

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه شرق رژه

(شمال شرق ترود)

دانشجو:

سیده زهرا ساداتی جمالی

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب اله قاسمی

ماحصل آموخته‌ایم را تقدیم می‌کنم به آنان که مهر آسمانی‌شان آرام‌بخش آلام زمینی‌ام است...

به استوارترین تکیه‌گاهم، دستان پر مهر پدرم

به سبزترین نگاه زندگیم، چشمان سبز مادرم

و تقدیم به روح بردار عزیزم.....

که هرچه آموختم در مکتب عشق شما آموختم و هرچه بگو شتم قهره‌ای از دریای بی‌کران مهربانیان را پاس توانم بگویم.

امروز، هستی‌ام به امید شماست و فردا کلید باغ بهشتم رضای شما.

رها آوردی گران سنگ ترا از این ارزان نداشتم تا به خاک پایتان نثار کنم، باشد که حاصل تلاشم نسیم کوزه غبار حسنگیتان را بروداید.

بوسه بردستان پر مهرتان.....

تقدیر و قدردانی

سپاس و ستایش خدای را جل و جلاله که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل شب تار، درفشان. آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمری و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید. اکنون که به لطف پروردگار، نگارش این رساله به سرانجام رسیده بر خود لازم میدانم از تمامی بزرگوارانی و عزیزانی که در این راه مرا یاری نمودند، قدردانی نمایم.

از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر محمود صادقیان و جناب آقای دکتر حبیب‌اله قاسمی بخاطر راهنمایی‌های ارزشمندشان در طول مدت تحصیل و تحقیقات مرتبط با این پایان‌نامه سپاسگزاری می‌نمایم.

از اساتید ارجمند جناب آقای دکتر رضایی و خانم دکتر شیخی که داوری پایان نامه را قبول نمودند و با نظرات ارزشمندشان به بهبود سطح علمی و ادبی این پایان نامه کمک نمودند، سپاسگزاری می‌کنم. زحمات مهندسین و مربیان دانشکده علوم خانم‌ها سودابه سعیدی و زهره فارسی و آقای سید رضا میرباقری، علیرضا خانعلی‌زاده و همچنین دوستان خوبم خانم‌ها یوسفی، بلوچی، شکاری، دادپور، توحیدی‌فر، حمید، خلیلی، کرمی و برزگری و... را ارج نهاده و صمیمانه از آنها تشکر می‌کنم.

از آقای رضا خواجه‌وندی که در طول بازدیدهای صحرائی در منصب راننده قبول زحمت نمودند تشکر و قدردانی می‌نمایم.

با امید به رحمت بی‌کران یکتای بی‌همتا، سپاس خود را به خانواده‌ام که لحظه لحظه حیات خود را مرهون فداکاری‌های جبران ناپذیر آنان هستم، تقدیم می‌نمایم و این پایان‌نامه را به محضر آنان پیشکش می‌نمایم.

سیده زهرا ساداتی جمالی

بهمن ۱۳۹۳

تعهد نامه

اینجانب سیده زهرا ساداتی جمالی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های سابولکانیک منطقه شرق رژه (شمال شرق تروود) تحت راهنمایی دکتر صادقان متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

منطقه رژه که بخشی از شمال زون ساختاری ایران مرکزی است در شمال شرق تروود و جنوب شرق شاهرود واقع شده است. در این منطقه، تعداد قابل توجهی توده آذرین نیمه عمیق رخمون دارد که عمدتاً به صورت گنبد و دایک (و ندرتاً سیل) جایگزین شده اند. گنبدهای بازمین و اندرکوه از نمونه های بارز آنها هستند. این گنبدها در درون سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده و جایگزین شده اند. بر اساس مشاهدات صحرایی و تعیین سن های صورت گرفته بر روی توده های نفوذی مشابه، آنها دارای سن جوان تر از ائوسن زیرین می باشند و به احتمال قوی دارای طیف سنی ائوسن میانی تا بالایی هستند و دارای طیف ترکیبی غالب تراکی آندزی بازالیت و تراکی آندزیت می باشند. سنگ های سازنده این گنبدها بافت های پورفیری، گلوپورپورفیری، میکروولیتی- پورفیری، جریانی و غربالی نشان می دهند.

سنگ های سازنده این گنبدها حاوی آنکلاوهایی هستند که از لحاظ شکل، ترکیب کانی شناسی و سنگ شناسی بسیار متنوع می باشند. این آنکلاوها دارای ماهیت آمفیبولیتی، گنیسی، میکاشیستی، لخته های مافیک و میکروگرانولار مافیک می باشند. آنکلاوهای آمفیبولیتی، گنیسی و میکاشیستی شواهد بارز آلابش ماگمایی توسط پوسته قاره ای به حساب می آیند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته های مافیک، شواهد بارزی از اختلاط ماگمایی می باشند. با توجه به زمین شناسی عمومی منطقه آنکلاوهای آمفیبولیتی و گنیسی از سنگ های دگرگونی بخش های پوسته تحتانی سرچشمه گرفته اند. لخته های مافیک و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک حاصل تبلور اولیه اجزاء مافیک ماگما و اختلاط بعدی آنها در خلال صعود ماگما می باشند.

با توجه به نتایج آنالیزهای شیمیایی و دیاگرام های ژئوشیمیایی، این سنگ ها روند تبلور تفریقی تقریباً یکنواختی نشان می دهند. بر اساس دیاگرام های عناصر ناسازگار- ناسازگار، ناسازگار- سازگار و سازگار- سازگار در مقابل یگدیگر، سنگ های مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با آلابش و هضم پوسته (AFC) پیروی می کنند، لیکن فرایند تبلور تفریقی نقشی بسیار مؤثرتر داشته است.

بر اساس نمودارهای عناصر خاکی نادر و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده، سنگ های مورد مطالعه از عناصر لیتوفیل بزرگ یون، عناصر خاکی نادر سبک غنی شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین و برخی عناصر با قدرت میدانی بالا تهی- شدگی نشان می دهند. این موارد با ویژگی های ماگماهای محیط های کمان قاره ای متناسب و سازگار می باشد. براساس ویژگی های ژئوشیمیایی، سنگ های مورد مطالعه در زمره آداکیت های سیلیس پایین قرار می گیرند. آداکیت های سیلیس پائین (LSA) از تبلور مذابهای حاصل از ذوب گوه گوشته ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده در طی فرورانش و دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار- درونه، حاصل شده اند.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، قوس قاره ای، آداکیت، شاهرود، ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار- درونه.

مقالات مستخرج از این پایان نامه:

- تغییر و تحولات کانی‌شناسی آنکلاوهای موجود در گنبد‌های سابولکانیک شرق رزه. هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس، دی ماه ۱۳۹۳.
- پتروگرافی و ژئوشیمی گنبد‌های آداکیتی شرق رزه. هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت مدرس، دی ماه ۱۳۹۳.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات

- ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی ۲
- ۲-۱- ژئومورفولوژی منطقه ۴
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ۵
- ۴-۱- مطالعات قبلی ۶
- ۵-۱- اهداف مطالعه ۱۴
- ۶-۱- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات ۱۵

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه ۱۸
- ۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه ۱۹
- ۳-۲- واحدهای سنگی منطقه ۲۰
- ۱-۳-۲- تریاس - ژوراسیک - کرتاسه ۲۱
- ۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن - الیگوسن ۲۴
- ۳-۳-۲- واحدهای آذرین جوانتر از ائوسن - قبل از میوسن (اواخر الیگوسن) ۲۶
- ۱-۳-۳-۲- گنبد اندرکوه جنوبی ۲۸
- ۲-۳-۳-۲- گنبد بازمین ۳۰
- ۳-۳-۳-۲- گنبد شمالی اندرکوه ۳۲
- ۴-۳-۲- واحد مارنی نئوزن ۳۷
- ۵-۳-۲- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری ۳۷
- ۴-۲- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه ۳۸
- ۵-۲- پتانسیل معدنی ۳۹

فصل سوم: پتروگرافی

- ۱-۳- مقدمه ۴۲
- ۲-۳- سنگ‌های نیمه‌عمیق ۴۳
- ۱-۲-۳- آندزیت بازالت ۴۳
- ۱-۱-۲-۳- کانی‌های اصلی ۴۵
- ۲-۱-۲-۳- کانی‌های ثانویه ۴۷

ادامه فهرست

- ۴۹..... ۲-۲-۳- آندزیت‌ها
- ۵۰..... ۱-۲-۲-۳- کانی‌های اصلی
- ۵۴..... ۲-۲-۲-۳- کانی‌های فرعی
- ۵۶..... ۳-۲-۲-۳- کانی‌های ثانویه
- ۶۰..... ۳-۳- سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی یا آتشفشانی - رسوبی
- ۶۰..... ۱-۳-۳- بازالت
- ۶۱..... ۱-۱-۳-۳- کانی‌های اصلی
- ۶۱..... ۲-۱-۳-۳- کانی‌های فرعی
- ۶۴..... ۲-۳-۳- مارن دگرگون شده (کالک سیلیکات)
- ۶۶..... ۴-۳- آنکلاوهای موجود در سنگ
- ۶۷..... ۱-۴-۳- آنکلاو هورنبلندی
- ۶۸..... ۲-۴-۳- آنکلاو گابرویدیوریتی
- ۷۰..... ۳-۴-۳- نکلاو کوارتز سینیتی
- ۷۱..... ۴-۴-۳- آنکلاو تونالیتی
- ۷۲..... ۵-۴-۳- آنکلاو پیروکسنیتی
- ۷۴..... ۶-۴-۳- آنکلاو گنایسی
- ۷۵..... ۵-۳- علت ایجاد بافت غربالی (غبارآلود)
- ۷۵..... ۱-۵-۳- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور
- ۷۶..... ۲-۵-۳- کاهش فشار
- ۷۶..... ۳-۵-۳- افزایش دما
- ۷۷..... فصل چهارم: ژئوشیمی
- ۷۸..... ۱-۴- مقدمه
- ۷۹..... ۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها
- ۸۰..... ۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی
- ۸۰..... ۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)
- ۸۱..... ۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3 / FeO
- ۸۵..... ۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه‌ی شیمیایی
- ۸۵..... طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین
- ۸۸..... ۵-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

ادامه فهرست

- ۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) ۸۹
- ۴-۵-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق ۹۴
- ۴-۵-۳- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق (D.I) ۹۶
- ۴-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر ۱۰۰
- ۴-۶- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده ۱۰۲
- ۴-۶-۱- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به کندریت ۱۰۳
- ۴-۶-۲- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ۱۰۵
- ۴-۷- تعیین سری ماگمایی ۱۰۷
- ۴-۸- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه مورد مطالعه ۱۰۹
- ۴-۹- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها ۱۱۶

فصل پنجم: پتروژنز

- ۵-۱- مقدمه ۱۲۰
- ۵-۲- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشاء آداکیت‌های مورد مطالعه ۱۲۰
- ۵-۳- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه ۱۲۷
- ۵-۴- خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه ۱۲۹
- ۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه ۱۳۲
- ۵-۶- مقایسه آداکیت‌های رزه با تعدادی از آداکیت‌های گزارش شده در ایران و جهان ۱۳۶
- فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۱۴۱
- ۶-۱- نتیجه‌گیری ۱۴۲
- ۶-۲- پیشنهادها ۱۴۴

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیائی منطقه رزه (در شرق ترود و در جنوب شرق شاهرود) ۲
- شکل ۱-۲- الف. راه‌های دسترسی به منطقه رزه (برگرفته شده از نرم‌افزار Google Earth). خطوط ضخیم نشان‌دهنده راه اصلی و خطوط باریک نشان‌دهنده جاده خاکی (آبراهه) می‌باشد. ب. راه‌های دسترسی به منطقه رزه در محیط گول ارث. ج. تصویری از محدوده منطقه مورد مطالعه ۴

- شکل ۱-۳- نمایی از گنبد بازمین (دید به سوی غرب)..... ۵
- شکل ۱-۴- دورنمایی از اندرکوه جنوبی (دید به سوی شرق)..... ۵
- شکل ۱-۵- نمایی از گنبد بازمین (دید به سمت شمال غرب)..... ۵
- شکل ۱-۶- نمایی از روستای رزّه (واقع در غرب منطقه مورد مطالعه)..... ۶
- شکل ۱-۷- چشم اندازی از پوشش گیاهی منطقه..... ۶
- شکل ۲-۱- نقشه زون بندی ساختمانی- رسوبی ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳)..... ۲۰
- شکل ۲-۲- نمایی نزدیک از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ژوراسیک زیرین تا میانی ۲۲
- شکل ۲-۳- نمایی از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های معادل سازند شمشک. ۲۲
- شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی رزوه (جنوب شرق شاهرود)..... ۲۳
- شکل ۲-۵- نمایی از کنگلومرای ائوسن موجود در حاشیه شمالی گنبد بازمین (جهت دید به سوی جنوب شرق)..... ۲۶
- شکل ۲-۶- تصویری از آثار فسیلی دوکفه‌ای‌ها و قطعات آهکی سازنده قله‌های سنگی در کنگلومرای ائوسن. ۲۶
- شکل ۲-۷- تصویری از بازالت‌های واحد ائوسن. ۲۶
- شکل ۲-۸- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت جغرافیایی گنبد‌های مورد مطالعه (بر گرفته از گوگل ارث). ۲۸
- شکل ۲-۹- تصویر ماهواره‌ای گنبداندرکوه جنوبی..... ۲۹
- شکل ۲-۱۰- تصویری از کنتاکت گنبد ساب‌ولکانیک اندرکوه جنوبی با سنگ میزبان. ۲۹
- شکل ۲-۱۱- دورنمای گنبد اندرکوه جنوبی (دید به شرق)..... ۲۹
- شکل ۲-۱۲- نمایی از تناوب مارن و ماسه‌سنگ و توف ائوسن به عنوان میزبان توده نفوذی اندرکوه جنوبی. ۲۹
- شکل ۲-۱۳- تصویری از مارن و ماسه‌سنگ‌های توفی میزبان گنبد اندرکوه جنوبی (دید به سمت غرب)..... ۳۰
- شکل ۲-۱۴- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گنبد بازمین. ۳۱
- شکل ۲-۱۵- تصویری از گنبد بازمین..... ۳۱
- شکل ۲-۱۶- تصویری از کنگلومرای پالئوسن (دارای قله‌های آهکی به سن کرتاسه) موجود در حاشیه شمال غربی گنبد بازمین..... ۳۱
- شکل ۲-۱۷- نمایی از دگرشیبی بین رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر و رسوبات مارنی- ماسه‌سنگی ائوسن در حاشیه آبراهه (شمال گنبد بازمین، جهت دید به سمت شمال شرق)..... ۳۲
- شکل ۲-۱۸- تصویری از ریپل‌مارک‌های قابل مشاهده در سنگ‌های رسوبی ائوسن میزبان گنبد بازمین..... ۳۲
- شکل ۲-۱۹- تصویر ماهواره‌ای معرف موقعیت جغرافیایی گنبد اندرکوه شمالی..... ۳۲
- شکل ۲-۲۰- تعدد آنکلاو در سنگ آندزیتی (از نوع زینولیت)..... ۳۶
- شکل ۲-۲۱- حضور مگنتیت و هماتیت در آنکلاو..... ۳۶
- شکل ۲-۲۲- تصویری از آنکلاو گنایسی (جداشدن کانی‌های تیره و روشن در آنکلاو)..... ۳۶
- شکل ۲-۲۳- آنکلاو دارای حاشیه سریع سرد شده..... ۳۶
- شکل ۲-۲۴- حضور بلورهای کشیده هورنبلند در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و به نمایش گذاشتن ساخت پگماتیتهی. ... ۳۶

- شکل ۲-۲۵- آنکلاو تونالیتی. ۳۶
- شکل ۲-۲۶- تصویری از آنکلاو پگماتوئیدی. ۳۶
- شکل ۲-۲۷- حضور مگنتیت در آنکلاو آمفیبولیتی. ۳۶
- شکل ۲-۲۸- تصویری از آنکلاو گنایسی. ۳۶
- شکل ۲-۲۷- تصویری از دگرگونی مجاورتی در گنبد اندرکوه جنوبی. ۳۷
- شکل ۲-۲۸- تصویری از دگرگونی مجاورتی در گنبد بازمین. ۳۷
- شکل ۲-۲۹- تصویری از رسوبات کواترنری. ۳۸
- شکل ۲-۳۰- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه مورد مطالعه. ۳۹
- شکل ۲-۳۱- تصویری از سنگ‌های آندزیتی آغشته به مالاکیت. ۴۰
- شکل ۲-۳۲- کوره ذوب مس در گنبد اندرکوه شمالی. ۴۰
- شکل ۲-۳۳- تصویری از زئولیت‌های پرکننده درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیت. ۴۰
- شکل ۲-۳۴- تصویری از زئولیت‌های پرکننده درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیت. ۴۰
- شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری. ۴۵
- شکل ۳-۲- تصویری از آندزی‌بازالت در نمونه دستی. ۴۸
- شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی نشانگر بافت پورفیری (لازم به ذکر است که تمامی این تصاویر بافت پورفیری را نشان می‌دهند) در سنگ آندزی‌بازالت. ۴۸
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست هورنبلند سبز در سنگ آندزی‌بازالت. ۴۸
- شکل ۳-۵- برش عرضی بسیار زیبا از پیرکسن در سنگ آندزی‌بازالت. ۴۸
- شکل ۳-۵- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع دانه‌های اوژیت. ۴۸
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی بیانگر بلورهای پیروکسن و هورنبلند دارای منطقه‌بندی رنگی و ترکیبی و حتی رشد چند مرحله‌ای در آندزی‌بازالت. ۴۹
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی برش عرضی بسیار زیبا از بلور هورنبلند. ۴۹
- شکل ۳-۱۰- تصویری از پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی در آندزی‌بازالت. ۴۹
- شکل ۳-۱۱- تصویری از پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی در آندزی‌بازالت. ۴۹
- شکل ۳-۱۲- تصویری از یک نمونه آندزیت در مقیاس نمونه‌دستی. ۵۷
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری در آندزیت‌ها (توجه نمائید که در سایر تصاویر نشان داده شده نیز بافت پورفیری مشاهده می‌شود). ۵۷
- شکل ۳-۱۴- تصویری از پلاژیوکلاز با ماکل زیبا. ۵۸
- شکل ۳-۱۵- تصویری از حضور پلاژیوکلاز با رشد چند مرحله‌ای در آندزیت‌ها. ۵۸
- شکل ۳-۱۶- تصویری از آپاتیت موجود در هورنبلند. ۵۸
- شکل ۳-۱۷- تصویری از پلاژیوکلاز اولیه به همراه اکسی‌هورنبلند با رخ‌های بسیار واضح. ۵۸

- شکل ۳- ۱۸- تصویری از منطقه‌بندی در آمفیبول. ۵۸
- شکل ۳- ۱۹- تصویری از کانی هورنبلند با حاشیه اوپاسیتی. ۵۸
- شکل ۳- ۲۰- تصویری از کانی هورنبلند با حاشیه اوپاسیتی. ۵۹
- شکل ۳- ۲۱- تصویری از حضور پیروکسن و هورنبلند در آندزیت‌ها. ۵۹
- شکل ۳- ۲۲- تصویری از حضور بلورهای پیروکسن که توسط هورنبلند در بر گرفته شده‌اند (XPL). ۵۹
- شکل ۳- ۲۳- تصویری از حضور بلورهای پیروکسن که توسط هورنبلند در بر گرفته شده‌اند (PPL). ۵۹
- شکل ۳- ۲۴- تصویری از تبدیل هورنبلند به بیوتیت و کانی اپک. ۵۹
- شکل ۳- ۲۵- تصویر میکروسکوپی از وجود کوارتز، نشانگر پرکننده فضای خالی موجود در سنگ. ۵۹
- شکل ۳- ۲۶- تصویر میکروسکوپی معرف وجود زیرکن در بلور هورنبلند. ۶۰
- شکل ۳- ۲۷- تصویری از ادخال آپاتیت در هورنبلند. ۶۰
- شکل ۳- ۲۸- تصویر کلریت‌های حاصل از دگرسانی در سنگ‌های آندزیتی. ۶۰
- شکل ۳- ۲۹- تصویر میکروسکوپی از وجود کانی زئولیت بعنوان پرکننده فضای خالی. ۶۰
- شکل ۳- ۳۰- تصویری از بازالت‌های پورفیری با بافت بادامکی در نمونه‌دستی. ۶۳
- شکل ۳- ۳۱- تصویری از بازالت‌های پورفیری با بافت بادامکی در نمونه‌دستی. ۶۳
- شکل ۳- ۳۲- تصویری از حضور فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی. ۶۳
- شکل ۳- ۳۳- تصویری از حضور آپاتیت. ۶۳
- شکل ۳- ۳۴- تصویری از پرشدگی یک حفره با کلسیت. ۶۳
- شکل ۳- ۳۵- تصویری از بافت پورفیری (به جهت یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز توجه شود). ۶۳
- شکل ۳- ۳۶- تصویری از تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت. ۶۴
- شکل ۳- ۳۷- تصویری از مالاکیت به همراه مگنتیت. ۶۴
- (به لبه کاملاً گرد شده بافت غربالی در پلاژیوکلاز نیز توجه شود). ۶۴
- شکل ۳- ۳۸- تصویر میکروسکوپی معرف حضور کلریت‌های دارای بافت اسفرولیتی. ۶۴
- شکل ۳- ۳۹- تصویری از حضور مالاکیت همراه با دانه‌های اوژیت. ۶۴
- شکل ۳- ۴۰- تصویری از اپیدوت‌زایی موجود در مارن‌های دگرگون شده در نور ppl. ۶۵
- شکل ۳- ۴۱- تصویری از بلورهای سوزنی و کشیده آپاتیت در مارن‌های دگرگون شده. ۶۵
- شکل ۳- ۴۲- تصویری از تشکیل اپیدوت و کلریت در اثر دگرگونی مجاورتی موضعی در سیلتستون. ۶۶
- شکل ۳- ۴۳- تصویری از حضور بیوتیت و اسفن در سیلتستون. ۶۶
- شکل ۳- ۴۴- تصویری از حضور آپاتیت موجود در سیلتستون. ۶۶
- شکل ۳- ۴۵- تصویری از حضور زیرکن در سیلتستون. ۶۶
- شکل ۳- ۴۶- تصویری از آنکلاو هورنبلدیتی. ۶۷
- شکل ۳- ۴۷- تصویری از آنکلاو هورنبلدیتی که فضاهای خالی آن با زئولیت پر شده است. ۶۸

- شکل ۳-۴۸- تصویری از مرز بین سنگ میزبان و آنکلاو (XPL). ۶۹
- شکل ۳-۴۹- تصویری از مرز بین سنگ میزبان و آنکلاو (PPL). ۶۹
- شکل ۳-۵۰- تصویری از لخته‌های آمفیبول در نور XPL که از حاشیه در حال اکسید شدن هستند. ۶۹
- شکل ۳-۵۱- تصویری از لخته‌های آمفیبول در نور PPL که از حاشیه در حال اکسید شدن هستند. ۶۹
- شکل ۳-۵۲- تصویری از حضور گسترده بلورهای پلاژیوکلاز در آنکلاو گابرو دیوریتی. ۶۹
- شکل ۳-۵۳- تصویر دیگری از حضور پلاژیوکلاز در آنکلاو گابرو دیوریتی. ۶۹
- شکل ۳-۵۴- تصویری از بلورهای اورتوز که پلاژیوکلازها را در بر گرفته است (PPL). ۷۰
- شکل ۳-۵۵- تصویری از فلدسپاتهای موجود در سنگ که از حاشیه دگرسان شده‌اند. ۷۰
- شکل ۳-۵۶- تصویری از حضور کوارتز در آنکلاو کوارتزشینیتی (XPL). ۷۰
- شکل ۳-۵۷- تصویری از آنکلاو تونالیتی در رخمون صحرایی. ۷۱
- شکل ۳-۵۸- تصویری از منطقه بندی در پلاژیوکلازهای موجود در آنکلاو تونالیتی (XPL). ۷۱
- شکل ۳-۵۹- تصویری از منطقه بندی پلاژیوکلازها در آنکلاو تونالیتی در نور پلاریزه عادی. ۷۱
- شکل ۳-۶۰- تصویری از حضور بیوتیت در آنکلاو تونالیتی که تا حدودی به کلریت، اکسیدهای آهن و اسفن‌های ثانویه مبدل گشته است. ۷۱
- شکل ۳-۶۱- تصویری از بافت گرافیکی در آنکلاو تونالیتی. ۷۲
- شکل ۳-۶۲- تصویری از سنگ در بر گیرنده آنکلاو. ۷۳
- شکل ۳-۶۳- تصویری از منطقه بندی موجود در پلاژیوکلاز در سنگ میزبان. ۷۳
- شکل ۳-۶۴- تصویری از پیروکسن‌های موجود در آنکلاو. ۷۳
- شکل ۳-۶۵- تصویری از به صف شدن هورنبلند در مرز مابین آنکلاو و سنگ میزبان در نور (XPL). ۷۳
- شکل ۳-۶۶- تصویری از به صف شدن هورنبلند در مرز مابین آنکلاو و سنگ میزبان در نور (ppL). ۷۴
- شکل ۳-۶۹- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گنایسی. ۷۴
- شکل ۴-۲- نمودار میدلموست (۱۹۸۹) جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی. ۸۷
- شکل ۴-۳- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴). ۸۷
- شکل ۴-۴- طبقه بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y ۱۹۷۷
- شکل ۴-۵- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶). ۸۸
- شکل ۴-۶- نمودار تغییرات اکسید آلومینیوم در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۹۳
- شکل ۴-۷- نمودار تغییرات اکسید آهن در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۹۳
- شکل ۴-۸- نمودار تغییرات اکسید کلسیم در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۹۳
- شکل ۴-۹- نمودار تغییرات اکسید سدیم در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۹۳
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات اکسید فسفر در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹). ۹۳

- شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق. ۹۶.....
- شکل ۴-۱۵- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 . ۹۹.....
- شکل ۴-۱۶- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل **D.i**. ۱۰۰.....
- شکل ۴-۱۷- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۱۰۱.....
- شکل ۴-۱۸- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۱۰۲.....
- شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۱۰۲.....
- شکل ۴-۲۰- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۱۰۲.....
- شکل ۴-۲۱- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. ۱۰۲.....
- شکل ۴-۲۲- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (**REE**) هنجار شده به مقادیر کندریتی. ۱۰۶.....
- شکل ۴-۲۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه. ۱۰۷.....
- شکل ۴-۲۴- نمودار مثلثی **AFM** ابروین و باراگار (۱۹۷۱). ۱۰۹.....
- شکل ۴-۲۵- نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶). ۱۰۹.....
- شکل ۴-۲۶- نمودار **Sr/Y** در برابر **Y** (دوفان و درومون، ۱۹۹۰). ۱۱۴.....
- شکل ۴-۲۷- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (**HSA**) و سیلیس پایین (**LSA**) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). ۱۱۸.....
- شکل ۴-۲۸- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (**HSA**) و سیلیس پایین (**LSA**) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). ۱۱۸.....
- شکل ۵-۱- نمودار **Sr/Nb** در مقابل **Gd/Yb** و نقش بیشتر سیالات آزاد شده از اسلب فروزانده شده در ایجاد ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه (سان و همکاران، ۱۹۸۹). ۱۲۶.....
- شکل ۵-۲- الف. نمودار بهنجار شده برای آداکیت‌های کم سیلیس ارائه شده توسط مکفرسیون (۲۰۰۶). ب. نمودار بهنجار شده آداکیت‌های کم سیلیس منطقه رژه. ج. نمودار **Sr/Y** در مقابل **Y** جهت تعیین ماگماهای آداکیتی کم سیلیس مورد مطالعه. نمونه‌ها در امتداد روندی قرار می‌گیرند که معرف ذوب گوه گوشته‌ای می‌باشد. د. نمودار **Nb/Y** در مقابل **La/Y** جهت تعیین منشاء آداکیت‌های مورد مطالعه. ۱۲۷.....
- شکل ۵-۳- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار **Rb/Zr** در مقابل SiO_2 (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸). با توجه به قرارگیری نمونه‌ها در بالاتر از حد ۰/۲ برای **Rb/Zr** نمونه‌های سنگی مورد مطالعه متحمل آرایش پوسته‌ای شده اند. ۱۲۹.....
- شکل ۵-۴- نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل **Rb/Zr** (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲). در این نمودار موقعیت ترکیب نمونه های مورد مطالعه از روند **Fc** تبعیت می‌کند. ۱۲۹.....
- شکل ۵-۵- مدل پترولژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فروزان قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹). ۱۳۱.....

- شکل ۵-۶- تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نمودار Y در مقابل Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۳۲
- شکل ۵-۷- تفکیک منشأ غنی شده و تهی شده با استفاده از نمودار Nb در مقابل Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۱۳۲
- شکل ۵-۸- مدل شماتیک نشان‌دهنده تشکیل حوضه های آتشفشانی رسوبی در یک محیط پشت قوس مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی (قاسمی و همکاران، ۲۰۱۴)..... ۱۳۴
- شکل ۵-۹- مدل احتمالی پیشنهاد شده توسط مکفرسون (۲۰۰۶)، برای تشکیل سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس و فرایندهای مرتبط با تشکیل این آداکیت‌ها در فیلیپین..... ۱۳۴
- شکل ۵-۱۰- مدل شماتیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی جوان‌تر از ائوسن در منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار نظیر احمدآباد و مقیسه..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۱- الگوی شماتیک نشان‌دهنده وضعیت جایگیری و رخمون یافتن گنبد‌های آداکیتی مورد مطالعه در اواخر الیگوسن- میوسن به تشکیل حوضه‌های فروافتاده درون قاره‌ای پر شده توسط رسوبات مارنی و ماسه‌سنگی و گهگاه بازالتی الیگو میوسن در این تصویر توجه نمائید..... ۱۳۵
- شکل ۵-۱۲- مدل شماتیکی از جایگزینی توده ماگمایی (جمشیدی و همکاران، ۲۰۱۵)..... ۱۳۶

فهرست جدول‌ها

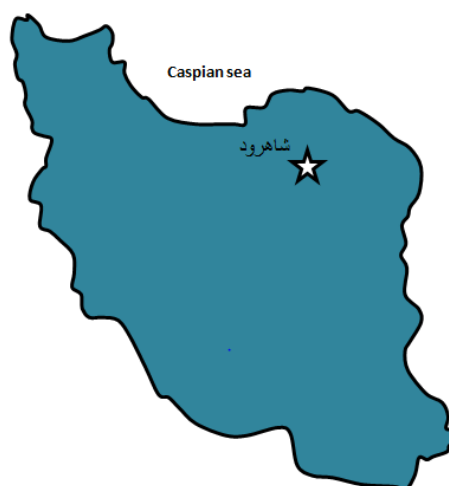
- جدول ۳-۱- علائم اختصاری بکار برده شده در فصل سوم..... ۴۳
- جدول ۴-۱- مشخصات نمونه‌های سنگی و مختصات جغرافیایی محل برداشت..... ۸۲
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی..... ۸۲
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی..... ۸۳
- جدول ۴-۴- مقادیر عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی آنالیز شده..... ۸۳
- جدول ۴-۵- مقادیر عناصر کمیاب خاکی (REE) سنگ‌های آنالیز شده..... ۸۴
- جدول ۴-۶- مقادیر نورماتیو کانی‌ها بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی پس از حذف مواد فرآر و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۸۴
- جدول ۴-۷- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶)..... ۱۱۵
- جدول ۴-۸- تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف در طی سال‌های مختلف انجام شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲)..... ۱۱۶
- جدول ۴-۹- ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین و مقایسه نمونه‌های منطقه رژه..... ۱۱۸
- جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های ایران..... ۱۳۸
- جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت‌های سایر نقاط جهان..... ۱۳۹

فصل اول: کلیات

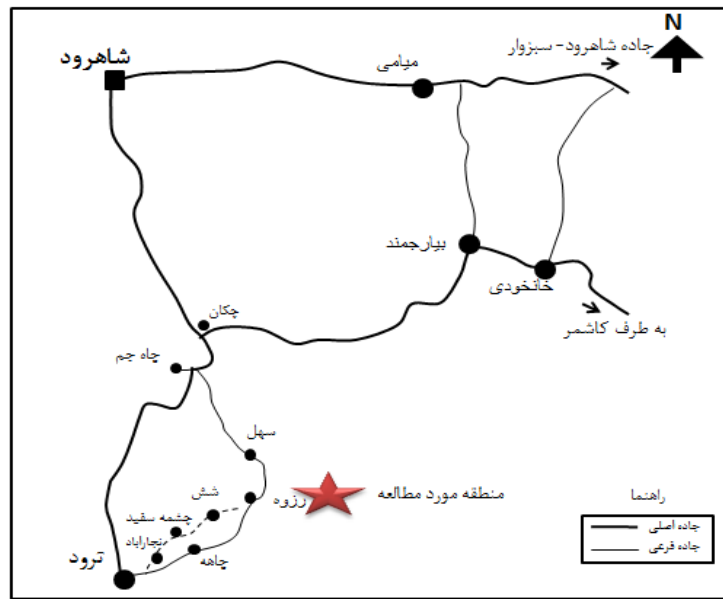
۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی

منطقه رژه در شرق ترود و در فاصله تقریبی ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهرود، واقع شده است (شکل ۱-۱). این منطقه دارای مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 55'$ تا $58^{\circ} 55'$ طول شرقی و $35^{\circ} 58'$ تا $61^{\circ} 35'$ عرض شمالی می‌باشد. دسترسی به این منطقه از طریق جاده شاهرود- ترود- سهل- رژه به مسافت ۱۳۵ کیلومتر امکان پذیر است (شکل ۱-۲). این منطقه تقریباً خالی از سکنه دائمی می‌باشد.

در کیلومتر ۸۴ جاده آسفالت‌شاهرود- ترود، جاده‌ای خاکی به سمت سهل منشعب می‌شود. پس از طی ۲۸ کیلومتر جاده خاکی، به سمت جنوب شرق سهل می‌رسیم و سپس راه خود را به سمت جنوب ادامه می‌دهیم (حدود ۱۸ کیلومتر) به محل رخنمون گنبدها دسترسی پیدا می‌کنیم. جاده‌های خاکی که غالباً بر بستر رودخانه‌ها و آبراهه‌ها منطبق هستند، دسترسی به رخنمون گنبدها را ممکن می‌سازند.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه رژه (در شرق ترود و در جنوب شرق شاهرود).



الف



ب

توضیح شکل در صفحه بعدی.

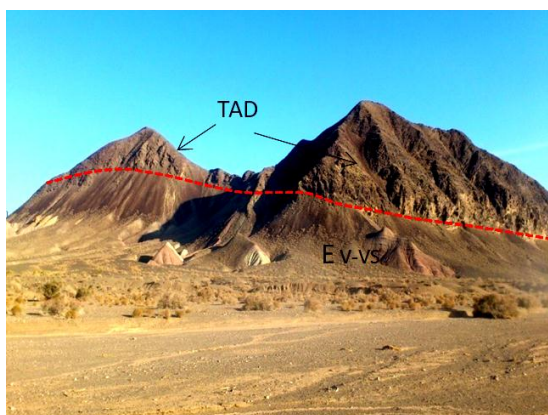


ج

شکل ۱-۲- الف. راه های دسترسی به منطقه رژه (برگرفته شده از نرم افزار Google Earth). خطوط ضخیم نشان دهنده راه اصلی و خطوط باریک نشان دهنده جاده خاکی (آبراهه) می باشد. ب. راه های دسترسی به منطقه رژه در محیط گول ارث. ج. تصویری از محدوده منطقه مورد مطالعه.

۱-۲- ژئومورفولوژی منطقه

این منطقه در بخش کوهستانی واقع شده است. از دیدگاه زمین ریخت شناسی دارای وضعیت بسیار ناهمگون می باشد. در واقع منطقه مورد مطالعه نسبتاً مرتفع می باشد. تنوع ترکیب سنگ شناختی و رفتار متفاوت واحدهای سنگی نسبت به پدیده های فرسایشی و نیز بازتاب های گوناگون در برابر عوامل تکتونیکی باعث شده که شکل دره ها، شبکه آبراهه ها و بلندای واحدها، بسیار ناهمگون باشد و در نتیجه ساختار ریخت شناسی ناهمگونی در منطقه ایجاد شود. بلندترین ارتفاعات را سنگ های آذرین نیمه عمیق به خود اختصاص می دهند و واحدهای آواری و آذرآواری با ریخت شناسی کم ارتفاع تر ظاهر می شوند. در مناطق پست و دشت های بین این توده های ساب و لکانیک نیز رسوبات کواترنر قرار گرفته اند.



شکل ۱-۴- دورنمایی از اندرکوه جنوبی (دید به سوی شرق). E^{v-vs} نشان دهنده رسوبات آتشفشانی-آتشفشانی رسوبی ائوسن می باشد.



شکل ۱-۳- نمایی از گنبد بازمین (دید به سوی غرب). TAD بیان گر گنبد با ترکیب تراکی آندزیت، M^{vs} نشان دهنده مارن های رنگین. E^{vs} بیان گر رسوبات ولکانیکی ائوسن می باشد. EO^M بیان گر رسوبات ائوسن- الیگوسن می باشد.



شکل ۱-۵- نمایی از گنبد بازمین (دید به سمت شمال غرب).

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

آب و هوای منطقه گرم و خشک و از نوع کویری و نیمه کویری است. میانگین بارش سالیانه ۱۴۷ میلی متر می باشد. بیشترین دما در تابستان به حدود ۴۰ درجه سانتیگراد و کمترین مقدار دما در زمستان به حدود ۶ درجه زیر صفر می رسد. پوشش گیاهی در منطقه بسیار کم و بصورت بوته، درختچه و درختان پراکنده از نوع کویری است.

بدلیل ریزش جوی اندک، منابع تأمین آب کشاورزی و آشامیدنی، به صورت قنات و چشمه هستند. تمرکز جمعیتی در این منطقه بسیار اندک است و تنها روستای سهل دارای چند خانوار غیر متمرکز

می‌باشد. پیشه مردم این منطقه عمدتاً دامداری از نوع شتر و گوسفند می‌باشد و بطور محدود کشاورزی نیز صورت می‌گیرد. محصولات کشاورزی جو، گندم، پنبه، سیر، شلغم و محصولات درختی آن گلابی انجیر و انار می‌باشند. زمین‌های زراعی بوسیله قنات آبیاری می‌شوند. از لحاظ بوم‌شناسی زیستی علاوه بر شتر و گوسفند می‌توان خرگوش، بزکوهی، انواع مارمولک‌ها، مارها و کبک‌کوهی را در منطقه مشاهده کرد. منطقه فاقد رودخانه‌های دائمی است. منابع تأمین آب کشاورزی و آشامیدنی، به دلیل ریزش جوی اندک و به صورت قنات و چشمه هستند (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲).



شکل ۱-۶- نمای از روستای رژه (واقع در غرب منطقه شکل ۱-۷- چشم اندازی از پوشش گیاهی منطقه. مورد مطالعه).

۱-۴- مطالعات قبلی

حضور توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مورد مطالعه در بین سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن یکی از ویژگی‌های منحصر به فرد نوار ماگمایی شرق- شمال شرق و شمال زون ایران مرکزی است. یکی از زیباترین پدیده‌های زمین‌شناسی ایران است که، کمتر مورد توجه قرار گرفته و غالباً سرنوشت این گنبد‌ها از نظر پتروژنز و موقعیت تکتونیکی در هاله‌ای از ابهام قرار دارد. در منطقه جنوب سهل تا رژه مطالعه منظم و جامعی درباره این گونه گنبد‌ها که در منطقه رخنمون دارند، صورت نگرفته است. از این رو قصد داریم در قالب این تحقیق، ویژگی‌های صحرائی، پتروگرافی سنگ‌های سازنده گنبد‌های مورد نظر را به طور دقیق مورد بررسی قرار دهیم. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰: رژه (رحمتی ایلخچی، ۱۳۸۲)

به این گنبدها سن بعد ائوسن نسبت داده شده است. بر روی توده‌های ساب‌ولکانیک مشابه (از لحاظ سنی و جایگاه تکتونیکی) مطالعاتی صورت گرفته است که می‌توان به موارد زیر اشاره کرد.

فارسی (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) را با عنوان پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، نشان داده است که این گرانیتوئیدها از نوع I و دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکان هستند و به کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تعلق دارند. به اعتقاد آنان ماگمای سازنده توده از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیتی یا از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل گردیده و از طریق فرآیند تبلور تفریقی، آرایش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته است.

صالحی‌نژاد (۱۳۸۷) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین در جنوب غرب سبزوار را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است. گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین دارای ترکیب آندزیتی تا ریولیتی بوده و در میان مجموعه افیولیتی سبزوار و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکان بوده و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند.

صادقی (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار) را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. توده گرانیتوئیدی ششتمد در میان بازالت‌های بالشی متعلق به افیولیت‌های سبزوار نفوذ کرده است. از نظر ژئوشیمیایی این توده دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکان می‌باشد.

خواجehزاده (۱۳۸۸) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را به مطالعه توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان، اختصاص داده است. بررسی تفصیلی سنگ‌های آذرین درونی عمیق و نیمه عمیق شمال

معلمان که به صورت استوک یا دایک رخنمون یافته‌اند، نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در زمره گرانیتوئیدهای نوع I و قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار دارند و با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، آداکیت‌های غنی از سیلیس محسوب می‌شوند.

قاسمی و همکاران (۱۳۸۷) مقاله‌ای با عنوان اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان ارائه نمودند و معتقدند نوار آتشفشانی کالک‌آلکان-آلکان سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار و در لبه جنوبی زون بینالود قرار دارد. این نوار از سنگ‌های بازیک-حدواسط ائوسن و سنگ‌های بازیک و حدواسط نئوژن تشکیل شده است. سنگ‌های نئوژن عمدتاً از گنبد‌های آندزیتی-داسیتی تشکیل شده‌اند و دارای ویژگی‌های آداکیتی هستند.

تنها (۱۳۸۸) سنگ‌های نیمه عمیق نوار آتشفشانی قوچان اسفراین را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. شواهد ژئوشیمیایی موجود در سنگ‌های نیمه عمیق نوار آتشفشانی قوچان-اسفراین، حاکی از ماهیت کالکوآلکان آن‌ها و ماهیت فرورانشی قوس قاره‌ای منطقه است و نقش تبلور تفریقی و فرآیندهای هضم و آلیش ماگمایی در تکوین و تحول ماگمای آنها آشکار است. شواهد، بیانگر وجود یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار می‌باشد. بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه نشان داده که خصوصیات آنها بسیار شبیه آداکیت‌ها بوده و در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند. این ماگماهای آداکیتی، آخرین مذابهای حاصل از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده جوان و داغ نئوتتیس سبزوار و گوه گوشته‌ای روی آن در یک زون فرورانش قوسی جوان با شیب به سمت شمال است که به زیر لبه جنوبی زون بینالود فرورانده شده است.

دهنوی (۱۳۸۸) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه را تحت عنوان "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آنها" مطالعه کرده است. وی سنگ‌های مورد مطالعه را دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها و

از گروه آداکیت‌های سیلیس بالا دانسته که ماگمای سازنده آن‌ها از طریق ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده سبزوار (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیت) در یک محیط قوس قاره‌ای ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی و آلایش ماگمایی (AFC) تحول یافته است.

موسوی (۱۳۸۸) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) پرداخته است. به اعتقاد وی، برونزدهای سنگی منطقه چغندرسر شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیگ (تراکی بازالت) تا حدواسط (تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ‌های رسوبی (سیلتستون، ماسه‌سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل‌دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشند. طبق نظر وی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای سرشت آکالن می‌باشند.

دلور (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیکی جنوب غرب بیرجند را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است که در آن براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند و درضمن از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده حاصل شده‌اند. البته گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده روی آن نیز در این تغییر و تحولات نقش داشته است. با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌توان گفت سنگ‌های مورد مطالعه حاصل ذوب ورقه فرورانده شده نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای هلمند- فراه می‌باشند.

سعیدی (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد بررسی قرار داده است که براساس آن، گنبد‌های مذکور در زمره آداکیت‌های سیلیس بالا قرار می‌گیرند. سنگ‌های سازنده گنبد‌های مورد نظر حاصل، ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش ورقه‌های اقیانوسی نئوتتیس به زیر منشورهای به هم افزوده متشکل از برش‌های افیولیتی و سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی ائوسن واقع در حاشیه بلوک‌های لوت و هلمند می‌باشند. فرایندهایی نظیر آزدایی، دگرگونی و ذوب ورقه‌های اقیانوسی فرورانده شده، رسوبات همراه و تا حدودی

متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای واقع بر روی آنها، در تشکیل ماگمای سازنده گنبد‌های مورد نظر سهیم بوده‌اند.

بحیرایی (۱۳۸۹) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروود" به بررسی توده‌های ساب‌ولکانیک منطقه تروود پرداخته است. در بررسی‌های ایشان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شامل گدازه‌های بازیگ- حدواسط و ولکانی کلاستیک‌ها و توده‌های نیمه عمیق مرتبط، مدنظر قرار گرفته‌اند. طبق نظر نامبرده گدازه‌های آتشفشانی دارای ترکیب آندزیت‌بازالتی تا تراکی‌آندزیت‌بازالتی می‌باشند و توده‌های آذرین نیمه عمیق دارای ترکیب تراکی‌آندزیتی هستند. طبق بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مذکور روند کالک آلکان تا کالک-آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان می‌دهند. در الگوهای بهنجار شده با مقادیر کندریت و نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با مقادیر گوشته اولیه، غنی‌شدگی LREE و LILE و تهی‌شدگی HREE و HFSE را نشان داده و تهی‌شدگی واضح Nb، Ta و Ti همراه با غنی‌شدگی Sr، Pb و K را دارند که می‌توان به ماگماتیسم مرتبط به فرورانش نسبت داد. در نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها در قلمرو بازالت‌های مناطق فرورانش (SZB) و پشت کمانی (BABB) واقع شده‌اند. نسبت بالای Tb/Yb و Th/Nb نشان دهنده عملکرد ترکیبات برخاسته از صفحه فرورونده در جریان فرورانش بر گوه گوشته‌ای است.

آقاجانی و همکاران (۱۳۹۱)، با استفاده از داده‌های سنجش از دور، به شناسایی پتانسیل‌های معدنی منطقه رزوه پرداخته‌اند.

محمدی گورجی و همکاران (۱۳۹۱) در مقاله‌ای "تحت عنوان منشاء ماگماتیسم آداکیت‌های پرسیلیس شمال غرب سبزوار" به بررسی گنبد‌های نیمه عمیق موجود در زون افیولیتی سبزوار پرداخته‌اند. ایشان ترکیب این گنبد‌ها را داسیتی-ریولیتی دانسته که در داخل سنگ‌های مجموعه افیولیتی نفوذ کرده‌اند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه از جمله غنی‌شدگی از عناصر LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE و آنومالی منفی عناصر TNT (Ta-Nb-Ti) و موقعیت

آن‌ها در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی، نشان‌دهنده آن است که آنها در محیط مرتبط با زون‌های فرورانش تشکیل شده‌اند. ایشان گنبد‌های مورد مطالعه را دارای ویژگی‌های آداکیتی غنی از سیلیس با ماهیت مت‌آلومین متعلق به سری کالک‌آلکان پتاسیم متوسط تا بالا دانسته‌اند. بررسی ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از آن است که ماگمای سازنده گنبد‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیتی) ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی تحول یافته است.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا‌فیولیتی سبزوار" به بررسی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس موجود در نوار افیولیتی شمال غرب - غرب سبزوار پرداخته است. ترکیب این توده‌ها را ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت دانسته که در محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن رخنمون یافته‌اند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت کالک‌آلکان و پرآلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی در گروه آداکیت‌های پرسیلیس جای می‌گیرند. در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به مورب، گوشته اولیه و کندریت بیانگر غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. براساس نمودارهای سنگ‌زادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی زون البرز شرقی به وجود آمده است.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "منطقه‌بندی ترکیبی فلدسپار در سنگ‌های آذرین پسا‌فیولیتی سبزوار: شواهد ژئوشیمیایی عدم تعادل ماگمایی" سنگ‌های آذرین حدواسط و اسیدی پسا‌فیولیتی را مورد مطالعه قرار داده است. ایشان عنوان کرده‌اند که اگرچه تغییرات عناصر اصلی نسبت به SiO_2 در نمونه‌های آذرین مورد مطالعه بیانگر نقش تبلور تفریقی به عنوان فرآیند اصلی

تحول ماگماست، لیکن مطالعات بافتی انجام گرفته بر روی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها بازگوکننده شرایط عدم تعادل ماگمایی در زمان تبلور می‌باشد.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان " کاربرد شیمی بیوتیت در تعیین ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین پساافیولیتی جنوب جغتای (شمال سبزوار)" از ترکیب ژئوشیمیایی کانی بیوتیت برای دستیابی به ماهیت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد بحث استفاده نموده است. بر اساس شیمی بیوتیت‌ها، سنگ‌های مذکور از یک ماگمای کالک‌آلکالن در یک محیط مرتبط با کوهزایی تشکیل شده است. این امر با تشکیل ماگمای کالک‌آلکالن مرتبط با تداوم فرورانش رو به شمال ورقه اقیانوسی سبزوار (شاخه شرقی اقیانوس نئوتتیس) بعد از تشکیل کمپلکس افیولیتی و واحدهای آتشفشانی- رسوبی ائوسن قابل توجیه است.

