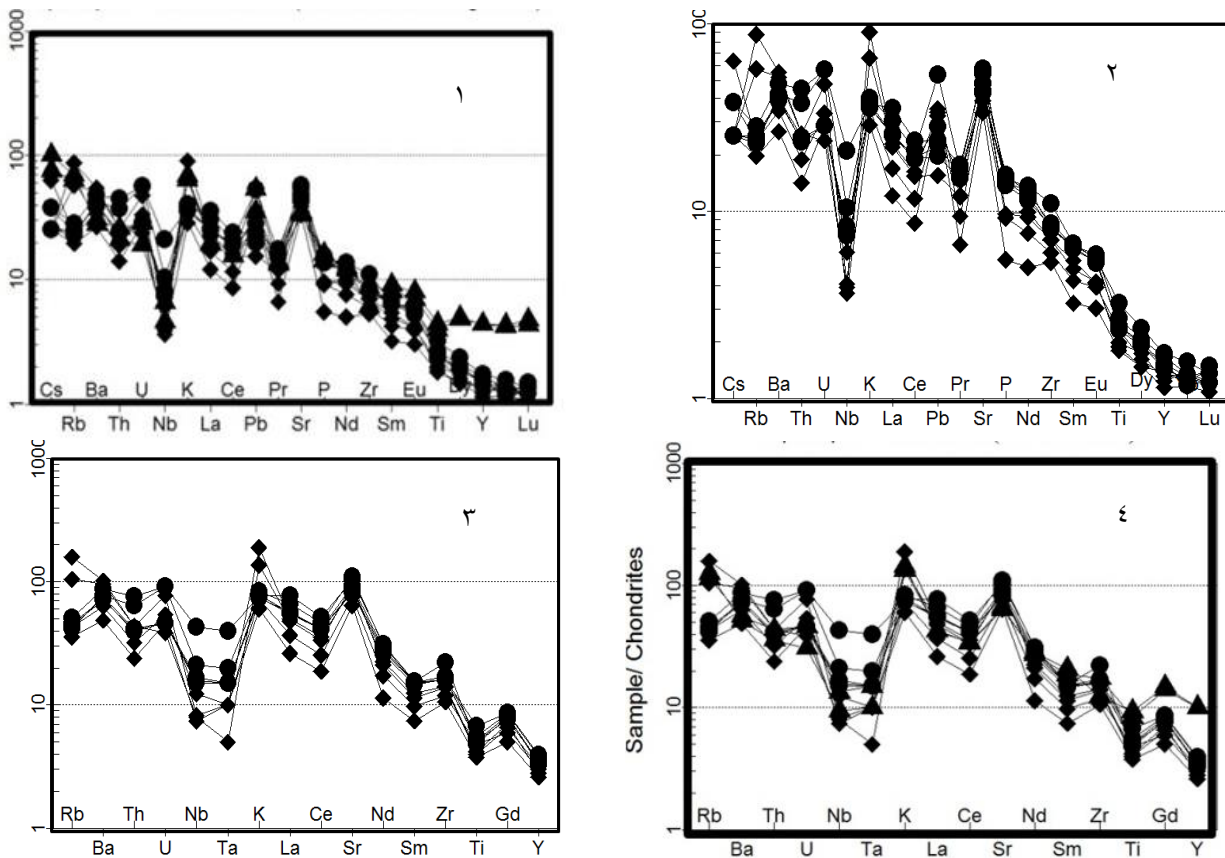
2-Hawkesworth

3-Lonov & Hofmann

4-Stalder

5-Ayers

6 - Keppler



شکل ۴ - ۱۵ - نمودارهای ۱ و ۲: نمودارهای عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه (سان و مک‌دونوف ۱۹۸۹). نمودارهای ۳ و ۴: نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه (سان ۱۹۸۰).

۴-۱۰- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه احمدآباد

در نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی گنبد‌های آذرین موجود در محدوده سهل تا احمدآباد با گنبد‌های مناطقی نظیر شمال غرب، شمال و شمال شرق سبزوار، جنوب قوچان، غرب و جنوب غرب بیرجند، جنوب و جنوب غرب کرمان و ... که غالباً دارای ماهیت آداکیتی هستند، تشابه زیادی نشان می‌دهند. در همین راستا بهتر است ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه را با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها مقایسه نماییم و امکان داشتن ماهیت آداکیتی را برای آن‌ها بررسی نماییم. از مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های آذرین نیمه عمیق منطقه احمدآباد بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را دارند و می‌توان

آن‌ها را آداکیت نامید. برای تأیید قطعی‌تر این امر از نمودارهای ژئوشیمیایی مربوطه استفاده شده که در ادامه ارائه می‌شود (جدول ۴-۴ از کاستیلو، ۲۰۱۲ و ۲۰۰۶).

معرفی آداکیت

برای آداکیت‌ها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است که به شرح ذیل بیان می‌گردد:

۱. آداکیت‌های مشتق شده از فرورانش لیتوسفر اقیانوسی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (ساجونا^۱ و همکاران، ۲۰۰۰، پروتئو و همکاران ۲۰۰۱، بوردن^۲ و همکاران، ۲۰۰۲ و مارتین^۳ و همکاران ۲۰۰۵). اغلب آداکیت‌های جهان حاصل این منشاء بوده و از نظر سنی خیلی جوان هستند (۱۰ تا ۵۰ میلیون سال).

۲. سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته ضخیم تحتانی مافیک مشتق شده‌اند (آترتون و پتفورد^۴ ۱۹۹۳، موئیر^۵ و همکاران ۱۹۹۵، جانسون^۶ ۱۹۹۷ و وانگ ۲۰۰۴).

۳. برخی از آداکیت‌ها در زون‌های برخوردی دیده می‌شوند (ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰، پروتئو و همکاران، ۲۰۰۱، جهانگیری، ۲۰۰۷) اما آن‌ها در جایگاه‌های بعد از برخورد نیز دیده شده‌اند (ژو و همکاران، ۲۰۰۶). ذوب پوسته تحتانی در اثر تراوش ماگماهای عمیق غنی از پتاسیم صورت می‌گیرد. بر اساس نظر مارتین و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌های پر سیلیس شاخص ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورونده هستند در حالیکه آداکیت‌های کم سیلیس شاخص ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی هستند که ترکیب آن توسط واکنش با مذاب‌های ورقه‌ای فلسیک تغییر یافته است.

1-Sajona

2-Bourdoun

3-Martin

4-Atherton & Petford

5-Muir

6-Johnson

۴-۱۱- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

واژه آداکیت برای سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی غنی از سیلیس و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb استفاده می‌شود که در موقعیت‌های تکتونیکی مختلف (زون‌های فرورانش، زون‌های برخوردی و محیط‌های کشتی) از طریق فرایندهای پترولوژیکی متفاوت تشکیل شده‌اند (دوفان و درومون ۱۹۹۰؛ آرتون و پتفورد ۱۹۹۳؛ زو^۱ و همکاران ۲۰۰۳؛ چانگ و همکاران ۲۰۰۳؛ هو و همکاران ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران ۲۰۰۵؛ ژو و همکاران ۲۰۰۷؛ ژو و همکاران ۲۰۰۹).

به نظر هو^۲ و همکاران (۲۰۰۴) آداکیت‌ها سنگ‌های فلسیک تا حدواسط K پایین، Na, Al و Sr بالا هستند که از HREE و Y تهی‌شدگی دارند و معمولاً در محیط‌های کمان ماگمایی و در ارتباط با فرورانش یک ورقه اقیانوسی ایجاد می‌شوند. مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، آداکیت‌ها را بر اساس میزان سیلیس به دو دسته آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) تقسیم‌بندی کرد. آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) حاصل ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده‌ای هستند که ترکیب مذاب حاصله طی صعود و گذر از گوه گوشته‌ای تا حدودی تغییر کرده است. معادل درونی این آداکیت‌ها را توانالیت-ترنجمیت-گرانودیوریت (TTG) می‌دانند که حاصل ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورانش شده هستند که مستقیماً به درون پوسته نفوذ کرده‌اند (لائورنت، ۲۰۱۴). شباهت‌های شیمیایی بسیار زیاد بین HSA و TTG اواخر آرکن، بیانگر شباهت‌های پترولوژیکی بین آن‌ها می‌باشد. به نظر کوندی (۲۰۰۵) TTGS حاصل ذوب‌بخشی پوسته زیرین هستند در حالی که آداکیت‌ها عمدتاً حاصل ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورانش یافته هستند. آداکیت‌های کم‌سیلیس (LSA) در حقیقت از ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده با مذاب‌های حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده که با گوه گوشته‌ای

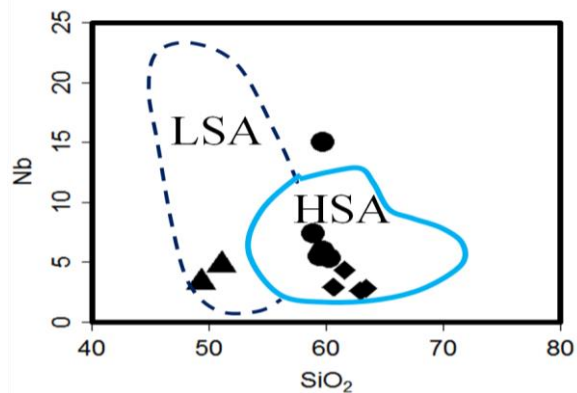
1-Xu

2-Hou

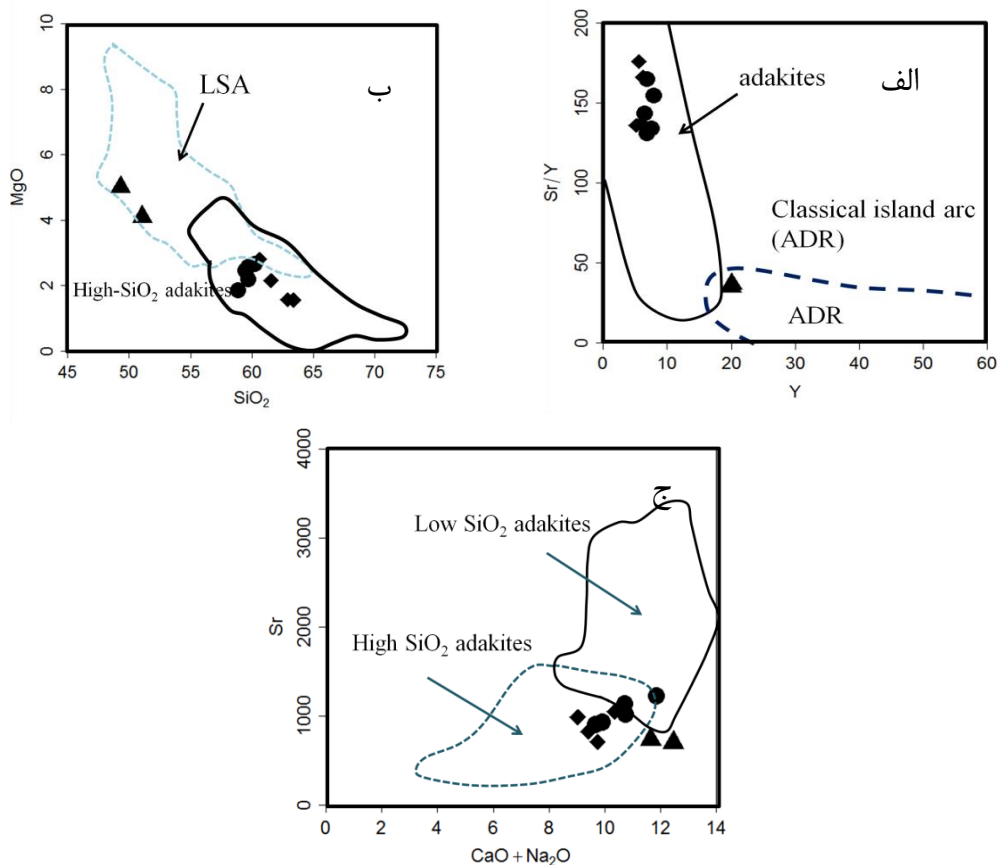
دچار واکنش شده، حاصل شده‌اند (کاستیلو، ۲۰۱۲). معادل درونی این آداکیت‌ها را ساناکیتوئیدها می‌نامند. ساناکیتوئیدها یک سری سنگ‌ها با ترکیب دیوریت- تونالیت- گرانودیوریت سرزمین‌های آرکئن هستند که توسط هانسون و شیری^۱ (۱۹۸۴) شناسایی و ساناکیتوئید نامیده شدند. این دو گروه آداکیت‌ها در مقادیر MgO ، Sr ، Nb و نسبت‌های Cr/Ni و Sr/Y تفاوت آشکاری نشان می‌دهند. مقادیر CaO ، MgO ، Ni ، Cr و Co در آداکیت‌های پرسیلیس نسبت به آداکیت‌های کم‌سیلیس کمتر می‌باشد. سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای Nb در مقابل SiO_2 ، Sr/Y در مقابل Sr ، Y در مقابل $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ و نمودار MgO برابر SiO_2 (مارتین و همکاران ۲۰۰۵) در دو محدوده آداکیت‌های کم‌سیلیس و آداکیت‌های پرسیلیس قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴-۱۶ و ۴-۱۷). آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس از نظر پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و خصوصیات پترولوژیکی با هم تفاوت دارند.

