

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



پایان نامه کارشناسی ارشد

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه جنوب شرق سهل

(شمال شرق ترود)

بتول منصوری مقدم

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

مرداد ۱۳۹۴

تقدیم به:

پدر و مادر عزیز و مهربانم

به پاس تعبیر عظیم و انسانی‌شان از کلمه ایثار و از خودگذشتگی
و به پاس قلب‌های بزرگشان که دلسوزانه در تمام مراحل زندگی‌ام یار و یاورم بودند

و

همسر عزیز و گرامی‌ام

به پاس تمام خوبی‌هایش و همدلی و حمایت‌هایش
و به پاس محبت‌های بی‌دریغش و همراهی‌اش در لحظات تلخ و شیرین زندگی‌ام

تشکر و قدردانی:

سپاس و ستایش خدای را عزوجل که آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حکمت او در دل تار شب، درفشان است. آفریدگاری که خویشتن را به ما شناساند و درهای علم را بر ما گشود و عمر و فرصتی عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت بیازماید.

در اینجا فرصت را غنیمت می‌شمارم و از تمام عزیزانی که به من در این راه به هر نحوی کمک کرده‌اند، تشکر و قدردانی می‌کنم. باشد که ذره کوچکی از محبت‌شان را جبران کرده باشم.

پایان نامه حاضر را که تحفه ایست بسیار ناچیز، تقدیم می‌کنم به پدر و مادرم که مقدس‌ترین واژه‌ها در لغت‌نامه زندگیم هستند؛ پدر، مهربانی مشفق، بردبار و حامی همیشگی من؛ و مادر مهربانم که هر لحظه وجودم را از چشمه‌سار پر از عشق چشمانش سیراب می‌کند؛ خواهر عزیزم، به زلالی چشمه و پاک‌ی آب و به طراوت شب‌نم، که همراه همیشگی من بوده و همواره مرا مدیون خوبیهایش کرده است؛ و دو برادر عزیز و مهربانم که قلبم لبریز از عشق به آنهاست و سایه مهربانیشان سایه ساز زندگیم می‌باشد؛ و تقدیم به همسر من که با قلبی آکنده از عشق و معرفت محیطی سرشار از سلامت و امنیت و آرامش و آسایش برای من فراهم آورده است.

جا دارد که از اساتید محترم و فرزانه و دلسوزم که همچون شمعی عاشقانه سوختند تا روشنی بخش راه من باشند تشکر و قدردانی کنم؛ به خصوص استاد خوب و مهربانم جناب آقای دکتر محمود صادقیان، چرا که بدون راهنمایی‌های ایشان به سرانجام رساندن این پایان نامه مشکل بود؛ و استاد گرامی و فداکارم جناب آقای دکتر حبیب ا... قاسمی که ارشادات ایشان روشنائی بخش ظلمت اندیشه و تاریکی جان من بودند.

و در نهایت از کلیه دوستان و عزیزانی که مرا در این راه یاری کردند تقدیر و تشکر می‌کنم:

خانم‌ها کبری شیخ لیوسی، زهرا صمدی، سمیه بابایی، فضیلت یوسفی و زکیه کاظمی؛ و آقایان، عباس محمدی مزرعی، مهندس علیرضا خانعلی زاده، دکتر مهدی جعفرزاده و محمد حسین طرفی؛ و همه کسانی که کمک‌های بی‌دریغشان را نثار من کردند.

چکیده

منطقه مورد مطالعه در این تحقیق بخشی از نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی است که در فاصله ۱۰۰ تا ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق شاهرود و به عبارت دقیق تر در ۳۰ کیلومتری جنوب شرق روستای سهل واقع شده است. نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی در این منطقه یک توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی را شامل می شود که سنگ های آتشفشانی آن دارای ترکیب تراکی بازالتی تا تراکی آندزیتی هستند و سنگ های رسوبی آن نیز تنوعی از کریستال توف، کریستال لیتیک توف، لیتیک توف، کنگلومرا، ماسه سنگ، سیلتستون، مارن، مارن های گچ دار و به مقدار کمتر آهک های نومولیت دار را در بر می گیرند.

در ائوسن بالایی تعدادی توده های آذرین نیمه عمیق به شکل گنبد و دایک توالی آتشفشانی- رسوبی مورد نظر را قطع کرده اند. این توده های آذرین دارای ترکیب تراکی آندزیتی بازالتی تا تراکی آندزیتی هستند. پلاژیوکلاز (آندزین- الیگوکلاز)، کلینوپیروکسن (اوژیت)، هورنبلند سبز (تا اکسی هورنبلند) کانی های سازنده اصلی این سنگ ها هستند. دو دسته آنکلاو هم منشأ (لخته های مافیک هورنبلندیتی- پیروکسنیتی و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک) و غیر هم منشأ (میکاشیستی، آمفیبولیتی، گابرویی و تونالیتی) در این سنگ ها یافت می شوند.

با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی، فرایند تبلور تفریقی و هضم و آلایش پوسته ای در تحول ماگمایی سازنده، سنگ های آذرین درونی مورد نظر سهیم بوده اند. این سنگ ها از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون نظیر La, Ce, Nd, K, Rb, Sr, Th, U غنی شدگی نشان می دهند. در مقابل از برخی عناصر نادر سنگین و عناصر با قدرت میدانی بالا (Nb, Ta, Ti, Y, Yb, Lu) تهی شدگی نشان می دهند. این ویژگی ها با تعلق داشتن آنها به یک کمان ماگمایی حاشیه قاره ای سازگار است.

بر اساس ویژگی های ژئوشیمیایی، سنگ های سازنده گنبدها و دایک های تراکی آندزی بازالتی تا تراکی آندزیتی در زمره آداکیت های سیلیس پایین قرار می گیرند. آداکیت های سیلیس پایین از تبلور مذاب- هایی حاصل می شوند که از ذوب گوه گوشته ای پریدوتیتی تحول یافته (Modified) یا متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (در طی دگرگونی) سرچشمه گرفته اند.

با توجه به زمین شناسی منطقه، و زمین شناسی کلی شمال و شمال شرق ایران در زمان ائوسن، فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس شاخه سبزوار (درونه) به زیر لبه جنوبی ورقه البرز و پیامد آن ذوب و تحول گوه گوشته ای روی ورقه مذکور، به تشکیل سنگ های آذرین مورد نظر منجر شده است.

واژه های کلیدی: گنبد، تراکی آندزیت، گوه گوشته ای، متاسوماتیسم، آداکیت، سبزوار شاهرود، سهل.

مقالات مستخرج از این پایان نامه

منصوری مقدم ب، صادقیان م، قاسمی ح. (۱۳۹۳)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک جنوب شرق سهل، مجموعه مقالات هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دی ماه ۱۳۹۳.

منصوری مقدم ب، صادقیان م، قاسمی ح. (۱۳۹۳)، پترولوژی آنکلاوهای گنبد‌های نیمه عمیق جنوب شرق سهل (جنوب شاهرود)، مجموعه مقالات هجدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دی ماه ۱۳۹۳

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راههای ارتباطی	۲
۱-۲- ژئومورفولوژی	۴
۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۵
۱-۴- کارهای انجام شده قبلی	۶
۱-۵- روش مطالعه	۱۴
۱-۵-۱- جمع آوری اطلاعات زمین شناسی منتشر شده قبلی و نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی منطقه	۱۴
۱-۵-۲- عملیات صحرایی	۱۴
۱-۵-۳- مطالعات آزمایشگاهی	۱۴
۱-۶- اهداف	۱۵
فصل دوم: زمین شناسی عمومی منطقه	۱۷
۲-۱- مقدمه	۱۸
۲-۲- زمین شناسی عمومی و واحدهای سنگی موجود در منطقه	۱۹
۲-۲-۱- تریاس - ژوراسیک - کرتاسه	۲۲
۲-۲-۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی پالئوسن- ائوسن	۲۳
۲-۲-۳- سنگهای آذرین نیمه عمیق ائوسن بالایی	۲۶
۲-۲-۴- مارنهای نئوزن و پادگانه های آبرفتی کواترنری	۳۲
۲-۳- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه	۳۲
فصل سوم: پتروگرافی	۳۵
۳-۱- مقدمه	۳۶
۳-۲- ویژگیهای پتروگرافی گنبد های آذرین	۳۷
۳-۲-۱- آندزیتها	۳۷
کانیهای اصلی	۳۷
کانیهای فرعی	۴۰
کانیهای ثانویه	۴۱
۳-۳- پتروگرافی سنگهای میزبان	۴۵

۴۵	۳-۳-۱ - بازالت
۴۶	۳-۳-۲ - سنگهای رسوبی
۴۸	۳-۴ - پتروگرافی آنکلاوها:
۴۹	۳-۴-۱ - آنکلاوهای زینولیتی
۵۰	۳-۴-۲ - آنکلاوهای اتولیتی
۵۳	فصل چهارم: ژئوشیمی
۵۴	۴-۱ - مقدمه
۵۴	۴-۲ - آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها و منابع بروز خطا در طی این مراحل
۵۵	۴-۳ - تصحیح داده های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی
۵۷	۴-۴ - کاربرد داده های ژئوشیمیایی
۵۷	۴-۵ - طبقه بندی و نامگذاری سنگهای مورد مطالعه
۵۷	۴-۶ - طبقه بندی شیمیایی
۵۸	۴-۶-۱ - رده بندی شیمیایی با استفاده از: نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۹) و نمودار میدلموست (۱۹۹۴)
۵۹	۴-۶-۲ - رده بندی شیمیایی به کمک نمودار پکسرلو و تیلور (۱۹۷۶)
۵۹	۴-۷ - بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات
۶۲	۴-۷-۱ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)
۶۴	۴-۷-۲ - نمودارهای تغییرات با استفاده از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)
۶۸	۴-۸ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)
۶۹	۴-۹ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر شاخص تفریق (D.I)
۷۰	۴-۱۰ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل شاخص انجماد (S.I)
۷۲	۴-۱۱ - نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبتهای آنها
۷۴	۴-۱۲ - تعیین سری ماگمایی
۷۵	۴-۱۳ - نمودار فراوانی تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)
۷۶	۴-۱۴ - نمودارهای عنکبوتی
۷۷	۴-۱۵ - نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)
۷۸	۴-۱۶ - بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای آذرین نیمه عمیق مورد مطالعه
۷۹	۴-۱۸ - تقسیم بندی آداکیتها
۸۳	فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی
۸۴	۵-۱ - مقدمه

۵-۲- بررسی نقش هضم، آرایش و تفریق ماگمایی در تحول سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه	۸۴
۵-۳- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه	۸۵
۵-۴- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه	۸۸
۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه	۹۰
۵-۶- مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران و جهان	۹۴
فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادها	۹۷
۶-۱- نتیجه گیری	۹۸
۶-۲- پیشنهادها	۱۰۰
منابع	۱۰۱
منابع فارسی:	۱۰۲
Reference	۱۰۸

فهرست اشکال

شکل ۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه پهنه‌های رسوبی- ساختمانی عمده ایران (آقاباتی، ۱۳۸۳)	۲
شکل ۱-۲- الف- راههای دسترسی به منطقه جنوب شرق سهل (برگرفته شده از نرم‌افزار Google Earth)	۳
شکل ۱-۲- ب- تصویر ماهواره‌ای که نشان دهنده راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (محدوده مورد مطالعه با یک چند ضلعی نامنظم مشخص شده است)	۳
شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محدوده منطقه مورد مطالعه در مقیاسی بزرگتر	۴
شکل ۱-۴- تصویری از کوههای مرتفع و دارای یالهای پرشیب (گنبد بازمین و سنگهای میزبان آن، دید به سمت جنوب‌شرق)	۵
شکل ۱-۵- رخنمون تپه ماهوری از توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن (دید به سمت شرق)	۵
شکل ۱-۶- تصویری از شترها در حال چرا در منطقه	۶
شکل ۱-۷- نمایی از روستای سهل (دید به سمت شمال)	۶
شکل ۲-۱- نقشه زمین‌شناسی جنوب شرق سهل. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار Arc GIS باز سازی شده است.	۲۱
شکل ۲-۲- تصویری از کنگلومرای مربوط به واحد رسوبی تریاس- ژوراسیک	۲۳
شکل ۲-۳- تصویری از کنگلومرای پالئوسن	۲۴
شکل ۲-۴- تصویری از کنگلومرای ائوسن	۲۴
شکل ۲-۵- تصویری از ساخت چینه بندی مورب در ماسه سنگهای ائوسن	۲۴
شکل ۲-۶- تصویر نشان دهنده ناپیوستگی بین ژوراسیک و قاعده توالی ائوسن	۲۵

- شکل ۲-۷- تصویری از دایک قطع کننده توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن. ۲۵
- شکل ۲-۸- تصویری از توده آذرین نیمه عمیق به همراه سنگهای میزبان مارنی که در مجاورت توده دگرگون شده اند. ۲۶
- شکل ۲-۹- سنگهای توفی سیلتستونی دگرگون شده در مجاورت توده گنبد بازمین. ۲۶
- شکل ۲-۱۰- نمای نزدیکی از سنگهای توفی سیلتستونی که در مجاورت گنبد بازمین متحمل دگرگونی مجاورتی شده اند. ۲۶
- شکل ۲-۱۱- تصویر ماهواره ای که نشان دهنده محل رخنمون برخی از گنبدهای منطقه مورد مطالعه است. ۲۷
- شکل ۲-۱۲- تصاویر صحرایی از گنبدهای مورد مطالعه. ۲۸
- شکل ۲-۱۳- الف- تصویر ماهواره ای نشان دهنده موقعیت قرارگیری محل رخنمون دایکهای تغذیه کننده. ب- دورنمایی از رخنمون دایکها در صحرا. ج- نمای نزدیکی از دایک تغذیه کننده گنبدهای نیمه عمیق که در توالی آتشفشانی و آتشفشانی رسوبی ائوسن نفوذ کرده اند. ۲۹
- ز- حضور بلورهای کشیده هورنبلند در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و به نمایش گذاشتن ساخت پگماتیستی. ۳۱
- ح- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (با ترکیب دیوریتی). ۳۱
- شکل ۲-۱۴- تصاویری از انواع آنکلاوهای موجود در سنگهای تشکیل دهنده گنبدهای منطقه جنوب شرق سهل. ۳۱
- شکل ۲-۱۵- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه جنوب شرق سهل برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰: ارحمتی ایلخچی، (۱۳۸۲). ۳۳
- شکل ۳-۱- تصویری از آندزیت در نمونه دستی. ۴۲
- شکل ۳-۲- تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL). ۴۲
- شکل ۳-۳- بافت پورفیری در آندزیت‌های دارای فنوکریست‌هایی از اوژیت و اکسی هورنبلند با مقطع عرضی شش گوش (PPL). ۴۳
- شکل ۳-۴- بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع فنوکریست‌های اوژیت در آندزیتها (XPL). ۴۳
- شکل ۳-۵- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی ترکیبی و ریز بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه سنگ به همراه فنوکریست های هورنبلند با ماکل گوه ای (XPL). ۴۳
- شکل ۳-۶- مقطع طولی یک فنوکریست هورنبلند که دارای منطقه بندی نیز است (XPL). ۴۳
- شکل ۳-۷- بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع فنوکریست‌های تیتانواژیت به همراه اذخال مگنتیت موجود در آنها (XPL). ۴۳
- شکل ۳-۸- تصویری از اکسی بیوتیت به همراه مگنتیت در حاشیه و اطراف آن (PPL). ۴۳
- شکل ۳-۹- تصویری از اذخال آپاتیت موجود در هورنبلند سبز (PPL). ۴۴
- شکل ۳-۱۰- حضور کانیه‌های اپک به صورت اذخال در هورنبلند (PPL). ۴۴
- شکل ۳-۱۱- بلورهای شعاعی زئولیت (دارای بافت اسفرولیتی) در سنگهای آندزیتی. زئولیت یک کانی ثانویه و پرکننده درزه ها و حفرات آندزیتها است. ۴۴
- شکل ۳-۱۲- الف و ب- تصویر میکروسکپی از آندزیت‌های غنی از پلاژیوکلاز (الف- XPL و ب- PPL). ج- تصویر میکروسکپی از آندزیت‌های غنی از پیروکسن (XPL). د- تصویر میکروسکپی از آندزیت‌های غنی از هورنبلند (PPL). ۴۵

- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری متأثر از وجود فنوکریست پیروکسن دارای ماکل ساعت شنی در بازالت های پورفیری (XPL). ۴۷
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از کنگلومرا (XPL). ۴۷
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از وضعیت دانه بندی و کانیهای سازنده ماسه سنگهای مورد مطالعه همراه با رگه کلسیتی قطع کننده آن. کوارتز، خردههای پلاژیوکلاز، خرده های کانیهای اوپک و کانیهای فرومنیزین سازندگان آنها هستند (PPL). ۴۸
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی آهک میکرایتی به همراه رگه کلسیتی اسپارایتی قطع کننده آن (PPL). ۴۸
- شکل ۳-۱۷- تصویری میکروسکوپی از ساختار استیلولیتی موجود در سنگ آهک میکرایتی (PPL). ۴۸
- شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی آنکلاو آمفیبولیتی به همراه بخشی از سنگ در برگرفته آن (PPL). ۴۹
- شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده برگوارگی در آنکلاو آمفیبولیتی (PPL). ۴۹
- شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گنیسی. ۵۰
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی آنکلاو پیروکسنیتی و سنگ در برگرفته آن (XPL). ۵۰
- شکل ۳-۲۲- تصویری از حضور هورنبلند در آنکلاو هورنبلندیتی به صورت درشت بلور (XPL). ۵۱
- شکل ۳-۲۳- تصویری از هورنبلند ریز بلور موجود در آنکلاو هورنبلندیتی دارای بافت میکروگرانولار (XPL). ۵۱
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی آنکلاو گابرویی (XPL) و (PPL). ۵۲
- شکل ۳-۲۵- تصویری از بافت گرانولار و حضور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در آنکلاو دیوریتی (XPL) و (PPL). ۵۲
- شکل ۴-۱- الف- نمودار رده بندی سنگهای آتشفشانی و آذرین نیمه عمیق (میدلموست، ۱۹۹۴). ب- مقایسه نمونه های مورد مطالعه با نمونه های مربوط به منطقه رزه (از جمالی، ۱۳۹۳). این نمونه ها با لوزی نمایش داده شده اند و موقعیت سنگهای مورد مطالعه بر روی آن. ۶۰
- شکل ۴-۲- طبقه بندی سنگ های خروجی با استفاده از نسبت های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷). ۶۱
- شکل ۴-۳- نمودار درصد وزنی K_2O در برابر SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) جهت تعیین سری سنگهای آذرین. ۶۱
- شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (نمودارهای هارکر) نمونه های سنگی مورد مطالعه. ۶۳
- ۴-۵- نمودارهای عناصر فرعی و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 ۶۵
- شکل ۴-۶- الف- نمودار مجموع $FeOt$ ، MgO و MnO در مقابل SiO_2 . ب- نمودار مجموع CaO و Na_2O در مقابل. ج- نمودار مجموع $FeOt$ ، MgO ، MnO و TiO_2 در مقابل SiO_2 . د- نمودار $Yb+Y$ در مقابل SiO_2 این نمودارها روندی نزولی نشان میدهند. ۶۷
- شکل ۴-۷- نمودارهای شاخص تفریق در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰). ۶۹
- شکل ۴-۸- نمودارهای شاخص تفریق در مقابل عناصر کمیاب. ۷۰
- شکل ۴-۹- نمودارهای شاخص انجماد در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (کونو، ۱۹۶۰). ۷۱
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار. ۷۳
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار. ۷۳

- شکل ۴-۱۲- نمودار نسبت- نسبت عناصر ناسازگار..... ۷۴
- شکل ۴-۱۳- نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و موقعیت آنها بر روی آن..... ۷۴
- شکل ۴-۱۴- نمودار فراوانی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه های مورد مطالعه..... ۷۶
- شکل ۴-۱۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دو نوف، ۱۹۸۹) برای نمونه های مورد مطالعه..... ۷۸
- از نمودار $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۴-۱۷) برای تفکیک آداکیتها استفاده شد. با توجه به این نمودار سنگهای مورد مطالعه از نوع کم از سیلیس هستند..... ۸۰
- شکل ۴-۱۶- نمودار نسبت Sr/Y در برابر Y(ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶). و موقعیت قرار گیری نمونه های مورد مطالعه بر روی آن..... ۸۰
- شکل ۴-۱۷- نمودار $\text{SiO}_2\text{-MgO}$ مارتین و همکاران (۲۰۰۵) و قرارگیری نمونه ها در محدوده آداکیتهای کمسیلیس..... ۸۱
- شکل ۵-۱- نمودار نسبت نسبت Rb/Zr در برابر $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲). مطابق این نمودار نمونه های سنگی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلاش تبعیت پوسته ای می کنند..... ۸۵
- شکل ۵-۲- الف- نمودار بهنجار شده برای آداکیت های کم سیلیس ارائه شده توسط مکفرسون (۲۰۰۶). ب- نمودار بهنجار شده آداکیت های کم سیلیس منطقه مورد مطالعه. ج- نمودار Sr/Y در مقابل Y جهت تعیین ماگماهای آداکیتی کم سیلیس مورد مطالعه. نمونه ها در امتداد روندی قرار می گیرند که معرف ذوب گوه گوشته ای می باشد. د- نمودار Nb/Y در مقابل La/Y جهت تعیین منشاء آداکیت های مورد مطالعه..... ۸۸
- شکل ۵-۴- مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانشی کمان آتشفشانی (موین، ۲۰۰۹)..... ۸۹
- شکل ۵-۵- الگوی نمادین نشان دهنده تشکیل حوضه های آتشفشانی رسوبی در یک محیط پشت قوس مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر لبه شمالی ایران مرکزی (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵)..... ۹۱
- شکل ۵-۶- مدل احتمالی پیشنهاد شده توسط مکفرسون (۲۰۰۶)، برای تشکیل سنگ های آداکیتی کم سیلیس و فرایندهای مرتبط با تشکیل این آداکیت ها در فیلیپین..... ۹۳
- شکل ۵-۷- الگوی نمادین نشان دهنده چگونگی تشکیل ماگماهای سازنده توده های نیمه نفوذی آداکیتی جوان تر از ائوسن در منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار نظیر احمدآباد و مقیسه..... ۹۳
- شکل ۵-۸- الگوی نمادین نشان دهنده وضعیت جایگیری و رخمون یافتن گنبد های آداکیتی مورد مطالعه در اواخر الیگوسن- میوسن..... ۹۴
- شکل ۵-۹- الگوی نمادین جایگزینی توده های آذرین نیمه عمیق (سنگ های آداکیتی مورد مطالعه) بعد از ائوسن منطقه سبزوار (جمشیدی و همکاران، ۲۰۱۵)..... ۹۴

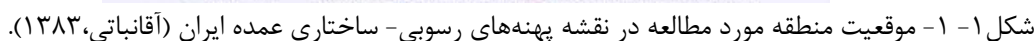
فهرست جداول

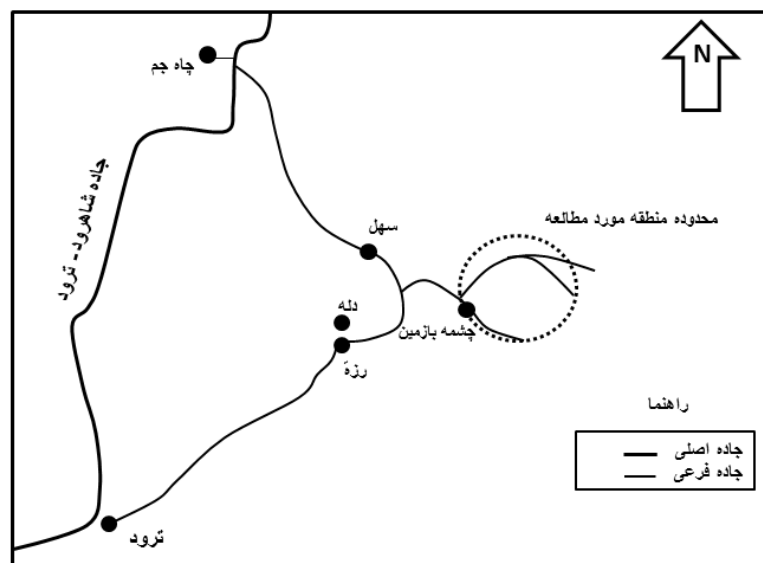
- جدول ۴-۱- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های سنگی آنالیز شده بر حسب UTM..... ۵۵
- جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه منطقه جنوب شرق سهل، پس از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ۶۶
- جدول ۴-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو (۲۰۱۲) ۸۰
- جدول ۵-۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران..... ۹۶
- جدول ۵-۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط جهان..... ۹۶

فصل اول

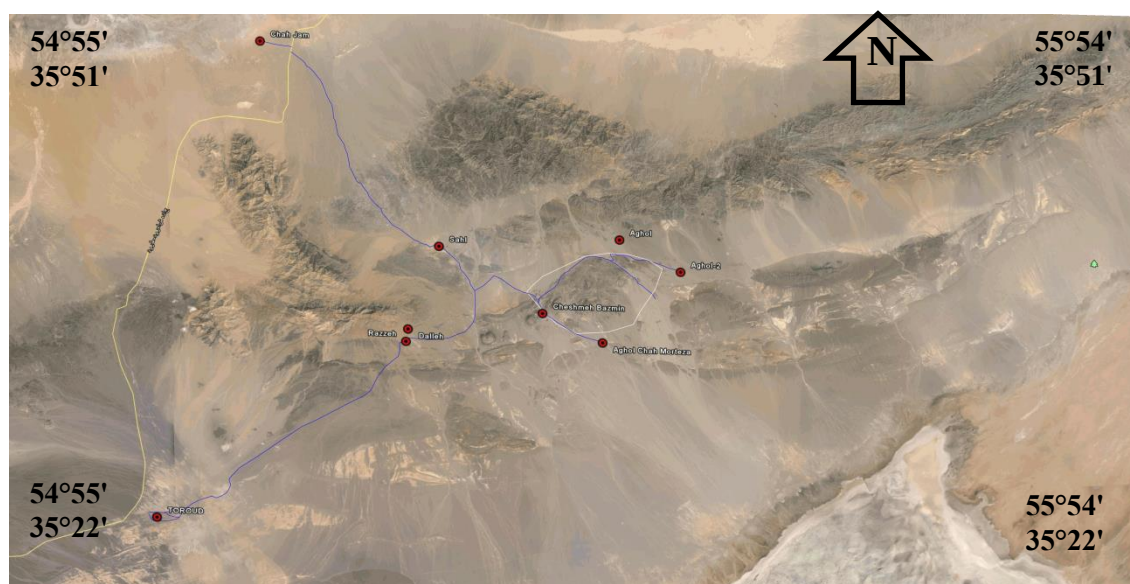
کلیات

منطقه مورد مطالعه در حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان شاهرود، در مسیر جاده شاهرود- ترود قرار گرفته است (شکل ۱-۱). این منطقه بین طول‌های جغرافیایی ۴۲° ۵۵' تا ۴۸' ۵۵° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۵۹' ۳۵° تا ۶۴' ۳۵° شمالی واقع شده است. دسترسی به این منطقه از طریق جاده شاهرود - ترود است. در کیلومتر ۷۵ این جاده (به سمت ترود) در سمت شرق، یک جاده خاکی به سمت سهل منشعب می‌شود که پس از ۲۸ کیلومتر به روستای سهل می‌رسد و سپس با ادامه این جاده به سمت جنوب و جنوب‌شرق (به فاصله ۱۲ تا ۲۰ کیلومتر) به منطقه مورد مطالعه دسترسی خواهیم رسید (شکل ۱-۲ و ۱-۳).

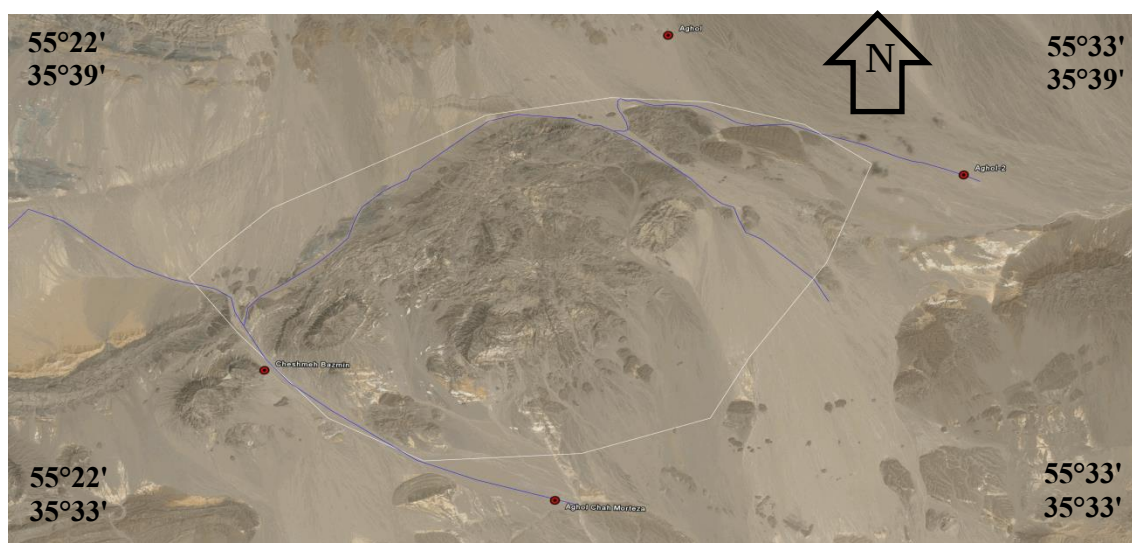




شکل ۱-۲- الف- راههای دسترسی به منطقه جنوب شرق سهل (برگرفته شده از نرم افزار Google Earth).



شکل ۱-۲- ب- تصویر ماهواره‌ای که نشان دهنده راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه (محدوده مورد مطالعه با یک چند ضلعی نامنظم مشخص شده است).



شکل ۱-۳ - تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده محدوده منطقه مورد مطالعه در مقیاسی بزرگتر.

۱-۲- ژئومورفولوژی

ریخت سطحی زمین و توپوگرافی هر منطقه، به عواملی همچون ویژگی‌های ساختاری، سنگ‌شناختی و آب و هوایی آن منطقه بستگی دارد. منطقه مورد مطالعه در بخش کوهستانی قرار گرفته است و می‌توان آن را منطقه‌ای نسبتاً مرتفع به شمار آورد. این منطقه از دیدگاه زمین ریخت‌شناسی دارای وضعیت بسیار ناهم‌هنگ است. رفتار متفاوت واحدهای سنگی نسبت به پدیده‌های فرسایشی و نیز عوامل تکتونیکی، با توجه به تنوع ترکیب سنگ‌شناختی موجود، باعث ایجاد ساختار ریخت‌شناسی ناهم‌هنگی در منطقه شده است و در نتیجه شکل دره‌ها، شبکه آبراهه‌ها و ارتفاع واحدها، بسیار ناهم‌گن است. سنگ‌های آذرین نیمه عمیق، بلندترین ارتفاعات منطقه به شمار می‌آیند و واحدهای آواری- آذرآواری دارای ریخت‌شناسی کم ارتفاع‌تری هستند. رسوبات کواترنر، دشت‌ها و مناطق پست موجود را پر کرده‌اند (شکل ۱-۴ و ۱-۵).



شکل ۱-۵- رخنمون تپه ماهوری از توالی آتشفشانی-
رسوبی ائوسن (دید به سمت شرق).

شکل ۱-۴- تصویری از کوههای مرتفع و دارای یالهای
پرشیب (گنبد بازمین و سنگهای میزبان آن، دید به سمت
جنوب غرب).

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

آب و هوای منطقه مورد مطالعه بیابانی و نیمه بیابانی است. از ویژگی‌های عمده آن، اختلاف شدید درجه حرارت از روز به شب و از تابستان به زمستان است. اندازه بارش سالیانه ۱۴۷ میلی‌متر تعیین شده است. منابع آب در منطقه را می‌توان به دو بخش آب‌های سطحی و آب‌های زیرزمینی تقسیم کرد. آب‌های جاری سطحی توسط رودخانه‌های فصلی هدایت می‌شوند. همه رودخانه‌ها فصلی هستند. آب‌های زیرزمینی در منطقه توسط قنات‌ها و چاه‌های عمیق و نیمه‌عمیق مورد بهره‌برداری قرار می‌گیرند. پوشش گیاهی در این مناطق شامل قیچ، دُرمنه، کاروانکش طاق و گز و ... است. از جانورانی که در منطقه زندگی می‌کنند، می‌توان به شتر (شکل ۱-۶)، قوچ، بز، یوزپلنگ آسیایی، گورخر آسیایی، آهو، گرگ، روباه، شغال و ... اشاره کرد.