فتح‌آبادی (۱۳۹۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان " زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)" گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه مذکور را مورد بررسی قرار داده است. مطالعات ایشان نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن و مت‌آلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی نیز این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) قرار می‌گیرند. نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی آن‌ها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) می‌باشد. تهی‌شدگی شدید این سنگ‌ها از عناصر با شدت میدانی بالا (HFS) مانند Ti و Nb از ویژگی‌های شاخص ماگماهای قوس است. مطالعات پتروژنتیکی بیانگر وجود یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی زون البرز شرقی به عنوان محل منبع ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

جمشیدی (در دست مطالعه) نیز در پایان‌نامه دکتری خود مشغول مطالعه گنبد‌های آداکیتی موجود در نوار افیولیتی شمال سبزوار است.

دیگر مقالاتی که در این زمینه به صورت سخنرانی یا پوستر در همایش‌های مختلف علوم‌زمین ارائه شده است عبارتند از:

فارسی و همکاران (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، مشهد.

صالحی‌نژاد و همکاران (۱۳۸۶)، ماگماتیسیم آداکیتی در منطقه باشتین (غرب سبزوار)، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی.

صادقیان و قاسمی (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

دهنوی و همکاران (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ساب‌ولکانیک شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران - اهواز - شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

خواجeh‌زاده و همکاران (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران - اهواز - شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

صالحی‌نژاد و همکاران (۱۳۸۷)، ژئوشیمی و پتروژنز ماگماتیسیم آداکیتی در منطقه باشتین (غرب سبزوار)، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران - اهواز - شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب.

سعیدی و همکاران (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک میاه‌کوه، رچ، الهیار و دایک حلقوی گیوشاد (جنوب غرب بیرجند)، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹)، پتروژنز گنبد‌های آداکیتی جنوب غرب بیرجند، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹)، ماگماتیسیم الیگوسن در منطقه جنوب غرب بیرجند، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹)، پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های آذرین بیرجند، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی ایران، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین.

دهنوی و همکاران (۱۳۸۹)، خصوصیات ژئوشیمیایی توده‌های آداکیتی پست ائوسن در غرب نیشابور، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه.

محمدی و همکاران (۱۳۸۹)، پتروگرافی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی رودره جنوب‌شرق بیرجند، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه.

بحیرایی و همکاران (۱۳۹۲)، ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رژه، جنوب شاهرود، اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه دامغان.

قاسمی و همکاران (۱۳۹۰)، گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب‌شرق شاهرود. شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی، پترولوژی، سال دوم، شماره ۷. پاییز ۹۰، صفحه ۷۷ تا ۹۴.

فتح‌آبادی و همکاران (۱۳۹۲)، پتروژنز گنبد‌های آداکیتی نئوزن منطقه مقیسه (جنوب‌غرب سبزوار)، دانشگاه پیام نور لرستان.

۱-۵- اهداف مطالعه:

حضور توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی مورد مطالعه در بین سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن یکی از ویژگی‌های منحصر به فرد منطقه نوار ماگمایی شرق- شمال شرق و شمال زون ایران مرکزی است. منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه در این خصوص مطالعه جامع و کاملی صورت نگرفته است، لذا در این تحقیق اهداف ذیل دنبال شده است:

- بررسی دقیق روابط صحرایی بین واحدهای سنگی آذرین موجود در منطقه، به ویژه سنگ‌های آذرین نیمه عمیق.
- بررسی پتروگرافی سنگ‌های تشکیل دهنده گنبد‌های نیمه عمیق.

- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد نظر به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های نیمه عمیق مورد نظر.
- استفاده از نتایج حاصل از این بررسی در مطالعه علل و چگونگی پتروژنز ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی.

۱-۶- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات

- مرحله کتابخانه‌ای، استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی مقالات، گزارش‌ها و سوابق مطالعات قبلی و مطالعات موارد مشابه در دیگر نقاط جهان.

- مرحله صحرایی شامل ۸ مرحله عملیات میدانی و برداشت حداقل ۱۰۰ نمونه سنگی از برونزدهای مختلف سنگ‌های آذرین مربوطه در نقاط تعیین شده.

- مرحله آزمایشگاهی شامل تهیه ۵۵ مقطع میکروسکوپی نازک از نمونه‌ها که در کارگاه تهیه مقاطع نازک دانشکده علوم زمین دانشگاه فردوسی انجام گرفت. سپس مطالعات پتروگرافی و کانه‌نگاری بر روی مقاطع در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه شاهرود صورت پذیرفت. سپس، ۱۱ نمونه به روش بسته ترکیبی ICP-MS و ICP-AES در آزمایشگاه ACME کانادا، مورد آنالیز قرار گرفت و سپس داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار GCDKIT مورد پردازش قرار گرفت. در نهایت بر اساس نتایج حاصل از مطالعات کتابخانه‌ای، صحرایی و آزمایشگاهی و پردازش داده‌ها بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی و مقایسه آن‌ها با نمونه‌های مشابه در دیگر نقاط جهان، پتروژنز و موقعیت تکتونیکی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه رژه تعیین شد.

فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی آقنابتی (۱۳۸۳)، اشتوکلین (۱۹۷۴) و علوی (۱۹۹۱)^۱ جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی (جنوب شرق شاهرود) می‌باشد (شکل ۲-۱) در دوران مزوزوئیک و نیز در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین ساختی منطقه پرتحرکی بوده به طوری که علاوه بر چندین دگرشکلی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های ساب‌ولکانیک در آن دیده می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۸۲، رحمتی‌ایلخچی، ۲۰۰۶).

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، نوار ماگمایی ارومیه دختر از سری سنگ‌های آکالن، کالک آکالن و تولییتی مرتبط با زون فرورانش تشکیل شده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۱؛ شهاب‌پور، ۲۰۰۷).

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس و همکاران^۲ (۱۹۸۳) حدود ۸۰ میلیون سال پیش شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتتیس در منطقه شمال ایران مرکزی وجود داشته که در فاصله کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است. در ائوسن انباشته‌های آتشفشانی- رسوبی در حوضه‌های درون قاره‌ای شمال این حوضه اقیانوسی برجای گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی- الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده است و پس از آن فعالیت‌های آذرین (فاز کوهزایی پیرنه) در مرز زمانی الیگوسن- میوسن و پلیو- پلیستوسن موجب پیدایش ماگماتیسم حدواسط تا اسیدی شده که به صورت توده‌های ساب‌ولکانیک متعددی ظاهر شده است. از ائوسن فوقانی- الیگوسن به بعد، فرآورده‌های آذرین ناشی از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس، ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد‌های ساب‌ولکانیک و توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن- الیگوسن ظاهر شدند (صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲؛ فتح‌آبادی، ۱۳۹۳). توده‌های نیمه‌عمیق موجود در نوار افیولیتی سبزوار (منطقه باشتین)، دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتی از نوع غنی از سیلیس می‌باشند (صالحی‌نژاد، ۱۳۸۷). گنبد‌های آداکیتی

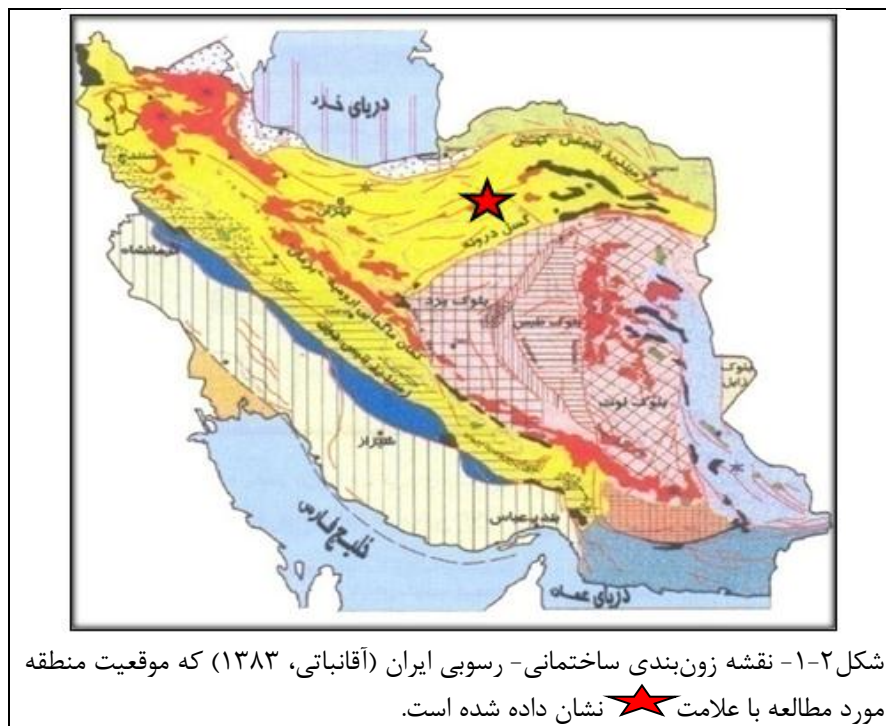
1-Alavi
2-Spiss

مشابهی نیز در حد فاصل اسفراین- قوچان دیده می‌شوند که براساس تعیین سن‌های انجام شده توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹) بسیار جوان (۲۵ تا ۲ میلیون سال) می‌باشند. براساس این مطالعات، مهاجرت کمان ماگمایی به سمت شمال باعث جوان‌تر شدن این سنگ‌ها در این جهت شده است. داده‌های سنی ایزوتوپی نیز حاکی از سن متفاوت گنبد‌ها (از ائوسن پایانی تا پلیوسن) هستند (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

در این مطالعه موقعیت گنبد‌های نیمه عمیق بعد از ائوسن منطقه رژه به طور خاص مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است. این توده‌های نیمه عمیق که در شرق روستای رژه واقع شده‌اند، یکی از ویژگی‌های جالب زمین‌شناسی شمال زون ایران مرکزی هستند که کمتر به آنها توجه شده است و مطالعه جامعی بر روی آنها صورت نگرفته است. در همین راستا، در این تحقیق سعی شده است تا از لحاظ ژئوشیمی، پترولوژی و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های این منطقه به تفصیل مورد بررسی قرار گیرند.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه جزء ایران مرکزی است و در بخش جنوب شرقی نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ رزوه واقع شده است. لازم به ذکر است نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ رزوه توسط رحمتی ایلخچی، (۱۳۸۲) به نام رزوه توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی منتشر شده است. اما بر اساس گویش مردم محلی نام رژه صحیح‌تر است. چون از نام روستایی به همین نام اقتباس شده است. این ناحیه از جنوب تحت تأثیر گسل طرود و از شمال تحت تأثیر گسل انجیلو قرار گرفته است. در این منطقه سنگ‌های رسوبی، رسوبی- آتشفشانی و سنگ‌های آتشفشانی به سن ائوسن تا الیگوسن رخنمون دارند و طیف ترکیبی وسیعی را به خود اختصاص داده‌اند. بخش اعظم سنگ‌های آذرین مورد مطالعه که به درون سنگ‌های مذکور نفوذ کرده‌اند، کانون توجه این رساله می‌باشد.



۲-۳- واحدهای سنگی منطقه

در منطقه مورد مطالعه توالی چینهای سنگ‌های موجود شامل: توالی‌های رسوبی مربوط به تریاس، ژوراسیک، کرتاسه و سنگ‌های آذرین مربوط به ائوسن و سنگ‌های پس از آن است. البته لازم به ذکر است که آثار وجودی سنگ‌های آذرین- دگرگونی اواخر نئوپروتروزوئیک به صورت آنکلاوهای آمفیبولیتی، شیستی و گنایسی قابل رؤیت هستند. با توجه به مطالعات صورت گرفته توسط رحمتی ایلخچی و شاه‌ولی (۱۳۸۶) و بلاغی (۲۰۱۴)، پی‌سنگ دگرگونی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه و سنگ‌های مشابه آن پی‌سنگ، با توجه به تعیین سن‌های صورت گرفته به روش (U-Pb) بر روی زیرکن، سن‌های 519 ± 18 و 547 ± 7 میلیون سال (اواخر پرکامبرین- اوایل کامبرین)، نشان می‌دهد که نشانگر زمان تبلور کانی‌های سنگ مادر اولیه است.

از آنجائیکه سنگ‌های دگرگونی آذرین قدیمی در محدوده مورد مطالعه رخنمون ندارند از توضیح بیشتر آنها صرف‌نظر می‌شود. لیکن علاقه‌مندان می‌توانند به حسینی و همکاران (۱۳۹۲)، بلاغی و همکاران (۲۰۱۴)، رحمتی ایلخچی (۲۰۱۰)، شفاهی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۳) رجوع کنند.

با استفاده از بررسی‌های صحرایی واحدهای سنگی موجود در این منطقه را می‌توان بر اساس سن زمین‌شناسی آنها به ۴ گروه زیر تقسیم کرد:

الف- مزوزوئیک

✓ تریاس - ژوراسیک - کرتاسه

ب- سنوزوئیک

✓ ائوسن - الیگوسن

✓ واحدهای آذرین جوانتر از ائوسن - قبل از میوسن (اواخر الیگوسن)

✓ واحدهای مارنی نئوژن

✓ پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

در ادامه به شرح این واحدها می‌پردازیم.

الف- مزوزوئیک

۲-۳-۱- تریاس - ژوراسیک - کرتاسه

واحدهای سنگی تریاس بیشتر در شمال گنبد شمالی اندرکوه رخنمون دارد. رسوبات این واحد آهکی می‌باشند و با مرز گسلی بر روی رسوبات ژوراسیک (بیشتر حاوی شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز خاکستری نازک‌لایه تا ستبر لایه با دگرگونی ضعیف همراه با میان‌لایه آهکی که معادل سازند شمشک در البرز هست) رانده شده‌اند (بحیرایی، ۱۳۸۹). سنگ‌های تریاس بالا- ژوراسیک میانی، معرف حوضه‌های رسوبی کم ژرفا هستند و شامل تناوب شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز خاکستری مایل به سبز، ارغوانی، قهوه‌ای (معادل سازند شمشک البرز) با میان‌لایه‌هایی از کنگلومرا و سنگ آهک می‌باشند که ضخامت متفاوتی در نقاط مختلف از خود نشان می‌دهند. این واحد متحمل دگرگونی شده و به متاپسامیت و متاپلیت تبدیل گشته‌اند (شکل ۲-۲). به طوریکه می‌توان به طور کلی

از واژه اسلیت و فیلیت برای نامگذاری آنها استفاده کرد.

از دیگر واحدهای ژوراسیک می‌توان به کنگلومرای ژوراسیک اشاره کرد که حاوی قلوه‌هایی از چند میلی‌متر تا نیم‌متر می‌باشد. این کنگلومرا یکی از میزبانان رسوبی گنبد اندرکوه می‌باشد. سنگ‌های این واحد دارای درزه‌های فراوانی هستند، در برخی نقاط، این درزه‌ها با کلسیت پر شده‌اند. همچنین گهگاه رگه‌های قرمز هماتیته در آنها دیده می‌شود. مرز زیرین واحد رسوبی تریاس توسط گسل تراستی از واحد رسوبی ژوراسیک جدا می‌شود (شکل ۲-۳). رگه‌های کوارتزی نیز در منطقه دیده شده است. با توجه به اینکه این رگه‌ها آهک‌های تریاس را قطع کرده‌اند، سن این رگه‌های کوارتزی نیز به ژوراسیک مرتبط می‌شود. سنگ‌های آهکی کرتاسه نیز در اطراف منطقه مشاهده می‌شوند به طوری که به رنگ خاکستری، خاکستری روشن متمایل به زرد نخودی، متوسط لایه تا توده‌ای دیده می‌شوند. این واحد شامل آهک‌های حاوی اربیتولین، اینوسراموس و دوکفه‌ای‌های بزرگ به سن کرتاسه زیرین هستند که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی توالی ژوراسیک قرار گرفته‌اند. به دلیل وجود ریز فسیل‌های:

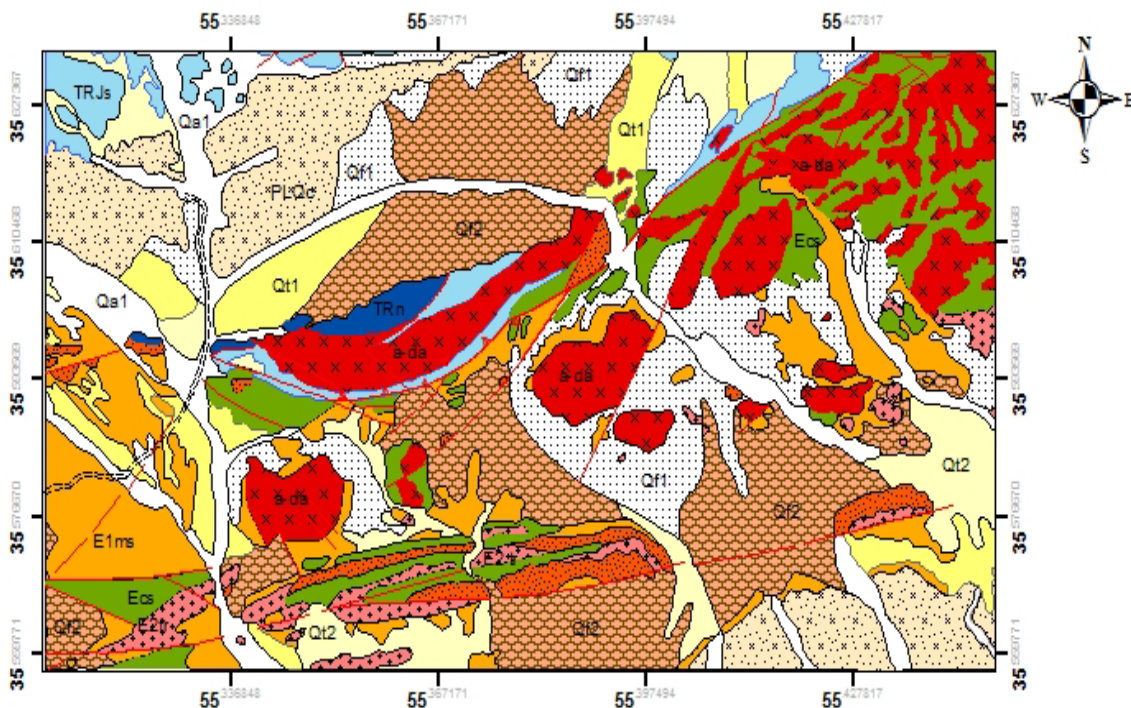
Cylindroporella sp, Dictyocanus sp, Orbitolina sp, Lithocodium aggregatum, Textularids, Miliolides, Dasycladacea, Shell fragments

سن این سنگ‌ها، کرتاسه زیرین می‌باشد (بحیرایی، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۳- نمایی از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های معادل سازند شمشک که میزبان گنبد شمالی اندرکوه می‌باشند.

شکل ۲-۲- نمایی نزدیک از متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌های ژوراسیک زیرین تا میانی که توسط رگه‌ها و توده‌های سیلیسی قطع شده‌اند.



Legend



period	Epoch	Unit	Description
QUATERNARY	PLEISTOCENE-HOLOCENE	Qa1	Alluvium in stream chanel.
		Qt2 / Qf2	Qt2 : Young terraces Qf 2: Young piedmont gravel fans
		Qt1 / Qf1	Qf1 : Old piedmont gravel fans Qt1 : Old terraces
		PLQc	PLQC poorly consolidated,poorly sorted conglomerate.
NEOGENE			
PALEOGENE	EOCENE	E2tr	E2tr .Trachy andesite to andesite
		E1ms	E1MS Alternation of red to yellow,thin to thick,marl, shale and sand stone with intercalations of conglomerate and gypsum.
		E1c	E1c Geray to greenish grey,thick-bedded,well rounded conglomerate with pebbles.
		Ecs	Ecs Grey to green tuff,tuffaceous sand ston and conglomerate.
Triassic Jurassic		TRJs	TRJS Low metamorphosed Slate, Phyllite, metaconglomerate,and recrystalized limestone
Triassic		TRn	TRn Green to yellow,thin-bedded shale and sandstone with intercalation of limestone layer in upper part.

sub-volcanic rocks.composed of Trachy andesite- Basalt (a da)

symbols

- Major fault (red line with long dashes)
- Thrust fault (red line with triangles)
- road (dashed line)

شکل ۲-۴- نقشه زمین‌شناسی رزوه (جنوب شرق شاهرود) که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار Arc GIS تهیه شده است.

۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن - الیگوسن

از پیامدهای فاز کوهزایی لارامید در مرز مزوزوئیک و سنوزوئیک می‌توان به تشکیل حوضه‌های رسوبی همزمان با کوهزایی سنوزوئیک اشاره کرد که محل مناسبی برای انباشت ردیف‌های کنگلومرایی پالتوسن (معادل کنگلومرای کرمان) و پیروکلاستیک‌های سبز رنگ، گدازه‌ها و میان لایه‌های رسوبی (معادل سازند کرج) زمان ائوسن بوده است. ترادف‌های جوان‌تر سنوزوئیک (الیگوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری) انباشته‌های همزمان با کوهزایی هستند که بطور متداول در حوضه‌های رسوبی بین کوهی با شرایط آواری و گاهی تبخیری تشکیل شده‌اند (بحیرایی، ۱۳۸۹).

در منطقه مورد مطالعه مجموعه ائوسن شامل سنگ‌هایی از قبیل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف ماسه‌سنگی، توف شیلی، مارن، آهک، گدازه‌های آندزیتی و آذرآواری‌های وابسته می‌باشند. این مجموعه هم ارز سازند کرج بوده و دارای رخساره‌های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا و لیتیک توف می‌باشد (بحیرایی، ۱۳۸۹). جهت توصیف ویژگی‌های صحرایی سنگ‌های منطقه و ارتباط آنها با گنبد‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه، هریک از واحدها را با توجه به ترتیب سنی، جداگانه بررسی می‌کنیم.

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. در اواسط ائوسن، گدازه‌هایی با ترکیب بازیک تا حدواسط به درون حوضه رسوبی راه یافته‌اند. همراه با این واحد، توف‌هایی به رنگ قهوه‌ای، خاکستری روشن تا خاکستری تیره دیده می‌شود که از نوع لیتیک توف و شیل توفی یا کریستال توف می‌باشند.

کنگلومرای این واحد به رنگ خاکستری متمایل به سبز، ارغوانی و قرمز، همراه با میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، گاه شیل و مارن دیده می‌شود و بسیار گسترده است. در بعضی از قسمت‌ها کنگلومرا ضخیم لایه و دارای جورشدگی و گردشدگی ضعیف تا متوسط است که به احتمال، ناشی از حمل و

نقل در فاصله‌ای کوتاه تا حوضه رسوبی می‌باشند. قلوه‌های آن بیشتر شامل سنگ‌آهک، سنگ‌های آتشفشانی و شیست، میکاشیست و گنیس می‌باشد (شکل ۲-۵). اندازه قلوه‌ها از چند میلی‌متر تا ابعاد دسی‌متر متغیر است و توسط سیمانی کربناته به هم پیوسته‌اند. در بعضی قسمت‌ها در بین لایه‌های ضخیم کنگلومرای، میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ و مارن دیده می‌شود. همچنین آثاری از فسیل دوکفه‌ای‌ها، در قطعات آهکی متعلق به کرتاسه موجود در بخش‌های کنگلومرای مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶).

ماسه‌سنگ موجود در این واحد نیز از وسعت قابل توجهی برخوردار است. آندزیت و آندزیت‌بازالت، در بین آنها یافت می‌شود و توده‌های نیمه نفوذی آندزیتی- آندزیت‌بازالتی (جوان‌تر از ائوسن) آنها را قطع کرده‌اند. بیشترین گسترش این واحد در اطراف اندرکوه مشاهده می‌شود. در حوالی گنبد بازمین نیز اشکال رسوبی همچون ریپل‌مارک در ماسه‌سنگ‌های ریزدانه دیده می‌شود. این آثار نشان‌دهنده محیط ساحلی کم‌عمق می‌باشند.

شیل و مارن موجود در این واحد، با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ، ژپس، توفیت و آهک نیز همراه می‌باشد. مارن‌ها 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. در نتیجه نفوذ صورت گرفته، در مارن‌ها دگرگونی مجاورتی صورت گرفته است و پهنای محدوده دگرگون شده حدود یک متر است. اپیدوت‌زایی، کلریت‌زایی و احتمالاً ترمولیت‌زایی در این سنگ‌ها نشانگر این امر است.

توف‌های این واحد در شمال شرق گنبد شمالی اندرکوه رخنمون دارند و در بردارنده تناوبی از توف سبز رنگ، ماسه‌سنگ توفی قهوه‌ای تا ارغوانی با میان‌لایه‌های از کنگلومرا است. توف‌ها در این تناوب به رنگ خاکستری متمایل به ارغوانی و سبز و دارای سیمان سستی هستند. کنگلومرا به رنگ خاکستری متمایل به سبز ارغوانی است و جورشدگی خوبی دارد. میان لایه‌های کنگلومرای حاوی بیشترین قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی مانند گنیس، میکاشیست، شیست و همچنین قطعاتی از

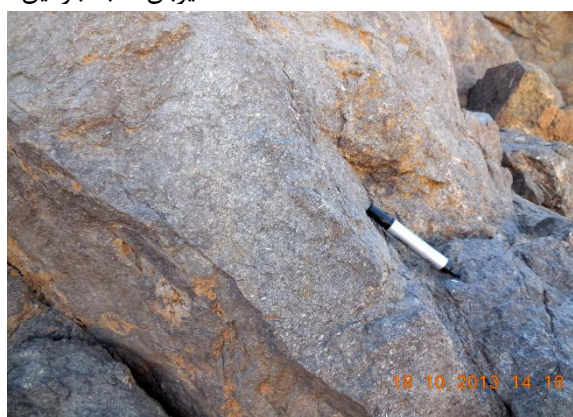
سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً بازالتی می‌باشند

گدازه‌های بازالتی نیز به صورتی گسترده در این واحد رخمون دارند و همراه با توفها و آگلومراها دیده می‌شوند. این گدازه‌ها به رنگ خاکستری متمایل به سبز دیده می‌شوند. فنوکریست‌ها و گاهی نیز مگاکریست‌های پلاژیوکلاز به خوبی در آن دیده می‌شود (شکل ۲-۷). گاهی نیز فنوکریست‌های پیروکسن با رنگ تیره خودنمایی می‌کند. این گدازه‌ها گاهی حفره دارند و حفرات آنها توسط کلسیت و کوارتز پر شده‌اند.



شکل ۲-۶- تصویری از آثار فسیلی دوکفه‌ای‌ها و قطعات آهنی سازنده قلوه‌های سنگی در کنگلومرای ائوسن (سنگ میزبان گنبد بازمین).

شکل ۲-۵- نمایی از کنگلومرای ائوسن موجود در حاشیه شمالی گنبد بازمین (جهت دید به سوی جنوب شرق).



شکل ۲-۷- تصویری از بازالت‌های واحد ائوسن.

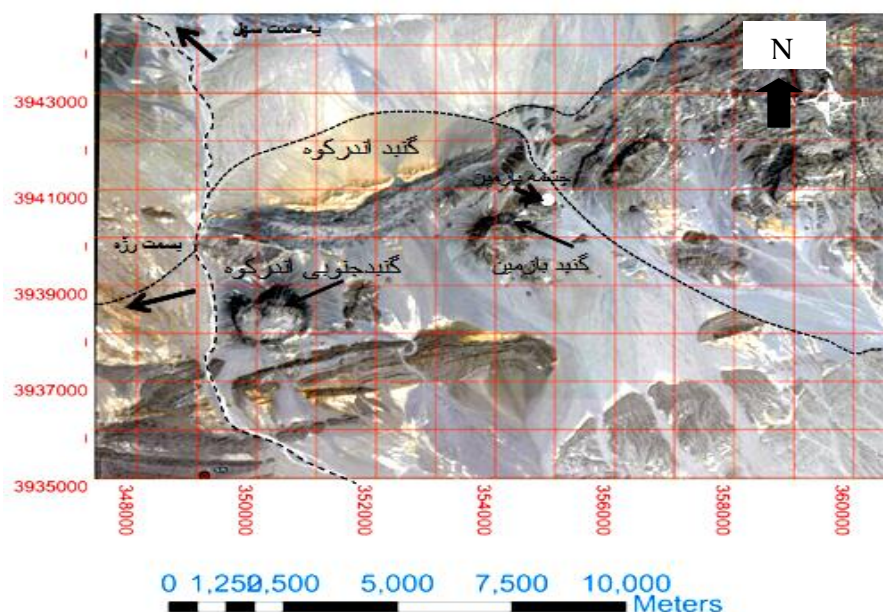
۲-۳-۳- واحدهای آذرین جوانتر از ائوسن - قبل از میوسن (اواخر الیگوسن)

در ۸ کیلومتری جنوب، جنوب شرق سهل و یا بعبارتی در شرق رزه سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق با سن جوان‌تر از ائوسن و دارای ترکیب آندزیت و آندزیت‌بازالت رخمون دارند. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و حضور این گونه گنبد‌ها یا توده‌های نیمه‌عمیق مشابه در مناطق مختلف ایران، سن

اکثر آنها در محدوده اواخر ائوسن تا اواسط الیگوسن قرار می‌گیرد. به ندرت این سنگ‌ها دارای سن جوانتر هستند. برای مثال در جنوب اسفراین تا جنوب قوچان سن این سنگ‌ها به پلیو-کواترن می‌رسد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این واحدها به صورت گنبد، توده‌های نیمه عمیق، دایک در بین سنگ‌های میزبان خود نفوذ کرده‌اند.

این گنبدها در صحرا به رنگ سفید تا خاکستری متمایل به ارغوانی و خاکستری روشن مایل به سبز و سبز-خاکستری دیده می‌شوند. در نمونه دستی دانه‌ریز تا دانه‌متوسط هستند به طوریکه گاهی تشخیص اجزاء تشکیل‌دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیرمسلح نیز امکانپذیر است. یکی از خصوصیات بارز این سنگ‌ها، حضور فنوکریست‌های درشت و کشیده هورنبلندسبز است که در اغلب سنگ‌های گنبد‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. آنکلاوهای سرشار از هورنبلند در آنها به وفور دیده می‌شود. گاهی آمفیبول کانی اولیه بوده و پلاژیوکلاز در لابلای آن تشکیل شده است.

سنگ‌های این واحد هوازدگی بسیار کمی را متحمل شده‌اند. نفوذ این گنبدها به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمایی نیز همراه بوده است. در ادامه به توصیف و شرح واحدهای نفوذی نیمه عمیق موجود در منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم:



شکل ۲-۸- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده موقعیت جغرافیایی گنبد‌های مورد مطالعه (بر گرفته از گوگل ارث).

۲-۳-۳-۱- گنبد اندرکوه جنوبی

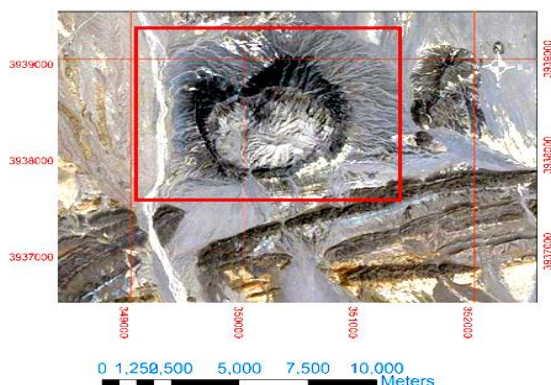
گنبد اندرکوه جنوبی در فاصله ۸ کیلومتری شرق روستای رزه و ۲ کیلومتری گنبد اندرکوه شمالی قرار دارد. سطح تماس گنبد و سنگ‌های میزبان به علت تفاوت در رنگ و مورفولوژی آن‌ها کاملاً مشخص می‌باشد (شکل ۲-۹). همچنین آثار دگرگونی مجاورتی در مرز این گنبد با سنگ‌های مارنی ائوسن-الیگوسن؟ با تغییر رنگ کرم- صورتی یا صورتی به کرم- سبز تا سبز روشن مشخص می‌گردد. همانطور که در فصل سوم به تفصیل توضیح داده خواهد شد، رنگ سبز سنگ‌هایی که متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند ناشی از تشکیل کانی‌های جدید نظیر کلریت، اپیدوت و ترمولیت می‌باشد. به علت دانه‌ریز بودن سنگ‌های رسوبی اولیه امکان تعیین دقیق نوع کانی‌ها قبل از فرایند دگرگونی مجاورتی به راحتی امکانپذیر نیست. لیکن با توجه به کربناته بودن سنگ‌های توفی سیلتستونی و توفی ماسه‌سنگی و وجود مقادیری کانی‌های رسی، اجزاء یا عناصر لازم برای تشکیل کانی‌های نوظهور دگرگونی فراهم می‌باشد.

بخش درونی این گنبد در مقایسه با بخش‌های حاشیه‌ای آن دگرسانی بیشتری متحمل شده است به

طوری‌که قسمت درونی این گنبد درعکس ماهواره‌ای رنگی متفاوت از قسمت بیرونی نشان می‌دهد (شکل ۲-۱۰ و شکل ۲-۱۱). بر اساس مشاهدات صحرائی به عمل آمده می‌توان به این نتیجه رسید که تغییر رنگ ایجاد شده بیشتر به علت دگرسانی می‌باشد نه تغییر ترکیب سنگ‌شناسی. سنگ‌های این گنبد در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و دارای بلورهای مشخص پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند. ترکیب این گنبد بیشتر آندزیتی است اما نسبت به گنبد بازمین، دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند درشت‌تری می‌باشد.



شکل ۲-۱۰- تصویری از کنتاکت گنبد ساب‌ولکانیک اندرکوه جنوبی با سنگ میزبان (جهت دید به سمت شمال‌شرق).



شکل ۲-۹- تصویر ماهواره‌ای گنبد اندرکوه جنوبی.



شکل ۲-۱۲- نمایی از تناوب مارن و ماسه‌سنگ و توف ائوسن به عنوان میزبان توده نفوذی اندرکوه جنوبی (دید



شکل ۲-۱۱- دورنمای گنبد اندرکوه جنوبی (دید به شرق).

به سمت جنوب شرق).



شکل ۲-۱۳- تصویری از مارن و ماسه‌سنگ‌های توفی میزبان گنبد اندرکوه جنوبی (دید به سمت غرب).

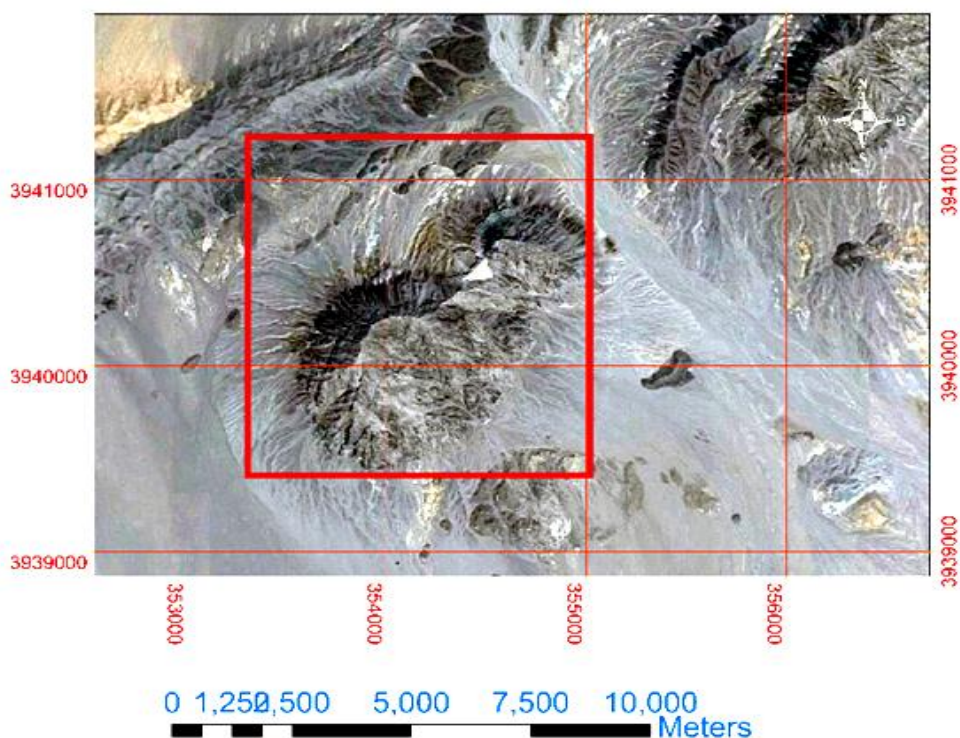
۲-۳-۳-۲- گنبد بازمین

گنبد بازمین در فاصله ۷ کیلومتری جنوب روستای سهل قرار دارد. بر روی تصویر ماهواره‌ای، محدوده این گنبد با علامت مربع مشخص شده است (شکل ۲-۱۴). این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا سبز بسیار کم رنگ با بافت دانه متوسط دیده می‌شوند به طوری که با چشم غیرمسلح می‌توان کانی‌ها را در سطح سنگ تشخیص داد.

آنکلاوهای فراوانی در آن‌ها یافت می‌شود که اغلب از نوع میکروگرانولار مافیک می‌باشند و برخی از آن‌ها در جهت حرکت ماگما کشیدگی یا طولی‌شدگی نشان می‌دهند. در ضمن آنکلاوهای آمفیبولیتی نیز به طور بارز در این گنبد حضور دارند. سنگ میزبان این گنبد ساب‌ولکانیک حاوی تناوبی از شیل و مارن‌های رنگی و ماسه‌سنگ قرمز تا زرد، نازک لایه تا سبتر لایه با میان لایه‌هایی از کنگلومرا پالئوسن می‌باشد (شکل ۲-۱۵). کنگلومرای پالئوسن را هم در این منطقه می‌توان مشاهده کرد که گاهی دارای قلوه‌هایی تا حدود نیم‌متر می‌باشد. این کنگلومرا به علت وجود آهن به رنگ قرمز تا قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲-۱۶). در قطعات آهکی این کنگلومرا آثاری از فسیل دوکفه‌ای مشاهده شده است. علاوه بر آن کنگلومرای قاعده ائوسن نیز در این منطقه رخنمون دارد.

در مرز بین توده با سنگ میزبان دگرگونی مجاورتی بسیار ضعیفی رخ داده است طوری که سبب پختگی مارن‌ها شده است. آنکلاوهای زینولیتی مارنی، توفی و آمفیبولیتی در سنگ‌های مورد نظر به

فراوانی دیده می‌شوند. دگرشیبی زاویه‌دار در این گنبد مشاهده می‌شود (شکل ۲-۱۷). از آثار رسوبی نیز می‌توان: کراس‌بدینگ، ریپل‌مارک و قالب وزنی را عنوان نمود (شکل ۲-۱۸). از سنگ‌های این گنبد می‌توان به عنوان سنگ تزئینی و لاشه ساختمانی استفاده کرد.



شکل ۲-۱۴- تصویر ماهواره ای نشان دهنده گنبد بازمین.



شکل ۲-۱۶- تصویری از کنگلومرای پالئوسن (دارای قلوه‌های آهکی به سن کرتاسه) موجود در حاشیه شمال غربی گنبد بازمین.

شکل ۲-۱۵- تصویری از گنبد بازمین.



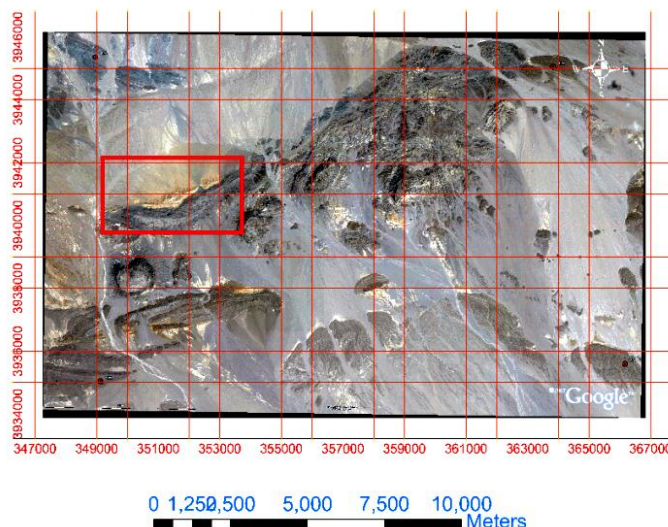
شکل ۲-۱۸- تصویری از ریپل‌مارک‌های قابل مشاهده در سنگ‌های رسوبی ائوسن میزبان گنبد بازمین.



شکل ۲-۱۷- نمایی از دگرشیبی بین رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر و رسوبات مارنی- ماسه‌سنگی ائوسن در حاشیه آبراهه (شمال گنبد بازمین، جهت دید به سمت شمال شرق).

۲-۳-۳-۳- گنبد شمالی اندرکوه

این گنبد در فاصله ۸ کیلومتری شرق روستای رزوه، واقع شده است (شکل ۲-۱۹). متاپلیت‌ها و متاپسامیت‌ها و همچنین توده‌های نفوذی کوچک (دایک و استوک) با ترکیب گابرو دیوریتی (دگرگون شده با سن ژوراسیک میانی در حد زیر رخساره شیست سبز و رخساره شیست سبز) میزبان گنبد آندزیتی اندرکوه شمالی می‌باشند. براساس بررسی سنگ‌های واقع در مجاورت گنبد اندرکوه شمالی، تأثیرات گرمایی بارزی که در مقیاس صحرایی بتوان مشاهده یا استنباط کرد، دیده نمی‌شود. سنگ‌های تشکیل دهنده گنبد شمالی اندرکوه دارای ترکیب غالب آندزیتی هستند و دارای رنگ خاکستری تا سبز روشن مایل به کرم دیده می‌شوند. ساخت غالب در آن‌ها پورفیری، پورفیروئیدی است و پورفیرهای هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در نمونه دستی، دیده می‌شوند.



شکل ۲-۱۹- تصویر ماهواره‌ای معرف موقعیت جغرافیایی گنبد اندرکوه شمالی.

آنکلاوها

مطالعه آنکلاوهای موجود در سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، یکی از راه‌های شناسایی نحوه تشکیل و تحول ماگماهای به وجود آورنده سنگ‌های میزبان آنها می‌باشد. در گنبد جنوبی اندرکوه و گنبد بازمین آنکلاوهایی تا قطر ۸ سانتی‌متر مشاهده شد. آنکلاوها ممکن است هم منشاء یا غیر هم منشاء باشند. آنکلاوهای هم منشاء، بخش‌های زودرس ماگما بوده‌اند که پس از انجماد، دوباره شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده‌اند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۱). طبق نظر دیدیه (۱۹۷۴) آنکلاوها به چهار دسته تقسیم‌بندی می‌شوند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

- ✓ زینولیت‌ها یا بیگانه سنگ‌ها که ممکن است برخی از آن‌ها ذوب شوند و تحت شرایط فیزیکی خاصی به سمت ترکیبات رستیتی تحول یابند.
- ✓ رستیت‌ها که بیشتر همراه با میگماتیت‌ها و همچنین به صورت آنکلاوهای پراکنده سورمیکاسه یافت می‌شوند.
- ✓ میکروگرانولار که به دو زیر رده مافیک (حاصل از اختلاط ماگمای مافیک و اسیدی) و فلسیک (دارای ترکیب مشابه سنگ میزبان) ولی ریز دانه‌تر تقسیم می‌شوند.

✓ آنکلاوهای مافیک گرانولار (اتولیت) که بافت‌های کومولیتی نشان می‌دهند.

در این گنبد‌ها آنکلاوهایی یافت می‌شود که با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی می‌توان آنها را به دسته‌های زیر تقسیم کرد: ۱- گنیسی و میکاشیستی ۲- آمفیبولیتی ۳- لخته‌های مافیک (غالباً غنی از هورنبلند و اوژیت) ۴- آنکلاوهای پگماتوئیدی- دیوریتی ۵- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک. از بین آنکلاوهای نامبرده لخته‌های مافیک، میکروگرانولار مافیک و پگماتوئیدی- دیوریتی دارای بیشترین تشابه کانی‌شناسی با سنگ‌های میزبان خود می‌باشند. بافت آنها از نوع آذرین می‌باشد. همچنین اندازه آنها از چند میلی‌متر تا چند دسی‌متر متغیر است. بعضی از آنها دارای حاشیه‌های گرد شده یا کنگره‌دار و برخی دیگر دارای حاشیه‌های تند و شارپ می‌باشند. بنظر می‌رسد ماگمای سازنده این آنکلاوها با سنگ‌های سازنده گنبد‌ها دارای رابطه هم‌منشایی و ژنتیکی می‌باشند. در واقع این نوع آنکلاوهای همزاد شواهد بارزی از اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند (شکل ۲-۲۰ تا ۲-۲۸).

از آنجائیکه در برخی از این آنکلاوها مناظر پگماتوئیدی و یا تجمعات بلوری درشت بلور دیده می‌شود می‌توان چنین نتیجه گرفت که مذاب اولیه سازنده سنگ‌های مورد نظر ابتدا در اتاق ماگمایی خود تبلور یافته و بخشی از کانی‌های مافیک آنها بطور ثقلی از آنها جدا شده‌اند و به‌صورت انباشته‌های غنی از هورنبلند و پیروکسن (اوژیت) ظاهر شده‌اند. گاهی اوقات نیز ماگمای در حال تبلور به اندازه کافی زمان داشته تا بلورهای نسبتاً درشتی تشکیل دهد و از سوی دیگر مواد مورد نیاز و مواد فرار از جمله آب در دسترس آنها بوده تا کانی‌های آبدار درشت تشکیل شود و سنگ‌هایی با ماهیت پگماتوئیدی- دیوریت تشکیل دهد (شکل ۲-۲۴). بخش‌هایی از مذاب تبلور یافته اولیه که از بافت و ساخت ریزدانه‌تری برخوردار هستند و بعنوان بخش‌های پیش‌رس ماگمایی نفوذی محسوب می‌شوند، نیز به‌صورت آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های سازنده گنبد‌های مورد نظر یافت می‌شوند. مجموع این شواهد بیانگر آن است که ماگما ابتدا تبلور یافته و بخش‌های اولیه مافیک‌تر بوده و در اعماق بیشتر زمان بیشتری برای رشد داشته است سپس ماگما تغییر مکان داده و به سمت اعماق کمتر نقل مکان کرده و قطعاتی از بخش‌های بیشتر تبلور یافته را با خود به سطح اعماق کمتر حمل

کرده است. در نتیجه آنکلاوهای مورد نظر شاهد بارزی بر اختلاط ماگمایی بین بخش‌های زودتر تبلور یافته و دیرتر تبلور یافته می‌باشند.

از سوی دیگر بخشی از آنکلاوها که دارای ماهیت آمفیبولیتی- میکاشیستی و گنیسی می‌باشند دارای ساخت و بافت دگرگونی بارزی هستند که در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی در آنها بر گوارگی بارزی مشاهده می‌شود. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این دسته از آنکلاوها و ناهماهنگی آن با سنگ‌های میزبانشان (نداشتن هورنبلند سبز و پیروکسن) این آنکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان خود دارای ماهیت بیگانه هستند و می‌توان آنها را زینولیت یا بیگانه سنگ نامید. این آنکلاوها قطعاتی از سنگ‌های پوسته‌ای هستند که در طی جابجایی ماگما در آن به دام افتاده و به ترازهای بالاتر حمل شده‌اند و در مجموع می‌توانند شاهدی بر آرایش پوسته‌ای ماگمای سازنده سنگ‌های گنبد‌های مورد مطالعه باشند.

لازم به ذکر است دسته‌ای دیگر از این آنکلاوها در سنگ‌های سازنده این گنبد‌ها یافت می‌شوند که معمولاً قطعاتی از سنگ‌های توفی‌سیلتستونی، توفی‌ماسه‌سنگی و گاه گدازه‌های آندزیتی و بازالتی میزبان خود می‌باشند؛ در محدوده مورد مطالعه این دسته از آنکلاوها از فراوانی کمتری برخوردار هستند. با توجه به حضور سنگ‌های گنیسی و آمفیبولیتی نئوپروتروزوئیک در پیرامون منطقه مورد مطالعه نظیر مجموعه دگرگونی آذرین شترکوه به سن حدود ۵۴۰ میلیون سال پیش (رحمتی ایلخچی، ۲۰۰۶)، آنکلاوهای گنیسی و آمفیبولیتی، بخش‌هایی از این مجموعه‌های قدیمی می‌باشند که در اعماق پوسته قاره‌ای مورد مطالعه یافت می‌شوند.