با توجه به شواهد صحرایی، سنگ‌های گابرویی نیز جزئی از مجموعه سنگ‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی قطع‌کننده سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی نوار ماگمایی ائوسن شمال ایران مرکزی می‌باشند و در واقع به یک مجموعه ماگمایی تعلق دارند. تفاوت در ترکیب مذاب سازنده و عمق جایگیری آن‌ها، باعث شده تا برخی از آن‌ها بیشتر ویژگی‌های سنگ‌های نفوذی و برخی بیشتر ویژگی‌های سنگ‌های نیمه‌نفوذی را به نمایش گذارند. پس با توجه به اینکه سنگ‌های با ترکیب‌های تقریباً مشابه در جنوب سهل و شرق رژه در رده آداکیت‌های کم‌سیلیس قرار می‌گیرند. سنگ‌های گابرویی این منطقه را نیز می‌توان در زمره آداکیت‌های کم‌سیلیس قرار داد. با این وجود خاطر نشان می‌کنم که برای دسترسی به پاسخی مطمئن در این زمینه احتیاج است، توده نفوذی تاریک درّه به طور مجزا و مفصل مورد مطالعه قرار گیرد. اظهار نظر قطعی در مورد آداکیتی بودن یا نبودن این توده نفوذی را به آینده موکول می‌کنیم.

1-Shirey



شکل ۴ - ۱۶ - نمودارهای تمایزی آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و کم‌سیلیس (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۴ - ۱۷ - نمودار Sr/Y در برابر Y از Defant and Drummond (1990). ب و ج - نمودارهای متمایزکننده آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس از یکدیگر (Yogodzinski et al, 1995; Danyushevsky, 2005; Martin et al, 2005; Castillo, 2012).

جدول ۴-۴- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶).

ویژگی‌های مورد بررسی	ویژگی شناخت آداکیت‌ها	TTG	Sanukitoid	آداکیت‌ها پرسیلیس احمدآباد	آداکیت‌ها کم‌سیلیس احمدآباد	آداکیت‌ها پرسیلیس مقیسه	آداکیت‌ها پرسیلیس سبزواری	آداکیت‌ها کم‌سیلیس سهل - رزه
SiO ₂ (wt.%)	≥ ۵۶	Av=۷۰	۵۵-۶۰	۵۸/۹۱-۶۳/۴۱	۵۱/۰۶-۴۹/۳۱	۶۴/۹-۷۰	۶۰	۵۹-۵۱
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥ ۱۵	-	-	۱۷/۵۴-۱۵/۳۲	۱۸/۵۵-۱۷/۱۵	۱۵/۸۴-۱۷/۳۷	۱۷	≥ ۱۵
MgO(wt.%)	< ۳	-	-	< ۲	< ۵	۰/۶۸-۲/۸۷	۳	< ۶
Na ₂ O (wt.%)	> ۳	-	-	> ۳	> ۳	۴/۰۴-۴/۷۴	۵	> ۳
# Mg	Av = ۵۱	Av = ۴۳	> ۶۰	Av = ۴۹	۴۸	۴۷-۷۳	-	Av = ۵۸/۷۷
Sr (ppm)	> ۳۰۰	> ۴۰۰	> ۵۰۰	> ۱۰۴۶	> ۷۳۳	۴۸۷-۷۷۱	۴۶۶	> ۴۷۹
Y (ppm)	< ۱۰	< ۱۵	Av = ۱۷	۵/۲-۷/۹	۲۰-۲۱	۵-۱۰	۱۱/۶	Av = ۱۲
Ni (ppm)	Av = ۲۴	Av = ۱۴	> ۰۰	Av = ۱۶/۸۸	۱۱/۵	۶/۸-۲۶	-	Av = ۱۸/۹۶
Sr/Y	> ۲۰	> ۴۰	Av = ۵۰	۱۳۰ <	۴۶-۳۶	۸۲-۱۳۳	۵۱/۳	= ۶۴/۸ Av
Yb (ppm)	< ۱	< ۱/۶	Av = ۱	< ۰/۷۷	۲/۱۲-۲/۰۷	۰-۱	۱/۲	Av = ۱/۹۳
La/Yb	> ۲۰	-	-	۲۷/۱۴-۱۴/۵۶	۶/۴-۶/۳	۴۵-۷۲	۸	= ۱۰/۹۸ Av
HFSE (Nb,Ta)	پائین	-	-	پائین	پائین	پائین	پائین	پائین
	کاستیلو ۲۰۰۶	مارتین ۱۹۹۴	هانسون ۱۹۹۱		سمیاری ۱۳۹۴	فتح آبادی ۱۳۹۳	جمشیدی ۱۳۹۴	جمالی ۱۳۹۳ منصوری ۱۳۹۴

: یعنی اندازه‌گیری نشده است.

جدول ۴-۵- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس Martin و همکاران (۲۰۰۵) با میانگین نمونه‌های سنگی بررسی شده در منطقه احمدآباد

	HAS (احمدآباد)	LSA (احمدآباد)	HAS	LSA
SiO ₂	۵۸/۹۱-۶۳/۴۱	۵۱/۰۶-۴۹/۳۱	بیشتر از ۶۰ درصد	کمتر از ۶۰ درصد
MgO	< ۲	< ۵	۴-۰/۵ درصد فاقد فنوکریست پیروکسن	۹-۴ درصد، گاهی حاوی فنوکریست پیروکسن
CaO+Na ₂ O	۹/۴	۱۲/۰۵	کمتر از ۱۱ درصد	بیشتر از ۱۰ درصد
K ₂ O /Na ₂ O	۰/۲-۰/۶	۰/۴-۰/۷	۰/۱۶-۰/۸۹	۹-۲ درصد
TiO ₂	۰/۳۹-۰/۷	۰/۳۹-۰/۹۶	کمتر از ۰/۹ درصد	بیشتر از ۳ درصد
LREE	LREE پایین تر در مقایسه با LSA	LREE بالاتر در مقایسه با LSA	LREE پایین تر در مقایسه با LSA	LREE بالاتر در مقایسه با LSA

فصل پنجم

شروزر

۱-۵- مقدمه

در فصل‌های گذشته، روابط صحرائی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه، مورد بررسی قرار گرفت. پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوزیت) و هورنبلند (سبز یا قهوه‌ای) از کانی‌های سازنده این سنگ‌هاست. هم‌چنین دارای طیف ترکیبی حدواسط با ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند که در زمره آداکیت‌ها می‌گیرند. با توجه به تقسیم‌بندی مارتین و همکاران (۲۰۰۵) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در دو گروه آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس جای می‌گیرند (رجوع شود به شکل ۴-۱۳). در این فصل قصد داریم که جایگاه تکتونیکی و منشاء ماگمایی گنبد‌های مورد مطالعه را با توجه به مشاهدات صحرائی، مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های ژئوشیمیایی تعیین کنیم.

۵-۲- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه

برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه احمدآباد از نمودارهای مختلف استفاده خواهیم کرد. پیش از بررسی منشأ احتمالی ماگمای آداکیتی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه، نگاهی اجمالی بر چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی و فرضیه‌های ارائه شده مرتبط با آن ضروری به نظر می‌رسد.

- به نظر مکفرسون (۲۰۰۶) منشأ آداکیت‌ها به چند دلیل اهمیت دارد:

- ۱- وجود سنگ‌های آداکیتی دلالت بر رژیم گرمایی غیر معمول در مقایسه با اکثر زون‌های فرورانش دارد.
- ۲- بسیاری از خصوصیات عناصر نادر و اصلی آداکیت‌ها مشابه با ژنز تونالیت-ترونجمیت -گرانودیوریت است که سازنده‌های مهم و اصلی سرزمین‌های آرکن هستند. بنابراین، مکانیسم تشکیل آداکیت‌های امروزی می‌تواند یک بستر مناسب برای مراحل رشد قاره‌ها از آغاز زمین فراهم کند.
- ۳- چندین مورد از سنگ‌های آداکیتی با کانه‌زایی Cu، Au از نوع اپی‌ترمال پورفیری همراه هستند. برای آداکیت‌ها منشأ‌های مختلفی ارائه شده است که در اینجا به شرح آن‌ها می‌پردازیم و در ادامه تقسیم‌بندی آداکیت‌ها براساس ژنز را بیان خواهیم کرد.

- آداکیت‌ها می‌توانند به وسیله روش‌های متعددی به شرح ذیل ایجاد شوند:

- ۱- تفریق ماگمایی (کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۹).
- ۲- ذوب پریدوتیت آبدار (استرن^۱ و همکاران، ۱۹۹۱ و همکاران، ۲۰۰۵).
- ۳- اختلاط ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته (گوو^۲ و همکاران، ۲۰۰۷).
- ۴- ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم و لامینه شده (ژوو^۳ و همکاران، گوو و همکاران، ۲۰۰۷).
- ماگمای آداکیتی حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده و اکلوزیتی شده (رپ^۴ و همکاران، ۱۹۹۱، سن و دان^۵، ۱۹۹۴، رپ و واتسون^۶، ۱۹۹۵) و واکنش مذاب تولید شده با گوه گوشته‌ای (بوردون^۷ و همکاران، ۲۰۰۲؛ براووز^۸ و همکاران، ۲۰۰۴) و متعاقب آن تبلور بخشی پلاژیوکلاز + هورنبلند است (کامی^۹، ۲۰۰۴).
- وانگ^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۸) شش مدل پیشنهادی برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی ارائه داده‌اند که شامل موارد ذیل است:

- ۱- آداکیت‌های حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده (استرن و کیلیان^{۱۱}، ۱۹۹۶؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹، دوفان و همکاران، ۲۰۰۲، ژوو و همکاران، ۲۰۰۶، وانگ و همکاران، ۲۰۰۷).