به دلیل کم‌آبی بودن در منطقه و عدم وجود رودخانه دائمی و همچنین نامساعد بودن خاک، تمرکز جمعیت بسیار پایین است. روستای سهل بارزترین نماد جمعیتی منطقه است که در حال حاضر تقریباً متروکه است (شکل ۱-۷).



شکل ۱-۶- تصویری از شترها در حال چرا در منطقه.



شکل ۱-۷- نمایی از روستای سهل (دید به سمت شمال شرق).

۱-۴- کارهای انجام شده قبلی

در منطقه مورد نظر تا کنون مطالعه منظم و جامعی بر روی توده‌های آذرین نیمه‌عمیق (از جمله گنبدها) موجود انجام نشده است. از آنجا که این گنبدها در گستره وسیعی از نوار آتشفشانی شمال و شرق ایران مرکزی رخمون دارند، مطالعه آنها در شناخت ماگماتیسم بعد از ائوسن ایران و در مجموع زمین‌شناسی ایران از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. برخی از کارها یا مطالعاتی که بر روی نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی انجام شده عبارتند از:

فارسی (۱۳۸۶) پایان نامه کارشناسی ارشد خود را با عنوان پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور) به انجام رسانده است. وی در این مطالعه نشان داده است که این توده گرانیتوئیدی از نوع I و دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن بوده و به کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای تعلق دارد. به عقیده ایشان، ماگمای تشکیل دهنده این توده از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیتی یا از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حاصل شده و از طریق فرآیند تبلور تفریقی، آلایش یا اختلاط ماگمایی تحول یافته است.

قاسمی و همکاران (۱۳۸۷)، مقاله‌ای تحت عنوان اولین گزارش از ماگماتیسیم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان ارائه کرده و معتقدند نوار آتشفشانی کالک‌آلکالن - آلکالن 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 - اسید نئوژن تشکیل شده است. سنگ‌های نئوژن عمدتاً از گنبد‌های آندزیتی-داسیتی تشکیل شده‌اند و دارای ویژگی‌های آداکیتی هستند.

صالحی‌نژاد (۱۳۸۷)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه باشتین در جنوب غرب سبزوار را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. طبق این تحقیق، سنگ‌های سازنده گنبد‌های ساب ولکانیک منطقه مذکور دارای ترکیب آندزیتی تا ریولیتی بوده و میزبان آنها نیز مجموعه افیولیتی سبزوار و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن است. این سنگ‌ها این سنگ‌ها دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن بوده و در زمره آداکیت‌های غنی از سیلیس قرار می‌گیرند.

صادقی (۱۳۸۸)، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ششتمد (جنوب سبزوار) را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد بحث و بررسی قرار داده است. این توده در میان بازالت‌های بالشی متعلق به افیولیت‌های سبزوار نفوذ کرده و از نظر ژئوشیمیایی دارای ماهیت متآلومین و کالکوالکالن است. برای این توده سن بعد از ائوسن در نظر گرفته شده است.

خواجehزاده (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود، توده‌های آذرین عمیق و نیمه عمیق شمال معلمان، را مورد مطالعه قرار داده است. این توده‌ها که به صورت استوک یا دایک رخنمون یافته‌اند، در

زمره گرانیتوئیدهای نوع I و قوس‌های آتشفشانی (VAG) قرار دارند و با توجه به شواهد ژئوشیمیایی، آداکیت‌های غنی از سیلیس محسوب می‌شوند.

دهنوی (۱۳۸۸)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن 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.

تنها (۱۳۸۸)، سنگ‌های نیمه عمیق بعد از ائوسن 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 کالکوالکالن آن‌ها و ماهیت فرورانشی قوس قاره‌ای منطقه است و نقش تبلور تفریقی و فرآیندهای هضم و آلایش 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 است. 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.

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 بازیک (تراکی بازالت) تا

حداوسط (تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ‌های رسوبی (سیلتستون، ماسه‌سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل‌دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق هستند. طبق نظر وی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای سرشت تقریباً آکالن هستند.

بحیرایی (۱۳۸۹)، در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود تحت عنوان "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال‌خاوری ترود" به بررسی توده‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه ترود پرداخته است. این تحقیق با تناقضات متعددی همراه است، که ذکر آنها در حوصله و مجال این پایان‌نامه نیست.

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 هستند.

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 هستند. فرایندهایی نظیر آبدایی، 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.

محمدی گورجی و همکاران (۱۳۹۱)، در مقاله‌ای "تحت عنوان منشأ ماگماتیسیم 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 کالک‌آلکانل 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.

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

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 کرده‌اند. بر اساس شیمی بیوتیت‌ها، سنگ‌های مذکور از یک ماگمای کالک‌آلکانل در یک محیط مرتبط با کوهزایی تشکیل شده است. این امر با تشکیل ماگمای کالک‌آلکانل 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.

جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲) در مقاله‌ای تحت عنوان "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پساافیولیتی سبزوار" به بررسی گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس موجود در نوار افیولیتی شمال غرب - غرب سبزوار پرداخته‌اند. ترکیب این توده‌ها را ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت دانسته که در محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن رخنمون یافته‌اند.

ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت کالک‌آلکالن و پراآلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی در گروه آداکیت‌های پرسیلیس جای می‌گیرند. 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 است. براساس نمودارهای سنگ‌زادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک منبع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی زون البرز شرقی به وجود آمده 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 متاآلومین 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 لیتوفیل 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 Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص ماگماهای قوس است. مطالعات پتروژنتیکی بیانگر وجود یک سنگ منبع اکلوژیتی 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.

ساداتی جمالی (۱۳۹۳)، در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه رزه (شمال شرق ترود) پرداخته است. طبق نظر ایشان این گنبد‌ها دارای طیف ترکیبی غالب تراکی‌آندزیتی و تراکی‌آندزیتی هستند. براساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های مورد مطالعه در زمره آداکیت‌های سیلیس‌پایین قرار می‌گیرند آداکیت‌های

سیلیس پائین (LSA) از ذوب پریدوتیت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط سیالات آزاد شده در طی فرورانش و دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار، حاصل شده‌اند.

مقاله‌های دیگری نیز در زمینه در همایش‌های مختلف زمین‌شناسی ارائه شده است عبارتند از: صادق‌یان و قاسمی (۱۳۸۶)، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

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.

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.

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.

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

رحمتی ایلخچی و همکاران (۲۰۱۰)، حوادث کوهزایی سیمیرین میانی، اوایل آلپین و اواخر سنوزوئیک در مجموعه متامورفیک شترکوه، بلوک کویر بزرگ، شمال شرق ایران، مجله تکتونوفیزیک، شماره ۴۹۴، صفحه ۱۰۱ تا ۱۱۷.

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

سعیدی و همکاران (۱۳۸۹)، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک میاه‌کوه، رچ، الهیار و دایک حلقوی گیوشاد (جنوب‌غرب بیرجند)، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه. دهنوی و همکاران (۱۳۸۹)، خصوصیات ژئوشیمیایی توده‌های آداکیتی پست ائوسن در غرب نیشابور، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران دانشگاه ارومیه.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹)، ماگماتیسم الیگوسن در منطقه جنوب‌غرب بیرجند، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور.

دلاور و همکاران (۱۳۸۹)، پتروژن گنبد‌های آداکیتی جنوب‌غرب بیرجند، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

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

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

شبانیان و همکاران (۲۰۱۲)، کنترل ساختاری بر روی جایگاه ولکانیسم درون صفحه‌ای پس از برخوردی: اواخر سنوزوئیک تا کواترنری مجموعه‌های ایران و شرق ترکیه، مجله تکتونیک، شماره ۳۱، صفحه ۱ تا ۲۵.

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

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

جمالی و همکاران (۱۳۹۳)، تغییر و تحولات کانی‌شناسی آنکلاوهای موجود در گنبد‌های ساب‌ولکانیک رزه، دانشگاه تربیت مدرس.

جمالی و همکاران (۱۳۹۳)، پتروگرافی و ژئوشیمی گنبد‌های آداکیتی شرق رژه، دانشگاه تربیت مدرس.

۱-۵- روش مطالعه

مطالعه حاضر در سه مرحله مقدماتی و کتابخانه‌ای، صحرایی و در نهایت آزمایشگاهی به شرح ذیل انجام شده است:

۱-۵-۱- جمع آوری اطلاعات زمین شناسی منتشر شده قبلی و نقشه های زمین شناسی و

توپوگرافی منطقه

در این مرحله، اطلاعات منتشر شده قبلی موجود اعم از گزارش‌های تحقیقاتی و مقالات، پایان نامه‌ها، نقشه‌های زمین شناسی، توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای مختلف جمع آوری و مورد بررسی قرار گرفت. همچنین از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت به منظور بررسی سوابق مطالعات انجام شده قبلی استفاده گردید.

۱-۵-۲- عملیات صحرایی

برداشت‌های زمین شناسی در طی چند مرحله عملیات صحرایی انجام گرفت و از واحدهای سنگی مختلف، متناسب با اهداف این تحقیق، نمونه برداری مورد نیاز صورت گرفت. در کل به منظور مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی تعداد ۱۱۵ نمونه سنگی برداشت شد.

۱-۵-۳- مطالعات آزمایشگاهی

از بین تعداد ۱۱۵ نمونه سنگی برداشت شده، بر اساس توزیع مکانی و تنوع سنگ‌شناسی تعداد ۶۷ مقطع نازک تهیه شد و مطالعات پتروگرافی بر روی آنها صورت گرفت. سپس بر حسب توزیع جغرافیایی، تنوع سنگی و همچنین توجه به حداقل دگرسانی نمونه‌ها، تعداد ۱۰ نمونه برای آنالیز شیمیایی سنگ کل انتخاب و به کشور کانادا ارسال شد. عناصر اصلی و عناصر نادر به روش ICP-AES و سایر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS آنالیز گردید. نتایج تجزیه شیمیایی

نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان شده است. سپس نتایج این آنالیز به کمک نرم افزار پترولوژیکی GCDkit مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفت. تفسیر و تحلیل داده‌های حاصل از مراحل مختلف، در بخش‌های آتی این پایان نامه ارائه خواهد شد.

۱-۶- اهداف

مهمترین اهداف انجام این تحقیق عبارتند از: بررسی دقیق سنگ شناختی گنبد‌های آذرین نیمه عمیق و ارتباط آنها با سنگ‌های میزبان خود، بررسی دقیق ژئوشیمیایی گنبد‌های مورد نظر، بررسی پتروژنز این گنبد‌ها و پیامدهای جایگزینی آنها از قبیل دگرگونی مجاورتی و کانه‌زایی احتمالی.

فصل دوم

زمین شناسی

عمومی

۲-۱- مقدمه

بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین (۱۹۷۴)، علوی (۱۹۹۱) و آقانباتی (۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شاهرود، جزء بخش شمالی خرده قاره ایران مرکزی به حساب می‌آید (شکل ۱-۱). ماگماتیسم و پدیده‌های وابسته به آن، تأثیر مهمی در تکوین زمین‌شناسی منطقه داشته است. ایران مرکزی در طول دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتحرکی بوده و علاوه بر چندین دگرشکلی آشکار، فعالیت‌های ماگمایی به صورت سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نیمه‌عمیق در آن دیده می‌شود. هرچند که فعالیت‌های ماگمایی در فلات ایران مرکزی در همه زمان‌ها وجود داشته است، اما اوج این فعالیت‌ها در دوره ائوسن بوده است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

نوار ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی، شامل سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری است. به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالا آمدگی و جایگیری افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی به وقوع پیوست که ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته است و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است (امامی، ۱۳۷۹). علیرغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع، سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن در یک فاصله زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. نا آرامی‌های این زمان مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌باشند (شهاب پور، ۲۰۰۷).

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 (اسپایس و همکاران ۱۹۸۳). از ائوسن بالایی-الیگوسن به بعد نیز، فراورده‌های فورانی ناشی از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس، ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد‌های نیمه‌عمیق در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار و توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن-الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شدند (صالحی نژاد، ۱۳۸۷، قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹، جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۲). در نئوژن با تداوم فرورانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی، جبهه ماگماتیسم آداکیتی، به سمت شمال (مشکان در جنوب قوچان) مهاجرت کرده است

(قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹، شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). این فعالیت‌های آتشفشانی به صورت گنبدهای آداکیتی پر سیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین- قوچان (واقع در شمال نوار افیولیتی سبزوار) ظاهر پیدا کرده‌اند (تنها، ۱۳۸۸، قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹، شبانیان و همکاران، ۲۰۱۲). گنبدهای آداکیتی مشابهی نیز در حد فاصل اسفراین- قوچان رخنمون دارند که طبق تعیین سن‌های انجام شده (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹)، از نظر سنی بسیار جوان هستند (۲ تا ۴۰ میلیون سال). این مطالعات نشان می‌دهند که در کمان ماگمایی شمال ایران مرکزی به سمت شمال، توده‌های آذرین نیمه‌عمیق دارای سن‌های جوان‌تری هستند. در این تحقیق، گنبدهای نیمه‌عمیق بعد از ائوسن جنوب شرق سهل به صورت دقیق مورد مطالعه قرار گرفته است. این گنبدها که یکی از ویژگی‌های جالب توجه زمین‌شناسی در شمال زون ایران مرکزی هستند، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند.

۲-۲- زمین شناسی عمومی و واحدهای سنگی موجود در منطقه

واحدهای سنگی موجود در منطقه جنوب شرق سهل به ترتیب قدمت زمانی عبارتند از: مجموعه‌های آذرین- دگرگونی نئوپروتروزوئیک، توالی‌های رسوبی تریاس- ژوراسیک- کرتاسه، ائوسن، سنگ‌های آذرین جوانتر از ائوسن- قدیمی‌تر از میوسن (اواخر ائوسن- ؟ اواسط الیگوسن)، مارن‌های نئوژن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنری. قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی- آذرین به سن اواخر نئوپروتروزوئیک (که در حقیقت پی سنگ منطقه مورد مطالعه هستند)، به صورت آنکلاو توسط توده‌های آذرین نیمه- عمیق به ترازهای بالایی پوسته انتقال داده شده‌اند. آنها دارای ماهیت میکاشیستی، آمفیبولیتی، گنایسی، گرانیتی و گابرویی هستند. مشابه این سنگ‌ها در مناطق شترکوه، بندهزارچاه، جنوب غرب میامی، شرق بیارجمند رخنمون دارند و در قالب چند رساله دکتری و کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (همتی، ۱۳۹۲، بلاغی، ۱۳۹۳، اصغرزاده، ۱۳۹۲، ابتهاج، ۱۳۹۲ و حسینی در دست انجام ...). خلاصه نتایج بدست آمده بیانگر آنست که این مجموعه‌های آذرین- دگرگونی دارای طیف ترکیبی وسیعی هستند و سنگ‌های میکاشیستی تا گنایسی و آمفیبول شیستی تا گارنت آمفیبولیتی از

یک سو و سنگ‌های گرانیتی تا گابرویی از سویی دیگر را شامل می‌شوند. این مجموعه‌های سنگی توسط دایک‌ها و توده‌های نفوذی دیابازی به سن ژوراسیک میانی قطع شده‌اند و توسط سنگ‌های رسوبی با ماهیت عمدتاً شیلی- ماسه سنگی به سن اواخر تریاس- اوایل ژوراسیک و همچنین آهک- های کرتاسه زیرین پوشیده شده‌اند. سن مجموعه‌های آذرین- دگرگونی نئوپروتریوزوئیک، حدود ۵۴۰ تا ۵۵۰ میلیون سال گزارش شده 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)؛ الف، حسینی و همکاران (۱۳۹۲) ؛ ب، بلاغی و همکاران (۲۰۱۴)، رحمتی ایلخچی (۲۰۱۰)، شفایی‌مقدم و همکاران (۲۰۱۵) رجوع کنند.

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

الف- مزوزوئیک

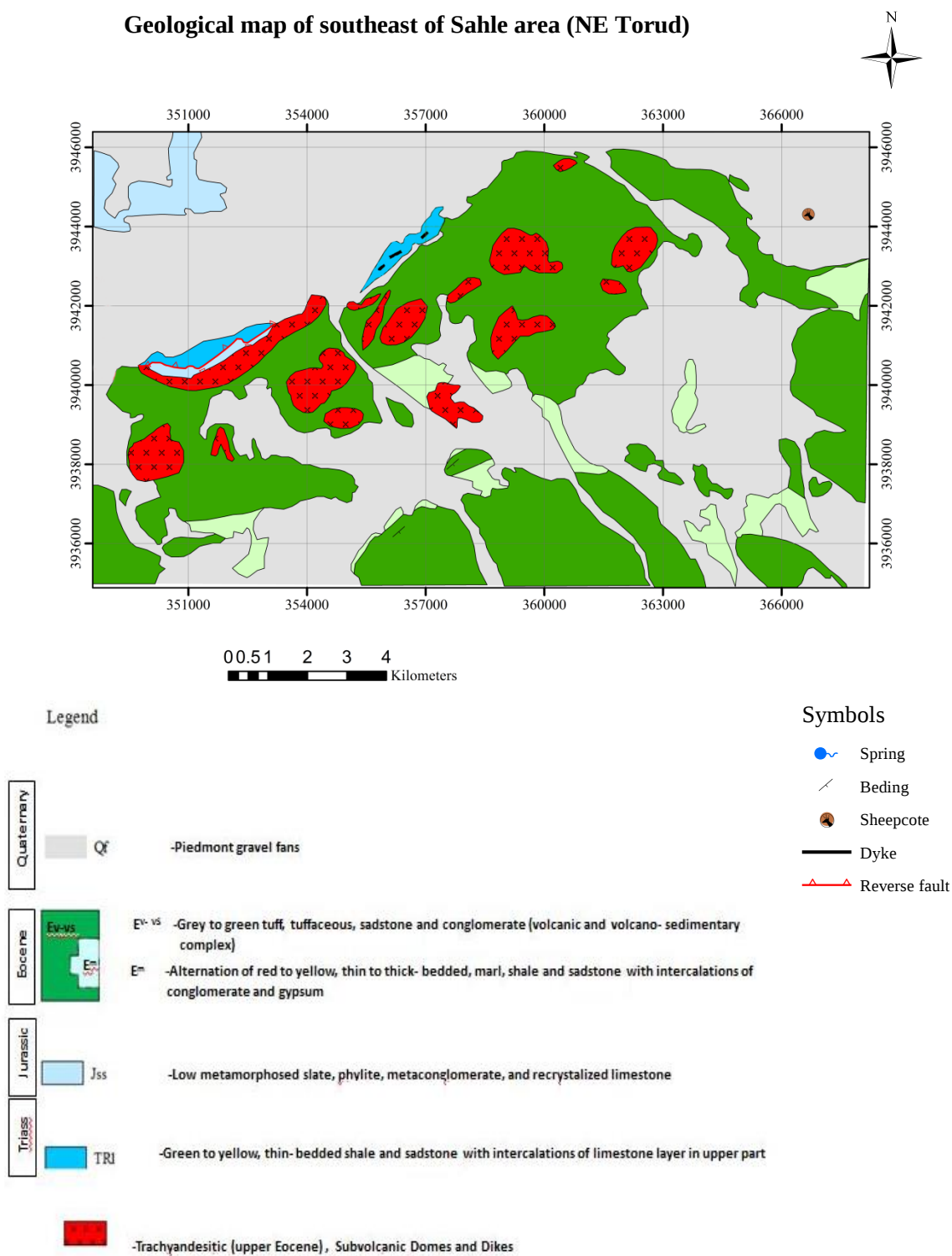
- تریاس - ژوراسیک - کرتاسه

ب- سنوزوئیک

- ائوسن

- سنگ‌های آذرین ائوسن بالایی

- مارن‌های نئوژن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنری



شکل ۲-۱ نقشه زمین شناسی جنوب شرق سهل (شمال شرق ترود). که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم افزار Arc GIS باز سازی شده است.

الف - مزوزوئیک

۲-۲-۱- تریاس - ژوراسیک - کرتاسه

سنگ‌های آهکی به سن تریاس در شمال غرب گنبد بازمین رخنمون دارند و با مرز گسلی بر روی رسوبات ژوراسیک (شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز خاکستری نازک لایه تا ستر لایه با دگرگونی ضعیف همراه با میان لایه آهکی که معادل سازند شمشک در البرز است)، رانده شده‌اند. سنگ‌های تریاس بالایی - ژوراسیک میانی که شامل تناوب شیل و ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز خاکستری مایل به سبز، ارغوانی، قهوه‌ای (معادل سازند شمشک البرز) با میان لایه‌هایی از کنگلومرا (شکل ۲-۲) و سنگ آهک هستند نشانگر حوضه‌های رسوبی کم عمق هستند. در درون شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک، سنگ‌های آذرین بازیک به شکل گدازه، دایک و توده‌های آذرین کم عمق یافت می‌شوند. دادپور (۱۳۹۳)، پایان نامه کارشناسی ارشد خود را به بررسی این سنگ‌های آذرین در شرق سهل اختصاص داده است. یافته‌های وی نشانگر تشکیل یک حوضه رسوبی پشت کمانی در ژوراسیک میانی است که فعالیت‌های آذرین به اشکال ذکر شده در آن صورت گرفته است (جایگزین شده یا جریان یافته است). این واحد متحمل دگرگونی در حد رخساره شیست سبز شده‌اند. سنگ‌های آهکی کرتاسه به رنگ خاکستری متوسط لایه تا ضخیم لایه دیده می‌شوند. در آنها دوکفه‌ای‌های بزرگ از جمله اینوسراموس یافت می‌شود. اربیتولین، میکروفسیل شاخص این سنگ‌ها و معرف سن کرتاسه زیرین برای این سنگ‌ها است. سنگ‌های آهکی کرتاسه زیرین با ناپیوستگی زاویه‌دار یا با مرز گسله بر روی توالی ژوراسیک قرار گرفته‌اند. لازم به یادآوری است که با توجه به حضور ریز فسیل‌های:

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

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



شکل ۲-۲- تصویری از کنگلومرای مربوط به واحد رسوبی تریاس- ژوراسیک.

ب- سنوزوئیک

۲-۲-۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی پالئوسن- ائوسن

تشکیل حوضه‌های رسوبی پالئوسن- ائوسن یکی از پیامدهای فاز کوهزایی لارامید است که در آنها کنگلومرای پالئوسن (معادل کنگلومرای کرمان) (شکل ۲-۳) و پیروکلاست‌ها و هیالوکلاست‌های سبز رنگ، گدازه‌ها و میان لایه‌های رسوبی (معادل سازند کرج) در زمان ائوسن نهشته شده‌اند. در مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن، آهک‌های نومولیت‌دار نیز یافت می‌شوند که معرف کم‌عمق بودن حوضه و تعلق داشتن آنها به دوره زمانی پالئوسن- ائوسن است.

با توجه به تعیین سن‌هایی که بر روی توده‌های آذرین نیمه عمیق (گنبدهای ریولیتی تا آندزیتی) درون این سنگ‌ها صورت گرفته و سنی برابر با حدود ۴۰ میلیون سال (تقریباً برابر ائوسن بالایی) برای آنها بدست آمده است (سلطانی، ۱۳۸۵). بنابراین به احتمال قوی می‌توان گفت حد بالایی سن توالی آتشفشانی- رسوبی به طور دقیق‌تر ائوسن میانی است.

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 (شکل ۲-۴). 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 هستند.

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 (به سن ائوسن بالایی) آنها را قطع کرده‌اند. در حوالی گنبد بازمین نیز اشکال رسوبی همچون ریپل‌مارک در ماسه‌سنگ‌های ریزدانه دیده می‌شود. این آثار نشان‌دهنده محیط ساحلی کم‌عمق هستند (شکل ۲-۵).



شکل ۲-۳- تصویری از کنگلومرای پالئوسن که سرشار از قلوه‌های آهکی به سن کرتاسه است.



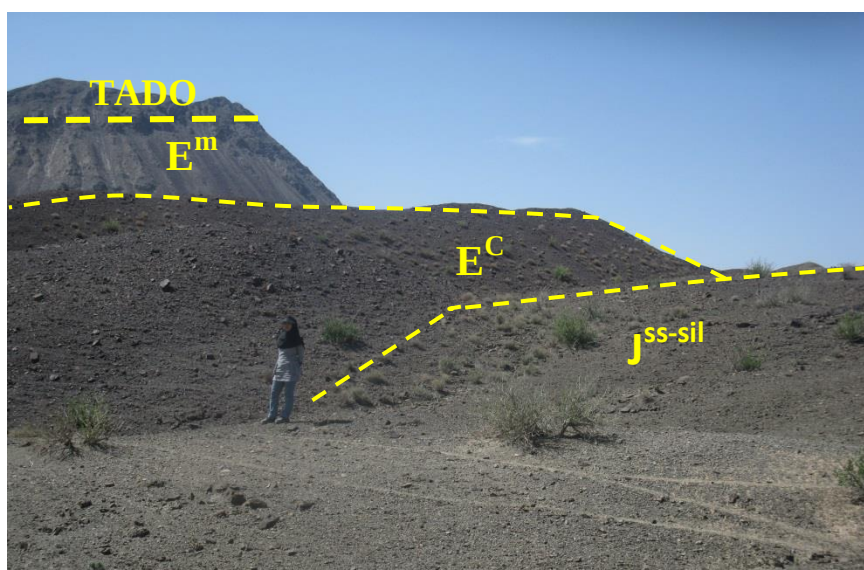
شکل ۲-۵- تصویری از ساخت چینه‌بندی مورب در ماسه سنگ‌های ائوسن.



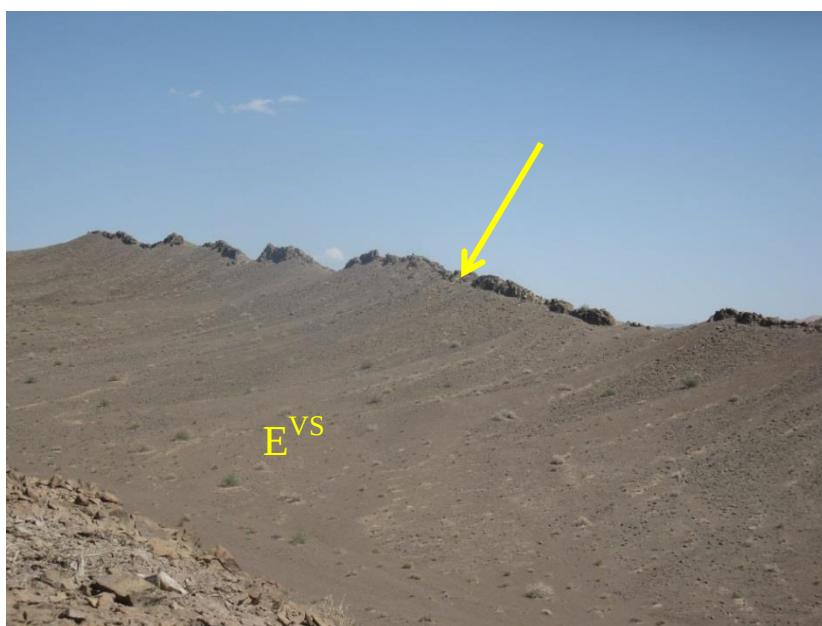
شکل ۲-۴- تصویری از کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن.

در شمال گنبد بازمین، توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن با یک کنگلومرای قاعده‌ای سرشار از قطعات سنگی ماسه سنگ و آهک‌های ماسه‌ای شروع می‌شود (شکل ۲-۴) و توالی ائوسن با مرز ناپیوسته بر

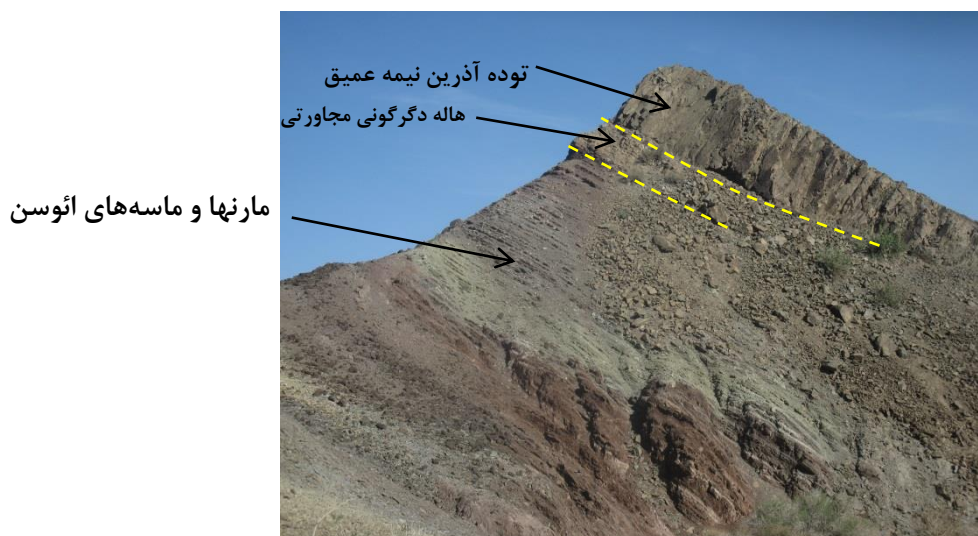
روی شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک قرار گرفته است (شکل ۲-۶). در برخی نقاط توالی ائوسن توسط یک سری از دایک‌های آندزیتی ائوسن قطع گردیده‌اند (شکل ۲-۷). در مجاورت توده‌های آذرین نیمه‌عمیق، سنگ‌های مارنی و توفیت‌های کربناته توالی ائوسن متحمل دگرگونی مجاورتی شده و در آنها کانی‌هایی نظیر اپیدوت، کلریت و آکتینولیت رشد کرده‌اند (شکل ۲-۸ تا ۲-۱۰).



شکل ۲-۶- تصویر نشان دهنده ناپیوستگی بین ژوراسیک و قاعده توالی ائوسن. E^C : کنگلومرای ائوسن. E^m : مارن ائوسن و مارن گچ دار. E^{vs} : توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن. J^{ss} : ماسه سنگها و سیلتستونهای ژوراسیک. TADO: گنبد تراکی آندزیت.



شکل ۲-۷- تصویری از دایک قطع کننده توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن.



شکل ۲-۸- تصویری از توده آذرین نیمه عمیق به همراه سنگ های میزبان مارنی که در مجاورت توده دگرگون شده- اند.



شکل ۲-۱۰- نمای نزدیکی از سنگ های توفی سیلتستونی که در مجاورت گنبد بازمین متحمل دگرگونی مجاورتی شده اند.



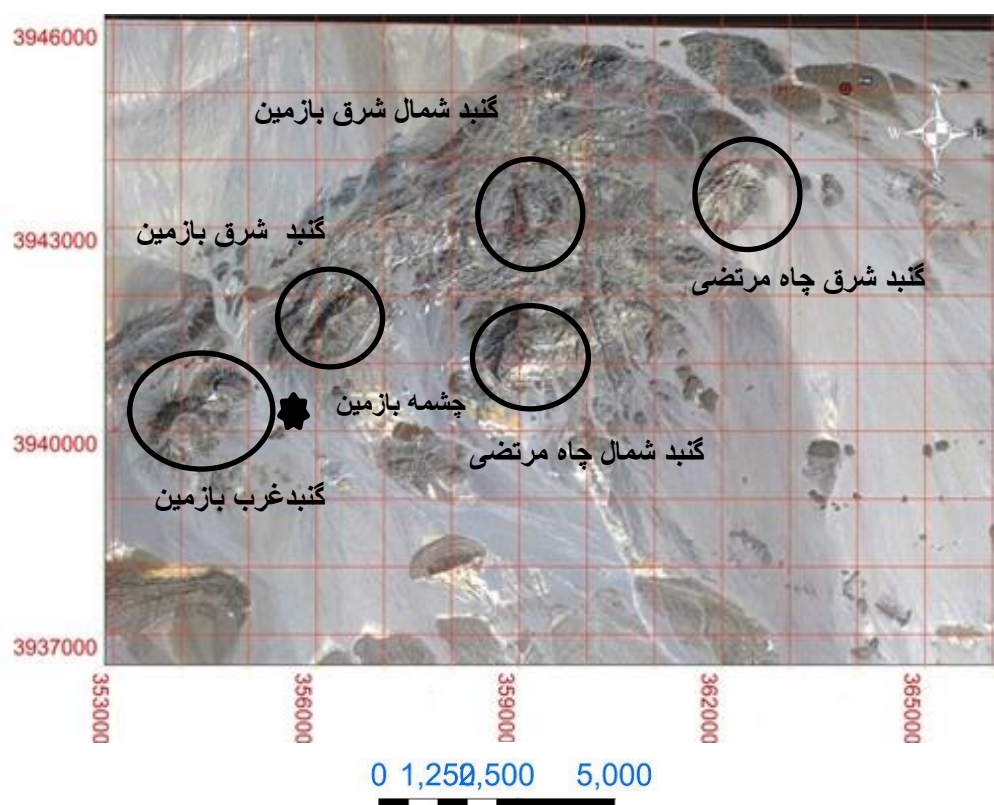
شکل ۲-۹- سنگ های توفی سیلتستونی دگرگون شده در مجاورت توده گنبد بازمین.

