



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

عنوان

بررسی پترولوژی و ژئوشیمی گنبد های ساب ولکانیک منطقه باشتین،
(جنوب غربی سبزوار)

نگارش

حمیده صالحی نژاد

اساتید راهنما

دکتر محمود صادقیان

دکتر حبیب ا.. قاسمی

استاد مشاور

دکتر فرج ا.. فردوست

بهار ۱۳۸۷

تشکر و قدردانی

سپاس بی کران خدائی را که به من توانائی بخشید تا این تحقیق را به سر منزل مقصود رسانم. اکنون که گردآوری این پایان نامه به پایان رسیده، فرصت را غنیمت شمرده تا از تلاش‌های بی‌شائبه پدر و مادر مهربانم، اساتید راهنما، مشاور و داوران محترم صمیمانه تشکر نمایم.

از اساتید راهنما دکتر محمود صادقیان و دکتر حبیب‌ا... قاسمی که در گردآوری این مجموعه با راهنمایی‌های مشفقانه و پی‌گیرهای مستمر خود اینجانب را یاری کردند تشکر می‌نمایم. از دکتر فرج‌ا... فردوست که در مقام استاد مشاور از نقطه نظرات و راهنمایی‌های سودمندشان بهره‌جستم و کمک‌های بی‌دریغشان شامل اینجانب شد سپاس‌گذاری می‌کنم. از داوران محترم این رساله آقای دکتر حسین مهدی‌زاده شهری و سرکار خانم دکتر آرزو عابدی و که با نکته‌سنجی این پایان نامه را مطالعه نمودند و نقایص و کاستی‌های آن را گوشزد نمودند تشکر و قدردانی می‌نمایم.

از دوستان عزیزم خانم‌ها الهام شاه‌حسینی، سارا حاج‌ملک، ملیحه خاکشور، نسرین زرین‌دست، سهیلا کلوانی، مریم فرهادی، زری بلاغی، زهره فارسی، مهتاش بهمنی و آقایان مشکین و خانعلی‌زاده، و سایر دوستانی که ذکر نامشان در اینجا مقدور نیست تشکر می‌نمایم.

از خانم‌ها ساناز محمدرضایی و وحیده صالحی که در تایپ و تدوین این مجموعه مرا یاری کردند، نهایت تشکر را دارم.

چکیده

منطقه باشتین، با مساحت تقریبی ۱۵۰ کیلومترمربع در غرب سبزوار، در استان خراسان رضوی قرار گرفته است. این منطقه، بخشی از زون افیولیتی سبزوار است. که تعداد زیادی گنبد نیمه عمیق با ترکیب آندزیت تا ریولیت در مجموعه افیولیتی مذکور و سنگهای همراه آنها نفوذ کرده‌اند. قطعاتی از سنگهای میزبان شامل توفهای سیلتستونی، ولکانی کلاستها و هارزبورژیتها به صورت آنکلاو در این گنبدها یافت می‌شوند. حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی نشأت گرفته از این گنبدها در کنگلومرهای پلیوسن- پلیستوسن و عدم حضور آنها در واحدهای مارنی میوسن نشان می‌دهد که احتمالاً این گنبدهای در مرز زمانی میوسن- پلیوسن در سطح زمین رخنمون یافته‌اند. البته در بخشهای شمالی تر یعنی به سمت نوار آتشفشانی اسفراین- قوچان، گنبدهای ساب ولکانیک با ترکیب مشابه ولی بسیار جوانتر نیز یافت می‌شود که سن آنها حدود ۲ ملیون سال می‌باشد. سنگهای نیمه عمیق یا بیرونی دانه ریز تا دانه متوسط هستند. در برخی موارد این سنگها به قدری دانه ریز هستند که شناسایی اجزاء سازنده آنها با چشم غیرمسلح امکان‌پذیر نیست. سنگهای مورد مطالعه عمدتاً بافت پرفیری، گلومروپرفیری، پرفیری میکرولیتی، پرفیروئیدی و میکروگرانولار نشان می‌دهند. این سنگها همچنین دارای ماهیت متآلومین بوده و به سری کالک-آلکانل پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند. روندهای مشاهده شده در نمودارهای ژئوشیمیایی مختلف (نمودارهای هارکر، نمودارهای ضریب تفریق و...)، وقوع فرایند تفریق بلوری ماگمایی را برای تحول سنگهای مورد مطالعه تأیید می‌کند. سنگهای مورد نظر دارای ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها هستند و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می‌گیرند. بررسیهای پتروژنتیکی حاکی از آن است که این سنگها از ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (متابازیت) در یک زون فرورانش قوسی، از طریق نرخ ذوب بخشی متوسط و تبلور تفریقی در شرایط فشار بالا، حاصل شده‌اند. ضمناً ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته یا جایگزینی در نوار افیولیتی، متحمل فرایندهای تفریق و آلیش ماگمایی (AFC) شده‌اند. حضور آنکلاوهایی از جنس سنگهای میزبان در گنبدهای مورد مطالعه شده، مؤید این امر است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، گنبدهای ساب ولکانیک، آداکیت، باشتین، سبزوار.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
تشکر و قدردانی	الف
چکیده	ب
فهرست مطالب	ج
فهرست جداول	و
فهرست اشکال	و

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه	۱
۲-۱- موقعیت جغرافیایی	۱
۳-۱- راههای ارتباطی	۲
۴-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۳
۵-۱- ژئومورفولوژی	۴
۶-۱- مطالعات قبلی	۴
۷-۱- اهداف مطالعه	۵
۸-۱- روش‌های مطالعاتی	۶

فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۱-۲- مقدمه	۷
۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه	۷
۳-۲- واحدهای سنگی منطقه	۹
۱-۳-۲- واحد افیولیتی سبزوار	۱۱
۲-۳-۲- واحد رسوبی - آتشفشانی ائوسن	۱۱
۳-۳-۲- واحد مارنی میوسن	۱۲
۴-۳-۲- سنگهای آذرین اسیدی و حدواسط بعد از ائوسن	۱۳
۴-۳-۲- الف- هاله دگرگونی مجاورتی	۱۶
۴-۳-۲- ب- آنکلاوهای موجود در سنگهای نیمه عمیق	۱۷
۴-۳-۲- ج- دگرسانی در گنبدیهای نیمه عمیق	۱۹

۲۱.....	۲-۳-۵- واحد کنگلومرای پلیوسن.....
۲۱.....	۲-۳-۶- واحد کنگلومرای پلیوکواترنر.....
۲۳.....	۲-۳-۷- واحدهای سنگی کواترنر.....
۲۳.....	۲-۳-۷- الف- واحد رسوبی کواترنر.....
۲۳.....	۲-۳-۷- ب- واحد آذرین کواترنر.....
۲۳.....	۲-۴- زمین شناسی ساختمانی.....
۲۴.....	۲-۴-۱- بررسی عملکرد گسلها و روند کلی آنها.....
۲۴.....	۲-۵- پتانسیل‌های معدنی (معادن سنگ ساختمانی).....
۲۶.....	۲-۶- نتیجه‌گیری.....

فصل سوم: پتروگرافی

۲۸.....	۳-۱- مقدمه.....
۲۸.....	۳-۲- ویژگیهای پتروگرافی سنگهای منطقه.....
۲۸.....	۳-۲-۱- ریولیتها.....
۳۵.....	۳-۲-۲- داسیت و تراکی داسیت.....
۳۸.....	۳-۲-۳- آندزیت و تراکی آندزیت.....
۴۳.....	۳-۳- ترتیب تبلور.....
۴۴.....	۳-۴- نتیجه‌گیری.....

فصل چهارم: ژئوشیمی

۴۶.....	۴-۱- مقدمه.....
۴۶.....	۴-۲- آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها.....
۴۷.....	۴-۳- آماده‌سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی.....
۵۵.....	۴-۴- کاربرد نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی و نامگذاری آنها.....
۵۵.....	۴-۵- رده‌بندی و نامگذاری سنگهای نیمه عمیق.....
۵۶.....	۴-۵-۱- طبقه‌بندی نورماتیو.....
۵۶.....	۴-۵-۲- طبقه‌بندی شیمیایی.....
۵۸.....	۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات.....
۵۹.....	۴-۶-۱- نمودارهای هارکر.....

۶۱	۴-۶-۲- نمودارهای هارکر برخی عناصر کمیاب
۶۱	۴-۶-۳- نمودارهای شاخص تفریق
۶۲	۴-۶-۴- نمودارهای شاخص انجماد
۶۲	۴-۷- تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه
۶۸	۴-۸- نمودارهای عنکبوتی
۷۰	۴-۹- بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای نیمه عمیق
۷۲	۴-۹-۱- تقسیم‌بندی آداکیتها
۷۴	۴-۱۰- نتیجه‌گیری

فصل پنجم: پتروژنز و جایگاه تکتونیکی

۷۵	۵-۱- مقدمه
۷۵	۵-۲- آداکیت چیست؟
۷۷	۵-۲-۱- تقسیم‌بندی آداکیتها بر اساس میزان سیلیس
۷۸	۵-۲-۲- تقسیم‌بندی آداکیتها بر اساس ژنز
۸۰	۵-۲-۲- الف- نمودار La/Yb در مقابل Yb
۸۱	۵-۲-۲- ب- نمودارهای ژو و همکاران
۸۳	۵-۲-۲- ج- نمودار Sr/Y در مقابل Y
۸۳	۵-۳- بررسی نقش هضم، آلیش و تفریق ماگمایی در تحول سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه
۸۴	۵-۴- بررسی جایگاه تکتونیکی آداکیتها
۸۷	۵-۵- مدل تکتونیکی برای تشکیل ماگماهای آداکیتی مورد مطالعه
۹۳	۵-۶- نتیجه‌گیری

فصل ششم: نتیجه‌گیری نهایی و پیشنهادات

۹۴	۶-۱- نتیجه‌گیری نهایی
۹۵	۶-۲- پیشنهادات

منابع

۹۶	منابع فارسی
۹۹	منابع لاتین

فهرست جداول

- جدول ۱-۲- فسیلهای شاخص ائوسن یافت شده در سنگهای منطقه مورد مطالعه ۱۲
- جدول ۱-۴- مشخصات و مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌های سنگی آنالیز شده بر حسب UTM ۴۸
- جدول ۲-۴- نتایج آنالیز شیمیایی سنگهای نیمه عمیق منطقه باشتین سبزوار ۴۹
- جدول ۳-۴- مقادیر نورماتیو نمونه‌های سنگی مورد مطالعه ۵۳
- جدول ۴-۴- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو ۷۱
- جدول ۱-۵- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمی آداکیتها با ماگماهای مشابه ۷۸
- جدول ۲-۵- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتهای مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان ۹۱

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی آن ۲
- شکل ۲-۱- نقشه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۳-۱- تصویر ماهواره‌ای Landsat منطقه مورد مطالعه ۳
- شکل ۴-۱- الف- تصویری از گنبد ریولیتی ساروق واقع در شمال روستای ساروق ۴
- شکل ۴-۱- ب- تصویری از گنبد ریولیتی زردکوهی (دید به سمت شمال شرق) ۴
- شکل ۱-۲- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه ۹
- شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ساده و اصلاح شده واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه ۱۰
- شکل ۳-۲- تصویری از گنبد ریولیتی شمال ساروق که در بین مجموعه افیولیتی نفوذ کرده است ۱۲
- شکل ۴-۲- تصویری از جایگزینی گنبد ریولیتی در بین مجموعه هارزبورژیتی سرپانتینی شده شمال روستای ساروق ۱۲
- شکل ۵-۲- تناوب شیل و ماسه‌سنگهای ائوسن (جنوب شرق گنبد کلاته‌سادات) ۱۳
- شکل ۶-۲- تناوب شیل و ماسه‌سنگهای توفی ائوسن که توسط گدازه‌های بازالتی پوشیده شده و قطع شدگی آن توسط یک دایک دلریتی ۱۳
- شکل ۷-۲- قطع شدگی توالی آتشفشانی- تخریبی ائوسن توسط دایک آندزیتی (شمال روستای دهنو) ۱۳
- شکل ۸-۲- نمای نزدیکی از واحد مارنی میوسن و الگوی شاخه درختی آبراهه‌های ایجاد شده در آن (شمال روستای بهانگر) ۱۳
- شکل ۹-۲- گنبد ریولیتی شمال روستای ساروق ۱۵
- شکل ۱۰-۲- گنبد ریولیتی کوه سفید (شمال غرب کلاته‌سادات) ۱۵
- شکل ۱۱-۲- گنبد ریولیتی کلاته‌سادات ۱۵
- شکل ۱۲-۲- توده‌های ریولیتی شمال غرب امامزاده سلطان سید قریش (روستای ساروق) ۱۵

- شکل ۲-۱۳- گنبد ریولیتی سفید نهر..... ۱۵
- شکل ۲-۱۴- تصویری از هاله دگرگونی مجاورتی تحمیل شده بر هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده (شمال روستای کلاته-سادات)..... ۱۶
- شکل ۲-۱۵- تصویر میکروسکپی منیزیت‌زایی ناشی از دگرگونی مجاورتی در حد واصل ریولیت‌ها و آنکلاوهای هارزبورژیتی..... ۱۷
- شکل ۲-۱۶- تصویر میکروسکپی تجمع اکسیدهای آهن در امتداد درز و شکافها..... ۱۷
- شکل ۲-۱۷- الف- تصویری از حضور آنکلاوهای هارزبورژیتی در آندزیت‌های شمال شرق روستای آبرود..... ۱۹
- شکل ۲-۱۷- الف- تصویری از حضور آنکلاوهای هارزبورژیتی در آندزیت‌های شمال شرق روستای آبرود..... ۱۹
- شکل ۲-۱۸- تصویری از آنکلاوهای توفی- شیلی (گنبد ریولیتی کلاته‌سادات)..... ۱۹
- شکل ۲-۱۹- تصویری از حضور آنکلاوهای توفی- سیلتستونی در سنگهای ریولیتی گنبد کلاته‌سادات..... ۱۹
- شکل ۲-۲۰- تصویر ماهواره‌ای گنبد‌های ریولیتی زردکوهی، ساروق، کلاته‌سادات، مهر و سفید نهر..... ۲۰
- شکل ۲-۲۱- نمونه ریولیتی برداشت شده از معدن گرانیت مهرگان..... ۲۰
- شکل ۲-۲۲- نمای نزدیکی از کنگلومرای پلیوسن (شرق روستای ساروق)..... ۲۲
- شکل ۲-۲۳- تصویری از کنگلومرای پلیوسن که حاوی مقادیر قابل توجهی قطعات ریولیتی می‌باشد (شمال ساروق)..... ۲۲
- شکل ۲-۲۴- تصویری از حضور قطعات دسیمتری ریولیت در کنگلومرای پلیوسن (شمال ساروق)..... ۲۲
- شکل ۲-۲۵- تصویری از راندگی کنگلومرای پلیوسن بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر در شرق روستای آبرود..... ۲۲
- شکل ۲-۲۶- تصویری از راندگی هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی سبزوار بر روی کنگلومرای پلیوسن و راندگی کنگلومرای پلیوسن بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر در جنوب شرق روستای آبرود..... ۲۲
- شکل ۲-۲۷- تصویری از مخروط افکنه‌ها، تراست‌های آبرفتی و رسوبات آبراهه‌ای عهد حاضر..... ۲۲
- شکل ۲-۲۸- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه باشتین، بر اساس نقشه‌های زمین شناسی و مشاهدات صورت گرفته..... ۲۵
- شکل ۲-۲۹- نمایی از سنگهای ریولیتی معدن دنیا مهرگان واقع در جنوب روستای بهانگر..... ۲۶
- شکل ۲-۳۰- دیواره‌های حاصل از برش سنگهای ریولیتی به روش سیم الماسه..... ۲۶
- شکل ۲-۳۱- تصویری از چال‌زنی به منظور تهیه بلوک از سنگهای ریولیتی در معدن گرانیت مهر..... ۲۶
- شکل ۳-۱- نمونه ریولیتی برداشت شده از معدن گرانیت مهرگان..... ۳۲
- شکل ۳-۲- تصویر میکروسکپی از حضور سانیدین، پلاژیوکلاز و کوارتزهای ریز دانه در ریولیت‌های گنبد زردکوهی..... ۳۲
- شکل ۳-۳- تصویر میکروسکپی از بافت دانه ریز و جریان، کوارتزهای ریز فراوان و پلاژیوکلازهای مستطیلی شکل در سنگهای ریولیتی روستای مهر..... ۳۳
- شکل ۳-۴- تصویر میکروسکپی از کوارتزهای درشت دارای حاشیه خلیج خوردگی در نمونه ریولیتی گنبد زردکوهی..... ۳۳
- شکل ۳-۵- تصویر میکروسکپی از سانیدین کاملاً شکل‌دار، که آثار دگرسانی به کانیهای رسی در سطح آن مشاهده می‌شود..... ۳۳

- شکل ۳-۶- تصویر میکروسکپی از فنوکریست پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک در ریولیت‌های معدن دنیا مهرگان..... ۳۳
- شکل ۳-۷- تصویر میکروسکپی از بافت گلوپروپیری در نمونه ریولیتی مربوط به معدن دنیا مهرگان..... ۳۳
- شکل ۳-۸- تصویر میکروسکپی از دگرسانی و تخریب بیوتیت و هورنبلند به کلریت و کانیه‌های اوپک در نمونه ریولیتی مربوط به روستای زردکوهی..... ۳۳
- شکل ۳-۹- تصویر میکروسکپی از بیوتیت‌های رشته‌ای و پیچ و تاب خورده در ریولیت‌های گنبد زردکوهی..... ۳۴
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکپی از مسکوویت درشت ثانویه که در اثر دگرسانی بیوتیت حاصل شده است..... ۳۴
- شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکپی از آنکلاو هارزبورژیتی موجود در ریولیت‌های شرق روستای ساروق..... ۳۴
- شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکپی از آنکلاو توفی - سیلتستونی در سنگ‌های ریولیتی روستای کلاته‌سادات..... ۳۴
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکپی از کلریت‌زایی و کلسیت‌زایی در نمونه ریولیتی برداشت شده از معدن گرانبه مهر ۳۴
- شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکپی از دگرسانی پلاژیوکلازها به سرپیسیت در ریولیت‌های روستای مهر..... ۳۴
- شکل ۳-۱۵- نمونه داسیتی برداشت شده از روستای کهنه..... ۳۵
- شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکپی از بافت پرفیری حاصل حضور فنوکریست‌های هورنبلندهای تقریباً شکل‌دار در یک زمینه ریز دانه متشکل از هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز..... ۳۵
- شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکپی از پلاژیوکلازهای شکل‌دار با منطقه‌بندی ترکیبی در آندزیت‌های روستای مقیسه..... ۳۶
- شکل ۳-۱۸- تصویر میکروسکپی از فنوکریست هورنبلند حاوی اذخالهایی از مگنتیت و اسفن..... ۳۶
- شکل ۳-۱۹- تصویر میکروسکپی از اپیدوت‌زایی گسترده در تراکی‌داسیت‌های روستای کهنه..... ۳۶
- شکل ۳-۲۰- آنکلاو هارزبورژی موجود در آندزیت‌های پرفیری شمال شرق روستای آبرود..... ۳۹
- شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکپی از بافت پرفیری ناشی از فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در آندزیت‌های پرفیری روستای جلمبادان..... ۳۹
- شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکپی از پلاژیوکلاز شکل‌دار دارای منطقه‌بندی ترکیبی در آندزیت‌های پرفیری منطقه آبرود..... ۴۰
- شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکپی از وفور هورنبلندهای لوزی شکل با حاشیه سوخته در آندزیت‌های روستای جلمبادان..... ۴۰
- شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکپی از بافت غربالی در پلاژیوکلازهای موجود در نمونه آندزیتی برداشت شده از روستای جلمبادان..... ۴۰
- شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکپی از حضور آپاتیت در پلاژیوکلازهای موجود در نمونه تراکی‌آندزیتی روستای کهنه..... ۴۰
- شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکپی از آندزیت‌های پروپیلیتی شده متعلق به شمال شرق روستای آبرود..... ۴۰
- شکل ۳-۲۷- تصویر میکروسکپی از کلریت‌زایی گسترده در آنکلاوهای هارزبورژی موجود در آندزیت‌های شمال شرق روستای آبرود..... ۴۰
- شکل ۳-۲۸- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیه‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه..... ۴۳

- شکل ۴-۱- نمودار رده‌بندی سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q^1 و Anor ۵۶
- شکل ۴-۲- نمودار طبقه‌بندی سنگهای آتشفشانی (میدلموست) ۵۷
- شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی سنگهای آتشفشانی (فلوید و وینچستر) ۵۸
- شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ۶۳
- شکل ۴-۵- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO_2 ۶۴
- شکل ۴-۶- نمودارهای هارکر مربوط به نمونه‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه، همراه با نمونه‌های متعلق به توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد و نامن. ۶۵
- شکل ۴-۷- نمودارهای شاخص تفریق در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی ۶۶
- شکل ۴-۸- نمودارهای شاخص انجماد در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی ۶۶
- شکل ۴-۹- الف- نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه ۶۷
- شکل ۴-۹- ب- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 ۶۷
- شکل ۴-۱۰- نمودار A/NK در مقابل A/CNK ۶۷
- شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر متئوریت کندریتی ۷۰
- شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی ۷۰
- شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی ۷۰
- شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی که به صورت گروههای سنگی مورد مقایسه قرار گرفته است ۷۰
- شکل ۴-۱۵- نمودار نسبت Sr/Y در مقابل Y (ppm) ۷۲
- شکل ۴-۱۶- الف- نمودار MgO در مقابل SiO_2 ۷۳
- شکل ۴-۱۶- ب- نمودار Sr در مقابل Na_2O+K_2O ۷۳
- شکل ۵-۱- نمودار نسبت La/Yb_N در مقابل Yb_N (۱۹۹۵) ۸۰
- شکل ۵-۲- نمودار نسبت La/Yb_N در مقابل Yb_N (۱۹۹۰) ۸۱
- شکل ۵-۳- نمودار SiO_2 در مقابل نسبت Zr/TiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۴- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۵- نمودار Yb در مقابل SiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۶- نمودار نسبت FeO/MgO در مقابل SiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۷- نمودار Th در مقابل SiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۸- نمودار Yb در مقابل SiO_2 ۸۲
- شکل ۵-۹- نمودار نسبت Sr/Y در مقابل Y ۸۳

شکل ۵-۱۰-الف- نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb	۸۴
شکل ۵-۱۰-ب- نمودار نسبت K_2O/Na_2O در مقابل نسبت Rb/Zr	۸۴
شکل ۵-۱۱- محدوده شرایط دما و فشار لازم برای ذوب ورقه اقیانوسی جوان	۸۷
شکل ۵-۱۲- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد، نامن و آداکیتهای مورد مطالعه	
.....	۸۸

۱-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه که به باشتین معروف است، در غرب شهر سبزوار واقع شده است و منطقه‌ای به وسعت ۱۵۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود. این منطقه دارای روند کلی شرقی- غربی یا شمال غربی- جنوب شرقی است و عمدتاً نواحی کوهستانی و مرتفع شمال و جنوب جاده شاهرود- سبزوار را دربر می‌گیرد. این منطقه دارای آب و هوای نسبتاً معتدل است و چشمه‌ها و رودخانه‌های فصلی زیادی در آن جاری است. به واسطه وجود آب فراوان، دامداری، باغداری و کشاورزی از رونق خاصی برخوردار است. در ضمن، به واسطه وجود معادن کرومیت، سنگ ساختمانی و سنگ لاشه معدنکاری از رواج نسبتاً خوبی برخوردار است.

منطقه مورد نظر از لحاظ زمین شناسی بخشی از زون ایران مرکزی (آقانباتی، ۱۳۸۳) یا به عبارت دقیق‌تر بخشی از زون سبزوار (علوی، ۱۹۹۱) به حساب می‌آید. سنگهای آذرین نفوذی و خروجی بعد از اتوسن که به صورت توده نفوذی، دایک، پلاگ، آپوفیز، گنبد و گهگاه روانه‌های بین‌لایه‌ای ظاهر می‌شوند، دارای ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت گرانودیوریت، گرانیت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و ریولیت می‌باشند. سنگهایی با ترکیب بازیکتر نظیر سنگهای بازالتی منسوب به کواترنر نیز در محدوده مورد مطالعه یافت می‌شوند. رخنمون این سنگها در تصاویر ماهواره‌ای به وضوح قابل ردیابی است.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $36^{\circ} 48' 56''$ تا $30^{\circ} 30' 57''$ طول جغرافیایی شرقی و 30° تا $36^{\circ} 45' 36''$ عرض جغرافیایی شمالی، در غرب شهر سبزوار قرار دارد. این منطقه حدود ۱۵۰ کیلومتر

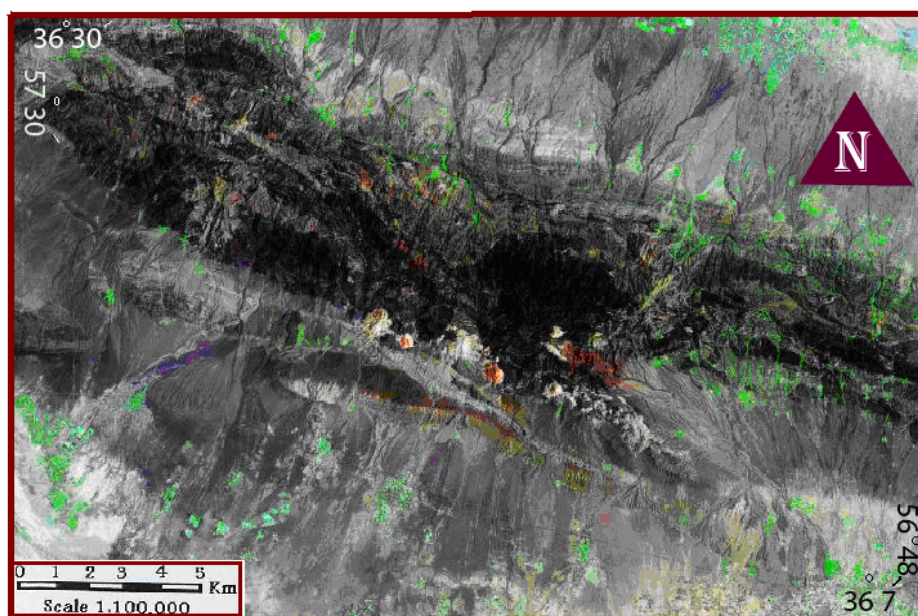
مربع وسعت دارد و بخشی از زون ایران مرکزی (آقاناتی، ۱۳۸۳) و به عبارت دقیق‌تر بخشی از زون سبزوار (علوی، ۱۹۹۱) به شمار می‌آید (شکل ۱-۱).

۱-۳- راههای ارتباطی

از طریق جاده سبزوار- داورزن می‌توان به منطقه مورد مطالعه دسترسی پیدا کرد.

از طریق این جاده می‌توان به روستاهای نوده صرصره، زردکوهی، ساروق، کلاته‌سادات، مهر، آبرود، بیزه و فرومد دسترسی پیدا کرد. در ضمن از همین جاده می‌توان به مناطق جنوبی‌تر، یعنی روستاهای مقیسه، نامن و باشتین دست یافت. عمده راههای ارتباطی منطقه از نوع خاکی- شنی درجه دو می‌باشند (به شکل ۱-۲ نگاه کنید). تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در شکل ۱-۳ نشان داده شده است. در این شکل، موقعیت گنبدها با رنگ روشن‌تر مشخص می‌باشد.

شکل ۱-۲- نقشه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۳- تصویر ماهواره‌ای Landsat منطقه مورد مطالعه.

۴-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

این منطقه از لحاظ آب و هوایی، جزء مناطق معتدل کوهستانی به شمار می‌آید و دارای آب و هوای حاشیه کویری با تابستان‌های معتدل و زمستان‌های سرد است. حداقل دما به ۲۰- و حداکثر آن به ۴۵ درجه سانتیگراد می‌رسد. میانگین بارش سالیانه پایین و در حدود ۱۵۰ تا ۲۰۰ میلیمتر در سال می‌باشد. پوشش گیاهی ناحیه مورد مطالعه به بوته‌ها و درختچه‌های کوتاه محدود می‌شود که در مقابل خشکی مقاوم می‌باشند. دامپروری و کشاورزی از مشاغل عمده منطقه می‌باشند. معدنکاری نیز سهمی قابل توجهی از اشتغال مردم را به خود اختصاص داده است.

۵-۱- ژئومورفولوژی

ژئومورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگها و فعالیتهای تکتونیکی است. بطور کلی محدوده مورد مطالعه مرتفع بوده و گنبدهای نیمه عمیق، بلندترین ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱-۴). اختلاف ارتفاع بلندترین و پست‌ترین بخش منطقه مورد نظر به حدود ۲۰۰۰ متر می‌رسد. کوه گر در

شمال غربی روستای بیزه با ارتفاع ۲۷۰۸ متر بلندترین نقطه منطقه مورد مطالعه می باشد. مخروط افکنه های کواترنر، رسوبات آبراهه ای و پهنه های رسی مناطق کم ارتفاع و پست را به خود اختصاص می دهند.



ب



الف

شکل ۱-۴- تصاویری از مورفولوژی گنبدهای ساب ولکانیک (نیمه عمیق) مورد مطالعه.

الف- گنبد ریولیتی ساروق واقع در شمال روستای ساروق. ب- گنبد ریولیتی زردکوهی (دید به سمت شمال شرق).

۱-۶- مطالعات قبلی

افیولیت های سبزووار به وسیله محققین متعددی نظیر فورستر (۱۹۶۸)، صدرالدینی (۱۹۷۴)، علوی تهرانی (۱۹۷۵-۱۹۷۶-۱۹۷۷)، نقره نیان (۱۹۸۲)، باروز و همکاران (۱۹۸۳)، شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، فتاحی (۲۰۰۶)، رهگشای و همکاران (۲۰۰۴)، ایدون (۱۳۶۹)، تقوی پور و همکاران (۱۳۶۹)، چنانی و همکاران (۱۳۶۹)، بازوبندی (۱۳۷۲)، سودی شاعر (۱۳۷۵)، ادهمی (۱۳۷۶)، ایزدپناه (۱۳۷۷)، امینی (۱۳۷۸)، حمزه پور (۱۳۷۹)، مصلحی (۱۳۸۳) و... مورد بحث و بررسی قرار گرفته اند. سنگهای آذرین بعد از ائوسن که در زون افیولیتی سبزووار رخمون دارند، توسط اکرمی و عسکری (۱۳۷۵)، بهرودی و عمرانی (۱۹۹۹)، حسنی پاک (۱۳۷۷)، مجیدی (۱۳۷۸)، بغدادی (۱۳۷۹)، رادفر (۱۳۸۰)، علی زاده و همکاران (۱۳۸۱)، قریب و فتونی (۱۳۸۲) و فارسی (۱۳۸۶) مورد بررسی قرار گرفته اند. اما با توجه به اهمیت مطالعه گنبدهای نیمه عمیق، آن طور که شایسته آنهاست مورد توجه جدی قرار نگرفته اند. لذا در این تحقیق سعی شده است با نمونه برداری گسترده و دقیق، بررسی روابط صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و آنالیز نمونه های سنگی به

بسیاری از سؤالات مطرح شده درباره گنبد‌های نیمه عمیق منطقه پاسخ داده شود و به روشن شدن بخشی از مسائل مرتبط با ماگماتیسم سنوزوئیک ایران کمک کنیم.

۷-۱- اهداف مطالعه

این مطالعه به منظور بررسی دقیق ویژگی‌های سنگ شناسی و ژئوشیمیایی گنبد‌های نیمه عمیق ورقه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین صورت گرفته است. اگرچه تکامل ساختاری و تحولات پترولوژیکی زون افیولیتی سبزوار که یکی از مهمترین زون‌های افیولیتی ایران محسوب می‌شود، از دیرباز توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است، با این وجود توده‌های نفوذی و گنبد‌های نیمه عمیق بعد از آئوسن موجود در آن که از زیباترین پدیده‌های زمین شناسی منطقه می‌باشند، کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و سرنوشت این گنبد‌ها از نظر پتروژنز و موقعیت تکتونیکی مبهم می‌باشد. لذا در این مطالعه، سعی شده است که این گنبد‌ها از نظر روابط صحرایی، پتروگرافی و به خصوص ژئوشیمی مورد مطالعه دقیق قرار گیرند تا بتوان در مورد منشاء، سازوکار تشکیل و تکامل آنها اظهار نظر نمود. این امر ما را در درک تحولات این بخش از ایران مرکزی یاری خواهد کرد. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:

- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- بررسی پتروگرافی سنگ‌های سازنده گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه و سنگ میزبان آنها.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
- تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی رخداد گنبد‌های نیمه عمیق مورد مطالعه.
- کمک به تهیه نقشه‌های زمین شناسی و اصلاح نقشه‌های تهیه شده قبلی.
- مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با این گنبد‌ها
- نتایج حاصل از این بررسی در مطالعه ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی حائز اهمیت است.

۸-۱- روش‌های مطالعاتی

- خرید نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (از سازمان زمین شناسی کشور)، نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (از سازمان نقشه‌برداری کشور) و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه (از سازمان فضایی کشور).

- بررسی مطالعات قبلی.

- عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای سنگی، تهیه مقاطع نازک و انجام آنالیز شیمیایی از نمونه‌های منتخب.

- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله GCDkit و Petrograph.

- جمع‌بندی اطلاعات و داده‌های به دست آمده و مقایسه آنها با مناطق مشابه در دیگر نقاط کره زمین.

- جهت دستیابی به اهداف مذکور، منطقه مورد مطالعه در ۶۰ ایستگاه مورد بررسی و نمونه‌برداری قرار گرفت و از نمونه‌های برداشت شده، بیش از ۲۰۰ عدد مقطع نازک تهیه گردید. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، ۲۸ نمونه از واحدهای سنگی منطقه بر اساس تنوع سنگ شناسی آنها انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه ACME در کشور کانادا ارسال گردید. نتایج به دست آمده از مشاهدات صحرایی، پتروگرافی و آنالیز نمونه‌ها به روشهای مختلف پردازش و با سایر مناطق مشابه در جهان، مقایسه و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است و حاصل تلفیق داده‌ها، مجموعه‌ای است که در حال حاضر تهیه و تدوین شده است.

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است و بخشی از زون سبزوار را شامل می‌شود (علوی، ۱۹۹۱). این منطقه به لحاظ موقعیت زمین شناسی، از تنوع سنگ شناسی فوق‌العاده‌ای برخوردار است، لذا توجه زمین شناسان و معدنکاران را به خود معطوف ساخته است و هر یک از دیدگاه

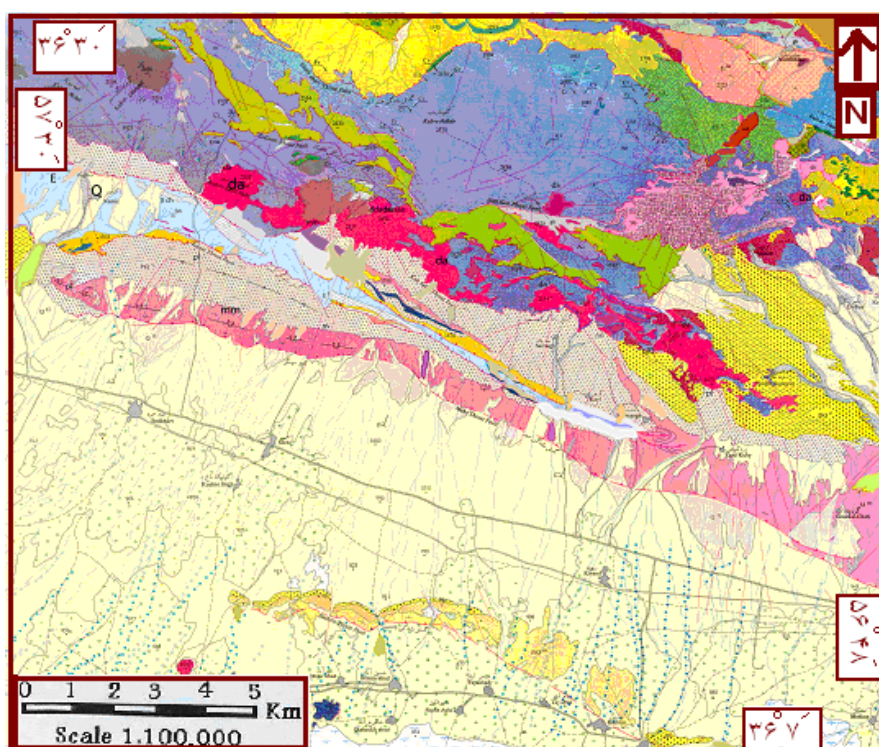
خاصی آن را مورد بحث و بررسی قرار داده‌اند. ولی آنچه کمتر مورد توجه واقع شده و یا توجه کافی به آن مبذول نشده است، سنگهای آذرینی هستند که به صورت توده‌های نفوذی، نیمه عمیق و به شکل باتولیت، استوک، گنبد و دایک رخنمون پیدا کرده‌اند. با توجه به بررسیهای انجام گرفته مشخص گردید که سنگهای آذرین خروجی و نفوذی بعد از ائوسن در بین سنگهای میزبان افیولیتی کرتاسه- پالئوسن، سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن، مارنها و ماسه‌سنگهای میوسن و حتی کنگلومرای پلیستوسن نفوذ کرده‌اند. سنگهای آذرین مورد مطالعه عمدتاً به صورت گنبد، توده‌های نفوذی عمیق و نیمه‌عمیق، دایک یا آپوفیز ظاهر شده‌اند و دارای ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی‌داسیت، آندزیت و تراکی‌آندزیت و یا معادل‌های درونی آنها می‌باشند. در این فصل سعی می‌کنیم با توجه به ترتیب سنی واحدهای سنگی میزبان و سنگهای آذرین مورد مطالعه، ویژگیهای صحرایی آنها را مورد بحث و بررسی قرار دهیم.

۲-۲- زمین شناسی عمومی منطقه

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۰)، حدود ۸۰ میلیون سال قبل حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته، که در فاصله کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است. در ائوسن انباشته‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن را بر جای گذاشته شده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی- الیگوسن سبب تغییر رژیم دریایی ائوسن به قاره‌ای شده و پس از آن، فعالیتهای آتشفشانی (فاز کوهزایی پیرینه) در مرز زمانی الیگوسن- میوسن و حتی بعد از آن موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده که در این منطقه به صورت توده‌های نفوذی، گنبدهای نیمه عمیق یا دایک تجلی پیدا کرده است. در خارج از منطقه مورد مطالعه (به سمت شمال شرق و به سمت قوچان)، توده‌های ساب‌ولکانیک متعددی وجود دارد که از لحاظ مکانیسم کلی تشکیل، با توده‌های ساب ولکانیک مورد مطالعه شباهت دارند. این توده‌ها نسبت به توده‌های آذرینی که در منطقه مورد مطالعه قرار دارند، جوانتر می‌باشند و سن آنها حتی به ۱ تا ۲ میلیون سال می‌رسد. در میوسن حوضه‌های رسوبی پراکنده‌ای از جمله کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن نهشته شده است. کوهزایی آلپی پسین موجب چین‌خوردگی ملایم نهشته‌های میوسن شده است. پیشروی دریا در ایران مرکزی در اوائل پلیوسن به این منطقه رسیده و موجب بر جای نهاده شدن کنگلومرا، مارن، گچ، به طور ناپیوسته بر روی مجموعه سنگهای کهن تر شده است. حرکات کوهزایی آلپی پسین در دگرشیبی بین کنگلومرای پلیوسن و مارن‌های میوسن مشهود است که احتمالاً در اثر رویداد زمین ساختی آتکین صورت گرفته است. به دنبال آن نهشته‌های آواری- قاره‌ای پلیوسن به گونه‌ای پیشرونده بر روی این واحدهای

چین خورده قرار می گیرند. حرکات کوهزایی بعد از پلیوسن در اوائل کواترنر موجب چین خوردگی نهشته‌های پلیوسن و دگرشیبی در قاعده تشکیلات کواترنر شده است و منطقه شکل پایانی و امروزی خود را به دست آورده است. در شکل ۱-۲ بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین و داورزن را که منطقه مورد مطالعه را دربر می گیرد، مشاهده می کنید. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر مبنای نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین و داورزن، برداشت‌های صحرایی و نتایج جدید بدست آمده، اصلاح و به صورت خلاصه توسط نرم افزار

Adobe Illustrator بازسازی و ترسیم گردیده، که در شکل ۲-۲ نشان داده شده است.



شکل ۱-۲- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، که منطقه مورد مطالعه را دربر می گیرد (بهرودی و عمرانی، ۱۹۹۹).

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه

واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه، شامل موارد ذیل است:

- واحد افیولیتی

- واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن (E^{rs})

- واحد مارنی میوسن (Mm)

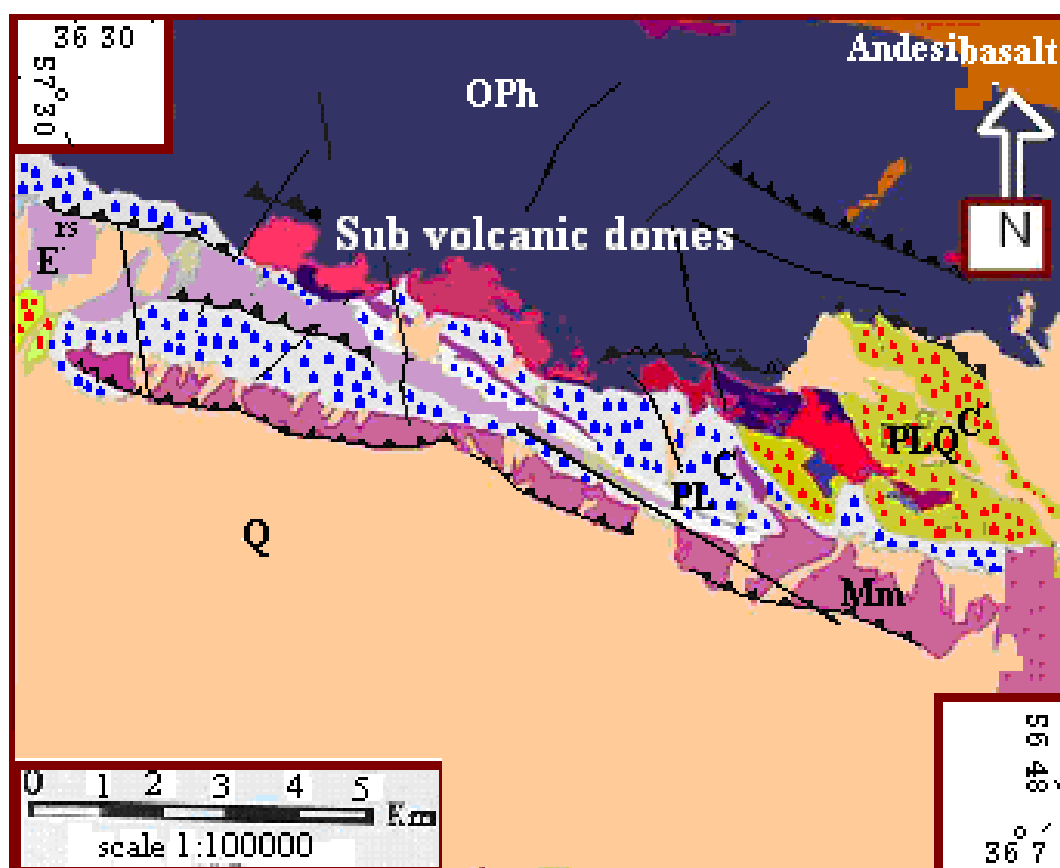
- سنگهای آذرین اسیدی و حدواسط بعد از ائوسن (گنبد های نیمه عمیق)

- کنگلومرای پلیوسن (PI^c)

- کنگلومرای پلیوکواترنر (PIQ^c)

- واحدهای سنگی کواترنری (رسوبات آبرفتی عهد حاضر)

نقشه تفکیک واحدهای مذکور در شکل ۲-۲ آمده است.



SYSTEM	SERIES	SYMBOL	DESCRIPTION
QUATERNARY	QUATERNARY		Andesibasalt
			Q : Alluvial
	PLIO-QUATERNARY		PLQ ^C : Conglomerate
TERTIARY	PLIOCENE		PL ^C : Conglomerate
	MIOCENE		Mm: Marl and Sandstone
	POST EOCENE		Sub volcanic domes
	EOCENE		E ^{rs} : Lava and volcanosedimentary rocks
CERETACEOUS			Ophiolite
 Main fault  Thraust fault			

شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ساده و اصلاح شده واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه.

۲-۳-۱- واحد افیولیتی سبزوار

مجموعه افیولیتی سبزوار به سن کرتاسه پایانی- پالئوسن دارای تنوع سنگ شناسی زیادی می باشد و سنگهای هارزبورژیته سرپانتینی شده، دونیت، دونیت سرپانتینی شده، گابروهای لایه ای، دایکهای ورقه ای، بازالت های بالشی و گهگاه اسپلیتی شده، لیستوینیت و سنگهای سیلیسی قرمز رنگ رسوبی (چرت های قرمز نواری)، سنگهای آهکی قرمز رنگ و آهک های خاکستری پلاژیک را شامل می شود. قطعاتی از مجموعه افیولیتی در سنگهای آندزیتی به صورت آنکلاو به دام افتاده اند. مجموعه افیولیتی سبزوار دارای اندیس هایی از کرومیت، منیزیت، ترکیبات مس دار و طلا می باشد. این مجموعه در اثر جابجایی و راندگی، به هم ریختگی پیدا کرده و اکثر واحدهای سنگی آن دارای کنتاکت گسله می باشند. این مجموعه افیولیتی در برخی نقاط توسط سنگهای نیمه عمیق اسیدی تا حد واسط پس از ائوسن قطع شده است (به شکل های ۲-۳ و ۲-۴ نگاه کنید).

۲-۳-۲- مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن

مجموعه ائوسن، سنگهایی از قبیل توف ماسه سنگی، توف شیلی، گدازه های داسیتی، آندزیتی و بازالتی را شامل می شود. این مجموعه هم ارز سازند کرج می باشد و دارای رخساره های آتشفشانی و رسوبی متنوعی از جمله آگلومرا، لیتیک توف می باشد. این سنگها توسط تعدادی گنبد و دایکهای ریولیتی تا آندزیتی و به

ندرت بازالتی قطع شده‌اند (به شکل‌های ۲-۵ تا ۲-۷ نگاه کنید). برخی از واحدهای آهکی متعلق به این مجموعه دارای فسیلهای شاخص دوره ائوسن می‌باشد. برخی از فسیلهای یافت شده در این واحد آهکی، در جدول ۱-۲ ارائه شده‌اند.

جدول ۱-۲- فسیلهای شاخص ائوسن که در واحد آهکی منطقه مورد مطالعه یافت شده‌اند.

Echinoids spin	Nummulites globulus milioids	Nummulites sp textularids.	Piscocyclina Sp
Assilina sp	Cuvillierina	Aleolina sp	potalidasp

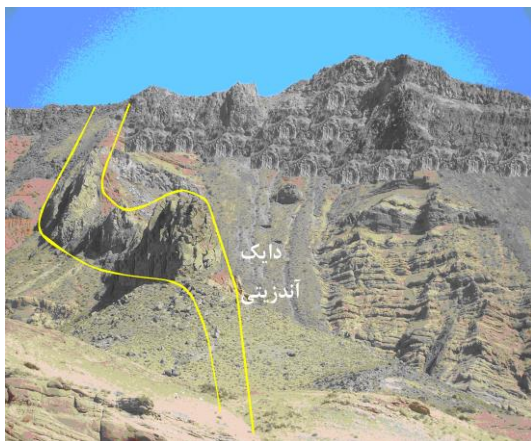
۲-۳-۳- واحد مارنی میوسن

واحد مارنی میوسن متشکل از مارنهای قرمز رنگ حاوی مقادیری ژئوپس با ضخامت و گسترش قابل توجه، در جنوب نوار افیولیتی و در حد فاصل داورزن- سبزوار رخمون دارد. این واحد که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین و شکل ۲-۲ با نماد Mm نشان داده شده است، به علت قابلیت فرسایش‌پذیری زیاد، دارای آبراهه‌های زیاد با الگوی شاخه درختی و دندان‌دندانه می‌باشد. واحد مورد نظر معادل سازند قرمز فوقانی است و در برخی نقاط به صورت یک واحد برگشته معرفی شده است (شمال مهر و شمال کلاته‌سادات). در منطقه سرولایت از توابع قوچان قطعاتی از این سنگهای مارنی به صورت آنکلاوهای زینولیتی توسط گدازه‌های آندزیتی به دام افتاده‌اند. در برخی از این آنکلاوها، دگرگونی تحمیل شده بر آنکلاوهای مارنی تا حد تشکیل کردیریت پیش رفته است (فتاحی، ۲۰۰۳).



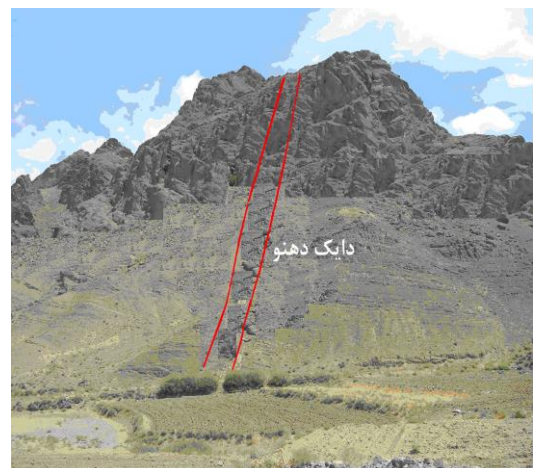
شکل ۲-۴- تصویری از جایگزینی گنبد ریولیتی در بین مجموعه هارزبورژیتی سرپانتینی شده شمال روستای ساروق (دید به سمت شمال غرب).

شکل ۲-۳- تصویری از گنبد ریولیتی شمال ساروق که در بین مجموعه افیولیتی نفوذ کرده است (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۶- تناوب شیل و ماسه سنگهای توفی ائوسن که توسط گدازه‌های بازالتی پوشیده شده و همچنین توسط یک دایک دلریتی قطع شده است (جنوب شرق گنبد کلاته سادات، دید به سمت شمال).

شکل ۲-۵- تناوب شیل و ماسه سنگهای ائوسن (جنوب شرق گنبد کلاته سادات).



شکل ۲-۷- قطع شدگی توالی آتشفشانی- تخریبی ائوسن توسط دایک شکل ۲-۸- نمای نزدیکی از واحد مارنی میوسن و الگوی شاخته آندزیتی (شمال روستای دهنو، دید به سمت شمال).
درختی آبراهه‌های ایجاد شده در آن (شمال روستای بهانگر).

۲-۳-۴- سنگهای آذرین اسیدی و حدواسط بعد از ائوسن

با توجه به بررسیهای انجام گرفته مشخص گردید که سنگهای آذرین خروجی و نفوذی بعد از ائوسن در بین سنگهای میزبان افیولیتی کرتاسه- پالئوسن، آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن، مارنها و ماسه‌سنگهای میوسن و حتی کنگلومرای پلیستوسن نفوذ کرده‌اند. سنگهای آذرین مورد مطالعه عمدتاً به صورت گنبد، توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق، دایک یا آپوفیز ظاهر شده‌اند. رنگ گنبدها از سفید تا خاکستری مایل به صورتی متغیر است و دارای ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشند. این گنبدها با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی به گونه‌ای آشکار، سنگهای هارزبورژیتی وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کرده‌اند. به تنوع مکانی و مورفولوژی مرتفع این گنبدها در شکل‌های ۲-۹ تا ۲-۱۳ توجه کنید. در اثر جایگزینی این گنبدها در بین سنگهای هارزبورژیتی میزبان، در برخی نقاط هاله دگرگونی مجاورتی کم عرضی در محل تماس آنها دیده می‌شود که با تغییر و تحولات کانی شناسی عمده‌ای همراه است (شکل ۲-۱۴). با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته سن سنگهای نیمه عمیق رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه، احتمالاً جوانتر از میوسن و قدیمی‌تر از پلیوسن می‌باشد. حضور قطعات ریولیتی گنبدهای نیمه عمیق در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور قطعات تخریبی ناشی از این گنبدها در واحدهای سنگی- رسوبی قدیمی‌تر یعنی در مارن‌های قرمز میوسن یا توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن تأییدی بر این مدعا است. البته در محور آتشفشانی اسفراین- قوچان، سنگهای مشابه جوانتر نیز یافت می‌شوند. سنگهای آذرین نیمه عمیق - در مجموع دانه ریز تا دانه متوسط هستند. در برخی موارد شناسایی اجزاء سازنده سنگ با چشم غیرمسلح تقریباً امکانپذیر نیست. در مقاطع نازک نیز عمدتاً بافت پورفیری، گلومروپورفیری، پورفیری جریان، پرفیروئیدی و میکروگرانولار نشان می‌دهند و دارای آنکلاوهایی از هارزبورژیتها، بازالتها، ولکانی کلاستها، مارن و ماسه سنگها می‌باشند. بخش عمده‌ای از سنگهایی که دارای ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت و تراکی داسیت هستند، دارای میزبانی از سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی با سن ائوسن می‌باشند. این سنگها دارای ظاهری بسیار ریز دانه و رنگ غالباً کرم تا کرم متمایل به خاکستری یا قهوه‌ای می‌باشند. این سنگها غالباً در محدوده شمالی مورد مطالعه نظیر جنوب غرب

شهر جغتای و حول و حوش روستاهای دستوران، حطیطه، نوده انقلاب، بید، طبس و ... رخنمون دارند. سنگهایی با ترکیبات مشابه بصورت گنبد یا مخروطهای آتشفشانی در حد فاصل اسفراین- قوچان رخنمون دارند که با توجه به تعیین سنهای انجام شده (اسپایس و همکاران، ۱۹۸۳ و قاسمی، ۱۳۸۳) بسیار جوان هستند و حتی سن آنها به ۲ تا ۳ میلیون نیز می‌رسد. قطع شدن کنگلومرای پلیستوسن توسط گنبد داسیتی- آندزیتی مؤید این امر است.



شکل ۲-۱۰- گنبد ریولیتی کوه سفید، شمال غرب کلاته سادات.



شکل ۲-۹- گنبد ریولیتی شمال روستای ساروق.



شکل ۲-۱۲- توده‌های ریولیتی شمال غرب امامزاده سلطان سید قریش در شمال روستای ساروق.



شکل ۲-۱۱- گنبد ریولیتی کلاته سادات.

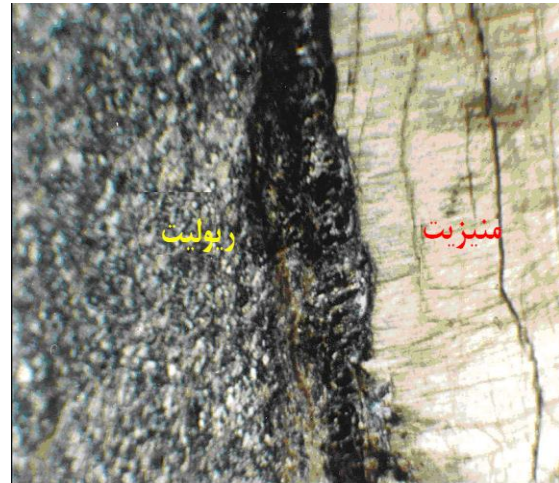
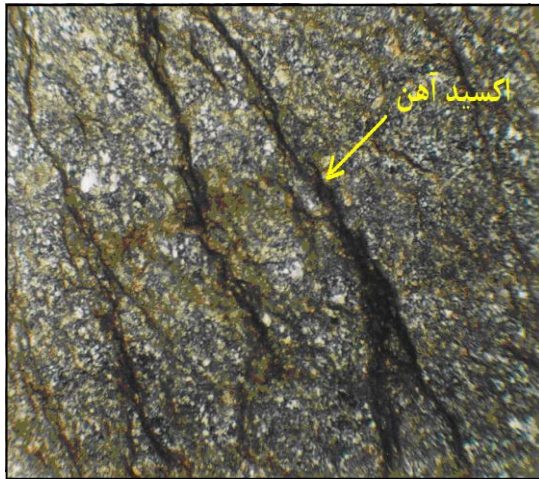


۲-۳-۴- الف- هاله دگرگونی مجاورتی

در مرز تماس بین هارزبورژیت‌های شمال کلاته‌سادات و سنگهای نیمه عمیق محدوده‌ای به عرض ۳۰ تا ۱۰۰ سانتیمتر در سنگهای هارزبورژیتی با تغییر رنگ شدیدی مشاهده می‌شود، به طوری که رنگ سنگهای هارزبورژیتی از سبز تیره به سفید مایل به کرم تغییر پیدا کرده است (شکل ۲-۱۴). بررسی پتروگرافی زون تحول یافته نشان می‌دهد که در اثر وجود سیالات غنی از CO_2 ، کانیهای منیزیم‌دار از جمله الیوین و پیروکسن به منیزیت تبدیل گردیده‌اند. بدین صورت که، منیزیم موجود در شبکه الیوین و پیروکسن با محلولهای حاوی CO_2 واکنش داده و منیزیت ساخته‌اند (شکل ۲-۱۵). آهن اضافی نیز به صورت اکسیدهای آهن‌دار در امتداد درز و شکافها تجمع یافته است (شکل ۲-۱۶). سیلیس مازاد بر انجام این واکنش نیز به صورت دانه‌های ریز کوارتز در متن این سنگها مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۱۴- تصویری از هاله دگرگونی مجاورتی (بخش سفید رنگ وسط تصویر) تحمیل شده بر هارزبورژیت‌های سرپانتینی شده در شمال روستای کلاته‌سادات.



شکل ۲-۱۵- تصویر میکروسکوپی منیزیت‌زایی ناشی از دگرگونی شکل ۲-۱۶- تصویر میکروسکوپی تجمع اکسیدهای آهن در امتداد مجاورتی در حد واصل ریولیتها و آنکلاوهای هارزبوریتی (XPL). درز وشکافها (XPL). بزرگنمایی ۴۰ برابر). بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۲-۳-۴- ب- آنکلاوهای موجود در سنگهای نیمه عمیق

گنبد‌های نیمه عمیق در برخی نقاط قطعاتی از سنگ میزبان‌های هارزبوریتی خود را به صورت آنکلاو دربر گرفته‌اند (شکلهای ۲-۱۷- الف و ۲-۱۷- ب). دسته دیگری از آنکلاوها که احتمالاً از واحدهای سنگی آتشفشانی و آتشفشانی- تخریبی ائوسن نشأت گرفته‌اند و اندازه آنها حداکثر به ۴ سانتیمتر می‌رسد، دارای ماهیت توفی- سیلتستونی و توفی- شیلی هستند (شکلهای ۲-۱۸ و ۲-۱۹). فراوانی و اندازه این آنکلاوها در نقاط مختلف گنبد‌ها متفاوت است. هر دو نوع آنکلاو ذکر شده در طی اقامت خود در ماگمای سازنده گنبد‌های مورد مطالعه، تحولات عمده‌ای را متحمل شده‌اند که شامل منیزیتی، کلریتی و سرپانتینی شدن می‌باشد.

ترکیب آنکلاوهای موجود در سنگهای نیمه عمیق منطقه باشتین، اغلب توفی- سیلتستونی، توفی- شیلی و هارزبوریتی می‌باشد، اما آنکلاوهای پیروکسنیتی نیز ندرتاً در این سنگها یافت می‌شوند. در ادامه به شرح خصوصیات ماکروسکوپی آنکلاوهای مشاهده شده می‌پردازیم:

- رنگ

رنگ آنکلاوهای موجود در سنگهای منطقه با توجه به ترکیب سنگها متنوع بوده و از تیره و قهوه‌ای در آنکلاوهای هارزبورژیتی تا قهوه‌ای کم رنگ و سبز در آنکلاوهای توفی و توفی-سیلتستونی متغیر است.

- مورفولوژی

آنکلاوهای موجود در سنگهای منطقه مورد مطالعه غالباً زاویه‌دار و نیمه گرد شده می‌باشند. این آنکلاوها، زینولیت‌هایی از سنگ میزبان هستند که توسط ماگمای سازنده گنبد‌ها در خلال صعود و جایگزینی کنده و بالا آورده شده‌اند.

- فراوانی و اندازه

آنکلاوهای توفی-سیلتستونی به صورت لکه‌های سبز رنگ فراوان در اغلب ریولیت‌های منطقه یافت می‌شوند. اندازه این آنکلاوها از چند میلیمتر تا حدود ۳ سانتیمتر متغیر است. آنکلاوهای هارزبورژیتی نیز اغلب در اندزیت‌ها و ریولیت‌های منطقه به اندازه‌های درشت (تا حدود ۲۰ سانتیمتر) یافت می‌شوند. این آنکلاوها شواهدی از دگرگونی و دگرسانی را در خود نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۷-ب).

- شکل مرز تماس

سطح تماس آنکلاوها با سنگ میزبان بارز (شارپ) و مشخص است. با توجه به شواهد صحرایی موجود در منطقه، این آنکلاوها زینولیت‌هایی از سنگ میزبان (هارزبورژیت‌های مربوط به مجموعه افیولیتی و توفهای ائوسن) هستند، که توسط ماگمای سازنده گنبد‌ها در خلال صعود و جایگزینی کنده شده و به بالا آورده شده‌اند. بنابراین حضور این آنکلاوها، انجام و قوع فرایند آرایش ماگمایی در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته را تأیید می‌کند.



ب



الف

شکل ۲-۱۷- تصاویری از حضور آنکلاوهای هارزبورژیتی سرپانتینی شده در آندزیت‌های پرفیری شمال شرق روستای آبرود.



شکل ۲-۱۹- تصویری از حضور آنکلاوهای توفی - سیلتستونی در سنگهای ریولیتی گنبد کلاته‌سادات. اندازه آنکلاوها در حدود ۱ سانتیمتر می‌باشد.

شکل ۲-۱۸- تصویری از آنکلاوهای توفی - شیلی (گنبد ریولیتی کلاته‌سادات). به حضور قابل توجه و آرایش‌یافتگی این آنکلاوها که متأثر از جریان‌ات ماگمایی می‌باشد، توجه نمایید.

۲-۳-۴- ج- دگرسانی در گنبدهای نیمه عمیق

تعدادی از گنبدهای نیمه عمیق، نظیر گنبد کلاته‌سادات، کوه سفید و صدخرو، نسبت به دیگر گنبدها، دگرسانی قابل توجهی را متحمل شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه دگرسانی پروپیلیتی در سنگهای آندزیتی مشاهده می‌شود. دیگر سنگهای منطقه، از جمله ریولیتها و داسیتها نیز از دگرسانی مصون نمانده و تحت دگرسانی آرژیلیتی قرار گرفته‌اند. آثار دگرسانی به صورت لکه‌های سبز رنگ متشکل از کلریت و اپیدوت

۲-۳-۵- واحد کنگلومرای یلیوسن

در بخش جنوبی ارتفاعات منطقه باشتین واحد نسبتاً گسترده و ضخیمی از کنگلومرا وجود دارد که بر روی واحد مارنی میوسن قرار گرفته است (این واحد در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین با نماد PI^C نشان داده شده است). این واحد رسوبی در برخی نقاط به صورت دیواره‌های قائمی مشاهده می‌شود (شکل

۲-۲۲). این واحد عمدتاً از قطعات تخریبی سنگهای قدیمی‌تر از جمله سنگهای وابسته به مجموعه افیولیتی، سنگهای رسوبی- آتشفشانی ائوسن و گنبدیهای ریولیتی تشکیل شده است. رنگ این کنگلومرا بسته به فراوانی قطعات ساب و لکانیک موجود در آن از کرم تا سفید متغیر است (شکل ۲-۲۳). جورشدگی و گردشدگی در این کنگلومرا متوسط تا ضعیف بوده و قطعات عمدتاً زاویه‌دار هستند. اندازه قطعات ریولیتی در برخی موارد به بیش از یک متر می‌رسد (شکل ۲-۲۴). ارتباط این واحد با واحدهای جوانتر، هماهنگ ولی ناپیوسته است. در برخی نقاط سنگهای هارزبورژیتی دارای سن کرتاسه- پائوسن بر روی این واحد کنگلومرای رانده شده است (شکل ۲-۲۶).

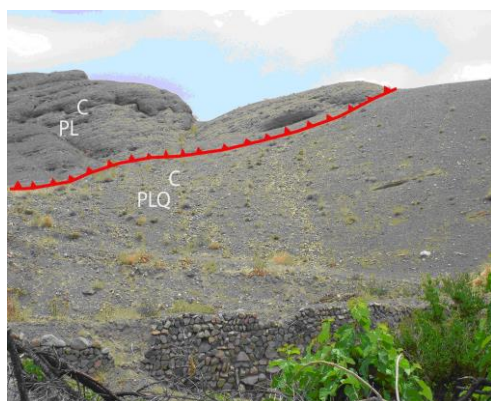
۲-۳-۶- واحد کنگلومرای پلیوکواترنر

این واحد تخریبی، کنگلومرای سست و دارای جورشدگی ضعیف است و شیب بسیار ملایمی در حدود (۵ تا ۱۰ درجه) به سمت شمال و شرق دارد. این کنگلومرا که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین با نماد PIQ^C نشان داده شده است، نسبت به کنگلومرای پلیوسن از ضخامت کمتری برخوردار است. ضمناً نسبت به کنگلومرای پلیوسن دانه ریزتر بوده و از شیب کمتری نیز برخوردار است. این واحد به طور دگرشیب کنگلومرای پلیوسن را می‌پوشاند (این دگرشیبی در شمال روستای کیف و کوه وجهه مشاهده می‌شود). همچنین راندگی کنگلومرای پلیوسن بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر در برخی نقاط از جمله جنوب شرق روستای آبرود مشاهده می‌شود (شکلهای ۲-۲۵ و ۲-۲۶).



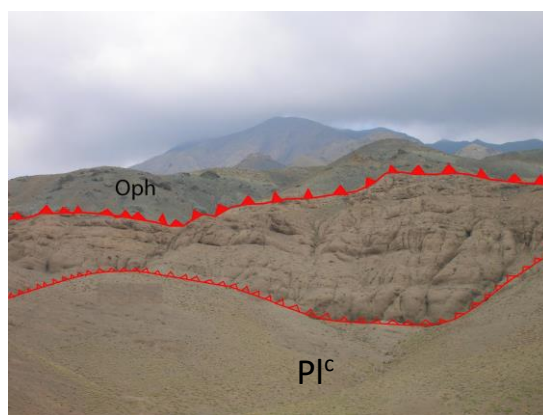
شکل ۲-۲۳- تصویری از کنگلومرای پلیوسن که حاوی مقادیر قابل توجهی قطعات ریولیتی می باشد (شمال ساروق).