هضم و آرایش این قطعات سنگی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگما را تغییر می‌دهد. در گنبد بازمین بیشتر آنکلاوهای آمفیبولیتی و در گنبد اندرکوه جنوبی بیشتر زینولیت مشاهده شده است. در فصل‌های چهارم و پنجم این موضوع و تأثیرات آن مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.



شکل ۲-۲۲- تصویری از آنکلاو گنایسی (جدا شدن کانی‌های تیره و روشن در آنکلاو).



شکل ۲-۲۱- حضور مگنتیت و هماتیت در آنکلاو.



شکل ۲-۲۰- تعدد آنکلاو در سنگ آندزیتی (از نوع زینولیت).



شکل ۲-۲۵- آنکلاو تونالیتی.



شکل ۲-۲۴- حضور بلورهای کشیده هورنبلند در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و به نمایش گذاشتن ساخت پگماتیتی.



شکل ۲-۲۳- آنکلاو دارای حاشیه سریع سرد شده.



شکل ۲-۲۸- تصویری از آنکلاو گنایسی.



شکل ۲-۲۷- حضور مگنتیت در آنکلاو آمفیبولیتی.



شکل ۲-۲۶- تصویری از آنکلاو پگماتوئیدی.

دگرگونی مجاورتی

همانطور که گفته شد گنبد‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه در واحدهای رسوبی و آذرین قبل از پلیوکواترن نفوذ کرده‌اند، و سبب ایجاد هاله‌های دگرگونی مجاورتی به شکل آثار پختگی (حدوداً یک متر) در شیل و مارن‌های (اوسن) میزبان گنبد شده‌اند. این آثار به وضوح در گنبد بازمین و اندرکوه جنوبی مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۲۸- تصویری از دگرگونی مجاورتی در گنبد بازمین.



شکل ۲-۲۷- تصویری از دگرگونی مجاورتی در گنبد اندرکوه جنوبی.

۲-۳-۴- واحد مارنی نئوژن

این واحد به صورت تپه ماهورهای ملایم برونزد دارد. دربردارنده مارن‌های رنگارنگ به رنگ‌های خاکستری متمایل به سبز، قرمز، ارغوانی و ژیپس است که در اثر فرسایش به صورت تکه‌های براق در این واحد پراکنده است. مرز پایینی این واحد مشخص نیست اما بر اساس مقایسه لیتولوژی با سازندهای شناخته شده می‌توان آنها را مارن‌های نئوژن به حساب آورد.

۲-۳-۵- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

این واحدها عمدتاً در اثر تغییر سطح اساس (بر اثر فعالیت‌های تکتونیک و یا افزایش دبی رودخانه‌ها)، به وجود آمده‌اند. در مسیر رودخانه‌ها گسترش داشته و اغلب به صورت افقی دیده می‌شوند. 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 از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند و شامل قلوه‌سنگ‌های واحدهای قدیمی‌تر، خاک رس، رسوبات تراس‌های رودخانه‌ای (شامل سنگریزه، ماسه و رس) که در مسیل رودخانه‌ها در اثر انباشته شدن رسوبات آب‌های جاری پدید می‌آیند، رسوبات آبرفتی جوان

(شامل رس و ماسه) و رسوبات بستر دشت‌ها می‌باشند.



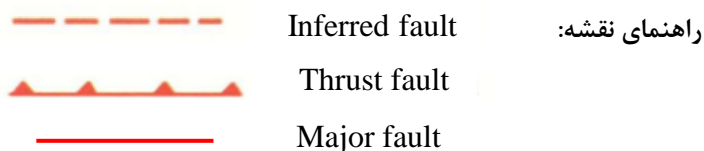
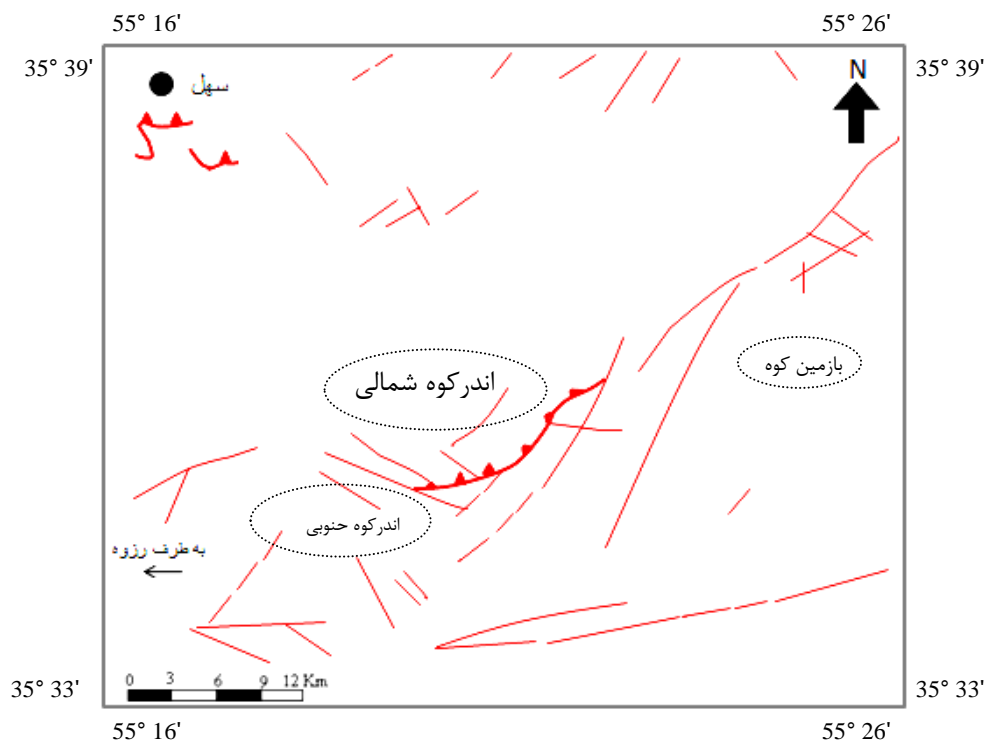
شکل ۲-۲۹- تصویری از رسوبات کواترنری .

۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است (اشتوکلین، ۱۹۷۴)، که میان دو گسل مهم، انجیلو (در شمال) و طرود (در جنوب) واقع شده است. با توجه به رخساره‌های سنگ‌شناختی واحدهای سنگی، سن و تاریخچه تکوین زمین‌ساختی، واضح است که همه تحولات و رخداد‌های زمین‌شناختی ناحیه تحت تأثیر مستقیم گسل‌های یادشده و گسل‌های موجود در میان آنها و دیگر فعالیت‌های تکتونیکی حاکم بر حوضه‌های رسوبی منطقه تا عهد حاضر قرار گرفته‌اند. این فعالیت‌ها در چهره سنگ‌های دگرگونه و ماگماتیسم منطقه بی‌تأثیر نبوده‌اند و شکل کنونی را به‌وجود آورده‌اند.

بررسی نهشته‌های ائوسن نشان‌دهنده آغاز یک چرخه رسوبی پس از فاز کوهزایی لارامید و ادامه آن است که با پیش‌روی کنگلومرای قاعده‌ای (ائوسن) در منطقه آغاز می‌شود و به دنبال فاز کششی بعدی، کشش و انبساط کلی پوسته زمین، باعث فعال شدن گسل‌ها، شکستگی‌های ژرف کهن و بیرون ریختن مواد مذاب در راستای آنها می‌شود. حضور سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نشان از پیدایش آنها در محیط قاره‌ای و زیردریایی دارد. علاوه بر گسل طرود و گسل انجیلو وجود سیستم‌های گسلی دیگر با روند شرقی- غربی (کوه شش) و روند جنوب غربی- شمال شرقی (دنباله کوه شاه اولیاء) بیانگر حضور فعال و تأثیرگذار تکتونیک در منطقه است.

بعبارت کلی، فعالیت‌های تکتونیکی کلی در منطقه به صورت گسل خوردگی، شکستگی می‌باشند. گسل‌ها و شکستگی‌ها مهمترین عامل ساختاری در زمین‌شناسی منطقه هستند.



شکل ۲-۳۰- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ارحمتی ایلخچی، (۱۳۸۲).

۲-۵- پتانسیل معدنی

از مواد معدنی که به مقدار اندک در ناحیه دیده می‌شود می‌توان به آغستگی‌های سنگ‌های مربوط به ائوسن به مالاکیت اشاره کرد که بصورت رگچه تجلی پیدا کرده است (شکل ۲-۳۱). وجود کوره‌های ذوب مس قدیمی به قطر یک متر در شمال اندرکوه معرف فعالیت‌های معدنی قدیمی صورت گرفته در این منطقه می‌باشد (شکل ۲-۳۲). با توجه به مجموع بازدیدهای صحرایی انجام شده در جنوب و جنوب شرق شاهرود مس همراه توالی آتشفشانی رسوبی ائوسن یافت می‌شود.

لازم به ذکر است، علیرغم این که سنگ‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی سازنده گنبد‌های مورد مطالعه، دارای استحکام و کیفیت خوبی هستند و می‌توانند بعنوان سنگ لاشه مورد بهره‌برداری قرار گیرند، به علت دور بودن منطقه مورد مطالعه از مناطق شهری، استفاده از سنگ‌های موجود مقرون به صرفه نیست. همچنین بهره‌برداری از رسوبات آبراهه‌ای (ماسه، سیلت، گراول) به دلیل نبود راه و بازار مصرف، در حال حاضر برای برداشت و استخراج مقرون به صرفه نیست.

در منطقه‌ی مورد مطالعه، زئولیت با بافت شعاعی و به رنگ سفید درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دیده می‌شود (شکل ۲-۳۳ و شکل ۲-۳۴). اما به دلیل ذخیره کم از نظر اقتصادی قابل توجه و مقرون به صرفه برای بهره‌برداری نیست.



شکل ۲-۳۲- کوره ذوب مس در گنبد اندرکوه شمالی.



شکل ۲-۳۱- تصویری از سنگ‌های آندزیتی آغشته به مالاکیت.



شکل ۲-۳۴- تصویری از زئولیت‌های پر کننده درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیت که به صورت گنبد رخنمون دارند.



شکل ۲-۳۳- تصویری از زئولیت‌های پر کننده درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیت که به صورت گنبد رخنمون دارند.

فصل سوم: پروگرامی

۳-۱- مقدمه

به منظور شناسایی مجموعه سنگ‌هایی که در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند، پس از انجام مطالعات صحرایی و تهیه مقاطع نازک، سایر شواهد را که شامل شناسایی کانی‌ها، بافت، روابط بین کانی‌ها، فرآیندهای پترولوژیکی نظیر تبلور تفریقی، هضم، دگرسانی و غیره می‌باشد را در مقیاس میکروسکوپی مورد تجزیه و تحلیل قرار می‌دهیم. هدف از مطالعات پتروگرافی، بررسی نوع کانی‌ها، بافت‌های موجود، اندازه دانه‌ها، فابریک یا رابطه هندسی اجزای تشکیل دهنده سنگ، تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی و در نهایت تعیین نامی مناسب برای سنگ مورد نظر می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

به دنبال بررسی روابط و ویژگی‌های صحرایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه مورد مطالعه در فصل گذشته، در این فصل به بررسی خصوصیات میکروسکوپی آن‌ها می‌پردازیم. به طور کلی طیف سنگ‌شناسی گنبد‌های مورد مطالعه، آندزیت و آندزیت‌بازالت می‌باشد که درون رسوبات (میزبان) ائوسن - الیگوسن جای گرفته‌اند. سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی و آتشفشانی دارای ترکیب مارن، سیلتستون، آهک میکرایتی، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، ولکانی کلاستیک، توف، لیتیک‌توف و گدازه‌های بازالتی می‌باشند. این گنبد‌ها مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی بعد از ائوسن - قبل میوسن می‌باشند که به صورت گنبد‌های نیمه‌عمیق در منطقه رخنمون یافته‌اند. گنبد‌های نیمه‌عمیق^۱ به شکل رخنمون‌های مدور با شیب توپوگرافی زیاد می‌باشند. علائم اختصاری استفاده شده در تشریح یا توصیف شکل‌های این فصل در جدول زیر آورده شده است.

1-Sub Volcanic Dome

جدول ۳-۱- علائم اختصاری بکار برده شده در فصل.

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
هورنبلند سبز	Hb	پلاژیوکلاز	Plg
مگنتیت	Mt	پیروکسن	Px
بیوتیت	Bio	کوارتز	Qtz
کانی‌های اپک	Opq	آپاتیت	Ap
سریسیت	Ser	اپیدوت	Epd
کلریت	Chl	کلسیت	Ct
زئولیت	Zeo	اورتوز	Or

۳-۲- سنگ‌های نیمه عمیق

۳-۲-۱- آندزی بازالت

آندزی بازالت‌های منطقه به رنگ کرم تا قهوه‌ای روشن رخنمون دارند (شکل ۳-۲). این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری می‌باشند (شکل ۳-۳)، به طوری که بلورهای درشت پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت) و هورنبلند در خمیره‌ی ریز بلور از همین کانی‌ها قابل تشخیص هستند.

عبارت پورفیری برای آن دسته از سنگ‌ها به کار می‌رود که شامل فنوکریست‌های مشخص در داخل یک زمینه دانه ریز باشند. بافت پورفیری به صورت چندزادی (پلی ژنیک^۱) تشکیل می‌شود. احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت شامل دو مرحله سرد شدن مذاب است. ابتدا، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس و در زیر سطح زمین تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی تولید می‌کند. کاهش دما به تشکیل زمینه شیشه‌ای یا دانه ریز در اطراف فنوکریست‌ها منجر می‌گردد (الهیاری، ۱۳۸۹). پترولوژیست‌های مختلف (کاکس و همکاران^۲، ۱۹۷۹؛ بست، ۲۰۰۳؛ هیندمن^۳، ۱۹۸۵؛ لومتر، ۱۹۸۹؛ بست و کریستین سن، ۲۰۰۲؛ لومتر، ۲۰۰۴)، مسیرهای کینتیک دیگری را نیز برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند، اما این بافت عموماً در سنگ‌های آتشفشانی به

1-Polygenetic

2-Cox

3-Hyndmn

طریق فوق تشکیل می‌شود (وینتر^۱، ۲۰۰۱؛ بست، ۲۰۰۳).

بافت گلومروپورفیری نیز در آندزی‌بازالت‌ها مشاهده می‌شود. این بافت حاصل تجمع کانی‌های مشابه (فنوکریست‌های اوژیت و پلاژیوکلاز)، با اندازه‌های تقریباً یکسان در زمینه‌ای دانه ریز است. بنا به عقیده کیرکپاتریک^۲ (۱۹۷۷)، تجمع بلورهائی از یک نوع و تشکیل گلومرول، نتیجه نطفه‌بندی ناهمگن این کانی‌ها می‌باشد. به عقیده وینتر (۲۰۰۱) و بست (۲۰۰۳)، بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن دیواره متبلور اتاق ماگمائی، این بافت را تشکیل می‌دهند. طبق نظر ژو^۳ و همکاران (۲۰۰۹)، بافت گلومروپورفیری نتیجه تجمع فنوکریست‌هاست و شامل سه مرحله می‌باشد (شکل ۱-۳).

مرحله اول: در طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمائی و در مراحل اولیه‌ی تبلور، فنوکریست‌هایی حاصل می‌شوند.

مرحله دوم: تزریق تصادفی مذاب به درون ماگمای در حال تبلور موجود در اتاق ماگمائی، باعث تشکیل مذاب‌های مختلط می‌شود. کاهش چگالی و گرانروی مذاب دربردارنده‌ی این فنوکریست‌ها، باعث تجمع فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی^۴ در کف اتاق ماگمائی می‌شود (ژو و همکاران، ۲۰۰۹).

مرحله سوم: تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکت سریع به سمت بالا، سبب آشفته شدن مخزن، انتقال مذاب و افزایش فشار درون اتاق ماگمائی می‌گردد. افزایش فشار مذاب باعث شکسته شدن بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمائی عمیق شده و به درون اتاق ماگمائی بالاتر انتقال می‌یابند. در این زمان، کاهش فشار باعث ایجاد نیروی کششی برای فنوکریست‌های انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و

1-Winter

2-kirkpatric

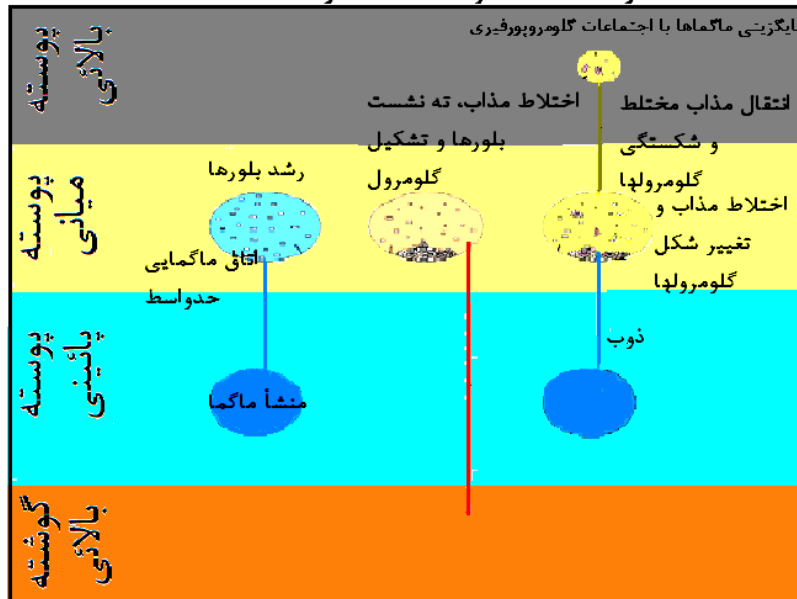
3-Xu

4-Cumulate

مذاب ایجاد می‌شود. نیروهای کششی و تنش برشی، منجر به شکسته شدن بلورهای انباشتی و تولید اجتماعات گلومروپورفیری می‌شوند. در اثر صعود مذاب و سرد شدن سریع آن، خمیرهای در اطراف اجتماعات گلومروپورفیری تشکیل می‌شود (الهیاری، ۱۳۸۹).

تکامل اجتماعات گلومروپورفیری

مرحله ۳ مرحله ۲ مرحله ۱



شکل ۳-۱- مدل ژنتیکی برای تشکیل بافت گلومروپورفیری (اقتباس از ژو و همکاران، ۲۰۰۹ در الهیاری، ۱۳۸۹).

۳-۱-۲-۱- کانی‌های اصلی

پیروکسن (اوزیت)

در این گروه از سنگ‌ها اوزیت دارای فراوانی قابل توجهی است و یکی از کانی‌های اصلی سنگ محسوب می‌شود. در برش عرضی، شش ضلعی و در برش طولی، طویل و کشیده دیده می‌شود (شکل ۳-۵). با توجه به بررسی‌های انجام شده دارای برجستگی نسبتاً بالا و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه می‌باشد. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا کاملاً بی‌شکل دیده می‌شود. گهگاه تجمع آن‌ها سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ می‌گردد (شکل ۳-۶ و شکل ۳-۷) برخی از آن‌ها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت و آپاتیت هستند که تقدم تبلور آنها را نشان می‌دهد و برخی دیگر نیز به

صورت ادخال در هورنبلندها یافت می‌شوند. در برخی موارد اوژیت‌ها در اثر دگرسانی به کلسیت و در موارد نادر به اپیدوت و کلریت دگرسان شده‌اند.

هورنبلند

هورنبلندهای موجود در این گروه از سنگ‌ها، هورنبلند قهوه‌ای یا اکسی‌هورنبلند می‌باشند ولی هورنبلند سبز نیز در آن‌ها یافت می‌شود. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تبلور تفریقی و مقدار قابل توجه آب در ماگما می‌باشد. این کانی غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد (شکل ۳-۴). در مقاطع طولی به صورت کشیده، سوزنی و نیزه‌ای شکل مشاهده می‌شود و ردیف شدگی آن‌ها سبب ایجاد بافت جریانی در سنگ شده است. همانطور که گفته شد، اکثر بلورهای هورنبلند اپاسیتی شده‌اند و حاشیه سیاه رنگی در اطراف خود به نمایش می‌گذارند. هنگامی که مقدار اکسیژن موجود در محیط مذاب به اندازه کافی زیاد باشد (با بالا آمدن مذاب)، آهن ترجیح می‌دهد با اکسیژن وارد واکنش شود و اکسیدهای آهن به خصوص مگنتیت را بسازد. مگنتیت‌های تشکیل شده در این مرحله دانه ریز هستند و به صورت حاشیه‌ای اطراف بلور را فرا می‌گیرند. به این پدیده اوپاسیتی شدن می‌گویند. برخی هورنبلندها دارای حاشیه انحلالی یا خورده شده می‌باشند (دلور، ۱۳۸۹).

اکثر هورنبلندها دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۳-۸) که بیانگر رشد دو مرحله‌ای آنها می‌باشد. برخی از آنها دارای هسته کاملاً گرد شده می‌باشند. بعبارتی گرد شدن هسته این هورنبلندها نشان می‌دهد که بلور مسافتی را در ماگما طی کرده و دچار تحلیل و خوردگی شده است (شکل ۳-۹). برخی از این هورنبلندها حاوی ادخال‌هایی از مگنتیت، آپاتیت، پیروکسن (اوژیت) و بیوتیت می‌باشند. برخی از هورنبلندها در اثر دگرسانی به کانی‌هایی نظیر کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده است.

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت فنوکریست و میکروولیت، در مقاطع نازک دیده می‌شود. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند. در واقع با بالا رفتن سرعت

هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آید (آسیابانها، ۱۳۷۴). پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی، بافت غربالی و بافت گلومروپورفیری می‌باشند (شکل ۳-۱۰ و شکل ۳-۱۱).

کانی‌های فرعی

عمده کانی‌های فرعی موجود در آندزی‌بازالت‌ها، کانی‌های اپک (اکسیدهای آهن و تیتانیم به احتمال قوی مگنتیت و تیتانومگنتیت) و آپاتیت هستند که به طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند. مگنتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. مگنتیت اغلب به همراه کانی‌های مافیک نظیر هورنبلند، پیروکسن (اویت) و بیوتیت و یا به صورت ادخال در آن‌ها یافت می‌شود. آپاتیت نیز به صورت سوزن‌های ظریف درون پلاژیوکلاز و پیروکسن یافت می‌شود.

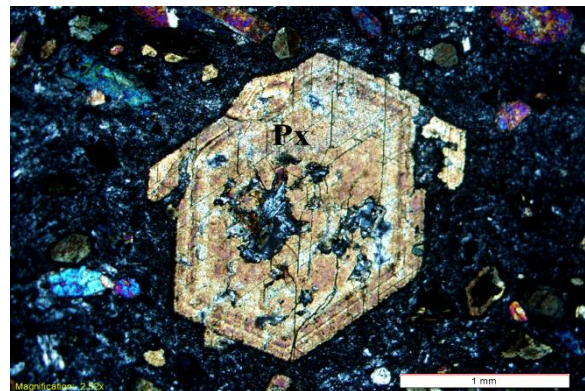
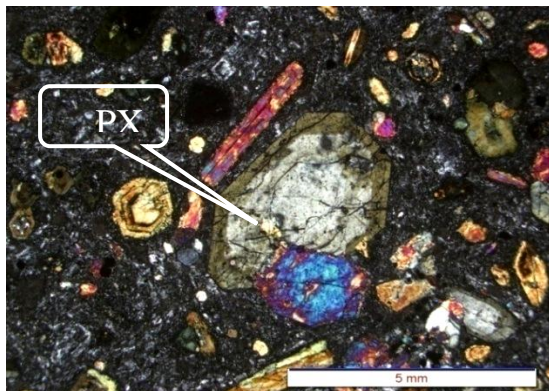
۳-۲-۱-۲- کانی‌های ثانویه

کلسیت، کوارتز، زئولیت، سربیسیت و کلریت کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در برخی از نمونه‌های سنگی آندزی‌بازالتی یافت شده‌اند.



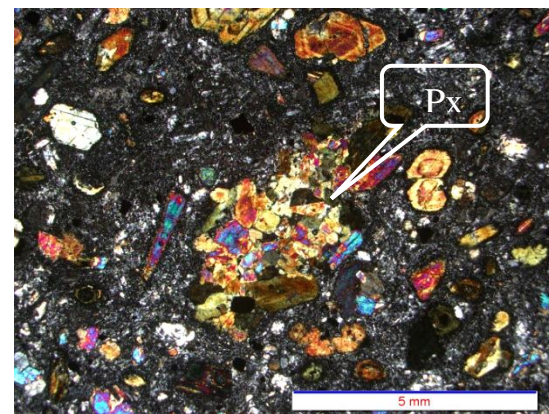
شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی نشانگر بافت پورفیری (لازم به ذکر است که تمامی این تصاویر بافت پورفیری را نشان می‌دهند) در سنگ آندزیت بازالت.

شکل ۳-۲- تصویری از آندزیت بازالت در نمونه دستی.



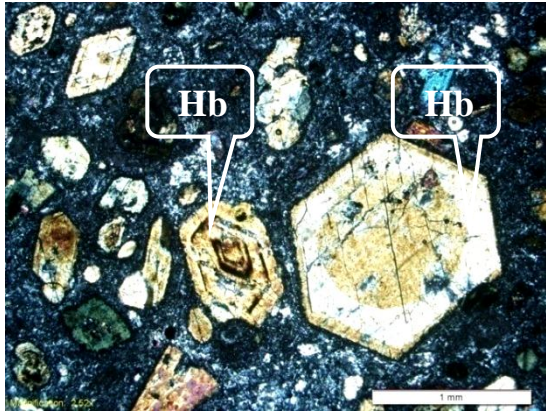
شکل ۳-۵- برش عرضی بسیار زیبا از پیرکسن در سنگ آندزیت بازالت.

شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست هورنبلند سبز در سنگ آندزیت بازالت

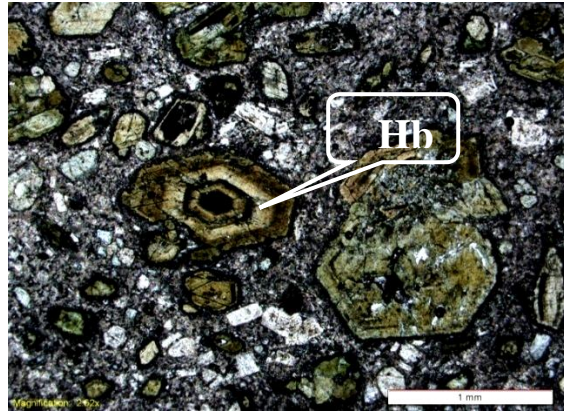


شکل ۳-۷- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع پیروکسن در آندزیت بازالت.

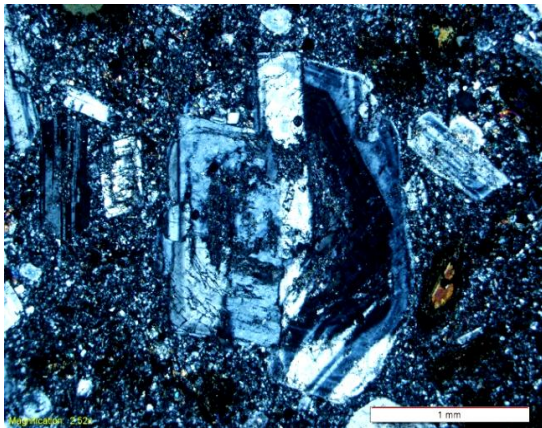
شکل ۳-۵- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع دانه‌های اوژیت به حضور گسترده اکسی هورنبلند نیز توجه کنید.



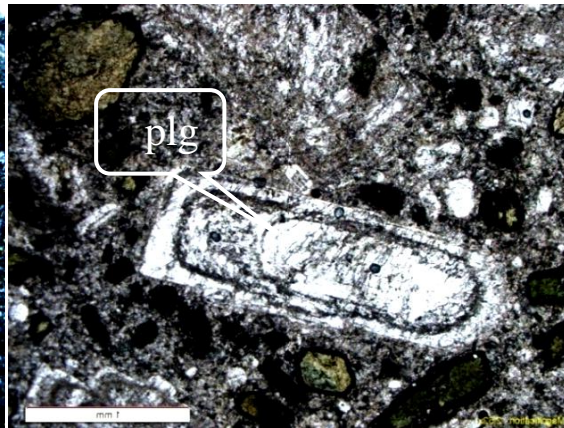
شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی برش عرضی بسیار زیبا از بلور هورنبلند را نشان می‌دهد که دارای یک هسته کاملاً گرد شده می‌باشد و معرف رشد دو مرحله‌ای آن می‌باشد. بلور هورنبلند دارای منطقه‌بندی چند مرحله‌ای نیز در این تصویر دیده می‌شود.



شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی بیانگر بلورهای پیروکسن و هورنبلند دارای منطقه‌بندی رنگی و ترکیبی و حتی رشد چند مرحله‌ای در آندزی‌بازالت.



شکل ۳-۱۱- تصویری از پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی در آندزی‌بازالت.



شکل ۳-۱۰- تصویری از پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی در آندزی‌بازالت.

۳-۲-۲- آندزیت‌ها

سنگ‌های آندزیتی مورد مطالعه جزء سنگ‌های حدواسط بوده که دارای رنگ خاکستری روشن تا کمی تیره هستند (شکل ۳-۱۲). آندزیت‌ها در مجموع دارای بافت‌های پورفیری، میکروگرانولار پورفیری، گلومروپورفیری (حاصل اجتماع پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت)، بافت جریان‌ی (حاصل ردیف‌شدگی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند)، سری‌ایت، غربالی و پوئی کیلیتیک می‌باشند (شکل ۳-۱۳).

کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی عبارتند از: پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند سبز، اکسی هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت، اسفن و آپاتیت. در برخی موارد بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه دستی نیز قابل تشخیص می‌باشند.

از آنجائیکه اندازه بلورها بیانگر نرخ سردشدن ماگماست بنابراین سنگ‌های پورفیری معرف سردشدن ماگما طی دو مرحله می‌باشند. بلورهای درشت فنوکریست در مرحله نخست در بازه‌ای از سردشدن آرام ماگما تشکیل شده‌اند درحالی‌که زمینه سنگ در نتیجه سرد شدن سریع و پس از صعود ماگما و جایگزینی در اعماق کمتر تشکیل شده است. این سنگ‌ها معمولاً دارای بافت پورفیری با زمینه فلسیتیک پورفیری و جریان‌های هستند. بافت جریانی می‌تواند منعکس‌کننده فشردگی یا جریان ماگما در طی تبلور باشد.

در این سنگ‌ها آنکلاوهایی تیره‌تر از سنگ میزبان، به ابعاد چندین سانتی‌متر و به اشکال متفاوت دیده می‌شوند که بیشتر از نوع میکروگرانولارمافیک می‌باشند. مشاهدات میکروسکوپی هم منشأ بودن آن‌ها را ثابت می‌کند. احتمالاً این آنکلاوها، قسمت‌های ابتدا تبلور یافته ماگما می‌باشند که در طی صعود و جابجایی مجدد آن حمل شده‌اند.

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ است که به صورت فنوکریست و دانه ریز در متن سنگ یافت می‌شود. ماکل‌های مشاهده شده در پلاژیوکلازها شامل آلبیت- کارلسباد و پلی‌سنتتیک است (شکل ۳-۱۴).

مطالعات میکروسکوپی حاکی از وجود دو نسل پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه است (شکل ۳-۱۵). نسل اول شامل درشت بلورهای پلاژیوکلاز با شواهد غیر تعادلی نظیر منطقه‌بندی و بافت غربالی می‌باشد. در این نوع پلاژیوکلازها غالباً فرآیند سرسیتی‌شدن نیز اتفاق افتاده است (شکل ۳-۱۷).

نسل دوم شامل بلورهای نسبتاً طویل پلاژیوکلاز به صورت خودشکل تا نیمه خودشکل سالم‌تر و کوچک‌تر از پلاژیوکلازهای نسل اول است. تشکیل دو نسل پلاژیوکلاز می‌تواند با دوره‌های متفاوت سرد شدن و تبلور ماگما مرتبط باشد. درشت بودن بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول ممکن است به علت وجود یک مرحله سرد شدن طولانی در اتاق ماگمایی باشد. در اینجا پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن نرخ رشد این بلورها باعث درشت شدن آن‌ها در مراحل اولیه رشد شود. یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد محدودی نطفه تشکیل شده است؛ لذا به دلیل آسان بودن انتشار در محیط، بلورها رشد فوق العاده‌ای داشته‌اند. پلاژیوکلازهای نسل دوم نیز در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در اعماق کمتر، متبلور شده‌اند (آسیابانها، ۱۳۷۴)

اغلب پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی هستند که بیانگر عدم برقراری تعادل کامل بین ماگما و کانی، در حین تبلور و انجماد است که این عدم تعادل می‌تواند ناشی 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 آن باشد (شلی^۱، ۱۹۹۳ در آسیابانها، ۱۳۷۴). اگر در سیستم پلاژیوکلاز تعادل کامل برقرار باشد بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌دهند و نه تنها در پلاژیوکلازها منطقه‌بندی به وجود نمی‌آید بلکه ترکیب آن‌ها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود.

منطقه‌بندی موجود در پلاژیوکلاز می‌تواند ناشی از تغییرات ترکیب شیمیایی باشد (لافگرن، ۱۹۸۰). از عوامل دیگر ایجاد منطقه‌بندی می‌توان آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور را عنوان کرد. از آنجا که در پلاژیوکلاز نسبت Al/Si مرتباً تغییر می‌کند، پلاژیوکلاز به راحتی با ماده مذاب واکنش نمی‌دهد. در ساختار منطقه‌ای عادی، از داخل به سمت خارج بلور پلاژیوکلاز، میزان آورتیت به علت نبودن تعادل شیمیایی در حین تبلور در ماده مذاب، کاهش می‌یابد و چون آلبیت

مقاوم‌تر از آنورتیت است، پلاژیوکلاز فقط در هسته غنی از آنورتیت خود به طور کامل یا بخشی از محصولات حاصل از تجزیه اشغال شده و مناطق خارجی غنی از آلبیت تازه باقی می‌مانند (آسیابانها، ۱۳۷۴). از آنجا که در پلاژیوکلازهای نسل اول در نمونه‌های مورد مطالعه، غالباً از قسمت مرکز بلور تجزیه به سریسیت صورت گرفته است، به نظر می‌رسد منطقه‌بندی در آن‌ها از نوع عادی باشد. از آنجایی که هسته بلورهای پلاژیوکلاز نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر دگرسان شده‌اند، بنابراین منطقه‌بندی در این پلاژیوکلازها می‌تواند ناشی از تغییرات دمایی در حین تبلور باشد بطوری که مناطق مرکزی بلور، زون‌های غنی از کلسیم و آلومینیم (آنورتیت)، و زون‌های بعدی بطور مؤثری غنی‌تر از سدیم و سیلیسیم باشد (ورنون، ۲۰۰۰).

یکی دیگر از عوامل ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، واکنش ناقص مداوم بین مذاب و بلور دارای ویژگی محلول جامد است. سرعت انتشار $CaAl$ و $NaSi$ در طول تبلور شاهدهی بر این مسئله است (بست، ۲۰۰۳).

پدیده منطقه‌بندی معکوس گاهی با پدیده‌های هضم و اختلاط در ارتباط است. معمولاً بلورهای پلاژیوکلاز غنی از کلسیم هستند که ترکیب درشت بلورهای پلاژیوکلاز از An_{15} تا An_{99} تغییر می‌کند. این مقادیر بالای کلسیم را به فراوانی آب ماگماهای جزایر قوسی و حاشیه قاره‌ای فعال نسبت می‌دهند (ویلسون، ۱۹۸۹).

بر اساس مطالعاتی که جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲)، بر روی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آذرین پساافیولیتی شمال سبزوار انجام داده است، مشخص گردیده است که وجود انواع منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز به همراه حضور توأم پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و پلاژیوکلازهای سالم در یک نمونه می‌تواند شاهدهی بر فرایند اختلاط ماگمایی در آشیانه ماگمایی باشد.

با توجه به مطالعات صورت گرفته واکنش ناقص صورت گرفته بین مذاب و محلول جامد عامل اصلی

ایجاد کننده این منطقه بندی در کانی هاست. تأیید یا رد عوامل فوق مستلزم انجام آنالیز میکروپروپ می باشد؛ از آنجائیکه در مطالعات حاضر چنین کاری صورت نگرفته نمی توان اظهار نظر دقیقی در این باره داشت.

هورنبلند

هورنبلند سبز تا قهوه‌ای، مهم‌ترین کانی فرومنیزین در این سنگ‌ها بشمار می‌آید. تبلور این کانی نشان می‌دهد که ماگمای آن دارای آب قابل توجهی بوده است. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه سنگ حضور دارد و سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود، این مسئله تشکیل آنها را در مراحل نخستین تبلور نشان می‌دهد

در مقاطع طولی خود به شکل کشیده و سوزنی شکل و درمقاطع عرضی به صورت شش ضلعی با دو سری رخ لوزی یافت می‌شود. آمفیبول‌ها به شدت پلئوکروئیک هستند و رنگ آنها با افزایش روند تفریق از قهوه‌ای تا سبز تغییر می‌کند، تغییر رنگ آنها در مقادیر $\text{FeO}_{(t)}$ با کاهش TiO_2 در ارتباط است.

اندازه بلورهای هورنبلند متغیر است و گاهی به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد. آپاتیت و مگنیتیت به صورت ادخال در بعضی از بلورهای هورنبلند یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۶). برخی از بلورهای هورنبلند اوپاسیتی شده‌اند و در اطراف خود حاشیه‌ای از دانه‌های ریز اپیک به نمایش می‌گذارند. اوپاسیتی شدن نشان‌دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل کانی‌ها و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست (بست، ۲۰۰۳).

اکثر هورنبلندهای موجود در آندزیت‌ها دارای منطقه بندی می‌باشند (شکل ۳-۱۸). بعضی از هورنبلندها بافت غربالی دارند (شکل ۳-۱۹ و شکل ۳-۲۰). گاهی جهت یافتگی هورنبلندهای سوزنی شکل و کشیده سبب ایجاد بافت جریانی در سنگ شده است.

پیروکسن

این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود و غالباً دارای شکستگی می‌باشد. پیروکسن‌ها بی‌رنگ هستند، گهگاه دارای تهرنگ‌های سبز، زرد و صورتی می‌باشند و در مقاطع عرضی دارای دو سری رخ مشخص هستند برجستگی بالایی نشان می‌دهند و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه است، بر این اساس از نوع اوژیت می‌باشند. چند رنگ بودن بلورهای اوژیت نشان‌دهنده وجود مقادیر قابل توجهی تیتانیم در آنها است. تجمعات بلورهای پیروکسن سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ شده است. برخی از پیروکسن‌ها به هورنبلند تبدیل گشته‌اند (اورالیتی شدن) (شکل ۳-۲۱). چون در طی فرایند تفریق ماگمایی و جدا شدن بلورهای بی‌آب، بتدریج آب موجود در ماگما افزایش می‌یابد و شرایط برای تشکیل کانی‌های آبدار فراهم می‌گردد. در برخی از نمونه‌ها نیز هورنبلندها کانی‌های پیروکسن را در برگرفته است و نشان دهنده این است که پیروکسن‌ها زودتر تبلور یافته‌اند (شکل ۳-۲۲ و شکل ۳-۲۳). گاهی نیز پیروکسن در این سنگ‌ها به اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است.

۳-۲-۲-۲-۳-کانی‌های فرعی

بیوتیت

به دلیل فراوانی کم جزء کانی فرعی تشکیل دهنده این گروه از سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد و به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود. این کانی اغلب به همراه مگنتیت یافت می‌شود (شکل ۳-۲۴) و یا دارای ادخال‌هایی از مگنتیت است. برخی از بیوتیت‌ها دارای حاشیه خورده شده هستند.

کوارتز

کوارتز غالباً به صورت دانه‌ریز و بی‌شکل در زمینه سنگ و در بین کانی‌های دیگر سنگ یافت می‌شود. این کانی در اثر گردش فاز سیال غنی از سیلیس، در مراحل آخر تشکیل شده و فضای بین کانی‌ها را پر کرده است (شکل ۳-۲۵).

زیرکن

زیرکن به صورت بلورهای ریز شکل‌دار (ادخال) در پلاژیوکلاز و هورنبلند یافت می‌شود. برجستگی قوی و بیرفرنژانس بالا از ویژگی‌های شاخص در این کانی می‌باشد (شکل ۳-۲۶). این کانی به علت دارا بودن مواد رادیواکتیو تقریباً دارای هاله پلئوکروئیک است.

اسفن

اسفن به صورت کانی فرعی، کم و بیش در آندزیت‌های منطقه به چشم می‌خورد. اسفن هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه، تقریباً در تمامی نمونه‌های سنگی قابل مشاهده است و معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. اسفن‌های اولیه غالباً شکل‌دار و با اشکال هندسی مشخصی مانند لوزی، مثلثی و غیره در مقاطع میکروسکوپی قابل شناسایی هستند. اسفن به صورت ادخال در هورنبلند نیز یافت می‌شود. در این سنگ‌ها اسفن‌های ثانویه در اطراف بلورهای کانی‌های فرومنیزین و همچنین مگنتیت و تیتانومگنتیت دگرسان شده تشکیل گردیده‌اند. Ti خارج شده در طی دگرسانی کانی‌های مافیک مانند اوژیت، هورنبلند و بیوتیت، همراه با Ca و Si آزاد شده در خلال فرآیند دگرسانی، منجر به تشکیل اسفن در اطراف کانی‌های اپک منجر شده است.

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک اکثراً شامل اکسیدهای آهن بوده و به صورت ادخال درون کانی‌های اصلی دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۳). در محل‌هایی که هورنبلند، اوژیت و بیوتیت‌ها دچار دگرسانی شده‌اند نیز مقداری اکسید آهن آزاد شده که در امتداد رخ‌ها و درون شکستگی‌ها تمرکز یافته‌اند.

آپاتیت

این کانی به صورت بلورهای سوزنی و بسیار ریز در درون پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۷). حضور بلورهای سوزنی، طویل و کشیده آپاتیت نشان دهنده سرعت بالای سرد شدن

ماگما (بست^۱، ۲۰۰۳)، و بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 می‌باشد.

۳-۲-۳-۳ - کانی‌های ثانویه

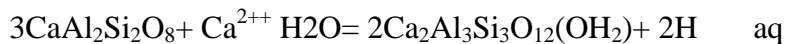
سریسیت و کانی‌های رسی

سریسیت کانی ثانویه‌ای است که در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها و فلدسپات‌آلکالن ایجاد می‌شود. بلورهای ریز سریسیت عموماً در سطح پلاژیوکلاز دیده می‌شود. رشد سریسیت نیازمند آب و K^+ است. در واقع سریسیت‌زاسیون زمانی پیشرفت می‌کند که محلول سرشار از آب وجود داشته باشد. یون پتاسیم مورد نیاز، توسط بلورهای ریزی که در زمینه سنگ وجود دارد تأمین می‌شود. واقعیت امر این است که با توجه به ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بایستی این یون در غالب یک کانی (اغلب سانیدین) سهم قابل توجهی از سنگ را به خود اختصاص دهد ولی به علت دانه‌ریز بودن و عدم مشاهده ویژگی‌های پتروگرافی بارز و قاطع، صحبت کردن در مورد این کانی باید با احتیاط صورت گیرد (هر چند بر این مسأله آگاهییم که حضور سانیدین در سنگ‌هایی با این طیف ترکیبی قطعی است).

یکی دیگر از منابع مهم تأمین یون پتاسیم، فرایند کلریتی شدن است، در نتیجه این عمل یون پتاسیم با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و یون کلسیم آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت پلاژیوکلاز به راحتی سریسیتی می‌شوند (آسیابانها، ۱۳۷۴). سریسیتی شدن و سوسوریتی شدن بیشتر در مرکز پلاژیوکلازها که آنورتیتی است صورت می‌گیرد و بیانگر منطقه بندی عادی در آنهاست. کانی‌های رسی نیز حاصل تجزیه فلدسپات‌های آلکالن بوده و به صورت پوششی کدر و غبار مانند سطح آنها را می‌پوشاند.

کلریت، کلسیت، اپیدوت و زئولیت

کلریت یکی از کانی‌های ثانویه موجود در آندزیت‌ها است که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مثل هورنبلند و بیوتیت به وجود آمده است، در نور پلاریزه متقاطع دارای رنگ آبی-سبز لجنی است و عموماً بی‌شکل دیده می‌شود. گهگاه کلریت با بافت شعاعی دیده می‌شود (شکل ۳-۲۸). حضور کلریت نشانگر وجود فاز سیال در طی دگرسانی است. کلسیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ مشاهده می‌شود. کلسیت هم از دگرسانی هورنبلند و هم از دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز حاصل شده است. برخی از بلورهای کلسیت در مراحل پایانی تشکیل شده‌اند و فضای بین کانی‌ها را پر کرده‌اند. اپیدوت نیز حاصل دگرسانی اوژیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشد. حضور اپیدوت نشانگر وجود آب در طی دگرسانی است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی گرمایی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت و سریسیت تبدیل می‌گردد (گوپتا، ۲۰۰۷).

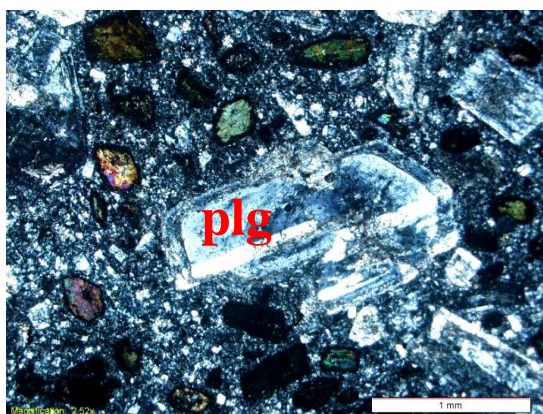


دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم همراه با سایر عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت از آن‌ها، به تولید اپیدوت منجر گردیده است.

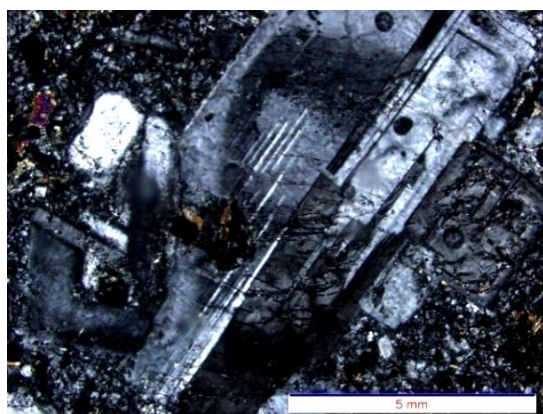
در برخی نمونه‌ها زئولیت به صورت پرکننده حفرات، درزه‌ها و شکستگی‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۲۹). زئولیت‌ها غالباً بافت اسفرولیتی نشان می‌دهند.



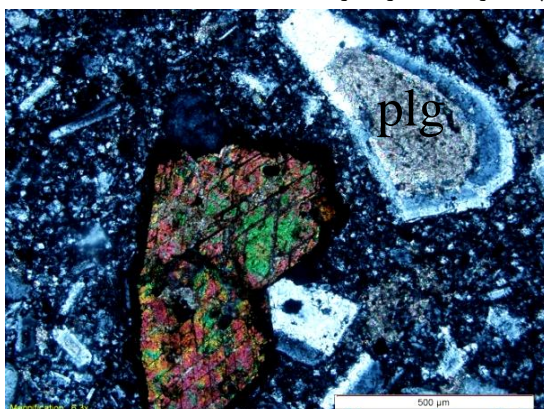
شکل ۳-۱۲- تصویری از یک نمونه آندزیت در مقیاس نمونه‌دستی. شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت پورفیری در آندزیت‌ها (توجه نمائید که در سایر تصاویر نشان داده شده نیز بافت پورفیری مشاهده می‌شود).