۲-۲-۳- سنگ های آذرین نیمه عمیق ائوسن بالایی

سنگ های مربوط به این واحد به صورت گنبد، دایک و در مواردی سیل در مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی نفوذ کرده اند. گنبد های مورد مطالعه (شکل ۲-۱۱)، در صحرا عمدتاً به رنگ سفید تا خاکستری روشن مایل به سبز دیده می شوند (شکل ۲-۱۲) و در نمونه دستی دانه ریز تا دانه متوسط هستند، به گونه ای که در برخی موارد تشخیص اجزاء تشکیل دهنده سنگ در نمونه دستی با چشم غیر مسلح نیز امکان پذیر است. حضور فنوکریست های درشت و کشیده هورنبلندسبز، یکی از خصوصیات بارز این سنگ ها است.

در مبحث قبلی به نفوذ دایک‌هایی در مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن اشاره شد (به شکل ۲- ۷ رجوع شود). دایک‌های مذکور با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده، اغلب دارای ترکیبی مشابه با ترکیب گنبد‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه هستند. روابط صحرایی واحدهای سنگی نیز نشان می‌دهند که این دایک‌ها از نظر سنی هم زمان با گنبد‌های نیمه‌عمیق مورد مطالعه در سنگ‌های میزبان نفوذ کرده‌اند، بنابراین می‌توان گفت این دایک‌ها در حقیقت دایک‌های تغذیه کننده گنبد‌های مورد مطالعه هستند (شکل ۲- ۱۳).

در برخی نقاط جایگزینی سنگ‌های مورد مطالعه در درون توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن، به بروز دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمایی منجر شده است. هاله دگرگونی مجاورتی به صورت سنگ‌های تغییر رنگ یافته (از قرمز- ارغوانی به کرم تا سبز کم رنگ) و افزایش استحکام سنگ‌ها تجلی پیدا کرده است.



شکل ۲-۱۱- تصویر ماهواره‌ای که نشان دهنده محل رخنمون برخی از گنبد‌های منطقه مورد مطالعه است.



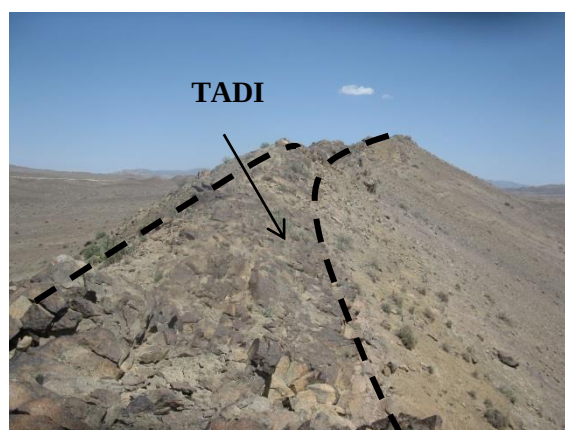
شکل ۲-۱۲- تصاویر صحرایی از گنبدهای مورد مطالعه.



الف



ب



ج

شکل ۲-۱۳- الف- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده دایک‌های قطع کننده توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن در جنوب رژه. ب- دورنمایی از رخمون دایک‌ها در جنوب رژه. ج- نمای نزدیکی از دایک تراکی آندزیتی.

اغلب این گنبد‌ها، حاوی آنکلاو هستند. در برخی مواردی اندازه آنکلاوها به حدود ۲۰ تا ۳۰ سانتی-متر می‌رسد. این آنکلاوها در نمونه دستی بیشتر به رنگ سبز زیتونی و سیاه دیده می‌شوند و هورنبلند (آمفیبول) و اوژیت (پیروکسن) در آنها به وفور یافت می‌شود (شکل ۲-۱۴).

با توجه به رابطه ژنتیکی آنکلاوها با سنگ‌های میزبان خود، به دو دسته آنکلاوهای هم‌منشأ و غیر هم-منشأ قابل تقسیم هستند. آنکلاو‌هایی که دارای رابطه ژنتیکی با سنگ‌های آذرین میزبان خود می-باشند غالباً از هورنبلند، پیروکسن و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز غنی هستند. اندازه دانه‌های تشکیل دهنده آنها از ریز تا درشت متغیر بوده و دارای ساخت ریز دانه تا پگماتوئیدی هستند. این آنکلاوها شامل لخته‌های مافیک و توده‌های سنگی مافیک می‌باشند. بعضی از آنها تقریباً به طور صد در صد از هورنبلند تشکیل شده‌اند، به طوری که می‌توان به آنها نام هورنبلندیت اطلاق کرد. این آنکلاوها در

نمونه دستی دارای رنگ‌های سفید خاکستری تا کاملاً سیاه هستند. دسته دوم آنکلاوهایی هستند که فاقد رابطه ژنتیکی با سنگ میزبان بوده و دارای ماهیت گنیسی، میکاشیستی، آمفیبولیتی و گابرویی هستند. همچنین آنکلاوهایی با ماهیت توفی، توفی سیلتستونی در این توده‌ها یافت می‌شوند که از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان خود منشأ گرفته‌اند.



ب- تصویری از یک آنکلاو هورنبلندیتی



الف- تصویری از یک آنکلاو آمفیبولیتی



د- حضور بلوهای درشت و کشیده هورنبلند در آنکلاو هورنبلندیتی



ج- آنکلاو دانه درشت هورنبلندیتی



و- تصویری از آنکلاو پگماتوئید دیوریتی.



ه- آنکلاو هورنبلندیتی دارای حاشیه سریع سرد شده



ح- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (با ترکیب دیوریتی).

ز- حضور بلورهای کشیده هورنبلند در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز و به نمایش گذاشتن ساخت پگماتیستی

شکل ۲-۱۴- تصاویری از انواع آنکلاوهای موجود در سنگ‌های تشکیل دهنده گنبد‌های منطقه جنوب شرق سهل.

در شرق روستای رژه و جنوب و جنوب شرق روستای سهل، سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق با ترکیب آندزیت و آندزیت‌بازالت به سن ائوسن بالایی رخنمون دارند. اگر تعیین سن‌هایی که اخیراً در مورد سنگ‌های آذرین نیمه عمیق صورت گرفته (رساله دکتری جمشیدی، در دست انجام و ...) را مد نظر قرار دهیم بهتر است سن ائوسن بالایی به آنها نسبت دهیم.

برای گنبد‌های مشابه نیز نظراتی به شرح زیر ابراز شده است:

با توجه به حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی نشأت گرفته از گنبد‌های ساب‌ولکانیک ریولیتی غرب باشتین در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور آنها در واحدهای مارنی میوسن، این گنبد‌ها در مرز زمانی میوسن- پلیوسن در سطح زمین رخنمون یافته‌اند (صالحی نژاد و همکاران، ۱۳۸۷).

در حدفاصل جنوب اسفراین تا جنوب قوچان سن توده‌های آذرین نیمه‌عمیق مشابه به پلیو- کواترنر نیز نسبت داده شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

گنبد‌های موجود در شمال و جنوب بیرجند، در سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی- تخریبی ائوسن میانی و سنگ‌های افیولیتی کرتاسه- پالئوسن جایگزین شده‌اند و بر اساس مشاهدات صحرائی دارای سن ائوسن پایانی- الیگوسن آغازی (۴) هستند (دلاور و همکار، ۱۳۸۹).

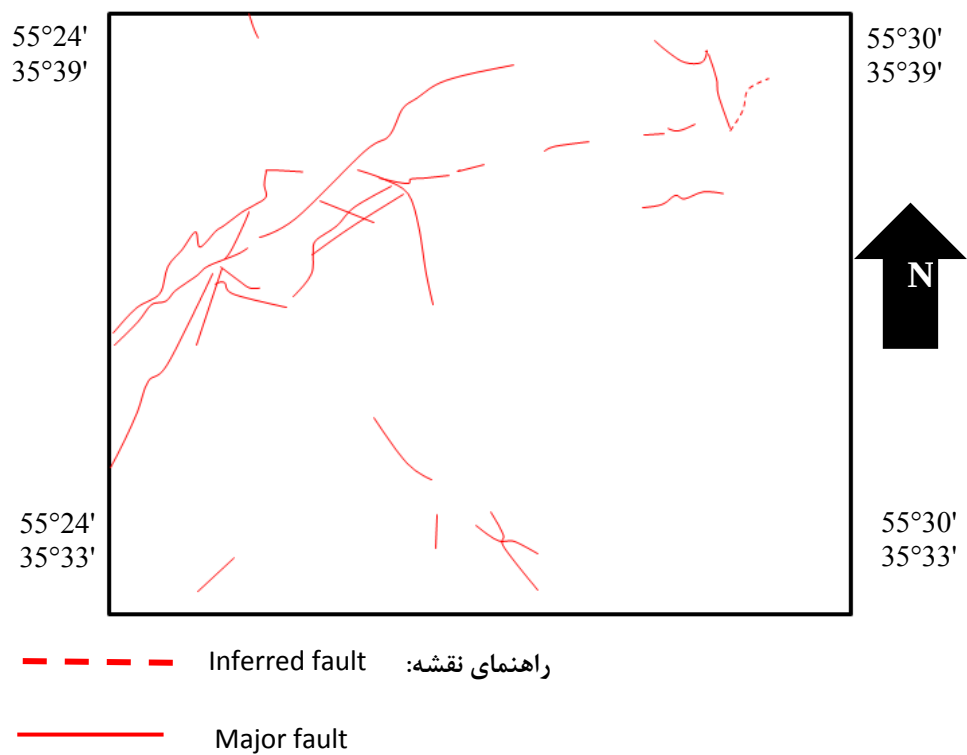
گنبد‌های نوار افیولیتی شمال غرب- غرب سبزوار به محدوده زمانی ائوسن بالایی تا پلیوسن تعلق دارند و مجموعه افیولیتی کرتاسه- پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن و در برخی موارد سنگ‌های رسوبی الیگوسن- میوسن میزبان این گنبد‌ها هستند (جمشیدی و همکاران، ۱۳۹۳).

۲-۲-۴- مارن‌های نئوژن و پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

مارن‌های نئوژن فقط در محدوده روستای سهل، رخنمون کم وسعتی به نمایش گذاشته‌اند. این سنگ‌ها بستر مناسبی برای ذخیره آب و انجام فعالیت کشاورزی در پیرامون روستای سهل فراهم کرده‌اند. رسوبات آبرفتی جوان (کواترنری)، این مارن‌ها را پوشانده‌اند و خود مارن‌های میوسن نیز به صورت ناپیوسته و دگرشیب بر روی شیل و ماسه‌سنگ ژوراسیک قرار گرفته‌اند.

۲-۳- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی به حساب می‌آید (اشتوکلین، ۱۹۷۴) که میان دو گسل مهم، انجیلو (در شمال) و ترود (در جنوب) واقع شده است. با توجه به رخساره‌های سنگ‌شناختی واحدهای سنگی، سن و تاریخچه تکوین زمین‌ساختی، واضح است که اغلب 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. بررسی نهشته‌های ائوسن نشان‌دهنده آغاز یک چرخه رسوبی- آتشفشانی 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 شده است. حضور سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نشان از پیدایش آنها در محیط قاره‌ای و زیردریایی دارد. علاوه بر گسل ترود و گسل انجیلو وجود سیستم‌های گسلی دیگر با راستای شرقی- غربی و جنوب غربی- شمال شرقی بیانگر حضور فعال و تأثیرگذار تکتونیک در منطقه است (شکل ۲- ۱۵).



شکل ۲-۱۵- نقشه پراکندگی گسل‌های منطقه جنوب شرق سهل برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ رحمتی ایلخچی (۱۳۸۲).

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

جهت مطالعه پتروگرافی و کانی‌شناسی منطقه مورد مطالعه، از تعداد ۱۱۵ نمونه برداشت شده در ۲۴ ایستگاه، حدود ۶۷ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت. در مبحث پتروگرافی به بررسی بافت‌ها، کانی‌های سازنده سنگ‌ها و ترتیب تبلور آنها پرداخته خواهد شد. به بیانی دیگر، پتروگرافی یا سنگ‌نگاری جهت تشخیص بهتر روابط صحرایی، نام‌گذاری دقیق‌تر سنگ‌ها، شناخت وضعیت کانی‌شناسی، بافت و ترتیب تبلور کانی‌ها صورت می‌گیرد. به علاوه، می‌توان شواهدی از تحولات ماگمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، آلیش و... را در مطالعات پتروگرافی بررسی کرد.

به طور کلی طیف سنگ‌شناسی گنبد‌های مورد مطالعه، آندزیت و تراکی‌آندزیت است. این سنگ‌ها درون سنگ‌های رسوبی (میزبان) پالئوسن تا ائوسن میانی جای گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی دارای ترکیب مارن، سیلتستون، ماسه‌سنگ، آهک میکرایتی، ولکانی‌کلاستیک‌ها، توف، لیتیک‌توف، توفیت، آگلومرا و گدازه‌های بازالتی هستند. گنبد‌های آذرین مورد مطالعه مرتبط با فعالیت‌های ماگمایی ائوسن بالایی هستند.

علائم اختصاری استفاده شده در این فصل، در جدول (۳-۱) آمده‌اند:

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

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

۳-۲- ویژگی‌های پتروگرافی گنبد‌های آذرین

۳-۲-۱- آندزیت‌ها

سنگ‌های آندزیتی جزء سنگ‌های حدواسط به حساب می‌آیند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری روشن هستند (شکل ۳-۱). از جمله بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، بافت‌های جریانی، غربالی (شکل ۳-۲)، پورفیری (شکل ۳-۳) و گلومروپورفیری (حاصل تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و هورنبلند) هستند (شکل ۳-۴).

برخی از سنگ‌های آذرین از بلورهای (دانه‌هایی) با اندازه‌های متفاوت تشکیل می‌شوند. این مشخصه می‌تواند نشان دهنده سرعت رشد متفاوت کانی‌ها باشد. بنابراین، بافت پورفیری بیانگر سرد شدن ماگما طی دو مرحله است. در مرحله نخست، بلورهای درشت فنوکریست در بازه‌ای از سرد شدن 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. کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آندزیتی شامل: پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، اکسی‌هورنبلند، اوژیت، کانی‌های اپک، زئولیت، آپاتیت و اسفن هستند.

کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها به دو صورت فنوکریست و دانه ریز حضور دارد. این کانی، فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های آندزیتی است. این کانی دارای بافت غربالی بوده و منطقه‌بندی ترکیبی نیز نشان می‌دهد. ترکیب و نحوه رشد فلدسپارها منعکس کننده تغییرات مهم در محیط تبلور ماگما بوده و می‌تواند شواهد قابل قبولی از شرایط فیزیکی تبلور، تحول و تغییر ترکیب مذاب ارائه دهد (اسلبی و گوتز، ۲۰۰۴). حضور پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست و دانه‌ریز در زمینه سنگ، حاکی از تبلور پلاژیوکلاز در دو مرحله می‌باشد. 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 می‌شود. یعنی هسته‌بندی به سختی صورت گرفته و تعداد محدودی نطفه تشکیل شده است؛ لذا به دلیل آسان بودن انتشار در محیط رشد بلور، بلورها رشد فوق العاده‌ای دارند. پلاژیوکلازهای نسل دوم نیز در حین صعود نهایی و جایگیری ماگما در اعماق کمتر، متبلور شده‌اند (آسیابانها، ۱۳۷۴). ماکل پلی سنتتیک و آل‌بیت-کارلسباد و همچنین منطقه‌بندی ترکیبی، از ویژگی‌های بارز پلاژیوکلاز به شمار می‌رود (شکل ۳-۵). معمولاً منطقه‌بندی نشانگر کند بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت رشد بلور است. به عبارتی دیگر ساختمان منطقه‌ای نشان دهنده عدم تعادل کانی با مذاب اطرافش است و آشفستگی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای جدید به درون مخزن ماگمایی در حال تبلور، تغییرات فشار بخار آب و افت سریع دما، همه می‌توانند به ایجاد منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز در حال تبلور منجر شوند (شلی^۱، ۱۹۹۳). 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 به تعادل می‌رسد. بر اساس مطالعاتی که جمشیدی و همکاران (۱۳۹۲)، بر روی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آذرین پسا‌فیولیتی شمال سبزوار انجام داده‌اند، مشخص شده است که وجود انواع منطقه بندی ترکیبی و بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز به همراه حضور توأم پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و پلاژیوکلازهای سالم در می‌توانند شاهی بر فرایند اختلاط ماگما، در آشیانه‌های ماگمایی باشند.

بافت غربالی در پلاژیوکلازها در حقیقت پاسخ بلور به تغییرات شرایط فیزیکی و شیمیایی در مخزن ماگمایی است. ایجاد بافت‌های غیر تعادلی مانند بافت غربالی، منطقه‌بندی و حاشیه‌های واکنشی معمولاً به تغییر متغیرهای مستقل (فشار و دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل قبلی سیستم را به هم می‌زند. این بافت‌ها در اثر تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی که در تماس با بلور

1-Shelly

است حاصل می‌شوند و احتمالاً نتیجه: انتقال بلور به بخشی دیگر از ماگما، جریان مذاب بین بلورهای که زودتر تشکیل شده‌اند و تفریق پیشرونده مذاب است.

از آنجائیکه در مطالعات حاضر آنالیز میکروپروپ انجام نگرفته، نمی‌توان اظهارنظر دقیقی درباره عوامل یاد شده، ابراز داشت.

– هورنبلند

مهمترین کانی مافیک تشکیل دهنده آندزیت‌ها، هورنبلند سبز تا قهوه‌ای و اکسی هورنبلند است. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ حضور دارد و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. اندازه بلورهای هورنبلند متغیر است و تا ۵ میلی‌متر هم می‌رسد. هورنبلند در برخی موارد دارای ماکل گوه‌ای است. حضور هورنبلند در این سنگ‌ها نشان دهنده مقدار قابل توجهی از آب در ماگما است. در مقاطع طولی، هورنبلند به صورت کشیده و سوزنی شکل مشاهده می‌شود و در مقاطع عرضی به صورت شش گوش با دو سری رخ لوزی یافت می‌شود. اکثر بلورهای هورنبلند اپاسیتی شده‌اند و حاشیه سیاه رنگی در اطراف خود به نمایش می‌گذارند. هنگامی که مقدار اکسیژن موجود در محیط حضور مذاب افزایش می‌یابد، آهن ترجیح می‌دهد با اکسیژن وارد واکنش شود و در ساخت اکسیدهای آهن به ویژه مگنتیت مشارکت کند. مگنتیت‌های تشکیل شده معمولاً ریزدانه هستند و به صورت حاشیه‌ای اطراف بلورهای کانی‌های فرومنیزین نظیر هورنبلند و بیوتیت را فرامی‌گیرند. به این پدیده اپاسیتی شدن می‌گویند. اپاسیتی شدن نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و از دست رفتن آب حین فوران ماگماست (بست، ۲۰۰۳). در نمونه‌های سنگی مورد مطالعه برخی از هورنبلندها دارای حاشیه انحلالی هستند. اکثر هورنبلندهای موجود در آندزیت‌های منطقه مورد نظر در مقیاس میکروسکوپی دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند (شکل ۳-۶).

– کلینوپیروکسن

بلورهای این کانی شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. برجستگی بالا و زاویه خاموشی حدود ۴۵ درجه و ته رنگ‌های صورتی، سبز و زرد از ویژگی‌های این کانی است. با توجه به نوع ته رنگ‌ها و

پلئوکروئیسیم کلینوپیروکسن مورد نظر از نوع اوژیت تا اوژیت تیتان دار است. گاهی تجمعات آنها به نمایش بافت گلومروپورفیری در سنگ منجر شده است. برخی از آنها حاوی اذخالهایی از مگنتیت هستند (شکل ۳-۷) و برخی دیگر نیز به صورت اذخال درون هورنبلندهای سبز و اکسی هورنبلندها یافت می‌شوند. اوژیت‌های موجود در این گروه از سنگ‌ها فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند و بنابراین جزء کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.

کانی‌های فرعی

- بیوتیت

این کانی به دلیل فراوانی کم، جزء کانی فرعی تشکیل دهنده این گروه از سنگ‌های به شمار می‌آید و به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود.

بیوتیت در سنگ‌های آندزیتی اغلب به صورت اپاسیتی شده یافت می‌شود و دارای حاشیه سوخته می‌باشد. این کانی در حاشیه آنکلاوها وجود دارد. این کانی اغلب به همراه مگنتیت یافت می‌شود (شکل ۳-۸).

- آپاتیت

بلوهای آپاتیت عموماً باریک، ریز و دارای برجستگی بالا بوده و اغلب به صورت اذخال در کانی‌هایی مانند هورنبلند دیده می‌شوند (شکل ۳-۹). حضور بلورهای سوزنی، طویل و کشیده آپاتیت نشان دهنده سرعت بالای سرد شدن ماگما و بیانگر بالا بودن میزان P_2O_5 می‌باشد (براون^۲، ۲۰۰۱).

- کانی‌های اپیک

این کانی‌ها، اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و به صورت اذخال درون کانی‌های اصلی حضور دارند (شکل ۳-۷ و ۳-۱۰). به ویژه در کانی‌هایی نظیر اکسی‌هورنبلند، هورنبلند، اوژیت و بیوتیت

یافت می‌شوند. بخشی از کانی‌های اوپک حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین است، این دسته از کانی‌های اپک غالباً بی‌شکل هستند و در امتداد رخ‌ها و درون شکستگی‌ها یافت می‌شوند.

– اسفن

اسفن به صورت کانی فرعی، کم و بیش در آندزیت‌ها به چشم می‌خورد. اسفن هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه، تقریباً قابل مشاهده است و معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست. در مقاطع میکروسکوپی، اسفن‌های اولیه غالباً شکل‌دار و دارای اشکال هندسی مشخص مانند لوزی، مثلثی و غیره هستند. اسفن به صورت ادخال در هورنبلند نیز یافت می‌شود. در آندزیت‌ها، 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 کانی‌های مافیک و پلاژیوکلازها، به تشکیل اسفن ثانویه در اطراف کانی‌های اپک منجر شده است. تیتانومگنتیت بر اساس واکنش شماتیک زیر به اسفن تبدیل می‌شود.



کانیهای ثانویه

– کلریت، کلسیت، اپیدوت و زئولیت

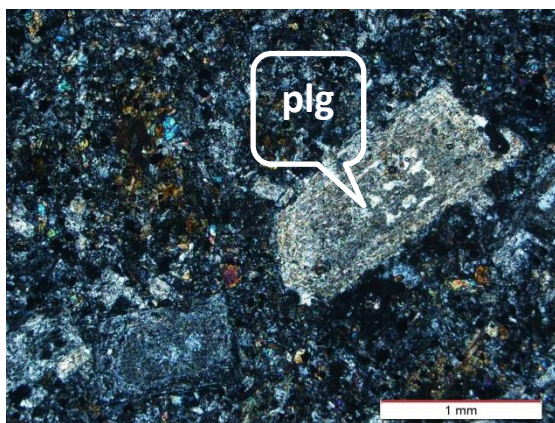
کلریت، یکی از کانی‌های ثانویه موجود در آندزیت‌ها است که از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مثل اوژیت، هورنبلند سبز، اکسی هورنبلند و بیوتیت به وجود آمده است، در نور پلاریزه متقاطع، دارای رنگ آبی لجنی است و عموماً بی‌شکل دیده می‌شود. حضور کلریت نشانگر وجود فاز سیال در طی دگرسانی است. کلسیت به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در سنگ مشاهده می‌شود. کلسیت هم از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین نظیر اوژیت و هورنبلند و هم از دگرسانی بلورهای پلاژیوکلازها حاصل شده است و فضای بین سایر کانی‌ها را پر کرده‌اند. اپیدوت حاصل دگرسانی اوژیت، هورنبلند و

پلاژیوکلاز است. حضور اپیدوت نشانگر وجود آب در طی دگرسانی است. با اضافه شدن آب به پلاژیوکلاز کلسیک در طی دگرسانی گرمابی، بخش آنورتیتی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت و سریسیت تبدیل می‌شود (گوپتا، ۲۰۰۷).



دگرسانی پلاژیوکلازها و آزاد شدن یون کلسیم همراه با سایر عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت، به تولید اپیدوت منجر شده است. کانی‌های فرومنیزین نیز در تشکیل اپیدوت سهیم هستند. در برخی نمونه‌ها، زئولیت به صورت پرکننده حفرات، درزه‌ها و شکستگی‌ها یافت می‌شود. زئولیت‌ها غالباً بافت اسفرولیتی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۱). زئولیت‌ها به کمک فاز سیال شستشو دهنده آندزیت‌ها و غنی‌شدگی آن از عناصر لازم، تشکیل شده‌اند.

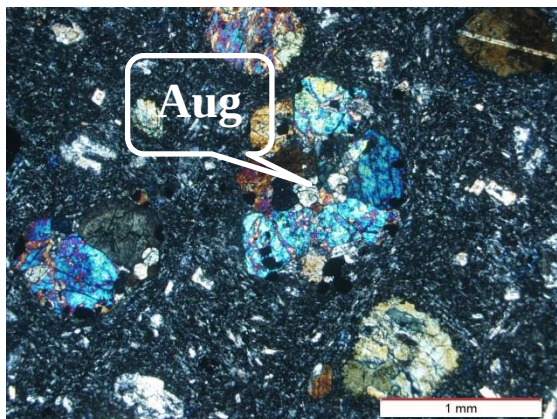
از تعداد ۶۰ مقطع، می‌توان گفت بر حسب فراوانی مقدار کانی‌های روشن و تیره و مقدار فراوانی آنها، آندزیت‌ها را به سه دسته: ۱- غنی از پلاژیوکلاز (الیگوکلاز- آندزین)، ۲- غنی از اوژیت و ۳- غنی از هورنبلند تقسیم‌بندی کرد (شکل ۳-۱۲).



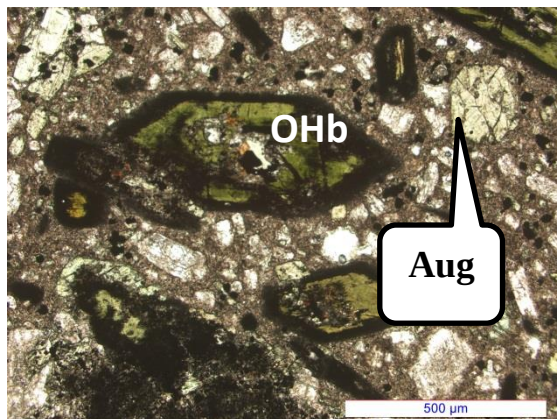
شکل ۳-۲- تصویری از بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز (XPL).



شکل ۳-۱- تصویری از آندزیت در نمونه دستی.



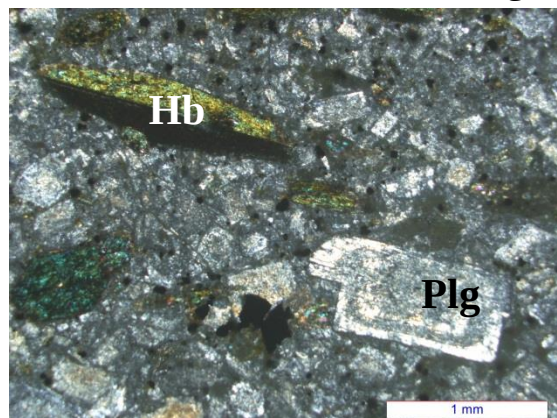
شکل ۳-۴- بافت گلوپورفیری حاصل از تجمع فنوکریست‌های اوژیت در آندزیت‌ها (XPL).



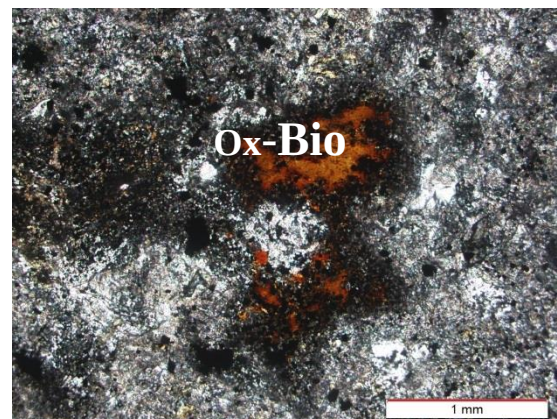
شکل ۳-۳- بافت پورفیری در آندزیت‌های دارای فنوکریست‌هایی از اوژیت و اکسی هورنبلند با مقطع عرضی شش گوش (PPL).



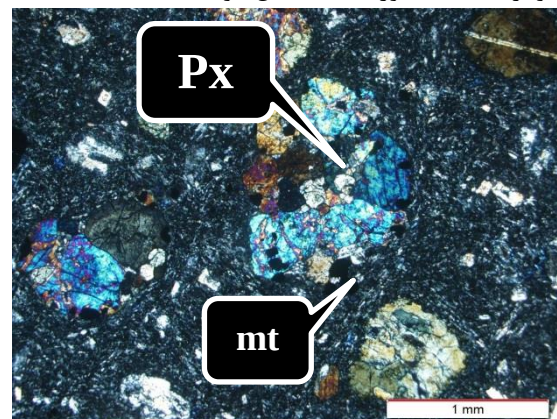
شکل ۳-۶- مقطع طولی یک فنوکریست هورنبلند دارای منطقه‌بندی و حاشیه انحلالی (XPL).



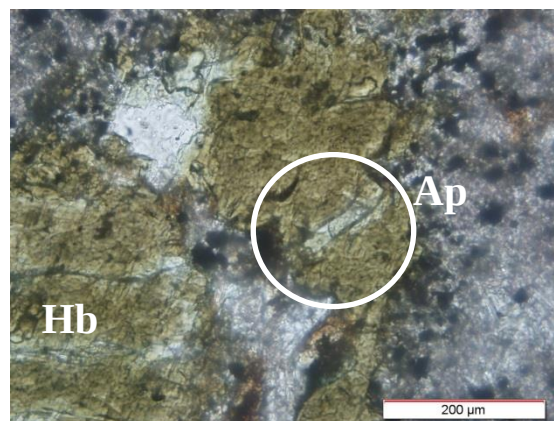
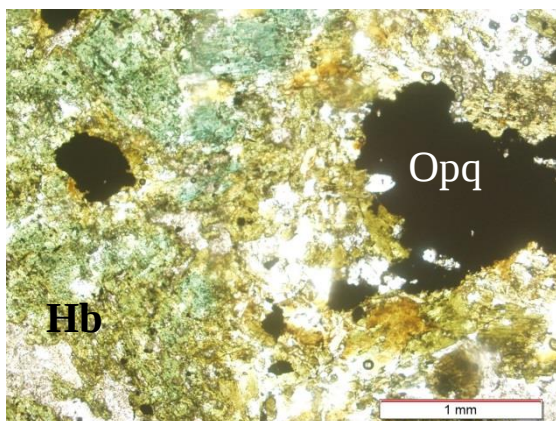
شکل ۳-۵- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ریز بلورهای پلاژیوکلاز در زمینه سنگ به همراه فنوکریست‌های هورنبلند با ماکل گوه‌ای (XPL).