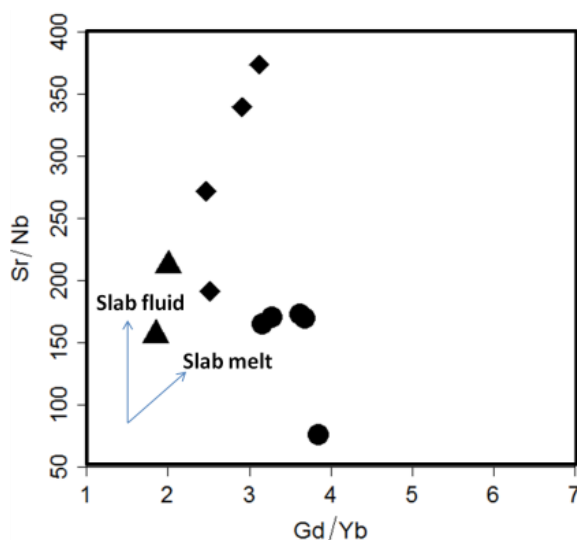
1-Stern
 2-Gau
 3-Zhu
 4-Rapp
 5-Sen & Dunn
 6-Watson
 7-Bourdon
 8-Beraaouz
 9-Kamy
 10-Wang
 11-Stern & Kilian

- ۲- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی مواد مذاب بازالتی در فشار بالا (پروتئو و اسکایت، ۲۰۰۳؛ مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶).
- ۳- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی ماگمای والد بازالتی و هضم پوسته‌ای در فشار پایین (کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۶).
- ۴- آداکیت‌های حاصل از اختلاط ماگمای بازالتی و فلسیک (استرن و همکاران، ۲۰۰۷؛ گیو و همکاران، ۱۹۹۶).
- ۵- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین (گیو و همکاران، ۲۰۰۴؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۶).
براساس تنوع پتروژنز، آداکیت‌ها را به ۴ دسته تقسیم می‌کنند:
- آداکیت‌های حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده (سورنسن، ۱۹۹۸).
 - آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته ضخیم تحتانی (آرتون، ۱۹۹۳).
 - آداکیت‌های حاصل از ذوب پریدوتیت گوشته‌ای و واکنش با پوسته تحتانی (کای و همکاران، ۱۹۹۳).
 - آداکیت‌های حاصل از واکنش مذاب مربوط به ورقه فرورونده با پریدوتیت گوشته‌ای (درومن و همکاران، ۱۹۹۶).
- براساس مطالب یادشده، منشاء آداکیت‌ها با یک سردرگمی و آشفتگی جهانی همراه بوده است. هر مدل پتروژنتیکی ارائه شده در مورد منشاء سنگ‌های آداکیتی باید تفسیر قابل قبولی برای ویژگی‌های زمانی - مکانی و توزیع آن‌ها در طول کمربند قوسی داشته باشد. بررسی ترکیبات سنگی با ماهیت آداکیتی می‌تواند به افزایش فهم متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای و بازسازی پوسته‌ای کمک کند (جمشیدی، ۱۳۹۴). از طرف دیگر، بسیاری از توده‌های نفوذی آداکیتی در سرتاسر جهان با کانه‌زایی طلا و مس در ارتباط

هستند، لذا رخداد آداکیت می‌تواند یک ابزار اکتشافی مفید محسوب شود (دوفان و کپژینکاس^۱، ۲۰۰۱؛ کاستیلو، ۲۰۱۱).

پس از بیان نظریه افراد مختلف در ارتباط با منشاء آداکیت‌ها، نمودارهای ترسیم شده برای جایگاه تکتونیک و منشاء آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی و بحث قرار خواهیم داد.

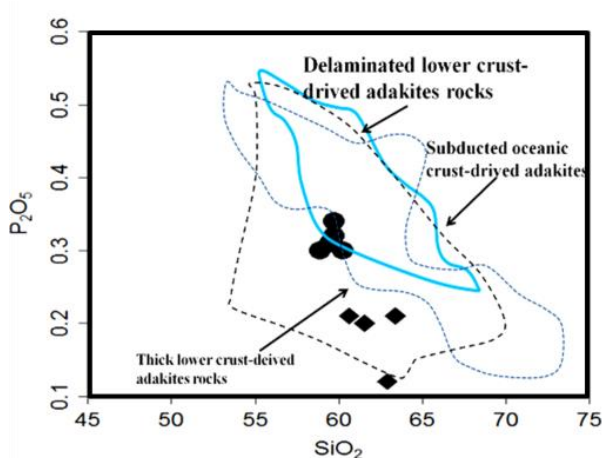
نمودارهای نسبتی عناصر کمیاب (سان و همکاران، ۱۹۸۹)، نشان می‌دهد که سیال آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورانش یافته در ایجاد ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از نقش، سهم و مشارکت بیشتری برخوردار بوده است و در واقع این سیالات آزاد شده به عنوان یک کاتالیزور عمل می‌کنند (شکل ۵-۱).



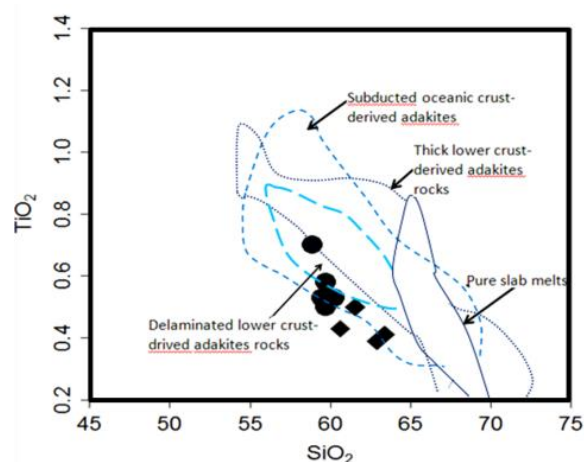
شکل ۵-۱- نمودار Sr/Nb در مقابل Gd/Yb و نقش بیشتر ذوب ورقه فرورانده شده در ایجاد ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند (سان و همکاران، ۱۹۸۹).

جهت تشخیص بهتر منشاء ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای ژو و همکاران (۱۹۸۳) استفاده شده است. همانطور که در شکل‌های (۵-۲ الف تا د) مشاهده می‌شود سنگ‌های آداکیتی منطقه در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورانش یافته قرار می‌گیرند.

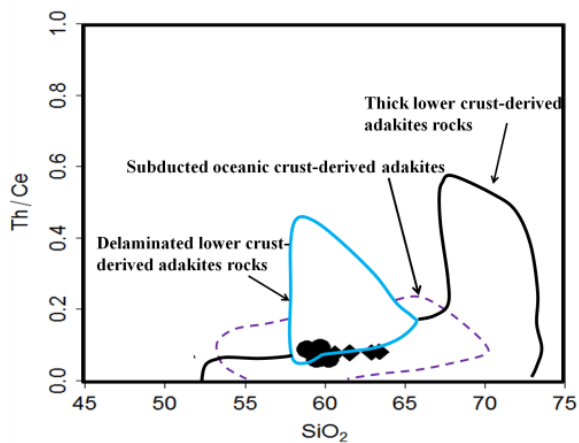
مجموع ویژگی‌های ژئوشیمی و ماهیت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی کلی منطقه مورد نظر و نیز مقایسه شواهد با معیارهای ارائه شده توسط مکفرسون، (۲۰۰۶)، نشأت‌گرفتن گروهی از ماگماهای آداکیتی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با سیالات آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و گروهی دیگر از سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده را بیشتر تأیید می‌کند.