شکل ۲-۲۲- نمای نزدیکی از کنگلومرای پلیوسن (شرق روستای ساروق).



شکل ۲-۲۵- تصویری از راندگی کنگلومرای پلیوسن (PI^c) بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر (PIQ^c) در شرق روستای آبرود.

شکل ۲-۲۴- تصویری از حضور قطعات دسیمتری ریولیت در کنگلومرای پلیوسن (شمال ساروق).



PIQ^c

شکل ۲-۲۶- تصویری از راندگی هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی شکل ۲-۲۷- تصویری از مخروط افکنه‌ها، تراسه‌های آبرفتی و سبزواری بر روی کنگلومرای پلیوسن و راندگی کنگلومرای پلیوسن بر رسوبات آبراهه‌ای عهد حاضر، که محیط مساعدی را برای کشت و روی کنگلومرای پلیو کوآترنر در جنوب شرق روستای آبرود. کار و تمرکز روستاها فراهم آورده است.

۲-۳-۷- واحدهای سنگی کوآترنر

جوانترین رسوبات که مربوط به عهد حاضر می‌باشند، به صورت مخروط افکنه، تراسه‌های آبرفتی و رسوبات آبراهه‌ای رخنمون دارند و بیشتر موارد محیط مساعدی برای کشت و کار یا تمرکز و تشکیل روستاها فراهم ساخته است (شکل ۲-۲۷).

۲-۳-۷- الف- واحدهای رسوبی

رسوبات آبرفتی- دشتی، رسوبات رودخانه‌ای، جوانترین واحدهای زمین شناسی منطقه هستند که عمدتاً در دشتها و مناطق پست رخنمون دارند.

۲-۳-۷- ب- واحد آذرین کوآترنر

در حول و حوش روستاهای مقیسه و نامن سنگهای بازالتی جوان رخنمون دارند. بر اساس نقشه زمین شناسی باشتین این سنگهای بازالتی به کوآترنر تعلق دارند، ولی تعیین سن دقیقی از آنها در دست نیست. این سنگها دارای رنگ سیاه و بسیار دانه ریز هستند و در مقاطع میکروسکوپی بازالت‌های حاوی اوژیت و پلاژیوکلاز (از نوع لابرادوریت) می‌باشند.

۲-۴- زمین شناسی ساختمانی

فعالیت‌های تکتونیکی منطقه به صورت گسل خوردگی، شکستگی و چین خوردگی می‌باشند. گسل‌های راندگی با روند شمال غربی- جنوب شرقی از مهمترین عناصر ساختاری منطقه هستند. جوانترین گسلش مربوط به کوآترنر بوده که احتمالاً از نظر زمین ساختی در عهد حاضر نیز فعال بوده است. جابجایی آبراهه‌ها در چند نقطه مشاهده شده است که حاکی از عملکرد جدید و چپ گرد گسل‌های اصلی منطقه می‌باشد (مجیدی، ۱۳۷۸). شکستگی‌های متعددی با روند شمالی- جنوبی یا شمال غرب- جنوب شرق نیز در منطقه وجود دارند که امکان تعیین جابجایی و روند حرکتی آنها میسر نیست.

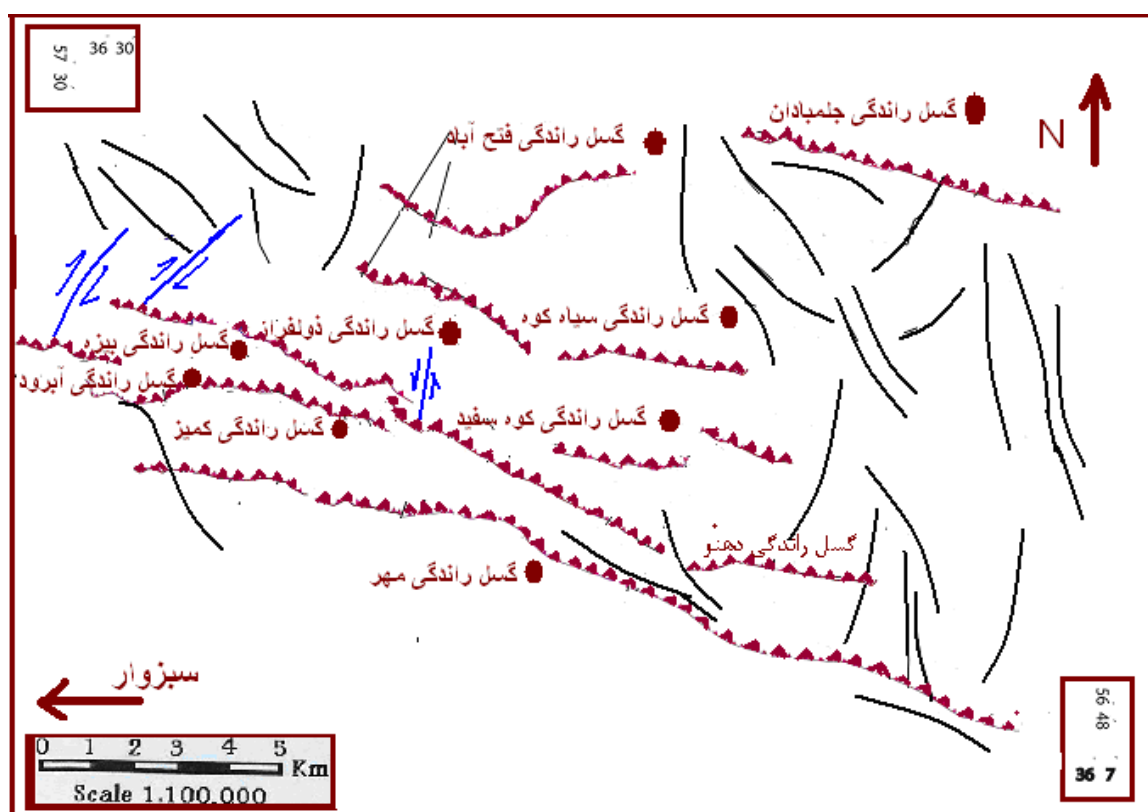
۲-۴-۱- بررسی عملکرد گسلها و روند کلی آنها

گسلهای راندگی با روند شمال غربی - جنوب شرقی از مهمترین عناصر ساختاری منطقه می‌باشند. گسلهای راندگی آبرود، بیزه و دهنو از گسلهای مهم منطقه هستند که به ترتیب منجر به رانده شدن برونزدهای هارزبورژی، کنگلومرای پلیوسن، مارن و توفهای ائوسن میانی بر روی کنگلومرای پلیوکواترنر شده‌اند (شکل‌های ۲-۲۵ و ۲-۲۶). علاوه بر این، گسلهای راندگی منطقه عبارتند از: گسل راندگی مهر، کمیز، ساروق، کوه سفید، ذولفراز، فتح آباد، سنگ سفید، بلاش آباد، قز- سلیمانیه، علیک، عنبرستان، افچنگ، بید- طبس- برقبان و مهمترین راندگی جلمبادان، که مجموعه پیروکلاستیک و گدازه‌های ائوسن و رسوبات آتشفشانی- رسوبی را بر روی صفحه راندگی فتح آباد رانده است. این گسل از شرق به گسل بید- طبس- برقبان می‌پیوندد. سیستم گسلهای مذکور به صورت یک سیستم فلسی عمل کرده و شیب گسلها در مقاطع مختلف زمین شناسی متغیر است. چندین گسل امتدادلغز نیز در منطقه وجود دارد که جهت‌گیری آنها به صورت عمود یا تقریباً عمود بر گسلهای راندگی است. نقشه پراکندگی گسلهای مذکور در شکل ۲-۲۸ نشان داده شده است.

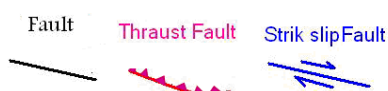
۲-۵- پتانسیل‌های معدنی (معادن سنگ ساختمانی)

در چند نقطه از ناحیه مورد مطالعه سنگهای نیمه عمیق به عنوان سنگ ساختمانی مورد توجه قرار گرفته و برای تهیه سنگ نما استخراج می‌شوند. معدن گرانیات دنیا مهرگان و گرانیات مهر از جمله معادن فعال این منطقه می‌باشند (شکل‌های ۲-۲۹ تا ۲-۳۱). معدن گرانیات کمر سفید نیز اگر چه برای مدت ۴ سال مورد بهره‌برداری قرار می‌گرفته است، اما در حال حاضر غیر فعال می‌باشد. سنگهای مورد بهره‌برداری در واقع از نوع ریولیت می‌باشند ولی در اصطلاح معدنکاری به گرانیات معروف هستند. این سنگها به علت داشتن ظاهر زیبا، استحکام فوق العاده و حجم زیاد برای استفاده به عنوان سنگ نما از اهمیت خاصی برخوردار هستند. همچنین با توجه به استحکام فوق العاده این سنگها، می‌توان از آنها به عنوان سنگ لاشه، جهت جاده‌سازی و پل‌سازی استفاده کرد. جلوه زیبای این سنگها در گنبدهایی که دگرسانی کمتری را متحمل شده‌اند یا فاقد

دگرسانی هستند، نمایان تر است. در این گنبدها از جمله گنبد ریولیتی مهرگان، سنگها به طور یکنواخت سفید رنگ هستند و تقریباً فاقد کانیهای مافیک می باشد. لازم به ذکر است، از آنجایی که منطقه مورد مطالعه در یک زون گسلی واقع شده است، سنگهای ریولیتی عمدتاً خرد شده هستند و به ندرت قابلیت بلوک‌دهی دارند. به طوری که مشکلات عدیده‌ای را برای استخراج به همراه دارند و در برخی موارد معدنکاری در آنها مقرون به صرفه نیست.



LEGEND



شکل ۲-۲۸- نقشه پراکندگی گسلها در منطقه باشتین، بر اساس نقشه‌های زمین شناسی و مشاهدات صورت گرفته.



شکل ۲-۲۹- نمایی از سنگهای ریولیتی معدن دنیا مهرگان واقع در شکل ۲-۳۰- دیواره‌های حاصل از برش سنگهای ریولیتی به جنوب روستای بهانگر. روش سیم الماسه.



شکل ۲-۳۱- تصویری از چال‌زنی به منظور تهیه بلوک از سنگهای ریولیتی در معدن گرانتیت مهر.

۲-۶- نتیجه‌گیری

- منطقه مورد مطالعه در غرب شهر سبزوار واقع شده و بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی محسوب می‌شود.
- واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه متنوع بوده و عبارتند از: واحد افیولیتی، واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن، واحد مارنی میوسن، گنبد‌های نیمه عمیق، کنگلومرای پلیوسن، کنگلومرای پلیوکواترنر و واحدهای رسوبی آبرفتی کواترنر (رسوبات آبرفتی عهد حاضر).
- فعالیتهای آتشفشانی پس از ائوسن، موجب پیدایش ولکانیسم حدواسط تا اسیدی شده که در منطقه باشتین به صورت گنبد‌های نیمه عمیق تجلی پیدا کرده است.

- گنبد‌های نیمه عمیق با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی، در ارتباط با گسل‌های بزرگ به گونه‌ای آشکار سنگ‌های هارزبورژیته وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کرده‌اند. در اثر جایگزینی این گنبد‌ها در بین سنگ‌های هارزبورژیته میزبان، در برخی نقاط هاله دگرگونی مجاورتی کم عرضی در محل کنتاکت آنها با سنگ‌های میزبان‌شان مشاهده می‌شود.

- با توجه به مطالعات صحرایی صورت گرفته، سن گنبد‌های نیمه عمیق احتمالاً جوانتر از میوسن و قدیمی‌تر از پلیوسن می‌باشد. حضور قطعات ریولیتی در کنگلومرای پلیوسن و عدم حضور آنها در واحدهای سنگی قدیمی‌تر، یعنی در مارن‌های قرمز میوسن یا توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن تأییدی بر این مدعا است. به سمت شمال شرق و خارج از منطقه مورد مطالعه سنگ‌های مشابه ولی با سن کمتر یافت می‌شود.

- گنبد‌های نیمه عمیق در برخی نقاط، قطعاتی از سنگ میزبان‌های هارزبورزیتی خود را به صورت آنکلاو دربر گرفته‌اند. دسته دیگری از آنکلاوها از واحدهای سنگی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نشأت گرفته‌اند. با توجه به شواهد موجود، حضور این آنکلاوها، مبین انجام فرایند آلایش ماگمایی در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می‌باشد.

- گنبد‌های مورد مطالعه از دگرسانی مصون نمانده و تحت دگرسانی پروپیلیتی و آرژیلیتی قرار گرفته‌اند.

- منطقه از لحاظ تکتونیکی فوق‌العاده فعال بوده و گسل‌های راندگی با روند شمال غربی- جنوب شرقی از مهمترین عناصر ساختاری منطقه هستند.

- معادن سنگ ساختمانی از پتانسیل‌های معدنی و مهم مرتبط با گنبد‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه می‌باشند.

پتروگرافی یا سنگ نگاری قسمتی از علم سنگ شناسی است که با توجه به آن، ترکیب کانی شناسی و نام سنگهای مورد مطالعه مشخص می گردد. در این فصل سعی شده است، با تأکید بر مطالعات میکروسکوپی و تعیین درصد حجمی کانیها و نوع رابطه بین آنها، نام دقیق سنگها تعیین گردد. از آنجایی که سنگهای مورد مطالعه بسیار دانه ریز هستند و بخش زیادی از مواد سنگ به صورت خمیره است، لذا شناسایی کانیها و تعیین نام سنگ به راحتی امکان پذیر نیست. بنابراین در تعیین نام سنگها و رده بندی آنها از نتایج آنالیز شیمی آنها نیز به طور همزمان استفاده شده است (اگرچه مبحث ژئوشیمی به طور مجزا در فصل بعدی ارائه خواهد شد). سنگهای نیمه عمیق موجود در منطقه در گروههای ترکیبی ذیل قرار می گیرند:

- ریولیتها

- داسیت و تراکی داسیت

- آندزیت و تراکی آندزیت

۳-۲- ویژگیهای پتروگرافی سنگهای منطقه

۳-۲-۱- ریولیتها

این سنگها، بخش بزرگی از سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه را تشکیل می دهند. تقریباً دانه ریز و میکروکریستالین بوده و در اکثر موارد کانیهای آنها در نمونه دستی قابل تشخیص نمی باشند. اغلب گنبدیهای نیمه عمیق منطقه از جمله گنبد زردکوهی، ساروق، کلاته سادات، مهر و طبس، دارای ترکیب ریولیتی می باشند.

این سنگها در نمونه دستی به رنگ سفید تا خاکستری بوده ولی در برخی موارد لکه های سبز تا قهوه ای رنگی که حاصل دگرسانی کانیهای مافیک از جمله بیوتیت و هورنبلند می باشند، در آنها یافت می شود (شکل ۳-۱). فراوانی و اندازه این لکه ها در سنگهای ریولیتی با توجه به میزان دگرسانی متغیر می باشد. در نمونه های برداشت شده از معدن دنیا مهرگان، میزان لکه ها حداقل بوده، سنگها سفید رنگ هستند و ندرتاً بیوتیت های کشیده (رشته ای) در آنها مشاهده می شود. اما به طور کلی می توان گفت، معدود سنگهای ریولیتی را می توان یافت، که دگرسان نشده باشد. در مقاطع نازک سنگهای ریولیتی، آثار دگرسانی آرژیلیتی

به صورت سریستی شدن و کائولینیتی شدن فلدسپارها و تولید مسکوویت ثانویه از بیوتیتها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۵، ۳-۱۰ و ۳-۱۴). با بررسی مغزه‌های برداشت شده از اعماق ۱۰ تا ۱۰۰ متری معدن دنیا مهرگان مشخص شد که نمونه‌های متعلق به اعماق بیشتر اندکی دانه درشت‌تر بوده و دگرسانی کمتری را نسبت به نمونه‌های سطحی متحمل شده‌اند. در مطالعات قبلی، در سنگهای ریولیتی محدوده معدن دنیا مهرگان، به وجود سودالیت و آنالسیم اشاره شده بود، که حضور کانیه‌های مذکور در این سنگها منتفی می‌باشد.

در مقاطع میکروسکپی، بافت غالب آنها پرفیری با زمینه میکروکریستالین می‌باشد. پرفیرها غالباً فنوکریست‌های درشت کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۳-۲). از دیگر بافت‌های مشاهده شده بافت جریان‌ی دانه ریز و گلومرپورفیری می‌باشند. ریولیت‌های مربوط به روستای طبس و برخی از ریولیت‌های برداشت شده از روستای مهر دارای بافت دانه‌ریز و جریان‌ی هستند (شکل ۳-۳). وفور بیوتیت‌های رشته‌ای از دیگر ویژگی‌های پتروگرافی ریولیت‌های منطقه است (شکل ۳-۱۰). دانه‌های ریز سانیدین، کوارتز، آلبیت، بیوتیت و مگنتیت ترکیب کانی شناسی زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند.

وجود آنکلاوهای با ترکیب متنوع (توفی، توفی - سیلتستون، توفی - شیلی و هارزبورژیتی) از دیگر ویژگی‌های این سنگها می‌باشد (شکل‌های ۳-۱۱ و ۳-۱۲).

الف - کانیه‌های اصلی

کوارتز

این کانی بیش از ۲۰ درصد از حجم کانیه‌های تشکیل دهنده سنگ را تشکیل می‌دهد. اندازه فنوکریست‌های آن حداکثر به ۳ میلیمتر می‌رسد. فنوکریست‌ها از شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار متغیر هستند و برخی از آنها دارای خلیج خوردگی می‌باشند (شکل ۳-۴). خلیج‌های خوردگی، در اثر عدم تعادل ترکیبی فنوکریست‌ها با زمینه سنگ به وجود آمده‌اند.

سانیدین

این کانی درصد زیادی از کانیهای سنگ را به خود اختصاص داده و اکثراً به صورت شکل دار (سرنیزه‌ای) می‌باشد (شکل ۳-۵). در اثر کائولینیتی شدن، سطح این کانی در نور پلاریزه عادی کدر مایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. سانیدین به صورت ریز بلور در متن سنگ نیز یافت می‌شود.

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت فنوکریست (که ابعاد آن گاهی به ۴ میلیمتر می‌رسد) یا به صورت دانه‌های ریز موجود در زمینه سنگ به وفور یافت می‌شود. ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی از مشخصات پلاژیوکلازهای موجود در ریولیت‌های منطقه است (شکل ۳-۶). شکل این کانی از تیغه‌ای تا کاملاً شکل دار متغیر بوده و ردیف‌شدگی پلاژیوکلازهای تیغه‌ای شکل به تشکیل بافت جریانی در این سنگها منجر شده است. این کانی در اکثر موارد تحت تأثیر دگرسانی سریسیتی قرار گرفته است (شکل ۳-۱۴). لازم به ذکر است ترکیب پلاژیوکلازها در حد آلبیت تا الیگوکلاز متغیر می‌باشد.

ب- کانیهای فرعی

بیوتیت

این کانی فنوکریست مافیک بارز این سنگهاست. بیوتیت به اشکال کشیده و تا حدودی پیچ و تاب خورده (شکل ۳-۹) و دارای ادخالهایی از مگنتیت یافت می‌شود. این کانی به طور جزئی تا کامل به سریسیت و در مراحل پیشرفته‌تر به مسکوویت دگرسان شده است.

هورنبلند

این کانی یکی دیگر از کانیهای مافیک موجود در ریولیت‌های مورد مطالعه می‌باشد. تجمع آن با پلاژیوکلاز به تشکیل بافت گلومروپرفیری منجر شده است (شکل ۳-۷). در اثر دگرسانی به کلریت، اسفن و کانیهای اوپک تبدیل شده است (شکل ۳-۸).

مگنتیت

مگنتیت به صورت ادخال در داخل بیوتیت و هورنبلند یافت می‌شود. این کانی در نمونه‌های دگرسان شده به هماتیت و سایر هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده است.

آپاتیت

این کانی ندرتاً و به صورت ادخال در برخی از پلاژیوکلازها یافت می‌شود.

کانیهای ثانویه

کلریت

کلریت در اثر دگرسانی بیوتیت و هورنبلند به وجود آمده است. در برخی موارد کلریت، اسفن و کلسیت جایگزین هورنبلند شده‌اند. کلریت‌های حاصل از تخریب بیوتیت و هورنبلند در نور پلاریزه متقاطع، دارای رنگ آبی نفتی زیبایی می‌باشند (۳-۱۳).

کلسیت

از دیگر کانیهای ثانویه‌ای که در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند به وجود می‌آید، کلسیت می‌باشد. این کانی ثانویه به صورت بلورهای قوس و قزحی همراه هورنبلندها و پلاژیوکلازهای دگر سان شده موجود در این سنگها یافت می‌شود.

کانیهای رسی

دگرسانی فلدسپارهای آلکالن به ویژه سانیدین به کانیهای رسی، به صورت کائولینیتی شدن به وضوح در مقاطع نازک این سنگها مشاهده می‌شود و منظره ابر مانند و غبارآلودی در سطح کانی به وجود آورده است (شکل ۳-۵).

سریسیت

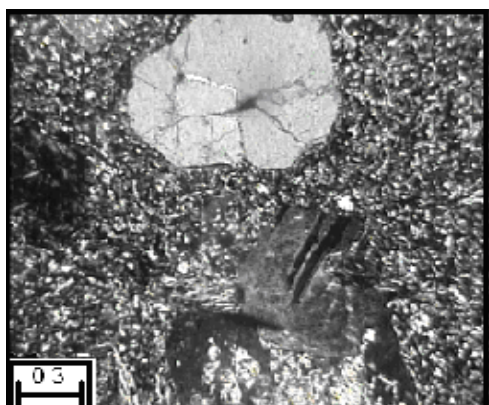
پلاژیوکلاز و سانیدین در برخی نمونه‌ها به طور گسترده به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۴).

اکسیدهای آهن

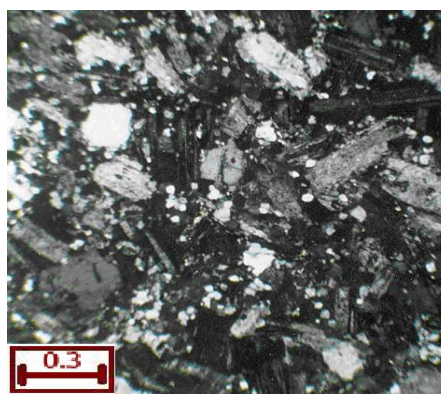
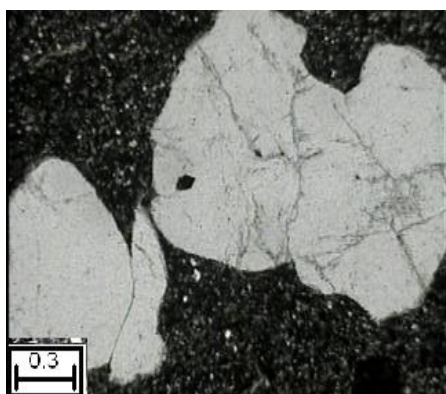
در اثر دگرسانی بیوتیت و هورنبلند مقداری مگنتیت ثانویه در این سنگها به وجود آمده است.

مسکوویت (سریسیت‌های درشت)

در وهله اول به علت شکل مشخص و ابعاد درشت این بلورهای مسکوویت ممکن است تصور کنیم که این بلورها، اولیه هستند اما با بررسی دقیق تر و یافتن بقایای بیوتیت در حواشی بلورهای مسکوویت مشخص شد که این بلورها در اثر دگرسانی بیوتیت حاصل شده‌اند (شکل ۳-۱۰). در صورت مقایسه فرمول شیمیایی بیوتیت $[K(Mg, Fe^{+2})AlSi_3O_{10}(OH)]$ با مسکوویت $\{KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2\}$ متوجه می‌شویم که تبدیل بیوتیت به مسکوویت، با خروج آهن و منیزیم از شبکه بیوتیت همراه است. در ضمن Al به مقدار قابل توجهی افزایش پیدا می‌کند. Al مورد نیاز می‌تواند از طریق سیالات گرمابی و به خرج تخریب فلدسپارها تأمین گردد. آهن و منیزیم (به مقدار کم) به کمک سیال از محیط خارج می‌گردند و به صورت اکسید و هیدروکسید در فضاهای خالی نهشته می‌شوند و غالباً در امتداد درزه‌ها و شکستگی‌ها تجمع می‌یابند.



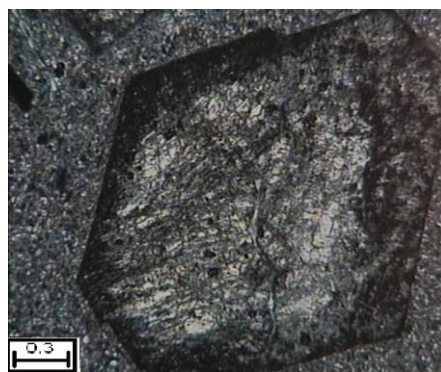
شکل ۳-۱- نمونه ریولیتی برداشت شده از معدن گرانیت مهرگان. شکل ۳-۲- تصویر میکروسکوپی از حضور سانیدین، پلاژیوکلاز و کوارتزهای ریز دانه در ریولیت‌های گنبد زردکوهی (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



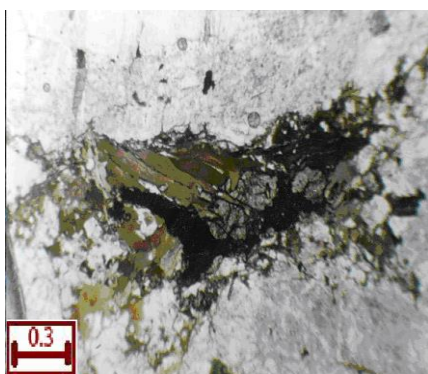
شکل ۳-۳- تصویر میکروسکوپی از بافت دانه ریز و جریانی، کوارتزهای ریز فراوان و پلاژیوکلازهای مستطیلی شکل در سنگهای ریولیتی روستای مهر (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر). شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از کوارتزهای درشت دارای حاشیه خلیج‌خوردگی در نمونه ریولیتی گنبد زردکوهی (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



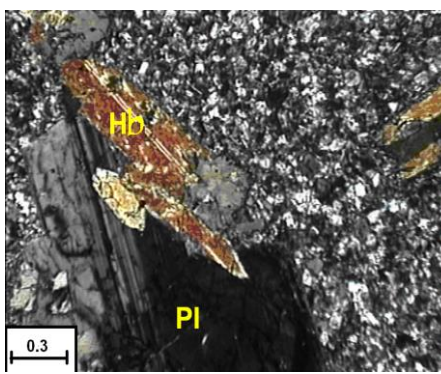
شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی از فنوکریست پلاژیوکلاز نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک در ریولیت‌های معدن دنیا مهرگان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از سانیدین کاملاً شکل‌دار، که آثار دگرسانی به کانیهای رسی در سطح آن مشاهده می‌شود (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی و تخریب بیوتیت و هورنبلند به کلریت و کانیهای اوپک در نمونه ریولیتی مربوط به روستای زردکوهی (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



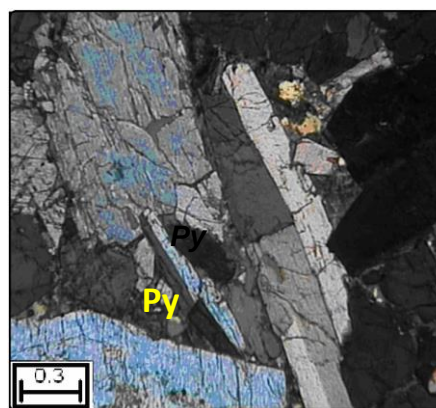
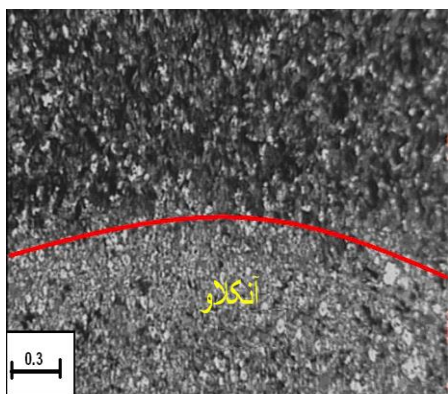
شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از بافت گلمروپرفیری در نمونه ریولیتی مربوط به معدن دنیا مهرگان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



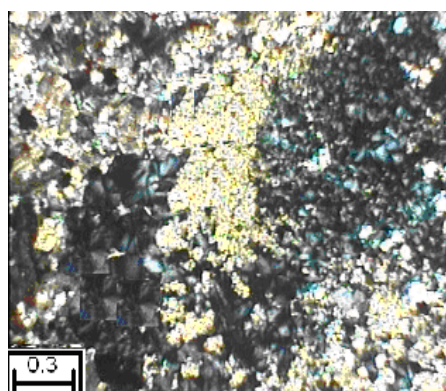
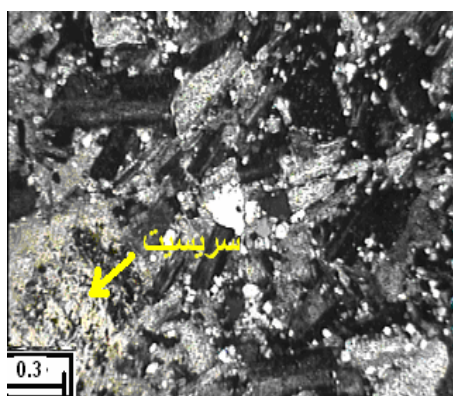
شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از مسکوویت درشت ثانویه که در اثر دگرسانی بیوتیت حاصل شده است و بقایای بیوتیت در آن دیده می‌شود (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت‌های رشته‌ای و پیچ و تاب خورده در ریولیت‌های گنبد زردکوهی (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۱- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو هارزبورژیته موجود در ریولیت‌های شرق روستای ساروق (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).
شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی از آنکلاو توفی- سیلتستونی در سنگهای ریولیتی روستای کلاته‌سادات (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

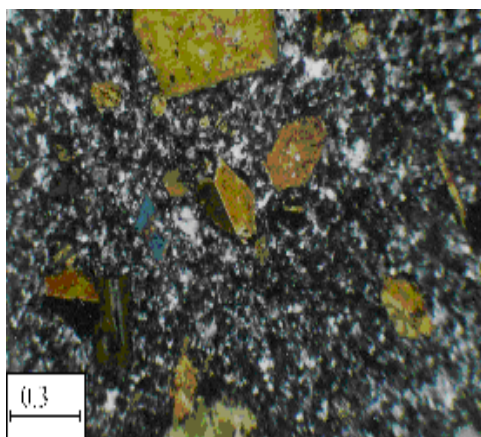


شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از کلریت‌زایی و کلسیت‌زایی در نمونه ریولیتی برداشت شده از معدن گرانیث مهر (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).
شکل ۳-۱۴- تصویر میکروسکوپی از دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت در ریولیت‌های روستای مهر (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

۳-۲-۲- داسیت و تراکی‌داسیت

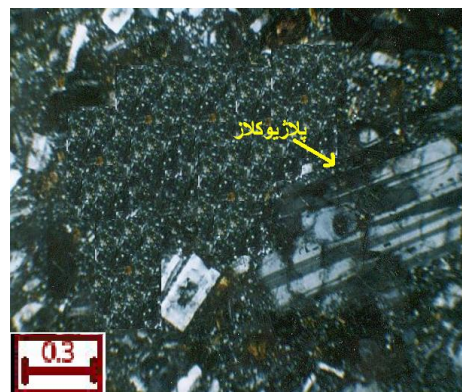
این سنگها در نمونه دستی به رنگ کرم تا خاکستری و حاوی بلورهای درشت هورنبلند سبز می‌باشند. ساخت آنها پرفیری و از نوع آفانیتیک تا فانروکریستالین است. در برخی موارد نحوه قرارگیری پرفیرها (هورنبلند و پلاژیوکلاز) ساخت جریان را در سنگ به وجود آورده است. در برخی از نمونه‌های داسیتی فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز به وضوح نمایان است (شکل ۳-۱۵). سنگهای نیمه عمیق برداشت شده از روستاهای شادمان، جغتای و کهنه دارای ترکیب داسیت و تراکی‌داسیت می‌باشند.

داسیتها و تراکی داسیت‌های منطقه مورد مطالعه حتی در مقاطع میکروسکوپی قابل تفکیک نمی‌باشند. این سنگها معمولاً دارای بافت پرفیری با زمینه میکروکریستالین و جریانی هستند (شکل ۳-۱۶). بافت غربالی و گلمروپرفیری، از دیگر بافتهای مشاهده شده در این سنگها می‌باشند.