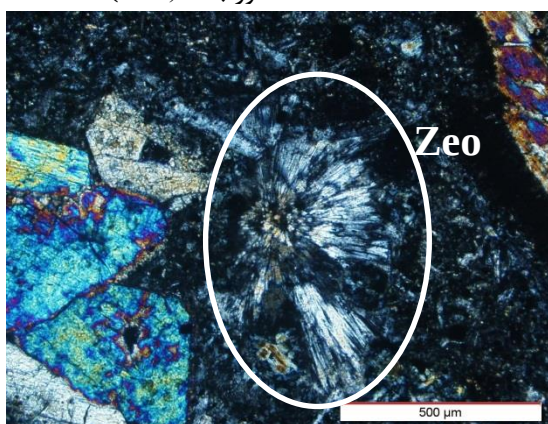
شکل ۳-۸- تصویری از اکسی بیوتیت به همراه مگنتیت در حاشیه و اطراف آن (PPL).



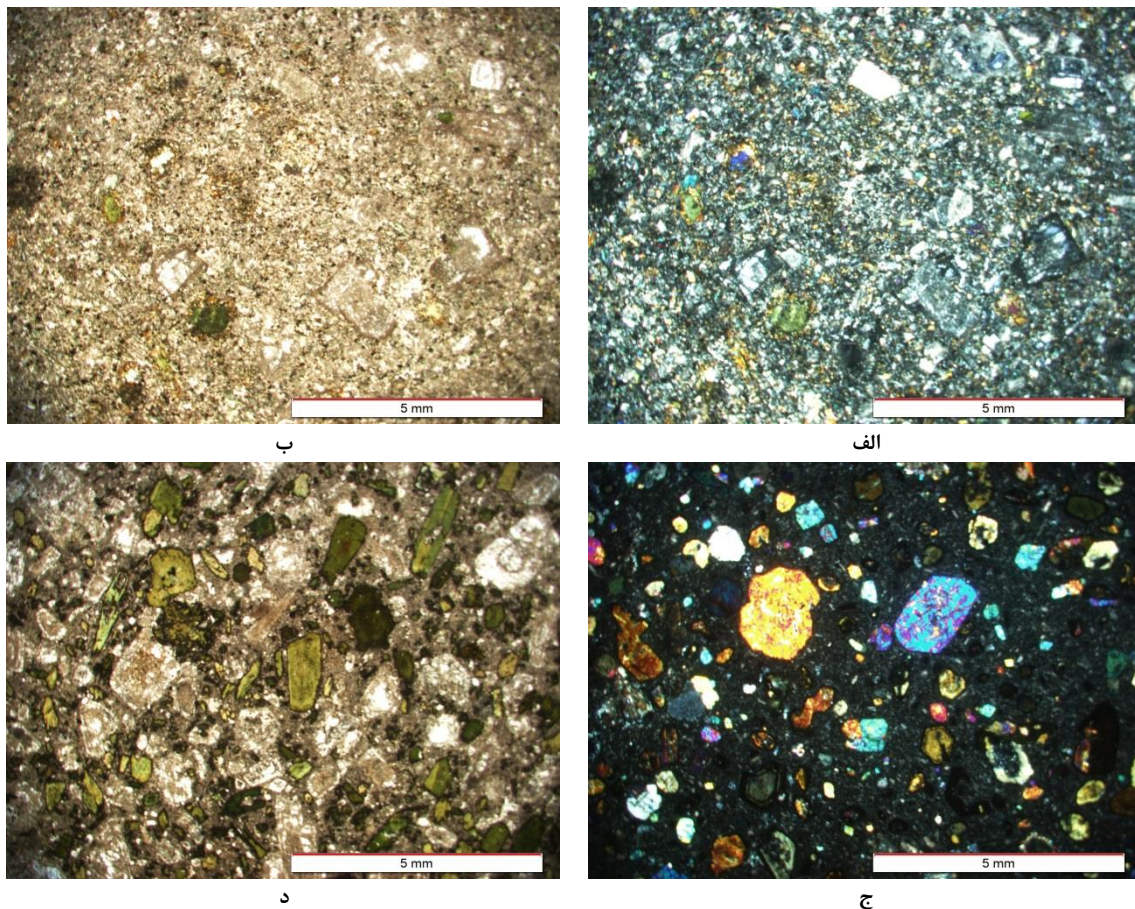
شکل ۳-۷- بافت گلوپورفیری حاصل از تجمع فنوکریست‌های تیتان اوژیت به همراه ادخال مگنتیت موجود در آنها (XPL).



شکل ۳-۹- تصویری از ادخال آپاتیت موجود در
شکل ۳-۱۰- حضور کانیهای اپک به صورت ادخال در
هورنبلند سبز (PPL). هورنبلند (PPL).



شکل ۳-۱۱- بلورهای شعاعی زئولیت (دارای بافت اسفرولیتی) در سنگهای آندزیتی. زئولیت یک کانی ثانویه و
پرکننده درزه‌ها و حفرات آندزیت‌ها می‌باشد (XPL).



شکل ۳-۱۲- الف و ب- تصویر میکروسکوپی از آندزیت‌های غنی از پلاژیوکلاز (الف- XPL و ب- PPL). ج- تصویر میکروسکوپی از آندزیت‌های غنی از پیروکسن (به صورت فنوکریست) (XPL). د- تصویر میکروسکوپی از آندزیت‌های غنی از هورنبلند (به صورت فنوکریست) (PPL).

۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های میزبان

سنگ‌های میزبان توده‌های آذرین مورد مطالعه را می‌توان به چند دسته تقسیم کرد که عبارتند از: سنگ‌های بازالتی، سنگ‌های آذرآواری، هیالوکلاستی و سنگ‌های رسوبی. در ادامه به طور اجمالی به بررسی پتروگرافی آنها خواهیم پرداخت.

۳-۳-۱- بازالت

بازالت‌های مورد نظر در نمونه دستی، تیره رنگ دیده می‌شوند. این سنگ‌ها اغلب دارای بافت‌های جریان، پورفیری و آمیگدالوئیدال هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده آنها عمدتاً پلاژیوکلاز و پیروکسن نوع اوژیت است. اوژیت در برخی موارد ماکل ساعت شنی نشان می‌دهد (شکل ۳-۱۳).

کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها، مگنتیت و آپاتیت هستند و اغلب در داخل فنوکریست‌های اوژیت و پلاژیوکلاز به صورت ادخال یافت می‌شوند. کلسیت و کلریت به عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارند. کلسیت در حقیقت از تجزیه کانی‌های کلسیم دار مانند پلاژیوکلاز و اوژیت تشکیل شده است و کلریت نیز حاصل دگرسانی کانی‌های فرومنیزین می‌باشد و معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی و خروج Na,Ca از اوژیت‌ها و هورنبلندها است. در مواردی که دگرسانی توسعه زیادی پیدا کرده است اپیدوت و کلریت به وفور یافت می‌شوند.

۳-۲- سنگ‌های رسوبی

سنگ‌های رسوبی به دو گروه کلی آواری و کربناته قابل تقسیم هستند. از این میان گروه آواری‌ها را می‌توان به سه دسته کنگلومرا، ماسه سنگ‌های توفی و مارن‌ها طبقه‌بندی کرد.

الف- کنگلومرا

کنگلومراهای مورد مطالعه دارای دانه‌های ریزی است و قطعات تشکیل دهنده آن شامل: فلدسپارها، کوارتز پلی‌کریستالین، مسکوویت و خورده سنگ‌های ولکانیکی است. زمینه این سنگ اغلب ماسه‌ای است و دارای سیمان کربناته آهن‌دار می‌باشد (شکل ۳-۱۴).

ب- ماسه‌سنگ‌های توفی

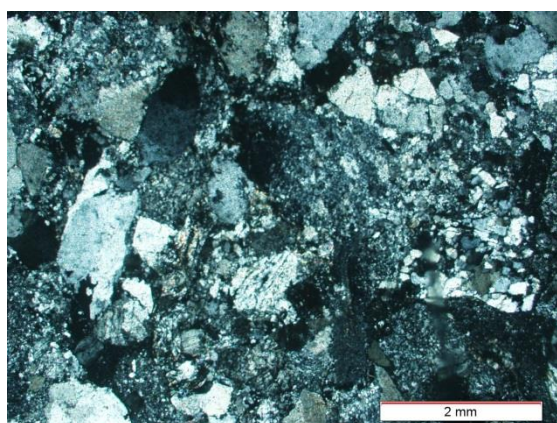
قطعات تشکیل دهنده ماسه سنگ‌ها، اغلب عبارتند از: پلاژیوکلاز (اکثراً به صورت هوازده شده)، خرده کانی‌های فرومنیزین و خرده سنگ ولکانیکی (احتمالاً بازالت). این سنگ‌ها دارای سیمان کربناته هستند. از نظر بافتی غیربالغ به حساب می‌آیند و در برخی موارد جورشدگی نسبتاً خوبی نشان می‌دهند. این ماسه‌سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی فولک نام لیتیک آرکوز به خود می‌گیرند (شکل ۳-۱۵).

ج- مارنها

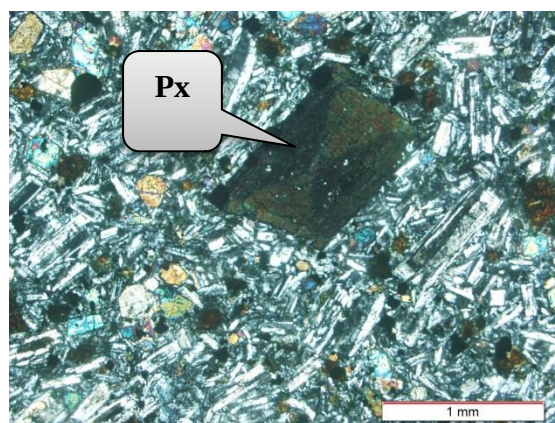
این نمونه‌ها در برخی نقاط در مجاورت توده‌های آذرین نیمه‌عمیق، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند. در بررسی میکروسکوپی به علت دگرگونی مجاورتی صورت گرفته در محل کنتاکت اندازه دانه‌های موجود در آن درشت‌تر شده و همچنین به رنگ سبز دیده می‌شود. رنگ سبز به علت حضور اپیدوت، کلریت و آکتینولیت می‌باشد. کلسیت کانی دیگری است که در این سنگ‌ها یافت می‌شود و نسبتاً دانه درشت‌تر است. این امر 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 دارند. این کانی همراه با اپیدوت در ارتباط با دگرگونی مجاورتی تشکیل شده‌اند. مقداری کوارتز و اسفن و اکسید آهن نیز در سنگ وجود دارد.

- سنگ‌های کربناته

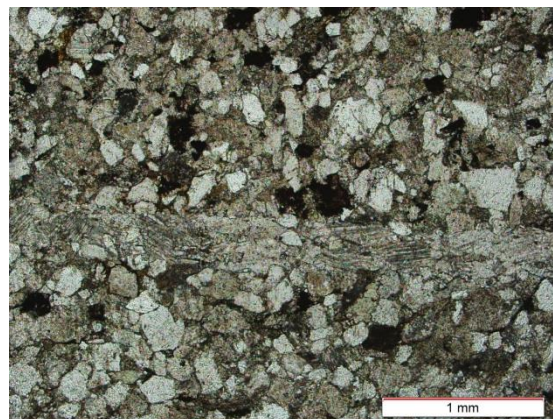
سنگهای کربناته اغلب به صورت آهک میکرایتی هستند (بر اساس تقسیم بندی دانه‌ها مادستون نامیده می‌شوند) و در برخی موارد دارای رگه‌های اسپارایتی می‌باشند (شکل ۳-۱۶). در بعضی نمونه‌ها نیز ساختار استیلولیتی در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۷) (به استناد مذاکره شفاهی با دکتر جعفرزاده).



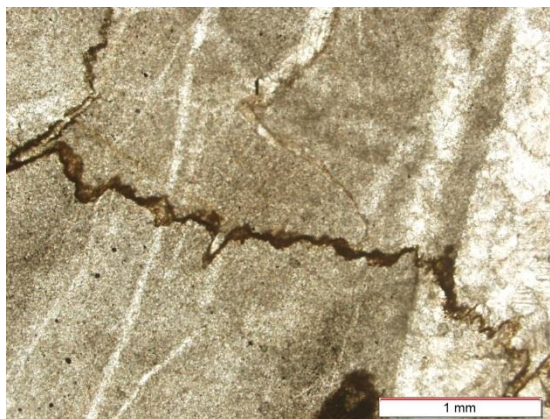
شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از کنگلومرا (XPL).



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از بافت پورفیری متأثر از وجود فنوکریست پیروکسن دارای ماکل ساعت‌شنی در بازالت‌های پورفیری. به جهت یافتگی ریزبلورهای پلاژیوکلاز توجه شود (XPL).



شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی از وضعیت دانه‌بندی و کانی‌های سازنده ماسه سنگ‌های مورد مطالعه همراه با رگه کلسیتی قطع کننده آن. کوارتز، خرده‌های پلاژیوکلاز، خرده‌های کانی‌های اوپک و کانی‌های فرومنیزین سازندگان آنها هستند (PPL).



شکل ۳-۱۷- تصویری میکروسکوپی از ساختار استیلولیتی موجود در سنگ آهک میکرایتی (PPL).

۳-۴- پتروگرافی آنکلاوها:

در مطالعات صحرایی مشاهده شد که آنکلاوهای موجود در گنبد‌های مورد مطالعه از نظر اندازه از حدود چند میلیمتر تا ۳۰ سانتی‌متر متغیر بوده و به صورت گرد، بیضوی و در برخی موارد زاویه‌دار با رنگ‌های سفید، سبز زیتونی، سبز تیره و سیاه دیده می‌شوند.

این آنکلاوها در نمونه دستی نسبت به سنگ در برگیرنده خود اغلب ریز دانه تر و تیره تر هستند. از نظر ترکیبی به انواع آمفیبولیتی، میکاشیستی، گنایسی، پیروکسنیتی، هورنبلدیتی، گابرویی، گابرو-دیوریتی و دیوریتی قابل تقسیم هستند. طبق مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده می‌توان این

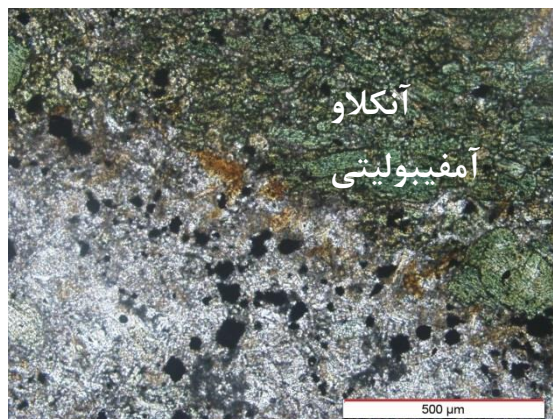
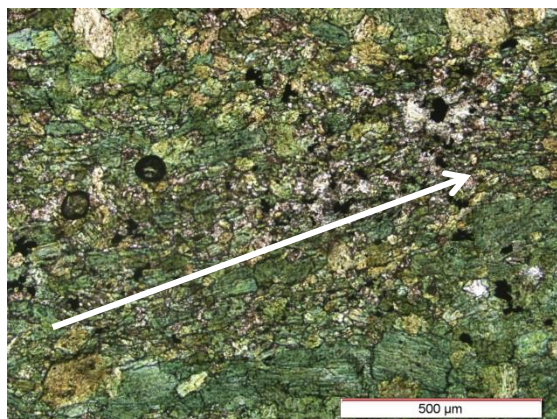
آنکلاوها را به دو دسته هم منشأ با سنگ در برگیرنده (آندزیت‌ها) و غیر هم منشأ تقسیم کرد (دیدیه ۱۹۷۳، ۱۹۶۴).

۳-۴-۱- آنکلاوهای زینولیتی

این دسته از آنکلاوها از سنگ‌های میزبان و سایر سنگ‌هایی که در مسیر صعود ماگما حضور داشته‌اند، سرچشمه گرفته‌اند و شامل آنکلاوهای آمفیبولیتی، میکاشیستی، گنایسی و سنگ‌های توفی سیلتستونی می‌شوند و شاهد بارز وقوع آرایش و هضم پوسته‌ای هستند. متعاقباً درباره هر یک از این آنکلاوها توضیحات لازم ارائه خواهد شد.

الف- آنکلاوهای آمفیبولیتی

این آنکلاوها دارای برگوارگی هستند و حاوی کانیهای هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز و به مقدار کم کوارتز هستند. بیوتیت نیز به مقدار کم در آنها یافت می‌شود (شکل ۳-۱۸ و ۳-۱۹). دگرشکلی و تورق از ویژگی‌های بارز این آنکلاوها است.



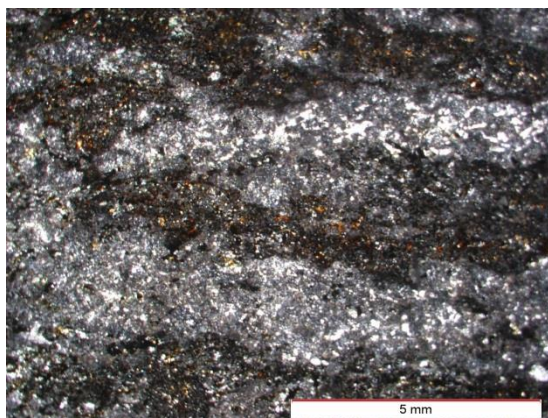
شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکوپی آنکلاو آمفیبولیتی به شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بافت نماتوبلاستی در آنکلاو آمفیبولیتی (PPL). همراه بخشی از سنگ در برگیرنده آن (PPL).

در نزدیکی حاشیه برخی از آنکلاوهای آمفیبولیتی و در متن سنگ در برگیرنده، کانی‌های اپک از فراوانی قابل توجهی برخوردار هستند.

ب- آنکلاوهای گنایسی

در این نوع از آنکلاوها حالت نواری تیره و روشن که مشخصه بارز گنیس است، دیده می‌شود. این لایه

بندی حاصل تفکیک کانی‌های تیره (نظیر بیوتیت) و کانی‌های روشن (مانند کوارتز) است (شکل ۳-۲۰).

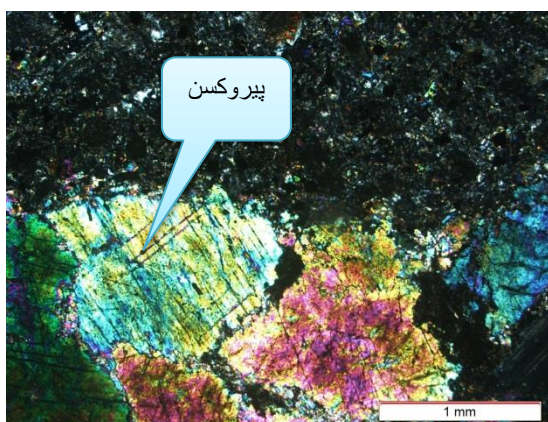


شکل ۳-۲۰- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو گنیسی (XPL).

۳-۴-۲ - آنکلاوهای اتولیتی

الف - آنکلاوهای پیروکسنیتی

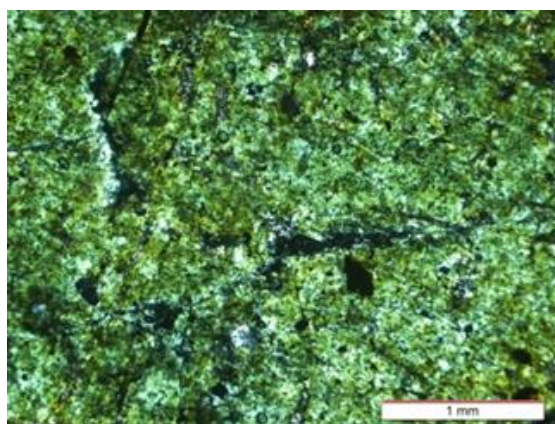
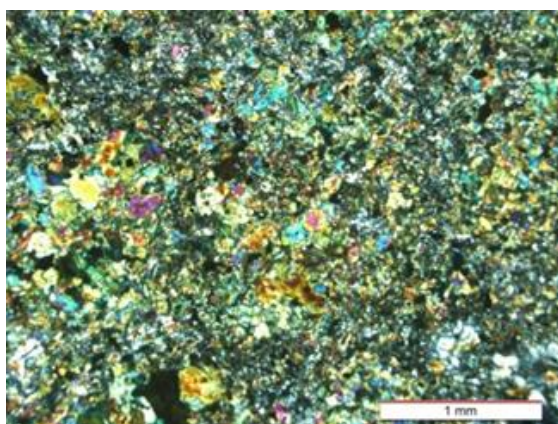
در نمونه دستی این آنکلاوها به رنگ سبز تا سیاه دیده می‌شوند. پیروکسن‌های موجود در آنها از نوع تیتان‌اوژیت هستند. در برخی نمونه‌ها، پیروکسن‌های موجود در حاشیه آنکلاوها ریز دانه هستند. این آنکلاوها حاصل تبلور ثقلی پیروکسن در مراحل اولیه تبلور هستند، که به تشکیل انباشته‌های غنی از پیروکسن یا هورنبلند منجر شده است و سپس در هنگام صعود یا جا به جایی ماگما، گسیخته شده و همراه آن به ترازهای بالاتر حمل شده‌اند (شکل ۳-۲۱).



شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکوپی آنکلاو پیروکسنیتی و سنگ در برگیرنده آن (XPL).

ب - آنکلاوهای هورنبلندی

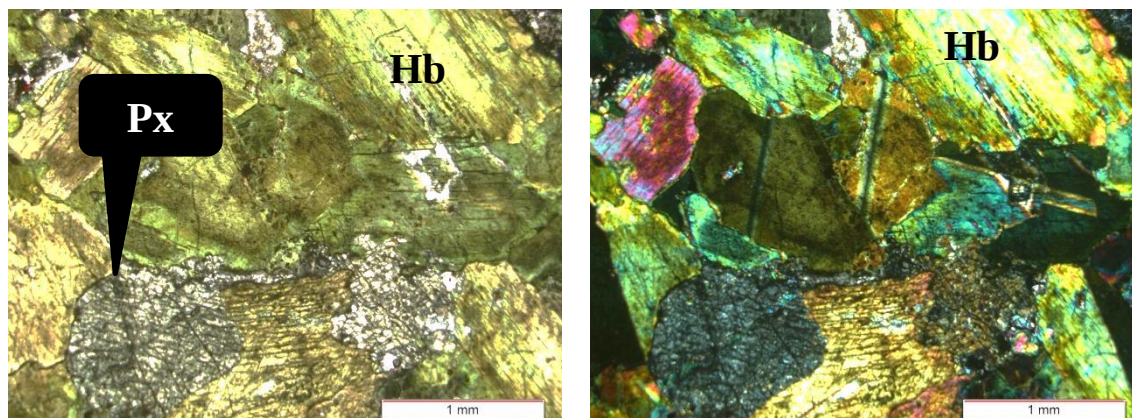
این آنکلاوها نیز متعلق به خود ماگما بوده (اتولیت) و به هنگام صعود ماگما به ترازهای بالاتر حمل شده و لخته‌های مافیک حاصل از تجمع هورنبلندها را تشکیل داده‌اند. هورنبلند در چنین آنکلاوهای در برخی موارد به شکل سوزنی و ریز و در برخی دیگر نیز به صورت بلورهای درشت حضور دارند. این کانی‌ها اغلب بی‌شکل هستند. آنکلاوهای مذکور دارای بافت میکروگرانولار بوده و در بعضی نمونه‌ها کانی‌ها هم‌بعد هستند. مشاهده شده که کانی مافیک به صورت مگنتیت در این نوع از آنکلاوها حضور دارد (شکل ۳-۲۲ و ۳-۲۳).



شکل ۳-۲۲ - تصویری از حضور هورنبلند در آنکلاو هورنبلندی به صورت درشت بلور (XPL).
شکل ۳-۲۳ - تصویری از هورنبلند ریز بلور موجود در آنکلاو هورنبلندی دارای بافت میکروگرانولار (XPL).

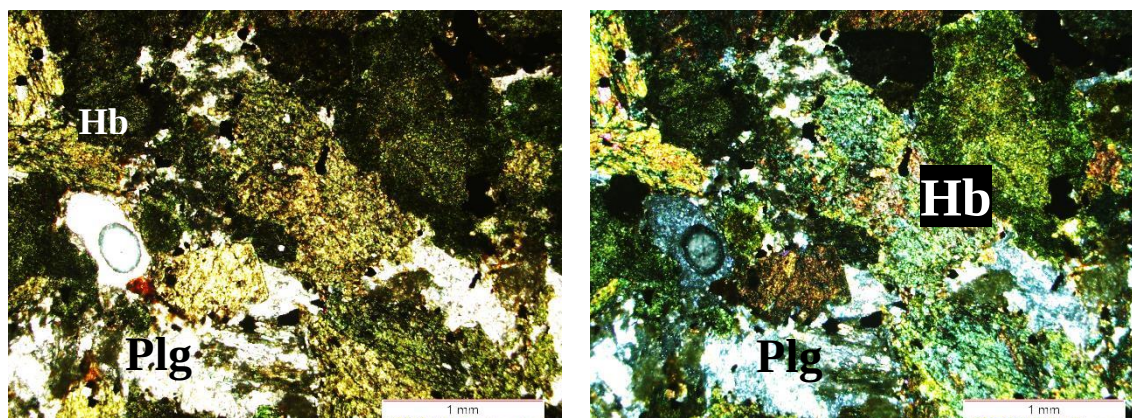
ج - آنکلاوهای گابرویی - دیوریتی

این آنکلاوها دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز (اکثراً دگرسان شده)، هورنبلند سبز، اوژیت و کلسیت (به صورت ثانویه) هستند. در حاشیه آنکلاوها بلورها رشد داشته‌اند. اوژیت درون هورنبلند سبز به صورت ادخال دیده می‌شود، این امر نشان می‌دهد که از نظر ترتیب تبلور ابتدا اوژیت و سپس هورنبلند متبلور شده‌اند. این آنکلاوها دارای بافت گرانولار می‌باشند (شکل ۳-۲۴ و ۳-۲۵).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی آنکلاو گابرویی (XPL) و (PPL).

نتیجه مهمی که از مطالعه آنکلاوها می‌توان گرفت، این است که: آنکلاوهای زینولیتی در حقیقت سنگ‌های متعلق به پوسته قاره‌ای می‌باشند که در طی صعود ماگما به سمت بالا به همراه ماگما حمل شده‌اند. در مبحث ژئوشیمی خواهیم دید که نمونه‌های سنگی از روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلاینش تبعیت می‌کنند. در واقع حضور آنکلاوهای غیر هم منشأ (زینولیتی) شاهد فیزیکی پدیده مورد نظر هستند (رجوع شود به شکل ۵-۱).



شکل ۳-۲۵- تصویری از بافت گرانولار و حضور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز در آنکلاو دیوریتی (XPL) و (PPL).

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱- مقدمه

امروزه اهمیت مطالعات ژئوشیمیایی بر هیچ کس پوشیده نیست، مطالعات ژئوشیمیایی داده‌هایی به ما می‌دهد که با استفاده از آنها می‌توان به ترکیب دقیق سنگ‌ها و پتروژنز سنگ‌های مورد مطالعه پی‌برد. در حقیقت به کمک علم ژئوشیمی می‌توان تفسیر درستی از منشأ و پتروژنز سنگ‌ها ارائه داد. لذا پس از مطالعه و تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. یکی از اهداف اصلی در این تحقیق، این است که از تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی به ویژه عناصر اصلی و فرعی، اطلاعات مفیدی در مورد منشأ و پتروژنز واحدهای سنگی بدست آورد.

۴-۲- آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه ها و منابع بروز خطا در طی این مراحل

پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، به منظور مطالعه ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین مورد نظر، ۱۱ نمونه از سنگهای آذرین با توجه به توزیع جغرافیایی و تنوع سنگی و همچنین براساس حداقل هوازگی، انتخاب شد. پس از انتخاب نمونه‌های سنگی جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل، نمونه‌ها پودر شده و به منظور آنالیز عناصر اصلی، فرعی و نادر به آزمایشگاه Acme کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی و عناصر نادر به روش ICP-AES و سایر عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به روش ICP-MS آنالیز گردید. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان شده است. سپس نتایج این آنالیز به کمک نرم افزار پترولوژیکی GCDkit مورد تحلیل و تفسیر قرار گرفت. مختصات جغرافیایی این نمونه‌ها بر حسب UTM در جدول ۴-۱ آمده است.