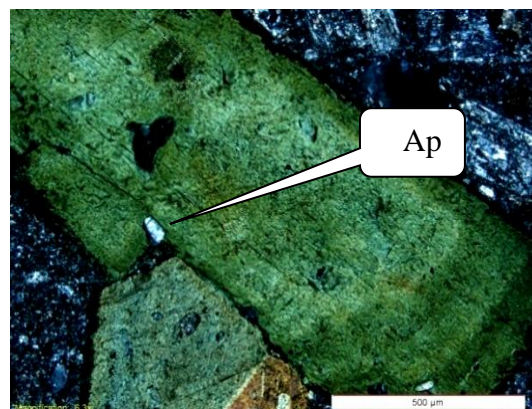
شکل ۳-۱۵- تصویری از حضور پلاژیوکلاز با رشد چند مرحله‌ای در آندزیت‌ها.



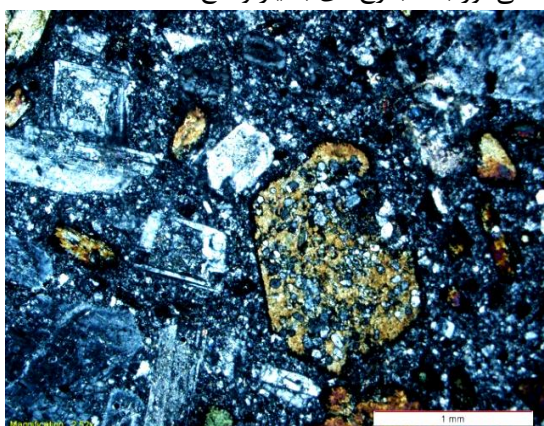
شکل ۳-۱۴- تصویری از پلاژیوکلاز با ماکل زیبا.



شکل ۳-۱۷- تصویری از پلاژیوکلاز اولیه به همراه اکسی‌هورنبلند با رخ‌های بسیار واضح.



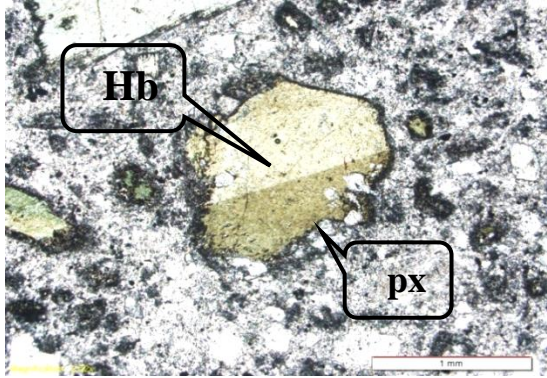
شکل ۳-۱۶- تصویری از آپاتیت موجود در هورنبلند.



شکل ۳-۱۹- تصویری از کانی هورنبلند با حاشیه اوپاسیتی (به خوردگی خلیجی موجود در حاشیه این بلور نیز توجه شود).



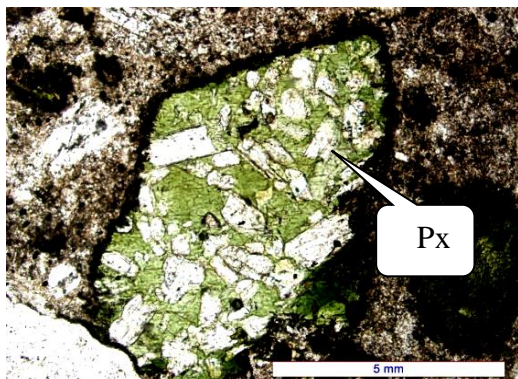
شکل ۳-۱۸- تصویری از منطقه‌بندی در آمفیبول.



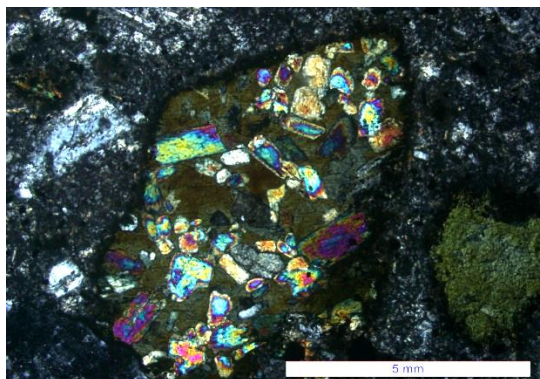
شکل ۳-۲۱- تصویری از حضور پیروکسن و هورنبلند در آندزیت‌ها.



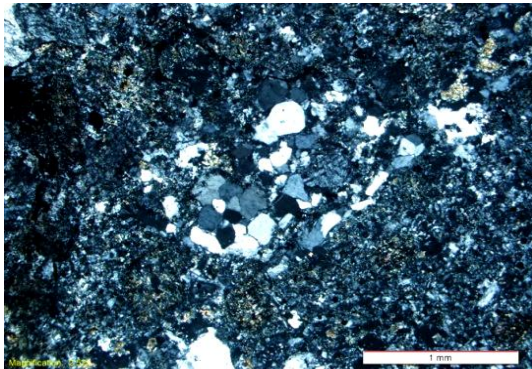
شکل ۳-۲۰- تصویری از کانی هورنبلند با حاشیه اپاسیتی (به خوردگی خلیجی موجود در کانی نیز توجه شود).



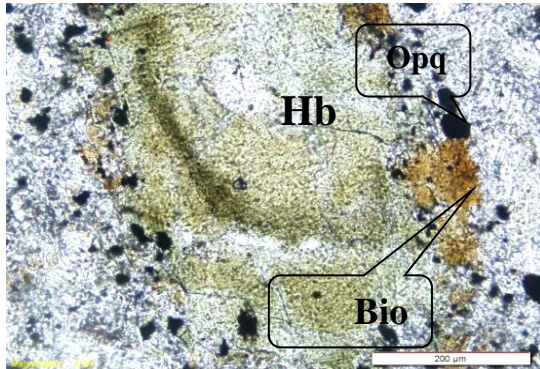
شکل ۳-۲۳- تصویری از حضور بلورهای پیروکسن که توسط هورنبلند دربر گرفته شده‌اند (PPL).



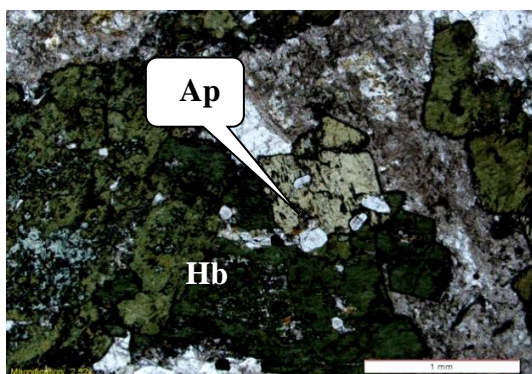
شکل ۳-۲۲- تصویری از حضور بلورهای پیروکسن که توسط هورنبلند در بر گرفته شده‌اند (XPL).



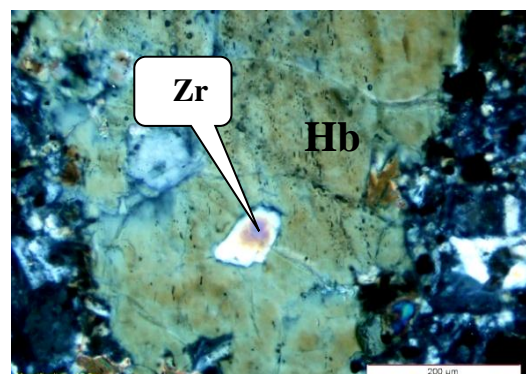
شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی از وجود کوارتز، نشانگر پرکننده فضای خالی موجود در سنگ.



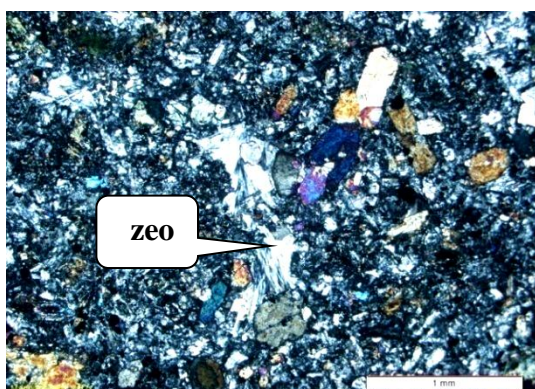
شکل ۳-۲۴- تصویری از تبدیل هورنبلند به بیوتیت و کانی اپک.



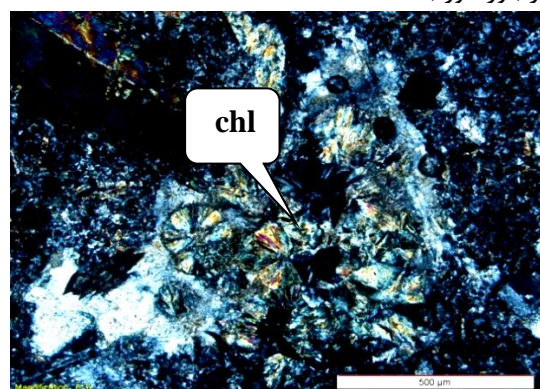
شکل ۳-۲۷- تصویری از ادخال آپاتیت در هورنبلند.



شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی معرف وجود زیرکن در بلور هورنبلند.



شکل ۳-۲۹- تصویر میکروسکوپی از وجود کانی زئولیت بعنوان پر کننده فضای خالی.



شکل ۳-۲۸- تصویر کلریت‌های حاصل از دگرسانی در سنگ‌های آندزیتی که دارای بافت شعاعی (اسفرولیتی) نیز هستند.

۳-۳- سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی یا آتشفشانی - رسوبی

گدازه بازالتی، مارن، سیلتستون، آهک میکرایتی، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، ولکانی کلاستیک، توف و لیتیک توف به عنوان سنگ میزبان توده‌های آذرین مورد مطالعه رخنمون دارند که مورد هدف این پژوهش نبوده و از بحث مفصل آنها صرف نظر می‌کنیم.

۳-۳-۱- بازالت

سنگ‌های مورد نظر در نمونه‌دستی دارای رنگ تیره هستند (شکل ۳-۳۰ و شکل ۳-۳۱). این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، میکرولیتی- پورفیری، گلومروپورفیری و بادامکی و جریان‌ی می‌باشند (شکل ۳-۳۲ تا ۳-۳۵). لازم به ذکر است که در بازالت‌های منطقه مقداری کانی‌سازی از نوع

مالاکیت نیز مشاهده شده است.

۳-۱-۱-۱- کانی های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی فراوانترین کانی اصلی بازالتهاست که به صورت فنوکریست و میکروولیت، در مقاطع میکروسکوپی دیده می شود. دارای ماکل تکراری، منطقه بندی، بافت غربالی و دگرسانی می باشد. فنوکریست های پلاژیوکلاز در حاشیه دچار انحلال و خوردگی شده اند احتمالاً عمل انحلال و خوردگی به علت کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین صورت گرفته است. در واقع کاهش فشار باعث می شود بلوری که در اعماق در دمای معینی متبلور شده است، در عمق کمتر تحلیل رود و گرم شدن پلاژیوکلازها در دمای بالاتر از دمای لیکیدوس باعث حل شدن و گرد شدن فنوکریست ها می شود. بلورهای پلاژیوکلاز متحمل دگرسانی شده اند طوری که بیشترین دگرسانی در قسمت مرکزی پلاژیوکلاز است و به کانی های ثانویه چون اپیدوت، کلریت و سریسیت تجزیه شده است. پلاژیوکلازها عمدتاً پدیده سریسیتی شدن را تحمل کرده اند و اثر آن به صورت لکه و یا دانه های ریزی در سطح و یا حواشی کانی ها دیده می شود.

پیروکسن

پیروکسن در این سنگها از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً اوزیت می باشد که هم به صورت فنوکریست های خودشکل تا نیمه خودشکل و هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ وجود دارد. منطقه بندی، چنדרنگی و خاموشی مایل در این فنوکریست ها دیده می شود. از مشخصه های عمده این پیروکسن ها، اجتماعات گلومروپورفیری است (شکل ۳-۳۶ و شکل ۳-۳۹).

۳-۱-۲-۱- کانی های فرعی

از جمله کانی های فرعی موجود در سنگ می توان به مگنتیت و آپاتیت اشاره کرد که در داخل فنوکریست های پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت ادخال وجود دارند، که حاکی از تبلور زودرس آنها

نسبت به کلینوپیروکسن است. بنا به عقیده‌ی شلی (۱۹۹۳)، این امر نشان‌دهنده‌ی در دسترس بودن ذرات و یا جذب راحت‌تر ادخال‌ها به سطح بلور میزبان در آن زمان خاص است.

مگنتیت

مگنتیت به صورت کانی فرعی در بازالت‌ها یافت می‌شود. این کانی غالباً به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در زمینه سنگ دیده می‌شود (شکل ۳-۳۷).

آپاتیت

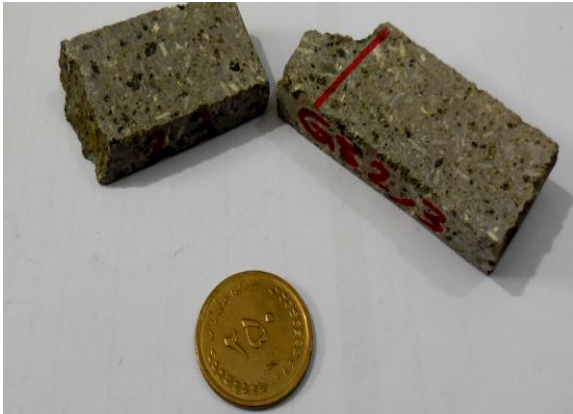
بلورهای سوزنی شکل و طویل آپاتیت به مقدار قابل توجه در این سنگ‌ها مشاهده شده که به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۳۳).

کلسیت

کلسیت به عنوان یک کانی ثانویه از تجزیه کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن (اوژیت) تشکیل می‌شود. این کانی غالباً بی‌شکل است و در بین سایر کانی‌های یافت می‌شود. در ضمن بخشی از کلسیت‌ها پرکننده حفرات و شکستگی‌ها می‌باشند (شکل ۳-۳۴). کلسیت گهگاه بصورت رگه‌ای و رگچه‌ای نیز در این سنگ‌ها یافت می‌شود.

کلریت

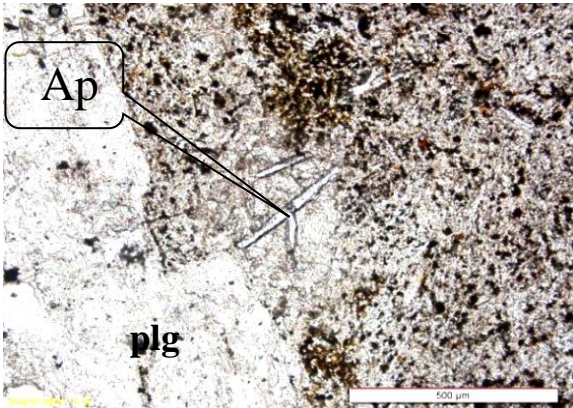
در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین بوجود می‌آید و معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج Na, Ca از اوژیت می‌شود. این کانی همراه با اپیدوت باعث بخشیدن رنگ سبز به سنگ می‌شود (شکل ۳-۳۸).



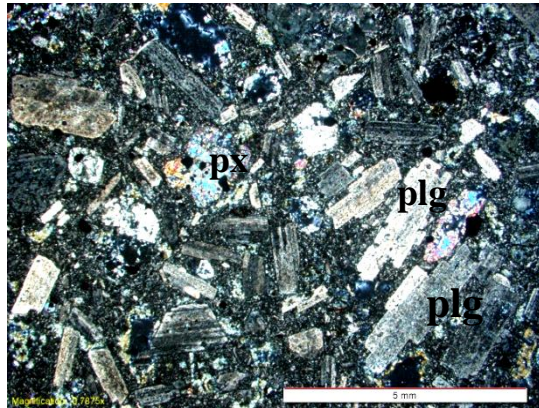
شکل ۳-۳۱- تصویر از بازالت‌های پورفیری با بافت بادامکی در نمونه‌دستی.



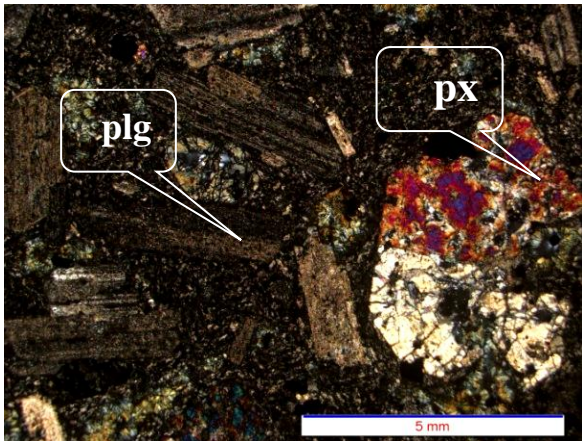
شکل ۳-۳۰- تصویر از بازالت‌های پورفیری با بافت بادامکی در نمونه‌دستی.



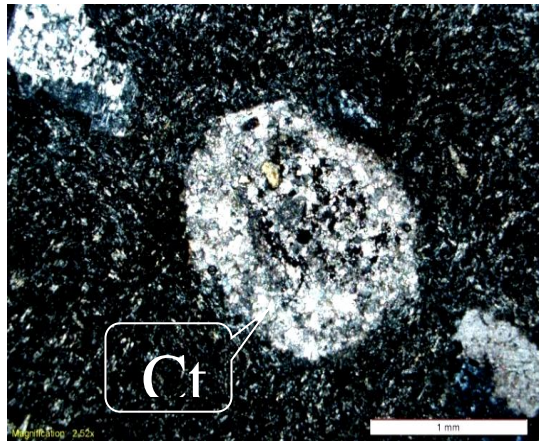
شکل ۳-۳۳- تصویر از حضور آپاتیت.



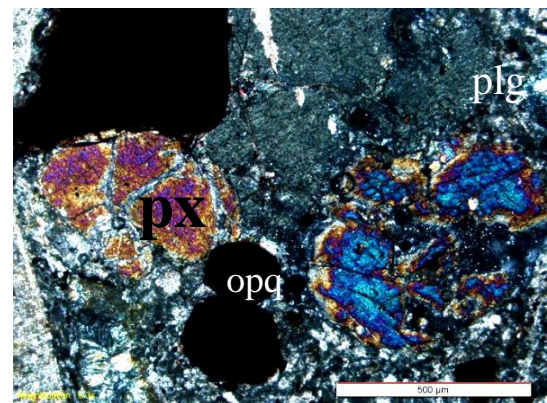
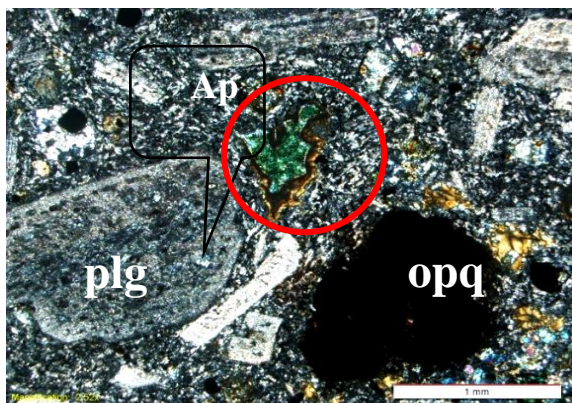
شکل ۳-۳۲- تصویر از حضور فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی.



شکل ۳-۳۵- تصویر از بافت پورفیری (به جهت یافتگی بلورهای پلاژیوکلاز توجه شود).

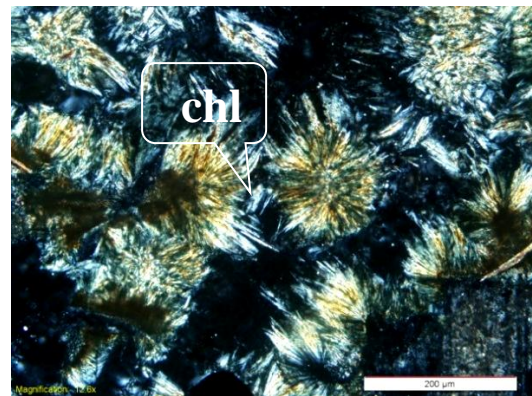
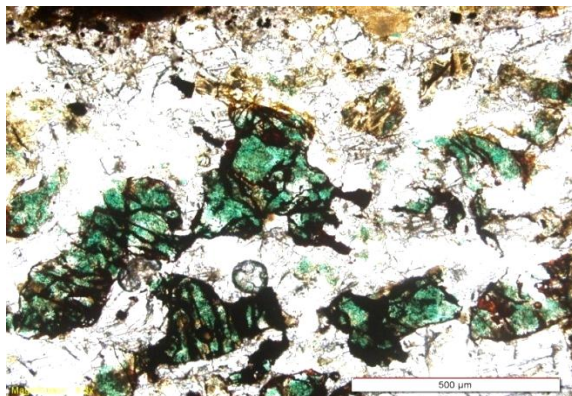


شکل ۳-۳۴- تصویر از پرشدگی یک حفره با کلسیت.



شکل ۳-۳۷- تصویری از مالاکیت به همراه مگنتیت. (به لبه کاملاً گرد شده و بافت غربالی در پلاژیوکلاز نیز توجه شود)

شکل ۳-۳۶- تصویری از تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت



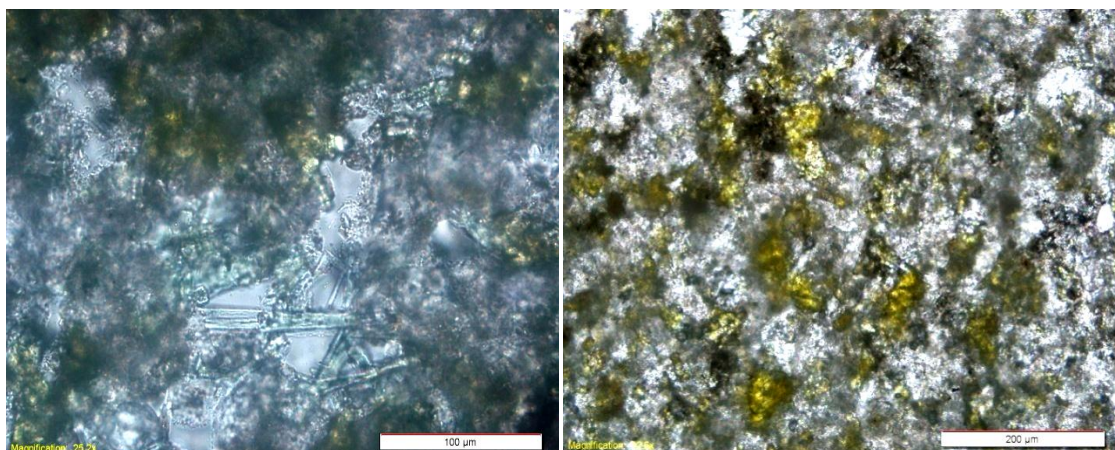
شکل ۳-۳۹- تصویری از حضور مالاکیت همراه با دانه‌های اوژیت.

شکل ۳-۳۸- تصویر میکروسکوپی معرف حضور کلریت‌های دارای بافت اسفرولیتی.

۳-۳-۲- مارن دگرگون شده (کالک سیلیکات)

این نمونه در بررسی میکروسکوپی به علت دگرگونی مجاورتی صورت گرفته در محل کنتاکت اندازه دانه‌های موجود در آن درشت‌تر شده و همچنین به رنگ سبز دیده می‌شود. رنگ سبز به بعلت حضور اپیدوت، کلریت و اکتینولیت می‌باشد (شکل ۳-۴۰ و شکل ۳-۴۱). کلسیت کانی دیگری است که در سنگ وجود دارد و نسبتاً دانه درشت است و این نشان‌دهنده رشد برجای آنهاست؛ از طرفی مقداری کلسیت اولیه به صورت میکرایت در زمینه سنگ وجود دارد. بلورهای بسیار ریز اکتینولیت بصورت رشته‌ای و به رنگ سبز در سنگ حضور دارد که کلسیم فراوانی دارد و در دمای بالاتر (با نزدیک‌تر شدن به توده یا زون کنتاکت) می‌تواند به ترمولیت تبدیل شود.

مقداری کوارتز و اسفن و اکسید آهن نیز در سنگ وجود دارد. در بررسی‌های میکروسکوپی از نمونه‌های مارنی تهیه شده از منطقه، با نزدیک‌تر شدن به توده نفوذی مقدار اپیدوت و اکتینولیت در سنگ بیشتر می‌شود از طرفی زمینه سنگ نیز دانه درشت‌تر می‌شود. فراوانی اپیدوت نشان می‌دهد در محیط باید دمایی حدود ۳۰۰ درجه مهیا باشد تا اپیدوت‌زایی صورت گیرد و این موضوع تأیید کننده وقوع دگرگونی مجاورتی در محل کنتاکت می‌باشد.



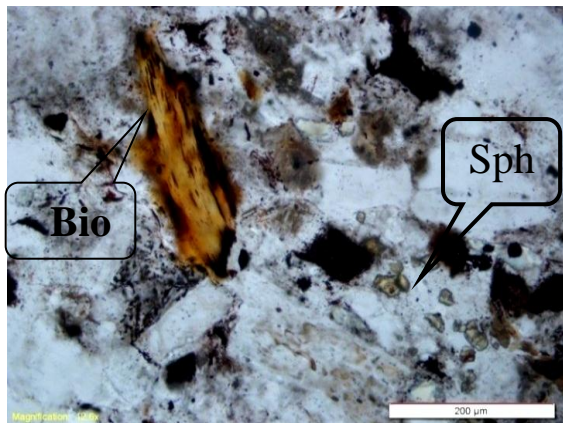
شکل ۳-۴۰- تصویری از اپیدوت‌زایی موجود در شکل ۳-۴۱- تصویری از بلورهای سوزنی و کشیده مارن‌های دگرگون شده در نور ppl. آپاتیت در مارن‌های دگرگون شده.

سیلستون

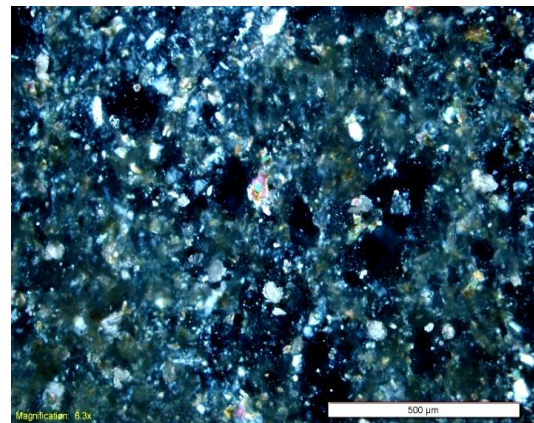
سیلستون‌ها، سنگ‌های آواری ریزدانه بوده که از ماسه‌سنگ ریزتر و از رس‌سنگ (گل‌سنگ) درشت‌ترند و به همین دلیل گرایش بالایی به داشتن ترک‌های گلی (رسی) دارند. بیش از ۲/۳ ذرات تشکیل‌دهنده اولیه آنها در حد سیلت هستند. سیلستون‌ها علاوه بر سیلیس دارای میکا بوده و ممکن است دارای کلریت فراوان و سایر کانی‌های میکایی نیز باشند (شکل ۳-۴۲).

سیلستون حاوی دانه‌های فراوان کوارتز و تیغه‌های باریک میکایی است. میکاها شامل موسکویت بی‌رنگ و بیوتیت‌های زرد یا قهوه‌ای هستند (شکل ۳-۴۳). آپاتیت از دیگر کانی‌های موجود در سنگ است که بصورت ادخال در دیگر کانی‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۴۴). کانی زیرکن از دیگر کانی‌های رؤیت شده در این سنگ می‌باشد (شکل ۳-۴۵). سیمان سنگ کلسیتی است و فواصل بین

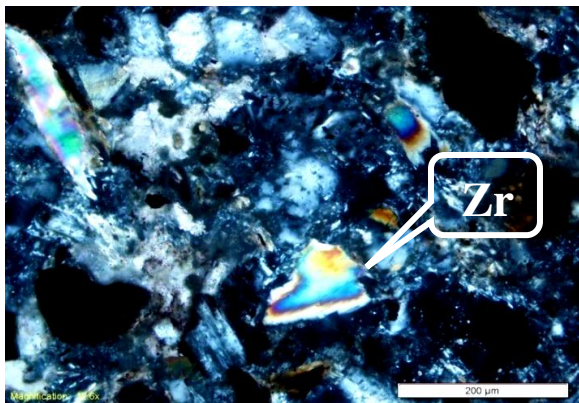
دانه‌ها را پر کرده است. کلسیت در نور پلاریزه بدون آنالیزور با برجستگی بالا مشخص است و در نور پلاریزه با آنالیزور رنگ‌های تداخلی سری‌های بالا را نشان می‌دهد.



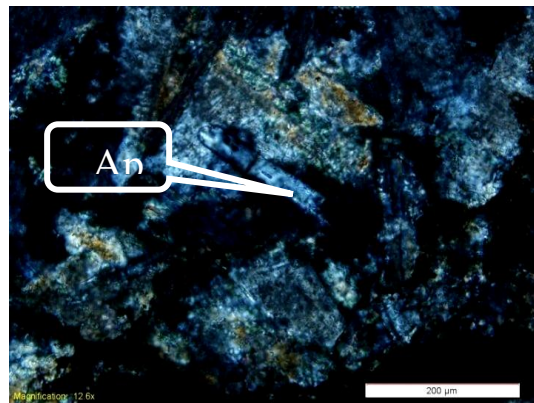
شکل ۳-۴۳- تصویری از حضور بیوتیت و اسفن در سیلتستون.



شکل ۳-۴۲- تصویری از تشکیل اپیدوت و کلریت در اثر دگرگونی مجاورتی موضعی در سیلتستون.



شکل ۳-۴۵- تصویری از حضور زیرکن در سیلتستون.



شکل ۳-۴۴- تصویری از حضور آپاتیت موجود در سیلتستون.

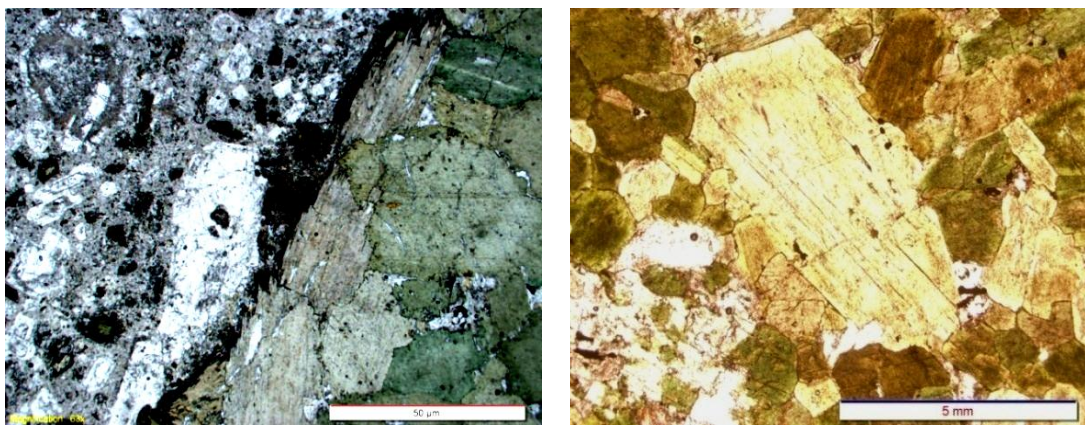
۳-۴- آنکلاوهای موجود در سنگ

از آنجائیکه در برخی از این آنکلاوها تجمعات بلوری درشت دانه دیده می‌شود می‌توان چنین نتیجه گرفت که مذاب اولیه سازنده سنگ‌های مورد نظر ابتدا در اتاق ماگمایی خود تبلور یافته و بخشی از کانی‌های مافیک آنها بطور ثقلی از آنها جدا شده‌اند و به صورت انباشته‌های غنی از هورنبلند و پیروکسن (اوژیت) ظاهر شده‌اند. گاهی اوقات نیز ماگمای در حال تبلور به اندازه کافی زمان داشته تا بلورهای نسبتاً درشتی تشکیل دهد و از سوی دیگر مواد مورد نیاز و مواد فرار از جمله آب در دسترس آنها بوده تا کانی‌های آبدار درشت تشکیل شود. از جمله آنکلاوهای یافت شده در سنگ‌های مورد

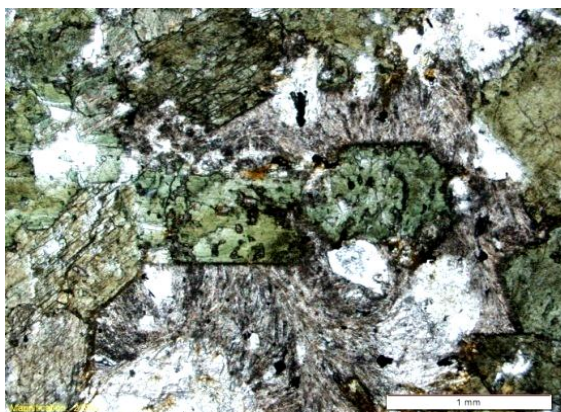
مطالعه می‌توان به انواع گنیسی، شیستی، مارنی، سیلتستونی، آمفیبولیتی، هورنبلدیتی، گابرودیوریتی، تونالیتی، هورنبلدیتی و پیروکسنیتی اشاره کرد.

۳-۴-۱- آنکلاو هورنبلدیتی

این آنکلاو به هنگام صعود ماگما در اثر نیروی ثقل سقوط کرده و لکه‌های مافیک حاصل تجمع هورنبلندها را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۴۶). بافت اصلی این آنکلاوها میکروگرانولار است. هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز دو سازنده اصلی این آنکلاوها می‌باشند که دارای نسبت‌های متفاوتی می‌باشند. اکثر هورنبلندها دارای بافت غربالی هستند. برخی از هورنبلندها به بیوتیت تبدیل گشته‌اند. از دیگر کانی‌های موجود در آنکلاو می‌توان به آپاتیت اشاره کرد که به صورت ادخال در کانی‌هایی چون هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می‌شود. زئولیت نیز به صورت ثانویه در سنگ حضور دارد و در واقع پر کننده فضاهای خالی موجود در سنگ است (شکل ۳-۴۷). این پدیده در مناطقی دیده می‌شود که سنگ‌های آن تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی به شدت خرد شده‌اند و سپس سیالات گرمابی به درون شکستگی‌ها راه یافته و به تبلور زئولیت در آنها منجر شده است.



شکل ۳-۴۶- تصویری از آنکلاو هورنبلدیتی.



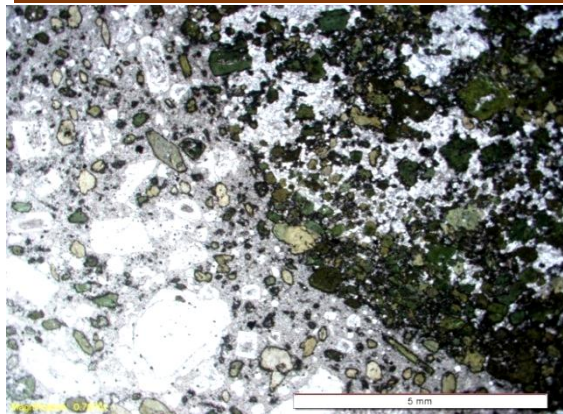
شکل ۳-۴۷- تصویری از آنکلاو هورنبلدیتی که فضاهای خالی آن با زئولیت پر شده است.

۳-۴-۲- آنکلاو گابرودیوریتی

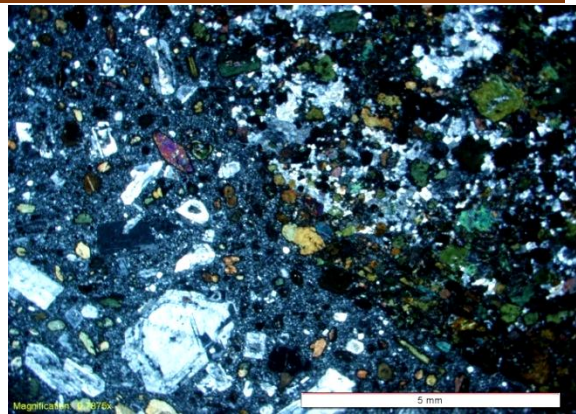
آنکلاو گابرودیوریتی دارای بافت میکروگرانولار است. پیروکسن‌های موجود در آنکلاو از نوع اوژیت هستند و عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت، بافت‌افیتی یا ساب‌افیتی نیز در آن مشاهده می‌شود.

هورنبلند سبز یکی دیگر از کانی‌های مافیک تشکیل‌دهنده این آنکلاو می‌باشد که عمدتاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ادخال‌هایی از آپاتیت و مگنتیت را در برمی‌گیرد. حضور هورنبلند سبز در سنگ‌های گابرودیوریتی بیانگر تبلور تفریقی و افزایش مقدار آب در ماگمای باقیمانده می‌باشد (شکل ۳-۴۸ تا شکل ۳-۵۱).

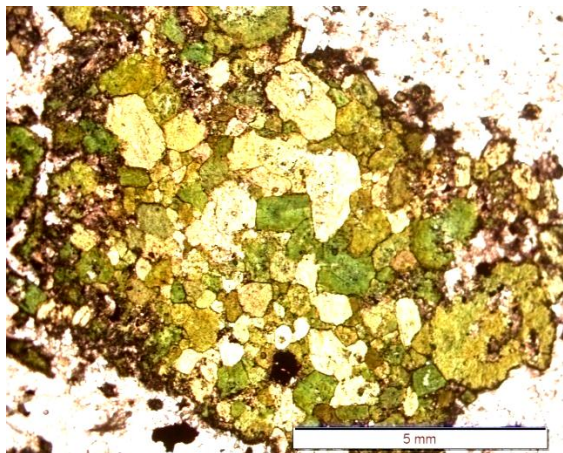
پلاژیوکلاز یکی دیگر از کانی‌های موجود در این آنکلاو است که ماکل پلی‌سنتیک زیبایی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۵۲ و شکل ۳-۵۳) و حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت می‌باشد. آپاتیت در پیروکسن و هورنبلند نیز یافت می‌شود. مقداری مگنتیت شکل‌دار نیز در این سنگ مشاهده می‌شود.



شکل ۳-۴۹- تصویری از مرز بین سنگ میزبان و آنکلاو (PPL). به انحناء مرز توجه نمایید.



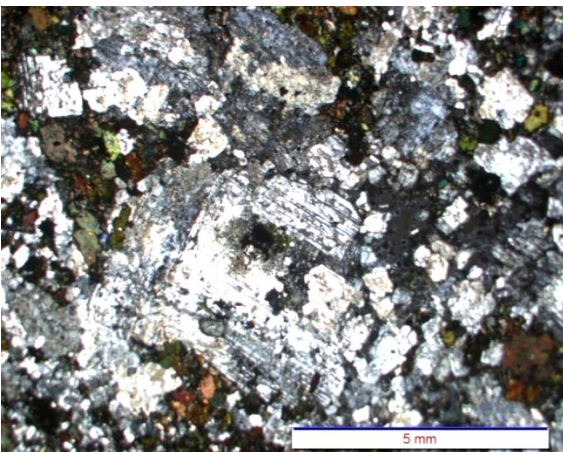
شکل ۳-۴۸- تصویری از مرز بین سنگ میزبان و آنکلاو (XPL).



شکل ۳-۵۱- تصویری از لخته‌های آمفیبول در نور PPL که از حاشیه در حال اکسید شدن هستند.



شکل ۳-۵۰- تصویری از لخته‌های آمفیبول در نور XPL که از حاشیه در حال اکسید شدن هستند.



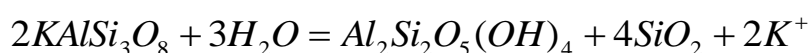
شکل ۳-۵۳- تصویر دیگری از حضور پلاژیوکلاز در آنکلاو گابرو دیوریتی.



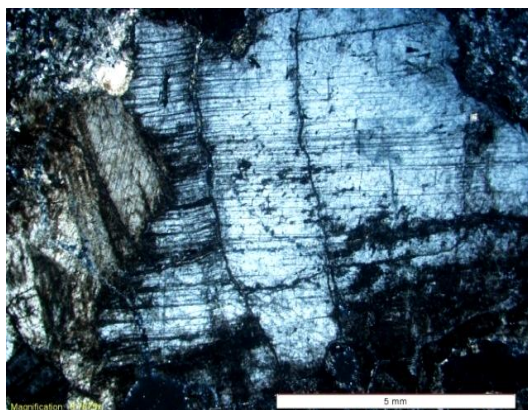
شکل ۳-۵۲- تصویری از حضور گسترده بلورهای پلاژیوکلاز در آنکلاو گابرو دیوریتی.

۳-۴-۳- آنکلاو کوارتز سینییتی

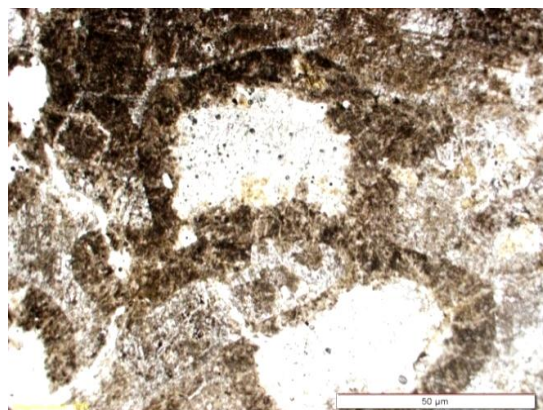
سینییت‌ها دارای مقادیر قابل توجهی ارتوکلاز پرتیتی هستند. ارتوکلازهای موجود در این سینییت‌ها در برخی موارد به شدت کائولینیتی شده‌اند و منظره غبارآلود به خود گرفته‌اند (شکل ۳-۵۴ و شکل ۳-۵۵). واکنش کائولینیتی شدن ارتوز به صورت زیر است:



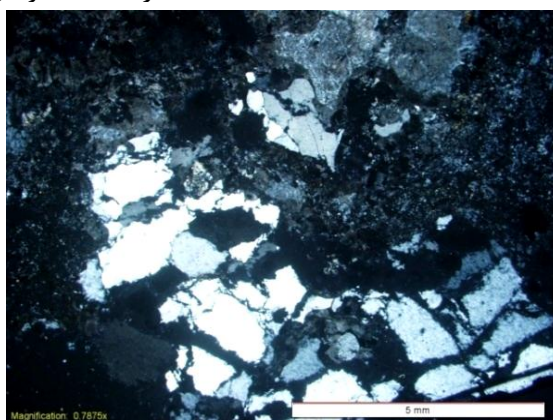
مقدار کمی کوارتز نیز در این آنکلاو مشاهده می‌شود (شکل ۳-۵۶).



شکل ۳-۵۵- تصویری از فلدسپاتهای موجود در سنگ که از حاشیه دگرسان شده‌اند. (XPL)



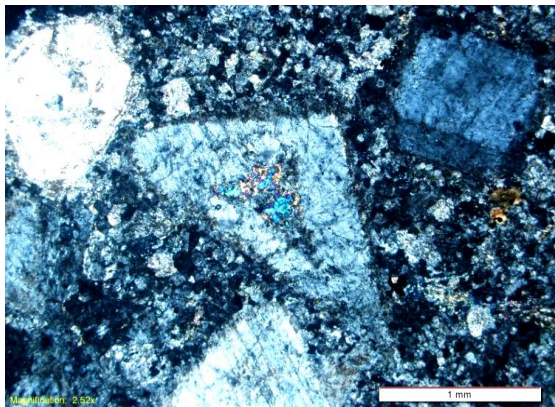
شکل ۳-۵۴- تصویری از بلورهای اورتوز که پلاژیوکلازها را در بر گرفته است. (PPL).



شکل ۳-۵۶- تصویری از حضور کوارتز در آنکلاو کوارتز سینییتی. (XPL).

۳-۴-۴- آنکلاو تونالیتی

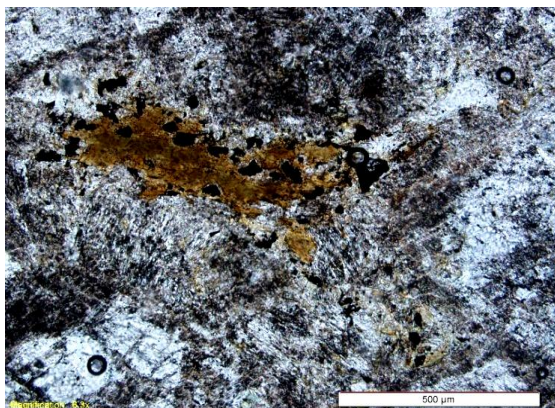
این آنکلاو در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم دیده می‌شود (شکل ۳-۵۷). پلاژیوکلاز فراوانی دارد، طوریکه در نمونه دستی هم قابل رؤیت می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ دارای منطقه‌بندی می‌باشند. برخی از پلاژیوکلازها دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۵۸ و شکل ۳-۵۹). بیوتیت نیز در این آنکلاو دیده می‌شود که تا حدودی به کلریت، اسفن و اکسیدهای آهن مبدل گشته است (شکل ۳-۶۱). هم‌رشدی‌های بین کوارتز با پلاژیوکلاز و بندرت فلدسپار پتاسیم، بافتی گرافیکی به نمایش گذاشته است (شکل ۳-۶۱).



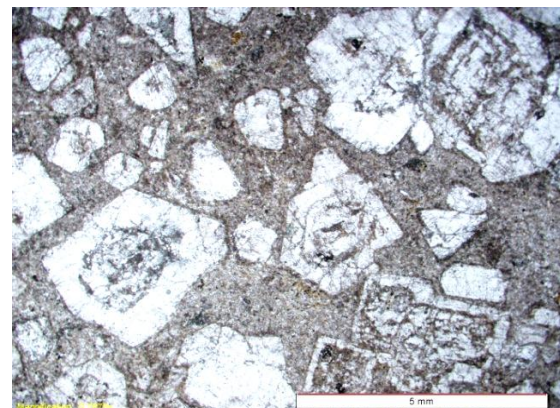
شکل ۳-۵۸- تصویری از منطقه بندی در پلاژیوکلازهای موجود در آنکلاو تونالیتی (XPL).



شکل ۳-۵۷ - تصویری از آنکلاو تونالیتی در رخنمون صحرایی.



شکل ۳-۶۰- تصویری از حضور بیوتیت در آنکلاو تونالیتی که تا حدودی به کلریت، اکسیدهای آهن و اسفن‌های ثانویه مبدل گشته است..



شکل ۳-۵۹- تصویری از منطقه بندی پلاژیوکلازها در آنکلاو تونالیتی در نور پلاریزه عادی.



شکل ۳-۶۱- تصویری از بافت گرافیکی در آنکلاو تونالیتی.

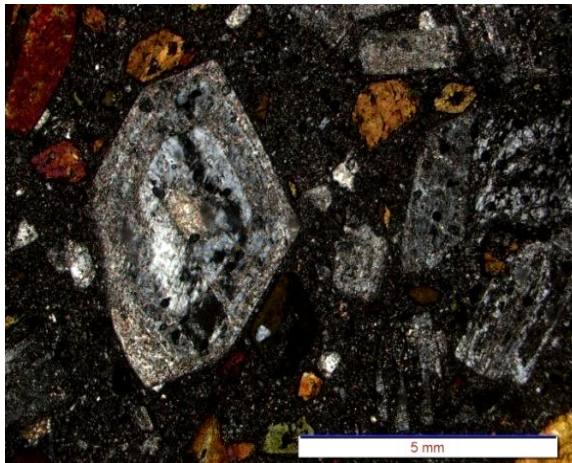
۳-۴-۵- آنکلاو پیروکسنیتی

سنگ میزبان در برگرنده این آنکلاو دارای ترکیب آندزیتی با بافت پورفیری است (شکل ۳-۶۲). این آنکلاو در گنبد بازمین مشاهده شده است. همانطور که مشاهده می‌کنیم سنگ میزبان از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند در زمینه‌ای از بلورهای ریز پلاژیوکلاز تشکیل شده است. اکثر هورنبلند و پلاژیوکلازهای موجود در سنگ دارای منطقه‌بندی هستند و بیانگر این می‌باشد که رشد آنها طی چند مرحله انجام شده است (شکل ۳-۶۳).

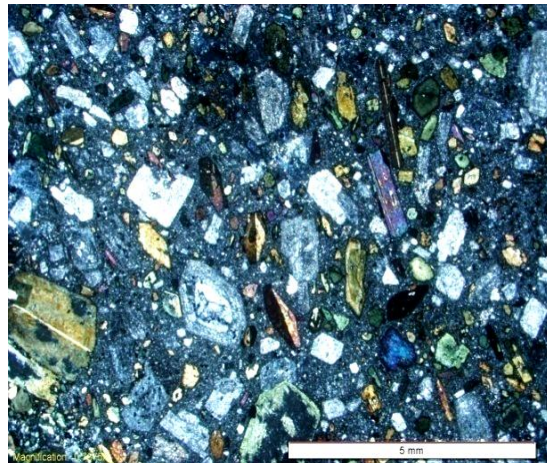
آنکلاو موجود در این سنگ در نمونه دستی به رنگ سبز دیده می‌شود. همانطور که در شکل مشاهده می‌شود، اوژیت سازنده اصلی این آنکلاو می‌باشد (شکل ۳-۶۴). فضای بین اوژیت‌های موجود در آنکلاو توسط پلاژیوکلاز و آمفیبول پر شده است. در حقیقت این دسته از آنکلاوها به هنگام صعود ماگما که فاز پیروکسن در حال تشکیل شدن بوده است، بر اثر نیروی ثقلی در ماگما صعود کرده‌اند.