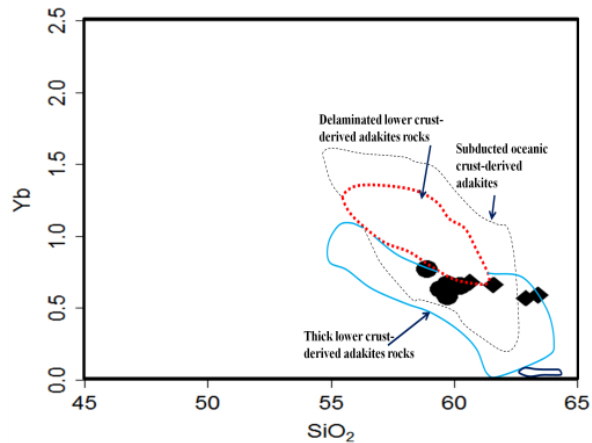
ب



الف



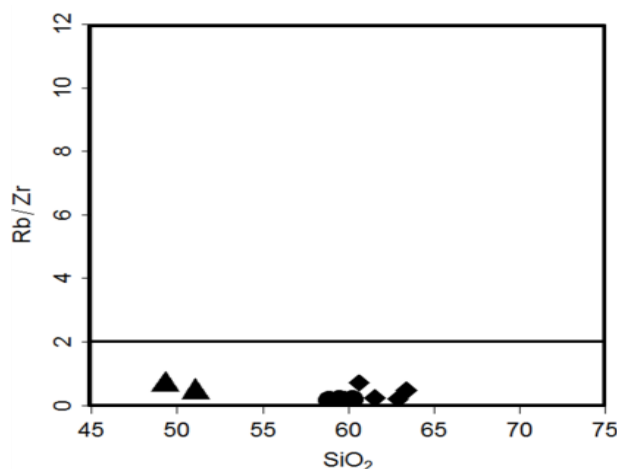
د



ج

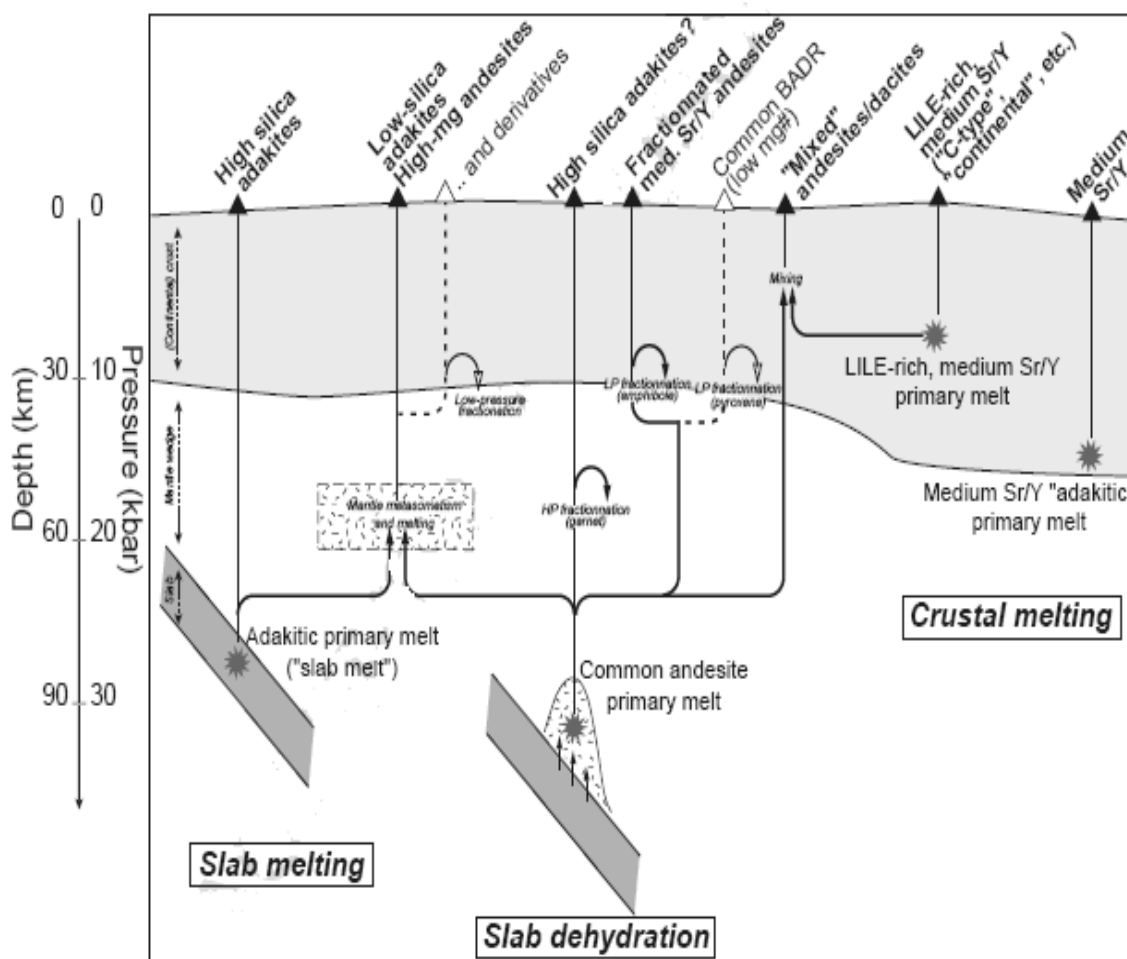
شکل ۵-۲- الف- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). ب- نمودار P_2O_5 در برابر SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳).
ج- نمودار Yb در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). - نمودار Th / Ce در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳).

۳-۵- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه آنکلاوها بهترین شاهد آلیش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی می‌باشند (هیبارد و ساباتیه^۱، ۱۹۹۸). سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیبات مختلف هستند. از جمله آنکلاوهای مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌توان به آنکلاوهای دیوریتی-گرانودیوریتی، گنایسی، توفی سیلتستونی و آمفیبولیتی اشاره کرد که شاهد بارزی بر آلیش پوسته‌ای می‌باشند. همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی برای آلیش ماگما با پوسته باشد. از آنجایی که عناصر ناسازگار K، Rb و Zr نمی‌توانند در ساختمان مجموعه‌های فنوکریستی هم‌چون پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی‌های اپک قرار گیرند. به همین دلیل نسبت‌های K/Rb و Rb/Zr در طی تبلور تفریقی بدون تغییر باقی می‌مانند و اگر تغییراتی در این نسبت‌ها مشاهده شود، می‌تواند نشانه‌ای از آلیش پوسته‌ای باشد (دیویدسون و همکاران، ۱۹۸۷). در نمودارهای K/Rb و Rb/Zr در مقابل SiO_2 تغییرات این نسبت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار Rb/Zr در مقابل SiO_2 (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸) که حاکی از نقش آلیش پوسته‌ای می‌باشد، توجه نمایید.

۴-۵- خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه براساس شواهد و ویژگی‌های صحرایی و ژئوشیمیایی بدست آمده، سنگ‌های منطقه در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایجاد و دارای منشاء کمان آتشفشانی بوده‌اند. حضور کانی‌های آبدار و ماهیت کالک‌آلکالن سنگ‌های منطقه نیز این موضوع را تأیید می‌کند. مدل تکتونیکی ارائه شده توسط موین (۲۰۰۹) در ارتباط با تشکیل آداکیت‌ها در (شکل ۴-۵) ترسیم شده است.



شکل ۴-۵- مدل پتروژنیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹).

از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلوبار ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس تشکیل می‌شود. اگر این ماگما به درون گوشته بالایی نفوذ کند، پس از متاسوماتیسم کردن گوه گوشته‌ای و ذوب آن صعود کند، ماگماهای آداکیتی کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا تولید خواهد شد. ماگمای مذکور اگر در فشارهای کم تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگ‌های حدواسط ایجاد خواهد شد (مکفرسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶؛ اولمر^۲ و همکاران، ۲۰۰۸).

در آغاز فرورانش، پوسته اقیانوسی آب خود را از دست می‌دهد. سپس لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده به زیر پوسته قاره‌ای، در اعماق دچار دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت و یا اکلوژیت می‌شود. پس از ذوب شدن این ورقه در اعماق، عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) که در فازهای پایدار در رخساره آمفیبولیت و یا اکلوژیت سازگارند، در محل منبع باقی مانده و عناصر ناسازگار همچون عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر سبک (LREE) به همراه مذاب حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و آب حاصل از آزدایی این ورقه وارد گوه گوشته‌ای شده و سبب ذوب آن می‌شوند و مذابی غنی از LILE و LREE تولید می‌کنند که طی صعود از میان گوشته و سپس پوسته دچار اختلاط ماگمایی، تفریق ماگمایی و آرایش پوسته‌ای خواهد شد.

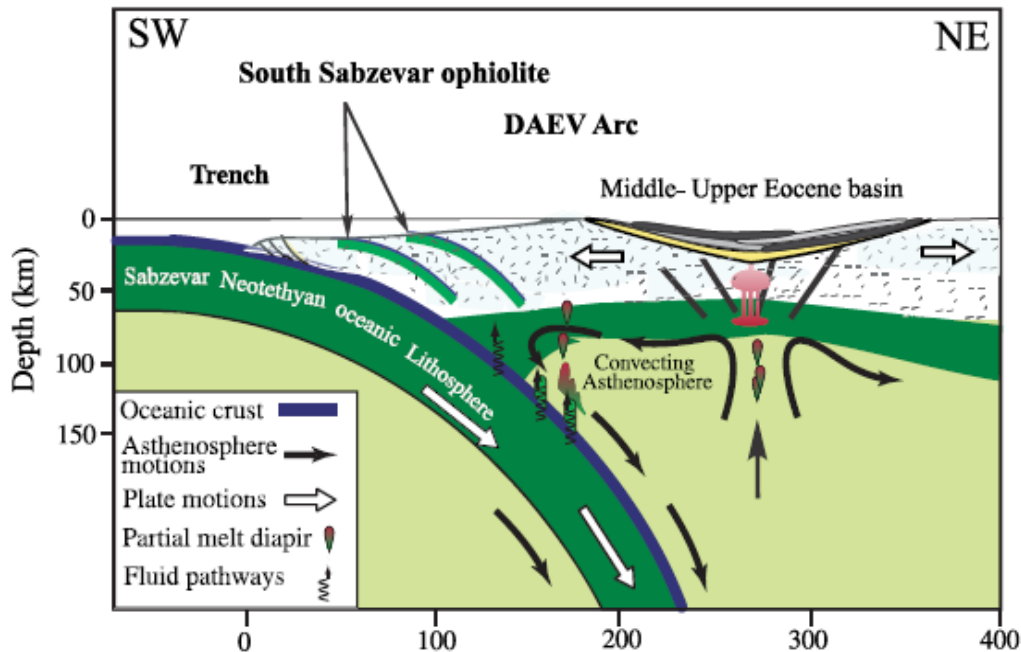
با توجه به نمودارهای ژئوشیمیایی به این نتیجه رسیدیم که آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه، جزء آداکیت‌های کم سیلیس و پرسیلیس هستند. با در نظر گرفتن زمین‌شناسی منطقه به تشریح چگونگی تشکیل آن‌ها در ادامه خواهیم پرداخت.

1-Macpherson
2-Ulmer

۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه

با توجه به زمین‌شناسی ناحیه‌ای نوار آتشفشانی شمال زون ایران مرکزی، پیامد فرورانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی یک حوضه آتشفشانی رسوبی در اواخر پالئوسن تا احتمالاً ائوسن بالایی تشکیل گردید که ضخامت زیادی از رسوبات و گدازه در آن نهشته شده است.

قاسمی و رضایی (۲۰۱۵) در مقاله‌ای تحت عنوان پتروشیمی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد، شمال‌شرق ایران، مدل تکتونوماگمایی برای تشکیل حوضه‌های مورد نظر در محدوده عباس‌آباد-سبزوار ارائه کرده‌اند (شکل ۵-۵).



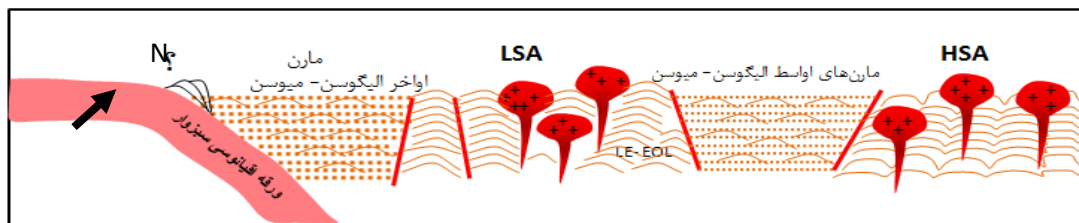
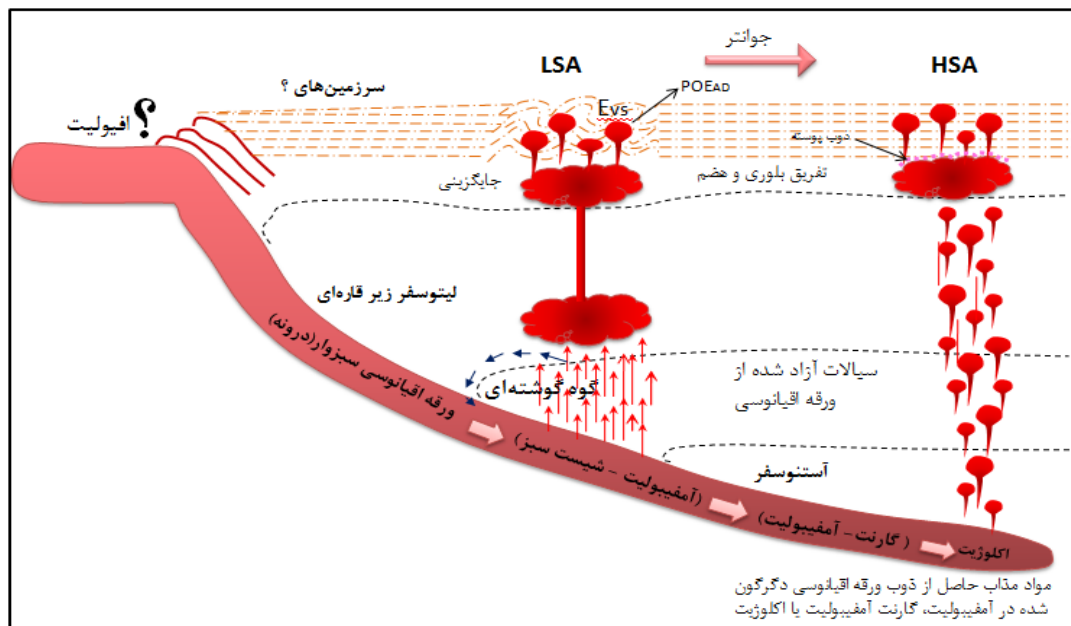
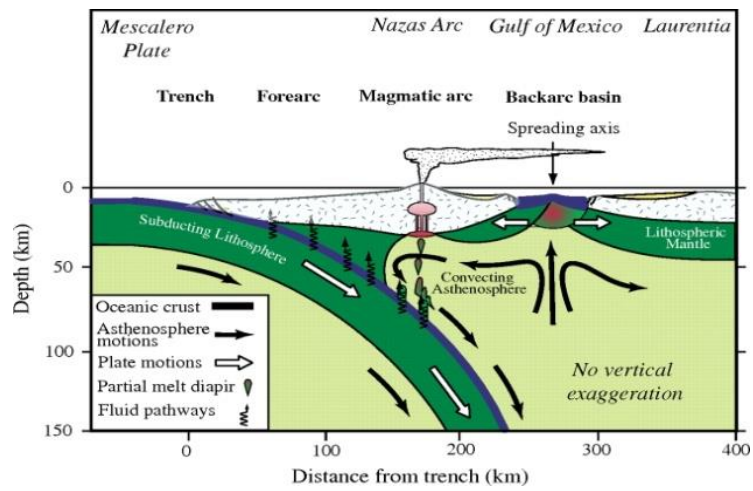
شکل ۵-۵- مدل شماتیک نشان‌دهنده تشکیل حوضه‌های آتشفشانی رسوبی در یک محیط پشت قوس مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی (قاسمی و رضایی ۲۰۱۵).