نتایج ژئوشیمیایی نمونه‌ها می‌تواند بوسیله عواملی تحت تأثیر قرار گرفته و دچار خطا شوند. لذا قبل از بحث و بررسی روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها لازم است که در مورد این عوامل توضیحاتی داده شود. این عوامل می‌توانند در هنگام انتخاب نمونه‌ها، آماده سازی نمونه‌ها، و یا در هنگام انجام آزمایش رخ

دهند. از جمله این عوامل می‌توان به عوامل زیر اشاره کرد:

- آلاینش و آلودگی در هنگام پودر کردن نمونه‌ها که خود می‌تواند از نمونه‌های تهیه شده پیشین باشد و یا از خود دستگاهی باشد که نمونه‌ها را پودر می‌کند.
- آلودگی در طبیعت، هنگامی رخ می‌دهد که نمونه با مقادیر کمی از رسوبات ناشی از مواد محلول در آب‌های زیر زمینی یا آب دریا پوشیده می‌شود.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی

پس از اطمینان از عدم رخ دادن خطا در هنگام آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها و همچنین تأیید صحت و درستی داده‌های حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی، و قبل از پردازش آنها، لازم است که در نتایج ژئوشیمیایی دو نوع تصحیح انجام شود که یکی مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و دیگری نسبت Fe_2O_3/FeO است. این امر در مورد نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردید و مقادیر تصحیح شده در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

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

طول جغرافیایی شرقی	عرض جغرافیایی شمالی	نام سنگ	شماره نمونه
۳۹۴۰۲۷۳	۳۵۷۱۶۲	تراکی آندزیت	B-1
۳۹۴۰۹۹۰	۳۵۶۲۷۵	"	B-2
۳۹۴۴۵۰۸	۳۶۲۱۵۶	"	B-3
۳۹۴۵۳۱۰	۳۵۹۰۲۴	"	B-4
۳۹۴۳۵۸۴	۳۵۷۸۶۷	"	B-5
۳۹۴۱۸۸۲	۳۵۴۴۴۷	"	B-7
۳۹۴۵۲۱۹	۳۶۱۶۷۲	تراکی آندزیت بازالتی	B-6
۳۹۴۰۹۹۰	۳۵۶۲۷۵	"	B-8
۳۹۴۷۴۰۰	۳۵۸۷۹۰	"	B-9
۳۹۴۴۵۶۴	۳۶۲۲۹۹	"	B-11

جدول ۱۰۰: نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به صورت خام و مقادیر آن‌ها پس از انجام تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های سنگی منطقه جنوب شرق سیل.										
Sample	B-6	B-11	B-9	B-3	B-5	B-2	B-8	B-1	B-7	B-4
Major Oxides (Wt%) (داده های خام)										
SiO_2	53.24	48.27	48.15	48.77	55.81	54.01	52.67	48.35	57.39	58.33
Al_2O_3	18.62	17.23	14.58	17.73	16.35	16.42	17.09	15.11	16	15.78
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$	7.23	9.81	9.34	9.02	7.01	7.31	7.64	9.26	6.24	6.01
CaO	5.24	7.78	7.92	8.57	6.06	5.05	5.04	7.17	6.22	5.82
MgO	2.90	5.47	8.70	4.85	4.30	4.10	4.18	8.26	3.97	4.10
K_2O	3.18	2.28	2.20	2.13	2.79	3.01	2.98	2.16	3.02	3.50
Na_2O	5.47	4.18	4.05	4.31	3.79	5.84	5.85	4.38	4.19	3.48
MnO	0.11	0.19	0.18	0.22	0.12	0.12	0.14	0.25	0.12	0.10
P_2O_5	0.30	0.35	0.33	0.33	0.30	0.32	0.32	0.34	0.26	0.24
TiO_2	0.53	0.70	0.66	0.68	0.48	0.52	0.53	0.68	0.48	0.44
L.O.I	2.9	3.3	3.5	3	2.7	3.1	3.3	3.6	1.9	2
Sum	99.75	99.64	99.65	99.63	99.75	99.77	99.76	99.65	99.76	99.76
داده های عناصر اصلی پس از انجام تصحیحات مربوط به L.O.I و نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ بر حسب درصد وزنی (%Wt)										
SiO_2	54.97	50.20	48.63	50.24	57.5	55.63	54.25	50.3	58.54	59.5
Al_2O_3	18.19	17.92	14.73	18.3	16.84	16.91	17.6	15.71	16.32	16.1
$\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$	7.45	10.21	9.52	9.3	7.23	7.53	7.87	9.63	6.36	6.13
FeO	4.47	6.13	5.71	5.58	4.33	4.51	4.72	5.77	3.81	3.67
Fe_2O_3	2.98	4.08	3.81	3.72	2.89	3.01	3.14	3.85	2.54	2.45
CaO	5.4	8.1	8	8.83	6.24	5.2	5.2	7.46	6.34	5.93
MgO	2.99	5.7	8.8	5	4.43	4.22	4.3	8.6	4.05	4.18
K_2O	3.28	2.4	2.3	2.2	2.87	3.1	3.06	2.25	3.08	3.57
Na_2O	5.64	4.35	4.1	4.44	3.9	6.01	6.02	4.55	4.27	3.55
MnO	0.12	0.2	0.19	0.23	0.13	0.13	0.15	0.26	0.13	0.11
P_2O_5	0.31	0.4	0.34	0.34	0.31	0.33	0.33	0.35	0.27	0.25
TiO_2	0.54	0.73	0.67	0.7	0.5	0.53	0.54	0.71	0.49	0.45
Sum	96.85	96.34	99.15	96.63	97.05	96.67	96.46	96.05	97.86	97.76
Trace elements (ppm)										
Co	291	33.2	23.9	19.4	20.2	20.9	32.0	17.2	17.2	9.2
Ni	14.5	71.1	6.6	12.3	17.3	16.8	60.1	11.5	14.3	5.8
V	273	248	267	184	196	196	243	158	146	120
Cs	5.1	17.1	1.7	1.3	3.0	3.6	7.7	2.2	0.6	1.4
Ba	331	290	249	354	324	360	278	300	364	300
Rb	44.9	40.2	42.6	61.3	80.5	82.6	35.4	77.8	86.2	39.4
Sr	1247.0	765.0	1506.2	780.7	566.1	657.2	849.3	809.4	741.1	846.4
U	0.8	0.8	0.8	1.1	1.2	1.2	0.8	0.9	0.9	0.5
Th	2.8	2.5	2.1	2.6	2.8	2.7	2.6	2.4	2.5	1.6
Hf	1.9	1.9	1.7	2.1	2.3	2.3	1.7	2.2	2.0	2.3
Zr	73.1	68.2	69.0	84.6	97.8	89.0	68.1	86.4	83.6	88.4
Y	17.3	15.2	15.5	13.4	14.8	14.9	14.8	12.7	10.8	12.4
Ta	0.2	0.2	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.1
Nb	3.3	3.1	2.9	3.0	3.2	3.1	2.8	3.3	3.0	3.0
Cu	113.4	145.8	118.5	15.6	44.1	83.3	126.6	36.4	63.3	35.3
Ga	15.7	13.5	17.2	13.8	14.8	14.6	14.2	13.5	12.6	16.5
Rare earth elements (ppm)										
La	16.6	15.8	13.3	13.1	13.6	13.3	15.6	13.5	8.7	12.4
Ce	34.6	30.2	27.7	26.1	28.8	26.9	31.6	27.5	20.3	26.9
Pr	4.37	3.94	3.64	3.33	3.66	3.70	4.09	3.48	2.78	3.42
Nd	19.1	17.8	16.1	14.0	15.9	15.4	17.0	14.5	11.9	14.8
Sm	3.92	3.57	3.50	3.04	3.40	3.67	3.56	3.01	2.67	2.91
Eu	1.17	1.06	1.06	0.93	1.02	1.03	1.08	0.86	0.78	0.97
Gd	3.80	3.59	3.48	3.01	3.26	3.35	3.43	2.79	2.55	2.94
Tb	0.56	0.52	0.53	0.44	0.47	0.49	0.52	0.40	0.36	0.42
Dy	3.14	2.80	2.73	2.37	2.46	2.76	2.85	2.11	1.98	2.20
Ho	0.65	0.60	0.58	0.47	0.48	0.51	0.55	0.43	0.37	0.44
Er	1.74	1.60	1.59	1.25	1.39	1.45	1.49	1.16	1.07	1.29
Tm	0.25	0.22	0.23	0.20	0.22	0.23	0.22	0.19	0.16	0.19
Lu	0.26	0.21	0.23	0.20	0.22	0.23	0.22	0.20	0.19	0.20
Yb	1.48	1.43	1.51	1.28	1.31	1.39	1.36	1.17	1.08	1.25

۴-۴- کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی

مهمترین کاربرد داده‌های عناصر اصلی، رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است. همچنین می‌توان به کمک داده‌های عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، نمودارهای تغییرات و نمودارهای عنکبوتی را رسم کرده و سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها را تعیین کرد.

۴-۵- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه

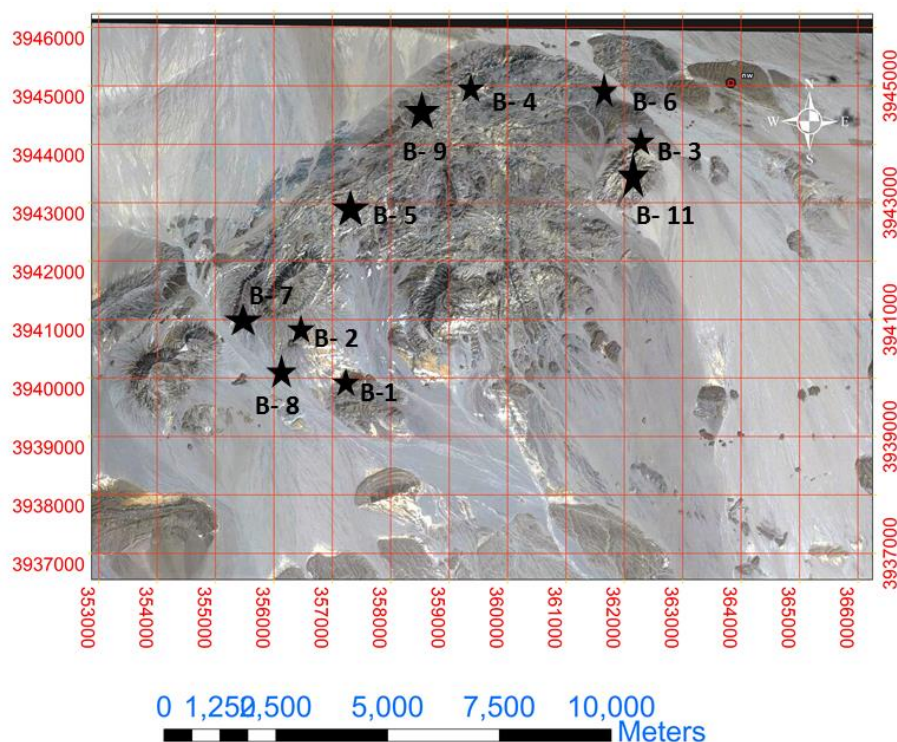
سنگ‌های مورد مطالعه، از نوع آذرین نیمه‌عمیق هستند، لذا برای نامگذاری و رده‌بندی آنها از نمودارهای مربوط به سنگ‌های آتشفشانی استفاده شد، که از مهمترین آنها طبقه‌بندی شیمیایی است.

۴-۶- طبقه‌بندی شیمیایی

در این طبقه‌بندی درصد تعدادی از اکسیدهایی که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش عمده‌ای دارند، مورد توجه قرار می‌گیرد. یکی از نمودارهای ترسیمی سودمند در این روش، نمودار مجموع درصد قلیایی‌ها در مقابل درصد سیلیس است که به نمودار TAS معروف است. در این نمودارها، مجموع مقدار Na_2O و K_2O (همان قلیایی کل)، در مقابل SiO_2 به صورت درصد وزنی اکسیدها روی نمودار رده‌بندی پیاده می‌شود.

در رده‌بندی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق منطقه از نمودار میدلموست (۱۹۹۴)، نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷)، و نمودار پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) استفاده شده است.

علائم به کار رفته در تمامی نمودارهای ارائه شده در این فصل به صورت زیر تعریف شده است:	
	تراکی‌اندزیت
	تراکی‌اندزی‌بازالت



تصویر ماهواره‌ای از موقعیت نمونه‌های برداشت شده.

۴-۶-۱- رده‌بندی شیمیایی با استفاده از: نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۹) و نمودار میدلموست^۱ (۱۹۹۴)

نمودارهای مجموع قلیایی‌ها (Na_2O و K_2O) در مقابل مقدار سیلیس (SiO_2)، برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی طراحی شده‌اند. بر اساس این نمودارها و موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب تراکی‌آندزی‌بازالت تا تراکی‌آندزیت هستند (شکل ۴-۱ الف) و (شکل ۴-۲). برخلاف وقفه ظاهری در این نمودارها، این سنگ‌ها دارای طیف ترکیبی نسبتاً پیوسته بوده و اضافه کردن نتایج آنالیز شیمیایی متعلق به گنبد‌های نیمه-عمیق مشابه از مناطق مجاور (ساداتی جمالی، ۱۳۹۳)، نشان می‌دهد که این فضای ترکیبی پرت‌تر و پیوسته‌تر می‌باشد (شکل ۴-۱ ب و ۴-۲). با این وجود، ترکیبات سنگی که در محدوده تراکی‌آندزی-بازالت قرار می‌گیرند، نسبت به سایر نمونه‌ها از پیروکسن غنی‌تر هستند و نمونه‌هایی که در محدوده

1. Middlemost

تراکی‌اندزیت قرار می‌گیرند و دارای مجموع Na_2O و K_2O کمتری هستند، از هورنبلند نسبت به سایر کانی‌های مافیک غنی‌تر هستند. دسته‌ای از سنگ‌ها که از لحاظ مجموع Na_2O و K_2O غنی‌تر می‌باشند، دارای مقدار پلاژیوکلاز بیشتری هستند، چون Na_2O می‌تواند در ساختار پلاژیوکلاز ذخیره شود و مقدار K_2O نیز در کانی بیوتیت موجود در این سنگ‌ها ذخیره شده است. به دلیل اینکه سنگ‌ها ممکن است تا حدودی متأثر از دگرسانی‌های محیطی قرار گرفته باشند، برای رسیدن به نام مطمئن‌تر، بهتر است نمودارهایی به کار برده شود که در آنها از عناصر فرعی کمیاب مقاوم در برابر دگرسانی استفاده شده باشد (مانند نمودار وینچستر و فلوید، شکل ۴-۲).

نام‌های بدست آمده از این نمودارها، با شواهد و مستندات پتروگرافی و صحرایی سازگار است و همدیگر را تأیید می‌کنند.

۴-۶-۲- رده‌بندی شیمیایی به کمک نمودار پکسریلو و تیلور^۱ (۱۹۷۶)

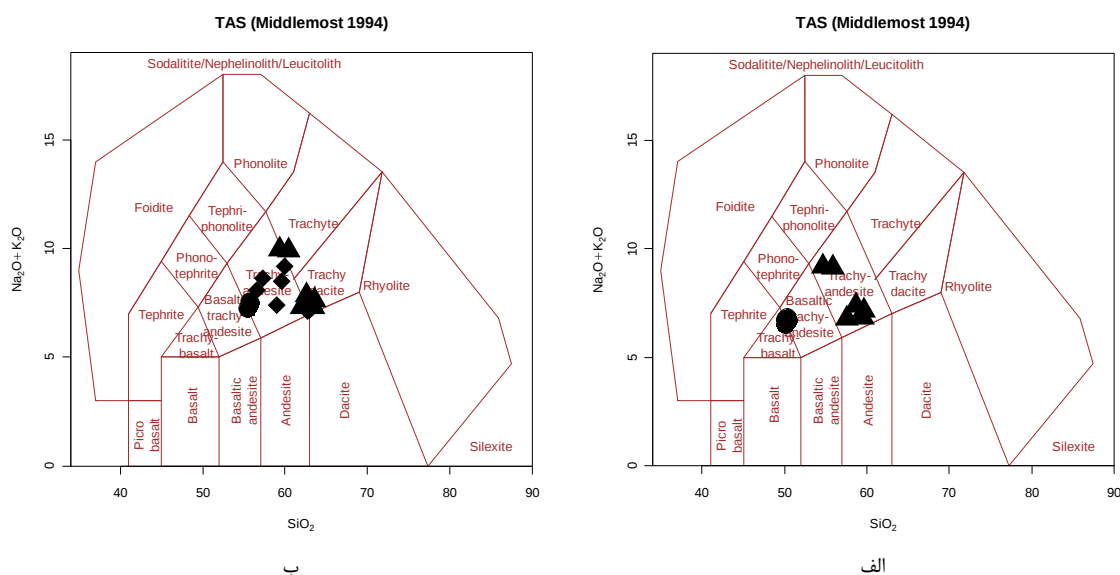
برای تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی از نمودار K_2O در برابر SiO_2 استفاده می‌کنیم. در اینجا سنگ‌های آذرین نمودار به چهار سری تقسیم می‌شوند. بر اساس این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳). تمایل بر قرارگیری نمونه‌ها در محدوده شوشونیتی امری عادی است، ولی با توجه به تعریف شوشونیت، این نمونه‌ها دارای ماهیت شوشونیتی نیستند. چون در آنها باید نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ بیشتر از یک نیست و سایر خصوصیات سنگ‌های شوشونیتی نیز در مورد آنها مصداق ندارد.

۴-۷- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

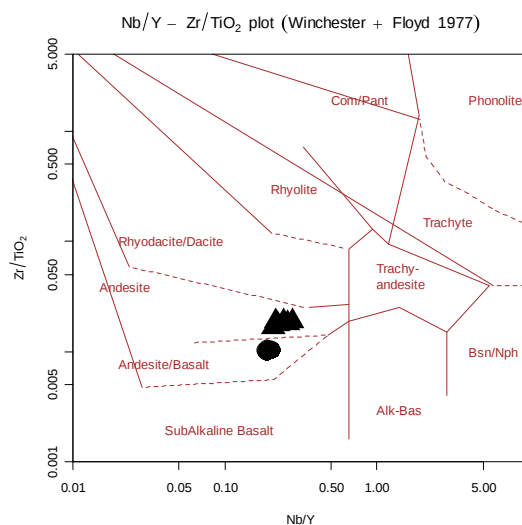
نمودارهای تغییرات همواره به‌عنوان ابزاری برای بررسی داده‌ها و روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگ‌های موجود در یک منطقه استفاده شده است. این نمودارها با استفاده از داده‌های عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی ترسیم می‌شوند. تغییراتی که در این نمودارها دیده می‌شود، ناشی از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب‌بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای است. بنابراین

1. Peccerillo & Tylor

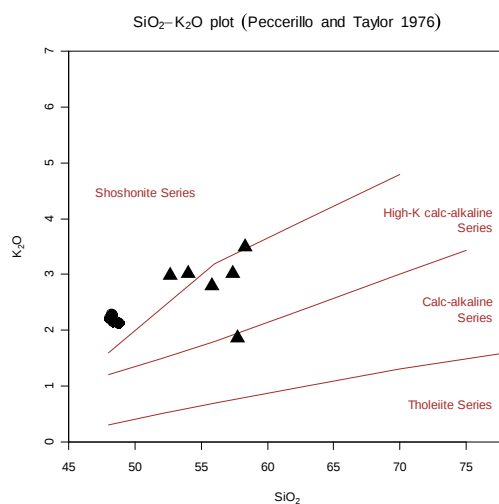
چنین نمودارهایی به خوبی می‌توانند تحول و تکامل ماگما از زمان تشکیل تا موقع جایگزینی به نمایش بگذارند. از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، می‌توان جهت تعیین وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ آنها استفاده کرد. درمورد تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات، باید احتیاط‌های لازم اعمال شود، زیرا ممکن است در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت، روندهای مشابهی مشاهده شود. با توجه به نمودارهای میدلموست (۱۹۹۴) و وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) سنگ‌های آذرین مورد مطالعه به ترتیب در محدوده‌های تراکی آندزی‌بازالت، تراکی آندزیت، آندزی‌بازالت و بازالت قرار می‌گیرند، لیکن با توجه به مجموع شواهد ژئوشیمیایی و پتروگرافی و همچنین در نظر گرفتن توده‌های سنگی مشابه در نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی نام تراکی آندزیت برای این سنگ‌ها مطلوب‌تر و مناسب‌تر است. گرایش نمونه‌های سنگی به قرارگیری در محدوده تراکی آندزی‌بازالت از فراوانی کانی‌های مافیک آنها ناشی شده است و بقیه ویژگیهای سنگ شناسی نزدیک شدن ترکیب این سنگ‌ها به بازالت را منتفی می‌سازد.



شکل ۴-۱ الف- نمودار رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی و آذرین نیمه‌عمیق (میدلموست، ۱۹۹۴). ب- مقایسه نمونه‌های مورد مطالعه با نمونه‌های مربوط به منطقه رژه (از جمالی، ۱۳۹۳). این نمونه‌ها با لوزی نمایش داده شده‌اند و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۴-۲- طبقه‌بندی سنگ‌های خروجی با استفاده از نسبت‌های Zr/TiO_2 در برابر Nb/Y (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).



شکل ۴-۳- نمودار درصد وزنی K_2O در برابر SiO_2 (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) جهت تعیین سری سنگ‌های آذرین.

در برخی موارد نمودارهای تغییر شیمیایی داده‌ها به جای یک روند، پراکندگی نشان می‌دهند، که این

مسئله عوامل متعددی دارد. در زیر برخی از آنها ذکر شده است.

- متعلق نبودن نمونه‌ها به یک ماگما (حتی در یک آتشفشان).

- خطای نمونه‌برداری و ناهماهنگی نمونه‌ها.

- عدم صحت نتایج آنالیز شیمیایی.

- خطاهای ناشی از هوازدگی یا دگرسانی احتمالی نمونه‌ها.

۴-۷-۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر^۱، ۱۹۰۹)

به کمک این نمودارها می‌توان روند تحول ماگما را نشان داد. در محور X این نمودارها SiO_2 را قرار می‌دهند چون سازنده اصلی سنگ است و معمولاً بیشترین تغییر را نسبت به اکسیدهای دیگر نشان می‌دهد.

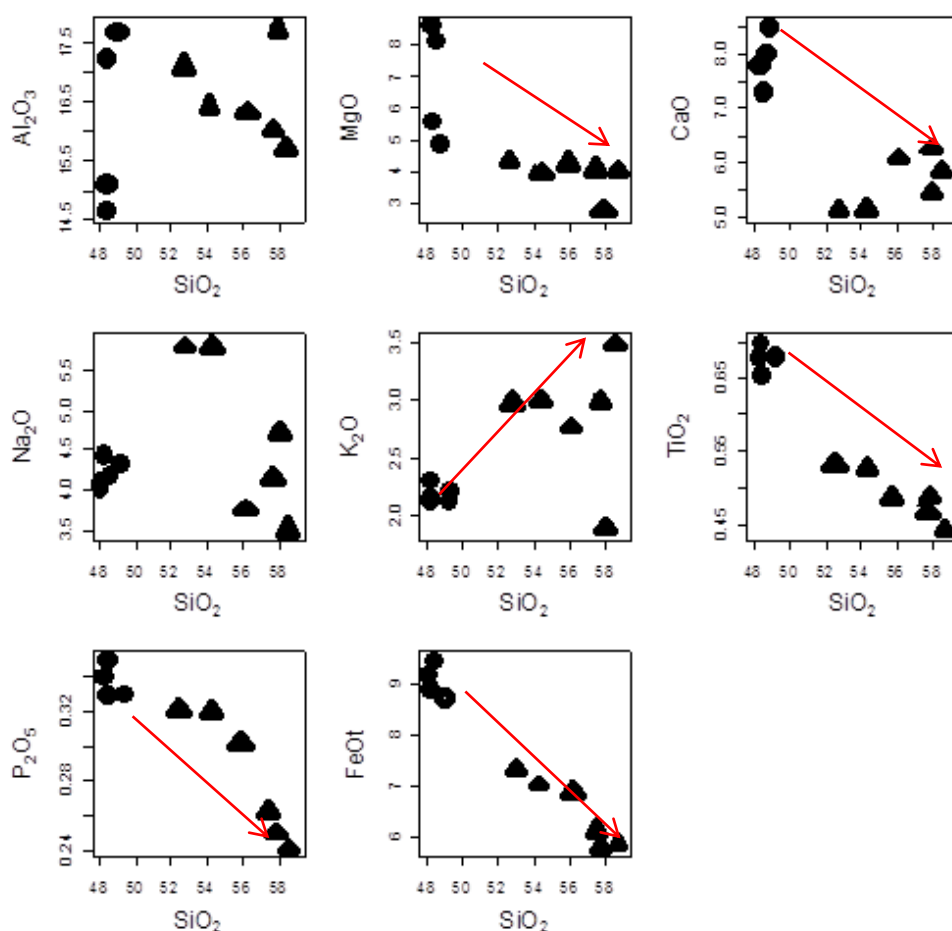
مقدار SiO_2 این نمونه‌ها از ۴۸ تا ۵۸ درصد متغیر است. با نگاهی به نمودارها می‌توان به این نتیجه رسید که مقادیر درصد عناصر اصلی مانند: CaO ، MgO ، FeO ، Al_2O_3 ، TiO_2 و P_2O_5 ، در این نمونه‌ها با افزایش درصد SiO_2 ، روند نزولی نشان می‌دهند، این مسأله با انجام پدیده تبلور تفریقی سازگاری دارد. در مقابل، میزان درصد Na_2O و K_2O با افزایش میزان SiO_2 تقریباً روندی صعودی نشان می‌دهد، این مورد نیز با روند معمول تفریق سازگار است (شکل ۴-۴). با این وجود به علت تغییرات فراوانی فنوکریست‌ها و ترکیب آنها، بی‌نظمی‌هایی در الگوی پراکنش این نمونه‌های سنگی مشاهده می‌شود. در مورد نمودار تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2 می‌توان گفت: نمونه‌های دارای ترکیب تراکی‌آندزی بازالتی فنوکریست‌های پیروکسن بیشتری داشته که از نوع اوژیت است، نمونه‌هایی با ترکیب تراکی‌آندزیتی نیز دو دسته آندزیت‌های غنی از پلاژیوکلاز به همراه بیوتیت و آندزیت‌های غنی از هورنبلند را تشکیل می‌دهند و لذا بسته به ترکیب این فنوکریست‌ها، مقدار اکسید سدیم در آنها متفاوت خواهد بود. در نتیجه این سه دستگی قابل توجه است. اگر نمودارها در دامنه‌ای بازتر مورد بررسی قرار بگیرند، می‌بینیم که این تغییرات ترکیبی طیف بسیار محدودی را به خود اختصاص می‌دهند.

مهمترین کانی‌های کنترل کننده مقدار Al_2O_3 سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن می‌باشد. پراکندگی 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.

1. Harker

معمولاً پلاژیوکلاز و پیروکسن (اوپت) و هورنبلند سبز میزان CaO را در سنگ کنترل می‌کنند. در طی تبلور، انجماد و تفریق ماگمایی در این کانی‌ها متمرکز می‌شود. بالا بودن میزان این اکسید در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی با حضور کانی‌های غنی از کلسیم نظیر پلاژیوکلاز و اوپت در آنها مطابقت می‌کند.

روند نزولی مقدار این اکسید در مقابل سیلیس، در سنگ‌های منطقه با کاهش مقدار کانی‌های مافیک از سنگ‌های تراکی‌آندزیتی به سمت سنگ‌های تراکی‌آندزیتی 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 (اوپت) و تا حدودی هورنبلند سبز و اکسی هورنبلند مؤید این موضوع است.



شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (نمودارهای هارکر) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

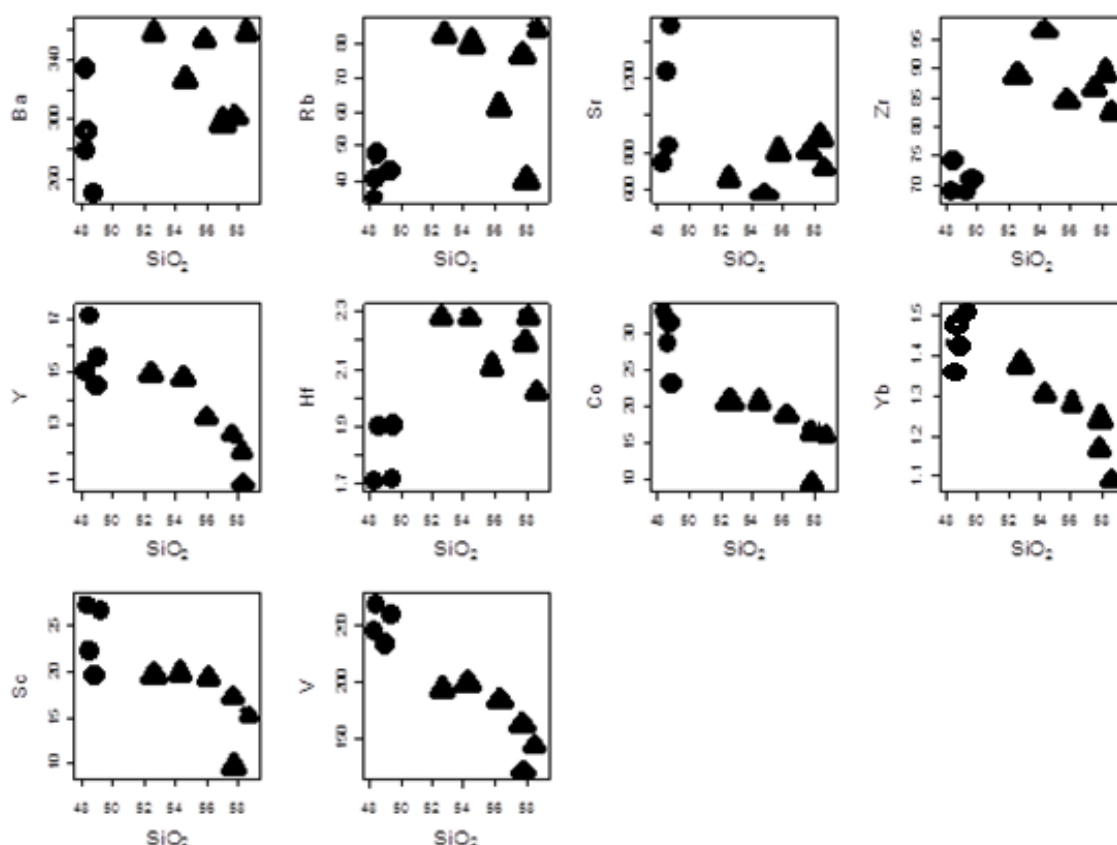
۴-۷-۲- نمودارهای تغییرات با استفاده از عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

عناصر کمیاب، عناصری هستند که در یک سنگ با غلظتی کمتر از ۰/۱ درصد وزنی (۱۰۰۰ قسمت در میلیون یا ppm) حضور داشته باشند. گاهی این عناصر کانی‌های خاص خود را می‌سازند، اما بیشتر جایگزین عناصر اصلی سنگ ساز می‌شوند. همچنین توانایی این عناصر برای تمایز میان فرایندهای سنگ شناختی از عناصر اصلی بیشتر است (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

این عناصر بر اساس رفتارشان در سیستم‌های ماگمایی به دو گروه: عناصر سازگار و ناسازگار، قابل تقسیم هستند. عناصری که تمایل بیشتری دارند تا در ساخت فازهای جامد (کانی‌ها) شرکت کنند را عناصر سازگار می‌گویند و در مقابل عناصری که تمایل دارند در فاز مذاب باقی بمانند و در ساخت کانی شرکت نکنند را ناسازگار گویند. معمولاً با مشارکت عناصر سازگار در ساخت کانی‌ها، به تدریج این فاز مذاب از این عناصر فقیر می‌شود و در مقابل فاز مذاب از عناصر ناسازگار غنی می‌شود. تحت شرایط جدید عناصر ناسازگار از تمرکز کافی برخوردار می‌شوند تا بتوانند در ساخت کانی‌ها مشارکت کنند و حتی برخی از آنها می‌توانند کانی مستقلی تشکیل دهند.

همانطور که در شکل ۴-۵ دیده می‌شود، عناصر کمیاب Y, Co, Yb, Sc, V و Sr با افزایش SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهند و در مقابل، عناصری مانند Hf و Zr, Rb, Ba و با افزایش مقدار SiO_2 ، روندی صعودی نشان می‌دهند.

1. Rollinson



۴-۵- نمودارهای عناصر فرعی و کمیاب خاکی در مقابل SiO_2 .

Sc (اسکاندیم) شعاع یونی نزدیک به شعاع یونی Fe^{2+} دارد و می‌تواند در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت جانشین Fe^{2+} شود. در نمونه‌های مورد مطالعه این عنصر در سنگ‌های دارای ترکیب تراکی-آندزیتی بازالیتی به میزان بیشتری نسبت به سنگ‌های دارای ترکیب تراکی‌آندزیتی، حضور دارد و این مسئله مربوط به وجود پیروکسن در این نمونه‌ها است.

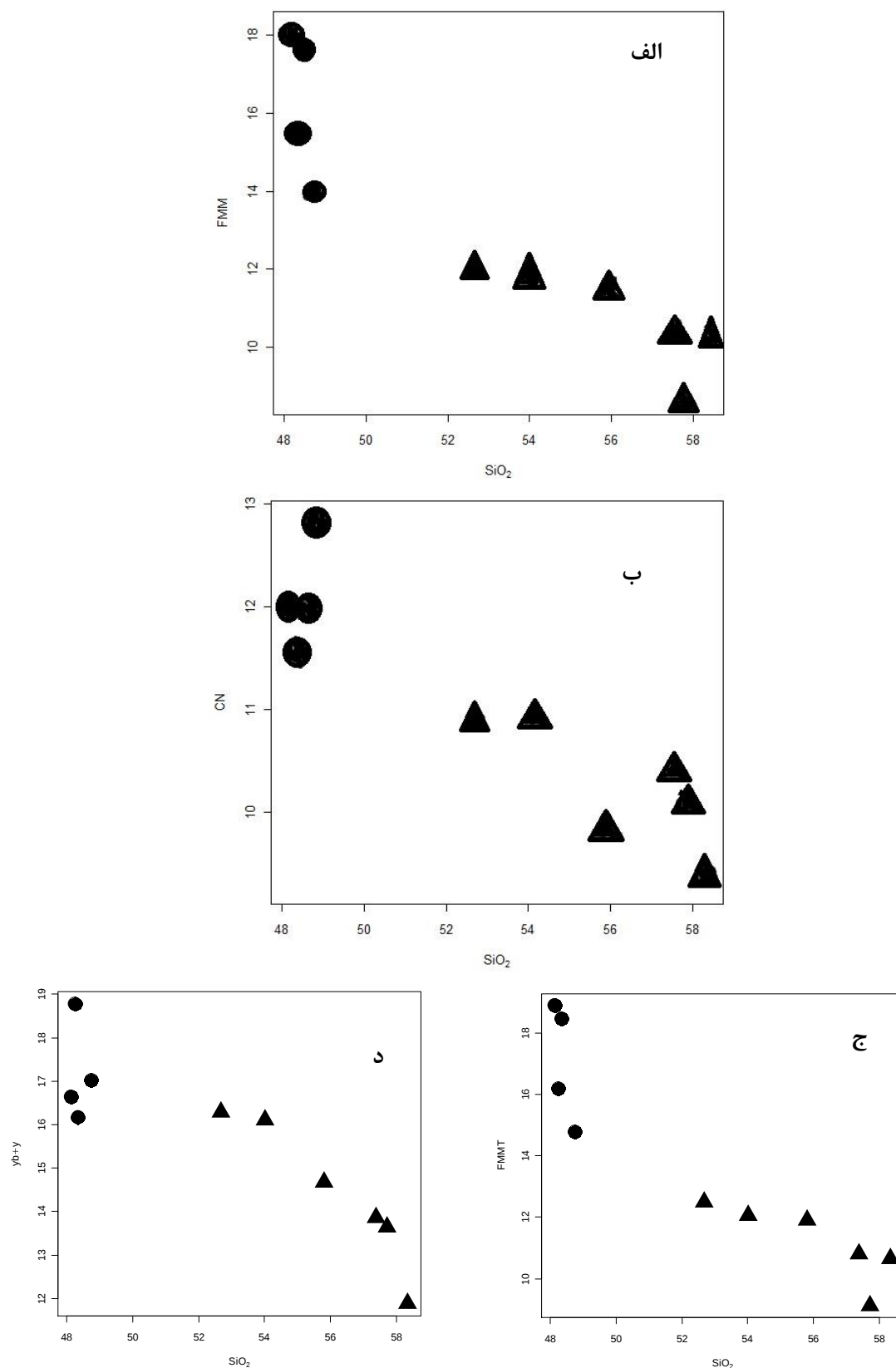
Sr (استرانسیم) در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار عنصری سازگار است. این عنصر در بیوتیت و پلاژیوکلازهای نوع آنورتیت جانشین کلسیم شده (رولینسون، ۱۹۹۳) و با افزایش درصد سیلیس مقدارش کم می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تا حدودی تبلور فلدسپارهای آکالن، مقدار Sr کاهش می‌یابد.