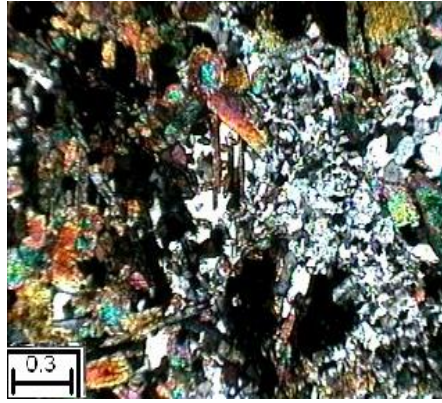
شکل ۳-۱۶- تصویر میکروسکوپی از بافت پرفیری حاصل حضور فنوکریستهای هورنبلندهای تقریباً شکل‌دار در یک زمینه ریز دانه متشکل از هورنبلند، پلاژیوکلاز و کوارتز (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۱۵- نمونه داسیتی برداشت شده از روستای کهنه. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به وفور در این نمونه‌سنگی مشاهده می‌شوند.



شکل ۳-۱۸- فنوکریست هورنبلند حاوی اذخالهایی از مگنتیت و اسفن (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۱۷- تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلازهای شکل‌دار با منطقه‌بندی ترکیبی در آندزیت‌های روستای مقیسه (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۱۹- اپیدوت زایی گسترده در تراکی داسیتهای روستای کهنه (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

الف-کانیهای اصلی

کوارتز

این کانی به صورت بلورهای ریز و عمدتاً بی‌شکل در فضای بین سایر کانیهای سنگ یافت می‌شود. به علت ریز دانه بودن، برآورد حجم تقریبی آن از طریق پتروگرافی امکان پذیر نیست. این کانی به صورت اذخال در بعضی از هورنبلندها یافت می‌شود. از آنجایی که این سنگها دارای ماهیت نیمه عمیق هستند، لذا وضعیت بافتی آنها با میکروگرانودیوریت قابل مقایسه است و حضور کوارتز در پلاژیوکلاز و هورنبلند امری عادی است و حاصل رشد همزمان آنها می‌باشد.

پلاژیوکلاز

این کانی درصد قابل توجهی از کانیهای سازنده سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. ترکیب آن با توجه به بررسیهای ژئوشیمیایی در حد آندزین است. پلاژیوکلازها غالباً دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتیک هستند. آنها تقریباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (تیغه‌ای) می‌باشند (شکل ۳-۱۷). این کانی در اثر دگرسانی به اپیدوت، کلسیت و سریسیت تبدیل شده است. اذخالهایی از سانیدین و مگنتیت در این کانی مشاهده می‌شود.

هورنبلند

هورنبلند موجود در این سنگها اکثراً از نوع هورنبلند قهوه‌ای است اما هورنبلند سبز نیز در این سنگها مشاهده شده است. هورنبلندها در برخی موارد به کلریت و اسفن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۸). اکثر هورنبلندها دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند و بافت غربالی ناشی از وجود کانیه‌های اوپک در آنها دیده می‌شود. در بعضی موارد، در اثر تجمع هورنبلندهای شکل‌دار همراه با پلاژیوکلاز، بافت گلومروپرفیری در داسیتها مشاهده می‌شود.

بیوتیت

این کانی به مقدار کم در سنگهای داسیتی و تراکی داسیتی یافت می‌شود و غالباً در اثر دگرسانی به کلریت و کانیه‌های اوپک تبدیل شده است.

اسفن

این کانی به صورت اولیه شکل‌دار (گوه‌ای شکل) و یا به صورت بی‌شکل و ناشی از دگرسانی می‌باشد (شکل ۳-۱۸).

سانیدین

این کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و غالباً به کانیه‌های رسی دگرسان شده‌است.

ب- کانیه‌های فرعی

کانیه‌های اوپک

کانیه‌های اوپک (احتمالاً مگنتیت) به فراوانی در سنگهای داسیتی و تراکی داسیتی وجود دارند.

ج- کانیه‌های ثانویه

کلریت

این کانی حاصل دگرسانی هورنبلند و بیوتیت می‌باشد و همراه با اسفن ثانویه یافت می‌شود. حضور کلریت، مؤید حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیتها می‌باشد. پتاسیم خارج شده در تشکیل سریسیت مشارکت کرده است.

سریسیت

بلورهای ریز این کانی در نقاط مختلف سطح پلاژیوکلازها و سانیدین مشاهده می‌شوند.

کانیهای رسی

کانیهای رسی حاصل تجزیه فلدسپارهای آلکالن بوده و به صورت پوششی کدر و غبار مانند سطح آنها را می‌پوشانند و منظره غبارآلودی را به وجود می‌آورند.

اپیدوت

اپیدوت حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند است و به طور گسترده در سنگهای داسیتی و تراکی داسیتی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۹).

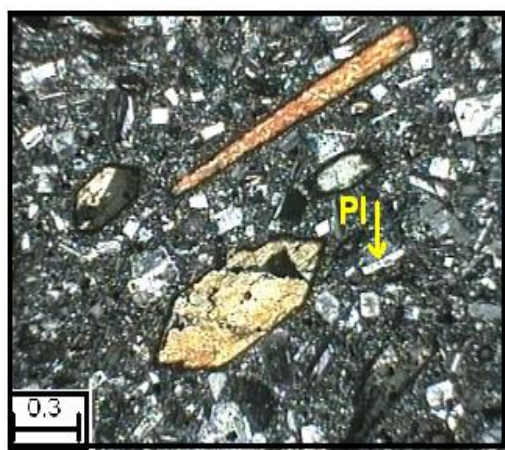
۳-۲-۳- آندزیت و تراکی آندزیت

این سنگها از نظر فراوانی بعد از ریولیتها می‌باشند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز کم رنگ دیده می‌شوند و سنگهای آندزیتی که متحمل دگرسانی شده‌اند، به رنگ قرمز هستند. آندزیتها سرشار از پرفیرهای بیوتیت و هورنبلند بوده و بافت پرفیری-جریانی نشان می‌دهند. وجود آنکلاوهای با ترکیب متنوع از مشخصات اصلی آندزیتها و تراکی آندزیتها منطقه مطالعه شده است. آنکلاوها اکثراً دانه درشت بوده و تیره‌تر از سنگ میزبان می‌باشند. آنکلاوها به ابعاد چندین سانتیمتر و به اشکال بیضوی در این سنگها یافت می‌شوند (شکل ۳-۲۰). برخی نمونه‌های نیمه عمیق برداشت شده از روستاهای آبرود، جلمبادان، مقسیه و جغتای دارای ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشند.

بافت این سنگها در حاشیه و قسمتهای مرکزی توده‌های سنگی متغیر است. نمونه‌های مربوط به بخشهای حاشیه‌ای دانه ریزتر بوده و بافت غالب در آنها پرفیری با زمینه بسیار دانه ریز است. نمونه‌های متعلق به

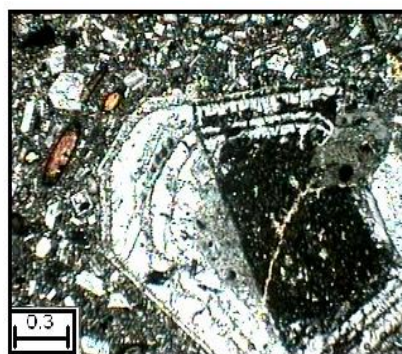
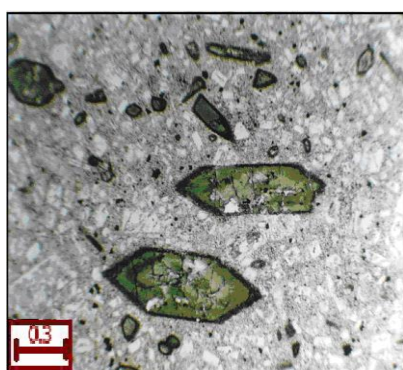
بخشهای مرکزی دارای فنوکریست‌های درشت‌تری نسبت به بخشهای حاشیه‌ای بوده و از دیگر مشخصات آنها بافت گلومروپرفیری ناشی از تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشد.

این سنگها در زیر میکروسکپ دارای کانیه‌های متنوع و بافت مشخص می‌باشند (شکل ۳-۲۱). بافت پرفیری، پرفیروئیدی، گلومروپرفیری، جریان‌ی و غربالی از بافت‌های مشاهده شده در این سنگهاست. کانیه‌های اصلی موجود در این سنگها، پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند. وفور هورنبلند‌های شکل‌دار با حاشیه سوخته در مقاطع میکروسکپی یکی از ویژگیهای بارز آندزیتها و تراکی‌آندزیت‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۳-۲۳).



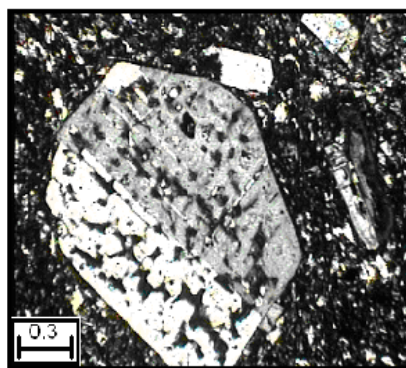
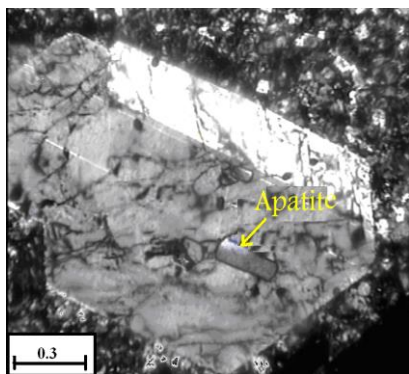
شکل ۳-۲۱- تصویر میکروسکپی از بافت پرفیری ناشی از فنوکریست‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در آندزیت‌های پرفیری روستای جلمبادان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۲۰- آنکلاو هارزبوریتی موجود در آندزیت‌های پرفیری شمال شرق روستای روستای آبرود.

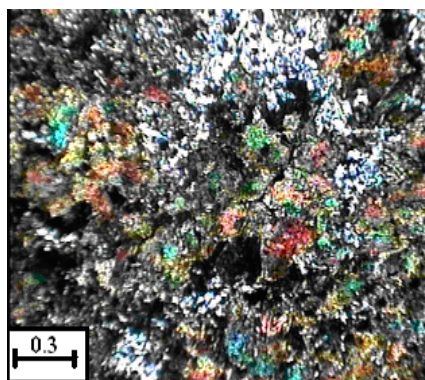
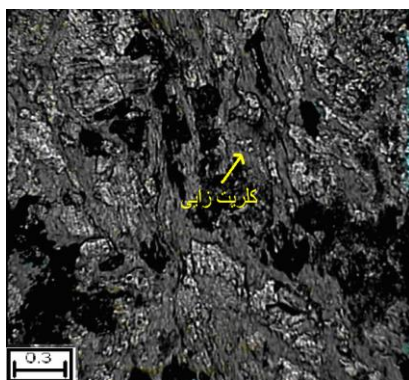


شکل ۳-۲۳- تصویر میکروسکپی از وفور هورنبلند‌های لوزی شکل با حاشیه سوخته در آندزیت‌های روستای جلمبادان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۳-۲۲- تصویر میکروسکپی از پلاژیوکلاز شکل‌دار دارای منطقه‌بندی ترکیبی در آندزیت‌های پرفیری منطقه آبرود (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۴- تصویر میکروسکوپی از بافت غربالی در پلاژیوکلازهای موجود در نمونه آندزیتی برداشت شده از روستای جلمبادان (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).
 شکل ۳-۲۵- تصویر میکروسکوپی از حضور آپاتیت در پلاژیوکلازهای موجود در نمونه تراکی آندزیتی روستای کهنه (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۲۶- تصویر میکروسکوپی از آندزیت‌های پروپیلیتی شده متعلق به شمال شرق روستای آبرود (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).
 شکل ۳-۲۷- تصویر میکروسکوپی از گلریت‌زایی گسترده در آنکلاوهای هارزبورژیته موجود در آندزیت‌های شمال شرق روستای آبرود (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

الف - کانیهای اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به وفور در آندزیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها یافت می‌شود و به صورت فنوکریست و ریز بلور مشاهده می‌گردد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز اکثراً منطقه‌بندی واضحی نشان می‌دهند. این بلورها اکثراً اتومورف بوده و دارای ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشند (شکل ۳-۲۲). پلاژیوکلازهای منطقه غالباً دارای ادخالهایی از کانیهای اوپک هستند و بافت غربالی واضحی در آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۴). بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به سریسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند.

هورنبلند

هورنبلندهای شکل دار غالباً با حاشیه سوخته، درصد قابل توجهی از پرفیهای مافیک این سنگها را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۳-۲۳). منطقه‌بندی ترکیبی، کلریت‌زایی و اسفن‌زایی بعضاً در این کانی مشاهده می‌شود. رنگ این کانی از سبز تا قهوه‌ای متغیر است. در اثر تجمع این کانی با پلاژیوکلازها بافت گلوپروپیری در آندزیتها مشاهده می‌شود. این کانی تحت تأثیر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده است.

بیوتیت

این کانی ندرتاً در نمونه‌های آندزیتی مشاهده می‌شود. بیوتیت به صورت رشته‌ای در این سنگها یافت می‌گردد. بیوتیت معمولاً در این سنگها تحت تأثیر دگرسانی به کلریت تبدیل شده است. همچنین این کانی دارای ادخالهایی از مگنتیت است.

ب- کانیه‌های فرعی

کانیه‌های اوپک

این کانیه‌ها اکسیدهای آهن (مگنتیت و تیتانومگنتیت) را شامل می‌شوند و به صورت ادخال در بیوتیت و هورنبلند یافت می‌شوند.

آپاتیت

این کانی به میزان نادر و به صورت بلورهای کشیده (مستطیلی شکل) و ادخال مانند در بعضی از پلاژیوکلازها یافت می‌شود (شکل ۳-۲۵).

ج- کانیه‌های ثانویه

با مشاهدات پتروگرافی مشخص شد که آندزیتها و تراکی‌آندزیتها منطقه، تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتی قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۲۶).

کلریت

کلریت‌زایی گسترده در محل کنتاکت آندزیت‌های آبرود و هارزبورژیت‌های میزبان به وفور مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۷).

اسفن

اسفن به صورت بی‌شکل و معمولاً ناشی از دگرسانی در داخل هورنبلندها یافت می‌شود.

سریسیت

این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلازها به وجود آمده است.

اپیدوت

اپیدوت در اثر دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حاصل شده است.

کلسیت

این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند به وجود آمده است.

زئولیت

از دیگر کانیهای ثانویه مشاهده شده در این سنگها زئولیت می‌باشد. این کانی در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز به وجود آمده است.

۳-۳- ترتیب تبلور

با توجه به شکل کانیها، فراوانی آنها و نحوه دربرگرفته شدن آنها توسط یکدیگر، ترتیب تبلور کانیهای سازنده سنگهای مورد مطالعه به صورت ترسیمی در شکل ۳-۲۸ نمایش داده شده است.

کانیهای تشکیل دهنده	ریولیت
---------------------	--------

Hb	_____
Pl	_____
San	_____
Bio	_____
Qtz	_____
Apa	_____
داسیت و تراکی داسیت	
Hb	_____
Pl	_____
San	_____
Qtz	_____
Sph	_____
آندزیت و تراکی آندزیت	
Hb	_____
Pl	_____
Sph	_____
Apa	_____

شکل ۳-۲۸- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه.

۳-۴- نتیجه گیری

- گنبد‌های نیمه عمیق منطقه باشتین از نظر سنگ شناسی متنوع بوده و دارای ترکیب سنگ شناسی آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکی داسیت و ریولیت هستند. از بین سنگ‌های نامبرده ریولیت‌ها دارای بیشترین فراوانی می‌باشند.

- این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های پرفیری، جریان‌ی، گلوپروپرفیری و غربالی نشان می‌دهند.

- کانیه‌های فلسیک غالب در اغلب سنگ‌های منطقه سانیدین (به طور کلی فلدسپارهای آلکالن)، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند. آلکالی فلدسپارهای موجود در توده‌های مورد مطالعه از نوع سانیدین با رنگ سفید تا طوسی و غالباً شکل‌دار (سرنیزه‌ای) می‌باشند. پلاژیوکلازها معمولاً ترکیبی در حد الیگوکلاز-آندزین دارند.

- هورنبلند‌های شکل‌دار با حاشیه سوخته و بیوتیت‌های کشیده (رشته‌ای)، کانیه‌های فرومنیزین غالب در سنگ‌های منطقه هستند. در واقع هورنبلند‌های شکل‌دار (لوزی شکل با حاشیه سوخته) و بیوتیت‌های رشته‌ای به ترتیب از مشخصات بارز آندزیت‌ها و ریولیت‌های منطقه می‌باشند. از دیگر مشخصات بارز ریولیت‌های منطقه وفور کوارتزها و سانیدین‌های درشت است، که کوارتزها اغلب با حاشیه خلیج‌خوردگی همراه هستند.

- سنگ‌های نیمه عمیق منطقه باشتین غالباً دگرسان شده‌اند. دگرسانی آرژیلیتی ریولیت‌ها و داسیت‌های منطقه را تحت تأثیر قرار داده است و آندزیت‌های مورد مطالعه نیز تحت تأثیر دگرسانی پروپیلیتی قرار گرفته‌اند. کلریت زایی و اسفن‌زایی در هورنبلند‌ها از مهمترین دگرسانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها هستند. وجود کانیه‌های ثانویه فراوان نظیر کانیه‌های رسی، سربیسیت، اپیدوت و کلسیت در اکثر نمونه‌ها، ناشی از عملکرد دگرسانی گرمابی دمای متوسط تا پایین است.

- آنکلاوهای با ترکیب متنوع (توفی، توفی-شیلی، توفی-سیلتستونی و هارزبورژیتی) با ابعاد میلیمتری تا سانتیمتری در این سنگ‌ها وجود دارند. وجود آنکلاوهای از سنگ‌های میزبان در نمونه‌های مورد مطالعه حاکی از آن است که فرایند آلايش پوسته‌ای در تکوین و تحول گنبد‌های مورد مطالعه نقش داشته است. آنکلاوهای نامبرده تحت تأثیر سیالات گرمابی به شدت دگرسان شده‌اند و به کانیه‌ای نظیر کلریت، کلسیت و منیزیت تبدیل گردیده‌اند.

- از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه وجود اسفن‌های ثانویه است که حاصل تخریب هورنبلند و بیوتیت هستند. اسفن اولیه به ندرت در این سنگ‌ها مشاهده شد.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه، ترتیب تبلور کانیهای مهم تشکیل دهنده این سنگها، در مجموع به صورت زیر می باشد:

هورنبلند، پلاژیوکلاز، سانیدین و کوارتز.

۴-۱- مقدمه

ژئوشیمی علمی است که ترکیب یک سنگ نسبتاً پیچیده را به یک سری اعداد ساده قابل فهم تبدیل می کند. به منظور استفاده از ژئوشیمی اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگمای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می باشد (هندرسون^۱، ۱۹۸۲). به عبارت دیگر ژئوشیمی قویترین ابزارهای قابل دسترس برای تشریح منشأ و تحول سنگها را در اختیار ما قرار می دهد. پس از مطالعات پتروگرافی سنگهای منطقه مورد مطالعه، تعداد ۲۸ نمونه از سنگهای نیمه عمیق منطقه باشتین، با توجه به تنوع سنگ

^۱-Henderson

شناسی آنها و حداقل هوازدگی جهت آنالیز شیمیایی سنگ کل عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب و در کارگاه کانه‌آرایی پودر دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود آماده‌سازی شد و سپس به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا جهت آنالیز به روش ICP-MS ارسال شد و آنالیز گردید. مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده بر حسب UTM در جدول ۴-۱ آمده است.

۴-۲- آماده‌سازی و تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌ها

قبل از بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها باید به فرایندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تأثیر قرار دهد اشاره نمود. در زیر به مهمترین این عوامل اشاره خواهد شد.

- آلاینش در طول آماده‌سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه شیمیایی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خرد کردن و پودر کردن نمونه‌ها رخ می‌دهد که هم به صورت آلاینش منتقل شده از نمونه‌هایی که قبلاً آماده شده‌اند و هم از خود دستگاه آسیاب ناشی می‌شود. آلاینش منتقل شده، توسط تمیز کردن دقیق آسیاب برطرف خواهد شد. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، باید از آسیاب آگاتی استفاده کرد. با این حال آسیاب آگاتی نیز ممکن است آلاینش کمی ایجاد کند (رولینسون^{۱۰}، ۱۹۹۳). از این رو، نمونه‌های مورد مطالعه توسط آسیاب آگاتی در کارگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن پودر گردید.

- منابع دیگر آلاینش، در طبیعت هستند و آن زمانی است که نمونه به وسیله پوشش نازکی از رسوبات ناشی از مواد محلول در آبهای زیرزمینی یا آب دریا پوشیده شود و یا به دلیل طولانی بودن زمان بین نمونه‌برداری و پودر کردن، نمونه‌ها در معرض عوامل جوّی قرار گرفته و آلودگی یابند. این موارد بوسیله شستشوی تکه‌های سنگ پس از بریدن و قبل از پودر کردن با HCl یک مولار، به مدت چند دقیقه مرتفع می‌شود.

- از دیگر منابع خطا می‌توان به خطای ناشی از کالیبراسیون، خطای ناشی از همپوشانی پیکها و خطای آشکارسازی داده‌های ژئوشیمیایی اشاره کرد.

- با توجه به اینکه جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، از آسیاب آگاتی استفاده شده است، می‌توان تنها عامل آلاینش در این مرحله را اضافه شدن مقادیر جزئی سیلیس دانست. از طرفی بدلیل اینکه سیلیس جزء عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگهاست و به مقدار فراوان در سنگها یافت می‌شود، آلاینش

^{۱۰} Rowlinson

مقادیر ناچیز این عنصر نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. بدین ترتیب آرایش عناصر فلزی در مرحلهٔ آسیاب نقشی ندارد.

- از آنجائیکه نمونه‌های منطقه به روش ICP-MS مورد تجزیهٔ شیمیایی قرار گرفته‌اند، می‌توان با اطمینان بیشتری نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۳-۴- آماده سازی و تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده داده‌های تجزیهٔ شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل داده‌ها، تصحیحاتی در مورد آنها اعمال می‌شود. از جملهٔ این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO اشاره کرد. این موارد، در رابطه با نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردید و مقادیر تصحیح شده در جدول ۲-۴ ارائه شده است.

نتایج تجزیهٔ شیمیایی و نورم محاسبه شده بر اساس آنها به ترتیب در جداول ۲-۴ و ۳-۴ آورده 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	شمارهٔ نمونه
۵۰۲۶۱۹	۴۰۴۸۶۶۴	تراکی آندزیت	SA-1
۴۱۳۴۵۸	۴۰۵۵۱۱۸	تراکی آندزیت	SA-2
۴۱۳۶۴۹	۴۰۳۷۰۵۷	آندزیت	SA-3
۵۰۲۱۳۷	۴۰۴۸۷۵۰	آندزیت	SA-4
۴۸۳۶۳۵	۴۰۴۳۷۰۵	آندزیت	SA-5
۴۱۳۴۵۸	۴۰۵۵۱۱۸	تراکی آندزیت	SA-6
۴۸۳۶۳۵	۴۰۳۲۷۰۶	داسیت	SA-7
۴۱۳۶۴۹	۴۰۳۷۰۵۷	تراکی داسیت	SA-8
۵۱۴۷۷۸	۴۰۲۳۶۲۶	داسیت	SA-9
۵۳۶۰۳۶	۴۰۲۰۳۰۲	ریولیت	SA-10
۵۲۱۰۷۲	۴۰۲۷۲۸۷	ریولیت	SA-11
۵۱۴۷۷۸	۴۰۲۸۱۴۶	ریولیت	SA-12

SA-13	ریولیت	۴۰۲۷۲۳۲	۵۱۷۱۲۶
SA-14	ریولیت	۴۰۲۷۶۶۱	۵۲۱۲۷۶
SA1-15	ریولیت	۴۰۲۳۶۲۶	۵۲۸۳۸۱
SA-16	ریولیت	۴۰۲۳۵۵۱	۵۲۹۰۰۴
SA-17	ریولیت	۴۰۲۷۸۶۱	۵۲۴۳۸۱
SA-18	ریولیت	۴۰۲۷۶۶۱	۵۶۳۰۴۲
SA-19	ریولیت	۴۰۲۰۳۰۲	۵۳۶۰۳۶
SA-20	ریولیت	۴۰۲۵۴۵۸	۵۲۱۲۷۶
SA-21	ریولیت	۴۰۲۸۰۰۳	۵۱۳۸۸۴
SA-22	ریولیت	۴۰۲۸۴۶۳	۵۱۶۳۳۹
SA-23	ریولیت	۴۰۵۱۸۵۸	۵۱۳۴۶۹
SA-24	ریولیت	۴۰۳۲۹۳۹	۴۹۴۳۳۱
SA-25	ریولیت	۴۳۲۸۲۷۳	۴۸۴۳۳۱
SA-26	ریولیت	۴۰۲۸۲۷۳	۵۱۴۹۹۲
SA-27	ریولیت	۴۰۳۰۵۶۳	۴۷۷۳۴۱
SA-28	ریولیت	۴۰۳۰۵۶۳	۴۷۷۳۴۱

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی سنگهای نیمه عمیق منطقه باشتین سبزوار.

	نوع سنگ	تراکی آندزیت		آندزیت			تراکی آندزیت
		SA-1	SA-2	SA-3	SA-4	SA-5	SA-6
	شماره نمونه	جفتای	شادمان	آبرود	جفتای	کمر سفید	کهنه
SiO ₂	%	55.53	56.86	57.42	58.74	60.10	60.41
Al ₂ O ₃	"	18.24	18.22	18.06	18.59	19.07	17.82

FeO	"	3.03	2.69	2.44	2.19	1.68	1.52
Fe ₂ O ₃	"	4.55	4.03	4.53	4.06	3.12	2.28
MgO	"	4.98	4.38	3.91	2.61	2.06	4.62
CaO	"	4.31	4.40	7.06	6.44	5.21	4.12
Na ₂ O	"	6.05	6.68	3.91	4.06	3.98	4.93
K ₂ O	"	1.23	1.10	1.28	0.59	1.73	1.87
TiO ₂	"	0.70	0.64	0.52	0.56	0.50	0.45
P ₂ O ₅	"	0.11	0.15	0.19	0.16	0.18	0.15
MnO	"	0.11	0.11	0.13	0.12	0.04	0.06
Cr ₂ O ₃	"	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02
L.O.I.	"	2.70	2.10	2.10	3.30	3.70	3.10
Ba	ppm	135.70	149.70	357.70	130.10	206.00	381.00
Be	"	1.00	1.00	<1	1.00	<1	<1
Co	"	24.80	21.00	21.90	13.10	8.70	15.60
Cs	"	1.00	0.10	0.60	0.40	0.50	0.60
Ga	"	16.40	17.50	17.40	17.70	16.30	15.80
Hf	"	2.10	2.20	2.00	2.20	2.70	2.90
Nb	"	1.70	1.90	2.00	2.70	4.10	4.80
Rb	"	22.60	10.20	19.80	9.20	22.40	31.80
Sr	"	463.90	208.60	780.60	366.10	470.00	731.70
Ta	"	0.10	0.20	0.10	0.20	0.30	0.40
Th	"	1.10	0.90	2.50	1.30	1.50	3.00
U	"	0.30	0.40	0.80	0.40	0.50	1.20
V	"	207.00	170.00	208.00	134.00	70.00	76.00
W	"	0.10	0.40	0.10	0.20	0.20	0.10
Zr	"	64.60	66.60	69.20	72.60	110.60	103.30
Y	"	17.30	17.10	11.70	14.60	14.50	8.70
La	"	5.80	5.60	10.90	7.50	8.80	11.90
Ce	"	13.10	13.00	23.40	17.20	21.40	22.20
Nd	"	9.60	9.30	12.70	10.70	10.90	10.60
Sm	"	2.70	2.60	2.60	2.30	2.50	2.10
Eu	"	0.77	0.80	0.79	0.72	0.79	0.59
Gd	"	3.12	3.02	2.16	2.81	2.67	1.97
Tb	"	0.55	0.52	0.38	0.45	0.43	0.30
Dy	"	3.21	2.80	2.06	2.62	2.54	1.63
Ho	"	0.61	0.57	0.37	0.50	0.43	0.29

Er	"	1.76	1.84	1.14	1.50	1.35	0.88
Tm	"	0.24	0.26	0.17	0.23	0.19	0.14
Yb	"	1.67	1.73	1.10	1.54	1.35	0.84
Lu	"	0.29	0.28	0.18	0.24	0.23	0.14

ادامه جدول ۴-۲.

	نوع سنگ	داسیت	تراکی داسیت	داسیت	ریولیت		
	شماره نمونه	SA-7	SA-8	SA-9	SA-10	SA-11	SA-12
	محل نمونه برداری	کهنه	آبرود	کهنه	نوده صرصه	کلاته سادات	دنیا مهرگان
SiO ₂	%	62.56	62.78	63.60	68.61	69.72	70.23
Al ₂ O ₃	"	17.74	18.31	17.29	18.82	20.64	20.24
FeO	"	1.78	1.63	1.80	0.81	0.25	0.30
Fe ₂ O ₃	"	2.68	1.63	2.70	0.81	0.25	0.30
MgO	"	3.06	2.45	2.92	0.75	0.10	0.18
CaO	"	5.41	3.62	5.25	0.87	1.25	0.46
Na ₂ O	"	4.39	5.27	4.51	6.51	4.57	5.38
K ₂ O	"	0.72	2.05	0.77	2.24	3.57	3.62
TiO ₂	"	0.48	0.41	0.47	0.15	0.02	0.04
P ₂ O ₅	"	0.11	0.22	0.13	0.13	0.03	0.05
MnO	"	0.09	0.05	0.08	0.08	0.06	0.04
Cr ₂ O ₃	"	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	<0.001
L.O.I.	"	2.40	3.10	1.90	1.60	1.10	0.70
Ba	ppm	130.30	445.60	132.50	463.90	518.00	545.10
Be	"	<1	1.00	<1	1.00	2.00	2.00
Co	"	13.50	9.30	13.60	1.20	<5	0.50
Cs	"	0.20	0.90	0.20	0.80	2.60	1.80
Ga	"	15.90	16.80	15.80	17.70	18.70	16.10
Hf	"	2.40	3.20	2.80	2.70	2.10	1.90
Nb	"	2.40	5.80	2.60	7.70	6.80	3.70
Rb	"	10.10	38.70	10.50	43.10	70.10	73.60
Sr	"	507.10	848.50	400.10	673.50	337.80	344.50
Ta	"	0.10	0.40	0.10	0.60	0.60	0.30
Th	"	0.80	3.60	0.70	3.80	1.60	1.70
U	"	0.40	1.20	0.40	1.20	1.80	1.00
V	"	86.00	58.00	90.00	19.00	<5	<5

W	"	<.1	0.50	0.20	3.80	0.20	<.1
Zr	"	85.70	124.30	88.00	90.10	38.40	40.50
Y	"	16.80	9.20	17.00	9.20	6.30	5.70
La	"	6.10	13.00	6.90	15.40	3.80	5.50
Ce	"	15.80	26.40	16.30	31.50	7.50	10.10
Nd	"	10.30	11.10	10.10	12.90	3.50	4.30
Sm	"	2.50	2.10	2.50	1.90	0.80	1.00
Eu	"	0.72	0.61	0.69	0.55	0.26	0.25
Gd	"	2.80	1.59	2.83	1.59	1.02	0.96
Tb	"	0.49	0.27	0.48	0.26	0.18	0.17
Dy	"	2.88	1.46	2.74	1.39	0.96	0.77
Ho	"	0.54	0.29	0.59	0.26	0.18	0.16
Er	"	1.82	0.86	1.70	0.78	0.52	0.43
Tm	"	0.26	0.14	0.25	0.12	0.08	0.07
Yb	"	1.67	0.77	1.73	0.78	0.47	0.38
Lu	"	0.29	0.14	0.30	0.13	0.07	0.06

ادامه جدول ۴-۲.