سپس در اواسط ائوسن منطقه تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی کوتاه مدت قرار گرفته و در جهات مختلف به ویژه رو به شمال متحمل بالا آمدگی و کوتاه‌شدگی شده است که با تشکیل تاقدیس و ناودیس‌های

چین خورده توالی آتشفشانی- رسوبی اواخر پالئوسن- ائوسن مشخص می‌گردد و نمونه‌های بارز آن در عباس‌آباد، پهنواز، احمدآباد، شمال سمنان و مشاهده می‌شود.

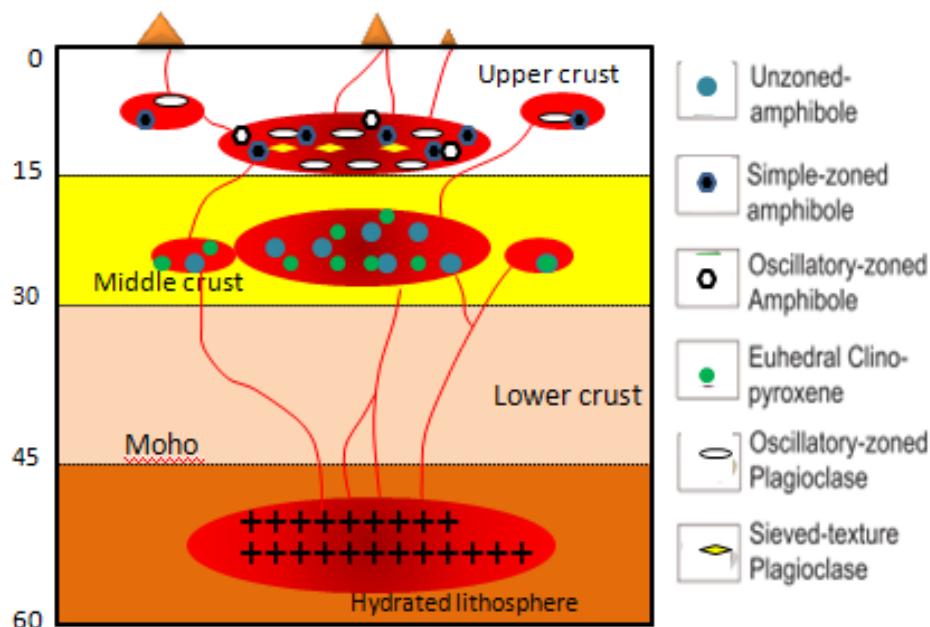
در ادامه فعالیت‌های آذرینی در ارتباط با کشش‌های موضعی و یا جایگزینی در ارتباط با گسل‌ها ایجاد شده است. این فعالیت‌های آذرین به صورت گنبد و سیل می‌باشند. که سپس در نتیجه فرسایش و بالاآمدگی در سطح زمین دیده می‌شوند. این گنبدها، دایک‌ها و سیل‌ها اغلب در درون مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. با این وجود، رخنمون‌های محدودی از آن‌ها همراه با سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک و آهک‌ها مارن‌های کرتاسه زیرین نیز مشاهده شده است. وقتی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده می‌شود، واکنش سیالات آزاد شده با گوشته سبب ذوب گوه گوشته‌ای و ایجاد مذاب‌های کم سیلیس با منیزیم بالا می‌شوند (شکل ۵-۶). این مذاب‌ها در پوسته تحتانی- میانی بصورت موضعی استقرار می‌یابد، علاوه بر آن تبلور- تفریقی و آلیش کوتاه مدت نیز رخ می‌دهد. وقفه زمانی موجود سبب تشکیل انباشته‌هایی از کانی‌های فرومنیزین به ویژه هورنبلند و پیروکسن (اوژیت) و تشکیل سنگ‌های نسبتاً دانه درشت با ترکیب گابرویی، دیوریتی، گابرودیوریتی و پگماتوئیدی- دیوریتی می‌شود. به تدریج که مذاب به پوسته بالایی صعود می‌کند، سبب ایجاد آشفستگی در اتاق ماگمایی می‌گردد. این آشفستگی سبب ایجاد آنکلاوهایی با ماهیت میکروگرانولار مافیک، انباشته‌هایی از کانی‌های مافیک و کنده- شدن قطعاتی از سنگ‌های میزبان اتاق ماگمایی نظیر آمفیبولیت، گنیس، تونالیت و ... می‌شود. این مذاب بصورت سیل، دایک و یا گنبدهای ساب ولکانیک جایگزین می‌گردند و سپس بر اثر بالا آمدگی و فرسایش در سطح زمین دیده می‌شوند.

همراه با سنگ‌های آداکیتی معمولاً کانسازسازی از نوع Fe, Cu, Au, Pb, Zn, Mn مشاهده می‌شود.



شکل ۵-۶ مدل شماتیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی ائوسن میانی منطقه مورد مطالعه (جمالی، ۱۳۹۳ و منصوری ۱۳۹۴).

جمشیدی و همکاران (۲۰۱۵)، نیز با توجه به مطالعات میکروپروپ و ترموبارومتری که انجام داده‌اند، ایده‌ای مشابه، با شکل (۷-۵)، برای تشکیل این گنبد‌ها ارائه داده‌اند.



شکل ۵-۷- مدل شماتیکی از جایگزینی توده ماگمایی.

۵-۶- مقایسه آداکیت‌های احمدآباد با آداکیت‌های گزارش شده در ایران و جهان در این بخش مناطقی که در آنها سنگ‌هایی با ترکیب آداکیتی گزارش شده است را بررسی می‌کنیم (جدول ۵-۱). سنگ‌های منطقه احمدآباد از لحاظ پتروگرافی، ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی و پتروژنز، شباهت زیادی با آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و نوار افیولیتی سبزوار نشان می‌دهند، منتهی از لحاظ تقسیم‌بندی سیلیس، آداکیت‌های این منطقه از دو نوع پرسیلیس و کم‌سیلیس می‌باشند.

آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند از نوع آداکیت‌های سیلیس بالا معرفی شده‌اند و ماگمای سازنده آن‌ها در اثر ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورانش یافته در یک زون فرورانش قوسی و در اثر تبلور تفریقی به

همراه آرایش ماگمایی و احتمالاً ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل شده‌اند (دلور، ۱۳۸۹؛ سعیدی، ۱۳۸۹).

نوار آتشفشانی کالک‌آلکان- آلکان سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار که در آن گنبد‌های تراکی‌آندزیتی، آندزیتی، تراکیتی، تراکی‌داسیتی، داسیتی و ریوداسیتی رخنمون دارد. شواهد ژئوشیمیایی موجود در این گنبد‌ها حاکی از ماهیت کالک‌آلکان، نقش تبلور تفریقی و فرآیندهای هضم و آرایش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آن‌ها، ماهیت فرورانش قوس قاره‌ای منطقه، وجود یک سنگ منبع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده سبزوار است (تنها، ۱۳۸۸).

رخداد فوران‌های آداکیتی دراز مدت در منطقه مشکان، در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از فروانش لیتوسفر اقیانوسی سبزوار (انتهای پالئوسن)، با فرضیه بالازدگی گوشته و ذوب پوسته قاره‌ای زیرین در یک محیط کششی توجیه پذیرتر است تا تشکیل آن‌ها از مذاب‌های حاصل از ذوب مستقیم لیتوسفر فرورونده. در این فرضیه، بالآمدن استنوسفر از طریق دریچه (slab break-off)، شرایط دمایی مناسب برای ذوب پوسته قاره‌ای زیرین ضخیم منطقه مشکان و در نهایت تشکیل مذاب آداکیتی را فراهم کرده است (شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲).

سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه (غرب- شمال غرب نیشابور) دارای طیف ترکیبی تراکی‌آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند و از ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورانش شده سبزوار و متعاقب آن واکنش‌های مذاب‌های تولید شده با گوه گوشته‌ای- پریدوتیتی حاصل شده‌اند (دهنوی، ۱۳۸۸).

همچنین آداکیت‌های منطقه رژه مرتبط با ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و بعضاً گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (در حقیقت از ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده با مذاب‌های حاصل از

ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده که با گوه گوشته‌ای دچار واکنش شده، حاصل می‌شوند) را نشان می‌دهند. همچنین مقایسه آداکیت‌های منطقه احمدآباد با آداکیت‌های مطالعه شده در سایر نقاط جهان (جدول ۵-۲) بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و بعضاً گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (در حقیقت از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با مذاب‌های حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده که با گوه گوشته‌ای دچار واکنش شده، حاصل می‌شوند) را نشان می‌دهند و تفاوت‌های آشکاری با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی دارند. از جمله این تفاوت‌ها می‌توان به مقادیر بالاتر نسبت‌های Sr/Y ، La/Yb ، Rb/La و Ba/La در آداکیت‌های با منشأ پوسته تحتانی اشاره کرد.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت‌های پرسلیس مورد مطالعه	آداکیت‌های کم‌سلیس مورد مطالعه	آداکیت‌های منطقه (سهل-رزه)	آداکیت‌های جنوب‌غرب بیرجند	آداکیت‌های جنوب فوجان	آداکیت‌های منطقه باشتین (غرب سیزوار)	آداکیت‌های (غرب نیشابور)
SiO_2 (wt.%)	۵۸/۹۱-۶۳/۴۱	۵۱/۰۶-۴۹/۳۱	۵۹-۵۱	۵۶-۶۱/۵	≥ 61.3	$\geq 69/3$	۶۰/۰۹-۶۷/۸۶
Al_2O_3 (wt.%)	۱۷/۵۴-۱۵/۳۲	۱۸/۵۵-۱۷/۱۵	≥ 15	۱۵-۱۷	≥ 16.38	$\leq 17/66$	$\geq 16/38$
MgO (wt.%)	< 2	< 5	< 6	۱/۳-۳/۵	≤ 3.5	$\leq 4/98$	۱/۶۷-۳۷/۳
Na_2O (wt.%)	> 3	> 3	> 3	۳/۵-۴/۵	3.7-6.5	۴-۶	۴/۶-۶/۹۲
K_2O (wt.%)	۱/۳۶	۲	۲/۸۲	۲/۵-۵	0.7-3.4	میانگین ۳	۰/۴۵-۱/۹۸
Sr (ppm)	> 1046	> 732	> 479	۵۹۸-۱۱۰۰	130-730	≥ 497	۲۱۹-۹۹۴
Eu منفی	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu
Y (ppm)	۵/۲-۷/۹	۲۰-۲۱	$Av = 12$	۱۴-۲۰	≥ 18.6	≤ 15	$\leq 1/86$
Sr/Y	$130 <$	۴۶-۳۶	$Av = 74/8$	میانگین ۳/۱۹	میانگین 46.57	$20 \leq$	۲۱-۸۸
Yb (ppm)	$< 0/77$	۲/۱۲-۲/۰۷	$Av = 1/92$	میانگین ۱/۹	1.54 \leq	$1/9 \geq$	۱-۱/۶۷
La/Yb	۲۷/۱۴-۱۴/۵۶	۶/۴-۶/۳	$Av = 10/98$	میانگین ۱۹/۸	میانگین ۲۵/۶	$16 \leq$	۷-۱۱
HFSE (Nb,Ta)	پائین	پائین	پائین	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE
Rb/La	۱/۴۲	۳/۱۳	۴/۴۹	میانگین ۲/۶	میانگین ۱/۸	میانگین ۱۰/۵	میانگین ۱/۷
Ba/La	۱۸/۵۳	۱۵/۲۰	۲۶/۱۶	میانگین ۱۳	میانگین ۱/۸	میانگین ۸۴	۱۸/۵
منبع	سمیاری (۱۳۹۴)	سمیاری (۱۳۹۴)	جمالی و منصور (۱۳۹۳)	دلاور (۱۳۸۹)	تنها (۱۳۸۸)	صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)	دهنوی (۱۳۸۸)

جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های سایر نقاط جهان						
ویژگی مورد بررسی	آداکیت‌های پرسلیس مورد مطالعه (احمدآباد)	آداکیت‌های کم-سلیس مورد مطالعه (احمدآباد)	کمپلکس آداکیتی در Xuelongbao جنوب چین	آداکیت‌های دابی (چین مرکزی)	آداکیت‌های جنوب تبت	آداکیت‌های شمال غربی کراتون غرب آفریقا
SiO ₂ (wt.%)	۵۸/۹۱-۶۳/۴۱	۵۱/۰۶-۴۹/۳۱	۷۲-۶۲	۵۷-۶۳/۵	۵۱/۰۸-۷۱/۰۳	۵۰-۷۳
Al ₂ O ₃ (wt.%)	۱۷/۵۴-۱۵/۳۲	۱۸/۵۵-۱۷/۱۵	۱۴/۳-۱۷/۷	۱۴/۳-۱۶/۳	۱۵/۴۷-۱۷/۶۸	۱۳-۱۹/۷
MgO(wt.%)	< ۲	< ۵	۰/۲-۲/۳	۲/۱۳-۴/۵۵	۰/۶۷-۵/۲	۰/۸-۰/۱۵
Na ₂ O (wt.%)	> ۳	> ۳	۴/۱-۶/۷	۳/۹-۴/۱۸	۲/۸۵-۵/۵۳	۲-۶/۴
K ₂ O (wt.%)	۱/۳۶	۲	۰/۴-۱/۹	۲/۵-۳/۴۸	۲/۳۶-۶/۸۹	۰/۲-۱/۳
Sr (ppm)	> ۱۰۴۶	> ۷۳۳	۳۲۰-۷۷۵	۵۸۰-۷۸۰	۶۷۵-۱۳۰۹	۱۰۸-۴۹۸
Eu آنومالی منفی	Eu فقدان آنومالی	Eu فقدان آنومالی	Eu آنومالی منفی	Eu آنومالی منفی	Eu آنومالی منفی	Eu آنومالی منفی
Y (ppm)	۵/۲-۷/۹	۲۰-۲۱	۵/۴ میانگین	۱۳-۲۱	۴/۴۳-۱۶/۷	۲۱/۴ کمتر از
Sr/Y	۱۳۰<	۴۶-۳۶	۱۲۲/۷ میانگین	۳۰/۵-۴۹	۱۰۶/۴ میانگین	۲۵ (میانگین)
Yb (ppm)	< ۰/۷۷	۲/۱۲-۲/۰۷	۰/۵	۱/۲-۱/۹	۰/۳۹-۱/۵۳	کمتر از ۲
La/Yb	۲۷/۱۴-۱۴/۵۶	۶/۴-۶/۳	۲۲/۵ میانگین	۳۰ میانگین	۵۵ میانگین	۹/۲ (میانگین)
HFSE (Nb,Ta)	پائین	پائین	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE
Rb/La	۱-۴۲	۳/۱۳	۶/۲ میانگین	۳ میانگین	۱/۹ میانگین	۱/۳ (میانگین)
Ba/La	۱۸/۵۳	۱۵/۲۰	۱۰۴/۵ میانگین	۱۵-۶۰	۱۹/۸۸ میانگین	۲۱/۵ (میانگین)
نحوه تشکیل	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و واکنش مذاب حاصله با گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	ذوب بخشی پوسته پایینی و واکنش با پریدوتیت گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی پوسته پایینی	ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و واکنش مذاب حاصله با گوه گوشته‌ای
منبع	سمیاری (۱۳۹۴)	سمیاری (۱۳۹۴)	زو و همکاران (۲۰۰۶)	وانگ و همکاران (۲۰۰۷)	دی جانگ و زو (۲۰۱۲)	برووز و همکاران (۲۰۰۴)

فصل هشتم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی بر روی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه احمدآباد-رضآباد به شرح ذیل می‌باشند:

- طبق نتایج سن سنجی U-Pb بر روی توده‌های آذرین نیمه-عمیق قطع کننده افیولیت های سبزوار، سنی معادل ۴۰ تا ۵۰ میلیون سال، (جمشیدی، ۱۳۹۴) مشخص است که با دوره سنی ائوسن میانی منطبق است.

- توده‌های آذرین نیمه عمیق در درون سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی پالئوسن- ائوسن جایگزین شده‌اند.

- فعالیت‌های آذرین ائوسن میانی، موجب پیدایش ماگماهای حدواسط تا اسیدی شده که پس از تبلور و انجماد، به صورت گنبد، دایک و احتمالاً سیل رخنمون یافته‌اند.

- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه دارای ترکیب سنگی آندزیت - تراکی آندزیت، داسیت - تراکی داسیت و گابرو هستند.

- این سنگ‌های دارای ماهیت کالکوالکالن و کالکوالکالن پتاسیم بالا می‌باشند.

- آندزیت‌ها فراوان‌ترین ترکیب سنگی آن‌ها هستند.

- در آندزیت‌ها و داسیت‌ها بافت‌های پورفیری، پورفیری جریان، گلومروپورفیری، پوئی کیلیتیک، غربالی و در گابروها بافت گرانولار مشاهده می‌شود.

- کانی‌های سازنده اصلی آندزیت‌ها و داسیت‌ها، پیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند هستند. کانی‌های سازنده اصلی گابروها پیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز، بیوتیت می‌باشند، کلسیت، کلریت، اپیدوت و سرپسیت کانی‌های ثانویه محسوب می‌شوند.

- بافت پورفیری، غبارآلود و شواهد عدم تعادل در پلاژیوکلازهای تحلیل رفته، معرف انجام اختلاط ماگمایی در سنگ‌های مورد مطالعه می باشد.
- آنکلاوهای توفی سیلتستونی بیانگر آرایش پوسته‌ای سنگ‌های مورد مطالعه هستند.
- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر) و ضریب تفریق حاکی از نقش مؤثر تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است.
- وجود روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودار عناصر ناسازگار در برابر سازگار، مبین تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه است
- با توجه به میزان HREE پایین و LREE بالا به همراه سایر ویژگی‌ها از جمله SiO_2 (۵۸ / ۹۱) تا ۶۳/۴۱ درصد، Na_2O بیش از ۳ درصد، Al_2O_3 بیش از ۱۶ درصد، Yb پایین‌تر از ۱/۸ پی‌پی‌ام، Y کمتر از ۱۸ پی‌پی‌ام و نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (۰/۹۸ تا ۲/۳ درصد)، این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس قرار می‌گیرند. آداکیت‌های پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نئوتتیس (سبزوار- درونه) با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار و دمای معادل رخساره آمفیبولیت تفسیر می‌شوند که غالباً در طی صعود از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. براساس مستندات ژئوشیمیایی ماگمای سازنده آداکیت‌های پرسیلیس احمدآباد در اعماق حدود ۷۰ کیلومتری زیر سطح زمین حاصل شده و سپس به ترازهای بالا صعود کرده و درون پوسته بالایی جای گرفته است.
- غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به HREE، تهی‌شدگی از Nb و Ti و مقدار بالای La/Nb و تمرکز بالای Rb، Ba، K و Th به همراه وجود آنکلاوهای فراوان با ابعاد و ترکیب متفاوت در این گنبد‌ها و گنبد‌های مشابه در مناطق سهل و رزه (که شواهدی از اختلاط ماگمایی و آغستگی با پوسته قاره‌ای هستند) بیانگر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی مورد نظر می‌باشد. توده‌های آذرین

قطع کننده توالی رسوبی پالتوسن - ائوسن احمدآباد خارتوران در منطقه تاریک دره دارای ترکیب گابرویی هستند. این توده‌های گابرویی دارای ماهیت آداکیتی کم‌سیلیس هستند. ماگماهای آداکیتی کم سیلیس از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نئوتتیس (سبزوار - درونه) حاصل شده‌اند.

- با توجه به معیارهای تعریف شده توسط دوفان و درومون، ۱۹۹۰ و مارتین و همکاران، ۲۰۰۵ و تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷، سنگ‌های مورد مطالعه در دو گروه آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس قرار می‌گیرند.

- آداکیت‌های منطقه احمدآباد شباهت زیادی با آداکیت‌های پیرامون بیرجند و سبزوار (منطقه شمال غرب و جنوب باشتین، جنوب قوچان، شهر فیروزه، رژه، سهل و ...) نشان می‌دهند.

- همچنین مقایسه آداکیت‌های احمدآباد با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن است که گروهی از این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب لیتوسفر اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده را نشان می‌دهند.

۲-۶- پیشنهادات

- بسط و توسعه دادن بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی به مناطق هم‌جوار و مشابه برای دستیابی به نتیجه‌گیری مطمئن‌تر و دقیق‌تر.

- مطالعه عوامل ساختاری زمین‌ساختی موجود در منطقه به منظور تعیین نحوه جایگیری توده‌های آذرین نیمه‌عمیق در درون سنگ‌های میزبان.

- انجام تجزیه نقطه‌ای (میکروپروب) بر روی کانی‌های مناسب موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور شناخت دقیق ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها و شرایط ترموبارومتري تشکیل کانی‌های سازنده آن‌ها یا عمق جایگزینی و استقرار آن‌ها.

-
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشاء و همچنین تعیین سن دقیق تشکیل آن‌ها.
- تعیین سن به روش K-Ar و U-Pb بر روی نمونه‌ها برای تعیین زمان دقیق تشکیل آن‌ها.