Rb نیز عنصری است که جانشین پتاسیم در کانی‌های پتاسیم‌دار می‌شود و بنابراین روندی مشابه روند K_2O نشان می‌دهد. این عنصر جزء عناصر ناسازگار می‌باشد و تمایل دارد که در کنار پتاسیم در

ساخت فلدسپارهای پتاسیم دار مشارکت کند. باتوجه به بیشتر بودن شعاع یونی این عنصر نسبت به پتاسیم، این عنصر در کانی های پتاسیم دار پذیرفته می شود. به همین علت در مراحل اولیه در مذاب باقی می ماند و با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم از مقدار آن کاسته می شود (اوهارا و همکاران، ۲۰۰۱). در نمونه های مورد مطالعه، مقدار آن با افزایش تفریق افزایش می یابد.

عنصر V شعاعی بزرگتر از Fe^{2+} دارد، اما الکترونگاتیویته آن کمتر است، مقدار آن در مگنتیت هایی که زودتر تشکیل می شوند، بیشتر است. همچنین این عنصر وارد هورنبلند سبز، پیروکسن و بیوتیت می شود و روندی نزولی نشان می دهد. روند نزولی تغییرات این عنصر با کاهش تفریق کانی های آهن و منیزیم دار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت، اوژیت اژیرین، بیوتیت و مگنتیت مبین فرایند تفریق ماگمایی است.

مقدار Hf در پیروکسن با کاهش دما، افزایش می یابد. این عنصر در ساختمان کانی هایی مانند هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می کند. شعاع یونی این عنصر مشابه آهن و منیزیم بوده و در ترکیبات آهن و منیزیم دار جانشین می شود. روند نزولی تغییرات این عنصر با کاهش تفریق کانی های آهن و منیزیم دار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت، اوژیت اژیرین، بیوتیت و مگنتیت مبین فرایند تفریق ماگمایی است. در نتیجه مقدار این عنصر با افزایش SiO_2 کاهش می یابد و سیر نزولی نشان می دهد. برای تأیید نتایج بدست آمده از نمودارهای هارکر مربوط به عناصر اصلی، نمودارهای دیگری نیز رسم کرده ایم. همانطور که در شکل ۴-۶ آمده، نمودار مجموع FeOt، MgO، MnO و در مقابل SiO_2 ، نمودار مجموع FeOt، MgO، MnO و TiO_2 در مقابل SiO_2 و نمودار مجموع CaO و Na_2O در مقابل SiO_2 نیز روندی نزولی نشان می دهند، که این امر با روند تفریق سازگار می باشد.



شکل ۴-۶- الف- نمودار مجموع $FeOt$ ، MgO و MnO در مقابل SiO_2 . ب- نمودار مجموع CaO و Na_2O در مقابل. ج- نمودار مجموع $FeOt$ ، MgO ، MnO و TiO_2 در مقابل SiO_2 . د- نمودار $Yb+Y$ در مقابل SiO_2 این نمودارها روندی نزولی نشان می‌دهند.

۴-۸- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (تورنتون

و تاتل، ۱۹۶۰)

شاخص تفریق عبارت است از مجموع کانی‌های روشن نورماتیو که از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود:

$$D.I = (Q + Or + Pl + Ne + Luc) \%$$

این کانی‌ها که به صورت نورماتیو محاسبه شده‌اند، به دلیل اینکه وزن مخصوص کمی دارند، تحت تأثیر نیروی ثقل از کانی‌های سنگین، جدا می‌شوند و باعث ایجاد تغییر و تحول در ماگما می‌شوند و در ماگمای باقی مانده درصد این کانی‌ها افزایش می‌یابد. تعریف شاخص تفریق بر این عقیده استوار است که در طول فرایند تبلور ماگما، سیستم باقی مانده از کانی‌هایی غنی می‌شود که در دماهای پایین‌تر شروع به تبلور می‌کنند.

مقدار این شاخص انعکاسی از میزان تأثیر فرایند تبلور تفریقی بر ماگمای سازنده سنگ‌های مورد نظر می‌باشد.

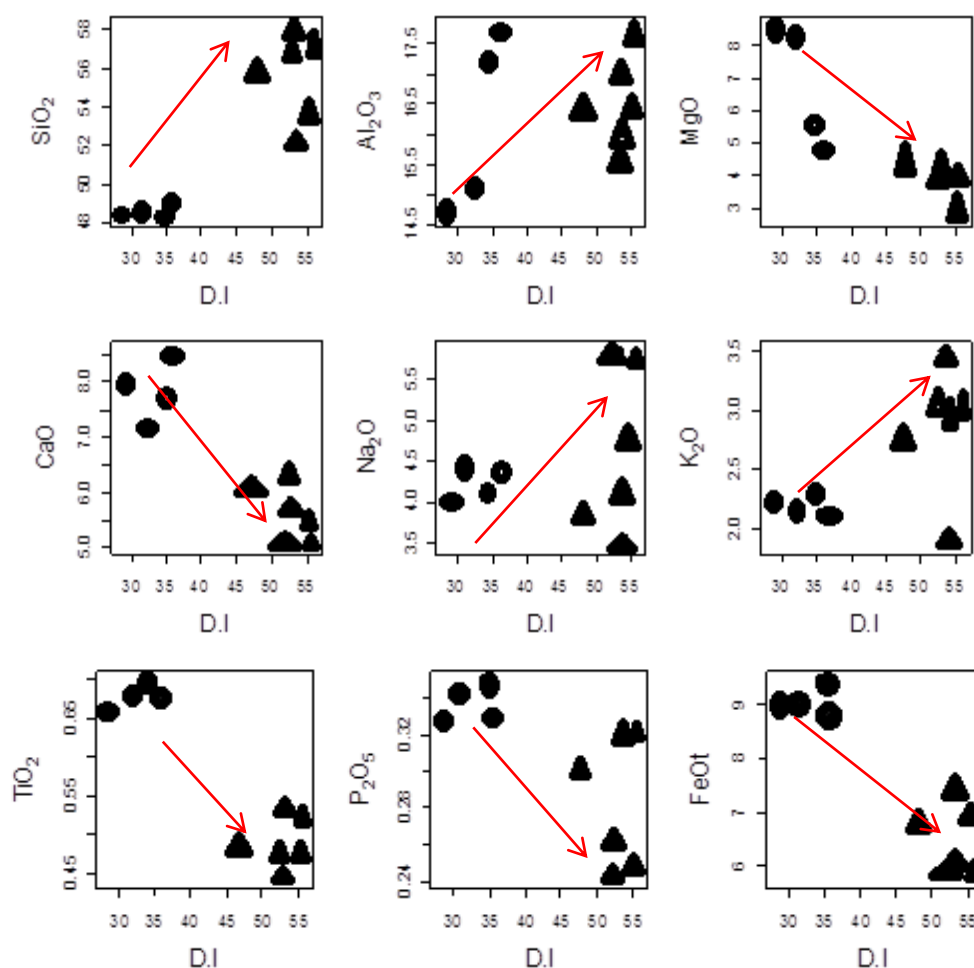
همانطور که از شکل ۴-۷ استنباط می‌شود، با افزایش شاخص تفریق، میزان اکسیدهای FeO، MgO، CaO، TiO₂، P₂O₅ و MnO کاهش می‌یابد، این تغییرات معرف کاهش مقدار کانی‌های مافیک و افزایش کانی‌های روشن می‌باشند و نشان می‌دهند که ماگما در حال تفریق و اسیدی‌تر شدن است.

در مقابل اکسیدهایی مانند: SiO₂، K₂O، Na₂O، Al₂O₃ با افزایش شاخص تفریق، روندی افزایشی (صعودی) نشان می‌دهند. چون با تفریق ماگما، ترکیب مایع باقی مانده فلسیک‌تر شده و کانی‌های پتاسیم دار (ارتوکلاز) و سدیم‌دار نظیر آلبیت (پلاژیوکلاز سدیم‌دار) در مراحل پایانی تبلور تفریقی، تشکیل می‌شوند.

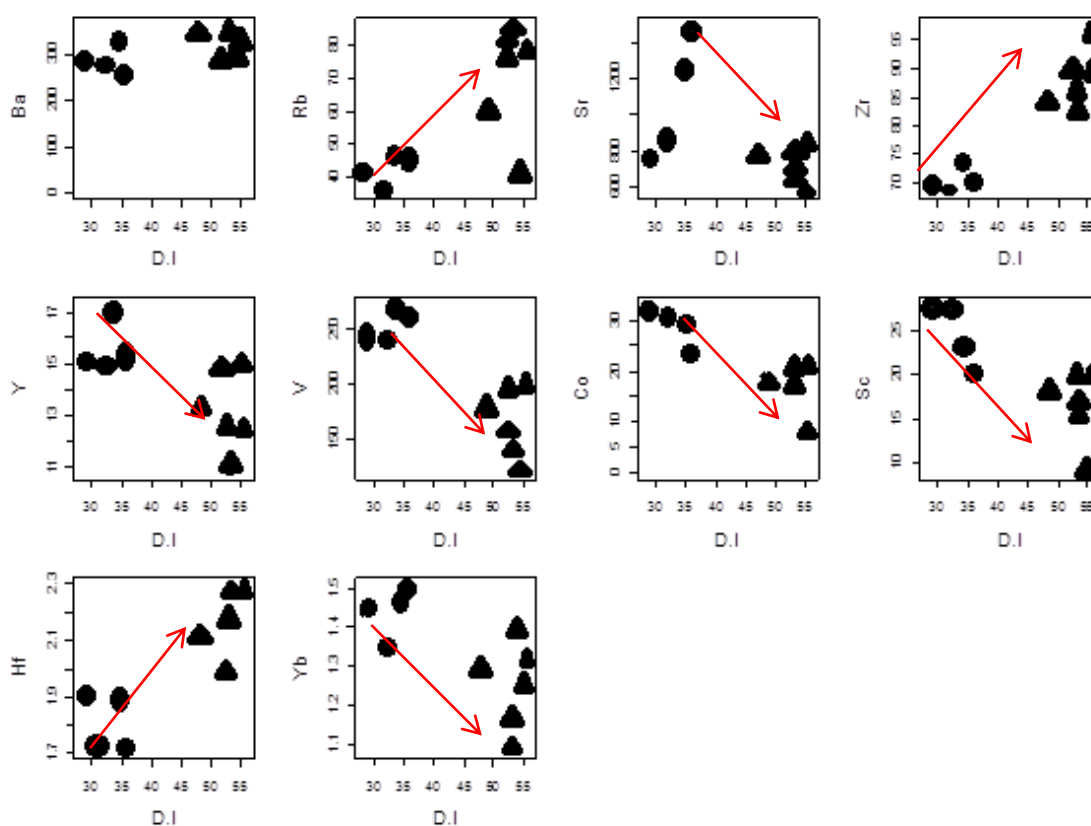
۴-۹- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر شاخص تفریق (D.I)

همانطور که از شکل ۴-۸ استنباط می‌شود، با افزایش شاخص تفریق، مقادیر عناصر Rb، Ba، Hf و Zr افزایش می‌یابد، زیرا در مراحل نهایی تفریق، در ماگمای تفریق یافته میزان آنها بالا رفته و تمرکز بیشتری پیدا کرده‌اند.

در مقابل، عناصری نظیر Yb، Y، Co، Sc، Sr و V با افزایش شاخص تفریق، روند نزولی نشان می‌دهند. این عناصر به علت تمرکز در کانی‌های مافیک و خروج از مذاب در مراحل اولیه تبلور ماگما، روندی کاهشی نشان می‌دهند.



شکل ۴-۷- نمودارهای شاخص تفریق در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتون و تاتل ۱۹۶۰).



شکل ۴-۸- نمودارهای شاخص تفريق در مقابل عناصر كمياب.

۴-۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل شاخص انجماد (S.I)

شاخص انجماد با فرمول زیر قابل تعريف است:

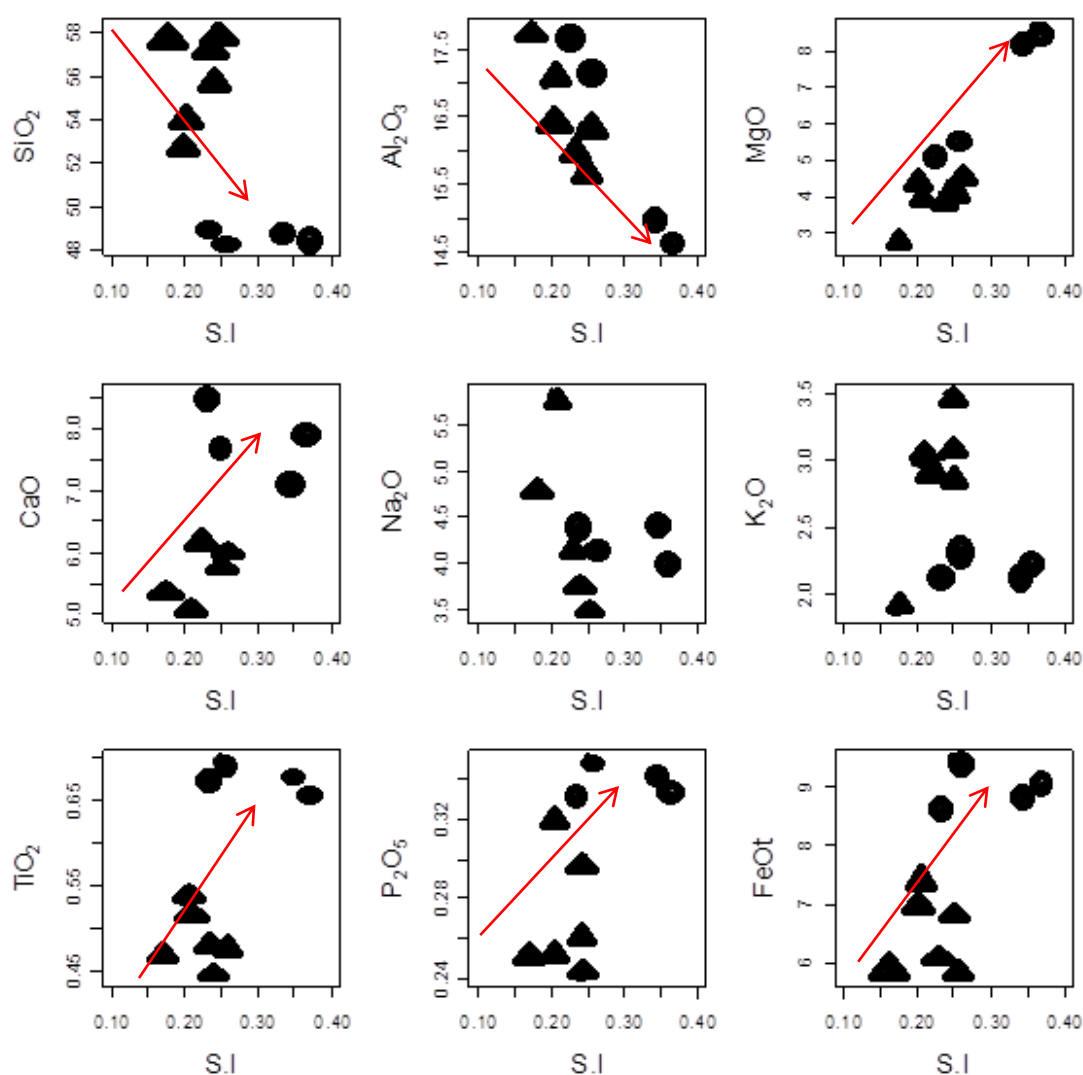
$$S.I = 100 * (MgO / Na_2O + K_2O + FeO_{tot} + MgO)$$

نمودارهای شاخص انجماد نیز برای نمونه‌های مورد مطالعه، مورد بررسی قرار گرفت، این نمودارها را در شکل ۴-۹ می‌توان مشاهده کرد.

با توجه به این نمودارها، اکسیدهایی مانند: CaO ، MgO ، TiO_2 ، P_2O_5 و FeO_{tot} با افزایش شاخص انجماد، روندی صعودی نشان می‌دهند و عناصری مانند: Al_2O_3 ، Na_2O ، K_2O و SiO_2 با افزایش مقدار شاخص انجماد، روندی نزولی به نمایش گذاشته‌اند.

نتایج به دست آمده از این نمودارها نیز وقوع فرایند تفريق ماگما را تأیید می‌کنند.

نتیجه کلی که از نمودارهای هارکر، شاخص انجماد و شاخص تفریق می‌توان گرفت، این است که روندهایی که در این نمودارها مشاهده می‌شوند، از روند معمول تفریق تبعیت می‌کنند و در مجموع، تفریق ماگمایی صورت گرفته را تأیید می‌کنند هر چند که دامنه تغییرات آن در سنگ‌های مورد مطالعه محدود است.



شکل ۴-۹- نمودارهای شاخص انجماد در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (کونو^۱ ۱۹۶۰).

۴-۱۱- نمودارهای تغییرات برخی عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آنها

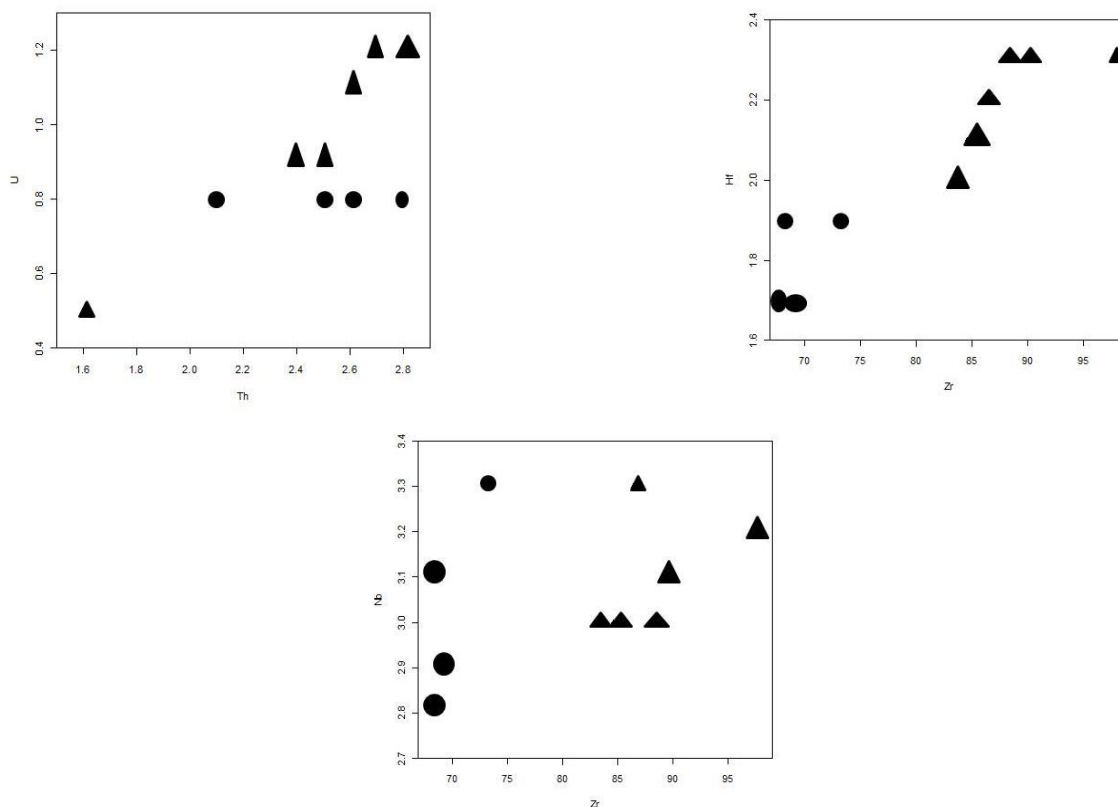
نظر به اینکه روندهای مشاهده شده بر روی نمودارهای هارکر می‌توانند به وسیله هر یک از فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی ایجاد شوند، لذا برای تفکیک و تشخیص بهتر این فرایندها در نمونه‌های مورد مطالعه از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آنها استفاده می‌کنیم به بیانی دیگر، می‌توان گفت که این نمودارها در تشخیص تحولات ماگمایی و بررسی فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی، کاربرد دارند.

در شکل ۴-۱۰ نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار Th- U، Zr-Nb و Zr- Hf روندی خطی و صعودی نشان می‌دهند که می‌توان گفت از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. در صورتی که تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و مثبت باشد از مبدأ مختصات نیز بگذرد، فرایند اصلی تشکیل دهنده سنگ‌ها تبلور تفریقی می‌باشد (راجرز و همکاران، ۱۹۸۵). در شکل ۴-۱۱ نمودار عناصر سازگار- ناسازگار Sc -Rb، روندی نزولی به نمایش می‌گذارد. به طور کلی از این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که فرایند غالب تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه، تبلور تفریقی است.

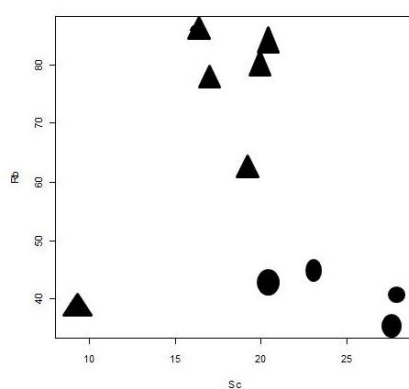
همانطور که ذکر شد، در نمودار Zr-Nb روندی خطی و صعودی ایجاد شده است. توضیحی که می‌توان برای این نمودار ارائه کرد این است که، اگرچه در درجات مختلف ذوب، بین تمرکز Zr و Nb انطباق خطی ایجاد نمی‌شود، اما انطباق خطی بین این دو عنصر در نمودار رسم شده، حاکی از آن است که تبلور تفریقی رخ داده است. این موضوع به دلیل حساسیت بیشتر Nb نسبت به Zr در درجات مختلف ذوب می‌باشد.

همچنین روند خطی Nb در مقابل Zr نشان دهنده مشتق شدن نمونه‌ها از منشأ گوشته‌ای مشابه است (آلوارو^۱ و همکاران ۲۰۰۶).

1.Alvaro



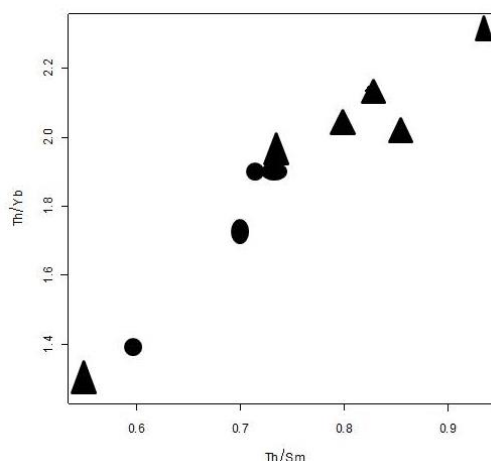
شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار - ناسازگار.



شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار.

در نمودار نسبت - نسبت عناصر ناسازگار Th/Sm در برابر Th/Yb روند خطی و صعودی مشاهده می - شود.

چون نسبت این عناصر در طی ذوب بخشی و تبلور تفریقی ثابت و بدون تغییر باقی می ماند، پیوستگی نمونه های مورد مطالعه در این نمودار، وجود ارتباط ژنتیکی بین آنها را تأیید می کند.

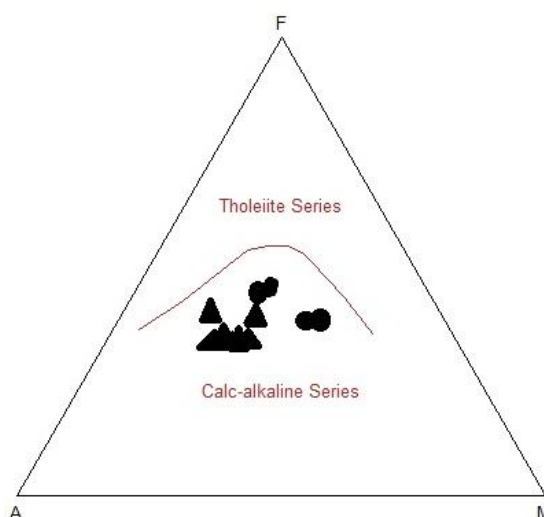


شکل ۴-۱۲- نمودار نسبت- نسبت عناصر ناسازگار.

۴-۱۲- تعیین سری ماگمایی

سنگ‌های آذرین به سری‌های ماگمایی مختلفی تعلق دارند و مؤلفین مختلف بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی نام‌های متفاوتی را به آنها اختصاص داده‌اند. طبق نظر کونو (۱۹۶۸) هر سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف است که دارای رابطه ژنتیکی یا هم منشأیی می‌باشند.

برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) در شکل ۴-۱۳ استفاده شده است.



شکل ۴-۱۳- نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و موقعیت آنها بر روی آن.

۴-۱۳- نمودار فراوانی تغییرات عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به مقادیر

کندریتی (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴)

الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه به موازات یکدیگر قرار دارند. این مسأله نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد مطالعه دارای منشأ واحدی هستند که با توجه به پتروگرافی این سنگ‌ها و نمودارهای هارکر، متحمل تبلور تفریقی شده‌اند. در نمونه‌های مورد مطالعه، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۴). 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- آلاینش 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 آلاینش توسط مواد پوسته‌ای باشد (سریواستاوا و ساین^۲، ۲۰۰۴). در صورتی

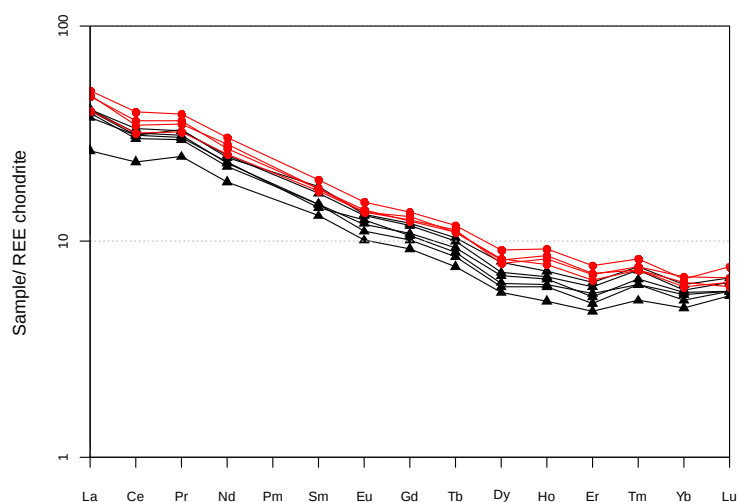
1. Nakamura

1 -Srivastava & Singh

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 آبدایی پوسته 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).

فراوانی عناصر کمیاب خاکی سنگین در نمونه‌های تراکی آندزی بازالتی، بیشتر از نمونه‌های تراکی آندزیتی می‌باشد. چون این عناصر معمولاً در کانی‌هایی مانند هورنبلند و پیروکسن تمرکز بیشتری دارند، در صورتی که فراوانی این کانی در نمونه‌های تراکی آندزیتی کمتر است و در نتیجه این ویژگی-ها بیانگر آن است که نمونه‌های تراکی آندزیتی نسبت به نمونه‌های تراکی آندزی بازالتی تفریق یافته‌تر هستند و دارای فراوانی کمتری از این عناصر می‌باشند.



شکل ۴-۱۴- نمودار فراوانی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۱۴- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگمایی مولد نسبت به ماگمای اولیه و نیز منشأ و نزدیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردارند. این نمودارها بر اساس الگوی ترکیب کندریت، تعداد

۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. این عناصر، عناصر نادر خاکی هستند (رولینسون، ۱۹۹۳).

در واقع نمودارهای عنکبوتی، بسط نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده کندریتی است که در آنها عناصر کمیاب دیگری نیز به نمودار معمول REE افزوده می‌شوند.

۴-۱۵- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف^۱، ۱۹۸۹)

در نمودار چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۴-۱۵) مشاهده می‌شود که عناصر Cs، U، K، Pb و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند که معرف آرایش پوسته‌ای است و عناصری مانند Pr، Ti و Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند، آنومالی منفی عناصر Ti و Nb مربوط به تشکیل سنگ‌ها مناطق فرورانش است. 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^۲ (۱۹۹۵)، استالدر^۳ و همکاران (۱۹۹۸) و آیرس^۴ (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 غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آن‌ها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (کپلر^۵، 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

1. Sun & McDonough

2 - Lonov & Hofmann

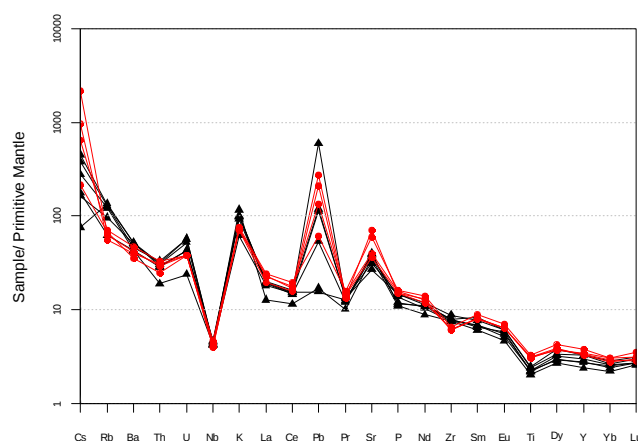
3 - Stalder

4 - Ayers

5-Keppler

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. همچنین بی‌هنجاری منفی Nb شاخص پوسته قاره‌ای است و نشان دهنده درگیری پوسته در فرایندهای ماگمایی می‌باشد (رولینسون، ۱۹۹۳).



شکل ۴-۱۵- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دو نوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

الگوی کلی تغییرات عناصر، یکسان است و معرف ساز و کار مشابهی برای تشکیل آنها می‌باشد.

۴-۱۶- بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه

از مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها، می‌توان نتیجه‌گیری کرد که سنگ‌های آذرین نیمه‌عمیق مورد مطالعه دارای ماهیت آداکیتی هستند (به جدول ۴-۴ از کاستیلو^۱، ۲۰۱۲ رجوع شود).

برای حصول اطمینان و دستیابی به نتیجه‌ای درست، از نمودار Sr/Y در برابر Y (ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶) (شکل ۴-۱۶-الف) و نمودار Sr/Y در برابر Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) (شکل ۴-۱۶-ب) استفاده شد. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار اکثراً در محدوده معرف آداکیت قرار می‌گیرند، آداکیتی بودن نمونه‌ها تأیید می‌گردد.

1. Castilo

۴-۱۸- تقسیم‌بندی آداکیت‌ها

واژه آداکیت برای سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y استفاده می‌شود که در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانده شده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می‌گیرد (کاستیلو، ۲۰۰۶).

- واژه آداکیت به طور گسترده برای سنگ‌های آتشفشانی و آذرین درونی غنی از سیلیس و دارای نسبت‌های بالای La/Yb و Sr/Y استفاده می‌شود که در محیط‌های مختلف تکتونیکی و از طریق مراحل پترولوژیکی مختلف تشکیل شده‌اند (وانگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۵، دوفان و دورمون^۲، ۱۹۹۰، ژوو^۳ و همکاران، ۲۰۰۷).

- از نظر هو^۴ و همکاران (۲۰۰۴) آداکیت‌ها، سنگ‌های فلسیک تا حدواسط K پایین، Na ، Al و Sr بالا هستند، و نسبت به HREE و Y تهی شدگی نشان می‌دهند. که معمولاً در محیط قوس‌های ماگمایی و در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی به وجود می‌آیند.

- بر اساس نظر کاستیلو (۲۰۰۶)، آداکیت یک واژه پترولوژیکی است که برای اولین بار توسط کای^۵ در سال ۱۹۷۸ معرفی شد. این واژه برای سنگ‌های حد واسط (آندزیتی-داسیتی) در جزیره‌ای به نام آداک^۶ واقع در مجمع‌الجزایر آلئوسین برای سنگ‌های درونی یا بیرونی قوس‌های سنوزوئیک همراه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (با سن کمتر یا برابر ۲۵ میلیون سال) استفاده شده است.