	نوع سنگ	ریولیت					
	شماره نمونه	SA-19	SA-20	SA-21	SA-22	SA-23	SA-24
	محل نمونه برداری	نوده صرصره	روستای زردکوهی	گمانه معدن مهرگان	دنیا مهرگان	ساروق	شمال روستای آبرود
SiO ₂	%	71.39	73.22	72.09	72.30	72.32	72.46
Al ₂ O ₃	"	16.63	16.45	17.64	17.53	17.62	16.88
FeO	"	0.66	0.39	0.32	0.34	0.38	0.34
Fe ₂ O ₃	"	0.66	0.39	0.32	0.34	0.38	0.34
MgO	"	0.53	0.13	0.12	0.18	0.24	0.13
CaO	"	0.97	1.19	1.52	0.40	0.26	0.51
Na ₂ O	"	5.27	5.10	5.12	6.50	7.07	5.57
K ₂ O	"	3.50	3.75	3.48	3.10	2.65	4.21
TiO ₂	"	0.08	0.02	0.03	0.05	0.05	0.02
P ₂ O ₅	"	0.17	0.05	0.06	0.04	0.06	0.03
MnO	"	0.15	0.08	0.06	0.03	0.03	0.06
Cr ₂ O ₃	"	0.00	0.00	<.001	<.001	<.001	<.001
L.O.I.	"	1.40	0.80	0.90	0.70	0.60	1.00

Ba	ppm	558.90	493.80	507.50	466.50	445.50	510.10
Be	"	2.00	3.00	1.00	2.00	1.00	3.00
Co	"	1.10	<.5	0.60	0.70	0.50	<.5
Cs	"	1.30	3.20	2.50	0.70	0.50	1.30
Ga	"	17.40	16.90	18.20	18.40	16.90	18.10
Hf	"	3.20	2.10	2.00	1.90	1.40	2.10
Nb	"	9.40	9.30	7.20	6.40	6.70	9.30
Rb	"	70.90	83.10	72.70	67.80	52.40	92.10
Sr	"	338.80	365.70	475.50	537.70	377.50	459.90
Ta	"	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.80
Th	"	4.80	1.70	1.20	1.00	0.10	1.00
U	"	2.60	1.90	1.40	1.70	1.10	2.40
V	"	10.00	<5	<5	5.00	<5	<5
W	"	0.30	1.20	<.1	<.1	0.20	<.1
Zr	"	74.00	39.50	41.10	43.90	31.60	39.40
Y	"	13.10	3.60	5.60	4.70	2.20	3.40
La	"	15.60	5.10	5.10	4.40	1.00	4.60
Ce	"	30.80	9.90	10.00	7.10	1.40	9.00
Pr	"	3.72	1.19	1.19	0.91	0.17	1.08
Nd	"	13.40	5.00	4.70	3.60	0.70	4.10
Sm	"	2.50	1.00	0.90	0.80	0.20	0.80
Eu	"	0.42	0.24	0.24	0.27	0.13	0.24
Gd	"	2.22	0.94	0.87	0.78	0.28	0.83
Tb	"	0.37	0.14	0.17	0.14	0.06	0.14
Dy	"	2.15	0.72	0.85	0.71	0.36	0.63
Ho	"	0.37	0.09	0.14	0.12	<.05	0.07
Er	"	1.07	0.17	0.41	0.33	0.13	0.14
Tm	"	0.15	<.05	0.07	<.05	<.05	<.05
Yb	"	1.06	0.11	0.40	0.33	<.05	0.10
Lu	"	0.17	0.01	0.06	0.05	0.01	0.01

ادامه جدول ۴-۲.

	نوع سنگ	ریولیت			
		SA-25	SA-26	SA-27	SA-28
	شماره نمونه				
	محل نمونه برداری	کلاته سادات	دنیا مهرگان	کمر سفید	شادمان
SiO ₂	%	72.54	72.64	72.92	73.14

Al ₂ O ₃	"	16.94	17.23	17.52	17.55
FeO	"	0.28	0.37	0.35	0.36
Fe ₂ O ₃	"	0.28	0.37	0.35	0.36
MgO	"	0.14	0.18	0.16	0.16
CaO	"	0.80	0.60	1.34	1.63
Na ₂ O	"	5.27	6.22	5.58	5.17
K ₂ O	"	3.55	3.17	2.36	2.32
TiO ₂	"	0.02	0.05	0.01	0.01
P ₂ O ₅	"	0.01	0.06	0.01	0.01
MnO	"	0.09	0.03	0.07	0.06
Cr ₂ O ₃	"	0.00	<.001	0.00	0.00
L.O.I.	"	1.50	0.60	0.80	0.70
Ba	ppm	502.80	487.80	310.80	304.00
Be	"	2.00	2.00	1.00	1.00
Co	"	<.5	0.50	<.5	<.5
Cs	"	2.00	1.20	1.20	1.70
Ga	"	16.80	17.20	18.30	19.80
Hf	"	2.10	1.90	1.90	1.70
Nb	"	7.10	6.30	10.60	10.60
Rb	"	71.30	65.90	46.00	47.50
Sr	"	246.70	644.30	283.20	314.10
Ta	"	0.70	0.50	1.00	1.00
Th	"	2.10	1.20	0.40	0.30
U	"	2.00	1.50	1.90	1.70
V	"	<5	<5	<5	<5
W	"	0.20	<.1	0.20	0.10
Zr	"	41.90	43.70	24.80	24.70
Y	"	6.40	4.30	4.80	4.90
La	"	4.10	3.40	3.00	2.90
Ce	"	7.90	6.90	4.70	5.30
Pr	"	0.98	0.84	0.61	0.63
Nd	"	3.30	3.60	2.50	2.50
Sm	"	1.00	0.70	1.00	1.00
Eu	"	0.23	0.26	0.30	0.32
Gd	"	1.04	0.64	1.23	1.20
Tb	"	0.18	0.14	0.19	0.21

Dy	"	0.96	0.68	0.89	1.03
Ho	"	0.16	0.12	0.11	0.11
Er	"	0.45	0.30	0.19	0.21
Tm	"	0.08	0.06	<.05	<.05
Yb	"	0.46	0.32	0.08	0.11
Lu	"	0.07	0.05	0.01	0.01

جدول ۳-۴- مقادیر نورماتیو نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

شماره نمونه	SA-1	SA-2	SA-3	SA-4	SA-5	SA-6
ترکیب سنگ شناسی	تراکی‌اندیت		آندزیت			تراکی‌آندزیت
محل نمونه برداری	جفتای	شادمان	آبرود	جفتای	کمر سفید	کهنه
Apatite	0.26	0.36	0.46	0.39	0.43	0.36
Zircon	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
Ilmenite	1.33	1.22	0.98	1.06	0.95	0.85
Orthoclase	7.27	6.49	7.57	3.48	10.21	11.05
Albite	51.17	56.50	33.11	34.31	33.71	41.71
Anorthite	19.00	16.51	27.93	30.78	24.86	19.74
Pl-An	27.08	22.61	45.76	47.29	42.44	32.12
Crundum	0.00	0.00	0.00	0.00	1.53	0.45
Magnetite	6.60	5.84	6.56	5.83	4.11	3.31
Hematite	0.00	0.00	0.00	0.04	0.29	0.00
Diopside	1.43	3.47	4.81	0.21	0.00	0.00
Hyperstene	9.99	6.13	7.64	6.41	5.14	11.83
Quartz	0.00	0.00	10.47	15.64	16.49	9.02
Olivine	1.85	2.76	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum(%) (Phases)	98.90	99.30	99.50	98.20	97.70	98.30
D.I.	58.44	62.99	51.15	53.43	60.41	61.78

ادامه جدول ۳-۴.

شماره نمونه	SA-7	SA-8	SA-9	SA-10	SA-11	SA-12
ترکیب سنگ شناسی	داسیت	تراکی‌داسیت	داسیت	ریولیت		
محل نمونه برداری	کهنه	آبرود	کهنه	نوده صرصه	کلاته‌سادات	دنیا مهرگان
Apatite	0.26	0.52	0.31	0.31	0.07	0.12
Zircon	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01

Ilmenite	0.91	0.78	0.89	0.29	0.04	0.08
Orthoclase	4.26	12.11	4.56	13.21	21.08	21.38
Albite	37.15	44.59	38.18	55.13	38.70	45.49
Anorthite	26.28	16.52	24.64	3.78	6.22	2.16
Pl-An	41.43	27.03	39.22	6.42	13.85	4.53
Crundum	0.10	1.37	0.00	4.30	6.98	6.68
Magnetite	3.88	2.36	3.92	1.17	0.36	0.43
Hematite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.57	0.00	0.00	0.00
Hyperstene	8.07	7.16	7.46	2.59	0.59	0.77
Quartz	18.13	13.01	19.04	19.08	26.48	23.76
Olivine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum(%) (Phases)	99.10	944.00	99.60	99.90	100.50	100.90
D.I.	59.54	69.71	61.78	87.42	86.26	90.63

ادامه جدول ۳-۴.

شماره نمونه	SA-13	SA-14	SA-15	SA-16	SA-17	SA-18
محل نمونه برداری	مهر	سفید حر	شمال شرقی ساروق	شمال شرقی ساروق	کلاته سادات	طیس
ترکیب سنگ شناسی			ریولیت			
Apatite	0.10	0.07	0.07	0.14	0.14	0.14
Zircon	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ilmenite	0.19	0.08	0.14	0.14	0.15	0.13
Orthoclase	17.12	20.54	19.82	11.35	15.80	20.48
Albite	45.06	45.41	48.50	41.02	44.55	53.44
Anorthite	9.90	2.09	4.20	13.14	8.92	1.51
Pl-An	18.01	4.40	7.97	24.26	16.68	2.75
Crundum	3.21	6.45	4.07	1.73	3.38	2.45
Magnetite	0.74	0.41	0.60	0.52	0.64	0.35

Hematite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hyperstene	1.06	0.70	0.96	0.91	0.97	1.63
Quartz	23.37	24.61	22.20	29.06	25.72	19.73
Olivine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum(%) (Phases)	100.70	100.40	100.60	98.00	100.30	99.90
D.I.	85.55	90.56	90.52	81.43	86.07	93.65

ادامه جدول ۳-۴

شماره نمونه	SA-19	SA-20	SA-21	SA-22	SA-23	SA-24
ترکیب سنگ شناسی	ریولیت					
محل نمونه برداری	نوده صرصره	روستای زردکوهی	گمانه معدن مهرگان	دنیا مهرگان	شمال شرقی ساروق	شمال روستای آبرود
Apatite	0.41	0.12	0.14	0.10	0.14	0.07
Zircon	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ilmenite	0.15	0.04	0.06	0.10	0.10	0.04
Orthoclase	20.66	22.16	20.54	18.32	15.68	24.87
Albite	44.63	43.17	43.34	55.04	59.86	47.13
Anorthite	3.88	5.78	7.42	1.97	1.12	2.57
Pl-An	8.00	11.81	14.62	3.46	1.84	5.17
Crundum	2.74	1.88	2.74	2.76	2.70	2.22
Magnetite	0.95	0.56	0.46	0.49	0.55	0.49
Hematite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Hyperstene	2.13	0.84	0.69	0.77	0.97	0.75
Quartz	24.49	26.26	25.43	21.34	20.01	22.46
Olivine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum(%) (Phases)	100.10	100.80	100.80	100.90	101.10	100.60
D.I.	89.78	91.59	89.31	94.70	95.55	94.46

ادامه جدول ۳-۴.

شماره نمونه	SA-25	SA-26	SA-27	SA-28
ترکیب سنگ شناسی	ریولیت			
محل نمونه برداری	کلاته سادات	دنیا مهرگان	کمر سفید	شادمان
Apatite	0.02	0.14	0.02	0.02
Zircon	0.01	0.01	0.00	0.00
Ilmenite	0.04	0.10	0.02	0.02
Orthoclase	20.96	18.74	13.93	13.69
Albite	44.63	52.63	47.21	43.77
Anorthite	4.10	2.88	6.74	8.16
Pl-An	8.41	5.19	12.49	15.71
Crundum	2.92	2.51	3.32	3.54
Magnetite	0.41	0.54	0.50	0.52
Hematite	0.00	0.00	0.00	0.00
Diopside	0.00	0.00	0.00	0.00
Hyperstene	0.78	0.80	0.87	0.87
Quartz	26.10	22.65	28.08	30.20
Olivine	0.00	0.00	0.00	0.00
Nepheline	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum(%) (Phases)	100.00	101.00	100.70	100.80
D.I.	91.69	94.02	89.22	87.66

۴-۴- کاربرد نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها در رده‌بندی و نامگذاری آنها

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و به خصوص عناصر اصلی، بطور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگهای آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرند. طبقه‌بندی معمول سنگها بر اساس نمودارهایی صورت می‌گیرد که در آنها از دو یا چند اکسید اصلی که در طبقه‌بندی سنگهای آذرین از اهمیت خاصی برخوردار هستند، استفاده می‌شود.

۴-۵- رده‌بندی و نامگذاری سنگهای نیمه عمیق

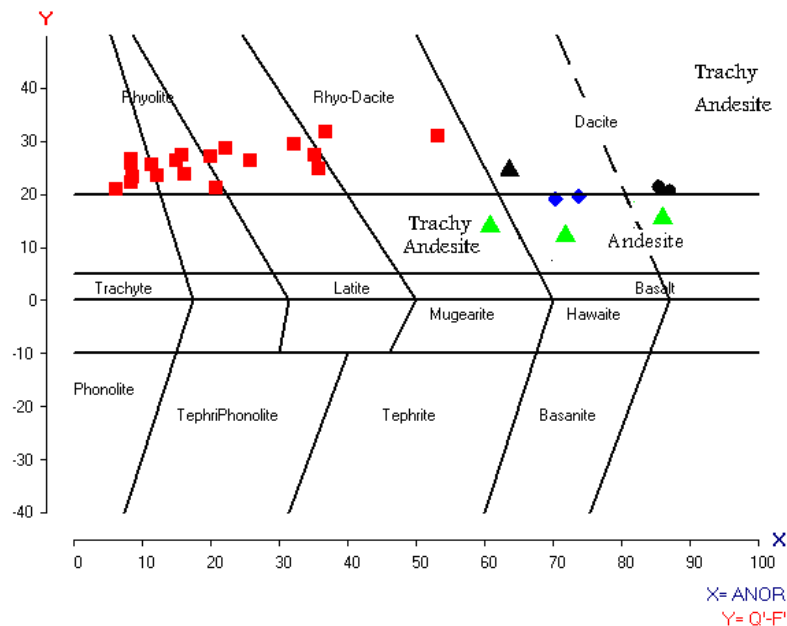
جهت رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه از رده‌بندی‌های مختلف سنگهای آتشفشانی استفاده شده است که، مهمترین آنها عبارتند از :

- طبقه‌بندی کانی‌شناسی و شیمیایی (طبقه‌بندی نورماتیو).

- طبقه‌بندی شیمیایی

۴-۵-۱- طبقه بندی نورماتیو

نورم روشی است که در آن بر مبنای نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی، کانیهای مجازی آنها ساخته می‌شود و سپس بر مبنای مقادیر کانیهای ساخته شده، نامگذاری سنگها صورت می‌گیرد یا از آنها در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق استفاده می‌شود. نتایج مقادیر نورماتیو در جدول ۳-۴ آمده است. در این بخش جهت رده‌بندی سنگها با توجه به نتایج آنالیز نورماتیو از نمودار 'Q و Anor استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده ریولیت، ریوداسیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند، که با پتروگرافی آنها سازگار است و همدیگر را تأیید می‌کنند (شکل ۴-۱).

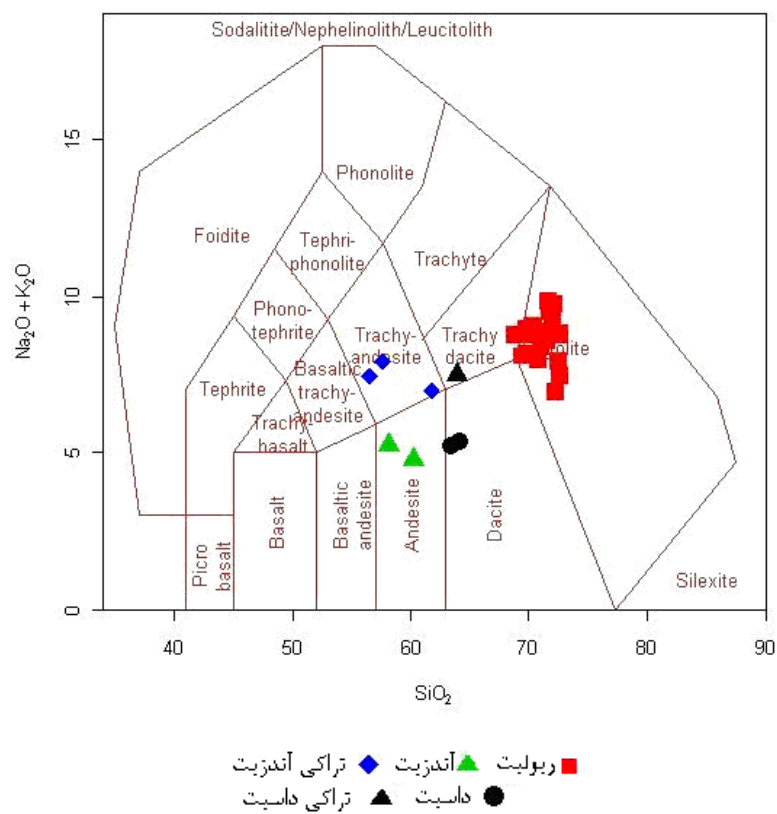


شکل ۴-۱- رده‌بندی سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه با استفاده از ترکیبات نورماتیو و پارامترهای Q' و $Anor$ (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹). این نمودار توسط نرم افزار پتروگراف تهیه و ترسیم شده است.

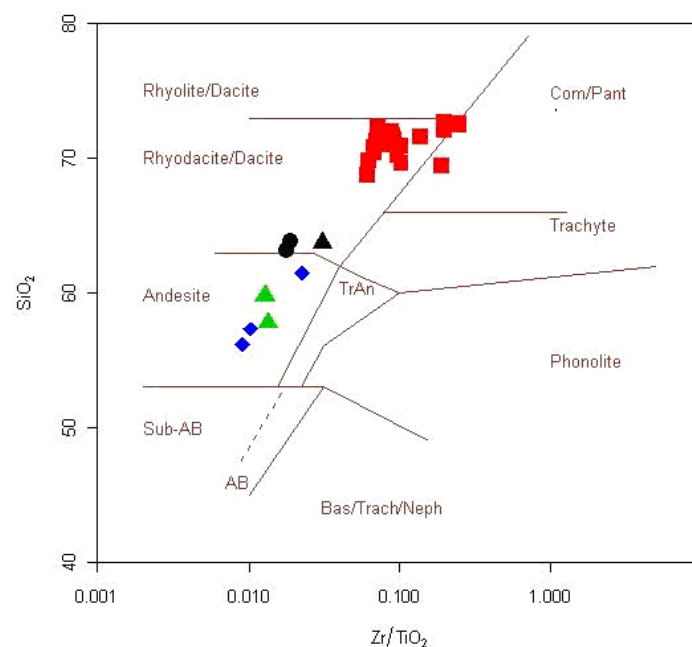
۴-۵-۲- طبقه‌بندی شیمیایی

- در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی درصد تعدادی از اکسیدها که در ساختمان کانیهای اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند. در برخی دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی کاتیون عناصر خاص را محاسبه کرده و سپس نسبت‌های کاتیونی ویژه‌ای را در رده‌بندی‌های سنگهای آذرین به کار می‌برند. با توجه به مطالب ذکر شده، سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه به دو روش طبقه‌بندی میدلموست (۱۹۹۴) و طبقه‌بندی فلوید و وینچستر (۱۹۷۷) نامگذاری شده‌اند.

- با توجه به نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)، سنگهای مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ شناسی ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشند (شکل ۴-۲). مشاهدات پتروگرافی نیز این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند. در ضمن، با توجه به نمودار SiO_2 در مقابل Zr/TiO_2 (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده ترکیبی آندزیت، ریوداسیت و داسیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۲- نمودار طبقه‌بندی سنگهای آتشفشانی (میدلموست، ۱۹۹۴). به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار توجه نمائید.



شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی سنگهای آتشفشانی (فلوید و وینچستر، ۱۹۷۷). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار نشان داده شده است.

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

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. در این نمودارها، حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده نمایش داده می‌شوند. تغییرات مشاهده شده در آنها ناشی از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آلاش و هضم پوسته‌ای است (ویلسون^۲، ۱۹۸۹). روندهای ناشی از عملکرد این عوامل به صورت منفرد و یا همراه با یکدیگر به نمایش گذاشته می‌شوند. در تفسیر روندهای مشاهده شده نمودارهای تغییرات باید جانب احتیاط را رعایت نمود. چون ممکن است در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت روندهای مشابهی مشاهده شود. جهت بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیستها ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی و کمیاب در مقابل ضریب تفریق (تورنتن و تانل، ۱۹۶۰) اشاره کرد. این نمودارها روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

۴-۶-۱- نمودارهای هارکر

در نگاه اول نکته جالب توجهی که از این نمودارها استنباط می‌شود آن است که یک وقفه ترکیبی بین نمونه‌های دارای ترکیب حدواسط متمایل به اسیدی (آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و تراکی‌داسیت) و نمونه‌های اسیدی‌تر (ریولیتی) مشاهده می‌شود. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه (تعداد ۲۰ نمونه از ۲۸ نمونه آنالیز شده) دارای ترکیب ریولیتی هستند که این نتیجه‌گیری توسط روابط صحرایی نیز تأیید می‌گردد. ریولیتها از طیف ترکیبی بسیار محدودی برخوردار هستند و مقدار SiO_2 آنها از ۶۸ تا ۷۴ درصد متغیر است. در نتیجه، در بسیاری از نمودارهای هارکر محدوده بسیار کوچکی را به خود اختصاص می‌دهند. به همین خاطر روند تغییرات بارزی در آنها مشاهده نمی‌شود ولی با این وجود، در نمودارهای (شکل ۴-۴) $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ و $\text{Na}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ با افزایش SiO_2 تغییرات افزایشی (روند صعودی) محسوسی مشاهده می‌شود. در مقابل در بعضی

^۲ - Wilson

اکسیدهای عناصر اصلی نظیر Fe_2O_3 ، MgO ، MnO ، CaO ، TiO_2 و FeO با افزایش SiO_2 تغییرات نزولی محسوسی مشاهده می‌گردد.

از تغییر و تحولات ذکر شده نتیجه می‌گیریم که بین سنگهای حدواسط متمایل به اسیدی، روند تحولی بارزی وجود دارد. در مقابل، در سنگهای ریولیتی، تغییر و تحولات از گسترش و توسعه کمی برخوردار است. ترکیب کانی شناسی بسیار محدود ریولیتها، مؤید نتیجه‌گیری ذکر شده می‌باشد. با توجه به بررسی این نمودارها، این سؤال پیش می‌آید که چرا بین ریولیتها و سایر ترکیبات سنگی مورد مطالعه وقفه ترکیبی وجود دارد.

- آیا این سنگها از دو منشأ متفاوت هستند؟

- آیا ریولیتها قطب بسیار تفریق یافته (بخشهای بسیار تفریق یافته) این سنگها هستند؟

- آیا ریولیتها با سایر ترکیبات سنگی مورد مطالعه دارای اختلاف سنی هستند؟

برای پاسخ دادن به این سؤالات در نظر گرفتن چند نکته ضروری می‌باشد.

- بین سنگهای ریولیتی و سنگهای حدواسط (آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت و تراکی‌داسیت) در روی زمین اجتماع بسیار نزدیکی مشاهده نشده است تا بتوان مستقیماً با توجه به شواهد صحرایی در منطقه مورد مطالعه به سؤالات مطرح شده پاسخ داد.

- اکثر سنگهای ریولیتی به صورت گنبدهای نسبتاً مرتفع رخنمون پیدا کرده‌اند، در حالی که سایر ترکیبات سنگی به صورت دایک یا توده‌های نفوذی (نیمه عمیق) ظاهر شده‌اند و از وسعت کمی هم برخوردارند.

- سنگ میزبان همه سنگهای مورد مطالعه وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار هستند و دارای سن تقریباً یکسانی می‌باشند. لذا شواهد صحرایی نمی‌تواند تقدم یا تأخر آنها را نسبت به یکدیگر تأیید یا تکذیب کند. ولی در خارج از منطقه مورد مطالعه به ویژه در حدفاصل اسفراین- قوچان گنبدهایی با ترکیبات تقریباً مشابه وجود دارند که عمدتاً دارای ترکیب آندزیتی تا داسیتی هستند. در برخی از این گنبدها تزریق ریولیتها به درون داسیتها و آندزیتها مشاهده می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۳).

خوشبختانه در آخرین بازدید صحرایی که از منطقه ششتمد به عمل آمد مشخص گردید که ترکیبات سنگی مشابه ولی با جایگاه درونی از جمله گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت یا کوارتزیدیوریت در این منطقه رخنمون دارند که گرانیتها و گرانودیوریتها، سنگهای دیوریتی و کوارتزیدیوریتی را قطع کرده‌اند. لذا در عین حال

اینکه اندکی جوانتر هستند، عضو تفریق یافته ماگمای دیوریتی (یا آندزیتی) می‌باشند. از این رو، ارتباط ژنتیکی و سنی بسیار نزدیکی بین سنگهای حدواسط و سنگهای اسیدی بسیار تفریق یافته وجود دارد (صادقیان، مشاهدات صحرائی).

برای دستیابی به پاسخ سؤالات ذکر شده یک راه میانبر وجود دارد و آن این است که رابطه بین ترکیبات سنگی تفریق یافته (ریولیتها) و سایر ترکیبات سنگی در محدوده گسترده‌تر مورد بررسی قرار گیرد. در ضمن نتایج آنالیز شیمی مربوط به توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد و نامن که هر دوی آنها در بین سنگهای وابسته به مجموعه افیولیتی سبزوار نفوذ کرده‌اند را به صورت مقایسه‌ای مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم (شکل ۴-۶). در نمودارهای ارائه شده در این شکل، مشاهده می‌کنیم وقفه ترکیبی بین سنگهای اسیدی و حدواسط به راحتی پر می‌شود و بیانگر منشأ تفریق ریولیتها از یک ماگمای آندزیتی می‌باشد.

با توجه به نمودارهای (شکل ۴-۶) FeO ، Na_2O ، K_2O و Al_2O_3 در مقابل SiO_2 نتیجه می‌گیریم که، وقفه ترکیبی بین سنگهای ریولیتی و سایر ترکیبات حدواسط به خوبی پر می‌گردد و می‌توان نتیجه گرفت که، ریولیتها بخشهای بسیار تفریق یافته ماگماهایی با ترکیب آندزیت تا داسیت هستند که پس از تفریق یافتگی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده‌اند و به صورت گنبد جایگزین گردیده‌اند.

تعیین سن‌هایی که توسط اسپایس و همکاران (۱۹۸۳) بر روی برخی از این توده‌های نفوذی یا نیمه نفوذی صورت گرفته طیف وسیعی را دربر می‌گیرند و از ۳ تا ۱۹ میلیون سال در تغییر است. ولی از آنجایی که این تعیین سن‌ها سیستماتیک صورت نگرفته است نتایج بدست آمده با تردیدهایی همراه است و در ضمن برای نقد و بررسی مناسب نیستند. با این وجود با توجه به مشاهدات صحرائی آنها از میوسن جوانتر هستند و جوانترین آنها کنگلومرای پلیوسن را در کنار روستاهای کاهان از توابع سروالایت (قوچان) قطع نموده است. تعیین سن مطلق حدود ۱/۸ تا ۲/۱ میلیون سال نیز برای سنگهای نیمه عمیق داسیتی منطقه گنبد کاهان بدست آمده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۳).

۴-۶-۲- نمودارهای هارکر برخی عناصر کمیاب

همانطور که در شکل ۴-۵ مشاهده می‌کنید عناصر Cs ، Rb و U در مقابل افزایش سیلیس روند افزایشی و عناصر Yb و Y با افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. در نمودارهای Sr/SiO_2 ، Zr/SiO_2 و Hf/SiO_2 ، روند واضحی مشاهده نمی‌شود. همچنین وقفه ترکیبی مشاهده شده در نمودارهای قبلی به وضوح در این نمودارها

مشاهده می‌شود. در این نمودارها نیز روند تفریق برای سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه تأیید می‌شود.

۴-۶-۳- نمودارهای شاخص تفریق

ضریب تفریق برابر است با مجموعه درصد کانیهای روشن نورماتیو حاصل از محاسبه نورم که با فرمول شیمیایی، $DI = Q + Or + Pl + Ne + Luc$ تعریف می‌شود. همانطور که از نمودارهای ارائه شده در شکل ۴-۷ مشهود است، با افزایش شاخص تفریق، مقادیر CaO ، FeO و MgO کاهش و مقادیر SiO_2 ، Na_2O و K_2O افزایش می‌یابد. این روندها با روند تفریق کاملاً سازگار است. مجموع این تغییرات معرف پیشرفت تفریق ماگمایی، کاهش مقدار کانیهای مافیک و تبلور فلدسپار پتاسیم (سانیدین) و پلاژیوکلاز (آلبیت-الیگوکلاز) در مراحل پایانی تبلور تفریقی و تشکیل ماگمای ریولیتی می‌باشند. در مجموع می‌توان گفت گنبدیهای نیمه عمیق منطقه متحمل تفریق ماگمایی شده‌اند. در این نمودارها نیز، وقفه ترکیبی ذکر شده در مبحث قبلی به وضوح مشاهده می‌شود.

۴-۶-۴- نمودارهای شاخص انجماد

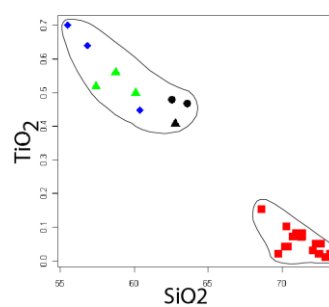
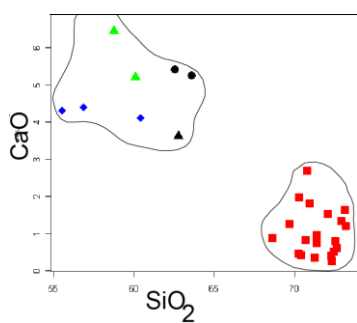
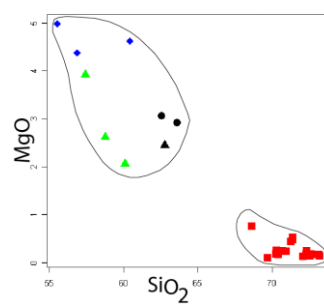
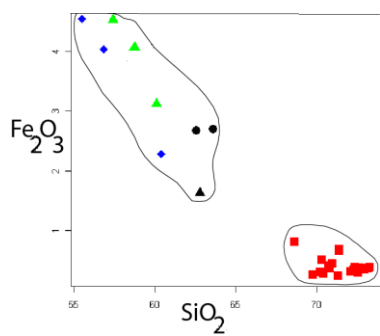
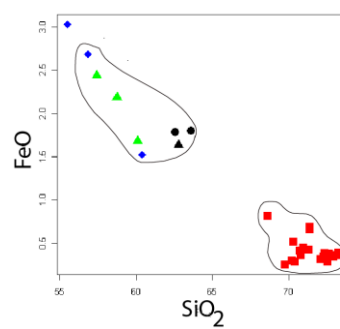
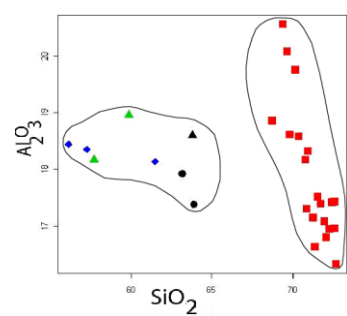
شاخص انجماد با فرمول شیمیایی $S.I = 100 * (MgO / (Na_2O + K_2O + FeO_{tot} + MgO))$ تعریف می‌شود. نمودارهای شاخص انجماد برای نمونه‌های مورد مطالعه نیز مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۴-۸). در این نمودارها نیز وقفه ترکیبی میان سنگهای اسیدی و حدواسط به وضوح مشاهده می‌شود. بررسی این نمودارها نیز از وقوع فرایند تفریق ماگمایی در بین نمونه‌های مورد مطالعه حکایت می‌کند.

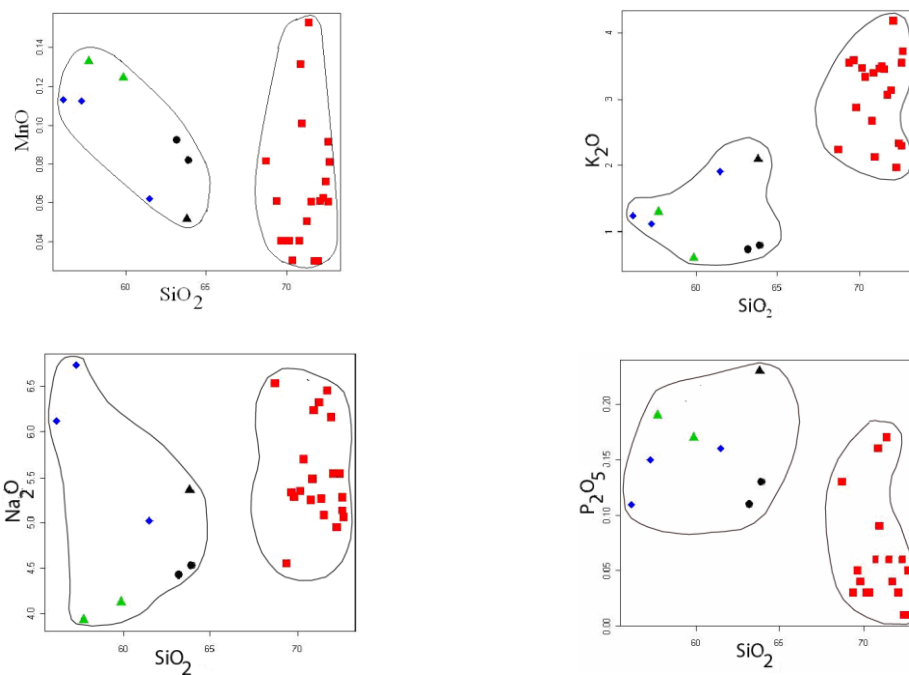
۴-۷- تعیین سری ماگمایی

برای تعیین سری ماگمایی گنبدیهای نیمه عمیق منطقه باشتین از نمودارهای AFM (ایروین و بارگار^۴، ۱۹۷۱) در شکل ۴-۹ الف و K_2O-SiO_2 (پکسریلو و تایلور^۵، ۱۹۷۶) در شکل ۴-۹ ب استفاده شده است. براساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در این نمودارها، نمونه‌های سنگی مورد نظر به سری کالک-آلکان عادی و کالک-آلکان پتاسیم بالا تعلق دارند.