گاهی بلورهای ریز خمیره در اطراف آنکلاوها تجمع یافته‌اند و حتی چرخیده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود (شکل ۳-۶۵ و شکل ۳-۶۶) در مرز مشترک مابین آنکلاو و سنگ در برگرنده، به صف شدن هورنبلندها را مشاهده می‌کنیم. در واقع بلورهای هورنبلند از آنکلاو به‌عنوان هسته‌ای برای رشد استفاده کرده‌اند. این امر حاکی از تجمع بلورها در ضمن صعود و یا جریان یافتن در محل‌هایی است

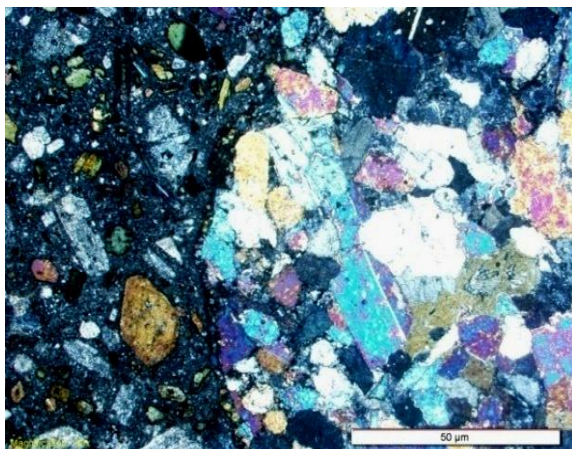
که تحرک در آنها کمتر بوده است. شاید نقاط یاد شده از قدرت جذب بالاتری برای نگهداری این ریز بلورها و کریستال‌ها به دور خود برخوردار بوده‌اند. وقتی قطعه‌ای آنکلاو به درون ماگما می‌افتد، به دلیل جذب گرمای ماگما، اطراف آن به سرعت سرد شده و میکروولیت‌ها در اطراف آن تشکیل می‌شوند (تنها، ۱۳۸۸).



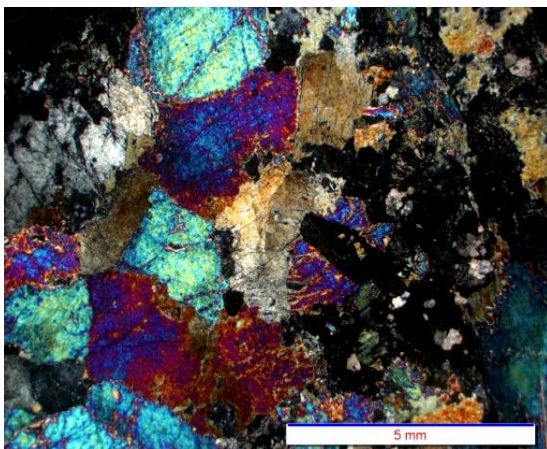
شکل ۳-۶۳- تصویری از منطقه‌بندی موجود در پلاژیوکلاز در سنگ میزبان.



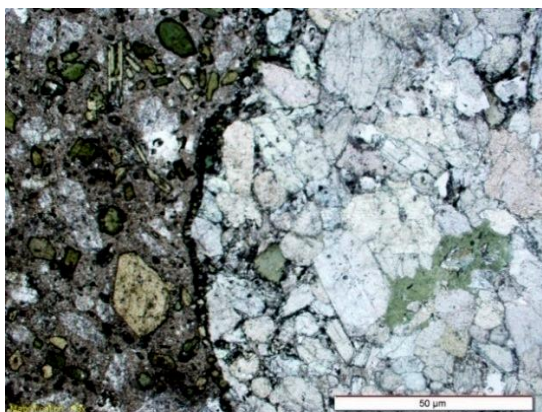
شکل ۳-۶۲- تصویری از سنگ در بر گیرنده آنکلاو.



شکل ۳-۶۵- تصویری از به صف شدن هورنبلند در مرز مابین آنکلاو و سنگ میزبان در نور (XPL).



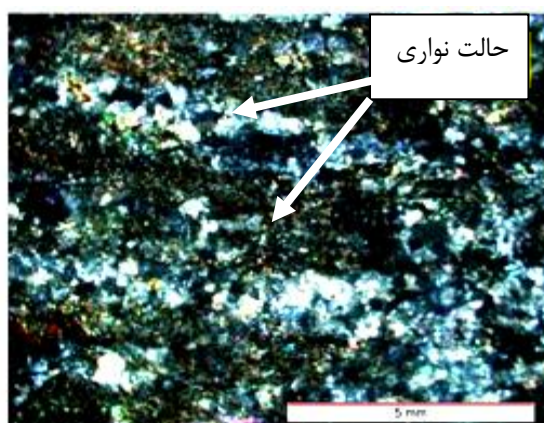
شکل ۳-۶۴- تصویری از پیروکسن‌های موجود در آنکلاو.



شکل ۳-۶۶- تصویری از به صف شدن هورنبلند در مرز مابین آنکلاو و سنگ میزبان در نور (pPL).

۳-۴-۶- آنکلاو گنایسی

در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی در این آنکلاوها برگوارگی بارزی مشاهده می‌شود. با توجه به ترکیب کانی‌شناسی این دسته از آنکلاوها و ناهماهنگی آن با سنگ‌های میزبان‌شان (نداشتن هورنبلند سبز و پیروکسن) این آنکلاوها نسبت به سنگ‌های میزبان خود دارای ماهیت بیگانه هستند و می‌توان آنها را زینولیت یا بیگانه سنگ نامید. در این آنکلاوها حالت نواری تیره و روشن که در حقیقت حاصل تفکیک کانی‌های تیره (نظیر بیوتیت) و کانی‌های روشن (نظیر کوارتز)، که مشخصه بارز گنیس است، دیده می‌شود (شکل ۳-۶۹).



شکل ۳-۶۹- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گنایسی.

همانطور که مشاهده کردیم اکثر فنوکریست‌ها اعم از پلاژیوکلاز، هورنبلند و... دارای بافت غربالی هستند، لذا لازم می‌دانیم که توضیحی مختصر در مورد بافت غربالی داشته باشیم (جمشیدی و

همکاران، ۱۳۸۹):

۳-۵- علت ایجاد بافت غربالی (غبارآلود)

از مشخصه‌ی عمده‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه می‌توان به وجود منطقه‌بندی در فنوکریست‌ها، تجمعات گلومروپورفیری، بافت غربالی و عدم تعادل در کانی‌ها اشاره کرد. در برخی موارد فنوکریست‌ها، خورده شده و دارای ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها می‌باشند. بافت غربالی^۱ حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است. تشکیل چنین بافتی دارای تفسیرهای پتروژنیکی متفاوتی می‌باشد. عوامل اصلی ایجاد بافت غربالی عبارتند از:

۳-۵-۱- تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور

ورود ماگمای تازه به داخل یک مخزن در حال تبلور یا هضم و آرایش ماگما با مواد خارجی، موجب تغییر ترکیب شیمیایی و دمای آن می‌شود که در مجموع بر پایداری ترمودینامیکی فنوکریست‌هایی که در شرایط قبل از این متبلور شده و پایدار بوده‌اند، اثر می‌گذارد. از طرفی، عدم تعادل ترکیبی را بدین صورت می‌توان تشریح کرد که در یک مخزن ماگمایی با منطقه بندی حرارتی قائم که لایه‌های سردتر در نقاط فوقانی مخزن قرار دارند و در آنجا پلاژیوکلازهای سدیک‌تر متبلور می‌شوند، این بلورهای تازه تشکیل شده به علت نیروهای کنوکسیون ناشی از اختلاف حرارتی، به کف مخزن فرو رفته و مسلماً در آنجا با محیطی گرمتر که با آن در حال تعادل نیستند، مواجه می‌شوند و این عدم تعادل می‌تواند منجر به خوردگی شیمیایی بلورها گردد.

آرایش ماگما توسط مواد خارجی نیز می‌تواند باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلاز شود (آسیابانها ۱۳۸۰).

1-Sieve texture

۳-۵-۲- کاهش فشار

استوارت و پیرس (۲۰۰۴)، معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه کاهش فشار، باعث پیدایش بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شود.

با کاهش فشار، تمام فازها در امتداد رخها و شکستگی‌ها تحت تأثیر انحلال قرار می‌گیرند (تحلیل رفتگی و انحلال در عمق کمتر صورت می‌گیرد). محصولات ناشی از انحلال پلاژیوکلاز، درون بلور به صورت سریع شروع به تبلور می‌کنند و باعث ظهور بافت غربالی می‌شوند. نلسون و مونتانا (۱۹۹۲) نیز این نظر را تأیید می‌کنند.

طبق نظر آن‌ها فرآیند تشکیل بافت‌های غربالی در پلاژیوکلازها ممکن است بر اثر افت سریع فشار خشک (همراه یا بدون کاهش اندک دما) بوجود آمده باشد.

۳-۵-۳- افزایش دما

این عامل نیز به علت ورود ماگمای گرمتر به درون مخزن ماگمایی می‌باشد که طبعاً تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما را در پی دارد (نیکسون و پیرس، ۱۹۸۷).

در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، مهمترین مکانیسم تشکیل دهنده بافت غربالی، با توجه به وجود بلورهای خودشکل پلاژیوکلاز در خمیره سنگ، افت فشار می‌باشد؛ اما عامل تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور را نیز نمی‌توان نادیده گرفت.

با توجه به مطالبی که در این فصل عنوان شد می‌توان نتیجه گرفت گنبد‌های آتشفشانی که به شکل تپه‌های مدور با شیب زیاد رخنمون دارند حاصل صعود ماگما با ترکیب آندزیتی تا تراکی آندزیتی بازالتی هستند. چنین ماگماهایی به دلیل گرانبوی زیاد و تا قبل از سرد شدن به سختی می‌توانند مسافت زیادی را از محل دهانه طی نمایند، به این ترتیب گنبد‌های آتشفشانی را به وجود می‌آورند

فصل چہارم: ژنوسی

۴-۱- مقدمه

ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل‌دهنده آن سرو کار دارد. در حقیقت ژئوشیمی به مطالعه توزیع و مهاجرت عناصر در ابعاد زمانی و مکانی می‌پردازد. با استفاده از داده‌های ژئوشیمی که عبارتند از عناصر اصلی، عناصر فرعی، ایزوتوپهای پرتوزاد و ایزوتوپهای پایدار، می‌توان اطلاعاتی درباره‌ی فرآیندهای زمین‌شناختی به دست آورد.

در این مبحث سعی خواهد شد که به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مناطق مورد مطالعه پرداخته شود. زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه‌های شیمیایی و تحلیل داده‌ها امکان‌پذیر نیست (رولینسون، ۱۹۹۳).

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرائی 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 صحرائی و میکروسکوپی؛ به منظور تکمیل مطالعات و به دست آوردن اطلاعات بیشتر، تعداد ۱۱ نمونه سنگی با توجه به حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب شد و جهت انجام تجزیه شیمیایی و تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی، به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال و از روش ICP-AES برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Zr, Si, Ti, Al, Fe, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr, Ba, Nb, Sr, Y, Zn) و از روش ICP-MS (طیف‌سنج جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی) برای بقیه عناصر نادر استفاده گردید. ICP-MS روشی نسبتاً جدید است که از توسعه روش طیف‌سنجی نشر پلاسمای جفت شده القایی ایجاد شده است (دیت و جارویس^۱، ۱۹۸۹ در رولینسون، ۱۹۹۳). در حقیقت برای تجزیه گسترده وسیعی از عناصر جزئی در یک محلول و با یک مقدار اندکی نمونه، می‌توان از این روش استفاده کرد. از ویژگی‌های مهم این روش می‌توان به حد آشکارسازی بسیار پایین، صحت و دقت

1-Dait and jarous

بالای آن اشاره کرد (جنر^۱ و دیگران، ۱۹۹۰ در رولینسون^۲، ۱۹۹۳). سپس نتایج بدست آمده توسط نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی از جمله GCDkit مورد پردازش قرار گرفته‌اند. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها (بر حسب UTM)، به همراه نام سنگ‌ها و علائم اختصاری آن‌ها در جدول (۱-۴) ارائه شده‌است. موقعیت نقاط نمونه‌برداری بر روی تصویر ماهواره‌ای منطقه (شکل ۱-۴) نشان داده شده است.

اکسید عناصر اصلی (جدول ۲-۴) و مقادیر نورماتیو کانی‌های مجازی (جدول ۴-۶) به صورت درصد وزنی (Wt%) و عناصر کمیاب (جدول ۴-۴) و کمیاب خاکی (جدول ۴-۵) به صورت قسمت در میلیون (ppm) در این جدول‌ها گزارش شده‌اند. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرآر (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO برای تمامی نمونه‌های سنگی اعمال شده است.

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

ممکن است برخی فرآیندها نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار داده و باعث ایجاد خطاهایی شوند. با توجه به تأثیر این خطاها در نتیجه‌گیری‌های بعدی درباره روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها، لازم است که از منابع ایجاد کننده این خطاها نیز آگاهی داشته باشیم. منابع ایجاد خطا به نقل از رولینسون (۱۹۹۳)، عبارتند از: آلاینش در خلال پودر کردن، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون، خطاهای ناشی از هم‌پوشانی پیک‌ها و آلاینش حاصل از واکنش‌گرهای ناخالص مورد استفاده در انحلال و تهیه نمونه‌ها.

آلاینش، یک منبع مهم خطا در حین آماده‌سازی نمونه جهت تجزیه ژئوشیمیایی است. این عمل به احتمال زیاد در طی خردکردن و پودرکردن نمونه صورت می‌گیرد. آلاینش ممکن است از نمونه‌های قبلی به جای مانده در دستگاه آماده‌سازی منتقل شده باشد و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. با

1-Jener

2- Rollinson

تمیز کردن دقیق و یا آغشته کردن دستگاه با نمونه‌ای که قرار است خرد شود، می‌توان اثرات نمونه‌های قبلی را از بین برد. همچنین با انتخاب یک آسیاب با کیفیت مناسب، می‌توان اثرات دستگاه آسیاب را به حداقل کاهش داد. مطمئن‌ترین نتایج تجزیه مربوط به دستگاه‌هایی است که از آگات ساخته شده‌اند. به دلیل ترکیب آهنی دستگاه آسیاب مورد استفاده در آزمایشگاه شرکت کانساران بینالود مشهود، اضافه شدن مقدار جزئی آهن در مرحله آماده سازی نمونه‌ها، امری اجتناب ناپذیر است. عنصر آهن از عناصر اصلی تشکیل دهنده نمونه‌های مورد نظر می‌باشد و آرایش مقدار ناچیزی از این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد.

همان‌طور که عنوان شد، از عوامل دیگر بروز خطا می‌توان به خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشانی پیک‌ها اشاره کرد. از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه ACME کانادا به روش ICP – MS تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای مذکور بسیار اندک است زیرا در روش‌های طیف سنجی جرمی بدلیل جدایش شیمیایی عناصر قبل از اندازه‌گیری، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و همپوشانی پیک‌ها کاهش یافته و یا از بین می‌رود. به علاوه، حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالای این روش، اطمینان بیشتری را برای تجزیه و تحلیل نتایج بدست آمده در پی خواهد داشت.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از نتایج حاصل از تجزیه‌ی ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و پردازش آن‌ها، لازم است تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال شود. از جمله‌ی این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرّار (L.O.I) و نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد.

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

میزان مواد فرّار در سنگ‌های ماگمایی کم و معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد و حضور آن‌ها عمدتاً ناشی از فرآیندهای ثانویه مانند دگرسانی و هوازدگی می‌باشد (رویلسون، ۱۹۸۹، میدلموست، ۱۹۸۸؛

ژائو^۱، ۲۰۰۷) این مقادیر در نمونه‌های مطالعاتی از ۰/۶ درصد تا حداکثر ۴/۵ درصد متغیر می‌باشند. به منظور حذف مواد فرآر برای هر نمونه‌ی سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدها در سنگی خواهد بود که مواد فرآر آن حذف شده است. سپس، نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، تا درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرآر محاسبه گردد. به عنوان مثال ضریب حذف مواد فرآر (Z) برای نمونه‌ی S₁، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$S_1: \text{Sum} = 99.72, \text{L.O.I} = 2.4$$

$$\text{Sum} - \text{L.O.I} = 99.72 - 2.4 = 97.32$$

$$Z = 100 / 97.32 = 1.02$$

۲-۳-۴ - تصحیح نسبت Fe₂O₃ / FeO

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe₂O₃ کل ارائه می‌شود. آهن فریک (Fe₂O₃) در فازهای اکسیدی به صورت مگنتیت و آهن فرو (FeO) در ساختمان کانی‌های سیلیکاته وارد می‌شوند. نسبت Fe₂O₃ / FeO در سنگ‌های آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. به این دلیل مقادیر محاسبه شده‌ی FeO و Fe₂O₃، مقادیر واقعی نمی‌باشد. این امر بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ تأثیر قابل توجهی خواهد داشت، به طوری که در محاسبه‌ی نورم، به دلیل افزایش نسبت Fe₂O₃ / FeO، سنگ اکسیده شده میزان مگنتیت بیشتری نشان خواهد داد و FeO کمتری جهت تشکیل نورم کانی‌های سیلیکاته باقی می‌ماند (میدلموست، ۱۹۹۸). لذا از نمودار Na₂O + K₂O در مقابل SiO₂ (لومتر، ۱۹۷۶) برای تعیین نسبت Fe₂O₃ / FeO استفاده شده است (شکل ۴-۲). با توجه به نسبت به‌دست آمده، مقادیر Fe₂O₃ و FeO تصحیح شده که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر است، محاسبه گردید و در جدول ارائه شده است.

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

نام گنبد	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی		شماره مقطع	شماره نمونه
		طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی		
گنبد بزمین	آندزیت	3941087	354610	Zs 1-6	S1
	آندزیت	3941098	354753	Zs 1-2	S2
	آندزیت	3940825	354835	Zo 1-6	S5
	تراکی آندزیت	3940825	354835	Zo 1-5	S10
	تراکی آندزی بازالت	3939137	357475	Zs 3-2	S4
	تراکی آندزی بازالت	3939137	357475	Zs 3-3	S9
گنبد اندرکوه جنوبی	آندزیت	3938427	349561	Sj 1-4	S3
	تراکی آندزیت	3938919	350147	Gs 1-5	S7
	تراکی آندزی بازالت	3937949	349985	Sj 2-14	S6
	آنکلاو غنی از هورنبلند	3937886	350015	B	S12
گنبد اندرکوه شمالی	آندزیت	3942302	354177	Sd 2-1	S8

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

	S8	S1	S10	S2	S7	S3	S6	S9	S4	S5	S12
SiO ₂	56.75	57.37	57.18	57.12	53.76	55.11	52.49	50.08	50.38	46.26	42.98
TiO ₂	0.44	0.46	0.48	0.48	0.50	0.49	0.50	0.61	0.64	0.93	1.13
Al ₂ O ₃	15.45	15.89	16.03	15.90	15.17	15.26	14.82	15.64	16.38	14.54	13.65
Fe ₂ O ₃	6.13	6.57	6.66	6.57	7.58	7.13	7.28	7.91	8.54	11.82	11.65
MnO	0.12	0.11	0.16	0.12	0.1	0.11	0.08	0.15	0.15	0.16	0.15
MgO	4.15	3.87	3.88	3.90	5.87	5.77	6.09	5.80	5.87	8.92	13.69
CaO	5.84	6.19	6.49	6.46	6.46	6.51	8.19	7.26	8.06	9.72	11.08
Na ₂ O	3.79	3.61	3.87	3.61	4.87	4.96	4.17	4.67	4.72	3.27	2.03
K ₂ O	2.78	2.90	2.64	2.92	2.82	3.46	2.40	2.78	2.48	1.58	1.69
P ₂ O ₅	0.23	0.26	0.26	0.25	0.27	0.27	0.25	0.30	0.33	0.73	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01
LOI	4.4	2.4	2.1	2.4	2.3	0.6	3.4	4.9	2.1	1.7	1.5

جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه بر حسب درصد وزنی (پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$).

	S8	S1	S10	S2	S7	S3	S6	S9	S4	S5	S12
SiO_2	59.02	58.51	58.32	58.26	55.37	55.11	54.06	52.58	51.38	47.18	43.4
TiO_2	0.45	0.46	0.48	0.48	0.51	0.49	0.51	0.64	0.65	0.94	1.13
Al_2O_3	16.06	16.2	16.62	16.21	16.17	15.26	15.26	16.42	16.7	14.83	13.78
Fe_2O_3	6.37	6.7	6.79	6.7	7.8	7.13	7.49	8.3	8.71	12.05	11.76
MnO	0.12	0.11	0.16	0.12	0.1	0.11	0.08	0.15	0.15	0.16	0.15
MgO	4.31	3.94	3.95	3.97	6.04	5.77	6.27	6.09	5.98	9.09	13.82
CaO	5.69	6.31	6.61	6.58	6.65	6.51	8.43	7.62	8.22	9.91	11.12
Na_2O	3.94	3.68	3.94	3.68	5.01	4.96	4.29	4.9	4.81	3.33	2.32
K_2O	2.98	3.04	2.69	2.97	2.9	3.46	2.47	3.01	2.52	1.61	1.7
P_2O_5	0.23	0.26	0.26	0.25	0.27	0.27	0.25	0.31	0.33	0.74	0.02
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.01	0.03	0.01

جدول ۴-۴- مقادیر عناصر کمیاب نمونه‌های سنگی آنالیز شده.

	S8	S1	S10	S2	S7	S3	S6	S9	S4	S5	S12
Ba	395	411	477	290	141	316	326	352	425	314	73
Co	19	19.3	21.8	25.7	38.8	23.9	23.1	15.9	22.9	18.6	57.6
Cs	2.3	2.2	1.3	4.3	1.5	1.1	0.8	2.3	1.8	1.7	0.3
Ga	13.8	14.2	11.2	14.1	15	14.6	12.9	13.5	13	13.9	14.7
Hf	2.4	2.6	1.9	1.8	1.5	1.9	1.9	2	1.9	2.3	0.9
Ta	0.2	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	<.1
Th	2.5	2.5	2.2	2.2	0.8	1.7	1.6	2.7	2.1	2.5	<.2
U	1	1	0.7	0.8	0.3	0.7	0.7	0.9	0.8	0.7	<.1
V	155	158	194	237	324	205	201	155	219	159	519
Zr	92.8	96	72.6	75.3	41.8	65	65.3	79.7	66.1	87.4	22.2
Y	12.3	13.1	11.6	14.5	17.8	10.7	10.6	10.8	12.7	12.5	11.6
Mo	1.4	1	1.2	0.7	0.9	0.6	0.7	1.6	1.1	1.4	0.6
Cu	181.4	92.9	20.2	75.7	42.4	91.9	36.6	50.8	88.4	81.3	226.4
Pb	3.2	6.8	3.8	4.2	3.7	7.4	11	4.3	12.4	5	17.1
Zn	25	31	14	22	40	30	27	51	34	45	20
Ni	12.3	12.7	17	11.7	20	39.3	25.8	18.5	18.7	14.7	30.3
As	2.6	1.2	5.5	2.1	1.7	3	1.8	<.5	1.6	1.3	0.7
Sc	17	17	23	22	36	24	23	16	22	17	89
Nb	3.7	3.8	3.2	2.9	2.9	2.6	2.5	3	2.4	3.2	0.8
Rb	71.7	70.2	59.8	55.1	25.9	61	69.6	63.3	57.7	63.9	9.4
Sr	909.6	904.3	479.9	826.4	587.4	707.3	645.9	709.2	1021.1	872.1	358.3

جدول ۴-۵- مقادیر عناصر کمیاب خاکی (REE) سنگ‌های آنالیز شده (بر حسب ppm).

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9	S10	S12
La	13.8	14.3	15.3	13.5	12.9	11.1	11.1	11.4	11.9	14.7	3
Ce	26	28.3	35.2	28.5	28.9	21.9	21.4	23.3	25.5	29.6	8
Pr	3.48	3.62	4.39	3.93	12.4	2.76	2.82	2.97	3.3	3.56	1.35
Nd	13.6	15.7	18.1	16.4	19.1	11.8	11.9	12.8	14.2	14.8	8
Sm	2.98	3.24	3.32	3.62	4.48	2.64	2.65	2.58	3.26	3.07	2.57
Eu	0.94	0.92	1.03	1.05	1.26	0.8	0.77	0.77	0.94	0.89	0.85
Gd	2.92	2.96	2.83	3.6	4.33	2.45	2.57	2.39	3.03	2.84	2.93
Tb	0.41	0.43	0.38	0.51	0.63	0.37	0.37	0.34	0.45	0.41	0.43
Dy	2.17	2.51	2.2	2.7	3.52	1.95	2.02	2.04	2.51	2.29	2.31
Lu	0.2	0.2	0.18	0.23	0.24	0.17	0.17	0.17	0.19	0.19	0.14
Ho	0.46	0.48	0.39	0.57	0.67	0.39	0.39	0.41	0.47	0.47	0.47
Er	1.32	1.35	1.17	1.58	1.87	1.03	1.15	1.09	1.31	1.26	1.19
Tm	0.2	0.2	0.16	0.21	0.26	0.16	0.16	0.16	0.2	0.19	0.16
Yb	1.33	1.26	1.04	1.44	1.57	1.03	1.08	1.07	1.25	1.24	0.88

جدول ۴-۶- 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	S12
Q	9.16	8.78	0	0	0	0	0	8.75	0	8.24	0
Or	17.96	17.55	20.448	14.89	9.515	14.59	17.13	17.61	17.78	15.89	10.04
Ab	31.13	31.13	38.151	30.97	26.274	36.30	41.40	33.33	31.54	33.33	6.45
An	18.70	18.94	9.155	16.53	20.762	15.08	13.06	17.33	13.91	19.71	22.16
Ne	0	0	2.069	5.26	1.031	0	0.53	0	5.37	0	7.14
Di	7.57	8.46	15.648	15.89	16.285	18.40	13.05	6.45	15.73	8.04	22.98
Hy	6.303	5.96	0	0	0	1.63	0	7.74	0	6.11	0
Ol	0	0	4.988	5.27	10.576	3.82	6.3	0	5.51	0	16.65
Il	0.23	0.25	0.23	0.32	0.342	0.17	0.21	0.25	0.32	0.34	0.32
Hm	6.7	6.7	7.13	8.71	12.05	7.49	7.8	6.37	8.3	6.79	11.76
Tn	0.825	0.84	0	0	0	1.03	0	0.37	0	0.73	0
Pf	0	0	0.62	0.819	1.294	0	0.67	0	0.80	0	1.63
Ap	0.61	0.59	0.64	0.782	1.753	0.59	0.64	0.54	0.73	0.61	0.04
Sum	99.22	99.23	99.08	99.47	99.881	99.12	100.83	99.18	100.03	99.83	99.20





علائم معرف کانی‌های نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، Ol: الیون،

Mt: منیتیت، Il: ایلمنیت، Ap: آپاتیت.

شکل ۴-۱- تصویر ماهواره‌ای از موقعیت نمونه‌های برداشت شده



علائم به کار رفته در تمامی نمودارهای ارائه شده در این فصل به صورت زیر تعریف شده است:		
	تراکی آندزیت	
	آنکلاو	
	تراکی آندزی بازالت	

۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه‌ی شیمیایی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی به صورت عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی ارائه می‌شوند. در پترولوژی سنگ‌های آذرین، از داده‌های عناصر اصلی در طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها، رسم نمودارهای تغییرات و از داده‌های عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در تعیین سری‌های ماگمایی و جایگاه تکتونیکی استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). مهمترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است.

طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین

داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی به خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد، از آنجایی که سنگ‌های آذرین مورد مطالعه

غالباً نیمه عمیق و پورفیری هستند، جهت طبقه‌بندی و نام‌گذاری آن‌ها از طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است که در ذیل مهم‌ترین آن‌ها آورده شده است.

طبقه‌بندی شیمیایی

در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی تغییرات یک یا دو اکسید که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرد از این میان، طبقه‌بندی‌هایی که در آنها مقادیر Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 قرار می‌گیرند عمومیت بیشتری دارند که توسط پژوهشگران متعددی نظیر کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴، ۱۹۹۸)، لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده است. باید مدنظر داشته باشیم که، محدوده‌های تعریف شده برای سنگ‌ها در نمودارها اندکی متفاوت 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، ۱۹۹۸). یکی از مواردی که باید در هنگام استفاده از این دیاگرام‌ها به آن دقت شود، تحرک عناصر آکالین است که در سنگ‌های هوازده و دگرسان شده باید بیشتر به آن توجه شود. از بین نمودارهای ذکر شده نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴) برای رده‌بندی سنگ‌های مورد مطالعه بهترین تقسیم بندی را نشان می‌دهد.

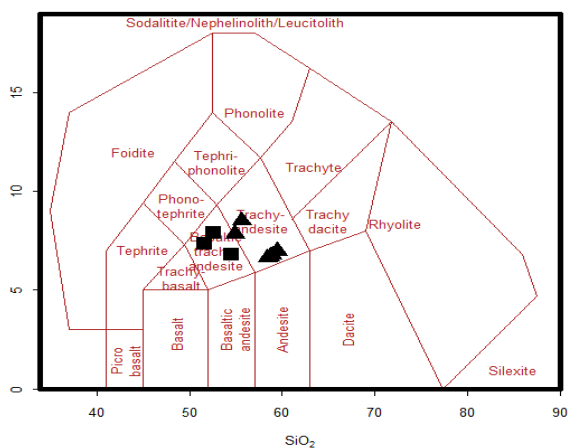
الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).

این نمودار بر اساس مجموع Na_2O و K_2O در مقابل تغییرات SiO_2 (TAS)، رسم شده است. همانطور که گفته شد، 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، ۱۹۹۸). همچنین استفاده از مقادیر Na_2O و K_2O در محاسبات همراه با سیلیس، اهمیت دارد. براساس این نمودار سنگ‌های مورد

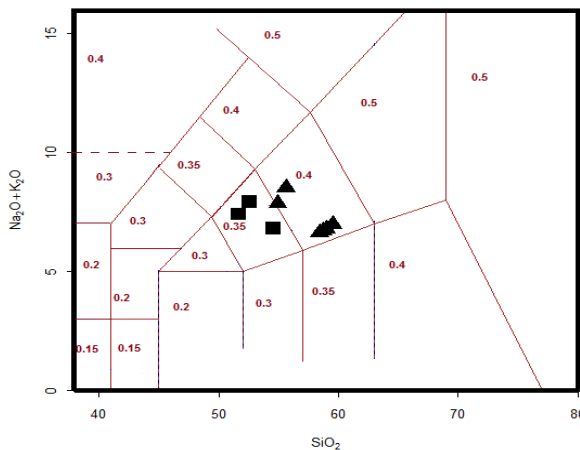
مطالعه در محدوده تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. که با شواهد پتروگرافی سازگاری دارد (شکل ۳-۴).

ب- نمودارهای Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (وینچستر و فلوید^۱، ۱۹۷۶) و نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).

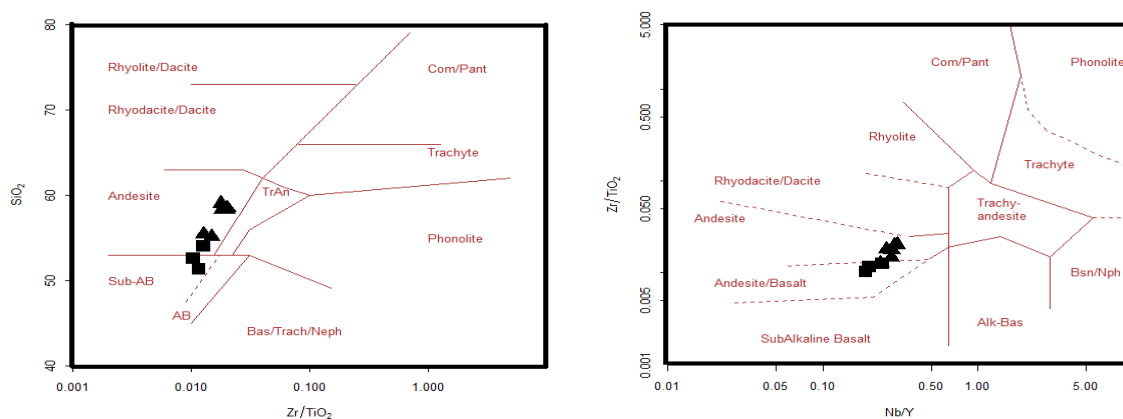
به منظور تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های مورد نظر، نمودارهای مربوط به عناصر کمیاب که در درجات کم دگرسانی غیر متحرک باقی می‌مانند (مانند Zr ، Ti ، Nb و Y)، مفیدتر هستند. زیرا عناصر Zr ، Ti ، Nb و Y جزء عناصر HFS بوده و غیر متحرک می‌باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). با توجه به این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آندزیت قرار می‌گیرند که با شواهد پتروگرافی و شواهد صحرایی مطابقت می‌کند. در یکی از محدوده‌ها بین بازالت و آندزیت همپوشانی دیده می‌شود، لیکن با توجه به شواهد صحرایی و میکروسکوپی به کار بردن نام بازالت برای این سنگ‌ها صحیح نیست (شکل‌های ۴-۴ و ۴-۵).



شکل ۳-۴- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).



شکل ۴-۲- نمودار میدلموست (۱۹۸۹) جهت تعیین ضریب نسبت Fe_2O_3/FeO برای نمونه‌های سنگی.



شکل ۴-۴- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از شکل ۴-۵- نمودار Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 (وینچستر و نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۶).
(۱۹۷۷).

۴-۵- 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 SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)، نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل MgO (فتر، ۱۹۴۸) نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب و کمیاب خاکی در برابر ضریب تفریق (تورنتون و تاتل، ۱۹۶۰) 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 (رولینسون، ۱۹۹۳). 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).

۴-۵-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، 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 پراستفاده‌ترین 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 نمونه‌برداری، آنالیز توام با خطا، عدم تأثیر پذیری نسبی یک اکسید در مقابل سیلیس و دگرسان بودن نمونه‌ها باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).

با توجه به طیف محدود تغییرات SiO_2 و طیف سنگ‌شناسی محدود، تبلور تفریقی گسترده‌ای در سنگ‌های مورد مطالعه صورت نگرفته است ولی اندک تفریق صورت گرفته را می‌توان در قالب مطالبی که در ادامه این مبحث می‌آید، توجیه و تشریح نمود.

با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 ، اکسیدهای MgO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، P_2O_5 روند خطی نزولی محسوسی دارند که با انجام پدیده تبلور تفریقی سازگار است. میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، به دلیل تشکیل و سپس جدایش کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت،

مگنتیت و پلاژیوکلاز کم می‌شود. همچنین با افزایش SiO_2 مقدار K_2O افزایش پراکنده‌ای نشان می‌دهد که با روند تفریق سازگار است. CaO نیز با افزایش SiO_2 کاهش پراکنده‌ای نشان می‌دهد که این پراکنده‌گی می‌تواند در ارتباط با پورفیری بودن، تفاوت در مقدار پورفیرها و همچنین مشارکت همزمان کلسیم در ساخت کانی‌های روشن وتیره می‌باشد. برای مثال به طور همزمان پیروکسن (از نوع اوژیت)، هورنبلند سبز یا اکسی هورنبلند و همچنین پلاژیوکلاز، هر سه مصرف کننده کلسیم هستند و بطور همزمان هر سه در سنگ یافت می‌شوند، اگرچه مقادیر آنها کم و زیاد می‌شود یا عبارتی متغیر است.

با نگاهی به نمودارهای هارکر عناصر اصلی و کمیاب سنگی مورد مطالعه (شکل ۴-۶ تا ۴-۱۳) می‌توان دو گروه سنگی آندزیت و آندزیت‌بازالت را دسته‌بندی کرد. بطوریکه آندزیت‌بازالت‌ها در سمت چپ نمودارها و آندزیت‌ها در سمت راست نمودار قرار می‌گیرند. آندزیت‌بازالت‌ها با محتوی SiO_2 کمتر و فراوانی بیشتر کانی پیروکسن در مقاطع نازک از آندزیت‌ها با SiO_2 بیشتر و دارا بودن هورنبلند بیشتر مشخص می‌گردند.

تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

مهمترین کانی‌های کنترل کننده مقدار Al_2O_3 سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالین می‌باشد. پراکنده‌گی نمونه‌ها در نمودار Al_2O_3 - SiO_2 به علت تفاوت در فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و تغییر مقدار کلی آن در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. این تغییرات با نتایج مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه که در فصل سه توضیح داده شد مطابقت می‌کند.

تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهد. این روند با تبلور و تفریق کانی‌های مافیک آهن‌دار از جمله هورنبلند سبز، پیروکسن و بیوتیت، مگنتیت و اوژیت و کاهش میزان Fe_2O_3 در مایع باقیمانده سازگار است. کانی‌های مافیک نظیر پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت بیشترین مصرف کننده‌های این اکسید می‌باشند. بنابراین با کاهش مقدار این کانی‌ها از سنگ‌های تراکی آندزیت‌بازالتی

به سمت آندزیتی روند نزولی در نمودار مشاهده می‌شود. در واقع هر چه ماگما اسیدی‌تر می‌شود از میزان آهن کاسته می‌شود که این امر نیز با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد.

تغییرات CaO در مقابل SiO₂

با افزایش SiO₂، مقدار CaO کاهش یافته و رفتار نزولی نشان می‌دهد. معمولاً پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوزیت) و هورنبلند سبز میزان CaO را در سنگ کنترل می‌کنند. CaO در طی تبلور، انجماد و تفریق ماگمایی در این کانی‌ها متمرکز می‌شود. بالا بودن میزان این اکسید در سنگ‌های تراکی آندزی‌بازالتی با حضور کانی‌های غنی از کلسیم نظیر پلاژیوکلاز و اوزیت در آنها مطابقت می‌کند.

تغییرات Na₂O در مقابل SiO₂

نمودار تغییرات Na₂O در مقابل SiO₂ در ابتدا روندی افزایشی و سپس روند کاهشی نشان می‌دهد. این اکسید بیشتر تمایل به حضور در پلاژیوکلاز و اوزیت دارد. همانطور که ملاحظه می‌شود مقدار این کانی‌ها در تراکی آندزی‌بازالت‌ها بیشتر از تراکی آندزیت‌ها می‌باشد که با ادامه روند تفریق از مقدار این کانی‌ها کاسته می‌شود. یعنی با پیشرفت تفریق از مقدار کانی‌های مافیک کاسته می‌شود.

تغییرات K₂O در مقابل SiO₂

این نمودار روند افزایشی نشان می‌دهد. پتاسیم به دلیل شعاع یونی زیاد خود در ساختمان کانی‌ها وارد نمی‌شود. بنابراین، در جریان تفریق مقدار آن در مذاب بالا می‌رود که این امر فراوانی بیشتر فلدسپارهای پتاسیم در سنگ‌های تفریق یافته را تأیید می‌کند. به این ترتیب مقدار این اکسید در طی تفریق افزایش می‌یابد. لازم به ذکر است به دلیل ریز بودن زمینه سنگ‌های مورد مطالعه امکان تعیین دقیق کانی‌های پتاسیم‌دار امکانپذیر نیست ولی شاید آنالیز نقطه‌ای تعدادی از کانی‌های روشن موجود در زمینه سنگ حضور فلدسپات‌های پتاسیم‌دار نظیر سانیدین را به اثبات رساند. با توجه به مقادیر K₂O (۱/۶ تا ۳/۴ درصد و بطور میانگین ۲/۶ درصد) احتمال حضور فلدسپات‌های پتاسیم‌دار به

صورت کانی مستقل دور از انتظار نیست.

تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2

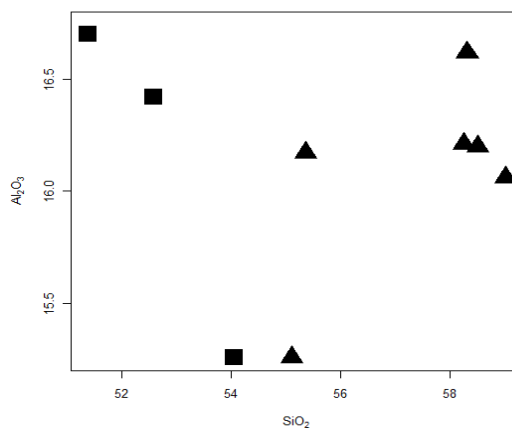
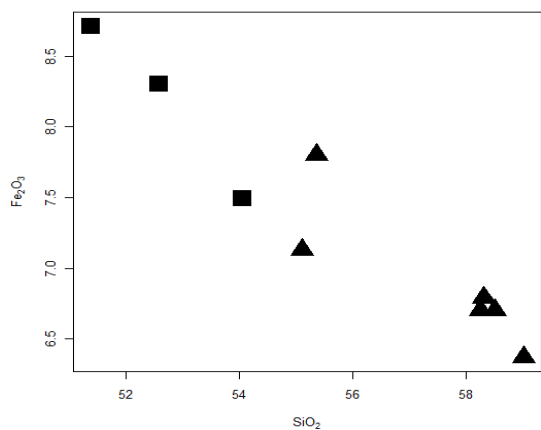
در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی را از آندزی بازالت به سمت تراکی آندزیت‌ها نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌های آندزی بازالتی بلورهای سوزنی و کاملاً شکل‌دار آپاتیت به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها دیده می‌شود. با ادامه تبلور بخشی آپاتیت و خروج آن از مذاب، مقدار آن در مذاب باقیمانده کاهش می‌یابد.

تغییرات MgO در برابر SiO_2

روند نزولی مقدار این اکسید در مقابل سیلیس، در سنگ‌های منطقه با کاهش مقدار کانی‌های مافیک از سنگ‌های تراکی آندزی بازالتی به سمت سنگ‌های تراکی آندزیتی بسیار مشخص است. کاهش روند MgO در برابر SiO_2 نشان از مشارکت MgO در ساخت کانی‌های فرومنیزین تکوین و تحول ماگما می‌باشد. کاهش مقادیر پیروکسن (اوژیت) و تا حدودی هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند مؤید این موضوع است.

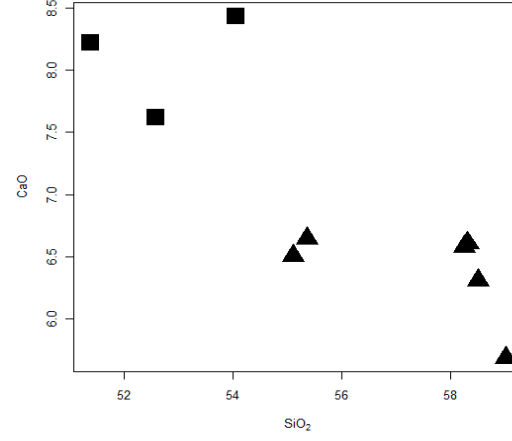
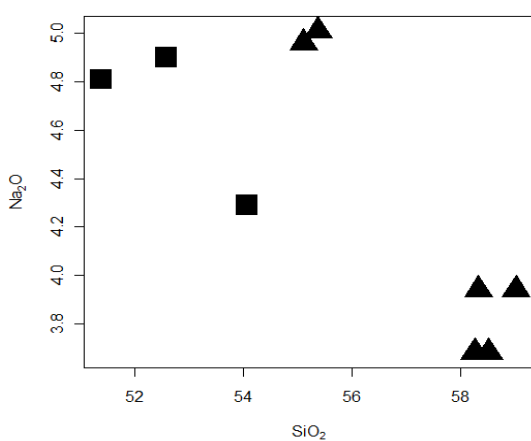
تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

با پیشرفت تبلور و تفریق تبلوری مقدار TiO_2 کاهش می‌یابد. زیرا این اکسید در ساختار اکسیدهای آهن تیتان‌دار مانند تیتانومگنتیت مشارکت می‌کند و از مذاب خارج می‌شود. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور این کانی‌ها در سنگ‌های بازالتی و آندزیتی سازگار است. روند کاهشی این اکسید شبیه روند تغییرات FeO می‌باشد. دلیل تشابه این روند را باید در تشابه خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر تیتانیم و آهن جستجو کرد که سبب می‌شود تیتانم در ساختمان کانی‌های آهن‌دار شرکت کند. همچنین این عنصر می‌تواند جانشین Al در ساختمان کانی‌هایی چون هورنبلند سبز، اوژیت و اسفن گردد. روند کاهشی این اکسید از مشخصات ولکانیسم کالک‌آلکالن به شمار می‌آید (گیل، ۱۹۸۱).



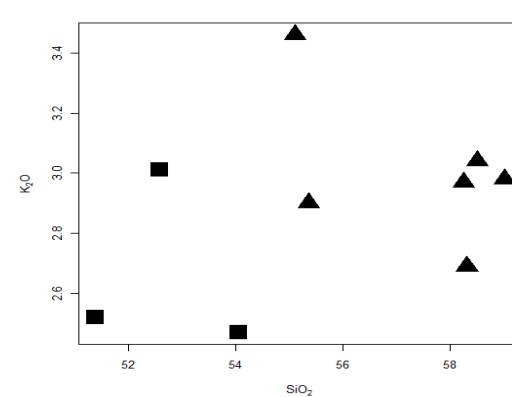
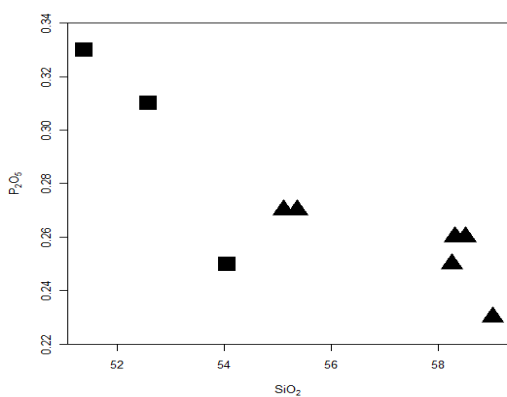
شکل ۴-۶- نمودار تغییرات اکسید آلومینیوم در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)

شکل ۴-۷- نمودار تغییرات اکسید آهن در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)



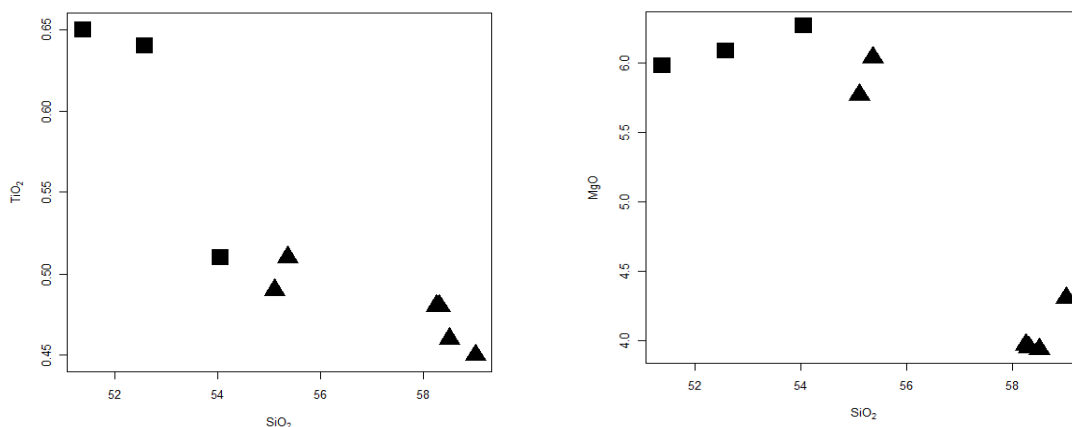
شکل ۴-۸- نمودار تغییرات اکسید کلسیم در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)

شکل ۴-۹- نمودار تغییرات اکسید سدیم در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)



شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات اکسیدهای پتاسیم در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)

شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات اکسید فسفر در برابر SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)



شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات اکسید فسفر در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)
 شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات اکسید فسفر در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

۴-۵-۲- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق

ضریب تفریق، نمایانگر روند تفریق ماگماست که هر چه بیشتر پیش می‌رود، ترکیب مایع باقیمانده پرسیلیس‌تر می‌شود. این مایع باقیمانده به نام مایع باقیمانده‌ی پتروژنی معروف است.