محققان مختلف، نمودارهای متفاوتی را برای تمایز و تقسیم‌بندی آداکیت‌ها ارائه کرده‌اند. آداکیت‌ها را معمولاً بر اساس میزان سیلیس به دو گروه غنی از سیلیس (HSA) و کم سیلیس (LSA) تقسیم‌بندی می‌کنند.

1. Wang

2. Dofant & Drummond

3. Zhou

4. Hou

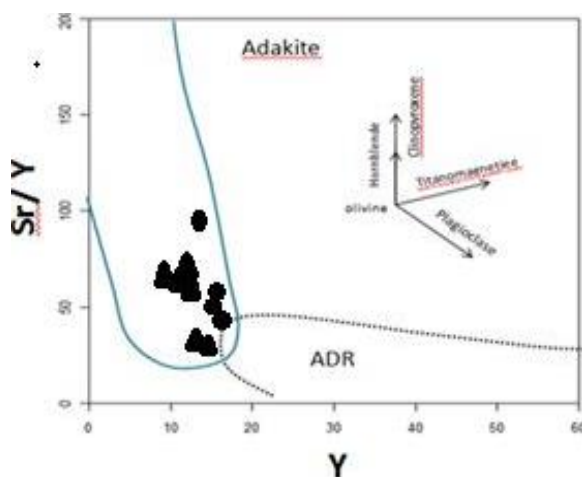
5. Kay

6. Adak

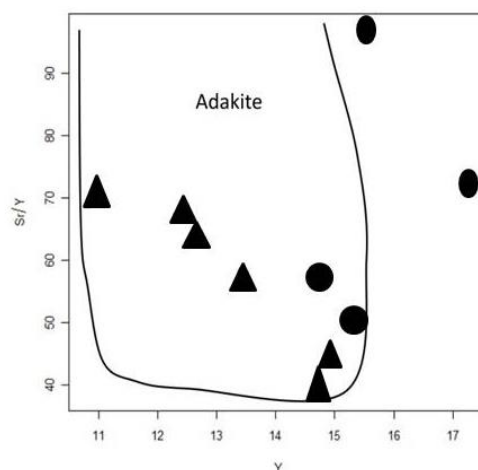
از نمودار SiO_2 - MgO (مارتین^۱ و همکاران، ۲۰۰۵) (شکل ۴-۱۷) برای تفکیک آداکیت‌ها استفاده شد. با توجه به این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه از نوع کم از سیلیس هستند.

جدول ۴-۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگهای منطقه جنوب شرق سهل با معیارهای ژئوشیمیایی شناخت آداکیت‌های کم سیلیس، با اقتباس از کاستیلو (۲۰۱۲) و مارتین و همکاران (۲۰۰۵).

ویژگیهای آداکیت‌های مرتبط با گونه گوشته‌ای (کم سیلیس) (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)	مقادیر محاسبه شده برای آداکیت‌های مورد مطالعه	احتمالاً مرتبط با ذوب ورقه بازالتی اقیانوسی فرورونده	معیارهای شناخت آداکیت‌ها
56	-	ذوب بخشی اکلوژیت یا آمفیبولیت در فشار بالا	$\text{SiO}_2 \geq 56$
15/7	-	۷۰٪ ذوب بخشی اکلوژیت یا SiO_2 در	$\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15$
5/2	-	بالا، در ذوب تعادلی یا ذوب Ni ، Cr به همراه	$\text{MgO} < 3$ پایین
4/1	✓	ذوب بخشی اکلوژیت یا آمفیبولیت در فشار بالا	$\text{Na}_2\text{O} > 3$ بالا
2051	✓	ذوب پلاژیوکلاز یا عدم حضور پلاژیوکلاز در	$\text{Sr} > 300$ بالا
13	-	نشان دهنده حضور گارنت، هورنبلند و	$\text{Y} < 10$
-	✓	نشان دهنده حضور گارنت، هورنبلند و	$\text{Sr}/\text{Y} > 20$
-	-	سنگین REE به معنی محتوای پایین	$\text{Yb} < 1$
43	-	سیک یا سنگین، نشان دهنده REE غنی بودن از	$\text{La}/\text{Yb} > 20$
-	✓	Ti به عنوان مثال در اکثر کمانهای آتشفشانی؛ فاز	مقدار کم (Nb, Ta)
-	-	-	$\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87} < 0.7040$



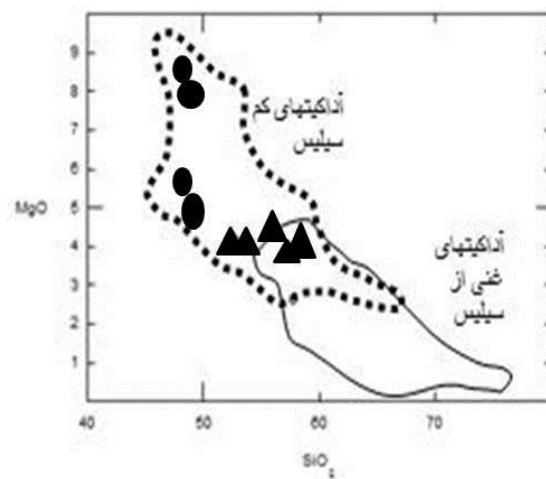
ب



الف

شکل ۴-۱۶- الف- نمودار نسبت Sr/Y در برابر Y (ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶)، ب- نمودار Sr/Y در برابر Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) و موقعیت قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آنها.

1. Martin



شکل ۴-۱۷- نمودار SiO_2 -MgO مارتین و همکاران (۲۰۰۵) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده آداکیت‌های کم-سیلیس.

فصل پنجم

پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته، روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین ساب-ولکانیک منطقه مورد بحث و بررسی قرار گرفت. مشخص شد که این سنگ‌ها اغلب از کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز، پیروکسن (اغلب تیتان‌اوزیت) و هورنبلند (سبز) تشکیل شده‌اند. همچنین دارای ترکیب حدواسط و ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیم بالا هستند که در زمره آداکیت‌ها قرار می‌گیرند و با توجه به تقسیم بندی مارتین و همکاران (۲۰۰۵) از نوع آداکیت‌های کم سیلیس هستند (رجوع شود به شکل ۴-۱۹). در این فصل قصد داریم که جایگاه تکتونیکی و منشأ گنبد‌های مورد مطالعه را با توجه به مشاهدات صحرایی، مطالعات پتروگرافی و بررسی‌های ژئوشیمیایی تعیین کنیم.

۵-۲- بررسی نقش هضم، آرایش و تفریق ماگمایی در تحول سنگ‌های نیمه‌عمیق

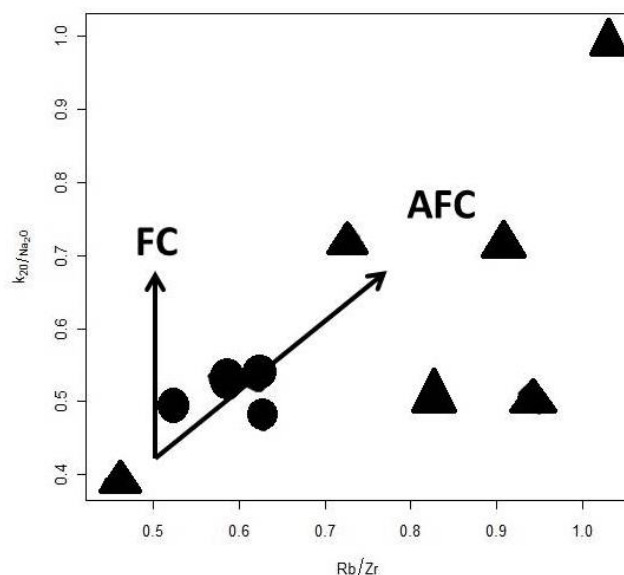
مورد مطالعه

بهترین شاهد آرایش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی، آنکلاوها هستند (هیبارد و ساباتیه^۱، ۱۹۹۸). طی عملیات صحرایی و مطالعات پتروگرافی، مشاهده شد که سنگ‌های مربوط به گنبد‌های موجود در این منطقه اغلب دارای آنکلاو هستند. طبق تقسیم‌بندی ژان دیدیه و برنارد باربارن^۲ (۱۹۹۱) آنکلاوها را می‌توان به انواع اتولیت، زینولیت، زینوکریست، سورمیکاسه، میکروگرانولار مافیک و... تقسیم کرد. از این میان آنکلاوهای مشاهده شده در صحرا و نمونه دستی بیشتر از نوع لخته‌های مافیک (حاصل از تجمع هورنبلند و پیروکسن در اثر نیروی ثقل) و زینولیت‌های گنایسی، آمفیبولیتی و توفی سیلتستون می‌باشند. با توجه به نمودارهای عنکبوتی، وجود آنکلاوها و همچنین لخته‌های مافیک در سنگ‌های مورد مطالعه می‌توان گفت که اختلاط ماگمایی و آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه دخیل بوده‌اند. در نمودارهای عنکبوتی مشاهده شد که نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی شده‌اند که این مسأله شاهی از آرایش پوسته‌ای می‌باشد. همچنین بی‌هنجاری

1. Hibard & Sabatire

2. Didier & Barbararin

منفی Nb شاخص پوسته قاره‌ای بوده و نشان دهنده درگیری پوسته در فرایندهای ماگمایی است. از شکل ۵-۱ استنباط می‌شود نمونه‌های مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای تبعیت می‌کنند.



شکل ۵-۱- نمودار نسبت نسبت Rb/Zr در برابر K_2O/Na_2O (اسپرانسا^۱ و همکاران، ۱۹۹۲). مطابق این نمودار نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش تبعیت پوسته‌ای می‌کنند.

۵-۳- تعیین جایگاه تکتونیکی و محل منشأ آداکیت‌های مورد مطالعه

در این قسمت از بحث ابتدا به بررسی اهمیت منشأ آداکیت‌ها می‌پردازیم و سپس به بیان نظریه‌های مختلف موجود در مورد ژنز و منشأ آداکیت‌ها خواهیم پرداخت.

- به نظر مکفرسون^۲ (۲۰۰۶) منشأ آداکیت‌ها به چند دلیل اهمیت دارد:

۱- وجود سنگ‌های آداکیتی دلالت بر رژیم گرمایی غیر معمول در مقایسه با اکثر زون‌های فرورانش دارد.

۲- بسیاری از خصوصیات عناصر نادر و اصلی آداکیت‌ها مشابه با ژنز تونالیت- ترونجمیت- گرانودیوریت است که سازنده‌های مهم و اصلی سرزمین‌های آرکشن هستند. بنابراین، مکانیسم تشکیل آداکیت‌های امروزی می‌تواند یک بستر مناسب برای مراحل رشد قاره‌ها از آغاز زمین فراهم کند.

1. Eperanca
2. Mcpherson

۳- چندین واحد از سنگ‌های آداکیتی با کانه زایی Cu و Au از نوع اپی‌ترمال پورفیری همراه هستند. برای آداکیت‌ها منشأهای مختلفی ارائه شده است که در اینجا به شرح آنها می‌پردازیم و در ادامه تقسیم‌بندی آداکیت‌ها بر اساس ژنز را بیان خواهیم کرد.

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

۱- تفریق ماگمایی (کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۹).

۲- ذوب پریدوتیت آبدار (استرن^۱ و همکاران، ۱۹۹۱، مارتین و همکاران، ۲۰۰۵).

۳- اختلاط ماگمای بازالتی با ماگمای فلسیک مشتق شده از پوسته (گوو^۲ و همکاران، ۲۰۰۷).

۴- ذوب بخشی پوسته قاره‌ای پایینی ضخیم و لامینه شده (زوو^۳ و همکاران، گوو و همکاران، ۲۰۰۷). حاصل می‌شوند.

- ماگمای آداکیتی حاصل ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده و اکلوتیتی شده (رپ^۴ و همکاران، ۱۹۹۱، سن و دان^۵، ۱۹۹۴، رپ و واتسون^۶، ۱۹۹۵) و واکنش مذاب تولید شده با گوه گوشته‌ای (بوردون^۷ و همکاران، ۲۰۰۲، براوو^۸ و همکاران، ۲۰۰۴) و متعاقب آن تبلور بخشی پلاژیوکلاز+ هورنبلند است (کامی^۹، ۲۰۰۴).

- وانگ^{۱۰} و همکاران (۲۰۰۸) شش مدل پیشنهادی برای پتروژنز سنگ‌های آداکیتی ارائه داده‌اند که شامل موارد ذیل است:

۱- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده (استرن و کیلیان^{۱۱}، ۱۹۹۶، رپ و همکاران، ۱۹۹۹، دوفان و همکاران، ۲۰۰۲، ژو^{۱۲} و همکاران، ۲۰۰۶، وانگ و همکاران، ۲۰۰۷).

1. stern

2. Gao

3. Zhu

4. Rapp

5. Sen & Dunn

6. Watson

7. Bourdon

8. Beraaouz

9. Kamy

10. Wang

11. Stern & Kilian

12. Zhu

۲- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی مواد مذاب بازالتی فشار بالا (پروتئو و اسکایت، ۲۰۰۳، مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶)

۳- آداکیت‌های حاصل از تبلور تفریقی ماگمای والد بازالتی و هضم پوسته‌ای در فشار پایین (کاستیلو و همکاران، ۱۹۹۶)

۴- آداکیت‌های حاصل از اختلاط ماگمای بازالتی و فلسیک (استرن و همکاران، ۲۰۰۷، گیو و همکاران، ۲۰۰۷)

۵- آداکیت‌های حاصل از ذوب بخش زیرین و مافیک پوسته قاره‌ای ضخیم شده (وانگ و همکاران، ۲۰۰۶، ژانگ و همکاران، ۲۰۰۶)

۶- آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته زیرین دگرگون شده (گیو و همکاران ۲۰۰۴، وانگ و همکاران، ۲۰۰۶)

بر اساس تنوع پتروژنز، آداکیت‌ها را به ۴ دسته تقسیم می‌کنند:

- آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده (سورنسن، ۱۹۹۸)

- آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پوسته ضخیم تحتانی (آترتن، ۱۹۹۳)

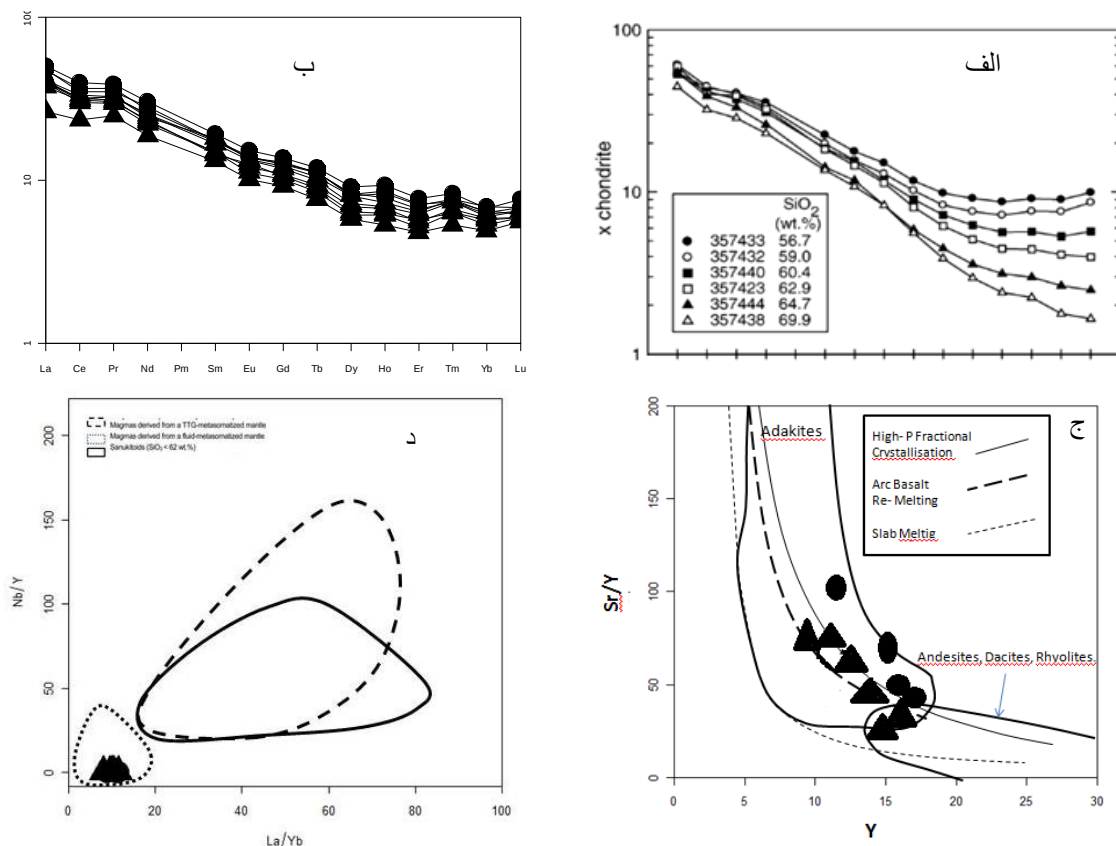
- آداکیت‌های حاصل از واکنش مذاب مربوط به ورقه فرورونده با پریدوتیت گوشته‌ای (درومون و همکاران، ۱۹۹۶)

- آداکیت‌های مشتق شده از ذوب پریدوتیت گوشته‌ای و واکنش با پوسته تحتانی (کای و همکاران، ۱۹۹۳)

در ادامه بحث پس از اینکه نظریه‌ها افراد مختلف در مورد منشأ آداکیت‌ها را بیان کردیم، نمودارهای ترسیم شده برای جایگاه تکتونیکی و منشأ آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه را مورد بحث و بررسی قرار خواهیم داد.

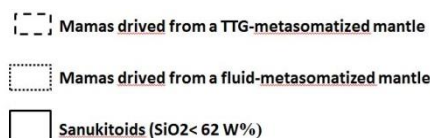
مجموع ویژگی‌های ژئوشیمی و ماهیت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی کلی منطقه مورد مطالعه و همچنین مقایسه شواهد با معیارهای ارائه شده توسط مکفرسون، (۲۰۰۶)، نشأت گرفتن ماگماهای

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).



شکل ۵-۲- الف- نمودار بهنجار شده برای آداکیت‌های کم سیلیس ارائه شده توسط مکفرسیون (۲۰۰۶). ب- نمودار بهنجار شده آداکیت‌های کم سیلیس منطقه مورد مطالعه. 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.

راهنمایی شکل ۵-۲- د

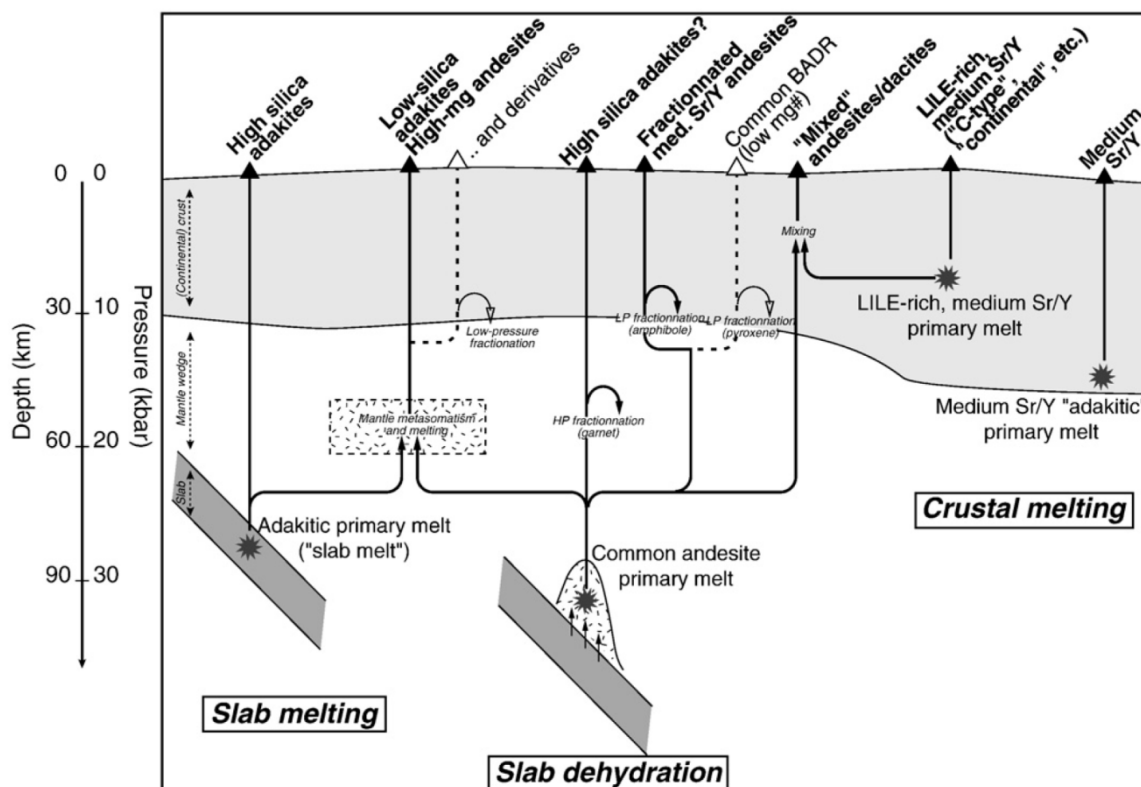


۵-۴- خصوصیات محل منشأ و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد

مطالعه

با در نظر گرفتن شواهدی چون ویژگی‌های صحرایی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی که در مباحث گذشته مورد بحث و بررسی قرار گرفتند، می‌توان گفت که سنگ‌های منطقه دارای منشأ کمان آتشفشانی بوده و در اثر فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای ایجاد شده‌اند. حضور کانی‌های آبدار و ماهیت

کالک آلکالن سنگ‌های منطقه نیز این موضوع را تأیید می‌کند. مدل تکتونیکی ارائه شده توسط موین (۲۰۰۹) در ارتباط با تشکیل آداکیت‌ها در شکل ۵-۴ نشان داده شده است.



شکل ۵-۴- مدل پترولوژیکی چگونگی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانشی کمان آتشفشانی (موین، ۲۰۰۹).

از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده در اعماق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری و در فشار ۲۵ کیلو بار ماگمایی ایجاد می‌شود که اگر این ماگما به درون گوشته بالایی صعود کند، پس از متاسوماتیسم کردن گوه گوشته‌ای و ذوب آن صعود کرده و ماگماهای آداکیتی گروه کم سیلیس و یا آندزیت‌های منیزیم بالا را تولید می‌نماید. ماگمای مذکور اگر در فشارهای کم تحت تأثیر فرایند تبلور تفریقی قرار گیرد، سنگ‌های حدواسط به وجود خواهد آمد (مکفرسون و همکاران، ۲۰۰۶؛ اولمر و همکاران، ۲۰۰۸).

دسته دیگری از آداکیت‌ها که معمولاً دارای مقدار سیلیس بیشتری هستند و به آنها آداکیت‌های سیلیس بالا می‌گویند از طریق فرایند زیر به وجود می‌آیند:

پوسته اقیانوسی فرورانده شده به زیر پوسته قاره‌ای، در ابتدای فرورانش، آب خود را از دست می‌دهد. این ورقه اقیانوسی در اعماق دچار دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت و یا اکلوزیت می‌شود. پس از

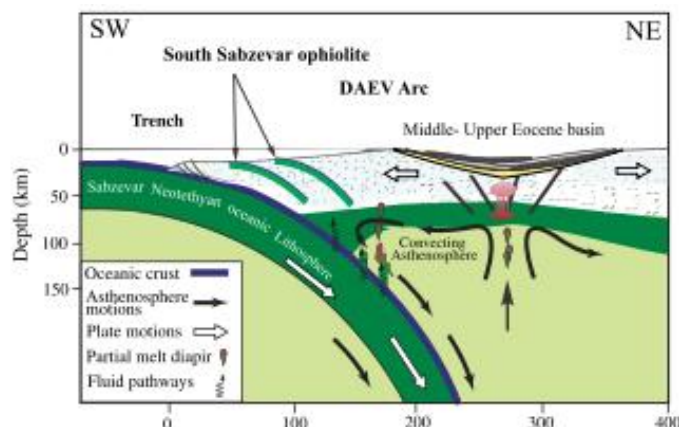
ذوب شدن این ورقه در اعماق، عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) که در فازهای پایدار در رخساره آمفیبولیت و یا اکلوزیت سازگارند، در محل منبع باقی مانده و عناصر ناسازگار همچون عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر نادر سبک (LREE) به همراه مذاب حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی به سمت گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده حرکت کرده و باعث ذوب آن می‌شوند و مذابی غنی از LILE و LREE تولید می‌کنند که طی صعود از میان گوشته و سپس پوسته دچار اختلاط ماگمایی، تفریق ماگمایی و آلایش پوسته‌ای خواهد شد. آداکیت‌های سیلیس بالا معمولاً حاصل تبلور مذاب‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده می‌باشند.

با توجه به اینکه از نمودارهای ژئوشیمیایی به این استنباط رسیدیم که آداکیت‌های مورد مطالعه، جزء آداکیت‌های کم سیلیس هستند، بنابراین با در نظر گرفتن زمین‌شناسی منطقه به تشریح چگونگی تشکیل آنها در مبحث بعدی خواهیم پرداخت.

۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای آداکیت‌های 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 در اواخر پالئوسن تا احتمالاً ائوسن بالایی تشکیل گردید که ضخامت زیادی از رسوبات و گدازه در آن نهشته شده است. قاسمی و رضایی (۲۰۱۵) در مقاله‌ای تحت عنوان پتروشیمی و موقعیت تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن داورزن-عباس‌آباد، شمال شرق ایران، مدل تکتونوماگمایی برای تشکیل حوضه‌های مورد نظر در محدوده عباس‌آباد-سبزوار ارائه کرده‌اند که در شکل ۵-۵ نشان داده شده است. 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 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. این گنبد‌ها، دایک‌ها و سیل‌ها غالباً در درون مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن رخنمون‌های محدودی از آنها همراه با سنگ‌های آذرین و دگرگونی نئوپروتروزوئیک و مارن‌های کرتاسه شده است.



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

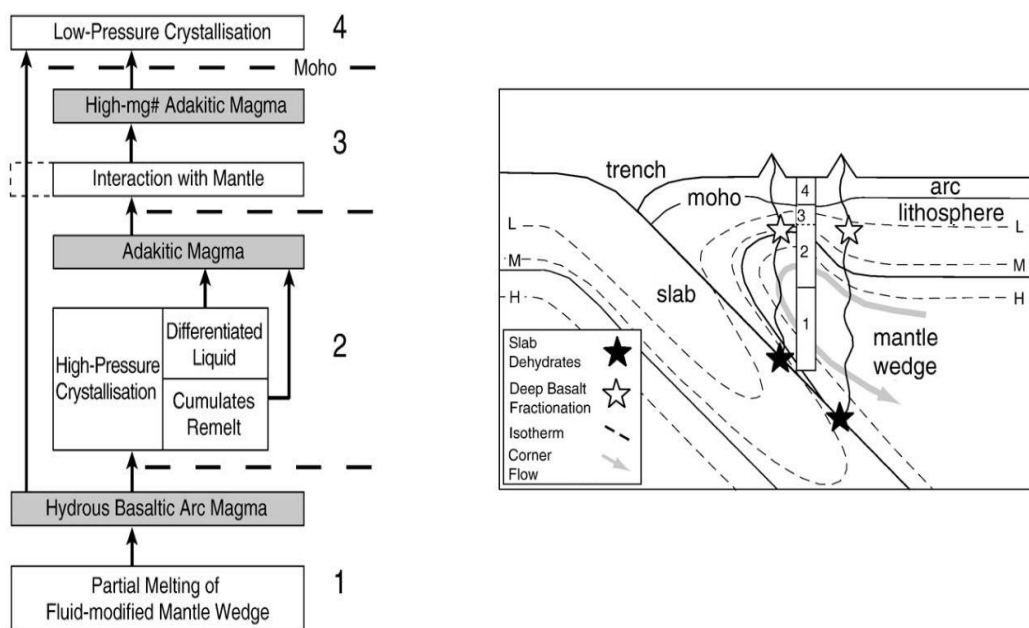
وقتی لیتوسفر اقیانوسی فرورانده می‌شود، سیالات آزاد شده از آن در طی دگرگونی، با گوه گوشته‌ای واکنش می‌دهند و پریدوتیت‌های متاسوماتیسم شده را به وجود می‌آورند، ذوب این پریدوتیت‌ها به ایجاد مذاب‌های کم سیلیس با منیزیم بالا منجر می‌شوند (شکل ۵-۶). این مذاب‌ها در پوسته تحتانی- میانی بصورت موضعی استقرار می‌یابد (شکل ۵-۷)، در این زمان متحمل تبلور تفریقی و آلیش پوسته‌ای شده‌اند. توقف کوتاه مدت ماگما و تبلور اولیه آن به تشکیل انباشته‌هایی از کانی‌های فرومنیزین به ویژه هورنبلند و پیروکسن (اوزیت) و تشکیل سنگ‌های نسبتاً دانه درشت با ترکیب گابرویی، دیوریتی، گابرو دیوریتی و پگماتوئیدی- دیوریتی منجر شده است. با صعود مجدد ماگمای تاحدودی تبلور یافته به ترازهای بالاتر پوسته، بخش‌هایی از ماگمای قبلاً تبلور یافته بصورت لخته‌های مافیک و انباشته‌های بلوری توسط ماگما حمل شده و بصورت آنکلاو تجلی پیدا کرده‌اند.

این مذاب‌ها ضمن صعود قطعاتی از سنگ‌های میزبان اتاق‌های ماگمایی را بصورت آنکلاوهای آمفیبولیتی، گنیسی، گابرویی و تونالیتی و ... با خود حمل کرده که به طور پراکنده در آنها یافت می‌شوند.

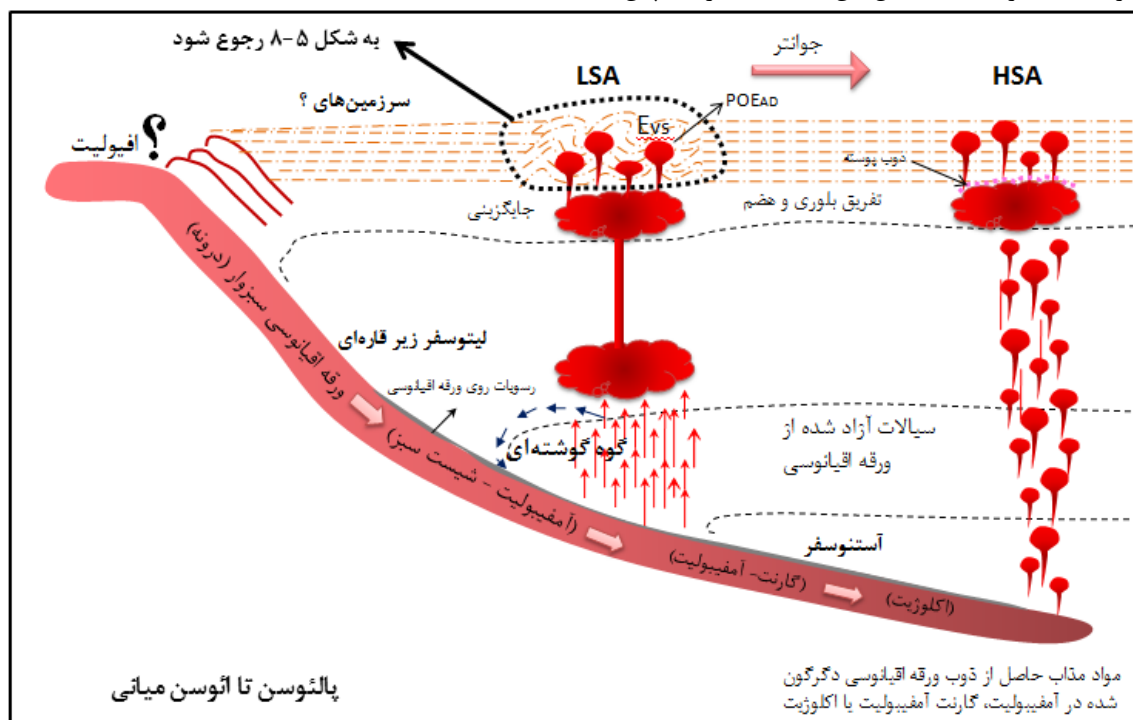
در نهایت مذاب‌هایی که به درون پوسته بالایی صعود کرده‌اند بصورت سیل، دایک و گنبد جای گرفته‌اند. سپس بر اثر بالا آمدگی و فرسایش، احتمالاً در اواخر الیگوسن یا در اوایل میوسن بر روی سطح زمین رخنمون پیدا کرده‌اند (شکل ۵-۸). وجود لایه‌های کنگلومرایی سرشار از قطعات سنگی تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی سرچشمه گرفته از گنبد‌های تراکی داسیتی و تراکی آندزیتی در شمال غرب روستای رضا آباد (خارتوران) در بین مارن‌ها و مارن‌های گچ دار الیگومیوسن 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.