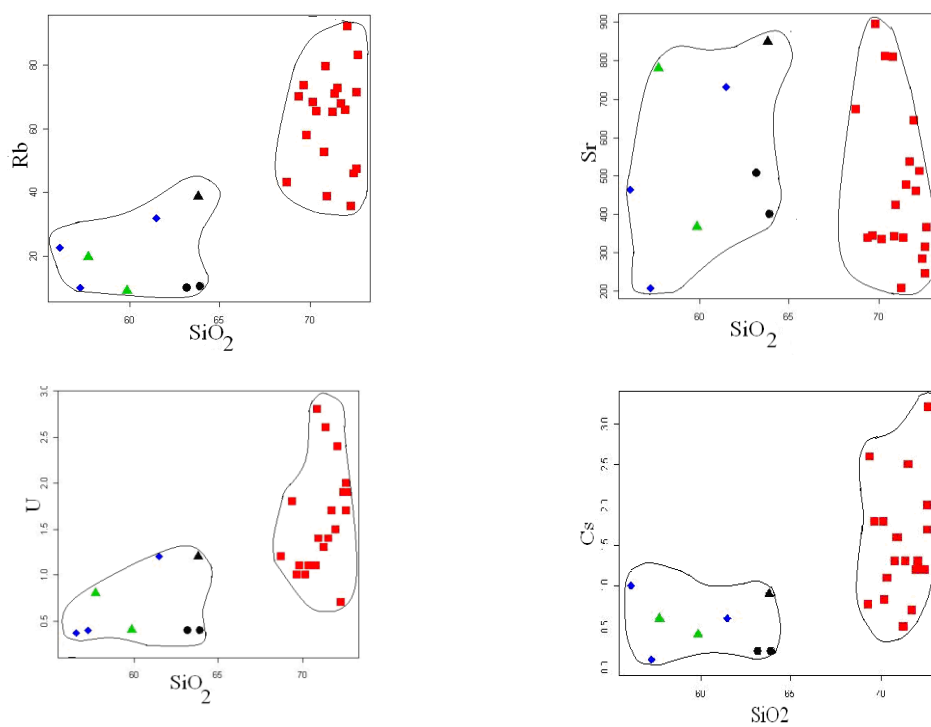
^۴- Irvin & Bargar

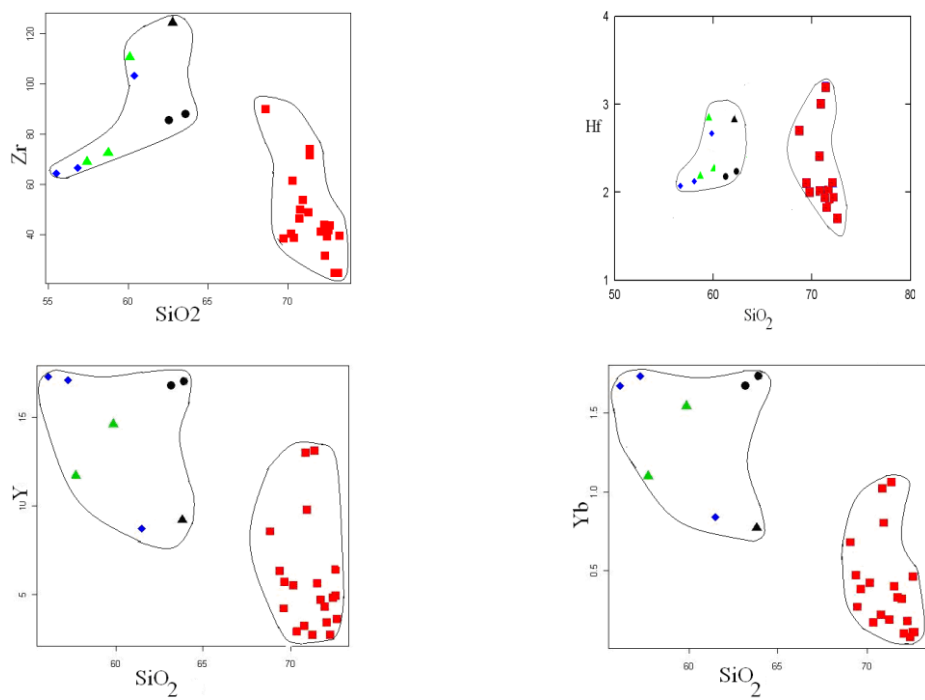
^۵- Peccerillo & Taylor



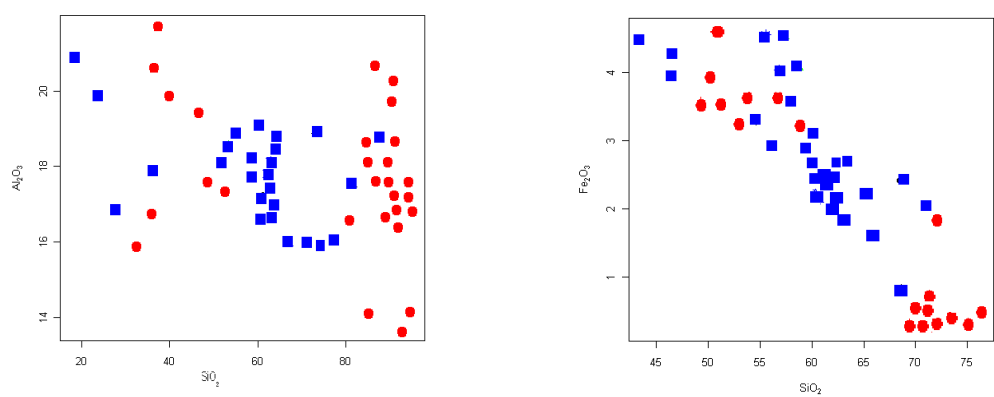


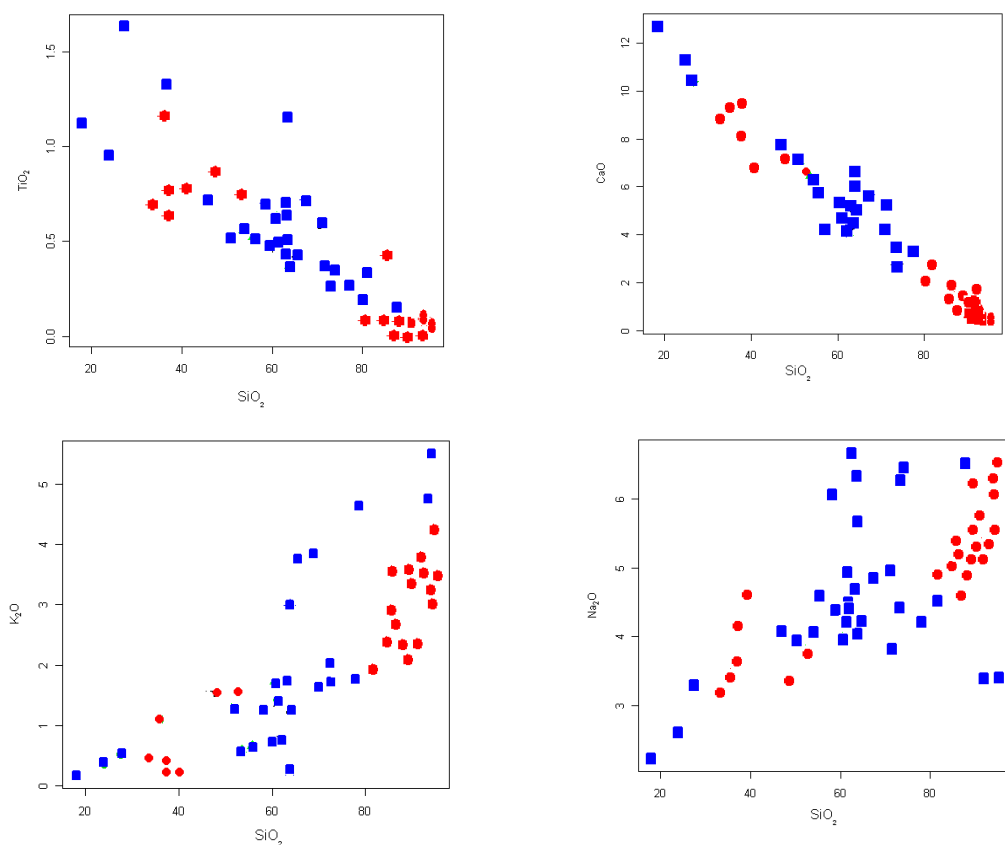
شکل ۴-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (نمودارهای هارکر) نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.





شکل ۴-۵- نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO_2 .





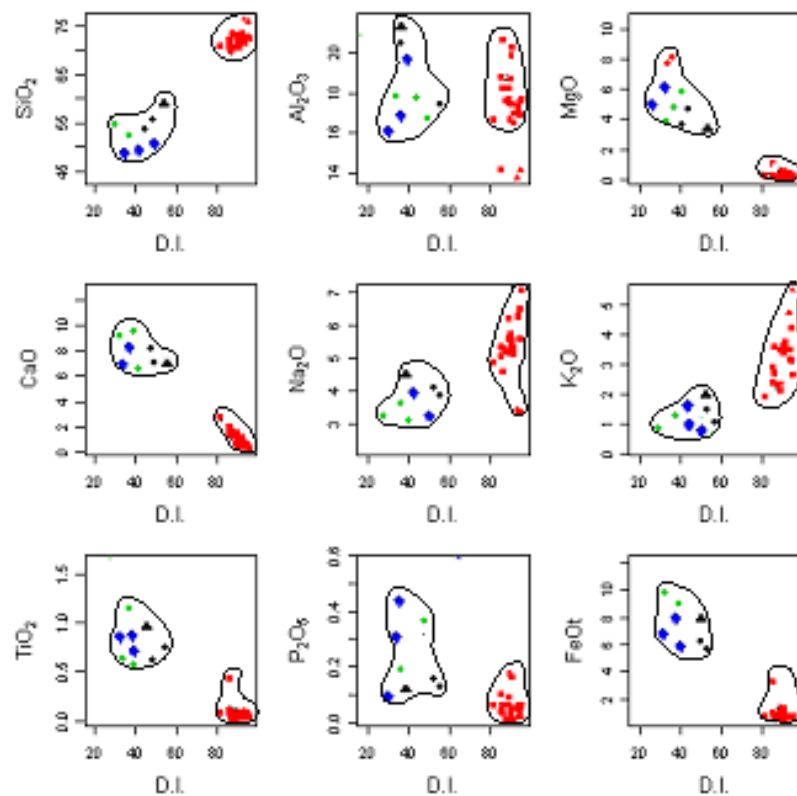
شکل ۴-۶- نمودارهای هارکر مربوط به نمونه‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه، همراه با نمونه‌های متعلق به توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد و نامن. نتایج آنالیز شیمیایی متعلق به توده‌های نفوذی چاه‌سالار از فارسی (۱۳۸۶) و نتایج آنالیز مربوط به توده نفوذی ششتمد از گوهرشاهی (۱۳۸۰) اقتباس شده‌اند.

نمونه‌های سنگی منطقه باشتین.

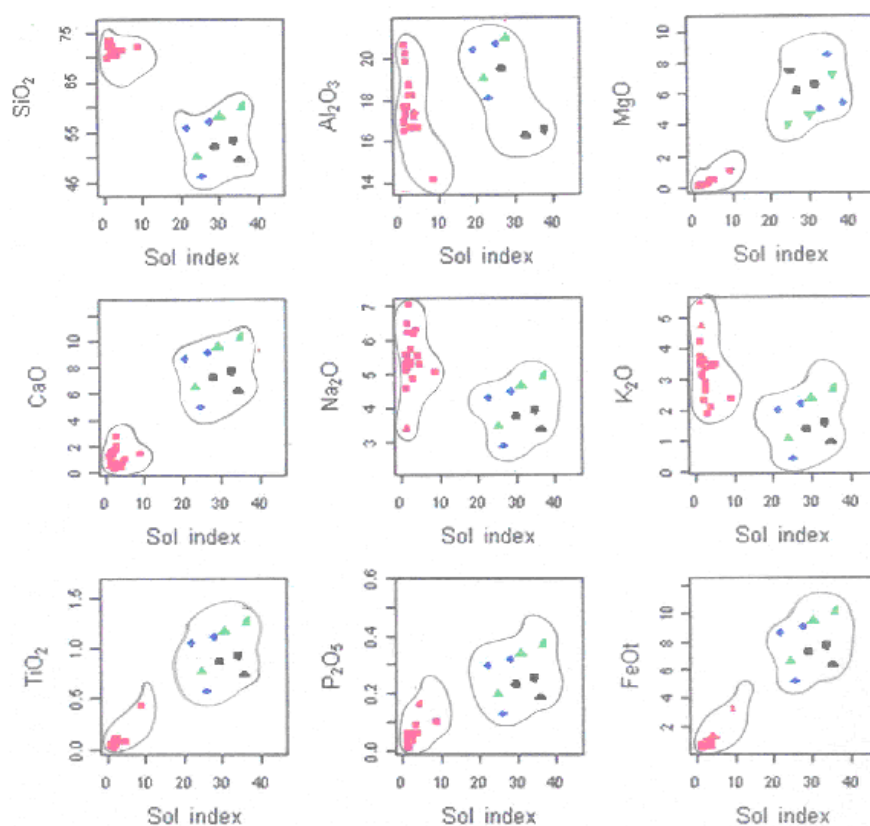


نمونه‌های سنگی متعلق به توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد و نامن.

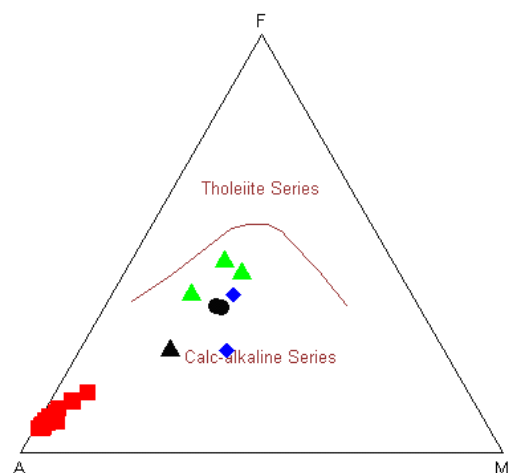
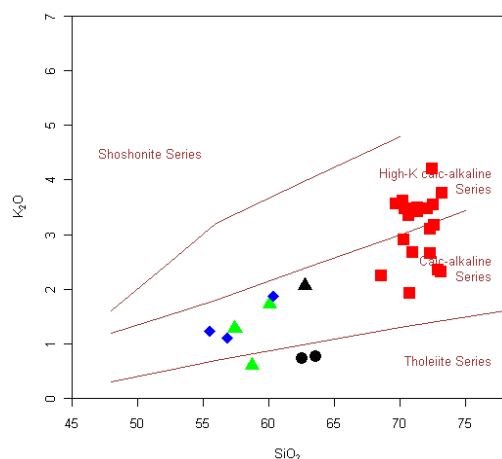




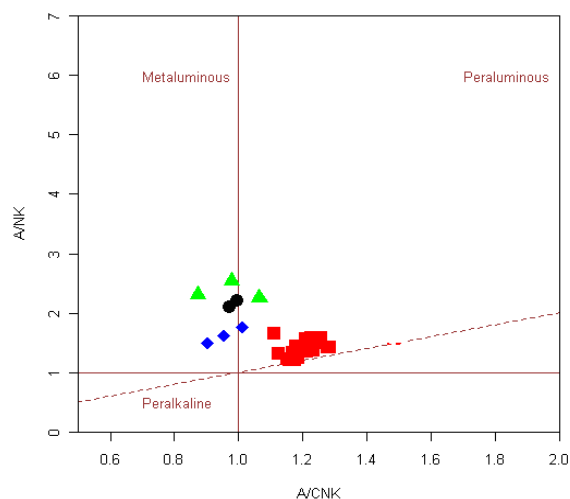
شکل ۴-۷- نمودارهای شاخص تفریق در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (تورنتن و تانل^۱ ۱۹۶۰).



شکل ۴-۸- نمودارهای شاخص انجماد در مقابل درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی (کونو^۱ ۱۹۷۵).



شکل ۴-۹-الف- نمودار AFM برای تعیین سری ماگمایی سنگهای منطقه (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) و موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه باشتین بر روی آن. شکل ۴-۹-ب- نمودار درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) و موقعیت نمونه‌های سنگی منطقه باشتین بر روی آن.



شکل ۴-۱۰- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳)، که موقعیت

ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است.

با توجه به نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳)، در شکل ۴-۱۰، سنگهای ریولیتی مورد مطالعه دارای ماهیت پرآلومین ضعیف هستند. ولی داسیتها، تراکی داسیتها، تراکی آندزیتها و آندزیتها به سمت محدوده متاآلومین گرایش نشان می‌دهند. در مجموع نمونه‌های سنگی مورد مطالعه ماهیت متاآلومین نشان

^۱-Shand

می‌دهند و گرایش ضعیف ریولیتها به سمت محدوده پراآلومین از کائولینیتی شدن فلدسپاتهای آلکالن ناشی شده است.

۴-۸- نمودارهای عنکبوتی

بررسی عناصر کمیاب بخش اصلی پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی در متمایز کردن فرایندهای پترولوژی کارایی زیادی دارند.

نمودارهای عنکبوتی به کار رفته برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه عبارتند از:

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی (سان و مک‌دونالد، ۱۹۸۹).
 - نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (وود و همکاران، ۱۹۷۹).
 - نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (سان و مک‌دونالد، ۱۹۸۹).
 - نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی (۱۹۸۹)، که به صورت گروههای سنگی مورد مقایسه قرار گرفته است.
- این نمودارها در شکلهای ۴-۱۱ تا ۴-۱۴ نشان داده شده‌اند.

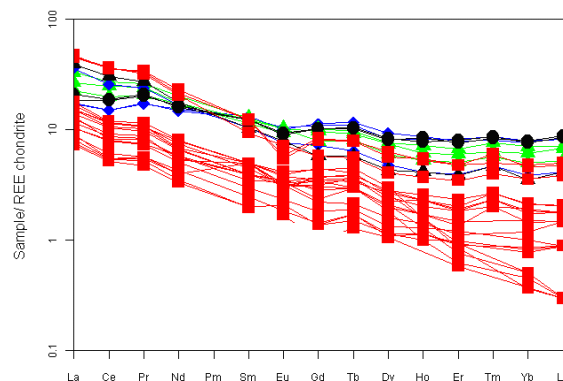
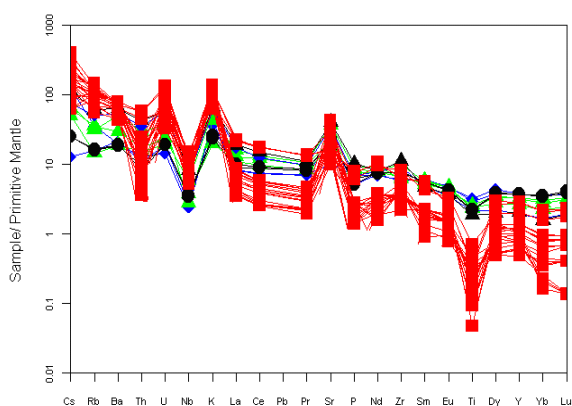
همانطور که از شکل ۴-۱۱ استنباط می‌شود، همه نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر کمیاب خاکی LREE غنی‌شدگی و از عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE، بیانگر ماگماتیسم مربوط به قوس است (پارادا^۷ و همکاران، ۱۹۹۹). حضور فاز گارنت دار، به عنوان فاز برجای مانده، که میزبان عناصر خاکی سنگین است، باعث می‌شود در مذاب باقیمانده میزان این عناصر کاهش یابد و مذابی غنی از عناصر LILE و فقیر از HFSE به وجود آید. همچنین عدم آنومالی منفی Eu، در روند این نمودارها مشاهده می‌شود. آنومالی Eu اغلب به وسیله پلاژیوکلازها به ویژه در مذاب فلسیک کنترل می‌شود. زیرا Eu (در حالت ۲ ظرفیتی) در پلاژیوکلازها و فلدسپار پتاسیم سازگار است. در حالی که سایر REE های سه ظرفیتی ناسازگار هستند. با توجه به شکلهای ۴-۱۲ تا ۴-۱۴، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر Th، Ti و Nb آنومالی منفی نشان می‌دهند. میزان تمرکز Nb و Ti توسط ایلمنیت، روتیل و اسفن کنترل می‌شود. آنومالی منفی Nb می‌تواند در اثر آغشتگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته قاره‌ای حاصل شده باشد

^۷-Parada

(رولینسون^۸، ۱۹۹۳). وجود هورنبلند در منشأ می‌تواند عناصر Ti و Nb را در خود نگه دارد و باعث آنومالی منفی این عناصر در مذاب باقیمانده شود.

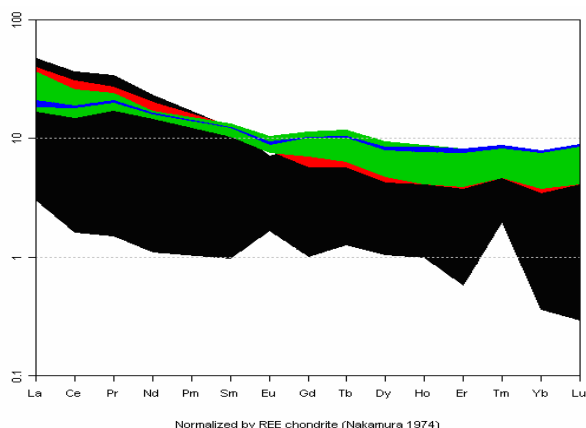
در نمودار عنکبوتی نشان داده شده در شکل ۴-۱۲، نمونه‌های مورد مطالعه از Ti و Nb آنومالی منفی نشان داده و از Sr و K آنومالی مثبت نشان می‌دهند. با توجه به شکل ۴-۱۳ ملاحظه می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته از عناصر Th، Nb و Ti تهی‌شدگی و از عناصر Ba، K و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی شدید Sr، K و U و غنی‌شدگی نسبی از Ba، Rb، Cs و عناصر نادر سبک می‌تواند با تفریق یافتگی یا آرایش پوسته‌ای ماگما در ارتباط باشد که در نمودارهای عنکبوتی مربوط به نمونه‌های مورد مطالعه به وضوح قابل مشاهده است.

همچنین غنی‌شدگی شدید از عناصر LILE همچون K، Rb و Ba و تهی‌شدگی از عناصر HFSE همچون Nb، Zr، Y و Yb که مشخصه بارز سنگهای قوس‌های آتشفشانی است (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴ و محمد و همکاران، ۲۰۰۰)، در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. همانطور که گفته شد، نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر HFSE مانند Nb، V، Sc و عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) مانند Yb و Er فقیر هستند که این امر یکی از ویژگیهای محیط فرورانش است (ویلسون، ۱۹۸۹). پیک منفی عنصر Nb که به وضوح در نمودارهای مذکور مشاهده می‌شود، شاخص ماگماتیسیم کالک-آلکالن موجود در زون فرورانش است و میزان تهی‌شدگی و یا غنی‌شدگی آن می‌تواند با میزان تأثیر پوسته در تحولات ماگمایی مرتبط می‌باشد (رولینسون ۱۹۹۳). با توجه به شکل ۴-۱۴، در مجموع سنگهای ریولیتی از عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی نشان می‌دهند و در مقابل سنگهای آندزیتی و تراکی آندزیتی از عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی‌تر می‌باشند.

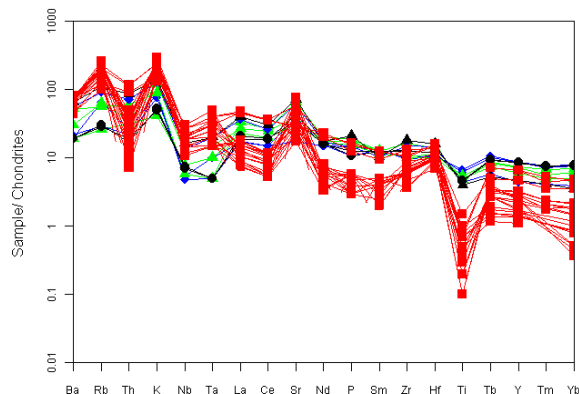


^۸- Rowlinson

شکل ۴-۱۲- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه و قدیمی (وود و همکاران، ۱۹۷۹).



شکل ۴-۱۱- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده به مقادیر متئوریت کندریتی (سان و مکدونالد، ۱۹۸۹).



شکل ۴-۱۳- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی (سان و مکدونالد، ۱۹۸۹).

شکل ۴-۱۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) هنجار شده نسبت به متئوریت کندریتی (سان و مکدونالد، ۱۹۸۹).

داسیت (Black)
ریولیت (Red)
آندزیت (Green)
تراکی آندزیت (Blue)

۴-۹- بررسی ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای نیمه عمیق

در راستای مطالعه ژئوشیمی سنگهای مورد مطالعه و مقایسه آنها با منابع علمی منتشر شده، مشخص گردید که سنگهای مورد مطالعه دارای شباهت بسیار زیادی با آداکیتها هستند. از این رو ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها (کاستیلو^۹، ۲۰۰۶)، مقایسه شده و در جدول ۴-۴ ارائه گردیده است. نتیجه این مقایسه نشان می دهد که سنگهای نیمه عمیق منطقه باشتین بسیاری از ویژگیهای ژئوشیمیایی مشابه آداکیتها را دارند و با تمام موارد احتیاطی، می توان آنها را آداکیت نامید.

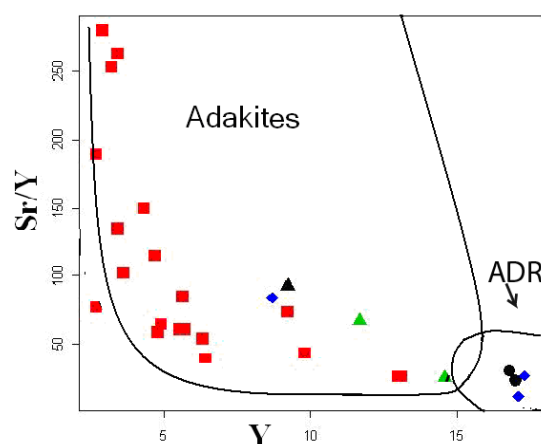
جدول ۴-۴- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط کاستیلو (۲۰۰۶).

مقدار محاسبه شده برای آداکیتهای سبزوار	معیارهای شناخت آداکیتها
$\text{SiO}_2 > 69.3$	$\text{SiO}_2 > 56$

^۹-Castillo

$Al_2O_3 \geq 17.66$	$Al_2O_3 \geq 15$
$MgO < 0.82$	$MgO < 3$
$Sr > 497.2$	$Sr > 300$
فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu
$Y < 15$	$Y < 15$
$Sr/Y > 20$	$Sr/Y > 20$
$Yb < 1.9$	$Yb < 1.9$
$La/Yb > 16$	$La/Yb > 20$
مقدار کم	مقدار کم (HFSE (Nb, Ta)
محاسبه نشده است.	$Sr^{86}/Sr^{87} < 0.7040$
میانگین ۵/۶	مقدار کم K/La
میانگین ۱۰/۵	مقدار کم Rb/La
میانگین ۸۱/۲	مقدار کم Ba/La

به منظور دستیابی به نتیجه‌ای مطمئن از نمودار Sr/Y در مقابل Y (ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶) استفاده گردید. همانطور که در نمودار شکل ۴-۱۵ مشاهده می‌کنید، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه عمدتاً در محدوده ترکیبی معرف آداکیتها قرار می‌گیرند و تعداد معدودی از آنها نیز در محدوده سنگهای آداکیتی یا به عبارتی شبه‌آداکیتی (ADR) واقع می‌شوند و آداکیتی بودن آنها را تأیید می‌کنند.



شکل ۴-۱۵- نمودار نسبت Sr/Y در مقابل Y (ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶)، که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است.

۴-۹-۱- تقسیم‌بندی آداکیتها

ماگماهای آداکیتی، بر اساس میزان سیلیس به دو گروه غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس تقسیم می‌شوند (کاستیلو، ۲۰۰۶). جهت تمایز آداکیت‌های غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس، نمودارهایی توسط مارتین^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۲) ارائه شده است که به شرح زیر می‌باشند:

- نمودار MgO در مقابل SiO_2

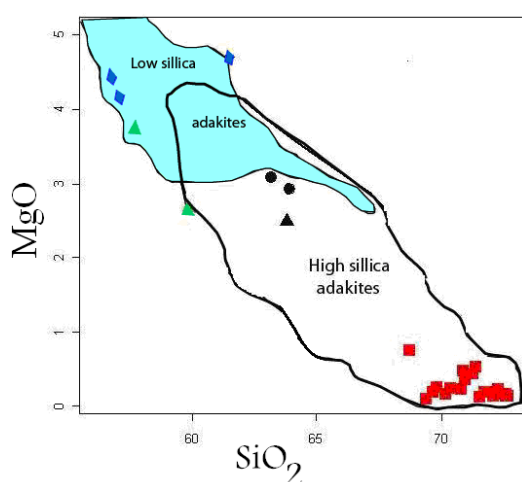
- نمودار Sr در مقابل Na_2O+K_2O

همانطور که در شکل ۴-۱۶- الف و شکل ۴-۱۶- ب مشاهده می‌کنید، آداکیت‌های مورد مطالعه از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس می‌باشند.

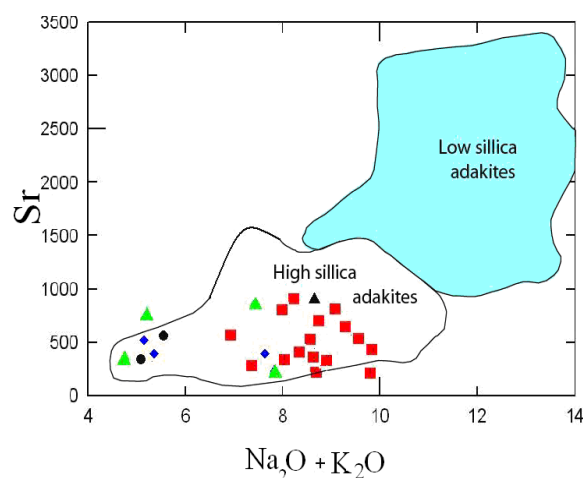
نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عنکبوتی سنگهای مورد مطالعه نیز با معیارهای ژئوشیمیایی آداکیتها مطابقت نشان می‌دهند. در این نمودارها، غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون با وجود گارنت در منشأ تشکیل آنها در ارتباط می‌باشد، به طوری که عناصر HFSE در گارنت تمرکز پیدا می‌کنند و فاز مذاب از HFSE فقیر و از عناصر بزرگ یون LILE غنی می‌شود. عناصر Nb ، Y و Ti در ماگمای آداکیتی تهی‌شدگی نشان می‌دهند ولی Sr و همچنین عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله K و Ba در مذاب باقیمانده جمع شده و

^{۱۱} - Martin

غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی، در مورد ماگمای آداکیتی منطقه باشتین نیز صدق می‌کند.



ب- نمودار درصد وزنی MgO در مقابل SiO₂



الف- نمودار Sr (ppm) در مقابل (Na₂O+K₂O)

شکل ۴-۱۶- نمودارهای متمایز کننده آداکیت‌های غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس (مارتین و همکاران، ۲۰۰۲) و موقعیت نمونه‌های منطقه باشتین بر روی آن.

۴-۱۰- نتیجه‌گیری

- سنگ‌های مورد مطالعه طیف ترکیبی ریولیت، داسیت، تراکی‌داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت را پوشش می‌دهند ولی عمدتاً دارای ترکیب ریولیتی هستند.

- در مجموع با بررسی نمودارهای هارکر می‌توان گفت: سنگ‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه تقریباً در دو گروه جای می‌گیرند و یک وقفه ترکیبی ۲ تا ۴ درصدی (بین ۶۵ تا ۶۹ درصد SiO₂) بین آنها مشاهده می‌شود. در نمونه‌هایی که دارای بیش از ۶۸ درصد SiO₂ هستند، به علت تفریق یافتگی زیاد، تغییرات ترکیبی و کانی‌شناسی اندکی مشاهده می‌شود و نمونه‌ها از همگرایی ترکیبی وسیع‌تر می‌باشد. در ترکیبات سنگی دارای ۵۵ تا ۶۵ درصد وزنی SiO₂ دامنه تفریق یافتگی بیشتری مشاهده می‌شود و با افزایش مقدار SiO₂، اکسیدهای Fe₂O₃، MgO، MnO، CaO، TiO₂ و FeO روند کاهشی محسوس‌تری نشان می‌دهند. در مجموع این شواهد مبین تفریق ماگمایی و تبلور تفریقی گسترده می‌باشند که این امر با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌گردد. همچنین نتایج بررسی نمودارهای ضریب تفریق و ضریب انجماد برای نمونه‌های مورد مطالعه این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند.

- سنگهای سازنده گندهای نیمه عمیق منطقه باشتین، دارای ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها می‌باشند و در گروه آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می‌گیرند.

- سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه دارای ماهیت کالک-آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا بوده و در مجموع دارای ماهیت متآلومین می‌باشند.