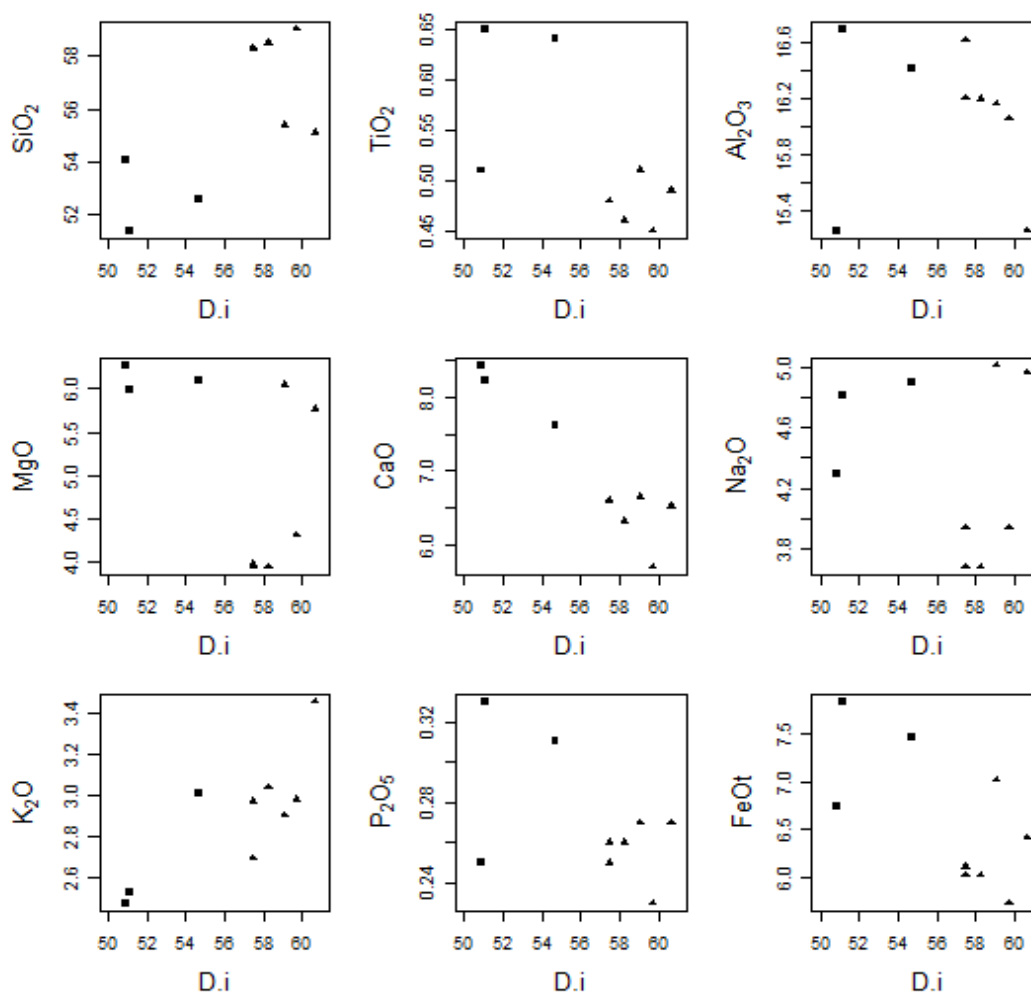
ضریب تفریق براساس مجموع درصد کانی‌های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت $(\text{NaAlSi}_3\text{O}_8)$ ، نفلین $(\text{NaAlSi}_2\text{O}_4)$ ، لوسیت $(\text{KAlSi}_2\text{O}_6)$ و کالسلیت (KAlSiO_6) محاسبه شده از طریق نرم CIPW به دست می‌آید. لازم به ذکر است که کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت و ارتوکلاز محاسبه شده است.

این نمودارها توسط تورنتن و تاتل^۱ (۱۹۶۰) ارائه گردیده‌اند. کانی‌های مذکور به دلیل سبکی و وزن مخصوص کم، تحت تأثیر نیروی ثقل از کانی‌های سنگین تفریق حاصل نموده، سبب تحول ماگما می‌شوند. ضریب تفریق بر این عقیده ساده پتروژنیک استوار است که در طول فرایند تبلور ماگما، سیستم مایع باقیمانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در درجه حرارت‌های پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود.

1- Thornton & Tuttle

در نمودارهای مورد نظر، (شکل ۴-۱۴) اکسیدهای SiO_2 و K_2O با افزایش اندیس تفریق روند افزایشی TiO_2 ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO ، CaO ، P_2O_5 روند کاهشی نشان می‌دهند. این تغییرات ناشی از تغییرات مقادیر کانی‌های مافیک و کانی‌های روشن می‌باشد. SiO_2 و K_2O با افزایش ضریب تفریق روند افزایشی نشان می‌دهند زیرا با تفریق ماگما، ترکیب مایع باقیمانده فلسیک‌تر می‌شود و کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر فلدسپات‌های پتاسیم در مراحل پایانی تشکیل می‌شوند. NaO_2 با افزایش ضریب تفریق روند پراکنده‌ای نشان می‌دهند که می‌توان به تغییرات مقادیر پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند سبز و تغییر ترکیب آن‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت داد. در واقع ضریب تفریق شاخصی از میزان تأثیر فرایند تفریق بلورین بر ماگمای اولیه است.

در برخی نمودارهای ضریب تفریق روندهای پراکنده و نامنظم مشاهده می‌شود. علت ایجاد روندهای پراکنده در این نمودارها، تحرک عناصر است.



شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق.

۴-۵-۳- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 و ضریب

تفریق (D.I).

عناصر کمیاب به عناصری گفته می‌شود که کمتر از ۱٪ درصد وزنی سنگ را به خود اختصاص می‌دهند، این عناصر به ندرت خود کانی می‌سازند اما اکثراً جایگزین عناصر اصلی می‌گردند. این عناصر برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناختی بیشتر از عناصر اصلی مورد استفاده قرار می‌گیرند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در مورد عناصر کمیاب عواملی چون سازگاری یا ناسازگاری آنها، شعاع یونی، قوانین جانشینگی و بار

یونی نقش مهمی در چگونگی ایجاد روندهای شیمیایی و تفریقی دارند.

نمودارهای تغییرات عناصر Sr، Co و V (شکل ۴-۱۵) با افزایش تفریق روند نزولی نشان می‌دهند. به طور کلی عناصر Co و V عناصر سازگاری هستند رفتاری مشابه آهن و منیزیم داشته و جایگزین آن‌ها در کانی‌های فرومنیزین می‌گردند.

Sr: در این نمودار با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr روند نزولی نشان می‌دهد. Sr از عناصر قلیایی کمیاب بوده که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار دارد و می‌تواند در کانی‌های پتاسیم‌دار نیز جانشین K شود (رولینسون، ۱۹۹۳) این عنصر در پلاژیوکلازها تراکم بالایی دارد و به هنگام فرایندهای ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تا حدودی تبلور فلدسپارهای آلکالن، مقدار Sr کاهش می‌یابد.

Ba: در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ، مقدار Ba با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد و روندی صعودی نشان می‌دهد. Ba در شبکه کانی‌هایی مانند فلدسپار پتاسیم و بیوتیت، جانشین K می‌شود. ظرفیت Ba از K بزرگتر است، به این خاطر بوسیله ترکیبات پتاسیم‌دار تصرف می‌شود. Ba در کانی‌های پتاسیم‌دار که در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل می‌شوند، تراکم بیشتری دارد (اوهارا و همکاران، ۲۰۰۱). همچنین Ba می‌تواند در شبکه پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز وارد شود. Ba می‌تواند جانشین Ca گردد و در ساخت کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز مشارکت نماید. بالا بودن میزان Ba با حضور فراوان پلاژیوکلاز، هورنبلند و مقدار اندکی بیوتیت موجود در سنگ‌های مورد مطالعه قابل توجیه است.

Rb: در نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 ، مقدار Rb با افزایش SiO_2 ، افزایش می‌یابد. علت این روند را می‌توان به افزایش کانی‌های پتاسیم‌دار مانند ارتوز در سنگ‌های تفریق یافته مربوط دانست.

این روند با روند تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 مشابه است و می‌تواند به دلیل جانشینی Rb با K باشد. Rb جزء عناصر ناسازگار می‌باشد و تمایل دارد که در کنار پتاسیم در ساخت فلدسپات‌های پتاسیم‌دار مشارکت کند. با توجه به بیشتر بودن شعاع یونی این عنصر نسبت به پتاسیم، این عنصر در کانی‌های پتاسیم‌دار پذیرفته می‌شود. به همین علت در مراحل اولیه در مذاب باقی می‌ماند و با شروع تبلور فلدسپات پتاسیم از مقدار آن کاسته می‌شود (اوهارا و همکاران، ۲۰۰۱).

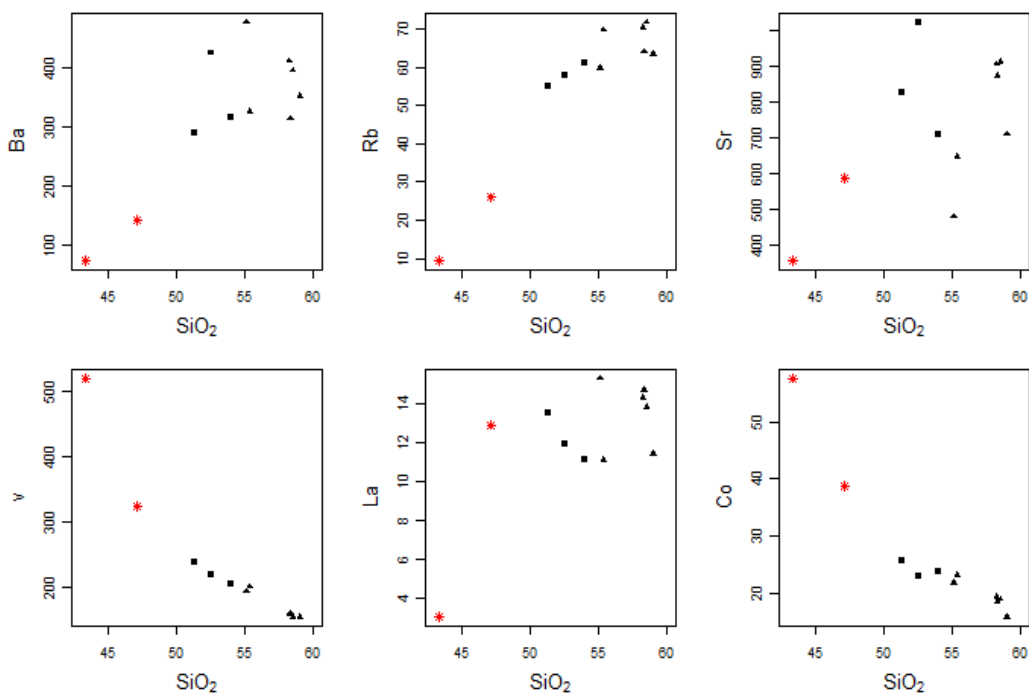
رویدیم در کانی‌های پتاسیم‌داری مانند بیوتیت و فلدسپات پتاسیک جانشین پتاسیم می‌شود این عنصر ناسازگار تمایل دارد در طی تفریق در فاز مذاب باقی بماند. بنابراین با افزایش روند تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). لازم به ذکر است این عنصر از مؤثرترین عناصر برای پی بردن به پدیده تفریق در سنگ‌های حدواسط می‌باشد زیرا این عنصر به شدت وابسته فازهای کانیایی اصلی چون فلدسپات و میکا است (شکل ۴-۱۶).

Co: نمودار تغییرات Co در مقابل SiO_2 و D.I. روند نزولی نشان می‌دهد. این عنصر در ساخت کانی‌هایی نظیر پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت دارد. این عنصر دارای شعاع یونی مشابه با آهن بوده و در ترکیبات آهن و منیزیم‌دار نظیر اوژیت و هورنبلند سبز حضور دارد. به این ترتیب از سنگ‌های تراکی‌اندزی‌بازالتی به سمت تراکی‌اندزیتی مقدار این عنصر در طی تفریق کاهش می‌یابد.

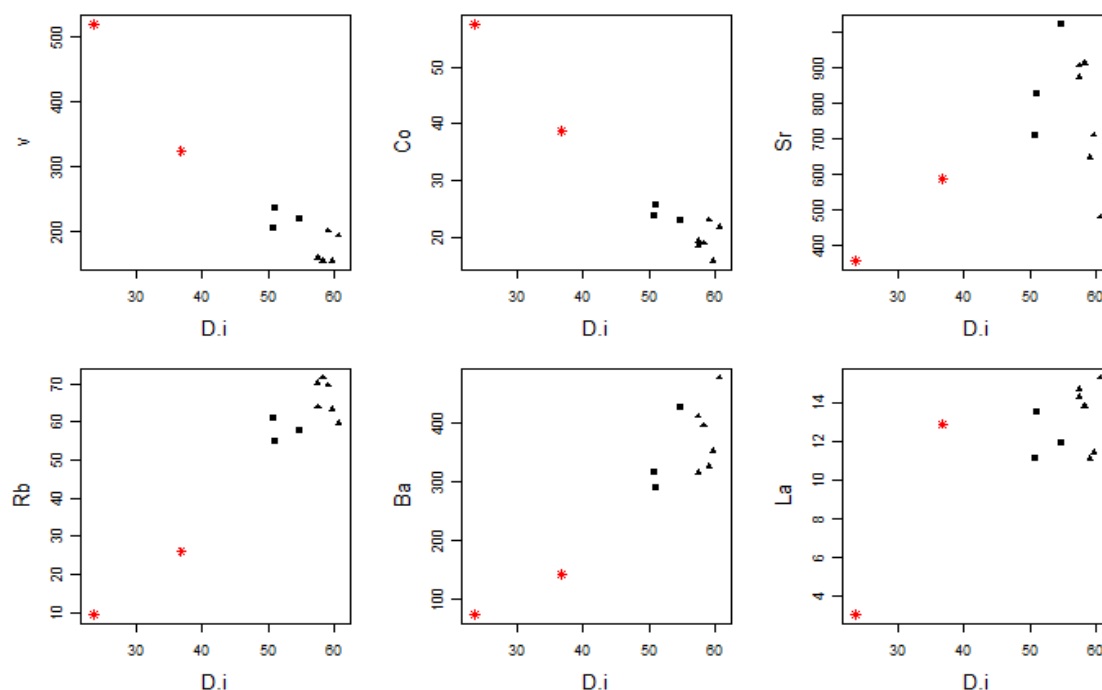
V: شعاعی بزرگتر از آهن دو ظرفیتی دارد اما الکترون‌گاتیویته آن کمتر است به همین دلیل مقدار آن در مگنتیت‌های زود تشکیل شده بیشتر می‌باشد. مقدار V با افزایش مقدار SiO_2 و D.I. کاهش می‌یابد. روند نزولی تغییرات این عنصر با کاهش تفریق کانی‌های آهن و منیزیم‌دار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت، اوژیت اژیرین، بیوتیت و مگنتیت مبین فرایند تفریق ماگمایی است.

La: این عنصر به دلیل شعاع یونی بزرگ در مذاب باقی می‌ماند و با ادامه روند تفریق، غلظت آن در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد. همانطور که در شکل (۴-۱۵) مشاهده می‌شود در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه نیز با افزایش SiO_2 مقدار La افزایش می‌یابد.

در نمودارهای هارکر و نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل D.I. آنکلاوهای غنی از هورنبلند و پیروکسن رفتار تقریباً متمایز و شاخصی نشان می‌دهند، زیرا مقدار پلاژیوکلاز در آنها کم است و معادل بخش‌های تفریق یافته اولیه ماگماهای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشند.



شکل ۴-۱۵- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO₂.



شکل ۴-۱۶- بررسی تغییرات عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل D.i.

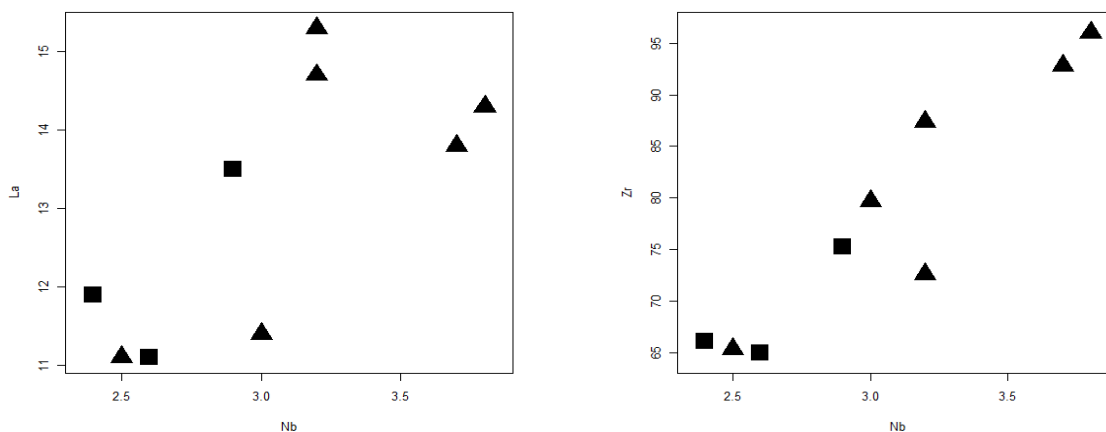
نتیجه‌گیری کلی از نمودار تغییرات عناصر کمیاب و D.I

با افزایش مقدار ضریب تفریق عناصری چون V، Co، Sr کاهش می‌یابند از آنجائیکه این عناصر در کانی‌هایی چون بیوتیت، هورنبلند و اوژیت تمرکز می‌یابند؛ با کاهش مقدار این کانی‌ها ضریب تفریق افزایش می‌یابد. بنابراین فراوانی این عناصر نیز با ادامه روند تفریق کم می‌شود. از طرفی مقدار عناصری مثل Rb، Ba، La در فلدسپات‌ها که در مراحل نهایی تفریق ماگما متبلور می‌شوند افزایش می‌یابد و باعث افزایش تمرکز این عناصر در ماگمای تفریق یافته می‌شود.

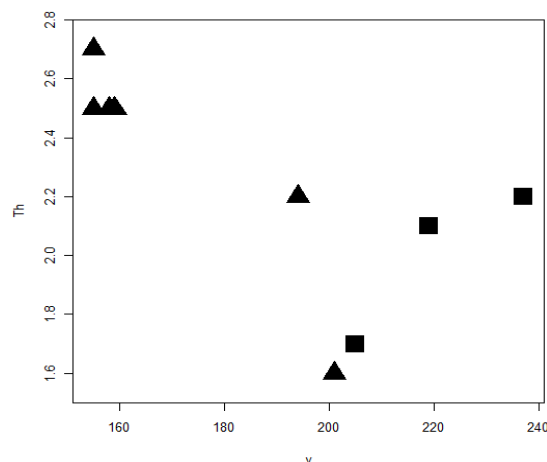
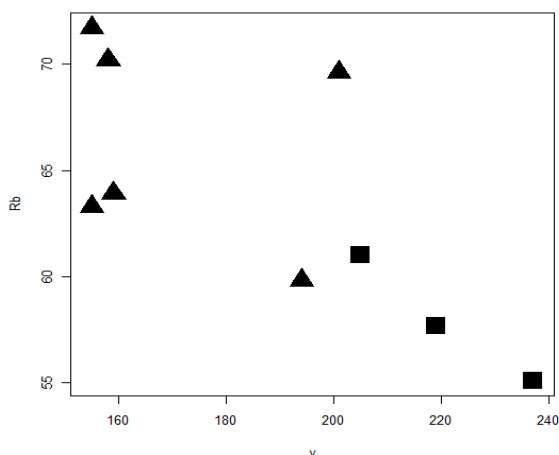
۴-۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر جهت تشخیص و تفکیک تحولات ماگمایی و نقش فرایند تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در صورتی که نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد،

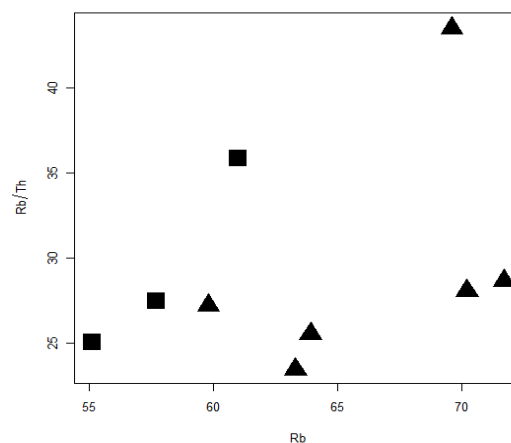
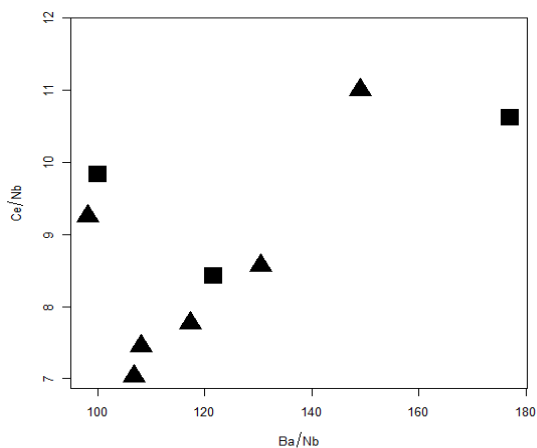
فرایند اصلی تشکیل دهنده‌ی سنگ‌ها تبلور تفریقی می‌باشد (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵). در نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار Nb-Zr و Nb-La روند خطی و صعودی (شکل ۴-۱۷) و در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Rb-V و Th-V (شکل ۴-۱۸ تا ۴-۱۹) روند خطی و نزولی مشاهده می‌شود. برای مثال در درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود، بنابراین در صورتی که 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. در واقع پائین‌تر بودن نسبت Zr/Nb، از کمتر بودن درجه ذوب بخشی حکایت می‌کند (ویور و همکاران، ۱۹۹۶). در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر ناسازگار نظیر نمودار Ce/Nb در برابر Ba/Nb روندی خطی و نزولی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲۱). 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 ۴-۱۷- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.



شکل ۴-۱۸- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. شکل ۴-۱۹- نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.



شکل ۴-۲۰- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها. شکل ۴-۲۱- نمودار تغییرات نسبت - نسبت عناصر ناسازگار- ناسازگار و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن‌ها.

۴-۶- نمودارهای عنکبوتی و بهنجار شده

نمودارهای چند عنصری عنکبوتی نمودارهایی هستند که برای نمایش داده‌های عناصر کمیاب بر اساس گروه‌بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک کانی‌شناسی خاص قرار می‌گیرند. با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرآیندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی تعیین کرد. الگوی ترکیب اولیه معمولاً گوشته پیش از تشکیل پوسته قاره‌ای و یا ترکیب کندریت‌ها می‌باشد. شخانه‌های کندریتی به دلیل این که مواد اولیه‌ی منظومه‌ی شمسی می‌باشند و

ممکن است با هسته‌سازی اولیه‌ی زمین مرتبط باشند، انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹). لذا مقادیر عناصر کمیاب را نسبت به مقادیر عناصر کمیاب گوشته اولیه یا مقادیر کندریتی بهنجار می‌کنند. بهنجارسازی نسبت به مقادیر کندریتی مناسب‌تر از بهنجارسازی نسبت به گوشته اولیه است زیرا مقادیر کندریتی بر خلاف مقادیر ترکیب گوشته اولیه که تخمینی می‌باشند، مستقیماً از نمونه‌های بدست آمده، اندازه‌گیری می‌شوند (تامپسون، ۱۹۸۲).

نمودارهای بهنجار شده ممکن است براساس عناصر کمیاب‌خاکی و یا براساس عناصر کمیاب‌خاکی به همراه برخی از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند و با مقایسه آنها با ترکیب شاخص محل منبع، می‌توان میزان انحراف آنها از ترکیب منبع اولیه را دانست. بنابراین هرگونه غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی نسبت به مرجع را نشان می‌دهد.

۴-۶-۱- نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای عنکبوتی بر اساس الگوی ترکیبی کندریت، یک گروه ۱۵ عنصری از عناصر نادر خاکی (REE) با اعداد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu)، به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. عناصر نادر خاکی به خاطر تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرایندهای مختلف آذرین می‌باشند. عناصر نادر خاکی جزء عناصر با قابلیت انحلال کم هستند، به گونه‌ای که در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی‌های درجه پایین و یا دگرسانی هیدروترمال، نسبتاً غیر متحرک می‌باشند. البته لازم به ذکر است که فعالیت‌های هیدروترمالی در نسبت‌های آب به سنگ بالا، می‌تواند بر روی فراوانی این عناصر تأثیر بگذارد. این عناصر در ماگما توسط شیمی عناصر ویژگی‌های سنگ منشاء و تعادل بلور-مذاب کنترل می‌شوند. بنابراین می‌توان گفت که این عناصر اطلاعات دقیق و جامعی را در مورد تاریخچه تکامل ماگما ارائه می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). برای

نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴، یوینتون، ۱۹۸۴ و تامپستون، ۱۹۸۲) رسم شده است.

بر اساس شکل (۴-۲۲)، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نظیر La, Ce, Nd, Pr، غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) مانند Lu, Yb, Tm, Er فقیر می‌باشند. LREE ها 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، ۱۹۹۳).

به عقیده بیشتر محققین علت غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LREE به دلایل ذیل می‌باشد:

۱- عناصر LREE نسبت به عناصر HREE 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 تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند.

۲- ناشی از حضور گارنت در منشأ می‌باشد که با حفظ عناصر HREE در ساختمان خود موجب تهی‌شدگی این عناصر و برعکس غنی‌شدگی از LREE، در ماگمای ایجاد شده می‌گردد.

۳- آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای (پوسته قاره‌ای و رسوبات دریایی روی پوسته اقیانوسی فرورانده شده). 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^۲، ۲۰۰۴). در صورتی که غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشاء و فرآیندهای بلور/ مذاب حین تشکیل سنگ کنترل می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

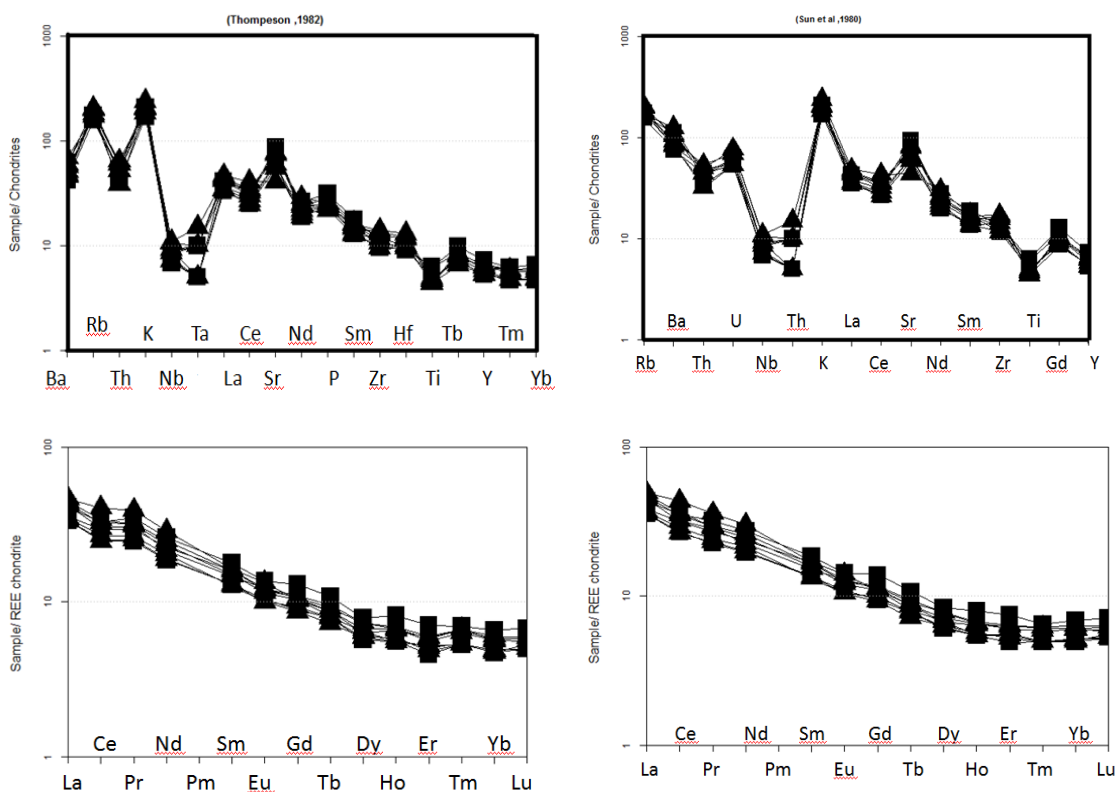
۴- ممکن است ناشی از متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای بر اثر تراوش سیالات حاصل از آزدایی پوسته

1 - Nakamura

2 - Srivastava & Singh

اقیانوسی فرورونده باشد (وینتر، ۲۰۰۱). علاوه بر این، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک را می‌تواند متأثر از درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای غنی شده باشد (هیرشمن و همکاران، ۱۹۹۸).

تهی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین نسبت به سبک نیز می‌تواند نشان‌دهنده وجود گارنت در منشاء باشد. نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y در این سنگ‌ها، نشان می‌دهد فازی که قادر به تفریق HREE از LREE شده است، گارنت \pm آمفیبول است که در پتروژنز آن‌ها مهم است. همانطور که در نمودار مشاهده می‌شود الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه بایکدیگر هماهنگ و موازی است. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند در نتیجه نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر می‌کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه نیز تأیید کننده این امر می‌باشد.



شکل ۴-۲۲- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی برای نمونه‌های مورد مطالعه).

۴-۶-۲- نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در نمودار چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹)، نمونه‌های مورد مطالعه تمرکز نسبتاً بالایی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مثل (Cs, Rb, K, Th, U, Sr) و تمرکز پائینی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مخصوصاً Nb, Ti و تا حدودی Ta دارند که از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است (مورتیمر، ۲۰۰۸، کوالنکو و همکاران، ۲۰۱۰). عناصر کمیاب دارای پتانسیل یونی پایین (LILE)، پراکندگی بیشتری نسبت به عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) نشان می‌دهند که 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, Nd و غنی‌شدگی و نسبت به Ti, Zr, P و Nb تهی‌شدگی محسوسی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۳). Ti و Nb اصولاً در هورنبلند متمرکز می‌شوند و حضور هورنبلند در منشأ می‌تواند مسبب آنومالی منفی این عناصر در مذاب باقی‌مانده شود. آنومالی منفی Ti و Nb مختص مناطق فرورانش است (شکل ۴-۱۳). ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند Ti, P و Nb از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کمانی می‌باشد (گیل^۱، ۱۹۸۱؛ هاوکسورث^۲ و همکاران، ۱۹۹۳). این امر اگرچه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی 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 متاسوماتیسم کننده گوشته و باقی ماندن آن‌ها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، آپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات

1 - Gill

2 - Hawkesworth

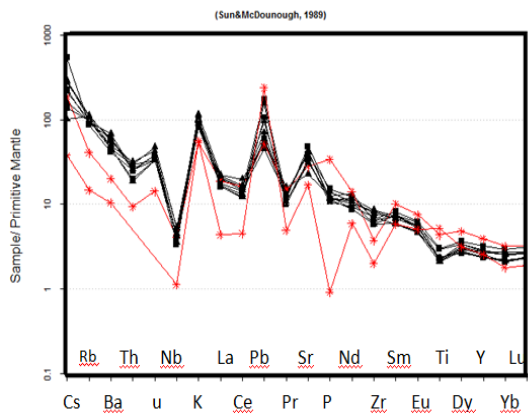
3 - Lonov & Hofmann

4 - Stalder

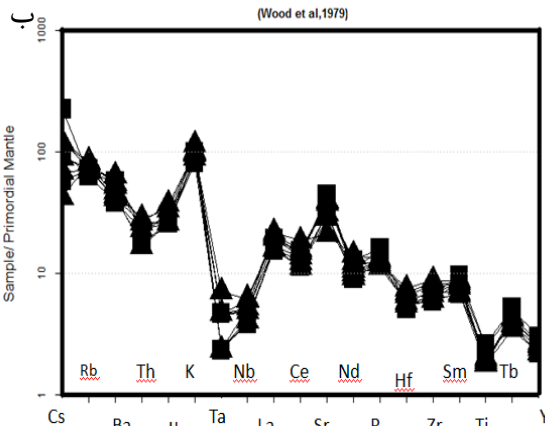
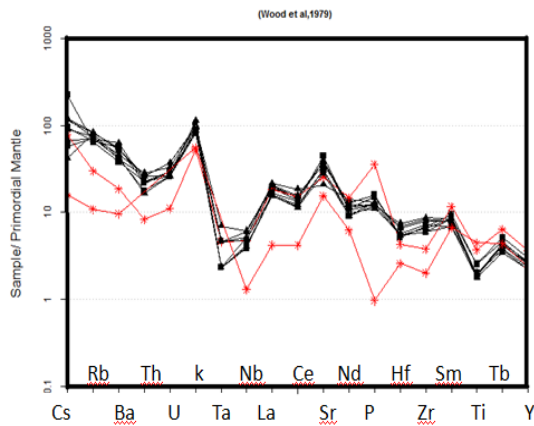
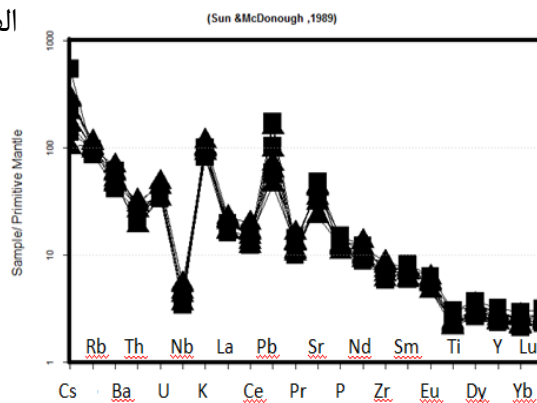
5 - Ayers

غنی از کلر را عامل تهی شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (کپلر^۱، ۱۹۹۶). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شستشو و حمل و نقل آن‌ها از سنگ کره اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای 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 دارد (جمشیدی، ۱۳۹۲).

آنومالی منفی Ce غالباً ناشی از دگرسانی پوسته اقیانوسی فرورونده توسط آب دریا می‌باشد.



الف



شکل ۴-۲۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه. شکل الف بهنجار سازی به گوشته اولیه توسط سان و مک دونوف (۱۹۸۹) و شکل ب توسط وود و همکاران (۱۹۷۹) ارائه گردیده است.

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

یکی از اهداف مطالعات ژئوشیمی سنگ‌ها، تعیین سری ماگمایی آن‌ها می‌باشد. طبق نظر کونو^۱ (۱۹۶۸)، هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف را در بر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب یک سنگ منشأ واحد حاصل شده‌اند. البته در سال‌های اخیر روشن شده است که عواملی مثل اختلاط ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای، ناهمگن بودن منشأ، درجات مختلف ذوب بخشی و دگرسانی، باعث می‌شوند که سنگ‌های مختلف در یک سری، وابستگی کاذب نشان دهند.

در حال حاضر پنج سری ماگمایی مشخص شده است که هر کدام اختصاصات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی مخصوص به خود را دارند. این سری‌ها عبارتند از: سری تولییتی، آلکالن، کالک آلکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی).

الف- نمودار مثلثی AFM ابروین 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 سری‌های کالک آلکالن و تولییتی را بر روی آن مشخص کرده‌اند. براساس این نمودار ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه از نوع کالکوالکالن می‌باشند (شکل ۴-۲۴)

ب- نمودار K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تیلور^۳، ۱۹۷۶)

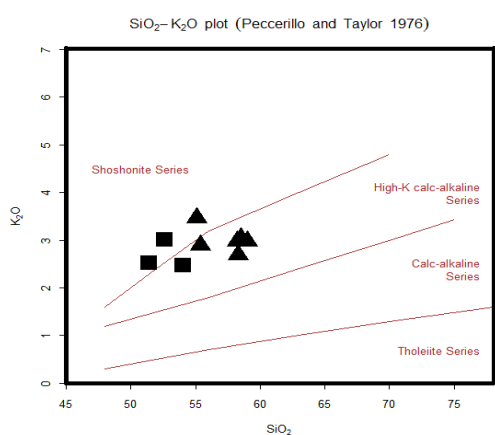
در نمودار K_2O-SiO_2 ، چهار سری تولییتی، کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی از هم تفکیک شده‌اند. با توجه به این نمودار، سنگ‌های مورد مطالعه به سری کالکوالکالن پتاسیم بالا تعلق دارند (شکل ۴-۲۵). نمونه‌های قرار گرفته در قلمرو سری شوشونیتی دارای مجموع ویژگی‌های لازم برای تعریف سری شوشونیتی نیستند و همان سری کالکوالکالن پتاسیم بالا برای آن کافی است. چون

1-Kuno

2 - Irvin & Baragar

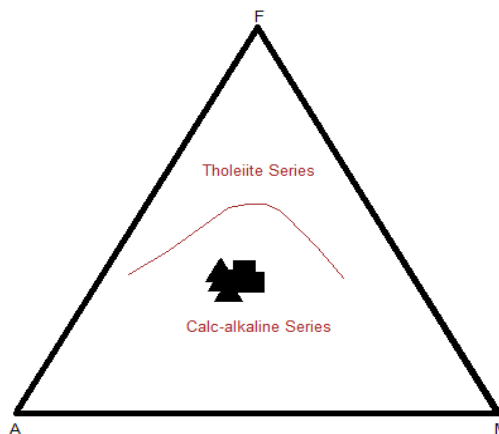
3 - Peccerillo & Taylor

باید در سری شوشونیتی نسبت $\frac{K_2O}{Na_2O}$ بیش از یک باشد ولی برای اکثر قریب به اتفاق نمونه‌های مورد مطالعه این نسبت کمتر از یک می‌باشد و بطور میانگین برابر ۰/۶۴ می‌باشد.



شکل ۴-۲۵- نمودار

K_2O - SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶).



شکل ۴-۲۴- نمودار مثلثی AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱).

۴-۸- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

در نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی گنبد‌های نیمه عمیق مشابهی در مناطقی نظیر شمال غرب، شمال و شمال شرق سبزوار، جنوب قوچان، غرب و جنوب غرب بیرجند، جنوب و جنوب غرب کرمان و... وجود دارند که غالباً دارای ماهیت آداکیتی هستند. در همین راستا بهتر است ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه را با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها مقایسه نماییم و امکان داشتن ماهیت آداکیتی را بررسی نماییم.

مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه (تمرکز پائین عناصر نادرخاکی سنگین (HREE)، Y و Yb نسبت به عناصر نادرخاکی سبک (LREE)، مقادیر بالای Sr و نسبت‌های بالای

La/Yb و Sr/Y) و مقایسه آن با ویژگی‌های منتشر شده در مورد آداکیت‌ها (کامی^۱، ۲۰۰۴؛ براووز و همکاران، ۲۰۰۴؛ کاستیلو^۲، ۲۰۰۶؛ زوو^۳ و همکاران، ۲۰۰۶؛ تسوشیا و همکاران، ۲۰۰۷؛ وانگ^۴ و همکاران، ۲۰۰۷؛ ریچارد و کریش^۵، ۲۰۰۷) نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه بسیاری از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها را دارا هستند. برای تأیید قطعی‌تر این امر از نمودارهای ژئوشیمیایی مربوطه استفاده شده که در ادامه ارائه می‌شود (جدول ۴-۷). در ابتدا به شرح مختصری در مورد آداکیت‌ها می‌پردازیم.

معرفی آداکیت

طبق نظر کاستیلو^۶ (۲۰۰۶)، آداکیت یک واژه پترولوژیکی است که در سال ۱۹۷۸ اولین بار توسط کای^۷ معرفی شد. این واژه برای سنگ‌های آندزیتی-داسیتی (حدواسط) جزیره آداک در مجمع‌الجزایر آلتوشین برای سنگ‌های نفوذی یا خروجی قوس‌های سنوزوئیک همرا با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال) سنوزوئیک استفاده شده است. در سال ۱۹۹۰ دوفان و دورمون تعریف جهانی از آداکیت ارائه کردند. طبق تعریف آنها واژه آداکیت برای سنگ‌های اسیدی تا حدواسط که غالباً ترکیب ریولیت تا آندزیت دارند، بکار می‌رود که در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای حاصله در فشار بالا به وجود آمده‌اند و یا ماگمای حاصل از ذوب گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده‌ی بالای ورقه اقیانوسی فرورونده شده هستند. آداکیت نوعی ماگمای اسیدی غنی از آب می‌باشد که در شرایط فشار بخار آب بالا تشکیل شده است (پروتو^۸ و همکاران، ۱۹۹۹). ماگمای آداکیتی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LREE) و همچنین از عناصر Na

1- Kami

2- Castillo

3- Xu

4- Wang

5- Richards & Kerrich

6- Castillo

7- Kay

8- Prouteau

Sr, Al, غنی هستند (پیکاپ^۱، ۱۹۹۴).

آداکیت‌ها در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای حاصله در فشار بالا به وجود آمده‌اند یا ماگمای حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده‌ای هستند که بالای ورقه اقیانوسی فرورانده شده قرار دارند.

برای آداکیت‌ها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است که به شرح ذیل بیان می‌گردد (تنها، ۱۳۸۹).

۱. آداکیت‌های مشتق شده از فرورانش پوسته اقیانوسی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (ساجونا^۲ و همکاران، ۲۰۰۰، بوردن^۳ و همکاران، ۲۰۰۲ و مارتین^۴ 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^۵، ۱۹۹۳، موئیر^۶ و همکاران، ۱۹۹۵، جانسون^۷، ۱۹۹۷ و وانگ، ۲۰۰۴).

۳. برخی از آداکیت‌ها در زون‌های برخوردی دیده می‌شوند (ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰، جهانگیری، ۲۰۰۷) اما آنها در جایگاه‌های بعد 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 مذاب‌های ورقه‌ای حاصل از سنگ‌های مافیک فرورونده هستند در حالیکه آداکیت‌های کم سیلیس منطبق بر ذوب گوه گوشته‌ای پریدوتیتی هستند که ترکیب آنها توسط واکنش با مذاب‌های ورقه‌ای فلسیک تغییر یافته است.

اصطلاح آداکیت برای سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبت‌های بالای Sr/Y و

1- Peacock

2- Sajona

3 - Bourdoun

4- Martin

5- Atherton & Petford

6-Muir

7- Johnson

La/Yb استفاده می‌شود که در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده یا فرورانده شده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می‌گیرد (کاستیلو، ۲۰۰۶). برخی از سنگ‌های آداکیتی توانایی بالایی برای داشتن کانسارهای مس و طلا دارند که از این میان آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته تحتانی محتمل‌ترین آنها محسوب می‌شوند. همانطور که در فصل دو گفته شد آثاری از کانسار سازی مس به صورت کوره‌های مس در منطقه دیده شد.

- از نظر جیانگ^۱ و همکاران (۲۰۰۷)، آداکیت‌ها با مقادیر بالای Sr, Al₂O₃, Na₂O و عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و ایتیریم شناخته می‌شوند که در ابتدا گفته می‌شد از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانش شده جوان و داغ ایجاد شده‌اند (کای، ۱۹۷۸ و دوفان و درومون، ۱۹۹۰)، اما با مطالعات بیشتر مشخص گردید که سنگ‌های آداکیتی در محل‌هایی که پوسته اقیانوسی پیر و سرد است نیز ممکن است تشکیل شوند (مکفرسیون^۲ و همکاران، ۲۰۰۶) و برخی هم ممکن است حتی در ارتباط با فرورانش پوسته اقیانوسی نباشند (گائو^۳ و همکاران، ۲۰۰۴؛ هو و همکاران، ۲۰۰۴).

- از نظر گاریسون و دیویدسون^۴ (۲۰۰۳)، سنگ‌هایی که خصوصیات آداکیتی دارند، تکتونیک خاصی را نشان نمی‌دهند ولی همه آن‌ها از ذوب بازالت آب‌دار در فشارهای معادل اعماق پوسته یا گوشته فوقانی به وجود آمده‌اند. به خاطر تشابه خصوصیات آداکیت‌های معمولی با TTG گمان می‌رود که منشاء یکسانی داشته باشند (درومون و دوفان، ۱۹۹۰ و مارتین، ۱۹۹۹). TTG تحت عنوان آداکیت‌های منیزیم پایین اشاره شده‌اند (رپ و همکاران، ۱۹۹۹). طبق نظر اسمیت^۵ (۲۰۰۰) و کوندی^۶ (۲۰۰۵)، بیشتر TTG ها با آداکیت‌های معمولی مشابه نیستند و ممکن است توسط ذوب بخشی

1-Jiang

2- Macpherson

3- Guo

4- Garrison & Davidson

5-Smithes

6- Condie

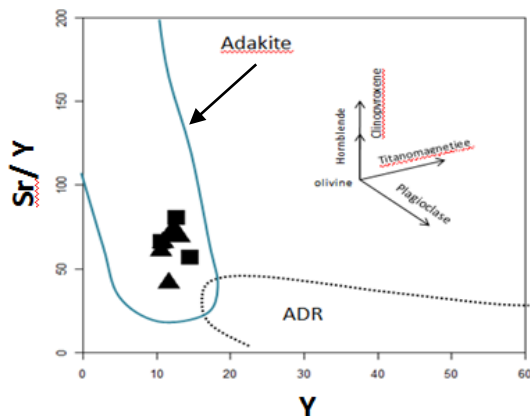
سنگ‌های مافیک آبدار در پوسته زیرین به وجود آمده باشند. این مکانیسم منطبق بر گرانیتوئیدهای TTG سنوزوئیک و مزوزوئیک از شمال آمریکا، جنوب آمریکا و نیوزیلند است که به نظر می‌رسد حاصل ذوب بخشی سنگ‌های مافیک آبدار از بخش زیرین پوسته که توسط فرآیندهای ماگمایی و تکتونیکی ضخیم شده‌اند، باشند (آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳؛ موئیر و همکاران، ۱۹۹۵؛ جانسون و همکاران، ۱۹۹۷).

طبق نظر موین^۱ (۲۰۰۹)، واژه آداکیت به طور گسترده برای توصیف گروه بزرگی از سنگ‌هایی استفاده می‌شود که دارای نسبت‌های بالایی از Sr/Y و La/Y هستند و از طریق فرآیندهای مختلفی حاصل می‌شوند: ذوب منبعی با مقادیر بالایی از Sr/Y و La/Y، ذوب در اعماق زیاد با حضور مقدار زیادی گارنت باقیمانده، تبلور بخشی همراه با هضم (AFC) و یا واکنش مذاب‌های فلسیک با گوشته که سبب غنی‌شدگی نسبت به Sr و LREE نسبت به HREE می‌شود (موین، ۲۰۰۹).

باتوجه به اینکه آداکیت‌ها بیشتر با یک زون فرورانش ارتباط دارند که در این زون‌ها ریولیت، داسیت و آندزیت‌های معمولی (ADR) نیز فراوان هستند، این سؤال پیش می‌آید که این دو گروه چه تفاوتی با هم دارند؟ به نظر وانگ و همکاران (۲۰۰۸) ریولیت‌ها، داسیت‌ها و آندزیت‌های معمولی قوس‌ها (غیر آداکیتی) نسبت به آداکیت‌ها: ۱- Y بالاتری دارند، ۲- عناصر نادر سنگین آن‌ها بالاتر است، ۳- نسبت Sr/Y پائینی دارند و ۴- آنومالی منفی Eu و Sr دارند. همچنین آداکیت‌ها نسبت به آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌های جزایر کمانی (ADR)؛ مقادیر بالایی از Na و Sr دارند، حاوی $MgO > 3\%$ وزنی، مقادیر کمی از Y و Yb و نسبت‌های بالایی از Sr/Y دارند (دوفان و درومون، ۱۹۹۰؛ ژائو و همکاران، ۲۰۰۸). در جدول (۴-۷) تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف انجام پذیرفته است، آورده شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲).

با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه عمیق مورد مطالعه (تمرکز پائین عناصر نادر خاکی

سنگین (HREE)، Y و Yb نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، مقادیر بالای Sr و نسبت‌های بالای Sr/Y و La/Yb، طبق تعریف دوفان و درومون (۱۹۹۰) در گروه آداکیت‌ها طبقه‌بندی می‌شوند (شکل ۴-۲۴).



شکل ۴-۲۶- نمودار Sr/Y در برابر Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در گروه آداکیت‌ها.

با توجه به موارد ذکر شده در مورد منطقه مطالعه شده و ویژگی‌های ارائه شده در جدول (۴-۷) و جدول (۴-۸) سنگ‌های سازنده گنبد‌های نیمه عمیق منطقه شرق رژه دارای ماهیت آداکیتی هستند.

جدول ۴-۷- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های مطرح شده برای آداکیت‌ها توسط کاستیلو (۲۰۰۶).