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 ۵-۹).



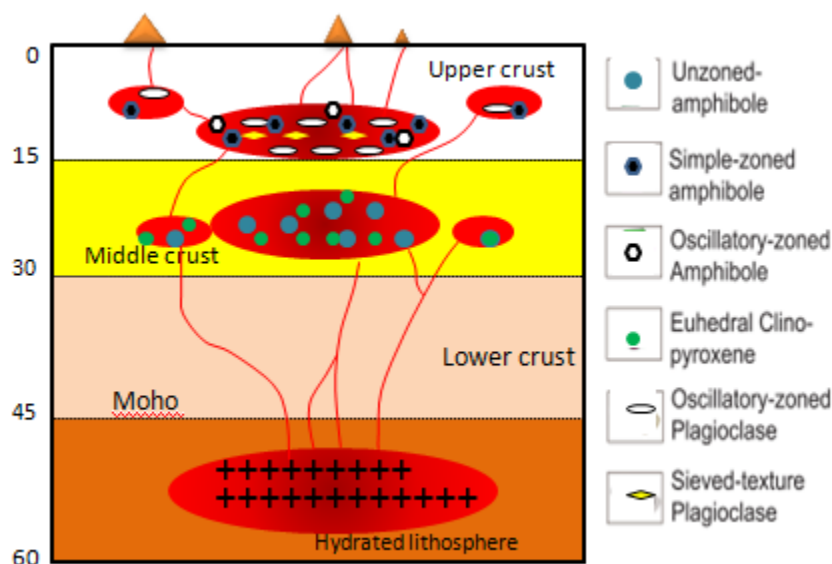
شکل ۵-۶- الگوی احتمالی پیشنهاد شده توسط مکفرسیون (۲۰۰۶)، برای تشکیل سنگ‌های آداکیتی کم سیلیس و فرایندهای مرتبط با تشکیل این آداکیت‌ها در فیلیپین.



شکل ۵-۷- الگوی نمادین نشان دهنده چگونگی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نیمه نفوذی آداکیتی جوان‌تر از ائوسن در منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار نظیر احمدآباد و مقیسه. لازم به ذکر است، نمایش همه فرایندهای دگیر در تشکیل آداکیت‌های مورد مطالعه در قالب یک مدل و به خصوص در یک شکل نمی‌تواند همه واقعیتهای را انعکاس دهد، ولی تا حد امکان به واقعیت نزدیک است.



شکل ۵-۸- الگوی نمادین 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 (بدون در نظر گرفتن ورقه فرورونده).



شکل ۵-۹- الگوی نمادین جایگزینی توده‌های آذرین نیمه‌عمیق (سنگ‌های آداکیتی مورد مطالعه) بعد از ائوسن منطقه سبزوار (جمشیدی و همکاران، ۲۰۱۵).

۵-۶- مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران و جهان

از مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با سایر آداکیت‌های مطالعه شده در ایران دریافتیم که این آداکیت‌ها بیشترین شباهت را با بخشی از آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند و آداکیت‌های منطقه شرق رژه دارند. آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند دارای طیف ترکیبی آندزیت- تراکی‌آندزیت، داسیت- تراکی‌داسیت، ریولیت و سینیت می‌باشند و در اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده (فرورانس ورقه اقیانوسی بیرجند متشکل از افیولیت‌های کرتاسه به زیر پوسته قاره‌ای کاذب متشکل از افیولیت‌ها و

سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی ائوسن) در یک زون فرورانش قوسی و در اثر تبلور تفریقی به همراه آلایش ماگمایی به وجود آمده‌اند که در این میان ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده نیز در این فرایند نقش بسزایی داشته است (دلور، ۱۳۸۹). آداکیت‌های منطقه باشتین نیز دارای طیف ترکیبی ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت هستند. این آداکیت‌ها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (فرورانش ورقه اقیانوسی سبزوار به زیر ورقه اقیانوسی دیگر) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی متوسط و تبلور تفریقی در فشار بالا حاصل شده‌اند (صالحی، ۱۳۸۷). نوار آتشفشانی کالک آلکالن - آلکالن سنوزوئیک جنوب قوچان در شمال نوار افیولیتی سبزوار که در آن گنبد‌های تراکی آندزیتی، آندزیتی، تراکیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریوداسیتی رخنمون دارد. شواهد ژئوشیمیایی موجود در این گنبد‌ها حاکی از ماهیت کالک آلکالن، نقش تبلور تفریقی و فرآیندهای هضم و آلایش 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 فرورونده شده سبزوار است (تنها، ۱۳۸۸، قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

سنگ‌های آداکیتی شهر فیروزه (غرب - شمال غرب نیشابور) دارای طیف ترکیبی تراکی آندزیت، 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). (جدول ۵-۱).

به احتمال قوی آداکیت‌های مورد مطالعه، حاصل تبلور مواد مذابی هستند که از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده سر چشمه گرفته‌اند. این آداکیت‌ها، با آداکیت‌های حاصل از ذوب پوسته پایینی و آداکیت‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانشی دارای تفاوت چشم‌گیری دارند. این تفاوتها به طور عمده شامل اختلاف در مقادیر Ba/La ، La/Yb ، Yb و Sr/Y است.

مقایسه مربوط به این بحث به صورت جداول ارائه شده است (جدول ۵-۱ و جدول ۵-۲).

جدول ۵ - ۱- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط ایران.

آداکیت‌های شهر فیروزه (غرب نیشابور)	آداکیت‌های منطقه باشتین (غرب سبزوار)	آداکیت‌های جنوب قوچان	آداکیت‌های جنوب غرب بیرجند	آداکیت‌های منطقه شرق رژه	آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه	ویژگی مورد بررسی
۶۷/۸۶ - ۶۰/۰۹	بیشتر از ۶۹/۳	بیشتر از ۶۱/۳	۵۶ - ۶۱/۵	۵۱/۳۸ - ۵۹/۰۲	۴۸ - ۵۸	SiO ₂
بیشتر از ۱۶/۳۸	کمتر از ۱۷/۶۶	بیشتر از ۱۶/۳۸	۱۵ - ۱۷	۱۵/۲۶ - ۱۶/۷۸	۱۴/۵۸ - ۱۷/۸۳	Al ₂ O ₃
۱/۶۷ - ۳۷/۳	کمتر از ۴/۹۸	کمتر از ۳/۵	۳/۱ - ۳/۵	۳/۹ - ۹/۰۹	۲/۶۱ - ۸/۷۰	MgO
۴/۶ - ۶/۹۲	۴ - ۶	۳/۷ - ۶/۵	۳/۵ - ۴/۵	۳/۳۳ - ۵/۰۱	۳/۷۹ - ۵/۵۸	Na ₂ O
۰/۴۵ - ۱/۹۸	۳ (میانگین)	۰/۷ - ۳/۴	۲/۵ - ۵	۲/۴۷ - ۳/۴۶	۱/۸۶ - ۳/۵۰	K ₂ O
۲۱۹ - ۹۹۴	بیشتر از ۴۹۷	۱۳۰ - ۷۳۰	۵۹۸ - ۱۱۰۰	۴۷۹ - ۱۰۲۱	۵۶۶/۱ - ۱۵۰۶/۲	Sr(ppm)
فقدان آنومالی Eu منفی	فقدان آنومالی Eu منفی	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی Eu منفی	فقدان آنومالی Eu	فقدان آنومالی Eu منفی	Eu
کمتر از ۱۸/۶	کمتر از ۱۵	کمتر از ۱۸/۶	۱۴ - ۲۰	۱۰/۶ - ۱۴/۵	۱۰/۸ - ۱۷/۳	Y(ppm)
۲۱ - ۸۸	بیشتر از ۲۰	۴۶/۵۷ (میانگین)	۱۹/۳ (میانگین)	۴۱ - ۸۰	بیشتر از ۲۰	Sr/Y
۱ - ۱/۶۷	کمتر از ۱/۹	کوچکتر از ۱/۵۴	۱/۹ (میانگین)	۱۰/۳ - ۱/۴۴	۱/۰۸ - ۱/۵۱	Yb(ppm)
۷ - ۱۱	بیشتر از ۱۶	۲۵/۶ (میانگین)	۱۹/۸ (میانگین)	۹ - ۱۴	۸/۰۵ - ۱۱/۵۴	La/Yb
HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	(Ta, Nb) HFSE
۱/۷ (میانگین)	۱۰/۵ (میانگین)	۱/۸ (میانگین)	۲/۶ (میانگین)	۴/۳۵	۴/۶۴ (میانگین)	Rb/La
۱۸/۵	۸۴ (میانگین)	۱۸ (میانگین)	۱۲ (میانگین)	۲۸/۲۳	۲۴/۱ (میانگین)	Ba/La
دهنوی (۱۳۸۸)	صالحی (۱۳۸۷)	تنها (۱۳۸۸) و قاسمی و همکاران (۱۳۸۹)	دلاور (۱۳۸۹)	ساداتی جمالی (۱۳۹۳)	منصوری مقدم (۱۳۹۴)	منبع

جدول ۵ - ۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با آداکیت‌های سایر نقاط جهان.

کمپلکس آداکیتی Xuelonghao در جنوب چین	آداکیت‌های شمال غربی کراتون غرب آفریقا	آداکیت‌های دابی (چین مرکزی)	آداکیت‌های جنوب تبت	آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه	نحوه تشکیل
۶۲ - ۷۲	۵۰ - ۷۳	۵۷ - ۶۳/۵	۵۱/۰۸ - ۷۱/۰۳	۴۸ - ۵۸	
۱۴/۳ - ۱۷/۷	۱۳ - ۱۹/۷	۱۴/۳ - ۱۶/۳	۱۵/۴۷ - ۱۷/۶۸	۱۴/۵۸ - ۱۷/۸۳	
۰/۲ - ۲/۳	۰/۸ - ۰/۱۵	۲/۱۳ - ۴/۵۵	۰/۶۷ - ۵/۲	۲/۶۱ - ۸/۷۰	
۴/۱ - ۶/۷	۲ - ۶/۴	۳/۹ - ۴/۱۸	۲/۸۵ - ۵/۵۳	۳/۷۹ - ۵/۵۸	
۰/۴ - ۱/۹	۰/۲ - ۱/۳	۲/۵ - ۳/۴۸	۲/۳۶ - ۶/۸۹	۱/۸۶ - ۳/۵۰	
۳۲۰ - ۷۷۵	۱۰۸ - ۴۹۸	۵۸۰ - ۷۸۰	۶۷۵ - ۱۳۰۹	۵۶۶/۱ - ۱۵۰۶/۲	
فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی Eu منفی	فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی Eu منفی	Eu
۵/۴ (میانگین)	کمتر از ۲۱/۴	۱۳ - ۲۱	۴/۴۳ - ۱۶/۷	۱۰/۸ - ۱۷/۳	Y(ppm)
۱۲۲/۷ (میانگین)	۲۵ (میانگین)	۳۰/۵ - ۴۹	۱۰۶/۴ (میانگین)	بیشتر از ۲۰	Sr/Y
۰/۵	کمتر از ۲	۱/۲ - ۱/۹	۰/۳۹ - ۱/۵۳	۱/۰۸ - ۱/۵۱	Yb(ppm)
۲۲/۵ (میانگین)	۹/۲ (میانگین)	۳۰ (میانگین)	۵۵ (میانگین)	۸/۰۵ - ۱۱/۵۴	La/Yb
HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE کم	HFSE (Nb, Ta)
۶/۲ (میانگین)	۱/۳ (میانگین)	۳ (میانگین)	۱/۹ (میانگین)	۴/۶۴ (میانگین)	Rb/La
۱۰۴/۵ (میانگین)	۲۱/۵ (میانگین)	۱۵ - ۶۰	۱۹/۸۸ (میانگین)	۲۴/۱ (میانگین)	Ba/La
ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و واکنش مذاب حاصله با گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی پوسته پایینی و واکنش با پریدوتیت گوه گوشته‌ای	ذوب بخشی پوسته پایینی		
ژوو و همکاران (۲۰۰۶)	براووز و همکاران (۲۰۰۴)	وانگ و همکاران (۲۰۰۷)	دی چانگ زو (۲۰۱۲)	منصوری مقدم (۱۳۹۴)	منبع

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادها

۶-۱- نتیجه گیری

مهمترین نتایجی که می توان از این تحقیق گرفت به قرار زیر می باشند:

- منطقه مورد نظر بخشی از نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی است که فعالیت های ماگمایی آن عمدتاً در دوره زمانی ائوسن بالایی به وقوع پیوسته است.
- در این منطقه تعدادی گنبد نیمه عمیق با ترکیب غالب تراکی آندزیتی و تراکی آندزی بازالتی وجود دارد. میزبان این گنبدها مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن است.
- این گنبدها دارای آنکلاوهای متنوع با اندازه ها و اشکال مختلف هستند و بر حسب اینکه از جنس خود ماگما باشند یا نباشند، می توان آنها را به دو دسته زینولیتی و اتولیتی تقسیم بندی کرد. آنکلاوهای زینولیتی در واقع بیگانه سنگ های مربوط به پوسته قاره ای هستند که به همراه ماگما حمل شده اند و نشان دهنده آلایش و هضم پوسته ای بوده و شامل: آنکلاوهای گنیسی، آمفیبولیتی و میکاشیستی هستند. آنکلاوهای اتولیتی نیز مربوط به خود ماگما هستند و شامل آنکلاوهای هورنبلندیتی، آنکلاوهای پیروکسنیتی، و آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک هستند.
- سنگ های مورد مطالعه دارای ساخت جریانی، گلومروپورفیری و پورفیری هستند.
- کانی های اصلی این سنگ ها پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت هستند، کانی های فرعی شامل بیوتیت و کانی های اوپک می شوند و کانی های ثانویه آنها نیز کلسیت، کلریت و... می باشند. پلاژیوکلاز در واقع کانی فلسیک این سنگ ها به شمار می آید که هم به صورت ریز بلور در زمینه سنگ و هم به صورت فنوکریست مشاهده می شود. هورنبلند موجود در این سنگ ها بیشتر از نوع هورنبلند سبز است و در اکثر موارد با حاشیه سوخته حضور دارد. و پیروکسن این سنگ ها اغلب از نوع تیتان اوژیت بوده و در مواردی دارای ماکل ساعت شنی است.
- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر سیلیس (هارکر)، ضریب تفریق و انجماد نشان می دهند که تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی پدیده غالب در تحول ماگمای والد سازنده سنگ های مورد مطالعه است. البته با توجه به حضور گسترده لخته های مافیک متشکل از هورنبلند و اوژیت و

آنکلاوهای میکروگرانولار، اختلاط ماگمایی نیز در تحول سنگ‌های مورد مطالعه نقش ایفا کرده‌اند ولی به علت محدود بودن آنالیزهای شیمیایی و نحوه انتخاب نمونه‌های سنگی جهت آنالیز، انعکاس آن در نمودارهای ژئوشیمیایی به سادگی امکانپذیر نیست.

- نمونه‌های سنگی مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا هستند.

- عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه الگوی موازی و یکسان نشان می‌دهند، این موضوع نشان دهنده منشأ واحد برای ماگمای سازنده این نمونه‌ها است. غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان دهنده وقوع تبلور تفریقی و ماگماتیسیم نوع متآلومین نوع حاشیه قاره‌ای است و در ارتباط با فرایند فروانش ورقه اقیانوسی به زیر ورقه قاره‌ای حاصل می‌باشند.

- غنی‌شدگی از عناصری مانند K، Rb، Ba، Cs، U، Pb، Sr و Th نشان دهنده انجام تبلور تفریقی و آلایش پوسته‌ای است.

- ناهنجاری منفی P، Ta، Ti، Nb و ناهنجاری مثبت Pb از ویژگی‌های شاخص سنگ‌های کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای است.

- شواهدی که برای اختلاط ماگمایی می‌توان نام برد عبارتند از: لخته‌های مافیک (شواهد صحرایی)، حضور بافت‌های غیرتعادلی و خوردگی (شواهد پتروگرافی)، نمودار نسبت - نسبت Rb/Zr در برابر K_2O/Na_2O (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) و نمودارهای عنکبوتی (شواهد ژئوشیمیایی).

- نمودار نسبت Rb/Zr در برابر نسبت K_2O/Na_2O (اسپرانسا) نشان می‌دهد که نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلایش پوسته‌ای تبعیت می‌کنند.

- با توجه به نمودار Sr/Y در برابر Y (ppm) (کاستیلو، ۲۰۱۲) و مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها، این نمونه‌ها در زمره آداکیت‌ها قرار می‌گیرند. و همچنین با توجه به تقسیم‌بندی آداکیت‌ها به دو گروه کم سیلیس و غنی از سیلیس (توسط

مارتین و همکاران، ۲۰۰۵)، آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه به گروه آداکیت‌های کم سیلیس تعلق دارند.

- همچنین مقایسه آداکیت‌های رزه با آداکیت‌های مطالعه شده در نقاط مختلف جهان بیانگر آن است که این آداکیت‌ها بسیاری از ویژگی‌های آداکیت‌های مرتبط با گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده را نشان می‌دهند و با آداکیت‌های مرتبط با ذوب بخشی پوسته پایینی که دارای مقادیر بالاتر نسبت‌های Ba/La و Sr/Y , La/Yb , Rb/La هستند، تفاوت‌های آشکاری دارند.

در مجموع با توجه به شواهد ژئوشیمیایی ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده مناسب‌ترین منشأ برای تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۶-۲- پیشنهادها

- انجام آزمایشات سن سنجی برای تعیین سن دقیق گنبدها.
- آنالیزهای میکروپروپ بر روی برخی کانی‌های مناسب برای دما و فشار سنجی.
- تعیین نسبت‌های بعضی از ایزوتوپها به منظور تعیین دقیق ویژگی‌های محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.
- مطالعه عوامل ساختاری و زمین ساختی موجود در منطقه به منظور تعیین نحوه جایگیری گنبدهای نیمه عمیق در سنگ میزبان آنها.

منابع

منابع فارسی:

- امامی م ه، (۱۳۷۹)، ماگماتیسیم در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- اشتوکلین و همکاران (۱۳۵۲)، "بررسی مقدماتی زمین‌شناسی در لوت مرکزی، شرق ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، ص ۶۳۰.
- آقابات‌ی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ص ۶۰۶.
- بحیرایی ز، خلعت‌بری جعفری م، (۱۳۹۲)، "ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده رژه، جنوب شاهرود"، اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه دامغان.
- بحیرایی ز، (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد: "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی شمال تا شمال باختری تروند"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- برهمند م، قاسمی ح، (۱۳۸۹)، "ب، بررسی عوامل تهی‌شدگی و تهی‌نشُدگی 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 علیشه ف، جهانگیری ا (۱۳۹۲)، "مطالعات زمین شیمی سنگ‌های آتشفشانی سه‌سند (شمال غرب ایران)" مجله ژئوشیمی، سال اول، شماره چهارم، صفحات ۳۰۱ تا ۳۰۸.

- 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، ۱۸۸ ص.

- جمشیدی خ، قاسمی ح، صادقیان م، (۱۳۹۳)، "سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار" مجله پترولوژی، سال پنجم، شماره هفدهم، صفحات ۵۱ تا ۶۸.

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

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

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

- خاکی خ، امامی، م ه، محمدی س س، نصر اصفهانی ع، (۱۳۹۰)، "سنگ‌شناسی و جایگاه زمین- ساختی سنگ‌های آذرین ترشیری در منطقه دوکوهه (جنوب غرب بیرجند)" مجله بلورشناسی و کانی- شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره چهارم، صفحات ۷۳۵ تا ۷۴۸.

- خواجه زاده، م ح، (۱۳۸۸)، پایان نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان". دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

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

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

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

- 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 پلیوکواترنر جنوب غرب سرچاه‌شور (صمد آباد)"، هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه تبریز.

- دهنوی ن، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه شهر فیروزه (غرب نیشابور) و کانه‌زایی وابسته به آن"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵ ص.

- دهنوی ن، مهدی زاده شهری ح، صادق‌یان م، (۱۳۸۷)، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب-ولکانیک شهر فیروزه (بزغان) در غرب نیشابور"، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

- سعیدی، س. (۱۳۸۹)، پایان‌نامه ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک بیرجند"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه آزاد واحد شاهرود.

- سلطانی، ا. (۱۳۸۵)، "تعیین سن بیوتیت-سنگ کل به روش Rb-Sr روی گرانیت کاشمر، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

- رحمتی ایلخچی، م. (۱۳۸۲)، گزارش ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- صادقی ع، (۱۳۸۸): پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "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، صفحات ۱۲۴۱ تا ۱۲۴۸.

- صالحی نژاد ح، صادق‌یان م، قاسمی ح، (۱۳۸۷) "ژئوشیمی و پتروژنز ماگماتیسم آداکیتی در منطقه باشتین، غرب سبزوار"، دوازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، اهواز.

- صالحی نژاد، ح. (۱۳۸۷)، پایان‌نامه ارشد، "بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد‌های ساب‌ولکانیک منطقه باشتین (جنوب غربی سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- فارسی ز، (۱۳۸۶): پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)"، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فارسی ز، صادقیان م، (۱۳۸۶)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- فتح آبادی، ف. (۱۳۹۳)، پایان نامه ارشد، "زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب-ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غربی سبزوار)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فتح آبادی ف، قاسمی ح، (۱۳۹۳)، "شواهد ماگماتیسیم آداکیتی پرسیلیس بعد از ائوسن در منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)". هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، آبان ماه ۱۳۹۲.
- فتح آبادی ف، قاسمی ح، صادقیان م، جمشیدی خ، (۱۳۹۳)، "پترورنز گنبد های آداکیتی نئوژن منطقه مقیسه (جنوب غرب سبزوار)"، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور.
- فتح آبادی ف، قاسمی ح، صادقیان م، جمشیدی خ، (۱۳۹۲) "پترورنز گنبد های ساب ولکانیک منطقه مقیسه (جنوب غربی سبزوار)"، هفتمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، خرم آباد.
- قاسمی ح، الهیاری س، طاهری ع، صادقیان م، (۱۳۹۲)، " موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگ های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود". پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، سال بیست و نهم، شماره اول، ۴۴-۲۵ ص.
- قاسمی ح، برهمند م، صادقیان م، (۱۳۹۰)، "گدازه های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهی 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، خانعلی زاده ع، (۱۳۸۷)، "اولین گزارش از ماگماتیسیم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران. اهواز.
- قاسمی ح، جمشیدی خ، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، صفحه ۷۱۴-۶۹۹.

- قاسمی ح، صادقیان م، خانعلیزاده ع، تنها ع، (۱۳۸۹)، "سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن تابش سنجی گنبد‌های آداکیتی پرسلیس کمان قاره‌ای نئوژن، جنوب قوچان". مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران ۳: ۳۴۷-۳۷۰.

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

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

- محمدی س، زرین‌کوب م ح، کرامتی ف، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی تشریری منطقه حسین آباد (جنوب باختر بیرجند، خاور ایران)" مجله پترولوژی، سال دوم، شماره ششم، صفحه ۸۳ تا ۹۶.

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

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

- معین وزیری ح و احمدی ع، (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ص ۱۷۵.

- موسوی ا، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندر سر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زایی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- ولی زاده م، صادقیان م، اکرمی م ع، (۱۳۸۰)، "انکلاوهاو پترولوژی گرانیت"، مترجم، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۸۲۳.

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.
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Chrif, A., Ait- Ayad, N., and Moreira, M.E., (2006)."The early- Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco; Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", Journal of African Earth Science, 44, 396- 410.
- Atherton, M.P., Petford, N, (1993)."Generation of sodium- rich magmas from newly underplated basaltic crust". Nature 362, 144- 146.
- Balaghi Einalou, M., 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, 2014.
- Beraaouz, EH., Ikenne, M., Madi, A., Lahmam, M., Gosquet, D, (2004)."Neoproterozoic granitoids associated with the Bou- Azzer ophiolitic melange (Anti- Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in a segment at the NW edge of the West- African craton". Journal of African Earth, 39, 285- 293.
- Best M.G., Christiansen E.H., (2001) "Igneous Petrology. Blackwell Science". 458pp.
- Best G. (2003) "Igneous and metamorphic petrology". 729pp.
- Castillo, P.R., (2006)"An overview of adakite petrogenesis". Chinese Science Bulletin 51, 257- 268.
- Castillo, R., (2012)" Adakite petrogenesis". USA. journal of Lithos, 304- 316.

- Cox K.G., Bell, J.D., Pankhursts, R.J., (1979). "The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin", 450 p.
- Davidson J.P., De Silva S.L., Holden P. and Holliday A.N., (1987) "Small-Scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more sillicic host". *Journa Geophysics*. Vol 95, pp 17661-17675.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere" . *Nature* 347, 662-665.
- Devin G.D. Singurdsson H.J volc."Geotherm" Res (1995) 69- 35.
- Didier, J., 1964, Etue petrographique des enclaves de quelques granites du Massif Central Francais, Ann, Fac. Sci. Univ. Clermont- Ferrond, 23:254pp.
- Didier, J., 1973, Granite and Their Enclave: The Bearing of Enclave on the origion of granites. *Devolopment in petrology*, 3 Elsevier, Amesterdam, 393pp.
- Esperanca, S., Crisci, M., derosa, R., 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* 86, 323-334 .
- Gao S., Rudnick R. L., Yuan H. L., Liu X. M., Liu Y. S., Xu W. L., Ling W. L., Ayers J., Wang X. C., and Wang Q. H. (2004)"Recycling lower continental crust in the North China craton". *Nature* 432, 892- 987.
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., Zhang, W., (2005). "Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis". *Journal of Petrology* 46, 33- 78.
- Gupta Alok K. (2007) "Petrology and genesis of igneous rocks". 479 pp.

- Harker, A., (1909). "The Natural History of Igneous Rock, Methuen Co. London".
- Hibbard, M. Sabatiye, J., (1998). "The magma mixing origin of mantal feldspars. Contrib. Mineral". Petrol. vol 79, PP 158- 170.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A.(1971). "A guide to chemical classification of the common volcanic rocks". Can. J. Sci, 8, 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).
- Kamei, A, (2004). "An adakitic pluton on Kyushu Island, southwest Japan arc tsushi". Journal of Asian Earth Sciences 24, 43- 58.
- Kay, R.W., Kay, S.M., (1993). "Delamination and delamination magmatism". Tectonophysics. 219, 177- 189.
- Kuno H., (1975). "Differentiation of Hawaiian magmas". Japanese. J. Geol, Geog, 28.
- Macpherson, C.G., Dreher, S.T., Thirlwall, M.F., (2006). "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines". Earth and Planetary Science Letters 243, 581– 593.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D. (2005). "An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite

(TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution“. *Lithos* 39, 1- 24.

- Middlemost, E.A.K., (1994). “Naming materials in The magma/igneous rock System”. Longman Group u. k., pp. 73- 86.

-Moyen, J.F., (2009). “High Sr/Y and La/Yb ratios: “The meaning of the“adakitic signature”. *LITHOS*.

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

- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G. (1984). Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. 25. PP .983- 956.

- Peccerillo R., Taylor S.R. (1976). “Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey”. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63- 81.

-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.

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

- Rollinson, H. (1993). “Using geochemical data: ealuation, presentation, interpretation”. Longman.

- Sen, N. Dunn, NG ., (1994). C. Sen and T. Dunn, “Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites”. *Contrib. Mineral. Petrol.* Vol. 117, pp. 394- 409.

- shabanian, E. Acocella, V. Gioncada, A. Ghasemi, H. Bellier, O,(2012). "Structural control on volcanism in intraplate post collisional setting: Late Cenozoic to Quaternary examples of Iran Eastern Turkey". *Journal of TECTONICS*, vol. 31, TC3013.25.
- 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.
- Slaby, E., Gotze, J.(2004). "Feldspar crystallization under magma mixing conditions shown by cathodoluminescence and geochemical modelling: a case study from the Karkonosze pluton (SW Poland)". *Mineralogical Magazine*, Vol. 68, pp. 561-577.
- Spise. O., Lencsh. G., Mihm, A., (1980). Geochemistry of the post-ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Guchan/NE-Iran. Internal report of geological and mining exploration of Iran, pp. 248- 263.
- 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 interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc". *Journal of petrology*, vol. 36, pp. 1505- 1527.
- 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.

-Sun, S.S., and MC Donough, 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, 42, 313- 345.

- Thoronton , C.P., and Tattle. O.F., (1960). "chemistry of igneous rocks: Differentiation index, Am". Sci., v258. 664- 684.

- Ulmer, P.,(2008). "Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels: experimental and petrologic constraints".Periodico Di Mineralogia, 76 (2- 3), 309- 325.

- Wang, Q., Wyman, D.A., Zhao, Z.H., Xu, Ji.F., Bai, Z.H., Xiong X.L., Dai, T.M., Li, C.F., Chu, Z.Y., (2007). "Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb- enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt". Chemical Geology 236, 42- 64.

- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xiong, X.L., Ma, J.L., (2006) "Petrogenesis of adaktic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, for thegenesis of porphyry copper mineralization".J. Petrol.47, south China: implications 119- 144.

-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. and Floyd P.A., (1977) “Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements”. *Chemical Geology*. Vol 20, pp 249-287.
- Winter O, (2001) “An introduction of igneous and metamorphic petrology”. Department of Geology Whitman 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) “Mesozoic 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.FU., (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

The study area is part of north of central Iran magmatic belt. It is located at 100 to 120 kilometers from Shahrood and at 30 kilometers to south – east from Sahl village, more precisely. North of central Iran magmatic belt includes a Paleocene to middle Eocene volcanic and volcano - sedimentary sequence. Volcanic rocks in this sequence have a trachy – basaltic to trachy- andesitic composition. Sedimentary rocks of this sequence are composed of crystal tuff, crystal- lithic tuff, lithic tuff, conglomerate, sand stone, silt stone, marl, gypsum-bearing marl and smaller amounts of nummulitic lime stones. Some sub volcanic bodies, in form of domes and dikes, cut the volcano-sedimentary sequence in upper Eocene. These bodies have a trachy- andesitic basalt to trachy- basalt composition. Their main minerals consist of plagioclase (andesine-oligoclase), clinopyroxene (augite), green hornblende (to oxy- Hornblende). Two groups of autolith enclaves (mafic Hornblenditic, Hornblenditic- pyroxenitic and mafic micro granular clods) and xenolith enclaves (micaschistic, amphibolitic, gabbroic, tonalitic) can be found in this rocks.

According to chemical analysis, fractional crystallization, assimilation and crustal contamination took part in evolutions of the plutonic igneous rocks parent magma. These rocks have an enrichment in light rare earth elements (LREE) and large ion lithophile elements (LILE) such as La, Ce, Nd, K, Rb, Sr, Th, U and a depletion in heavy rare earths elements (HREE) and high field strength elements (HFSE) such as Nb, Ta, Ti, Y, Yb, Lu. These Features are compatible with those of continental margin magmatic arc rocks.

According to geochemical properties, the domes and the trachyandesite -basaltic to trachy- andesitic dikes fall in to low silica adakite (LSA) class. Low silica adakite is the result of crystallization of magmas which derived from modified peridotitic mantle wedge melting.

According to geology of the area and general geology of the northern and north- eastern Iran in Eocene time, Sabzevar (Daruneh) neotethian oceanic crust subduction under Alborz southern edge and melting and evolution of mantle wedge (as a result of the subduction) lead to form these magmatic rocks.

Key words: dome, trachy- andesite, mantle wedge, metasomatism, adakite, Sabzevar, Shahrood, Sahl.



Shahrood University

Faculty of Earth Sciences

MSc thesis

**Petrology and geochemistry of subvolcanic domes
in southeast of Sahle area (NE Torud)**

Batoul Mansouri Moghaddam

Supervisor:

Dr. M. Sadeghian

Advisor:

Dr. H. Ghasemi