منابع

منابع فارسی

- ابتهاج م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های دیابازی در منطقه غرب بندهزارچاه"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- آقاباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.
- اصغرزاده ز، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پترولوژی دایک‌های دیابازی موجود در منطقه دلبر"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- اکرمیان ا، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه موجود در منطقه زمان‌آباد (خارتوران - جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- اشتوکلین و همکاران (۱۳۵۲)، "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروند"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- برهمند م، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی موقعیت چینه‌شناسی و پتروژنز بازالت‌های نئوژن منطقه‌ی احمدآباد (خارتوران، جنوب شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۵ صفحه.
- بلاغی اینالو ز، صادقیان م، ژای م، قاسمی ح، محجّل م، (۱۳۹۳)، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق

شاهرود)، "مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱-

۴۸۴.

- بلاغی اینالو ز (۱۳۹۳)، رساله دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه دگرگونی- آذرین دلبر، بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- تنها ع، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز سنگ‌های آذرین نفوژن شمال عنبرآباد (مشکان)"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۸ص.

- جمالی ز، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک موجود در منطقه شرق رژه (شمال‌شرق تروود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- جمشیدی، خ، (۱۳۸۶)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس پسا‌فیولیتی سبزوار"، مجله پترولوژی، صفحه ۵۱-۶۸.

- جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا‌فیولیتی سبزوار"، مجله پترولوژی، سال پنجم، شماره هفدهم، صفحه ۵۱ - ۶۸

- حاجیلو ر، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی بازالت‌های منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- حسینی (۱۳۹۴)، رساله دکتری، "پترولوژی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی بندهزارچاه بیارجمند (جنوب‌شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- دادپور م، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های بازالتی موجود در قاعده توالی رسوبی ژوراسیک منطقه جمیل (شرق سهل) و اهمیت ژئودینامیکی آن‌ها"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- دادپور م، (۱۳۹۳)، "بررسی پتروژنز و فرآیندهای موثر در تکوین ماگمایی سنگ‌های بازیک در قاعده سازند شمشک، (جنوب شرق شاهرود)". هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس.
- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.
- دلاور ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک جنوب غرب بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- دهنوی ن، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵ص.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال خاوری تروود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- رحمتی ایلخچی م، (۱۳۸۲) "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سعیدی س، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود، ۱۶۶ص.
- سلامتی، ر، ۱۳۷۹، گزارش ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ احمدآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- صالحی‌نژاد ح، (۱۳۸۷)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب غربی سبزوار)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- عزیزی م، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی سفیدسنگ و سنگ‌های دگرگونی میزبان آن (جنوب بیارجمند)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.

- عابدی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌گرانیتوئیدی میامی (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- غفاری نیک، ب. (۱۳۷۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "بررسی تاریخچه دگرریختی واحد آهکی شیلی کرتاسه زیرین ناحیه احمدآباد"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.
- فتح‌آبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب‌غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قاسمی ح، آسیابانها ع، (۱۳۸۵)، "معرفی و تفکیک رخدادهای دگرگونی منطقه دلبر، جنوب شرق بیارجمند، ایران مرکزی"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان. صفحات ۲۳۱ تا ۲۴۷.
- قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰) "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکان در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحات ۳۴۷ تا ۳۷۰.
- قاسمی ح، تنها ع، صادقیان م. و خانعلی زاده، (۱۳۸۷)، "اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، ص. ۵۸۸ - ۵۸۴ اهواز.
- قاسمی ح، لنکرانی م، همام م، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.
- قاسمی ح، صادقیان م، خانعلیزاده ع، تنها ع، (۱۳۸۹) "سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. شماره ۳ ص ۳۴۷-۳۷۰.

- قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع. و صادقیان م. (۱۳۹۲) "موقعیت چینہ شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی رسوبی عبای آباد، شمال شرق شاهرود" پژوهش‌های چینہ‌نگاری و رسوب شناسی، شماره ۱، دوره: ۲۹ ص. ۴۲ - ۲۵
- قاسمی ح، فتح‌آبادی ف، صادقیان م، جمشیدی خ، (۱۳۹۳)، "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی نئوژن منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.
- قاسمی ح، فتح‌آبادی ف، (۱۳۹۳)، "شواهد ماگماتیسم آداکیتی پرسیلیس بعد از ائوسن در منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)". هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، آبان‌ماه ۱۳۹۲.
- قاسمی ح، برهمند م. و صادقیان م، (۱۳۹۰) "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگومیوسن ایران مرکزی" **مجله پترولوژی**، شماره ۷؛ دوره: ۲ ص ۹۴ - ۷۷
- 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.
- کهنسال ر، ذوالفقاری، ص؛ رادفر، ج، (۱۳۸۲)، "بررسی سنگ شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن"، طرح پژوهشی، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- منصوری ب، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های آذرین موجود در منطقه جنوب شرق سهل (شمال شرق ترود)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- مردانی م، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهنواز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده زمین- شناسی، دانشگاه شاهرود.

- مردانی م.، صادقیان م.، (۱۳۷۸)، "پتروژنز مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پهناوز (جنوب غرب بیارجمند)"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان.
- میسون ب.، مر ب.ک.، (۱۳۷۱)، "اصول ژئوشیمی (ترجمه مر ف و شرفی ع.)"، انتشارات دانشگاه شیراز، ۱ جلد.
- نوایی ا، صالحی راد م، مجیدی ب، (۱۳۶۵)، "نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ خارتوران"، سازمان زمین شناسی کشور.
- ولی‌زاده م.، صادقیان م.، اکرمی م.ع.، (۱۳۸۰)، "آنکلاوها و پترولوژی گرانیت (ترجمه)"، انتشارات دانشگاه تهران، ۸۲۴ ص.

Reference

- Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Iran". **Geological society of America Bulletin** 103: 983-992.
- Aldanmaz E; Pearce J.A; Thirlwall M.F; Mitchell J.G. (2000), Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. **Journal Volcan. Geo. Res.** 102: 67– 95.
- Atherton M.P., Petford N.,(1993)"Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust".**Earth and Planetary Science Letters**, 192,561-570.
- Ayers J. C. (1998) "Trace element modeling for aqueous fluid – peridotite interaction in the wedge of subduction zones". *Conti Mineral Petrol*, 132, 390 – 404.
- Beraaouz E.H., Ikenne M., Madi A., Lahman M., Gasquet D., (2004) "Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic mélange (Anti-Atlas,Morocco): evidence of adakite magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton" .**Journal of African Earth Sciences** 39.285-293.
- Best M.G.,Christiansen,E.H., (2001)"Igneous Petrology. Blackwell Science". 458.
- Best G. 2003. "**Igneous and metamorphic petrology**". 729.
- Bourdon E., Eissen, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotton, J., (2002) "Slab Melting and slab melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone" **Journal of Petrology** 43, 199- 217.
- 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, 511-541.
- Castillo P.R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis", *Chinese Science Bulletin* 51: 257-268.
- Castillo P.R., Rigby S.J., Solidum R.U., (2007) "Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines". *Lithos* 97, 271–288.
- Castillo P.R. (2011) "Adakite petrogenesis". **Lithos** 134: 304-316.
- Castillo P.R. (2012)"Adakite petrogenesis". **Lithos** 134: 304-316.
- Chung S.L., Liu D.Y., Ji J.Q., Chu M.F., Lee H.Y., Wen D.J., Lo C.H., Lee T.Y., Qian Q. and Zhang Q. (2003) "Adakites from continental collision zones: melting of

- thickened lower crust beneath southern Tibet” *Geology*, 31, 1021-1024.
- Condie K.C. (2005) “TTG and adakites: are they both slab melts? In Roma, O.T., (Ed.), *Granitic Systems-Ilmari Haapala Special Issue*”. **Lithos**,.80, 33-44.
- Cox K.G., Bell J.D., Pankhursts R.J., (1979) “The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin”., 450.
- Davidson J., Turner S., Handley H., Mcpherson C. and Dosseto A. (2007) “Amphibole “sponge” in arc crust?” *Geology*, 35, 787-790.
- Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., (1991) “an introduction to rock forming minerals” **Longman**,.528.
- Defant M.J., Drummond M.S., (1983) “Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere”. **Nature** 347: 662-665.
- Didier, J., (1964) "Etue petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Francais" *Ann, Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrond*, 23:254.
- Didier, J., (1973) "Granite and Their Enclave: The Bearing of Enclave on the origion of granites". *Devolopment in petrology*,3 **Elsevier**, Amesterdam, 393.
- Drummond M.S. and Defant M.J., (1990) “A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archean to modern comparisons”, **Journal of Geophysical Research** 95: 21503-21521.
- Fenner C.N. (1948) “Incandescent tuff flows in southern Peru”**Geological society of America. Bulletin**, 59, 879-893.
- Ghasemi H, Sadeghian M, Khanalizadeh A, Tanha A (2010) "Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica adakitc domes of Neogene continental arc, south of Quchan". *Iran J Crystallogr Mineral* 18:347–368 (In Persian with English abstract)
- 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**, 108, 6, 235-252.
- Gao Y., Hou Z., Kamber B.S., Wei R., Meng X. and Zhao, R. (2007) “Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: evidence for slab melt metasomatism” **Contrib Mineral Petrol.**, 153,105-120.
- Gao S., Rudnick R. L., Yuan H. L., Liu X. M., Liu Y. S., Xu W. L., Ling W. L., Ayers

- J., Wang X. C., and Wang Q. H. (2004) "Recycling lower continental crust in the North China craton". *Nature* 432, 892–897.
- Gill J. B. (1981) "Orogenic Andesites and plate Tectonics". Berlin, **Springer** verlay, 358.
- Gill J. B. (1992) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics". Berlin, **Springer-Verlag**.
- Guan Q., Zhu D.C., Zhao Z.D., Dong G.C., Zhang L.L., Li X.W., Liu M., Liu Y.S., Yuan H.L. (2012) "Late Cretaceous adakites from the eastern segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: prod ucts of Neo-Tethyan mid-ocean ridge subduction" *Gondwana Res.*, 21, 88-99.
- Guo Z., Hertogen J., Liu, J., Pasteels P., Boven A., Punzalan L., He H., Luo X., Zhang W., (2005) "Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis". **Journal of Petrology** 46, 33–78
- Gupta Alok K., (2007) "Petrology and genesis of igneous rocks".
- Harker A. (1909) "The natural history of igneous rocks. Methuen & co.london".
- Hawkesworth C. J., Gallagher K. and Hergt J. M., (1993) "Mantle and slab contributions in arc magmas". **Annual Review of Earth and Planetary Science** 21: 175-204.
- Hibbard M. Sabatiye J.,(1998) "The magma mixing origin of mantal feldspars. Contrib. Mineral". *Petrol.* 79, 158-170.
- Hirschman M. (1998) "Origin of the transgressive granophyres the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland". In: Geist, D. J., White, C. M. (Eds). **Journal of volcano – Geotherm, Res.**, 52, 185 – 207.
- Hou Z.Q., Gao Y.F., Qu X.M., Rui Z.Y., Mo X.X., (2004) "Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet" **Earth and Planetary Science Letters**. 220. 139-155.
- Hyndman D.W.(1985). "petrology of Ineous and metamorphic rocks". Dommelly company pub.Johanson, K., Barnes, C.G. Miller., C.A., (1997). 'Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhgemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon'. **Journal of Petrology**, vol. 38,pp.1585-1611.