- با توجه به الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی (REEs)، عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE)، سنگهای مورد مطالعه از عناصر خاکی نادر سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی‌شدگی نشان می‌دهند که می‌تواند در اثر تبلور تفریقی یا آلیش پوسته‌ای حاصل شده باشد. در ضمن آنومالی منفی Nb و Ti مشاهده شده نیز ممکن است، در اثر آغستگی و اختلاط ماگما با مواد پوسته‌ای حاصل شده باشد. ماگماهای ایجاد شده در زونهای فروران، دارای آنومالی منفی شاخص از عناصر با قدرت میدانی بالا (HFSE) هستند که از متمرکز شدن این عناصر در فازهای دیرگداز ناحیه منشأ و عدم مشارکت آنها در مذاب حاصل، ناشی گردیده است. روندهای مشاهده شده در نمودارهای عنکبوتی با معیارهای ژئوشیمیایی ماگمای سازنده آداکیتها سازگار است. غنی‌شدگی از عناصر LREE در مقایسه با HREE در نمودارهای عنکبوتی، آنومالی منفی Nb، Ti و مقادیر بالای آلومینیم ویژگی بارز ماگماهایی است که در مناطق فروران تشکیل می‌شوند.

- با توجه به ویژگیهای سنگهای نفوذی و نیمه عمیق مناطق مشابه همجوار از جمله توده گرانیتوئیدی چاه سالار، توده گرانیتوئیدی ششتمد و دایکها یا گنبد تراکی‌آندزیتی قطع کننده آن، وجود یک منشأ گارنت آمفیبولیتی ذوب شده برای تشکیل سنگهای مورد مطالعه، امری معقول و منطقی به نظر می‌رسد. این منشأ گارنت آمفیبولیتی می‌تواند در اثر فروران ورقه اقیانوسی و رسیدن آن به عمقی که در آن شرایط دما و فشار تشکیل چنین سنگی مهیا باشد، تشکیل شده باشد. سپس ذوب بخشی این سنگهای گارنت آمفیبولیتی همراه با تبلور تفریقی و تا حدودی آلیش ماگمایی (که توسط حضور آنکلاوهای با ماهیت ژئوشیمیایی مختلف تأیید می‌گردد)، طیف ترکیبی گسترده سنگهای مورد مطالعه را به وجود آورده‌اند. در این ارتباط در فصل بعد بیشتر بحث خواهد شد.

۵-۱- مقدمه

در فصل چهارم پس از بحث و بررسیهای متعدد مشخص گردید که سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه، در واقع آداکیت می‌باشند. از این رو، در این فصل ضمن معرفی اجمالی آداکیتها به بحث و بررسی بیشتر در مورد روشن شدن پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد مطالعه می‌پردازیم.

۵-۲- آداکیت چیست؟

تعاریف متعددی، برای ماگمای آداکیتی از دیدگاههای مختلف پترولوژی، ارائه شده است که برخی از آنها به قرار زیر می‌باشند:

- اصطلاح آداکیت برای تعریف سنگهای آذرین درونی و بیرونی غنی از سیلیکات با نسبتهای Sr/Y و La/Yb زیاد که در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده به زیر کمان آتشفشانی در مناطق فرورانش جوان شکل می‌گیرند به کار برده می‌شود (کاستیلو، ۲۰۰۶).

- آداکیتها، ماگماهایی با ترکیب اسیدی تا حدواسط می‌باشند که عموماً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل می‌شوند (دوفان و درومون^{۱۲}، ۱۹۹۰ و سن^{۱۳} و همکاران، ۱۹۹۴).

- آداکیت نوعی ماگمای اسیدی غنی از آب می‌باشد که در شرایط فشار بخار آب بالا تشکیل شده است (پروتو^{۱۴} و همکاران، ۱۹۹۹).

^{۱۲}- Defant & Drummond

^{۱۳}- Sen

^{۱۴}- Prouteu

- آداکیت ماگمایی است، غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LREE) و همچنین سرشار از عناصر Na, Sr و Al (پیکاک^{۱۵}، ۱۹۹۴).

آداکیتها به وسیله یک سری ویژگیهای ژئوشیمی خاص شناخته می‌شوند که عبارتند از:

Na₂O و Al₂O₃ تقریباً مشخص، غنی‌شدگی از عناصر LREE و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین و همچنین Y. این ماگما در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی جوان تشکیل می‌شود (کای^{۱۶}، ۱۹۷۸).

اما طبق نظر کاستیلو (۲۰۰۶)، آداکیت را می‌توان به شرح زیر معرفی کرد:

آداکیت یک اصطلاح پترولوژیکی است که ۱۶ سال پیش توسط دوفان و درومون معرفی گردید و برای سنگهای نفوذی یا خروجی قوسهای سنوزوئیک همراه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال) استفاده شده است. در واقع این سنگها دارای ترکیب و منشأ متفاوت می‌باشند، اما در تعریف جهانی دوفان و درومون واژه آداکیت برای سنگهای اسیدی تا حدواسط که غالباً ترکیب ریولیت تا آندزیت دارند، به کار می‌رود که در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای حاصله در فشار بالا به وجود آمده‌اند یا ماگمای حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده‌ای هستند که بالای ورقه اقیانوسی فرورانده شده قرار دارند. مطالعات اخیر نشان می‌دهد، تشکیل ماگمای آداکیتی از لحاظ ژنتیکی با کانسارسازی مس و طلا مرتبط است و بیش از نیمی از مناطق آداکیتی جهان پتانسیل اقتصادی فلزات مس و طلا را به همراه دارند، اما در منطقه مورد مطالعه با وجود گسترش آداکیتها، کانسارسازی (طلا و مس) مشاهده نمی‌شود. عدم کانسارسازی در آداکیتهای منطقه باشتین می‌تواند دو دلیل داشته باشد.

۱- ماگمای اولیه فقیر از این عناصر بوده است.

۲- سیال کافی برای تفکیک و جدایش این عناصر وجود نداشته است.

با توجه به اینکه آلتراسیون به طور گسترده در سنگهای منطقه مشاهده می‌شود، در نتیجه می‌توان دلیل اول (فقیر بودن مذاب از عناصر طلا و مس) را عامل عدم کانسارسازی در منطقه دانست. در ضمن همانطور که گفته شد، مناطق آداکیتی نیز در جهان وجود دارند که با کانسارسازی همراه نیستند، از جمله آداکیتهای مشاهده شده در غرب تبت جنوبی و شمال تانزانیا. در جریان تشکیل ماگمای آداکیتی، با ذوب بخشی سنگ

^{۱۵}-Peacock

^{۱۶}- Kay

منشأ (سنگهای متابازیک)، پلاژیوکلاز ذوب شده و وارد محیط مذاب می‌گردد، در نتیجه مقدار Sr افزایش می‌یابد. در مقابل به علت دیرگداز بودن گارنت، این کانی ذوب نمی‌شود و Y موجود در آن نیز در خود گارنت محفوظ باقی می‌ماند و در نتیجه مقدار Y فاز مذاب کاهش می‌یابد (گومز^{۱۷} و همکاران، ۲۰۰۳).

۵-۲-۱- تقسیم بندی آداکیتها بر اساس میزان سیلیس

بررسی ژئوشیمیایی آداکیتها نشان می‌دهد که این مجموعه سنگی را می‌توان به دو دسته غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس تقسیم کرد:

- ماگمای آداکیتی نوع غنی از سیلیس

- ماگمای آداکیتی نوع فقیر از سیلیس

نمودارهایی جهت تفکیک این ماگما از دیگر سنگهای مناطق فرورانش، توسط محققین مختلف پیشنهاد گردیده است. این نمودارها شامل نمودار Sr/Y در مقابل Y (جهت تفکیک این ماگما از دیگر سنگهای مناطق فرورانش) و نمودار MgO در مقابل SiO₂ و نمودار Sr در مقابل Na₂O+K₂O (جهت تفکیک آداکیتهای غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس) می‌باشند. همانطور که در فصل ۴ شرح داده شد، با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مذکور (به شکل‌های ۴-۱۶-الف و ۴-۱۶-ب رجوع کنید)، آداکیتهای منطقه باشتین در محدوده آداکیتهای غنی از سیلیس قرار می‌گیرند.

- ماگمای آداکیتی نوع غنی از سیلیس

ویژگیهای ژئوشیمیایی این ماگما با ماگمای نوع TTG مشابهت نشان می‌دهد (مارتین، ۱۹۹۴). ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس از ماگمای حاصل از ذوب ورقه فرورونده ایجاد می‌شود که ممکن است با گوه گوشته‌ای نیز واکنش داده باشد.

- ماگمای آداکیتی نوع فقیر از سیلیس

این ماگما در اثر متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای حاصل می‌شود و ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها شبیه به ماگمای نوع ساناکیتوئید می‌باشند (هانسون، ۱۹۹۱).

^{۱۷}- Gomez

TTG= تونالیت (T)، ترنجمیت (T) و گرانیت (G)

جهت تمایز ماگمای آداکیتی از دیگر ماگماهای مشابه (TTG و ساناکیتوئید)، بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی این ماگماها، جدولی توسط کای (۱۹۷۸)، مارتین (۱۹۹۴) و هانسون^{۱۸} (۱۹۹۱) ارائه شده است که در جدول ۵-۱ تلفیق گردیده‌اند.

جدول ۵-۱- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمی آداکیتها با ماگماهای مشابه.

Magma	Adakite	TTG	Sanukitoid
SiO ₂	>56	Av=70%	55-60
#Mg	Av=0.51	Av= 0.43	>0.60
Ni	Av=24	Av=14	>100ppm
Cr	Av=36	Av=29	>200ppm
Sr	>400	>400	>500
Sr/y	>40	>40	Av=50
REE	شدیداً تفریق یافته	شدیداً تفریق یافته	شدیداً تفریق یافته
Yb و Y	Yb<1.9 و Y<18	Yb<1.6 و Y<15ppm	Yb _{Av} =1 و Y _{Av} =17
Refrence	Kay (1978)	Martin (1994)	Hanson (1991)

۵-۲-۲- تقسیم‌بندی آداکیتها بر اساس ژنز

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

- آداکیتهای حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده (سورنسن^{۱۹}، ۱۹۸۹).

- آداکیتهای مشتق شده از ذوب پوسته ضخیم تحتانی (آرتون و پتفورد^{۲۰}، ۱۹۹۳).

¹⁸ -Hanson
¹⁹ - Sornsen
²⁰ - Atherton

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

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

مدلهای دیگری نیز در منابع مختلف برای پتروژنز آداکیت‌ها پیشنهاد شده است که برخی از آنها به شرح زیر می‌باشند:

- ذوب گوه گوشته‌ای و سپس تفریق ماگمای حاصل در فشار بالا (مکفرسون^{۲۱}، ۲۰۰۶) و یا وقوع فرایند تفریق همراه با آلودگی (گاریسون و دیویدسون^{۲۲}، ۲۰۰۳).

- ذوب پریدوتیت گوشته‌ای تحت شرایط آبدار (استرن و همکاران، ۱۹۹۶).

- کاستیلو (۲۰۰۵)، تأکید زیادی برای ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و رخداد فرایند AFC (تبلور تفریقی همراه با هضم) برای تشکیل ماگمای آداکیتی دارد و در واقع تحولاتی که ماگما طی فرایند AFC متحمل می‌شود را دلیل ژئوشیمی متفاوت آداکیت‌ها با بقیه ماگماهای مناطق فرورانش می‌داند.

در واقع تمایز سنگهای آداکیتی حاصل از ذوب پوسته تحتانی با آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده تا حدودی مشکل است. زیرا ممکن است ماگمای حاصل از ذوب ورقه فرورونده در حین صعود با پوسته آلاش پیدا کند و کمبود عناصر پوسته‌ای را در ماگما جبران کند (گوچر و همکاران^{۲۳}، ۲۰۰۰). با این حال فاکتورهایی جهت تمایز نسبی آنها وجود دارد:

- فوگاسیته اکسیژن که در ماگمای حاصل از ذوب پوسته تحتانی نسبت به ماگمای مشتق شده از

^{۲۱}- Macpherson

^{۲۲}- Garison & Davdison

^{۲۳}- Gutscher

ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده کمتر می باشد. در نمونه های مورد مطالعه فوگاسیته بالای اکسیژن (و فور اکسیدهای آهن و تیتانیوم از جمله مگنتیت و تیتانومگنتیت) می تواند شاهی برای منشأ ذوب ورقه اقیانوسی برای سنگهای منطقه باشتین باشد.

- آداکیت های حاصل از ذوب پوسته تحتانی Th و Th/Ce بیشتری نسبت به آداکیت های حاصل از ذوب بخشی ورقه فرورونده دارند. همانطور که در نمودارهای عنکبوتی در فصل ۴ مشخص شد، نمونه های مورد مطالعه دارای آنومالی منفی از Th هستند. بدین خاطر این ممکن است، این منشأ برای تشکیل آنها صدق نکند.

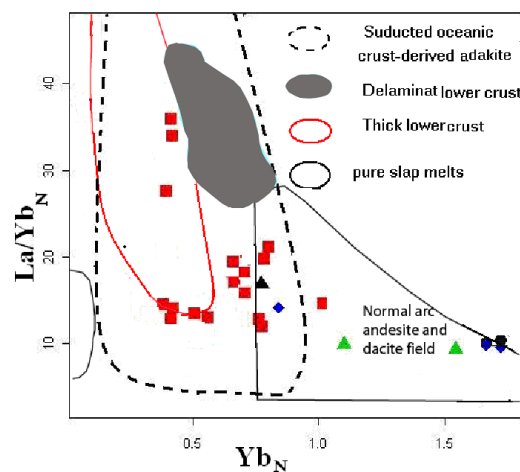
- سنگهای آداکیتی مشتق شده از ذوب پوسته تحتانی از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردار هستند که در مورد آداکیت های منطقه باشتین این امر صدق نمی کند، ولی در مناطق

همجوار به ویژه در شمال معلمان - ترود این گونه سنگها با کانسارسازی گسترده طلا، مس، فیروزه، سرب و روی همراه هستند.

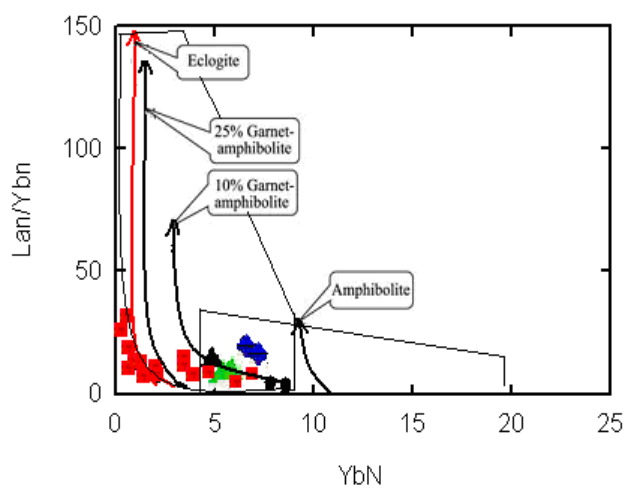
اکنون به بررسی تفصیلی پتروژنز نمونه های سنگی مورد مطالعه می پردازیم.

۵-۲-۲-الف - نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$

برای سنگهای مورد مطالعه، جهت تفکیک محدوده های نامبرده، نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (دوفان و درومون، ۱۹۹۵) استفاده شده است. با توجه به آنکه در مذاب آداکیتی عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله La جمع شده و Yb به یک عنوان عنصر خاکی نادر در این مذاب (در فاز دیر گداز گارنت جمع شده است) حضور دارد، این نمودار پیشنهاد شده است. همانطور که در نمودار شکل ۵-۱ مشاهده می کنید، نمونه های آداکیتی منطقه باشتین بر روی منحنی ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می گیرند. این نتیجه گیری با شواهد پتروگرافی (و فور هورنبلند در سنگهای حدواسط منطقه مورد مطالعه و مناطق همجوار) تأیید می شود. موقعیت نمونه های آداکیتی منطقه باشتین در این نمودار مشخص می کند که آداکیت های منطقه باشتین در اثر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل شده اند.



شکل ۵-۱- نمودار La/Yb_N در مقابل Yb_N (دوفان و درومون، ۱۹۹۵) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

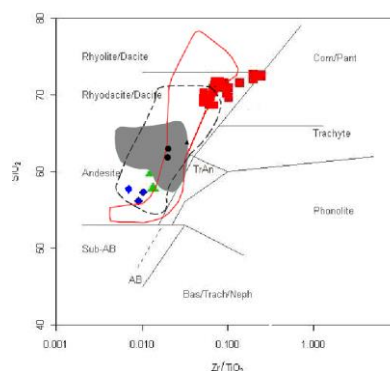
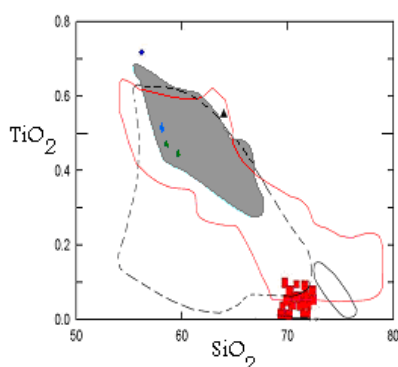


شکل ۵-۲- نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل $(Yb)_N$ (دوفان و درومون، ۱۹۹۰) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

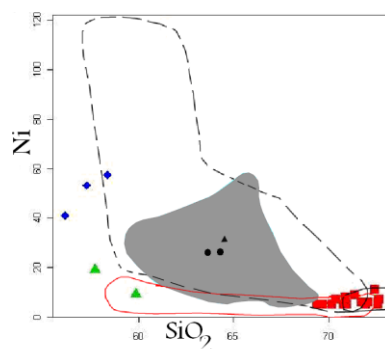
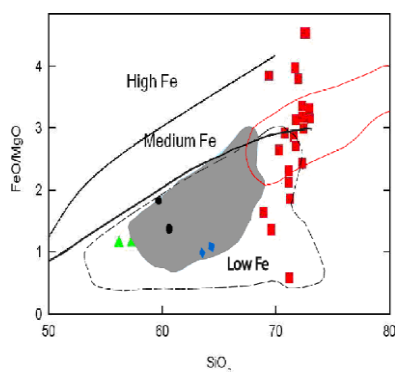
به علاوه همانطور که در نمودار شکل ۵-۲ مشاهده می‌کنید، نمونه‌های مورد مطالعه با ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۲۵ درصد یا اندکی بیشتر مطابقت می‌نمایند.

۵-۲-۲-ب- نمودارهای ژو و همکاران

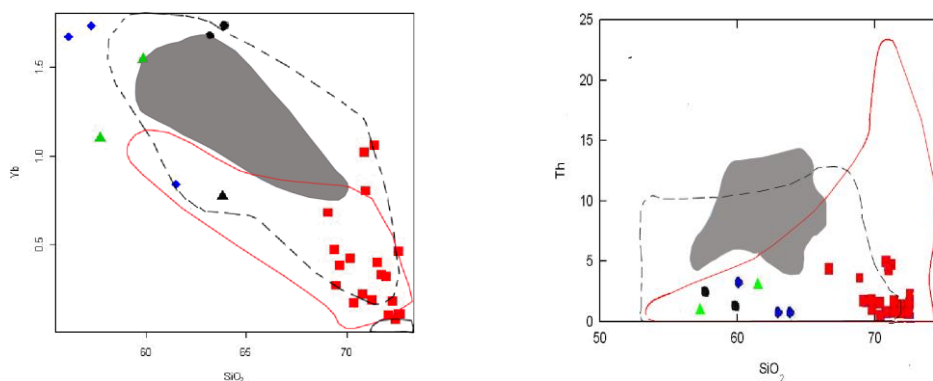
ژو و همکاران (۱۹۸۳)، از برخی نمودارهای هارکر (TiO_2 در مقابل SiO_2)، برخی از نمودارهای هارکر عناصر کمیاب (نمودار Yb در مقابل SiO_2) و نمودار Zr/TiO_2 - SiO_2 برای پی بردن به منشأ آداکیتها استفاده کردند. این نمودارها با توجه به آنومالی متفاوت عناصر (اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب) در لایه‌های مختلف زمین (گوشته و پوسته)، برای منشأ ماگماهای آداکیتی ارائه شده است. همانطور که در شکل‌های ۳-۵ تا ۵-۸ مشاهده می‌کنید، سنگهای آداکیتی در محدوده ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می‌گیرند.



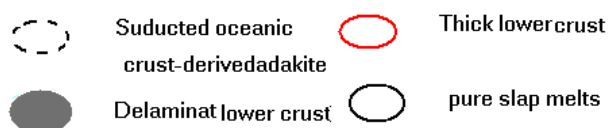
شکل ۳-۵- نمودار SiO_2 - Zr/TiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و شکل ۴-۵- نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۵-۵- نمودار Yb در مقابل SiO₂ (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و شکل ۵-۶- نمودار FeO/MgO در مقابل SiO₂ (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

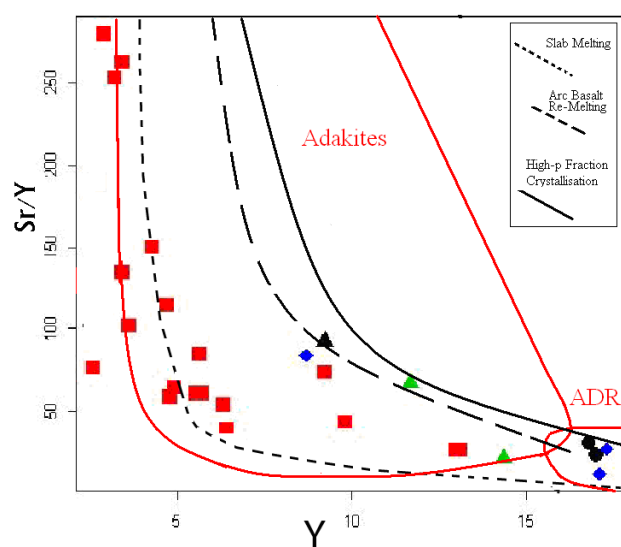


شکل ۵-۷- نمودار Th در مقابل SiO₂ (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و شکل ۵-۸- نمودار Yb در مقابل SiO₂ (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



۵-۲-۲-ج- نمودار Sr/Y در مقابل Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)

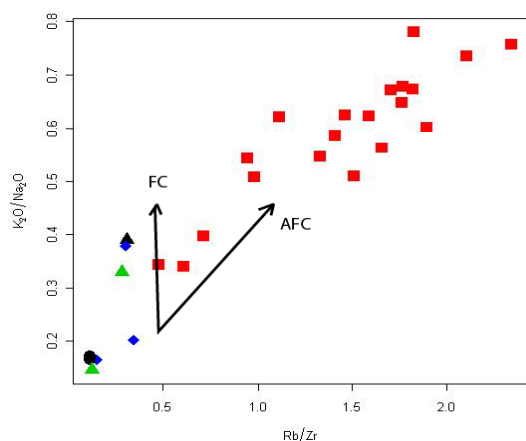
با توجه به نمودار Sr/Y در مقابل Y (شکل ۵-۹)، نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده آداکیتها واقع می‌شوند و از روند ذوب بخشی ورقه فرورونده تبعیت می‌کنند.



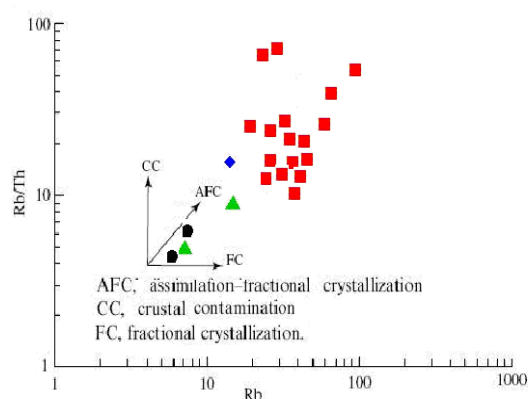
شکل ۵-۹- نمودار Sr/Y در مقابل Y (دوفان و درومون، ۱۹۹۰)

۵-۳- بررسی نقش هضم، آرایش و تفریق ماگمایی در تحول سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه

وجود آنکلاوها بهترین شاهد آرایش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی محسوب می‌شوند (هیبارد و ساباتییه^{۲۵} ۱۹۹۸). در منطقه مورد مطالعه سنگهای نیمه عمیق دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیب متنوع (هارزبورژیتی، توفی-سیلتستونی و توفی-شیلی) هستند. بنابراین در تشکیل ماگمای سازنده گنبدیهای نیمه عمیق منطقه باشتین فرایند آرایش ماگمایی نقش داشته است. همچنین افزایش پتاسیم و روبیدیم در سنگهای مختلف می‌تواند دلیلی برای آرایش پوسته‌ای ماگمای آن منطقه باشد. با توجه به نمودارهای نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو^{۲۶}، ۱۹۶۰) و K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا^{۲۷} و همکاران، ۱۹۹۲) در شکل‌های ۵-۱۰-الف و ۵-۱۰-ب، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند (AFC) تبعیت می‌کنند و این روند نشان دهنده آن است که فرایند تفریق بلوری همراه با هضم و آرایش بر روی نمونه‌های مربوط به گنبدیهای مورد مطالعه اثر گذار بوده است. بررسی جزئی‌تر در روند مشاهده شده، نشان می‌دهد که همه نمونه‌های ریولیتی دقیقاً در امتداد روند AFC قرار گرفته‌اند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت ماگمای آداکیتی تفریق‌یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آرایش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای پریدوتیتی و توفی-سیلتستونی)، شواهد پتروگرافی (حضور میکروآنکلاوها) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک) مؤید این امر است.



ب



الف

^{۲۵}- Hibard & Sabatiye

^{۲۶}- Depaolu

^{۲۷}- Esperanca

نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb (دوپائولو، ۱۹۶۰).

نمودار نسبت K_2O/Na_2O در مقابل نسبت Rb/Zr (اسپرانسا و

همکاران، ۱۹۹۲).

شکل ۵-۱۰

۵-۴- بررسی جایگاه تکتونیکی آداکیتها

از لحاظ پترولوژی و ژئوشیمی ماگماهای مربوط به مناطق فرورانش متنوع می‌باشند و طیف گسترده‌ای را در بر می‌گیرند (گیل^{۲۸}، ۱۹۸۱). ماگمای آداکیتی نیز نوعی ماگماست که تا کنون

غالباً در مناطق فرورانش قوسهای سنوزوئیک و جوان مشاهده شده است. ماگمای آداکیتی از نظر تکتونیکی در حاشیه‌های قاره‌ای فعال (آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳) و زونهای برخوردی (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) تشکیل می‌شوند. کای (۱۹۷۸) معتقد است، ماگمای آداکیتی غالباً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی جوان تشکیل می‌شود. اما استرن و همکاران (۱۹۹۶) معتقدند که ماگماهای آداکیتی در محل فرورانش قدیمی و ورقه اقیانوسی سرد نیز یافت می‌شوند. گائو^{۲۹} و همکاران (۲۰۰۶) نیز تشکیل ماگمای آداکیتی را منحصر به مناطق فرورانش نمی‌دانند. در واقع آداکیتها دارای یک سری ویژگیهایی هستند که به راحتی نمی‌توان محیط تکتونیکی آنها را مشخص کرد. این ماگماها از ذوب بازالت‌های آبدار (دگرگون شده) شکل می‌گیرند که این بازالت آبدار می‌تواند تحت فشار موجود در اعماق پوسته یا گوشته بالایی پایدار باشد (گاریسون و دیویدسون، ۲۰۰۳).

پابلو^{۳۰} (۲۰۰۵)، با مطالعات خود بر روی جایگاه تکتونیکی و نحوه تشکیل مجموعه آداکیتی اکوادور در شمال زون ولکانیکی آند، شش منشأ احتمالی برای تشکیل آداکیتها را مورد بررسی قرار دادند که به قرار زیر می‌باشند:

۱- فرورانش سریع ورقه اقیانوسی فرورونده (یوگوژینسکی^{۳۱} و همکاران، ۱۹۹۵)

۲- تشکیل آداکیت در مراحل اولیه فرورانش (ساجونا^{۳۲} و همکاران، ۲۰۰۰)

۳- شکستگی و خردشدگی ورقه فرورونده و ذوب آن (آبراتیس^{۳۳} و همکاران، ۲۰۰۱)

^{۲۸}- Gill

^{۲۹}- Gao

^{۳۰}- Pablo

^{۳۱}- Yagodinski

^{۳۲}- Sajona

^{۳۳}- Abratis

۴- وجود ورقه‌های باقیمانده در موقعیت قوس- قوس (موری^{۳۴}، ۱۹۹۵)

۵- ورقه کم شیب به وجود آمده توسط فرورانش پشته میان اقیانوسی (بیت^{۳۵} و همکاران، ۲۰۰۱)

۶- ذوب پوسته بازالتی تحتانی در مناطق تکتونیکی مربوط به قوس‌های آتشفشانی (آرتون و پتفورد، ۱۹۹۳)
دوفان و درومون (۲۰۰۲) در بررسی نحوه تشکیل ماگمای آداکیتی، جایگاه تکتونیکی آنها را قوس‌های سنوزوئیک مناطق فرورانش جوان معرفی کردند. در حالی که گاریسون و دیویدسون (۲۰۰۳) معتقد هستند که ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتها معرف محیط تکتونیکی خاصی نمی‌تواند باشد و وجود ماگمای آداکیتی در یک منطقه، صرفاً بیانگر ذوب بازالت دگرگون شده آبدار می‌باشد که تفاله گارنت آمفیبولیت را بر جای گذاشته و ماگمای آداکیتی با یک سری ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص صعود می‌کند. این بازالت آبدار می‌تواند در محیط‌های تکتونیکی مختلفی وجود داشته باشد.

ماگماتیسیم محیط‌های قوسی ممکن است، در اثر تفریق مذاب‌های جبه و یا مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده بوجود آید. تحول مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی صفحه فرورونده، در شرایط خاص باعث تشکیل ماگماهایی با محتوی آب بالا و fO_2 بالا (ماگمای آداکیتی) می‌شوند (اویارزون^{۳۶} و همکاران، ۲۰۰۱). در جایگاه تکتونیکی قوس، محل تشکیل ماگما توسط دمای محل برخورد ورقه فرورونده و گوه گوشته‌ای کنترل می‌شود. زمانی که گرادیان زمین گرمایی در زون بنیوف بالا باشد، ورقه فرورونده قبل از اینکه آب خود را کاملاً از دست دهد ماگمای آداکیتی حاصل می‌شود (پیکاک، ۱۹۹۶). برای تشکیل ماگمای آداکیتی، ورقه اقیانوسی تا اعماق حدود ۶۰ تا ۷۰ کیلومتری در گوشته فرورفته و سپس بازالت آبدار مربوط به ورقه فرورونده دگرگون می‌شود. برای ذوب بخشی سنگ‌های دگرگون شده دمایی بالای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد نیاز است. براساس کارهای تجربی که توسط اسکایه^{۳۷} و همکاران (۲۰۰۲) انجام شده است، فشار لازم برای تشکیل این ماگما حدود ۲۲۰ MPas (50 ± 190) می‌باشد. همانطور که در تعریف آداکیت مطرح شد، آداکیتها ماگمای غنی از آب می‌باشند. این آب می‌تواند توسط فرایندهای آبدایی از ورقه اقیانوسی و از شکسته شدن سرپانتیت‌های موجود در لایه زیرین پوسته اقیانوسی تأمین گردد (اشمیت و پلی^{۳۸}، ۱۹۹۵).