ویژگی‌های مورد بررسی	ویژگی‌های شناخت آداکیت‌ها (کاستیلو، ۲۰۰۶)	TTG (مارتین، ۱۹۹۴)	Sanukitoid (هانسون، ۱۹۹۱)	مقادیر آنالیز ژئوشیمیایی آداکیت‌های منطقه رژه
SiO ₂ (wt.%)	≥۵۶	Av = ۷۰	۵۵-۶۰	۵۱-۵۹
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥۱۵	-	-	≥۱۵
MgO(wt.%)	< ۳	-	-	< ۶
Na ₂ O (wt.%)	> ۳	-	-	>۳
# Mg	Av = ۵۱	Av = ۴۳	> ۶۰	Av = ۵۸.۷۷
Sr (ppm)	> ۳۰۰	> ۴۰۰	> ۵۰۰	> ۴۷۹
Y (ppm)	< ۱۰	< ۱۵	Av = ۱۷	Av = ۱۲
Ni (ppm)	Av = ۲۴	Av = ۱۴	> ۰۰	Av = ۱۸.۹۶
Sr/Y	> ۲۰	> ۴۰	Av = ۵۰	Av = ۶۴.۸
Yb (ppm)	< ۱	< ۱/۶	Av = ۱	Av = ۱.۹۳
La/Yb	> ۲۰	-	-	Av = ۱۰.۹۸
HFSE (Nb,Ta)	پائین	-	-	پائین
آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	-	-	فقدان آنومالی منفی Eu
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	< ۰.۷۰۴	-	-	-

میانگین = Av

جدول ۴-۸- تکامل زمانی ویژگی‌های آداکیت‌ها که توسط محققین مختلف در طی سال‌های مختلف انجام شده است (کاستیلو، ۲۰۱۲).

Parameter	Defant & Drummond (1990)	Defant & Drummond (1993)	Sajona et al (1993)	Drummond et al (1996)	Yogodzinski & Kelemen (1998)	Martin (1999)	Defant & Kepezhinskis (2001)	Martin et al (2005)*	Martin et al (2005)**	Richards & Kerrich (2007)	Danyshevsky et al (2008)	Hastie et al (2010)
SiO ₂ (wt.%)	≥56				≥56	> 56	> 56	56	65	≥56	58 – 67	>65
Al ₂ O ₃ (wt.%)	≥15	> 15	> 14.5	> 15			>15	15.7	16.6	≥15	15-18	>15
MgO(wt.%)	≥		< 3		> 4.4			5.2	2.2	<3	1-5	≤2
Na ₂ O(wt.%)			3.0-7.4			3.5-7.5	>3.5	4.1	4.2	≥3.5	4-5	>3.8
Sr (ppm)	≥400		≥350		> 1170	300-2000	>400	2051	565	≥400	780-1700	>66
Y (ppm)	≤18	≤18	≤14			≤18	≤18	13	10	≤18	10-36	Av=13
Yb (ppm)	≤1.9	≤1.9	≤1.4		<1	≤1.8	≤1.9	0.93	0.88	≤1.9	<Av=1-1.7	<0.9
Ni (ppm)			9-45			20-40		103	20	≥20	10-114	≤30
Cr (ppm)			14-66			30-50		157	41	≥30	8-140	≤40
Sr/Y		≥20	≥32	≥56			≥40	162	56	≥20	>120	> 7
La/Yb		≥Av=8	≥8		>17		≥20	43	21	≥20	>30	>5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	< 0.7040			< 0.7045						≤0.7045		
Age of crust	≤25			≤25	≥40	≤20		≤20	≤20	≤18	≥65?	Av=30-40

*: مقادیر میانگین آداکیت‌های سیلیس پائین.

** : مقادیر میانگین آداکیت‌های سیلیس بالا.

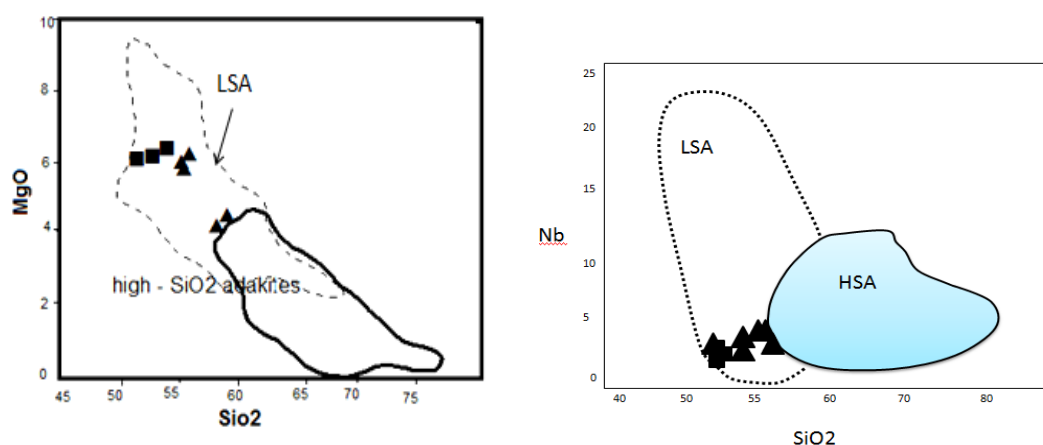
۴-۹- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

- مارتین و همکاران (۲۰۰۵)، آداکیت‌ها را بر اساس میزان سیلیس به دو دسته آداکیت‌های سیلیس بالا (HAS) و آداکیت‌های سیلیس پائین (LSA) تقسیم‌بندی کردند.

- سنگ‌های مورد مطالعه بر اساس نمودارهای نمودار MgO برابر SiO_2 (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)، Sr در مقابل $CaO+Na_2O$ ، Nb در مقابل SiO_2 در محدوده آداکیت‌های سیلیس پایین قرار می‌گیرند (جدول ۴-۸). آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین از نظر پتروگرافی، آنالیز شیمیایی و خصوصیات پترولوژیکی با هم تفاوت دارند. آداکیت‌های سیلیس بالا (HAS) حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده‌ای هستند که ترکیب مذاب حاصله طی صعود و گذر از گوه گوشته‌ای تا حدودی تغییر کرده است.

هنگامی که گوه گوشته‌ای پریدوتیتی توسط سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه آنها متحمل متاسوماتسیم می‌شوند دمای ذوب آنها کاهش پیدا می‌کند و ذوب می‌گردد و در نتیجه مذاب‌هایی تشکیل می‌شود که به تشکیل آداکیت‌های سیلیس پائین (LSA) منجر می‌شود. سیالات مورد نظر حاصل آبدایی رسوبات همراه ورقه اقیانوسی و آبدایی کانی‌های آبدار مرتبط فرایندهای دگرگونی نظیر هورنبلند، اکتینولیت و ... می‌گردد. این دو گروه آداکیت‌ها از لحاظ مقادیر MgO ، Sr ، Nb و نسبت‌های Cr/Ni و Sr/Y تفاوت آشکاری نشان می‌دهند. مقادیر CaO ، MgO ، Ni ، Cr و Co در آداکیت‌های سیلیس بالا نسبت به آداکیت‌های سیلیس پایین کمتر می‌باشد (کاستیلو، ۲۰۱۲).

با توجه به شکل‌های (۴-۲۷) و (۴-۲۸) و مقایسه آن با مقادیر تعیین شده توسط کاستیلو (جدول ۴-۹) نمونه‌های انتخاب شده منطقه در محدوده آداکیت‌های LSA قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۲۷- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).
 شکل ۴-۲۸- نمودارهای تمایزی آداکیت‌های سیلیس بالا (HSA) و سیلیس پایین (LSA) و موقعیت قرارگیری نمونه‌ها (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

جدول ۴-۹- ویژگی‌های آداکیت‌های سیلیس بالا و سیلیس پائین و مقایسه نمونه‌های منطقه رژه.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت	LSA	HAS	آداکیت‌های منطقه رژه
SiO ₂ (wt.%)	>56	50.1-65.3	55.4- 75.3	51-59
Na ₂ O (wt.%)	3.5-7.5	2.8-5	3.1-5.1	3.6-5
K ₂ O/Na ₂ O	≤1.8 میانگین	0.09-2	0.16- 0.98	1.51
Fe ₂ O ₃ +MgO +MnO+TiO ₂ (wt.%)	7 میانگین	2.8-21	2.4-13.1	13.12Av
#Mg	51 میانگین	33-72	15-57	58.77Av
(La/Yb) _N	>10	1.4-43	0.4- 35	13.26
Ni (ppm)	24 میانگین	0.8-240	2-88	18.96
Sr (ppm)	400-3000	8-8529	3-1400	479-1021
Yb (ppm)	≤1.8	0.41- 3.42	0.37- 2.9	1.03-1.44
Y (ppm)	<18	0.5-52	2.6-31	10.6-14.5

فصل پنجم: پروژہ

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته، روابط صحرائی، مشخصه‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین ساب‌ولکانیک منطقه، مورد بررسی قرار گرفت. این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت) و هورنبلند (سبز یا قهوه‌ای) تشکیل شده‌اند و دارای طیف ترکیبی حدواسط با ماهیت کالک‌آلکان هستند. همچنین با توجه به شواهد مختلف، نمونه‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های کم سیلیس قرار می‌گیرند.

نظریات و عقاید مختلفی در مورد منشاء، نحوه تکوین و تکامل و جایگاه تکتونیکی ماگماهای آداکیتی بیان شده است. در عین حال با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی مختلف ارائه شده در فصل چهارم، الگوی خاص مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای برای سنگ‌های آداکیتی منطقه مورد مطالعه ارائه گردیده است. در ادامه با توجه به معیارهای صحرائی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، منشاء و خاستگاه ماگمایی آنها را تشریح خواهیم کرد.

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

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده خواهیم کرد. عناصر کمیاب بخصوص عناصر کمیاب سازگار، خیلی کم تحت تأثیر فرآیندهای ثانویه قرار می‌گیرند و به خوبی نمایانگر شرایط و تحولات ماگمایی هستند. بنابراین نمودارهای تکتونوماگمایی که بر اساس این عناصر رسم می‌شوند، دارای اعتبار بیشتری نسبت به دیگر نمودارها هستند. همانطور که تاکنون از مباحث عنوان شده مشخص گردید، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکان و در نتیجه ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه، اقیانوسی فرورونده که با گوه گوشته‌ای دچار واکنش شده، حاصل می‌شوند.

با توجه به اینکه برای آداکیت‌ها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است، جهت درک بهتر تفاوت‌های ژنزی میان آنها به شرح اجمالی این منشأها می‌پردازیم (تنها، ۱۳۸۸).

- ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده جوان و داغ در فرورانش‌های سریع و پرشیب که رژیم‌های غیرطبیعی پر حرارتی را ایجاد می‌کنند (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰؛ پیکاک، ۱۹۹۶؛ رپ و همکاران، ۱۹۹۹).
 - واکنش مذاب فلسیک با گوشته (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰).
 - دورگه‌ای شدن یا متاسوماتیسم پنهان گوشته توسط مذاب غنی از سیلیس حاصل از ذوب ورقه فرورونده (رپ^۱ و همکاران، ۱۹۹۹).
 - تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (ژو^۲ و همکاران، ۲۰۰۹).
 - ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (مکفرسون، ۲۰۰۶).
 - تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی لایه لایه شده و فروافتاده در گوشته در زون‌های کششی درون قاره‌ها (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸).
 - مشارکت رسوبات روی پوسته فرورانده شده در ایجاد ماگماهای مذکور.
 - فرایندهای مختلف، مانند مجموع عوامل بالا و یا بخشی از این عوامل ممکن است ماگماهای منطقه مورد مطالعه را ایجاد کرده باشند.
- برخی محققین نیز مدل‌های دیگری برای پتروژنز آداکیت‌ها معرفی کرده‌اند که در زیر به آنها اشاره‌ای می‌شود:
- سنگ‌های آداکیتی مشتق شده از اتساع پوسته تحتانی که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (کای، ۱۹۹۳؛ وانگ و همکاران، ۲۰۰۴).

1- Rapp

2- Zhu

- ذوب گوه گوشته‌ای و سپس تفرق ماگماهای حاصل در فشار بالا (مکفرسون، ۲۰۰۶) و یا وقوع فرایند تفریق همراه با آرایش ماگمایی (گاریسون و دیویدسون، ۲۰۰۳) و ذوب پریدوتیت گوشته‌ای تحت شرایط آبدار (استرن و همکاران، ۱۹۹۶).
 - آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه فرورانده شده خالص که با گوشته پریدوتیتی واکنش نداده است (سورنسن و گروسمن، ۱۹۸۹).
- با توجه به اینکه ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه در زون فرورانشی کمان قاره‌ای تشکیل شده‌اند لازم است توضیحی مختصر در مورد محیط تکتونیکی کمان و در ادامه به عوامل احتمالی دخیل در تولید ماگما در این مناطق، اشاره‌ای داشته باشیم.
- در ژنز ماگماهای محیط تکتونیکی قوس، سه منشاء متفاوت دخالت دارند که عبارتند از: ۱- ورقه اقیانوسی (بازالت \pm رسوبات روی آن)، ۲- گوه گوشته‌ای، ۳- پوسته قاره‌ای. گرین و رینگ‌وود (۱۹۶۸)^۱ ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و یا آبدایی ورقه فرورانش شده را به عنوان نقش مهم در ژنز ماگماها در نظر گرفته‌اند. تاتسومی و همکاران (۱۹۸۹)، معتقدند متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای نقش اساسی در تولید ماگما مناطق قوس قاره‌ای دارا می‌باشند (فتح آبادی، ۱۳۹۳).
- همچنین ماگماتیسیم محیط‌های قوسی ممکن است، در اثر تفریق مذاب‌های گوشته‌ای و یا مذاب‌های حاصل صفحه فرورونده نیز حاصل شود. تحول مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی صفحه فرورونده، در شرایط خاص باعث تشکیل ماگمایی با محتوی آب و فوگاسیته بالای اکسیژن (ماگمای آداکیتی) می‌شود (اویارزون و همکاران، ۲۰۰۱).
- زمانیکه گرادیان زمین‌گرایی در زون بنیوف بالا باشد، ورقه فرورونده قبل از اینکه آب خود را کاملاً از دست دهد، ذوب شده و ماگمای آداکیتی ایجاد می‌نماید (پیکاپ، ۱۹۹۶).
- در سال‌های اخیر، مطالعات گسترده‌ای در مورد پتروژنز آداکیت‌ها انجام شده، اما این مطالعات با

1- Green & Ringwood

مجادلات و سردرگمی‌های بسیاری همراه بوده است. مشاهدات و تجارب آزمایشگاهی، فرضیه تولید آداکیت‌ها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرورونده که در حد رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون شده است، را قدرت بخشیده‌اند. تجارب آزمایشگاهی بر روی ذوب متابازالت‌ها و آمفیبولیت‌ها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلو بار (شرایط پایداری گارنت) منجر به تولید مذاب‌های آداکیتی شد (برد و لوفگرن^۱، ۱۹۹۱). همچنین، حضور آداکیت‌ها در زون‌های فرورانش، بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (مکفرسون، ۲۰۰۶). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی‌تر، بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (دوفان و دروموند، ۱۹۹۰)، لذا تشکیل ماگماهای آداکیتی از راه ذوب پوسته اقیانوسی جوان، محتمل‌تر به نظر می‌رسد.

به اعتقاد گرو^۲ و همکاران (۲۰۰۵)، برخی از گدازه‌های آداکیتی از تبلور ماگمای گوشته‌ای آبدار شده حاصل گردیده‌اند که گوشته محل منبع آن‌ها قبلاً توسط ذوب بخشی حاصل از ذوب ورقه فرورو متحمل متاسوماتیسم شده است. بنابراین، احتمال دارد که بعضی از سنگ‌های آذرینی که ویژگی‌های آداکیتی دارند، در حقیقت مذاب‌های خالص مشتق از ذوب بخشی ورقه فرورنده نباشند، بلکه از ذوب بخشی یک منبع گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرورو حاصل شده باشند (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

ذوب بخشی پوسته تحتانی ضخیم و دگرگون شده تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت/اکلوزیت در فشار حداقل ۱۵ کیلو بار و دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (محدوده پایداری گارنت) می‌تواند به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی منجر شود (پیکاک^۳، ۱۹۹۴؛ ژو و همکاران، ۲۰۰۶).

همانطور که گفته شد آداکیت‌ها از ذوب بازالت‌های آبدار (دگرگون‌شده)، تشکیل می‌شوند. این بازالت‌ها

1- Beard & Lofgren

2- Grove

3- Peacock

تحت فشار موجود در اعماق پوسته یا گوشته بالایی ناپایدار می‌شوند و در نتیجه با برجای گذاشتن یک تفاله گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی، ماگمایی با ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص همچون آداکیت‌ها را بوجود می‌آورند (گاریسون و دیویدسون، ۲۰۰۳).

- دامنه گسترده میزان Nd، نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ کم، محتوای K_2O بالا و عدد منیزیم بالای برخی آداکیت‌ها نشان می‌دهد که توسط مکانیسم پیچیده و در اثر ذوب بخشی مواد مافیک در پوسته پائینی ضخیم شده و یا گوشته غنی شده به وجود آمده‌اند (هوو^۱ و همکاران، ۲۰۰۴، در تنها، ۱۳۸۸).

- مقادیر بالای Sr و عدم آنومالی منفی Eu حاکی از عدم حضور فاز پایدار پلاژیوکلاز در منبع ماگمای آداکیتی می‌باشد. این خصوصیات شیمیایی به همراه مقادیر بالای Al_2O_3 و Na_2O و تفکیک شدید LREE و HREE مشابه با شرایط درجه حرارت و فشار ذوب بخشی ترکیبات اکلوژیت یا گارنت-آمفیبولیت در محل منشاء این سنگ‌هاست (مارتین^۲ و همکاران، ۲۰۰۵).

- آداکیت می‌تواند توسط فرآیندهای تبلور بخشی، هضم و یا ذوب بخشی واحدهای مافیک پوسته پائینی و در محدوده پایداری کلینوپیروکسن، آمفیبول \pm گارنت به وجود بیاید (آرتون و پترفورد^۳، ۱۹۹۳).

- کاستیلو^۴ (۲۰۰۶)، بر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورانده شده و رخداد فرآیند AFC (تبلور تفریقی همراه با هضم) برای تشکیل ماگمای آداکیتی تأکید دارد و در واقع تحولاتی که ماگما طی فرآیند هضم و تبلور تفریقی متحمل می‌شود را دلیل ژئوشیمی متفاوت آداکیت‌ها با بقیه ماگماهای مناطق فرورانش می‌داند.

برای تشکیل ماگمای آداکیتی، ورقه اقیانوسی تا اعماق حدود ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری در گوشته فرو می‌رود و دگرگون می‌شود. برای ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون شده مزبور دمایی بالاتر از ۱۰۰۰

1- Hou

2- Martin

3- Atherton & Perford

4- Castillo

درجه سانتیگراد نیاز است. براساس آزمایشات تجربی که توسط اسکایه و همکارانش در (۲۰۰۲) انجام شده است، فشار لازم برای تشکیل این ماگما حدود ۲۲۰ MPas (۱۹۰ MPas) می باشد. همانطور که قبلاً نیز گفته شده است ماگمای آداکیتی غنی از آب می باشد. این آب توسط فرایندهای آزدایی از ورقه اقیانوسی و از شکسته شدن سرپانتینیت های موجود در لایه زیرین پوسته اقیانوسی تأمین می گردد (اشمیت و پلی، ۱۹۹۵).

- ذوب بخشی گوه گوشته ای پریدوتیتی همراه با مشارکت سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده می تواند به تشکیل سنگ های آندزیتی با محتوای بالای Sr/Y و محتوای پائین HREE در نتیجه ذوب ورقه فرورونده تولید شود که همان ماگمای آداکیتی است (دیویس و استرنسون^۱، ۱۹۹۲).

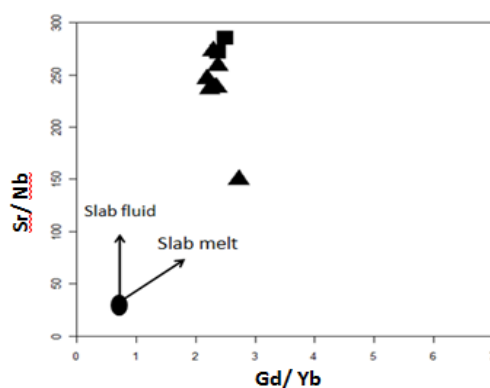
- ذوب بخشی رسوبات فرورونده شده و سیالات یا مذاب های مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوماتیسم و غنی شدن ناحیه منشاء ماگماهای مرتبط با فرورانش شود (البورگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۲؛ گیو^۳ و همکاران، ۲۰۰۵). سیالات حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی با مقادیر بالای U, Sr, Rb, Ba و Pb شناخته می شوند در حالی که ذوب بخشی رسوبات فرورانش شده دارای تمرکز بالایی از Th و LREE می باشند (هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۷؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۷). پس از این مقدمه به بررسی نقش عوامل مختلف در تشکیل آداکیت های مورد مطالعه می پردازیم.

با توجه به نمودار Sr/Nb در مقابل Gd/Yb (سان و همکاران، ۱۹۸۹)، سیال آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورانش یافته در ایجاد ماگماهای آداکیتی منطقه مورد مطالعه نقش بسزایی ایفا کرده اند (شکل ۵-۱).

1- Davies & Sterenson

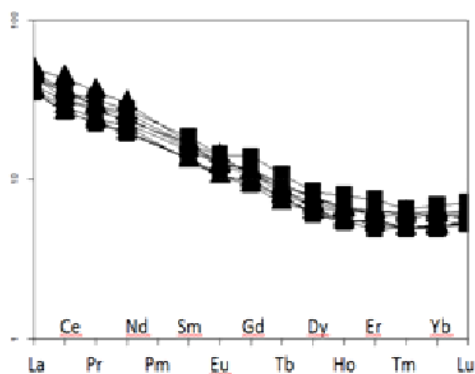
2- Elburg

3- Guo

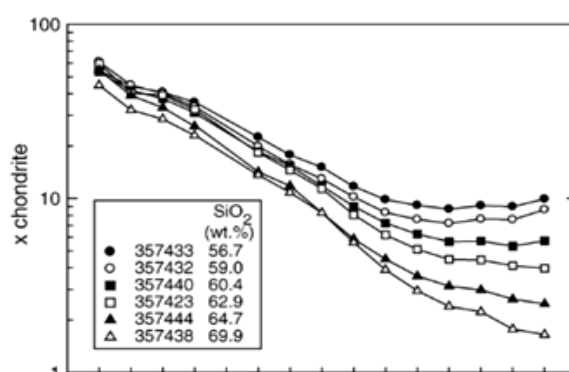


شکل ۵-۱- نمودار در مقابل Gd/Yb و نقش بیشتر سیالات آزاد شده از اسلب فرورونده شده در ایجاد ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه (سان و همکاران، ۱۹۸۹).

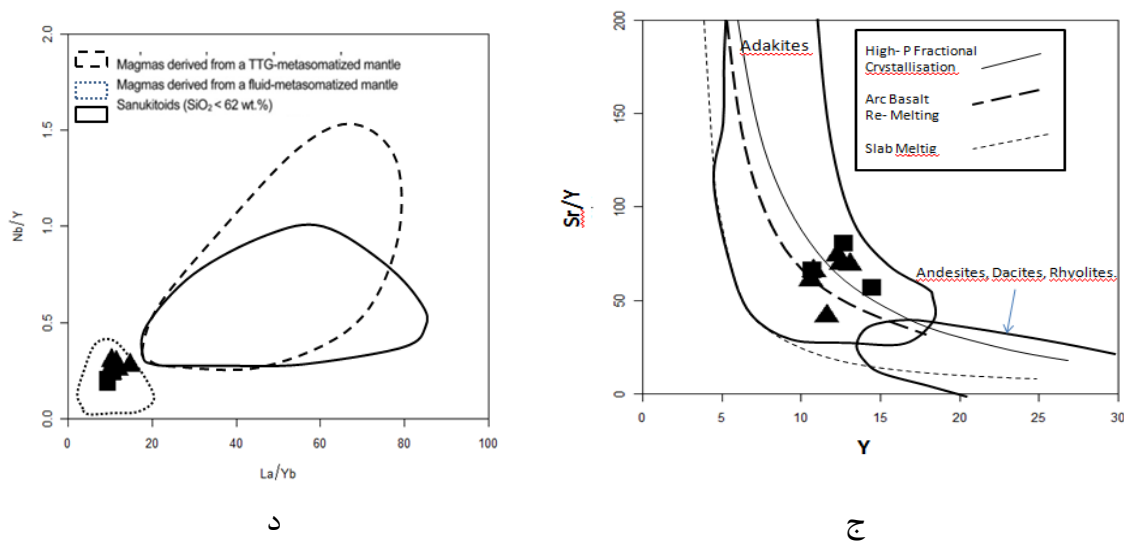
مجموع ویژگی‌های ژئوشیمی و ماهیت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی کلی منطقه مورد مطالعه و همچنین مقایسه شواهد با معیارهای ارائه شده توسط مکفرسون، (۲۰۰۶)، نشأت گرفتن ماگماهای آداکیتی سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی همراه با مشارکت سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده را بیشتر تأیید می‌کند (شکل ۵-۲).



ب



الف



شکل ۵-۲- الف. نمودار بهنجار شده برای آداکیت‌های کم سیلیس ارائه شده توسط مکفرسیون (۲۰۰۶). ب. نمودار بهنجار شده آداکیت‌های کم سیلیس منطقه رژه. ج. نمودار Sr/Y در مقابل Y جهت تعیین ماگماهای آداکیتی کم سیلیس مورد مطالعه. نمونه‌ها در امتداد روندی قرار می‌گیرند که معرف ذوب گوه گوشته‌ای می‌باشد. د. نمودار Nb/Y در مقابل La/Y جهت تعیین منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه.

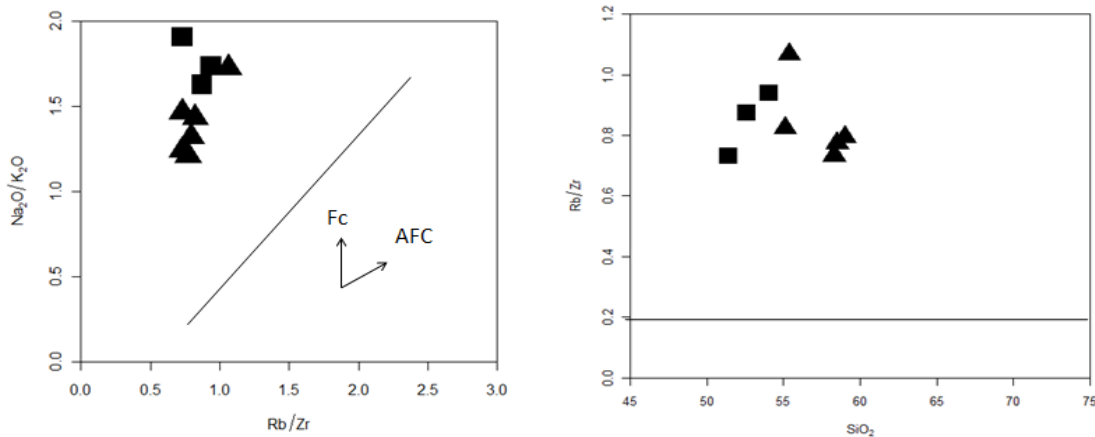
۵-۳- بررسی نقش هضم، آرایش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های

نیمه عمیق مورد مطالعه

آنکلاوها بهترین شاهد آرایش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی می‌باشند (هیبارد و ساباتیو 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 میکروگرانولار مافیک، لخته‌های مافیک (پیروکسنیتی و هورنبدیتی)، آنکلاوهای گنایسی، لوکوگابرویی، توفی سیلتستونی، آمفیبولیتی نیز اشاره کرد. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته‌های مافیک شاهد بارزی از اختلاط ماگمایی هستند و در واقع از بخش‌های ابتدا تبلور یافته در اتاق ماگمایی هستند که در طی جابجایی بعدی ماگما حرکت نموده و با ماگمای اصلی در هم آمیخته شده و دارای حاشیه‌های کنگره‌دار و تیز می‌باشند. آنکلاوهای گنایسی، لوکوگابرویی و توفی سیلتستونی نیز شاهد بارزی از آرایش پوسته‌ای هستند.

همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیوم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی برای آرایش ماگما با پوسته باشد. از آنجائیکه عناصر ناسازگار Rb، K، 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 آرایش پوسته‌ای باشد (دیویدسون و همکاران، ۱۹۸۷). در نمودارهای K/Rb و Rb/Zr در مقابل SiO_2 تغییرات این نسبت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۵-۳).

با توجه به نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) نمونه‌های مورد مطالعه به طور بارز از روند AFC تبعیت می‌کنند (شکل ۵-۴). این روند نشان‌دهنده آن است که فرآیند تفرق بلوری همراه با هضم و آرایش برروی نمونه‌های سنگی مربوط به گنبد‌های مورد مطالعه اثر گذار بوده است. بنابراین می‌توان گفت که ماگمای آداکیتی تفریق‌یافته در حین صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آرایش یافته است. شواهد صحرایی و پتروگرافی (حضور آنکلاوهای متعدد)، و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) نظیر K، Rb، Th و U مؤید این مسأله می‌باشند.



شکل ۵-۳- به چگونگی توزیع نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار Rb/Zr در مقابل SiO₂ (دیویدسون و همکاران، ۱۹۷۸). با توجه به قرارگیری نمونه‌ها در بالاتر از حد ۰/۲ برای Rb/Zr نمونه‌های سنگی مورد مطالعه متحمل آرایش پوسته‌ای شده‌اند.

شکل ۵-۴- نمودار K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲). در این نمودار موقعیت ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه از روند Fc تبعیت می‌کند.

۵-۴- خصوصیات محل منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آداکیت‌های

منطقه مورد مطالعه

بر اساس شواهد و ویژگی‌های بدست آمده، سنگ‌های منطقه دارای منشاء کمان آتشفشانی بوده و در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای ایجاد شده‌اند. حضور کانی‌های آبدار و ماهیت کالک آلکالن سنگ‌های منطقه نیز از شواهد دیگری است که این موضوع را تأیید می‌نماید. نحوه شکل‌گیری انواع ماگماهای آداکیتی در جایگاه قوس قاره‌ای توسط محققینی همچون (موین، ۲۰۰۹) در مدل تکتونیکی (شکل ۵-۵) ترسیم شده است. به نظر این محقق ذوب ورقه اقیانوسی در اعماق ۷۰ الی ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ کیلوپار می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس شود. اگر ماگمای حاصل از تبلور به طور مستقیم صعود کند، ماگماهای غنی از سیلیس ایجاد خواهد شد.

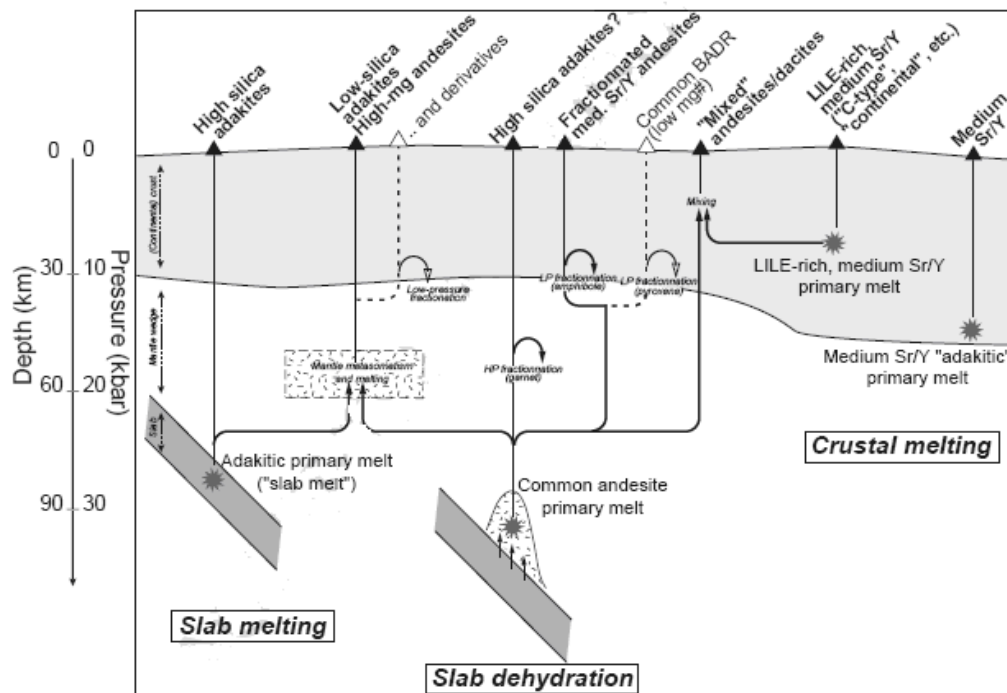
متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورانش یافته به پایین آمدن

دمای ذوب منجر می‌شود و ماگماهای آداکیتی کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا تولید خواهد شد. این ماگماها اگر در فشارهای بالا تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگ‌های حدواسط ایجاد خواهند کرد (مکفرسون^۱ و همکاران، ۲۰۰۶؛ اولمر^۲ و همکاران، ۲۰۰۸).

شکل‌گیری ماگما در محل منشاء قوس‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ها حاصل آزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای روی آن در نتیجه ورود سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده می‌باشد. در آغاز فرورانش، پوسته اقیانوسی آب خود را با خروج آب بین ذره‌ای رسوبات از دست می‌دهد. ورقه اقیانوسی فرورونده در اعماق دچار دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت و یا اکلوزیت می‌گردد. آب آزاد شده حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه به سمت بالا حرکت کرده و وارد گوه گوشته‌ای و سبب متاسوماتیسم شدن آن می‌شود. عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) که در فازهای پایدار در رخساره آمفیبولیت و یا اکلوزیت سازگارند، در محل منبع باقی مانده و عناصر ناسازگار همچون عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر سبک (LREE) به همراه سیالات (مذاب حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی و آب حاصل از آزدایی این ورقه) وارد گوه گوشته‌ای می‌شود. این سیالات سبب ذوب گوشته متاسوماتیسم شده 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 شده است. حال با توجه به ماهیت کم سیلیس بودن آداکیت‌های مورد مطالعه و غنی بودن آنها از MgO، مذاب‌های نشأت گرفته از گوه گوشته‌ای در ساخت سنگ‌های مورد نظر امری منطقی و مسلّم است.

1- Macpherson

2 - Ulmer



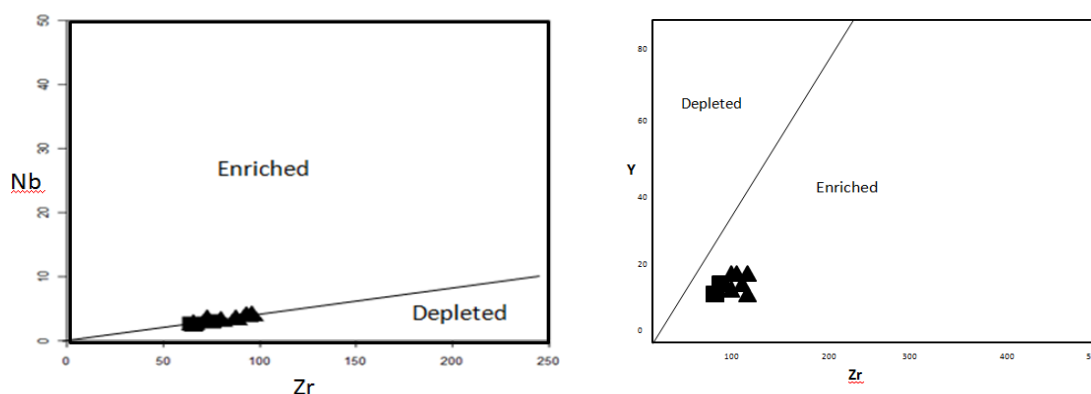
شکل ۵-۵ مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (مومین، ۲۰۰۹).

همانطور که در مباحث قبلی گفته شد، تهی‌شدگی از عناصر HFSE، یکی از ویژگی‌های ماگماهای قوس قاره‌ای می‌باشد. یکی از دلایل تهی‌شدگی، نامحلول بودن این عناصر در آب است و در نتیجه قابلیت انتقال به وسیله سیالات ناشی از آزدایی لیتوسفر اقیانوسی به گوه‌گوشته‌ای را ندارند (تاتسومی و همکاران، ۱۹۸۶؛ موری و همکاران، ۱۹۹۲؛ برنان و همکاران، ۱۹۹۴؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴).

شواهد آزمایشگاهی اخیر نشان داده است که تحرک HFSE در طول آزدایی صفحه فرورونده، احتمالاً با افزایش فشار و مقادیر سیالات آزاد شده افزایش می‌یابد (استالدر و همکاران، ۱۹۹۹) از دیگر سازوکارهای پیشنهاد شده در مورد تحول ماگمای آداکیتی می‌توان به جداسدن ترجیحی این عناصر در فازهای جامد دیرگداز در خلال ذوب‌بخشی و در فازهای جامد انباشتی در طول تفریق ماگما (اشمیت و همکاران، ۲۰۰۴؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) و یا باقی ماندن این عناصر در داخل لیتوسفر بواسطه تأثیر متقابل سنگ / مذاب در طول صعود ماگما اشاره کرد (مانکر و همکاران، ۲۰۰۴).

برای تشخیص غنی‌شدگی محل منشاء می‌توان از نمودارهای نسبت‌های عناصر ناسازگاری همچون Nb-Zr و Y-Zr (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) استفاده کرد (شکل ۵-۶ و شکل ۵-۷). این نمودارها نشان می‌دهند که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از گوشته غنی‌شده از این عناصر به وجود آمده‌اند و از عناصر سازگار و HFSE فقیر می‌باشند.

به نظر ژتو و موری (۱۹۹۹) اگر نسبت Ce/Yb در سنگ‌های حاصل از قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای بیشتر از ۱۵ درصد باشد، این مناطق قوسی غنی‌شده هستند در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه این نسبت بین ۱۹ تا ۳۳ تغییر می‌کند که حاکی از غنی‌شدگی محل منشاء تشکیل آنها می‌باشد. این نسبت‌ها در واقع مستقل از تبلور تفریقی و یا ذوب‌بخشی هستند و این غنی‌شدگی می‌تواند از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای، ناهمگنی منشاء، نرخ پایین ذوب‌بخشی محل منشاء و آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده باشد. با توجه به جایگاه تکتونیکی و شواهد مختلف صحرایی و آزمایشگاهی تمامی این فرایندها به خصوص تفریق و آلایش ماگمایی در تکوین مجموعه‌های سنگی این منطقه مؤثر بوده‌اند.



شکل ۵-۶- تفکیک منشأ غنی‌شده و تهی‌شده با استفاده از نمودار Y در مقابل Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).
شکل ۵-۷- تفکیک منشأ غنی‌شده و تهی‌شده با استفاده از نمودار Nb در مقابل Zr برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگمای آداکیتی منطقه مورد مطالعه

با توجه به رخنمون‌های سنگی موجود در نوار آتشفشانی شمال زون ایران مرکزی، پیامد فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی یک حوضه آتشفشانی رسوبی پشت کمانی در

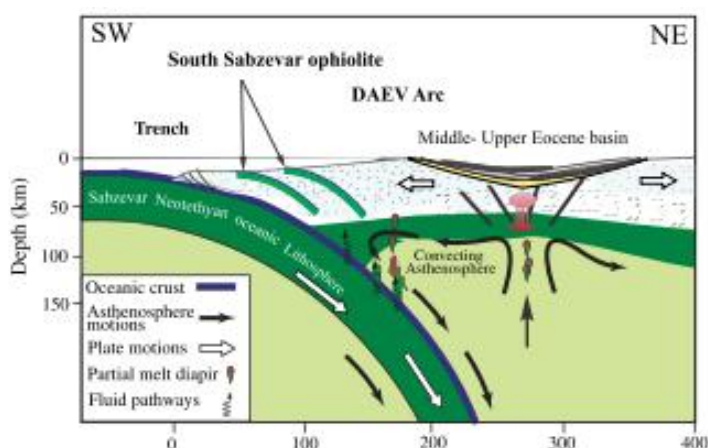
اواخر پالئوسن تا احتمالاً ائوسن بالایی تشکیل گردید که ضخامت زیادی از رسوبات و گدازه در آن نهشته شد (شکل ۵-۸). سپس در اواخر ائوسن به بعد تا احتمالاً ابتدای الیگوسن منطقه تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی تراکمی کوتاه مدت قرار گرفته و در جهات مختلف به ویژه رو به شمال متحمل بالا آمدگی و کوتاه‌شدگی شده است که با تشکیل تاقدیس و ناودیس‌های چین‌خورده توالی آتشفشانی- رسوبی اواخر پالئوسن- ائوسن مشخص می‌گردد و نمونه‌های بارز آن در عباس‌آباد، پهنواز، احمدآباد، شمال سمنان و ... مشاهده می‌شود. در موارد کمتر مارن‌های کرتاسه و سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک شده است. در ادامه فعالیت‌های آذرینی در ارتباط با کشش‌های موضعی و یا جایگزینی در ارتباط با گسل‌ها رخ داده است. این فعالیت‌های آذرین به صورت گنبد‌های نیمه عمیق و سیل می‌باشند که در نتیجه فرسایش و بالاآمدگی در سطح زمین دیده می‌شوند.

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 ۵-۹). این مذاب در پوسته تحتانی- میانی بصورت موضعی استقرار می‌یابد (شکل ۵-۱۰)، در این زمان متحمل تبلور تفریقی و آلیش پوسته‌ای شده است. توقف کوتاه مدت ماگما و تبلور اولیه آن 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 شده است. با صعود مجدد ماگمای تاحدودی تبلور یافته به ترازهای بالاتر پوسته، بخش‌های از ماگمای قبلاً تبلور یافته بصورت لخته‌های مافیک و انباشته‌های بلوری توسط ماگما حمل شده و بصورت آنکلاو ظاهر یافته‌اند.

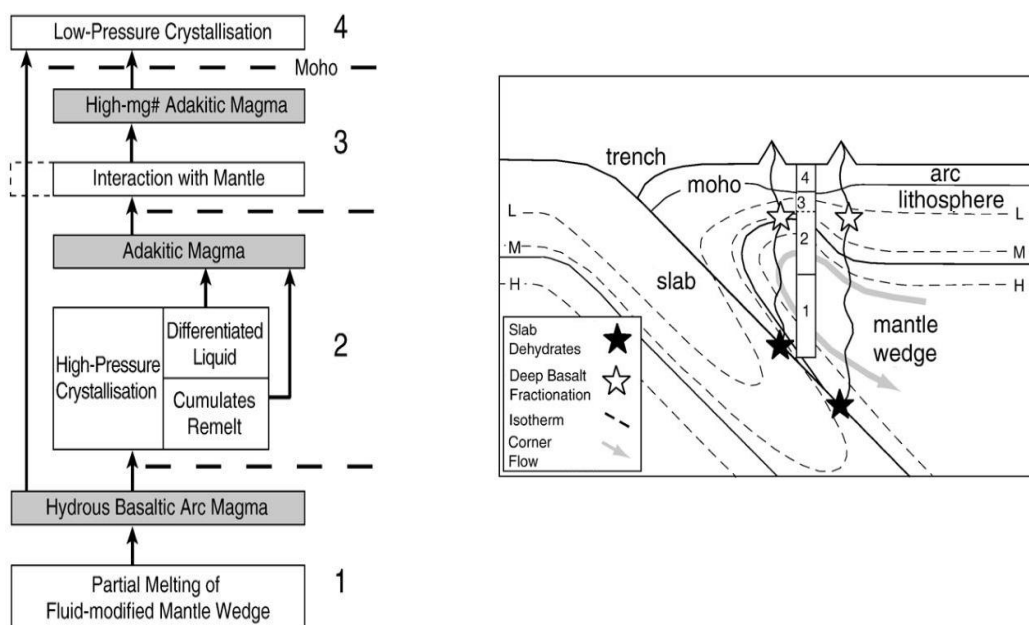
در ضمن قطعاتی از سنگ‌های میزبان اتاق ماگمایی بصورت آنکلاوهای آمفیبولیتی، گنیسی، تونالیتی و ... با آن حمل شده‌اند.

در نهایت مذاب‌هایی که به پوسته بالایی صعود کرده‌اند بصورت سیل، دایک و گنبد جای گرفته‌اند. سپس بر اثر بالا آمدگی و فرسایش، احتمالاً در اواخر الیگوسن یا در میوسن بر روی سطح زمین

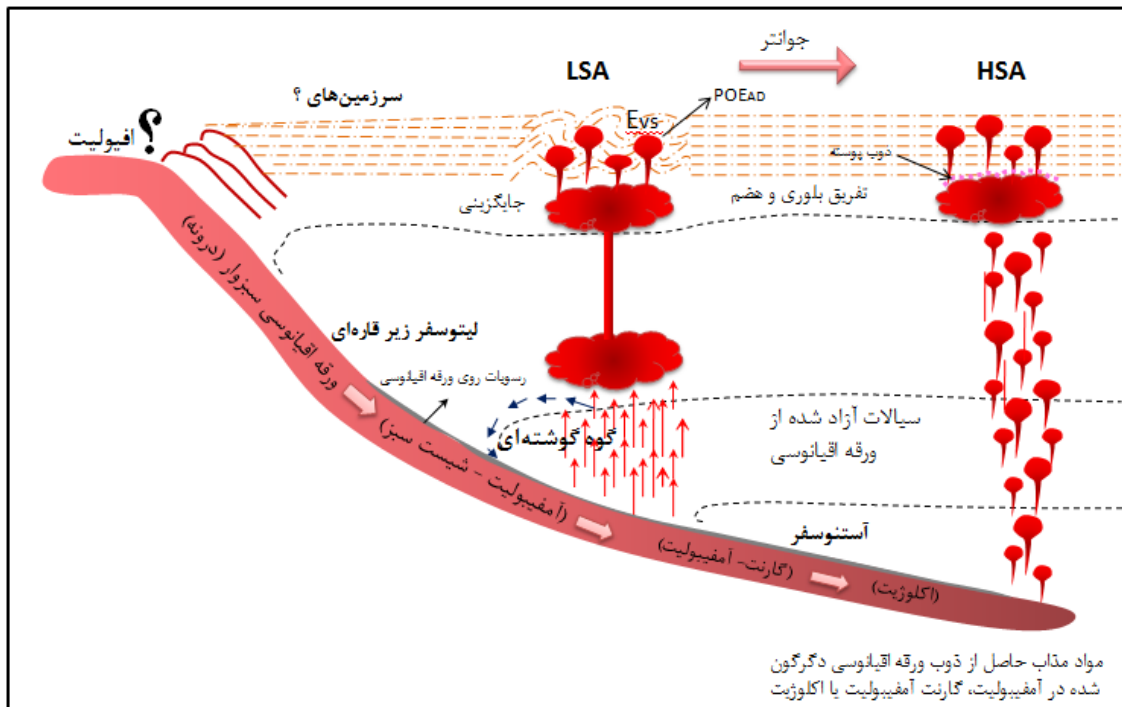
رخنمون پیدا کرده‌اند (شکل ۵-۱۱). وجود لایه‌های کنگلومرای سرشار از قطعات سنگی تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی سرچشمه گرفته از گندهای تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در غرب روستای رضا آباد (خارتوران) در بین مارن‌ها و مارن‌های گچ‌دار ایگو میوسن مؤید این امر است. معمولاً همراه با سنگ‌های آداکیتی کانسارسازی از نوع Fe, Cu, Au, Pb, Zn, Mn مشاهده می‌شود. لیکن در منطقه مورد مطالعه کانه‌زایی خاصی مشاهده نشد.



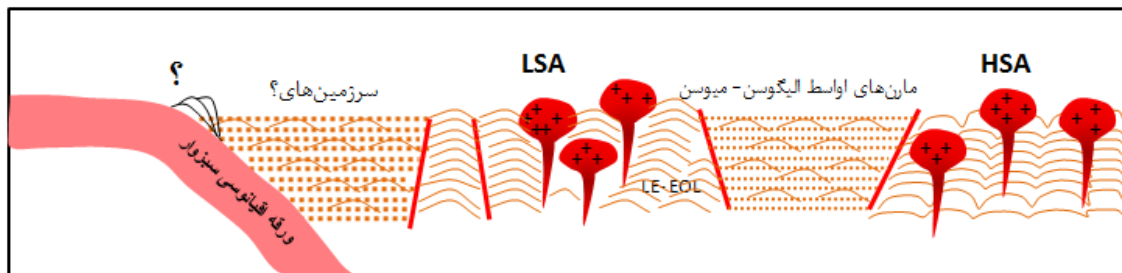
شکل ۵-۸- مدل شماتیک نشان‌دهنده تشکیل حوضه‌های آتشفشانی رسوبی در یک محیط پشت قوس مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی (قاسمی و همکاران، ۲۰۱۴).