- Irvin T., Baragar W.R.A.,(1971) “A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks”, Canadian **Journal of earth Science Letters** 8 .523-548.
- Jahangiri A, (2007) "Post collision Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geo dynamic implications". **Journal of Asian Earth Sciences** ,30, 433-447.
- Jamshidi K., Ghasemi H., Troll V.R., Sadeghian M., Dahren B.,(2015)“Magma storage and plumbing of adakite- type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, northeast Iran”.*Solid Earth*, 6, 49-72.
- Johanson K., Barnes C.G. Miller C.A., (1997) “Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon”. **Journal of Petrology**, 38,1585-1611.
- Johanson K., Barnes C.G. Miller C.A., (1997) “Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon”. **Journal of Petrology**, 38,1585-1611.
- Kamei A. (2004) “An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi”.**Journal of Asian Earth Sciences** 24,43-58.
- Kay R.W. (1978) “Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust” **Journal Volcanol. Geoth. Res.**, 4,117-132.
- Keppler H., (1996) “Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids”. *Nature* 380: 237-240.
- Kepezhinskas P.K., Defant M.J. and Drummond M.S. (1996) “Progressive enrichment of island arc mantle by melt–peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths” *Geochim.Cosmochim. Acta*, 60, 1217-1229.
- Kretz, R. (1983). “Symbols for rock-forming minerals.” **America mineralogist**, 68(1-2), 277-279.
- Kirkpatrick R.J., (1977) “Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano,Hawaii”. *Geol.Soc.Am.Bull*, 88,78-84.
- Kuno H., (1968) “Origin of andesite and its bearing on the island arc structure”. *Bull.* 32, 141 – 176.
- Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, (1986) “A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram”. **Journal Petrol**, 27,

Part 3, 375 – 750.

- Lonov D.A. and Hofmann A.W. (1995) “Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations”. **Earth and Planetary Science Letters** 131: 341-356.
- 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.
- Macpherson C.G., Dreher S.T. and Thirlwall M.F., (2006) “Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines”. **Earth and Planetary Science Letters** 243: 581-593.
- Manya Sh., Maboko M.A.H., Nakamura E., (2007) “The geochemistry of high-Mg andesite and associated adakitic rocks in the Musoma-Mara Greenstone Belt, northern Tanzania: Possible evidence for Neoproterozoic ridge subduction?”. *Precambrian Research* 159, 241–259.
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F. and Champion D., (2005) “An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution”. **Lithos** 79: 1-24.
- Middlemost E.A.K. (1985) “Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology”. **Longman Group U.K.**, 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 Group U.K.**, 73-86.
- Morata D., Aguirre L., (2003) "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29° 20' -30° S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal South Amer. Earth Sci.* 16: 459-476.
- Moyen J.F. (2009) “ High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature”. **Lithos**.
- Nakamura N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary Chondrite” **Journal of Geochemistry et Cosmochimica Acta.**, 38, 757-775.
- Nixon G.T., Pearce T.H., (1987) “Laser – interferometry study of oscillatory zoning in

- plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, Mexico". *American Mineral*, 72, 1144 – 1162.
- Peccerillo R., Taylor S. R., (1976) "Geochemistry of Eocene calc – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63 – 81.
- Prouteau G., Scaillet B., Pichavant M. and Maury R. (2001) "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust" **Nature**, 410, 197-200.
- Provatke, S; Klemme, S. (2006), Trace element partitioning between apatite and silicate melts" *Geochim. Cosmochim. Acta.* 70, 4513-4527.
- Rahmati-Ilkhchi M., Jer'a'bek P., Faryad S.W., Kos'ler J., (2008) "Tectonometamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic core complex in the Central Iranian block". In: 6th Meeting of the Central European Tectonic Group, Upohlav Slovakia SlovTec.
- Rahmati Ilkhchi M., Faryad S., V Holub F., Frank W., (2009) "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur kuh metamorphic complex (Central Iran)", **Earth science journal**.
- Rahmati Ilkhchi M., Jerebek P., Faryad Sh., Koyi Hemin A., (2010) "Mid-Cimmerian, Early Alpine and Late Cenozoic orogenic events in the Shotur Kuh metamorphic complex, Great Kavir block, NE Iran". *Tectonophysics* 494, 101-117.
- Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S.W., Holub F.V., Košler J., Frank W., (2011) " Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh Metamorphic Complex (Central Iran)". **International Journal of Earth Sciences**. doi:10.1007/s00531-009-0499-0.
- Rapp R. P., & Watson E.B., (1995) "Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling". **Journal of Petrology**, 36,891-931.
- Rogers G., Saunders A.D., Terrell D.J., Verma S.P., Marriner G.F., (1985) "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico". **Nature** 315, 389– 392.

- Rollinson h.R. (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons,325.
- Sajona F. G., Maury R. C., Pubellier M., Leterrier J., Bellon H. & Cotton J., (2000) "Magmatic source enrichment by slab-derived melt in a young post- collision setting central Mindano (Philippines)". **Lithos**,54,173-206.
- Sen N., Dunn N.G., Sen C. and T. Dunn., (1994) "Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: implications for the origin of zirconites". *Contrib. Mineral. Petrol.* 117,394-409.
- Shelly D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations", Chapman & Hall, **London**,405.
- Shabanian, E. Acocella, V. Gasemi, H. Bellier, O, (2012). "Structural control on volcanism in intraplated post collisional setting: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran Eastern Turkey". **Journal of TECTONIC**, 31, TC3013.25.
- Srivastava R. K., Singh R.K., (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism". **Journal of Asian Earth Sciences** 23. 373–389.
- Stalder R., Foley S.F., Brey G.P. and Horn I., (1998) "Mineral – aqueous fluid partitioning of trace -Elements at 900-1200 c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism". **Geochimica Et Cosmochimica Acta** 62: 1781- 1801.
- Stern C.R., Kilian R., (1996) "Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle hinteraction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc". **Journal of petrology**, 36,1505-1527.
- Stewart M.L., Pearce T.H., (2004) "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results". *Amer. Min.* 89: 348-351.
- Stocklin J., (1974) " Possible ancient continental margins in Iran". In: Burk, C. A. and Drake, C. A. (Eds). *The geology of continental margins*. **Springer** – Verlag, Berline, 873- 887.
- Sun S.S., 1980- Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges,

- ocean islands and island arcs, *Philosophical Transactions of The Royal Society* 297, 409-445.
- Sun S.S. and McDonough W.F., (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds), *Magmatism in oceanic basins. Geological Society of London* 42: 313-345.
- Sun S.S., and MC DonoghW.F. (1989) “Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J.(EDS),*Magmatism in oceanic basins. Geol”. Soc. London. Spec. Pub, 42, 313-345.*
- Thompson A.B., (1982) “Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids”. *Journal of Science*, 282, 1567–1595.
- Tsuchiya, N., Suzuki, S., Kimura, J.I., Kagami, H.(2005). “Evidence for slab melt/mantle reaction: petrogenesis of Early Cretaceous and Eocene high-Mg andesites from the Kitakami Mountains”, *Japan.Lithos* 79, 179- 206.
- Ulmer P. (2008) “Differentiation of mantle-derived calk-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints”. *Periodico Di Mineralogia*, 76, 309-325.
- Vernon R.H. (2004) “A Practical guide to rock microstructure. Cambridge, 594.
- Vernon R. H. (2000) “A practical guide to rock microstructure”. Published by Cambridge University Press, 115- 439.
- Wang Q., Xu J.F., Zhao Z.H., Bao Z.W., Xu W. and Xiong X.L. (2004) “Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites inan extensional tectonic regimewithin a continent”. *Geochemical Journal* 38: 417-434.
- Wang Zh., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., (2006) “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.
- Wang Q., Wyman D.A., Zhao Z.H., Xu Ji.F., Bai Z.H., Xiong X.L., Dai T.M., Li C.F., Chu Z.Y., (2007) “Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb- enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China):

- Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt". **Chemical Geology** 236, 42–64.
- Wang X.L., Shu X.J., Xu X., Tang M. and Gasching R. (2012) "Petrogenesis of Early Cretaceous adakite- like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China". **Journal of Asian Earth Sciences** 61: 243-256.
- Weaver, B., Kar, A., Davidson, J., Colucci, M., 1996., "Geochemical characteristics of volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean". 14-4.
- Wilson M. (1989) "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", Department of earth science, University of leeds, 466..
- Wilson M., Shimron A. E., Rosenbaum J. M., Preston j., (2000) "Early Cretaceous magmatism of Mount Hermon, Northern Israel". *Contrib Mineral Petrol*, 139: 54±67
- Winchester J. A and Floyd P. A. (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" **Journal of Chemical Geology.**, 20, 325 - 342.
- Winchester J. A. and Floyd P.A., (1977) "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements" *Chemical Geology* 20: 249-287.
- Winter O, (2001) "An introduction of igneous and metamorphic petrology". Department of Geology whit man college. 697.
- Xu J., Shinjo R., Defant M.J., Wang Q. and Rapp R.P. (2002) "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?" **Geology**, 12, 30, 1111-1114.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M., (1995) "Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implications for slab melting and processes in the mantle wedge", *Geological Society of America Bulletin* 107, 505–519.
- Zhou M.F., Yan D.P., Wang C.L., Qi L., Kennedy A., (2006) "Subduction-related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event

in South China”. **Earth and Planetary Science Letters** 248, 286–300.

Zhu A.C., Zhao Z.D., Pan G.T., Lee H.Y., Kang Z.Q., Liao Z.L., Wang L.Q., Li G.M., Dong G.C. and Liu B. (2009) “Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?”, **Journal of Asian Earth Sciences** 34: 298-309.

Abstract:

In Ahmadabad region (located in 175 Km southeast of Shahrood), a numerous adakitic domes cropped out, which intruded into the Paleocene - Eocene volcanosedimentary rocks. These igneous bodies manifested in the form of dyke, dome and or relatively deep igneous plutons. According to textures, and structure and their emplacement mechanism, these igneous rocks can be divided into two category with shallow emplacement depth and relatively more deeper emplacement depth. First category are subvolcanic and include domes with trachyandesite-trachydacite composition which have porphyry, microlitic porphyry and flow textures. Their major minerals are pyroxene (augite), plagioclase, hornblende green and oxy- hornblende. With respect to low HREE and high LREE along with other characteristics such as silica content (58.91- 63.41(in wt %)), Yb < 1.8 ppm, Y < 18 ppm, these rocks can be classified as the high silica adakites. Petrographical and geochemical evidences indicate that the magma forming of these rocks originated from partial melting of metamorphosed subducted oceanic slab in amphibolite facies. Second category includes relatively more depths igneous bodies with gabbro to syenite composition and granular texture. With respect to high HREE and low LREE along with other characteristic such as silica content (49.31- 51.01(in wt %)), Yb about 2.1 ppm and Y approximately 21, second category can be classified as the low silica adakites. Mafic and felsic minerals of gabbroic rocks are pyroxene (augite), plagioclase and biotite. Their magma forming originated from partial melting of metasomatised mantle wedge located on the above of oceanic subducted slap (Sabzevar – Darouneh branch).

Keywords: Adakitic, Petrology, Geochemistry, Ahmadabad, Shahrood



Shahrood University Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology

**Petrology and geochemistry of the Post-Eocene
subvolcanic domes of Ahmad Abad-Khartooran
(SE Shahrood)**

Sahar Samyari

Supervisor:
Dr. M. Sadeghian

Advisor:
Dr. H. Ghasemi

MSc thesis

February 2016