شکل ۵-۹- مدل احتمالی پیشنهاد شده توسط مکفرسون (۲۰۰۶)، برای تشکیل سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس و فرایندهای مرتبط با تشکیل این آداکیت‌ها در فیلیپین.

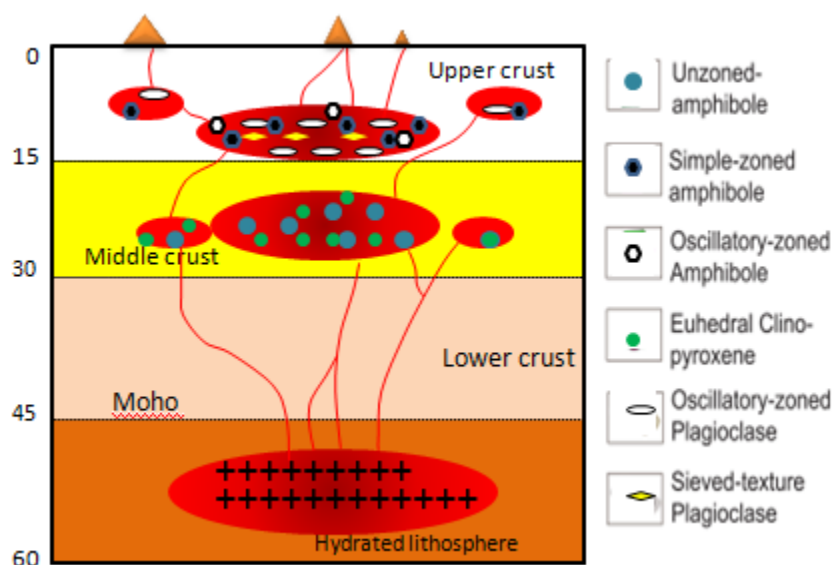


شکل ۵-۱۰- مدل شماتیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی جوان‌تر از ائوسن در منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار نظیر احمدآباد و مقیسه.



شکل ۵-۱۱- الگوی شماتیک نشان‌دهنده وضعیت جایگیری و رخنمون یافتن گنبد‌های آداکیتی مورد مطالعه در اواخر الیگوسن- میوسن به تشکیل حوضه‌های فرفرافته درون قاره‌ای پر شده توسط رسوبات مارنی و ماسه‌سنگی و گهگاه بازالتی الیگو میوسن در این تصویر توجه نمائید.

جمشیدی و همکاران (۲۰۱۵)، نیز با توجه به مطالعات میکروپروپ و ترموبارومتري که انجام داده‌اند، ایده‌ای مشابه برای تشکیل گنبد‌های آداکیتی مشابه در شمال و شمال غرب سبزوار، ارائه داده‌اند. در ضمن الگوی مشابهی برای جایگزینی ماگما برای منطقه مورد مطالعه نیز پیشنهاد شده که در شکل نشان داده شده است (شکل ۵-۱۲).



شکل ۵-۱۲- مدل شماتیکی از جایگزینی توده ماگمایی (جمشیدی و همکاران، ۲۰۱۵).

۵-۶- مقایسه آداکیت‌های رزه با تعدادی از آداکیت‌های گزارش شده در ایران و

جهان

سنگ‌های منطقه رزه از لحاظ پتروگرافی، ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی و پتروژنز، شباهت زیادی با آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و نوار افیولیتی سبزوار نشان می‌دهند (به جدول ۵-۱، رجوع کنید)، منتهی از لحاظ تقسیم‌بندی سیلیس، آداکیت‌های این منطقه از نوع سیلیس پایین می‌باشد.

آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند از نوع آداکیت‌های سیلیس بالا معرفی شده‌اند و ماگمای سازنده آن‌ها در اثر ذوب بخشی ورقه 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 رخمون 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 اکلوزیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده سبزوار است (تنها، ۱۳۸۸).

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

همچنین مقایسه آداکیت‌های منطقه رژه با آداکیت‌های مطالعه شده در سایر نقاط جهان (جدول ۵-۲) بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و بعضاً گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (در حقیقت از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده با سیالات آزاد شده از ذوب ورقه، اقیانوسی فرورونده حاصل شده‌اند) را دارا می‌باشند 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 منشاء پوسته تحتانی اشاره کرد.

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی های ژئوشیمیایی آداکیت های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت های ایران.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت های منطقه رزه	آداکیت های باشتین (شمال غرب - غرب سبزوار)	آداکیت های جنوب قوچان	آداکیت های شهر فیروزه (غرب نیشابور)	آداکیت های جنوب غرب بیرجند	آداکیت های منطقه مقیسه	آداکیت های شهر فیروزه (غرب نیشابور)
SiO ₂ (wt.%)	۵۱/۳۸ - ۵۹/۰۲	≥ 69.3	≥ 61.3	60.09-67.86	56-61.5	64.9-70	60.09-67.86
Al ₂ O ₃ (wt.%)	۱۵/۲۶ - ۱۶/۷۸	≤ 17.66	≥ 16.38	≥ 16.38	15-17	15.84-17.37	≥ 16.38
MgO(wt.%)	۳/۹ - ۹/۰۹	≤ 4.98	≤ 3.5	1.67-3.37	1.3-3.5	0.68-2.87	1.67-3.37
Na ₂ O (wt.%)	۳/۳۳ - ۵/۰۱	۴-۶	3.7-6.5	4.6-6.92	3.5-4.5	4.04-4.74	4.6-6.92
K ₂ O (wt.%)	۲/۴۷ - ۳/۴۶	میانگین 3	0.7-3.4	0.45-1.98	2.5-5	1.33-1.60	1.45-1.98
Sr (ppm)	۴۷۹ - ۱۰۲۱	≥ 497	130-730	219-994	598-1100	487-771	219-994
انومالی منفی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu	فقدان انومالی Eu
Y (ppm)	۱۰/۶ - ۱۴/۵	≤ 15	≥ 18.6	≤ 18.6	14-20	5-10	≤ 1.86
Sr/Y	۴۱ - ۸۰	20 ≤	میانگین 46.57	21-88	میانگین 19.3	82-133	21-88
Yb (ppm)	۱۰/۳ - ۱/۴۴	1.9 ≥	1.54 ≤	1-1.67	میانگین 1.9	0-1	1-1.67
La/Yb	۹-۱۴	16 ≤	میانگین 25.6	7-11	میانگین 19.8	45-72	7-11
HFSE (Nb,Ta)	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE	مقدار کم HFSE
Rb/La	۴/۳۵	میانگین 10.5	میانگین 1.8	میانگین 1.7	میانگین 2.6	0.54-1.04	میانگین 1.7
Ba/La	۲۸/۲۳	میانگین 84	میانگین 1.8	18.5	میانگین 12	23-32.2	18.5
منبع	جمالی (۱۳۹۳)	صالحی نژاد (۱۳۸۷)	تنها (۱۳۸۸)	دهنوی (۱۳۸۸)	دلاور (۱۳۸۹)	فتح آبادی (۱۳۹۳)	دهنوی (۱۳۸۸)

جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی های ژئوشیمیایی آداکیت های مورد مطالعه با چند مورد از آداکیت های سایر نقاط جهان.

ویژگی مورد بررسی	آداکیت های منطقه رژه	کمپلکس آداکیتی در Xuelongbao جنوب چین	آداکیت های دابی (چین مرکزی)	آداکیت های جنوب تبت	آداکیت های کمان آتشفشانی کیوشو (جنوب غرب ب ژاپن)	آداکیت های شمال غربی کراتون غرب آفریقا	آندزیت های منیزیم بالای کرتاسه و ائوسن کوه های کیتاکامی ژاپن
SiO ₂ (wt.%)	۵۹-۵۱.۳	۷۲-۶۲	۵۷-۶۳/۵	۵۱/۰۸-۷۱/۰۳	۶۳-۶۸	۵۰-۷۳	۵۰/۱-۶۸/۱
Al ₂ O ₃ (wt.%)	۱۵/۸۴-۱۷/۳۷	۱۴/۳-۱۷/۷	۱۴/۳-۱۶/۳	۱۵/۴۷-۱۷/۶۸	۱۵/۱۵	۱۳-۱۹/۷	۱۱/۳-۱۶/۲
MgO(wt.%)	۰/۶۸-۲/۸۷	۰/۲-۲/۳	۲/۱۳-۴/۵۵	۰/۶۷-۵/۲	4.5 ≤	۰/۸-۰/۱۵	۶/۵-۱۵
Na ₂ O (wt.%)	۴/۰۴-۴/۷۴	۴/۱-۶/۷	۳/۹-۴/۱۸	۲/۸۵-۵/۵۳	۳۶	۲-۶/۴	۱/۸-۴/۶
K ₂ O (wt.%)	۱/۳۳-۱/۶۰	۰/۴-۱/۹	۲/۵-۳/۴۸	۲/۳۶-۶/۸۹	۲ ≤	۰/۲-۱/۳	۰/۲-۲/۱
Sr (ppm)	۴۸۷-۷۷۱	۳۲۰-۷۷۵	۵۸۰-۷۸۰	۶۷۵-۱۳۰۹	۷۰۰-۱۰۰۰	۱۰۸-۴۹۸	-
Eu آنومالی منفی	فقدان آنومالی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu	آنومالی منفی Eu
Y (ppm)	۵-۱۰	میانگین ۵/۴	۱۳-۲۱	۴/۴۳-۱۶/۷	میانگین ۲۰	کمتر از ۲۱/۴	۵/۲-۱۹/۷
Sr/Y	۸۲-۱۳۳	میانگین ۱۲۲/۷	۳۰/۵-۴۹	میانگین ۱۰۶/۴	۲۰-۸۰	۲۵ (میانگین)	-
Yb (ppm)	۰-۱	۰/۵	۱/۲-۱/۹	۰/۳۹-۱/۵۳	۱ ≤	کمتر از ۲	۱/۲ (میانگین)
La/Yb	۴۵-۷۲	میانگین ۲۲/۵	میانگین ۳۰	میانگین ۵۵	میانگین ۲۵	۹/۲ (میانگین)	۱۶/۴ (میانگین)
HFSE(Nb,Ta)	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE	کم HFSE
Rb/La	۰/۵۴-۱/۰۴	میانگین ۶/۲	میانگین ۳	میانگین ۱/۹	میانگین ۲/۲	۱/۳ (میانگین)	۱/۲ (میانگین)
Ba/La	۲۳-۳۲/۲	میانگین ۱۰۴/۵	۱۵-۶۰	میانگین ۱۹/۸۸	۱۶/۷	۲۱/۵ (میانگین)	۱۶/۸ (میانگین)
منبع	ساداتی جمالی ۱۳۹۳	زوو و همکاران (۲۰۰۶)	وانگ و همکاران (۲۰۰۷)	دی چانگ و زو و همکاران (۲۰۱۲)	کامی (۲۰۰۴)	براووز و همکاران (۲۰۰۴)	وانگ و همکاران (۲۰۰۶)

فصل ششم:

نتیجہ گیری و پیشہادات

۶-۱- نتیجه‌گیری

مهم‌ترین نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی بر روی گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه به شرح ذیل می‌باشند:

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

- فعالیت‌های آذرین پس از ائوسن، موجب پیدایش ماگماهای حدواسط شده که پس از تبلور و انجماد، به صورت گنبد‌ها و دایک‌های نیمه عمیق رخنمون یافته‌اند.

- سنگ‌های آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه، بافت‌های پورفیری، پورفیروئیدی، گلومروپرفیری و جریان‌ی نشان می‌دهند.

- پلاژیوکلازها غالباً دارای منطقه بندی ترکیبی، ماکل پلی سنتتیک و آلبیت- کارلسباد هستند و در برخی مقاطع به سریسیت دگرسان شده‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد مختلف در سنگ‌ها حضور دارند و اندازه برخی از آن‌ها به ۵ میلی‌متر هم می‌رسد.

- هورنبلند سبز و اکسی‌هورنبلند در اکثر نمونه‌ها حضور دارند و به صورت فنوکریست یا ریزبلور در زمینه سنگ یافت می‌شوند.

- پیروکسن‌های موجود در سنگ غالباً از نوع اوژیت بوده که به صورت فنوکریست یا به صورت ریز بلور در زمینه سنگ حضور دارد.

- در این سنگ‌ها آنکلاوهای گنایسی، لوکوگابرویی، آمفیبولیتی و گابرویی وجود دارد و شاهد بارزی بر آرایش پوسته‌ای می‌باشند. آنکلاوهای سرچشمه گرفته از انباشته‌های کانی‌های مافیک و سنگ‌های داری ماهیت پگماتوئید- دیوریتی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، حاصل اختلاط پیش تبلور یافته ماگما با محصولات تبلور یا مذاب‌های فلسیک‌تر آن می‌باشد.

- گنبد‌های ساب‌ولکانیک دارای ترکیب سنگ‌شناسی تراکی‌آندزیتی و تراکی‌آندزی‌بازالتی می‌باشند.

- سنگ‌های ساب‌ولکانیک مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن می‌باشند.
- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر)، 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.
- در الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، عناصر کمیاب‌خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند که از تبلور تفریقی و تا حدودی آلیش ماگما توسط مواد پوسته‌ای است.
- با توجه به معیارهای تعریف شده توسط دوفان و درومون، ۱۹۹۰ و مارتین و همکاران، ۲۰۰۵ سنگ‌های مورد مطالعه در گروه آداکیت‌های سیلیس پایین قرار می‌گیرند.
- ماگماهای آداکیتی در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگ‌های میزبان آلیش پیدا کرده‌اند. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای متعدد)، شواهد پتروگرافی (حضور بافت‌های غیر تعادلی و خوردگی‌ها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک و بویژه عناصر LILE نظیر K, Rb, Th و U) مؤید این مسأله می‌باشند.
- آداکیت‌های منطقه رژه شباهت زیادی با آداکیت‌های پیرامون بیرجند و سبزوار (منطقه شمال غرب باشتین، جنوب قوچان، شهر فیروزه و ...) نشان می‌دهند.
- همچنین مقایسه آداکیت‌های رژه با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده را نشان می‌دهد و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی که دارای مقادیر بالاتر نسبت‌های Rb/La, Sr/Y, La/Yb, Ba/La هستند، تفاوت‌های آشکاری دارند.
- ولی در مجموع با توجه به شواهد ژئوشیمیایی ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده

مناسب‌ترین منشاء برای تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۶-۲- 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 (میکروپروپ) بر روی کانی‌های مناسب موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور شناخت دقیق ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها و شرایط ترموبارومتري تشکیل مذاب‌های سازنده آنها یا عمق جایگزینی و استقرار آنها.
- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی Sr^{87}/Sr^{86} و Nd^{143}/Nd^{144} در سنگ‌های مورد مطالعه به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشأ 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

- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- آقاجانی ح، محمدی ح، بابایی ب، (۱۳۹۱)، "شناسایی پتانسیل های معدنی منطقه رزوه شاهرود با استفاده از داده های سنجش از دور". **مجله زمین شناسی کاربردی**، شماره ۳، دوره ۲، ص ۷۲-۷۹.
- آقاباتای ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.
- احمدزاده غ، جهانگیری ا، مجتهدی م، لنتز د، (۱۳۸۹)، "پتروژنز سنگ های آداکیتی پس از تصادم پلیوکواترنری در شمال غرب مرند"، **مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران**، سال هجدهم، شماره ۴، زمستان ۱۳۸۹، از صفحه ۷۰۹ تا ۷۲۲.
- اللهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "پتروژنز سنگ های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- الهیاری س، قاسمی ح، صادقیان م، طاهری ع، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی شمال و غرب کاهک، شمال شرق شاهرود"، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران.
- اشتوکلین و همکاران (۱۳۵۲)، "بررسی مقدماتی زمین شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بحیرایی ز، خلعتبری جعفری م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی ائوسن محدوده رزه، جنوب شاهرود"، اولین همایش زمین شناسی کاربردی، دانشگاه دامغان.
- بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان نامه ارشد: "پتروولوژی سنگ های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروود"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- برهمند م.، قاسمی ح.، (۱۳۸۹) ،" ب، بررسی عوامل تهی‌شدگی و تهی‌نشده‌گی عناصر HFS در ماگماتیسیم آلکالن پشت قوسی الیگوسن ایران مرکزی در نواحی گرمسار و احمدآباد". چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور، ۱۲ تا ۱۴ آبان ماه ۱۳۸۹، دانشگاه پیام نور مشهد، صفحات ۱۹۸ تا ۲۰۴.

- برهمند م.، قاسمی ح.، (۱۳۸۹) ،" الف، زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق موجود در سازند قرمز زیرین ناحیه گرمسار". چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، ۲۵ تا ۲۷ شهریور ماه ۱۳۸۹، دانشگاه ارومیه.

- برهمند م.، قاسمی ح.، طاهری ع.، صادقیان م.، (۱۳۸۹) ،" ژئوشیمی و پتروژنز روانه‌های بازالتی الیگوسن احمدآباد (جنوب شرق شاهرود)". هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۲۴ و ۲۵ شهریورماه ۱۳۸۹، دانشگاه تبریز، صفحات ۱۷۹ تا ۱۸۴.

- برهمند م.، (۱۳۸۹) ، پایان‌نامه 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.، جای م.، ، قاسمی ح.، محجل م.، (۱۳۹۳) ،" کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی، سال بیست و دوم، شماره سوم، ص ۴۷۱-۴۸۴.

- بلاغی اینالو ز.، صادقیان م.، جای م.، قاسمی ح.، علیمحمدیان ح.، (۱۳۹۳) ،" کاربرد شیمی کانیها در دما- فشارسنجی سنگهای متاپلیتی مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، اولین همایش زمین‌شیمی کاربردی، دانشگاه دامغان.

- بلاغی ز.، صادقیان م.، قاسمی ح.، محجل م.، (۱۳۹۲) ،" ژئوشیمی و سن‌سنجی U-Pb سنگ‌های گرانیتی کمپلکس دگرگونی- آذرین دلبر (بیارجمند)، جنوب شرق شاهرود"، هفدهمین همایش

انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.

- پیرمحمدی علیشاه ف، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی ترکیبات آداکیتی سه‌ند واقع در جنوب تبریز"، سی‌امین گردهمایی علوم زمین.

- تنها ع، قاسمی ح، (۱۳۸۷)، "پتروژنز گنبد‌های نیمه آتشفشانی شمال مشکان (جنوب قوچان)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، صفحات ۳۸۵ تا ۳۹۰، رشت.

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

- جمشیدی خ، قاسمی ح، صادقیان م، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پر سیلیس پسا‌فیولیتی سبزوار"، مجله پترولوژی، صفحه ۵۱-۶۸.

- جمشیدی، (۱۳۸۹) پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۵ ص.

- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه چینه‌شناختی اجتماعات دایکی دیابازی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی بند هزارچاه (جنوب شرق شاهرود) شاهدی بر ماگماتیسیم سیم‌رین میانی"، مجله ژئوشیمی، سال اول، شماره ۴، ص ۳۰۹ تا ۳۱۷.

- حسینی ح، صادقیان م و قاسمی ح، (۱۳۹۲)، "اهمیت کنگلومرای سرشار از قطعات گرانیتی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک در تعیین جایگاه چینه‌شناسی توده‌های گرانیتوئیدی بند هزارچاه بیارجمند و جنوب غرب میامی"، هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

- خاکی، س. (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین در منطقه رچ (جنوب غرب بیرجند)"، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

- خانعلی‌زاده ع، فارسی ز، صادقیان م، (۱۳۸۹)، پتروژنز، ژئوشیمی و جایگاه تکتونوماگمایی توده

گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور مشهد.

- خواجه‌زاده م. ح، (۱۳۸۸)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال ماعلمان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۶ص.

- درویش‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر، ص ۹۰۱.

- دلاور ز، صادقیان م، (۱۳۸۹)، "پتروژنز گنبد‌های آداکیتی جنوب غرب بیرجند"، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.

- دلاور ز، صادقیان م، فردوست ف، (۱۳۸۹)، "ماگماتیسم الیگوسن در منطقه جنوب غرب بیرجند"، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور، دانشگاه پیام‌نور مشهد.

- دلاور ز، صادقیان م، فردوست ف، قاسمی ح، (۱۳۸۹)، "ژئوشیمی و پترولوژی بازالت‌های پلیوکواترن جنوب غرب سرچاه‌شور (صمد آباد)"، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

- دلاور ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک جنوب غرب بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- دلاور ز، صادقیان م، (۱۳۸۹)، پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی گنبد‌های آذرین بیرجند"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین بهمن ۱۳۸۹.

- دهنوی ن، مهدیزاده شهری ح، صادقیان م، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ساب‌ولکانیک شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور"، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز- سرکت ملی مناطق نفتخیز جنوب.

- 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.، ندیم ح.، سهندی م.ر.، بهره‌مند م.، (۱۳۸۲)، "شرح نقشه زمین‌شناسی یک صد هزار رزوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور".
- رحمتی ایلخچی م.، (۱۳۸۱)، "گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱۰۰۰۰۰: ۱ رزوه"، ۲۹ صفحه.
- رحمتی ایلخچی م.، (۱۳۸۱)، "نگرشی دوباره بر مجموعه سنگ‌های دگرگونه شمال خاوری تروود"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، تهران، صفحات ۴۵۰ تا ۴۵۲.
- رضوی ر.، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- رضوی ر.، قاسمی ح.، صادقیان م.، (۱۳۸۹)، "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شمال داورزن"، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.
- سعیدی س.، صادقیان م.، جعفریان ع.، (۱۳۸۹)، "پتروژنز گنبد‌های آندزیتی رچ، الهیار و گیوشاد جنوب غرب بیرجند"، چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه.
- سعیدی س.، (۱۳۸۹): پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شاهرود، ۱۶۶ ص.
- صادقی ع.، صادقیان م.، قاسمی ح.، (۱۳۸۷) "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)"، شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گیلان، رشت.
- صادقی ع.، (۱۳۸۸): پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- صادقیان م.، قاسمی ح.، (۱۳۸۶)، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- صالحی نژاد ح.، صادقیان م.، قاسمی ح.، (۱۳۸۶)، "ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.

- صالحی نژاد ح، (۱۳۸۷): پایان نامه کارشناسی ارشد، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین، (جنوب غربی سبزوار)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فارسی ز، صادق‌یان م، (۱۳۸۶)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- فارسی ز، (۱۳۸۶): پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتاحی ا، (۱۳۸۲)، پایان نامه ارشد، "پتروژنز، رخساره‌ها و مکانیسم فوران آتشفشان مارکوه (جنوب قوچان)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتح‌آبادی ف، (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد، "زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتوحی‌راد غ، (۱۳۸۳): رساله دکتری، "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند"، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع، صادق‌یان م، (۱۳۹۲)، "موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود". پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، سال بیست و نهم، شماره اول، ۲۵-۴۴ ص.
- قاسمی ح، برهمند م، صادق‌یان م، (۱۳۹۰)، "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی". مجله پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، صفحات ۷۷ تا ۹۴.
- قاسمی ح، تنها ع، صادق‌یان م، خانعلی‌زاده ع، (۱۳۸۷)، "اولین گزارش از ماگماتیسم آداکیتی نئوزن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. اهواز.
- قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی

برای تشکیل سنگهای بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، صفحه ۶۹۹-۷۱۴.

- 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 بلور شناسی و کانی شناسی ایران** ۳: ۳۴۷-۳۷۰.

- قاسمی ح.، فتاحی ا.، (۱۳۸۳)، "ماگماتیسیم نئوژن در منطقه سرولایت (جنوب قوچان)"، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شاهرود.

- قاسمی ح.، فتح‌آبادی ف.، (۱۳۹۳)، "شواهد ماگماتیسیم آداکیتی پرسیلیس بعد از ائوسن در منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)". هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، آبان‌ماه ۱۳۹۲.

- 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.، لنکرانی م.، همام م.، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، مترجم، چاپ اول، مشهد، ص ۵۵۶.

- محمدی گورجی ا.، قربانی ق.، شفاهی مقدم ه.، (۱۳۹۱)، "منشاء ماگماتیسیم آداکیت‌های پرسیلیس شمال غرب سبزوار"، اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، کرمان.

- مر ف.، مدبری س.، (۱۳۸۴)، "کاربرد داده‌های زمین‌شیمیایی"، مترجم، چاپ اول، مرکز نشر دانشگاهی، تهران، ص ۴۵۲.

- مردانی م.، صادقیان م.، (۱۳۷۸)، "پتروژنز مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی پهناوز (جنوب غرب بیارجمند)"، نوزدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه گلستان.

- مردانی م.، (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی، ژئوشیمی و تحلیل رخساره‌ای سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی منطقه پهناوز، جنوب بیارجمند - شاهرود"، دانشکده علوم زمین،

دانشگاه صنعتی شاهرود.

- معین وزیری ح.، احمدی ع.، (۱۳۸۰)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، چاپ دوم،

انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۵۴۴.

- موسوی ا.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی منطقه

چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه‌زائی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی

شاهرود، ۱۴۸ صفحه.

- میسون ب.، مر ب.ک.، (۱۳۷۱)، اصول ژئوشیمی (ترجمه مر ف و شرفی ع.ا)، انتشارات دانشگاه

شیراز، ا جلد.

- نصرآبادی م.، معین‌وزیری ح.، رضوی م.ح.، مجل م.، (۱۳۸۹)، "تغییرات پاراژنهای کانی‌شناسی

گرانولیت‌های شمال غرب سبزوار در طی تحولات دگرگونی". مجله بلور شناسی و کانی‌شناسی

ایران ۴: ۵۳۱-۵۴۴.

- ولی‌زاده م.، صادقیان م.، اکرمی م.ع.، (۱۳۸۰)، "آنکلاوها و پترولوژی گرانیت (ترجمه)"،

انتشارات دانشگاه تهران، ۸۲۴ص.

- Reference

-Alavi M. (1991) "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Iran". **Geological society of America Bulletin**. Vol 103, pp 983-992.

-Atherton M.P., Petford N.,(1993) "Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust".**Earth and Planetary Science Letters**, vol 192, pp 561-570.

-Ayers J. (1998) "Trace element modeling of aqueous fluid–peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones". **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol 132, pp 390-404.

-Beard J.S., Lofgren G.E., (1991) "Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites". **Science**. vol 244, pp 195-197.

-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**. 285-293.

-Berberian M., King G.C.P., (1981) "**Toward the paleogeography and tectonic evolution of Iran Report**". 626pp.

-Berberian M., (1983) "The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust". **Canadian Earth Sciences**. Vol 20, pp163 – 183.

-Brenan J.M., Shaw H.F., Reyerson F.j., Phinney D.L., (1995) " Mineral- aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids.Geochem". **Cosmochim. Acta**. Vol 59, pp 3331- 3350.

-Best M.G., Christiansen E.H., (2001) "**Igneous Petrology. Blackwell Science**". 458pp.
-Best G. (2003) "**Igneous and metamorphic petrology**". 729pp.

-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**. Vol 43, pp 199- 217.

-Boynton W.V. (1984) "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In:

Henderson, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry". **Elsevier**. 63-114.

-Calmus T. et al., (2003) "Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (bajaites) from Baja California, Mexico: the role of slab melts". **Lithos**. Vol 66, pp 77-105.

-Castillo P.R. (2006) "An overview of adakite petrogenesis". **Chinese Science Bulletin** vol 51, pp 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**. Vol 97, pp 271–288.

-Castillo P.R. (2011) "Adakite petrogenesis". **Lithos**. Vol 134, pp 304-316.

-Castillo P.R. (2012) "Adakite petrogenesis". **Lithos**. Vol 134, pp304-316.

-Condie K.C. (2005) "TTG and adakites: are they both slab melts? In Roma, O.T., (Ed.), Granitic Systems-Ilmari Haapala Special Issue". **Lithos**. Vol 80, pp 33- 44.

-Cox K.G., Bell J.D., Pankhursts R.J., (1979) "The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin". 450pp.

-Davies J.H., Stevenson D.J., (1992) "Physical model of source region of subduction zone volcanics".**Journal of Geophysical Research**. Vol 97, pp 2037-2070.

-Davidson J.P., De Silva S.L., Holden P. and Holliday A.N., (1987) "Small-Scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host". **Journa Geophysics**. Vol 95, pp 17661-17675.

-Deer W.A., Howie R.A. and Zussman J., (1991) "an introduction to rock forming minerals" **Longman**. 528pp.

-Defant M.J., Drummond M.S., (1983) "Drivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". **Nature**. Vol 347, pp 662-665.

-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**. Vol 95, pp 21503-21521.

-Einalou M. B., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., & Mohajjel M. (2014) "Zircon U–Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): Implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of Central Iran". **Journal of Asian Earth Sciences**. Vol 92, pp 92-124.

-Elburg M.A., van Bergen M., Hoogewerff J., Foden J., Vroon P., Zulkarnain I., Nasution A., (2002) "Geochemical trends across an arc-continent collision zone: magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia". **Geochimica et Cosmochimica Acta**. Vol 66, pp 2771-2789.

-Esperanca S., Crisci M., Derosa R. and Mazuli R., (1992) "The role of- The crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy), contributions To Mineralogy To Island Arc". **Journal of Geology**. Vol 86, pp 323-334.

-Eyuboglu Y., Santosh M., Keewook Y., Osman B., Sanghoon K., (2012) "Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey)". **Lithos**. 218-232.

-Fenner C.N. (1948) "Incandescent tuff flows in southern Peru" Geological society of **America Bulletin**. Vol 59, pp 879-893pp.

- 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**. Vol 432, pp 892–897.

-Garrison J.P., Davidson J.M., (2003) "Dubious case for slab melting in the Andes". **Journal of Geology**, vol 31, pp 565-568.

-Ghasemi H., & Rezaei-Kahkhaei M., (2014) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran". **Mineralogy and Petrology**, 1-18.

-Gill J. B. (1981) "Orogenic Andesites and plate Tectonics". **Berling, springer verlay**. 358pp.

-Gill J. B. (1992) "Orogenic Andesites and Plate Tectonics". **Berlin, Springer-Verlag**.

-Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkin-Tanton L.T., Chatterjee N. and Müntener O., (2005) "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts". **Contributions to Mineralogy and Petrology**. Vol 148, pp542-565.

-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**. Vol 46, pp 33–78.

-Gupta Alok K. (2007) “Petrology and genesis of igneous rocks”. 479 pp.

-Gutscher M.A., Maury R., Eissen J.P., (2000) “Can slab melting be caused by flat subduction? ”. **Geology**. Vol 28, pp 535–538.

-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**. Vol 21, pp 175-204.

-Hawkesworth C. J., Gallager K., Hergt J. M., McDermott F., (1994) “Destructive plate margin magmatism”. **Geochemistry and generation Lithos**. Vol 33, pp 169 – 188.

-Hawkesworth C. J.,Gallagher K., Herget J.M., And McDermott F., (1977) “Mantle and slab contributions in arc magmas”. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**. vol 21, pp 175- 204.

-Hibbard M. Sabatiye J., (1998) “The magma mixing origin of mantal feldspars. Contrib. Mineral”. **Petrol**. Vol 79, pp158-170pp.

-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**. Vol 52, pp 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**. Vol 220, pp 139-155pp.

-Hou Z., Yang Z., Qu X., Meng X ., Li Z., Beaudoin G., (2009) “The Miocene Gangdese porphyry copper belt generated during post-collisional extension in the Tibetan Orogen”. **Ore Geology Reviews**. Vol 36, pp 25–51.

-Hyndman D.W. (1985) ”petrology of Ineous and metamorphic rocks”.

-Irvine T., & Baragar W., (1971) “A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks”. **Canadian journal of earth sciences**. Vol 8, pp 523-548.

- Jahangiri A. (2007) "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications". **Journal of Asian Earth Sciences**. Vol 30, pp 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**. Vol 6, pp 49-72.
- Jamshidi K., Ghasemi H., & Sadeghian M. (2014) "Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks". **Petrology**. (2228-5210), 5(17).
- Jenner G.J., Longerich H.P., Jackson S.E and Fryer B.J., (1990) "ICP- MS a powerful tool for high precision trace – element analysis in earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples". **Chemical Geology**. Vol 83, pp 133- 148.
- Jiang N., Liu Y., Zhou W., Yang J., & Zhang S. (2007) "Derivation of Mesozoic adakitic magmas from ancient lower crust in the North China craton". **Geochimica et Cosmochimica Acta**. vol 71, pp 2591-2608.
- 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**. Vol 38 , pp 1585-1611.
- Juteau T. and Maury R., (1997) "Geologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes". Masson.
- Juteau T. & Maury R., (1999) "The oceanic crust, from accretion to mantle recycling". **Springer- paris, Chichester, U.K.** 390pp.
- Juteau T. & Maury R., (2003) "The oceanic crust from accretion to mantle recycling". **Springer**. 390 pp.
- Kamei A. (2004) "An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi".**Journal of Asian Earth Sciences**. Vol 24, pp 43-58.
- Karim zadeh Somarin A., (2006) "Geology and geochemistry of the mendejin, plutonic rocks, Mianeh, Iran". **Journal of Asian Earth Science**. Vol 27, pp 819 – 834.
- Kay R. W., (1978) "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean Crust", **Journal Volcanol Geotherm**. Vol 4, pp 117- 132.
- Kelemen P. B., Shimizu N. & Salters V. J. M.(1995) "Extaction of mid- oceanic ridge basalts from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels". *Nature* vol 375, pp 747- 753.

-Keppler H., (1996) "Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids". **Nature**. Vol 380, pp 237-240.

-Khalatbari M. (2013) "Geochemical evidence of late Cretaceous marginal arc-back arc". **Journal of Asian Earth Science**. 209-230.

-Kirkpatrick R. J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii". **Geological Society of America Bulletin**. Vol 88, pp 78-84.

-Kovalenko V., Naumov V.B., Giris A.V., Dorofeeva V.A and Yarmolyuk V.V., (2010) "Average Composition of Basic Mantle Sources of Island Arcs and Active Continental Margins Estimated from the Data on Melt Inclusions and Quenched Glasses of rocks. **Petrology**. Vol 18, pp 1-26.

-Kuno H. (1968) "Origin of andesite and its bearing on the island arc structure". *Bulletin Volcanologique*. vol 32, pp141-176.

-Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., & Zanettin B. (1986) "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram". **Journal of petrology**. Vol 27, pp 745-750.

-Le Maitre R.W. (1976) "The chemical variability of some common igneous rocks". *Journal Petrol.* 17,pp 589 – 637.

-Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyer Le Bas M.J., Sabine P.N., Schmid R., Sorensen Streckeisen A., Woolly A.R and Zanettin B., (1989) "A Classification of igneous rocks and glossary of terms". **Blackwell, Oxford**.

-Le Maitre, R.W., (2004) "**Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS, Subcommittee on the Systematic of Igneous Rocks**". Cambridge University Press. 236pp.

-Lofgren G. (1980) "Experimental studies on the dynamic crystallization of silicate melts. In *Physics of Magmatic processes*". Princeton University press, New Jersey. 487-551.

-Ionov 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. Vol 131, pp 341-356.

-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.** Vol 243, pp 581-593.

-Manya S., Maboko M. A., & 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.** Vol 159, pp 241-259.

-Martin H. (1999) “The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids”. **Lithos.** Vol 46, pp 411- 429.

-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.** vol 79, pp 1-24.

-Maury R.C., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J., (1997) “Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)”. *Bull.Soc. Geol. Fr.* Vol 167, pp 579-595.

-Middlemost E.A.K. (1985) “Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology”. **Longman Group U.K.** 73-86.

-Middlemost E. A. (1986) “**Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology**”.

-Middlemost E. A. (1989) “Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks”. **Chemical Geology.** Vol 77, pp 19-26.

-Middlemost E. A. (1994) “Naming materials in the magma/igneous rock system”. **Earth-Science Reviews.** Vol 37, pp 215-224.

-Moghadam H. S., Whitechurch H., Rahgoshay M., & Monsef I. (2009) “Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone”. **Comptes Rendus Geoscience.** Vol 341, pp 1016-1028.

-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 science.** Vol 16, pp 459-476.

-Mortimer N., Gans P.B., Mildenhall D. C., (2008) “A middle- late Quaternary age for the adakitic arc volcanic of Hautere (Solander Island), Southern Ocean”. **Journal of**

Volcanology and Geothermal Research. Vol 178, pp701-707.

-Moyen J. F. (2009) “High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the “adakitic signature”. **Lithos**, vol 112, pp 556-574.

-Munker C., Worner G., Yogodzinski G., Churikova T., (2004) “ Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka- Aleutian arc lavas”. **Earth and Planetary Science Letters.** Vol 224, pp 275- 293.

-Muri R.J., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Eby G.N., Evans J.A., (1992) “ Geochemistry of the cretaceous Separation Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere”. **Journal of the Geological Society**, London. Vol 152, pp 689- 701.

-Muir R. J., Weaver S. D., Bradshaw J. D., Eby G. N., & Evans J. A., (1995) “The Cretaceous Separation Point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere”. **Journal of the Geological Society.** Vol 152(4), pp 689-701.

-Nagudi N. O, K oberl CH., Kurat G., (2003) “Petrography and geochemistry of the Syenogranite, Uganda and implications for its origine”. **Journal of African earth science.** Vol 35, pp 51-59.

-Nakamura N. (1974) “Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites”. **Geochimica et Cosmochimica Acta.** Vol 38, pp 757-775.

-Nelson S.T., Montana A., (1992) “Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression”. **American. Mineral.** Vol 77, pp1242-1249.

-Nixon G.T., Pearce T.H., (1987) “Lase – 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.** vol 72, pp 1144–1162.

-O’HARA M. J., Fry N., & Prichard H. M. (2001) “Minor phases as carriers of trace elements in non-modal crystal–liquid separation processes II: Illustrations and bearing on behaviour of REE, U, Th and the PGE in igneous processes”. **Journal of Petrology.** Vol 42, pp1887-1910.

-Oyarzun R., Marquez A., Lillo J., Lopez I. Rivera S.,(2001) “Giantvs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic vs normal calc-alkaline magmatism”. **Mineralitzaion deposite.** Vol 36, pp794-798.

-Peacock S. M., Rushmer T., & Thompson A. B. (1994) "Partial melting of subducting oceanic crust". **Earth and planetary science letters**. Vol 121, pp 227-244.

-Peacock S.M., (1996). "Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G. E., et al. (Eds) Subduction: Top to Bottom". **Monograph American Geophysical Union**. Vol 96, pp 119–133.

-Pearce J.A., Harris B.W. and Tindle A.G., (1984) "Trace element of isrrimat diagrams for tectonic interpretation of granitic rock". **Journal of petrology**. Vol 25, pp 950-983.

-Peccerillo R., Taylor S. R., (1976) "Geochemistry of Eocene calk – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". **Contrib. Mineral. Petrol**. Vol 58, pp 63 – 81.

-Prouteau G., Pichavant M., Maury R.C., (1999) "Evidence for mantle metasomatism by hydrous silic melts derived from subducted oceanic crust". **Nature**. Vol 410, pp 197-200.

-Rahmati Ilkhchi M., Faryad S., Schulmann K., Kosler J., (2006) " Metamorphic and Exhumation Processes of the Shotur Kuh M etamorphic Complex, Semnan Province (Central iran Zone)". *Geo Lines* 20.

-Rahmati-Ilkhchi M., Jerábek P., Faryad S. W., & Košler 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. Vol 8, pp 48-49.

-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**. Vol 494, pp101-117.

-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**. Vol 100, pp45-62.

-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**, Vol 36, pp 891-931.

-Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S., (1999) "Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa". **Chemical Geology**. Vol 160, pp 335-356.

-Richards J. P. and Kerrich R., (2007) "Adakites: their diverse origin and questionable role in metallogenesis". *Econ. Geol.* Vol 102, pp 537–576.

-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**. Vol 315, pp 389– 392.

-Rollinson h.R. (1993) "**Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation**". John Wiley and Sons. 325pp.

-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**. Vol 54, pp 173-206.

-Scaillet M., Evant G., (2000) " B. Scaillet and B. Evant, The 15 June 1999 eruption of Mount Thermal and Petrological structure of subduction zone. In Bebout, G.E., et al. (Eds). Subduction: Top to Bottom. **Monograph. American Geophysical Union**. Vol 96, pp 119- 133.

-Schmidt M.W., Poli S., (1995) " Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation". **Earth and planetary Science Letters**. Vol 163, pp 361- 379.

-Schmidt M. W., Dardon A., Chazot G., & Vannucci R. (2004). "The dependence of Nb and Ta rutile– melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes". **Earth and Planetary Science Letters**. 226(3), 415-432.

-Sen N., Dunn N.G., C.Sen and T.Dunn., (1994) "Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: implications for the origin of zdzkites". **Contrib. Mineral. Petrol**. Vol 117, pp 394-409.

-Shafaii Moghadam H. S., Khademi M., Hu Z., Stern R. J., Santos J. F., & Wu Y. (2015) "Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana". *Gondwana Research*, 27(1), 439-452.

-Shahabpour J., (2007) "Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt". **Journal of Asian Earth Science**. Vol 30, pp 652 – 665.

-Shelly D. (1993). "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations". Chapman & Hall, **London**. 405pp.

-Sisson T.W., Bronto S., (1998) "Evidence for pressure-release melting beneath magmatic arcs from basalt at Galunggung". **Indonesia Nature**. Vol 391, pp 883-886.

-Smithes R.H., (2000) "The Archean tonalite- trondjemite- granodiirite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite". **Earth Planet. Science**. Vol 182, pp 115-125.

-Sorensen S.S., Grossman J. N., (1989) "Enrichment in trace element in garnet amphibolites from a paleo- subduction zone: Catalina schist, southern California, Geochim". **Acta**. Vol 53, pp 3155- 3177.

-Spies O., Lensch G. and Mihem A., (1983) "Chemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/NE-IRAN". Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report. Geology Survey of Iran, Report. Vol 51, pp 247-265.

-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**. Vol 23, pp 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, andrutile, and implications for mantle metasomatism". **Geochimica Et Cosmochimica Acta**. Vol 62, pp 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**. Vol 36, pp 1505-1527.

-Stewart M.L., Pearce T.H., (2004) "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results". **American Mineral**. Vol **89**, pp 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. 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**. Vol 42, pp

313-345.

-Sun S.S., and MC Donogh W.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. Vol 42, pp 313-345.

-Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., (1986) “ Chemical Characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. **Journal Volcanol Geothermal**. Vol 29, pp 293-310.

-Tatsumi Y., and Maruyama S., (1989) “Boninites and high- Mg andesites: tectonic and petrogenesis. In Boninites and Related Rocks (ed. A. J. Crawford)”. Unwin Hyman, London. 50-71.

-Thompson A.B., (1982) “Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O undersaturated granitic liquids”. **Journal of Science**. Vol 282, pp 1567–1595.

-Thornton C. P., Tittle O. F., (1960) “Chemistry of igneous rocks: Differentiation index”. **American Mineral**. Vol 258, pp 664 – 684.

-Tsuchiyama A. (1985) “Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthit and origion of dusty plagioclase in Andesite”. **Contrib. Mineral. Petrol**. Vol 89, pp 1 – 16.

-Vernon R.H. (2004) “A Practical guide to rock microstructure. Cambridge. 594pp.-

-Vernon R. H. (2000) “A practical guide to rock microstructure”. Published by Cambridge University Press. 115- 439.

-Ulmer P. (2008) “Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints”. *Periodico Di Mineralogia*. Vol 76, pp 309-325.

-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**. Vol 38, pp 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. Vol 96, pp 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 m crustal growth in the Central Asia orogenic belt”. **Chemical Geology**.
Vol 236, pp 42–64.

-Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu
Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H., (2008) “Triassic Nb- enriched basalts, magnesian
andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for
metasomatism by slab- Derived melts in the mantle wedge”. **Contributions to
Mineralogy and Petrology**. Vol 155, pp 473-490.

-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**. Vol 61, pp 243-
256.

-Weaver S.A., Kar A., Davidson., Colucci M., (1996) “Geochemical characteristics of
volcanic rocks from ascension island, south Atlantic ocean. pp 14-40.

-Wilson M. (1989) “**Igneous petrogenesis a global tectonic approach**”. Department of
earth science, University of leeds. 466pp.

-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., Floyd P.A., (1976) “Geochemical magma type discrimination:
application to altered and metamorphosed basic igneous rocks”. **Earth and Planetary
Science Letters**. Vol 28, pp 459– 469.

-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**. Vol 20, pp325- 342.

-Winchester J. A. and Floyd P.A., (1977) “Geochemical discrimination of different
magma serier and their diferentitaion products using immobile element Geology”.
Chemical Geology. Vol 20, pp 249-287.

-Winter O, (2001) “**An introduction of igneous and metamorphic petrology**”.
Department of Geology whit man college. 697pp.

-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**. Vol 107, pp 505–519.

-Wood D.A., Joron J.L., And Treui M., (1979) “ A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series in different tectonic settings. **Earth Planet Sciences**. Vol 45, pp 326- 336.

-Xu W.L., Wang Q.H., Wang D.y., Guo J.H., (2006) “Mezozoic adakitic rocks from the Xuzhou- Suzhou area, eastern China: Evidence for partial melting of delaminated lower continental crust”. **Journal of Asian Earth Sciences**. Vol 27, pp 326-336.

-Xu, X-W., Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G.H., Mao, Q., Li, J.X., Du, S.J., Ma, Y.G., Zhang, Y., Qin, K.Z., (2009) “Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China”. **Lithos**. Vol 113, pp 595-611.

-Zho Z.H., Xiong X.L., Wang Q., Wyman D.A., Bao Z.W., Bai Z.H., Qiao Y.L., (2008) “ Underplating- related adakites in Xinjiang Tianshan China”.**Lithos**. vol 102, pp 374-391.

-Zho Z.H., Zho M.F.U., (2008) “Neoproterozoic adakitic plutons in the northern margin of the Yangtze Block, China: Partial melting of a thickened lower crust and implications for secular crustal evolution”. **Lithos**. vol 104, pp 231-248.

-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**. Vol 248, pp 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**. vol 34, pp 298-309.

Abstract

Razzeh area is a part of north of central Iran structural zone located in NE Troud (SE Shahrood). In this area, a significant number of subvolcanic igneous bodies are exposed, which mostly emplaced in the form of domes, dikes and rarely sills. Bazmin and Andarkuh domes are their typical examples. Those are emplaced in the Eocene volcanic and volcano- sedimentary rocks. Based on the field observation and age determinations done on the same plutonic and subvolcanic rocks of north of central Iran structural zone magmatic belt, the mentioned domes most probably are younger than Lower Eocene and their age range are between middle Eocene to upper Eocene. Their composition cover a range from trachyandesite to trachybasaltic andesite. Rock forming of these domes show porphyry, glomeroporphyritic and microcrystic porphyry, flow and sieve textures.

These domes include enclaves with various shape, mineralogical composition and lithology. Their nature are amphibolitic, gneissic, micaschistic, mafic microgranular and mafic clots. Amphibolitic, gneissic and micaschistic enclaves are obvious evidences of continental crust contamination. Mafic clots and mafic microgranular enclaves are obvious evidences of magma mixing. According to general geology of this area, amphibolitic and gneissic enclaves are originated from metamorphic rocks of lower crust. Mafic microgranular enclaves and mafic clots, resulted from the primary crystallization and crystal accumulation and mixing of magma mafic components during later magma ascent.

Also according to the results of chemical analysis and geochemical diagrams, these rocks show an almost uniform fractional crystallization pattern. Based on the incompatible- incompatible, compatible- incompatible and compatible- compatible diagrams, the studied rocks follow from a fractional crystallization trend, associated with crust assimilation and magma mixing, but fractional crystallization process is more effective than others. According to normalized spider and rare earths elements diagrams, the studied rocks show an enrichment in large ion lithophile (LILE), light rare earth elements (LREE) and high field strength elements (HFSE) and a depletion in heavy rare earths elements (HREE). These properties are typical geochemical evidence of continental arc magmatic belts. Based on the geochemical characteristics the studied rocks are classified as low silica adakite. These low silica adakites (LSA) are originated from crystallization of melt which originated from melting of metasomatized peridotitic mantle wedge by fluids which released during subduction and metamorphism of Sabzevar- Darouneh Neotethian subducted oceanic slab beneath to southern margin of northern part of central Iran structural zone.

Keywords: Petrology, geochemistry, continental arc, Adakite, Shahrood, Sabzevar–Darouneh Neotethian subducted oceanic slab.



Shahrood University

Faculty of Earth Sciences

Department of Petrology and Economic Geology

**Geology, Petrology and Geochemistry
Of Subvolcanic Domes of Razzeh Area
(South of Shahrood)**

Syede Zahra Sadati Jamali

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisor:

Dr. H. Ghasemi

MSc thesis

February 2015