^{۳۴}- Muri

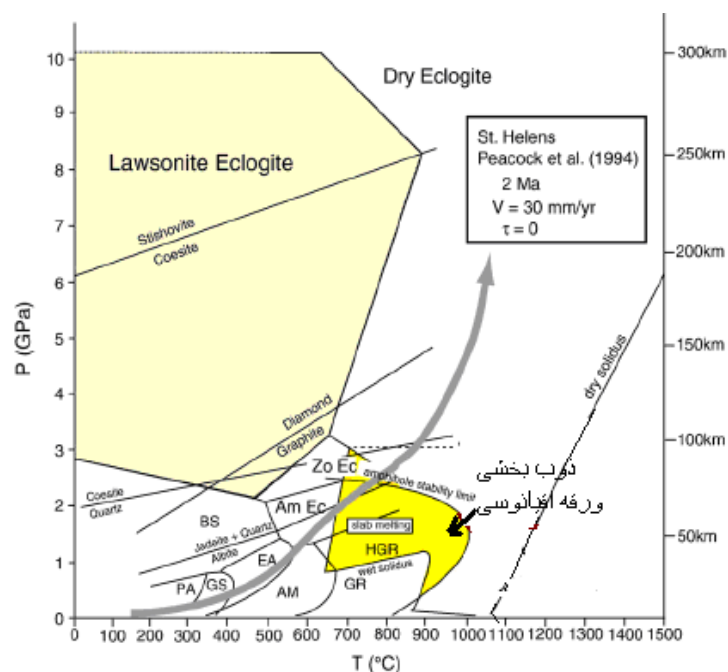
^{۳۵}- Beate

^{۳۶}- Oyarzun

^{۳۷}- Scaillet

2- Schmidt & Poli

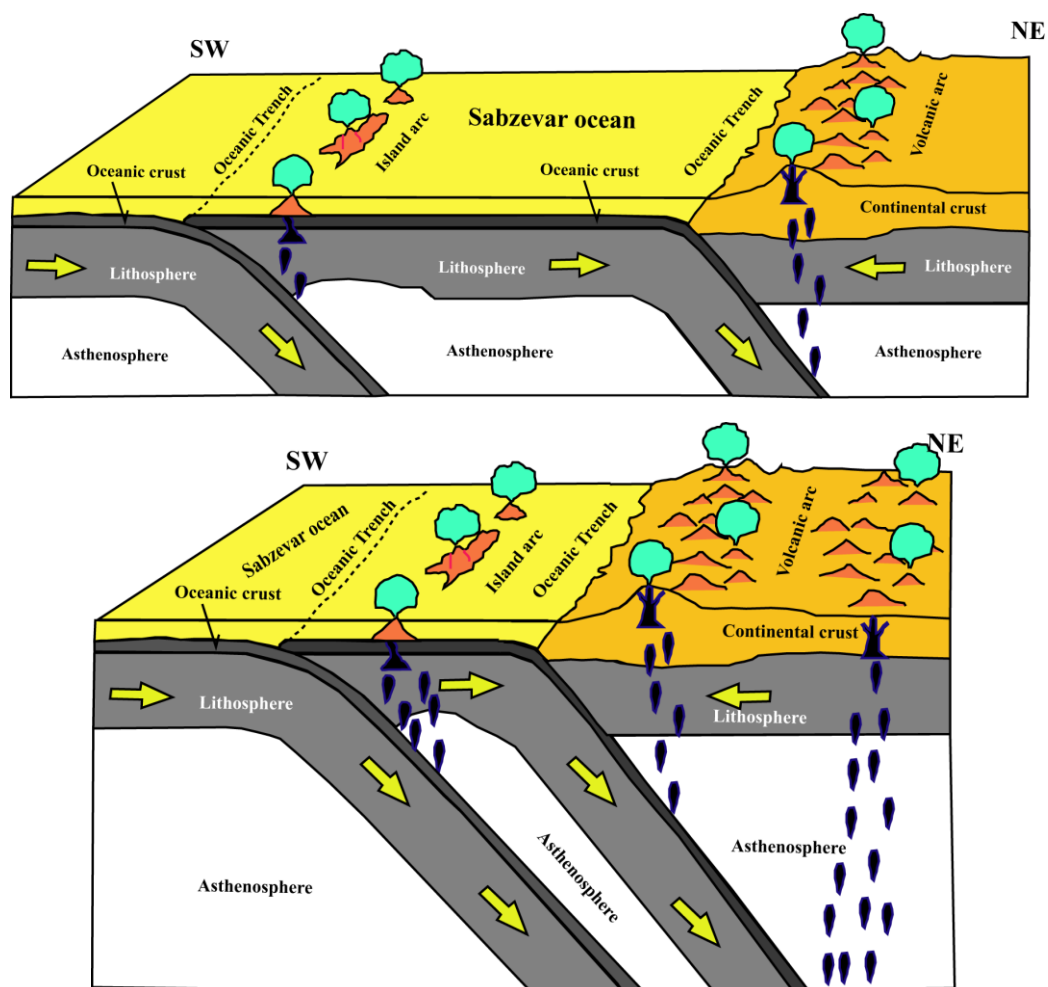
شرایط دما و فشار تشکیل ماگمای آداکیتی برای ذوب بخشی ورقه فرورونده و تشکیل مذابی اسیدی تا حدواسط (آداکیت) بر اساس کارهای تجربی پیکاک (۱۹۹۴) در شکل ۵-۱۱ نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۱- محدوده شرایط دما و فشار لازم برای ذوب ورقه اقیانوسی جوان (پیکاک، ۱۹۹۴).

۵-۵- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای آداکیتی مورد مطالعه

درباره پتروژنز سنگهای آتشفشانی مربوط به قوسهای فرورانش می توان گفت: پوسته اقیانوسی تا اعماق بیش از ۱۰۰ کیلومتر در گوشته فرو رفته و در زون بنیوف، آنجا که فشار و دما برای تشکیل سنگهای متابازیک لازم است، آبدایی و دگرگون می شود. پس از آن در دمای بالای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد سنگهای متابازیک (فاز دگرگون شده) شروع به ذوب شدن می کنند و ماگماهای اکثراً کالک-آلکالن، غنی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون و غنی از آب تشکیل می شوند. این ماگما در طی صعود می تواند در ترازهای بالاتر، فرایندهای مختلفی را پشت سر بگذارد که با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه، فرایند تفریق ماگمایی همراه با آرایش پوسته ای این ماگما را متحول کرده است. برای نحوه تشکیل آداکیت های سبزوار مدل فرورانش شکل ۵-۱۲ ارائه می شود.



شکل ۵-۱۲- مدل تکتونیکی تشکیل ماگماهای سازنده توده‌های نفوذی چاه سالار، ششتمد، نامن و آداکیت‌های مورد مطالعه (صادقیان و همکاران، چاپ نشده).

برای دستیابی به ماهیت پتروژنز سنگهای منطقه، چندین مورد از آداکیت‌های موجود در سایر نقاط جهان مورد بررسی قرار گرفت، که در ذیل به آنها اشاره می‌شود:

- کمپلکس آداکیتی مربوط به قوس ولکانیکی منطقه فرورانشی واقع در غرب نیوزیلند (آمریکا)، (استونسون^{۳۹} و همکاران، ۲۰۰۰).

- گنبد‌های نیمه عمیق آندزیتی تا داسیتی واقع در جنوب آلاسکا (آمریکای شمالی) (رونالد^{۴۰} و همکاران، ۲۰۰۴).

^{۳۹}-Stevenson
^{۴۰}- Ronald

- ولکانیسم آداکیتی در زون ولکانیکی آناتولی (در جنوب غربی آنکارا، مرکز ترکیه)، (وارول^{۴۱}، ۲۰۰۷).
- ولکانیک آداکیتی در قوس آتشفشانی جنوب غربی مکزیک (پلیت کوکوس در حاشیه اقیانوس آرام واقع در شمال آمریکا (آرون^{۴۲} و همکاران، ۲۰۰۳).
- نفوذی‌های آداکیتی (سنگهای اسیدی تا حدواسط) در غرب تبت جنوبی واقع در جنوب هیمالیا (هو^{۴۳} و همکاران، ۲۰۰۴).
- گرانیتوئیدهای پروتروزوئیک مرتبط با افیولیت ملانژهای Bou-Azzar واقع در حاشیه کراتون غرب آفریقا (بروز^{۴۴}، ۲۰۰۳).
- آداکیت‌های پرفیری (داسیت و ریولیت) در منطقه دکسینگ واقع در جنوب چین (ونگ و همکاران، ۲۰۰۴^{۴۵}).
- ماگماتیسم آداکیتی (آندزیت تا داسیت) در زون ولکانیکی واقع در جنوب اکوادور (پابلو و همکاران، ۲۰۰۵).
- توده‌های نفوذی (گرانودیوریتی) منطقه کیوشو واقع در جنوب شرقی ژاپن (کینوشیتا^{۴۶}، ۲۰۰۰).
- توده‌های نفوذی (گرانیت) آداکیتی رخنمون یافته در افیولیت‌های شمال شرقی جیانسگی واقع در جنوب چین (ایکسیان^{۴۷}، ۱۹۹۴).
- گنبد‌های نیمه عمیق پس از میوسن واقع در شمال غربی ایران (تبریز، شمال میشو) (جهانگیری و همکاران، ۲۰۰۶).
- توده‌های نفوذی، مرتبط به معدن طلای پورفیری خارونا در گلپایگان (سیاه کوهی، ۱۳۸۳).
- توده‌های گرانیتوئیدی میزبان معدن مس سونگون در اهر (جهانگیری، ۲۰۰۴).
- برخی توده‌های نفوذی و گرانیتوئیدی الیگومیوسن واقع در غرب زاهدان (کوهستانیان، ۱۳۷۶).

^{۴۱}- Varol

^{۴۲}- Aaron

^{۴۳}- Hou

^{۴۴}- Beraaouz

^{۴۵}- Wang

4- Kinoshita

5- xian

- توده‌های نفوذی و گرانیتوئیدی میزبان مس پورفیری سرچشمه (به سن میوسن) واقع در غرب شهر بابک (درگاهی، ۱۳۸۶).

اکنون به مقایسه آداکیت‌های مورد مطالعه با سایر آداکیت‌های جهان می‌پردازیم.

با توجه به بررسی نتایج آنالیز شیمیایی و مقایسه آداکیت‌های منطقه سبزوار با برخی مناطق دیگر جهان، مشخص شد آداکیت‌های منطقه سبزوار از لحاظ ژئوشیمی، پتروگرافی، جایگاه تکتونیکی و پتروژنز با آداکیت‌های شمال غرب ایران واقع در شمال تبریز (شمال میشو) شباهت زیادی نشان می‌دهند. آداکیت‌های شمال غرب ایران (شمال تبریز، شمال میشو)، بر روی یک قوس ولکانیک جوان به صورت گنبد‌های نیمه عمیق ریولیتی و داسیتی رخنمون دارند. این گنبد‌ها تشابه ژئوشیمیایی با گنبد‌های منطقه سبزوار نشان می‌دهند.

چندین منطقه آداکیتی دیگر نیز در جهان وجود دارند که آداکیت‌های آنها مانند آداکیت‌های سبزوار، درون افیولیت‌ها نفوذ نموده‌اند و کم و بیش از نظر ویژگی‌های ژئوشیمی، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی مشابه با آداکیت‌های منطقه سبزوار هستند، که دو مورد از آنها عبارتند از:

- گرانیت‌های آداکیتی رخنمون یافته در افیولیت‌های شمال شرقی جیانسگی واقع در جنوب چین.

- گرانیتوئیدهای پروتروژوئیک مرتبط با افیولیت ملانژهای Bou-Azzar واقع در حاشیه کراتون غرب آفریقا (ماهیت مت‌آلومین و کالک-آلکالن متوسط تا بالا).

ویژگی‌های ژئوشیمیایی برخی مناطق آداکیتی مذکور و نتایج مقایسه آنها با آداکیت‌های سبزوار در جدول ۵-۲ آمده است.

جدول ۵-۲- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیت‌های مورد مطالعه با دیگر ماگماهای آداکیتی جهان.

منطقه	گنبد‌های داسیتی ریولیتی و آندزیتی رخمون یافته در مجموعه افیولیتی غرب سبزوآر (باشتین).	گرانیتوئیدهای پروتروزوئیک در ارتباط با افیولیت ملانژهای Bou-Azzar واقع در حاشیه کراتون غرب آفریقا.	نفوذی‌های آداکیتی (سنگهای اسیدی تا حدواسط) در غرب و شرق تبت جنوبی.	توده‌های نفوذی و ولکانیک‌های (داسیت و گرانیت با سدیم بالا) رخمون یافته در کمربند سنگهای سبز موسوما- مارا واقع در شمال تانزانیا.
SiO ₂	SiO ₂ > 69.3	>65	65-70	62
Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ ≥ 17.66	16-20	Av=15	Av=17
MgO	MgO < 0.82	<2.5	<2	0.3-0.4
Sr	Sr > 497.2	AV=460	Av=600	700-1000
عدم آنومالی منفی Eu	✓	✓	✓	✓
Y	(Y) < 15	<20	<6	<20
Sr/Y	(Sr/Y) > 20	Av=38	Av=80	20-131
Yb	(Yb) < 1.9	<1.8	<0.5	میانگین ۱/۶
La/Yb	(La/Yb) > 16	8.9-12.6	10-50	11-80
تهی‌شدگی از HFSE (Th و Ti, Nb)	✓	✓	✓	✓

✓ = صادق است.

محاسبه نشده	0.707-0.7049	محاسبه نشده	محاسبه نشده	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$
فعالیت زون فرورانش (نئوآرکنن) در حاشیه اقیانوسی فعال	آداکیت‌های پتاسیک موجود در غرب کمربند کوهزایی هیمالیا (تبت جنوبی) که در اثر برخورد صفحه هند و آسیا حاصل شده‌اند.	در مرحله ای از فعالیتهای قوس	قوس سنوزوئیک	جایگاه تکتونیکی
2.6-3 Ga	اواسط میوسن	615 Ma >	بعد از انوسن	سن
ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با ترکیب آمفیبولیت ± گارنت	ذوب بخشی پوسته تحتانی و ضخیم یا ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده	آبزدایی و ذوب ورقه اقیانوسی (پوسته تحتانی که گارنت در آن فاز پایدار می‌باشد.	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده (سبزوار) و سپس تفریق بلوری و آرایش پوسته ای (AFC).	پتروژنز
Av=4.2	3-4	3-5	4-6	Na ₂ O
Av=2.5	0.8-2.6	Av=4.5	Av=3	K ₂ O
Av=2.5	Av=14	Av=12	Av=10.5	Rb/La
Av=20.2	Av=102	Av=65	Av=81	Ba/La
Zhai, 2004	Hou, 200۴	Beraaouz, 2003		Refrence

ادامه جدول ۵-۳

ولکانیسم آداکیتی (گنبد‌های ساب ولکانیک ریولیت، داسیت و آندزیت) شمال غربی ایران (تبریز).	آداکیت‌های پورفیری جایگاه تکتونیکی دکسینگ در جنوب چین (ترکیب سنگها داسیت و ریولیت).	کمپلکس آداکیتی (ترکیب سنگها از آندزیت تا داسیت) زون ولکانیکی در جنوب اکوادور.	توده‌های نفوذی منطقه کیوشو در جنوب شرقی ژاپن (ترکیب سنگها گرانودیوریت).	نفوذیهای آداکیتی (ترکیب سنگها گرانیت) رخنمون یافته در افیولیت‌های شمال شرقی منطقه جیانسگی واقع در جنوب چین.	منطقه
65-72	58-65	59-60	63-68	59-65	SiO ₂
13-15	Av=14	Av=13	15.15	15-17	Al ₂ O ₃
<3	<2.5	16-36	<4.5	1.5-2.9	MgO
300-700	800-180	Av=500	439-730	383-920(ppm)	Sr

عدم آنومالی منفی Eu	✓	✓	✓	✓	✓
Y	1.75-2.7	Av=20	Av=6.5	<13	10-20
Sr/Y	166-444	20-80	Av=80	Av=120	20-58
Yb	Av=0.2	<1	<0.8	<1	<1.5
La/Yb	Av=15	Av=25	10-40	Av=40	20-45
تهی شدگی از HFSE (Th و Ti, Nb)	✓	✓	✓	✓	✓
$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	محاسبه نشده	محاسبه نشده	0.703-0.705	0.6-0.705	محاسبه نشده
جایگاه تکتونیکی	سنوزوئیک (منطقه فرورانش جوان).	قوس تکتونیکی در منطقه کیوشو جنوب شرقی ژاپن.	منطقه پشت قوس واقع در شرق کوردیلرا.	فرورانش شمال غربی ورقه اقیانوس آرام به زیر ورقه آسیا.	بر روی منطقه قوس ولکانیکی و در امتداد گسل‌های بزرگ (نوع ولکانیسم پس از برخورد).
سن	10 Ma	کرتاسه	کمتر	50-70 Ma	میوسن
پتروژنز	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده با نرخ ذوب بخشی کم، در فشار زیاد (فشار لازم برای تشکیل گارنت آمفیبولیت).	ذوب بخشی پوسته تحتانی مافیک (فرورانش ورقه و آلودگی پوسته‌ای و همچنین تفریق بلوری پلاژیوکلاز و هورنبلند.	ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و متاسوماتیسم گوشته‌ای.	از ذوب (بدون آب) پوسته تحتانی در شرایط گوشته‌ای فشار بالای ۱/۲ گیگا پاسکال با باقیمانده آمفیبولیت ± گارنت.	ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و سپس تبلور تفریقی همراه با آرایش پوسته‌ای (AFC).
Na ₂ O	7.3-8.5	3.6-4.10	Av=4	2-4	3-5
K ₂ O	0.2-0.6	<2	<3	<3	2-3.5
Rb/La	Av=3.5	Av=2.2	Av=2.5	Av=4	Av=2.5
Ba/La	Av=58	Av=14	Av=45	Av=50	Av=48
reference	Xian, 1994	Kinoshita, 2001	Pablo, 2005	Wang, 2005	Jahangiry, 2004

۵-۶- نتیجه گیری

- واژه آداکیت غالباً برای سنگهای اسیدی تا حدواسط (با ترکیب ریولیت و داسیت تا آندزیت) که دارای یک سری ویژگیهای ژئوشیمیایی خاص هستند، به کار می‌رود. منشأ ماگماهای آداکیتی متنوع بوده اما غالباً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای به وجود آمده در فشار بالا حاصل می‌شوند.

- مطالعات این تحقیق نشان می‌دهند، ماگمای سازنده سنگهای نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه 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 شده‌است. همچنین بررسی‌ها نشان می‌دهد که ترکیب سنگ منشأ، سنگهای متابازیک (گارت آمفیبولیت) است. این نتیجه‌گیری با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌شود.

- ماگمای آداکیتی تفریق یافته در طی صعود به ترازهای بالاتر پوسته با سنگهای میزبان آلایش یافته است. شواهد صحرایی (حضور آنکلاوهای پریدوتیتی و توفی - سیلتستونی) و شواهد پتروگرافی (حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک) مؤید این امر هستند. شواهد ژئوشیمیایی (مقادیر زیاد پتاسیم و سایر عناصر لیتوفیل بزرگ یون از جمله Sr، Ba و Rb) نیز وقوع فرایند آلایش را در ماگمای سازنده این سنگها تأیید می‌کند. بنابراین ماگمای سازنده گنبدها در طی صعود به ترازهای بالاتر یا جایگزینی در نوار افیولیتی متحمل فرایندهای تفریق توأم با آلایش ماگمایی (AFC) شده‌اند.

نتیجه‌گیری نهایی

- منطقه باشتین واقع در غرب سبزوار، بخشی از زون افیولیتی سبزوار است که تعداد زیادی گنبد نیمه عمیق با ترکیب متنوع در آن زون نفوذ کرده‌اند. قطعاتی از سنگهای میزبان شامل توفهای سیلتستونی، ولکانی کلاستها و هارزبورژیتها به صورت آنکلاو در این گنبدها یافت می‌شوند.

- ترکیب سنگ شناسی توده‌های نیمه عمیق، از ریولیت، داسیت، تراکی داسیت تا آندزیت و تراکی-آندزیت متغیر است. گنبدهای عمدتاً ریولیتی شامل زردکوهی، ساروق، کلاته‌سادات، کوه سفید، مهر و سفید نهر

می‌باشند و همچنین گنبد‌های شادمان، جغتای، آبرود و جلمبادان دارای ترکیبات آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، داسیتی و تراکی‌داسیتی می‌باشند.

- حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی نشأت گرفته از این گنبد‌ها در کنگلومرای پلیوسن - پلیستوسن و عدم حضور آنها در واحدهای مارنی میوسن نشان می‌دهد که این گنبد‌ها در مرز زمانی میوسن - پلیوسن یعنی حدود ۱۲ میلیون سال پیش در سطح زمین رخنمون یافته‌اند.

- کوارتزهای درشت (با حاشیه خلیج خوردگی) بیوتیت‌های رشته‌ای (پیچ و تاب خورده) و همچنین هورنبلند‌های شکل‌دار با حاشیه سوخته، از ویژگی‌های کلی پتروگرافی سنگ‌های نیمه عمیق منطقه هستند.

- حضور آنکلاوهای با ترکیب متنوع (ترکیب سنگ میزبان)، شواهد پتروگرافی (حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک) و شواهد ژئوشیمیایی (غنی‌شدگی از عناصر پوسته‌ای) نشان می‌دهد، ماگمای سازنده گنبد‌ها در طی صعود به ترازهای بالاتر یا جایگزینی در نوار افیولیتی متحمل فرایندهای تفریق و آرایش ماگمایی شده‌اند.

- سنگ‌های مورد مطالعه دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌ها هستند. این آداکیت‌ها به گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس تعلق دارند. آنها دارای ماهیت متآلومین هستند و به سری کالک-آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا تعلق دارند.

- بررسی‌های جامع ویژگی‌های زمین‌شناسی صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی حکایت از آن دارند که ماگمای سازنده گنبد‌های نیمه عمیق از طریق ذوب بخشی ورقه یا ورقه‌های اقیانوسی فرورانده شده (دارای ترکیب سنگ‌شناسی گارنت آمفیبولیت) ایجاد شده و سپس از طریق تبلور تفریقی و آرایش ماگمایی (AFC) تحول یافته است.

پیشنهادهای

- به منظور شناخت کاملتر گنبد‌های نیمه عمیق منطقه مورد مطالعه، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد:

- انجام آنالیز شیمی نقطه‌ای برای تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانیها.

- انجام آنالیزهای ایزوتوپی به منظور تعیین سن و منشأ تشکیل سنگهای مورد مطالعه.
- بسط و توسعه دادن بررسیهای صحرایی و آزمایشگاهی به مناطق همجوار و مشابه برای دستیابی به نتیجه گیری مطمئن تر و دقیق تر.

Abstract

Bashtin area, with 150 km² extension is located in the west of Sabzevar, in the Khorasan Razavi province. This area is a part of the Sabzevar ophiolitic zone. The mentioned ophiolitic zone and associated rocks intruded by many Andesitic to rhyolitic domes. Some fragments of host rocks which include tuffaceous shale and sandstone, volcaniclastic rocks and harzburgites are found such as enclaves. The presence of a huge volume detritic fragments that originated from these domes, in the Pliocene-Pleistocene conglomerates and their absence in Miocene marl units indicate that the studied domes probably outcropped around the Miocene-Pliocene boundary age. Of course, there are subvolcanic domes with the same composition but younger (up to 2 million years ago) in the north parts means toward Sfaryan– Ghuchan volcanic belt. Subvolcanic or extrusive rocks are so fine grain that, it isn't possible to distinguish the rock forming minerals by unaided eye. The studied rocks mainly show porphyry, gelomeroporphyry, microlitic porphyry, porphyroidic and microgranular textures. The mentioned rocks have geochemical characteristics of adakites and belong to high-silica adakites. These rocks have metaluminous nature and belong to high-K calc-alkaline and normal calc-alkaline series. Have been observed trends in different geochemical diagrams (harker diagrams, Index differentiations diagrams and...) confirms the occurrence of fractional crystallization for evolution of the studied rocks. Petrogenetic investigations indicate that these rocks have been produced by medium rate partial melting and fractional crystallization under high pressure conditions. Also, magma producing of the studied rocks have been supposed assimilation and fractional crystallization during ascent to higher levels of the crust or emplacing in the ophiolitic

belt. The presence of the polygenetic enclaves from host rocks in the studied domes, confirms this suggestion.

Keyword: petrology, subvolcanic, domes, adakite, Bashtin, Sabzevar.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc thesis

**Petrological and Geochemical investigation of
Subvolcanic domes of Bashtine area (SW of Sabzevar)**

By

Hamideh Salehi Nejad

Supervisors:

Dr. M. Sadeghian

Dr. H. Ghasemi

Advisor:

Dr. F. Fardoost

Spring 2008

منابع فارسی

- آقاباتی، ع، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۲۰ صفحه.
- ادهمی، ف، ۱۳۷۶، پتروگرافی و پترولوژی افیولیت‌های باغجر (سبزوار)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران .
- اکرمی، م. عسکری، ع، ۱۳۷۵، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سلطان آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امینی، ا، ۱۳۷۸، گزارش بررسی‌های کانه‌آرایی و فراوری کانسنگ آنتیموان ارغش، طرح اکتشاف طلا، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ایدون، م، ۱۳۶۹، مطالعه پتروگرافی نوار افیولیتی شمال سبزوار، دانشگاه شهید چمران اهواز، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۱۳۷ صفحه.
- ایزدپناه، پ، ۱۳۷۷، بررسی دورسنجی محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، ۳۵ صفحه.

- بازبندی، م، ۱۳۷۹، مطالعه پتروگرافی و پترولوژی مجموعه دگرگونی سلطان آباد در ارتباط با مجموعه افیولیت ملانژ سبزوار، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- بغدادی، ا، ۱۳۷۹، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژی در تعیین موقعیت ولکانیک‌های فرومد (شمال غرب سبزوار)، ۳۵ صفحه.

- بهرودی، ا. عمرانی، ج، ۱۹۹۹، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ باشتین، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- تقوی‌پور، ش. شیرکوند، م. قناد، ع. دزفولی، ف. ظهرازاده، م. ایزدبان‌فر، ا، ۱۳۶۹، پتروگرافی نوار افیولیتی سبزوار- فرومد، ۱۶۷ صفحه.

- چنانی، ح. سعدونی، ج. کریمی، م. ر. مالگرد، ش، ۱۳۶۹، زمین شناسی و سنگ شناسی محدوده افیولیتی ناحیه سبزوار، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۱۱ صفحه.

- حسنی پاک، ا، ۱۳۷۷، گزارش اکتشافات ژئوشیمی سیستماتیک در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، ۲۴ صفحه.

- حمزه‌پور، ب، ۱۳۷۹، مختصری راجع به زمین شناسی نیمه جنوبی چهارگوش سبزوار، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۳۵ صفحه.

- درگاهی، س، ۱۳۸۶، ماگماتیسم پس از تصادم میوسن در گستره سرچشمه- شهرابک: نقش ماگماتیسم آداکیتی در توسعه کانی‌زایی مس، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

- رادفر، ج، ۱۳۸۰، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ صفی آباد، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- سازمان فضایی کشور، داده‌های دورسنجی منطقه باشتین سبزوار.

- سودی‌شعار، م، ۱۳۷۵، بررسی پتانسیل‌یابی کرومیت و بررسی افیولیت سیاه‌کوه (شمال غرب سبزوار)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- علی‌زاده، م. رئیسی، ع، ۱۳۸۱، آزمایش پرعیارسازی انجام شده بر روی منگنز جنوب غربی سبزوار، ۶۰ صفحه.

- فارسی، ز، ۱۳۸۶، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چاه سالار (جنوب غرب نیشابور)، پایان نامه کارشناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قاسمی، ح. فتاحی، ا، ۱۳۸۳، ماگماتیسزم نئوژن در منطقه سرولایت جنوب قوچان، مجموعه مقالات هشتمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۹۲-۳۰۲ صفحه.

- قریب، ف. فتونی، ع، ۱۳۸۲، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جاجرم، انتشارات زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- کوهستانیان، ع، ۱۳۷۶، بررسی توده‌های نفوذی و گرانیتوئیدی الیگومیوسن کوله سنگی واقع در شمال غرب زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

- گوهرشاهی، ر، ۱۳۸۰، پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک توده گرانیتوئیدی مجاور کوه میش واقع در جنوب سبزوار، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، ۱۵۴ صفحه.

- مجیدی، ج، ۱۳۷۸، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سبزوار، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- مصلحی، ز، ۱۳۸۳، کانی شناسی و پترولوژی رودنریت های بخشی از افیولیت‌های سبزوار (مناطق باغجر و سلیمانیه)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- Aaron, H.N., Beate, K., 2003. Assimilation of granite by basaltic magma at Burnt Lake Lava flow, Medicine Lake volcano, Northern California: decoupling of heat and mass transfer. *Contrib, Mineral, Petrol.*, vol. 99, pp. 320-343.
- Abratis, M., Worner, G., 2001. Ridge collision, slab window formation and flux of Pacific asthenosphere into the Caribbean realm. *Journal of Geology*, vol. 29, pp. 127-130.
- Alavi Tehrani, N., 1975. On the metamorphism in the ophiolitic rock in the Sabzevar region (NE-Iran), report presented Tehran symposium on the geodynamics of southwest Asia.
- Alavi Tehrani, N., 1976. Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan-Iran) with special regard to metamorphism and genetic relation to Iranian ophiolite suite, report No. 15. , pp . 567-599.
- Alavi Tehrani, N., 1977. Sedimentary and structural characteristics of the paleoTethys remnants in northeastern Iran. *Journal of Geology. Soc. of Amer Bull*, Vol. 103, pp. 983-992.
- Alavi Tehrani, N., 1991. Geology and petrography in the ophiolite range NW of Sabzevar (Khorasan-Iran) with special regard to metamorphism and genetic relation to Iranian ophiolite suite, report No. 15. , pp . 567-599.
- Atherton, M.P., Petford, N., 1993. Generation of sodium rich magmas from newly under plated basaltic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 192, pp. 561-570.
- Beate, K., Monzier, M., Spiking, R., Cotton, J., Silva, J., Bourdon, E. Eissen, J.-P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in Southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 192, pp. 561–570.
- Beraaouz, E.H., 2003. Neoproterozoic granitoids associated with the Bou-Azzer ophiolitic melange (Anti-Atlas, Morocco): evidence of adakitic magmatism in an arc segment at the NW edge of the West-African craton. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 39, pp. 285–293.
- Castillo, P.R., 2006. An over view of adakite petrogenesis, Chinese science bulletin, report No. 24, pp. 257-268.
- Condie, K.C., 2005. TTG and adakites: are they both slab melts? In: Ramo, O.T. (Ed.), Granitic Systems—Ilmari Haapala Special Issue. *Lithos*, vol. 80, pp. 33–44.
- Davidson, J.P., De Silva, S.L., Holden, P. Holliday, A.N., 1990. Small-Scale disequilibrium in a magmatic inclusion and its more silicic host. *Journal of Geophysics. Res.*, vol. 95, pp. 17661-17675.
- Defant, M.J., Drummond, M. S., 1995. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, *Journal of Geology*, vol. 66. pp 343-345.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc, . *Journal of Geology*, vol. 45. PP 575–598.

- Defant, M.J., Drummond, M.S., 1993. Adakites: Some variations on a theme. *Acta Petrologica Sinica*, vol. 23, pp. 189–190.
- Defant, M.J., Kepezhinkas, P., Wang, Q., Zhang, Q. Xiao, L., 2002. Adakites: some variations on a theme. *Acta Petrologica, Sinica*, vol.18, pp. 129–142.
- DePaolu, D.J., 1960. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 53, pp. 189–202.
- 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*. vol. 86, PP. 323-334.
- Fattahi, M., 2003. *Earth and planetary A1193. Science Letters*, vol. 245, pp. 673-684.
- Floyd, p. A., Winchester, J. A., 1975. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth planet. Scince. Letter*, vol. 27, pp. 211-218.
- Froster, H.,1968. Associations of volcanic rocks in the mountain South of Sabzevar (NE-Iran), international geological congress, vol. 2, PP 197-212.
- 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, 2006. Racy cling lower continental crust in the North China craton. *Nature* ,vol. 432, PP. 892–897.
- Garrison, J.P., Davidson, J.M., 2003. Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Journal of Geology*, vol. 31, pp. 565–568.
- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer, Berlin, report No.26, pp 390.
- Ghasemi, H. 2006, Petrology and geochemistry of Markooh Neogene volcano, South Quchan, Northeast Iran International conference on continental IAVCEI2006,Gvangzhou, China. Plo3.
- Gomez, A., Lagatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutierrez, F., Carrasco-Nunez, G., 2003. Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican contamination. *Geochem., Geophys., Geosyst.*, vol. 61, pp. 456-459.
- Gutscher, M.A., Maury, R., Eissen, J., Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Journal of Geology*, vol. 28, PP. 535-538.
- Hanson, N., 1991. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrol.* vol. 28, pp. 921-953.
- Harker, A., 1909. The natural history of igneous rock, Methuen Co. London.
- Henderson, p., 1982. Rare earth element geochemistry Elsevier science. Publishing company Inc. Evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of petrology*. vol. 36 , pp 1505-1527.

- Hibbard, M., Sabatiye, J., 1998. The magma mixing origin of mantal feldspars. *Contrib. Mineral. Journal of Petrol.* Vol. 79, pp. 158-170.
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., Rui, Z.Y. Mo, X.X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* . vol 220. pp 139-155.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks can. *Journal of Earth Science*, vol 8. pp. 523–548.
- Jahangiri, A., 2004. Petrological and Geochemical Area Ahar Songoon Granitoids in the NW Iran. *Journal of petrology*. vol. 20, pp. 345-351.
- Jahangiri, A., 2006. Geochemical and geodynamic implications Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran. . *Journal of petrology*. vol. 34, pp. 456-467.
- Johnson, K., Barnes, C.G. Miller., C.A., 1997. Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon. *Journal of Petrology*, vol. 38, pp.1585-1611.
- Kay, R.W., 1978. Aleutianma gnesian andesites-melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanol., Geotherm., Res.* vol. 4, pp. 117–132.
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* vol. 219, pp. 177-189.
- Kinoshita, O.S., 2000. Possible manifestations of slab window magmatisms in Cretaceous southwest Japan. *Journal of Petrology*, vol. 38, pp. 1585-1611.
- Kuno, Hisachi., 1975. Differentiation of Hawaiian magmas, japan-nese. *Journal of Geology and Geogrophy*, vol. 28, pp. 193-194.
- Liu, J., Davis, G.A., Lin, Z., 2005. The liaonan metamorphic core complex, southeastern liaoning province, north China: likely contributor to cretaceous rotation of eastern Liaoning, Korea and Contiguous areas. *Tectoniphsics*, vol. 407, pp. 65—80.
- Macpherson, R., 2006. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3-8 GPa. *Chemical Geology*, vol. 160, pp. 335-356.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalities and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal Petrol.* vol. 28, pp 921-953.
- Martin, H., 1994. The Archaean grey genesises and the genesis of continental crust. In: Condie, K.C. (Ed.), Archaean crustal evolution. *Elsevier, Amsterdam*, vol. 27, pp. 205-259.

- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2002. An over view of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, vol. 79, pp667-689.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system Longman Groun. U.K., pp.73-86.
- Mohammad, A. Hassanen, Saiid, A., 1995. Geochemistry and petrogenesis of Pan-African I-type granitoids at Gable Iglo Ahmar, eastern desert, egxpt. *Journal of African Earth sciences*, vol. 22, PP. 29-42.
- Muri, R.J., Weaver, S.D., Bradshaw, J.D., Eby, G.N. Evans., J.A, 1995. Geochemistry of the cretaceous separation point batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. *Journal of the Geological Society*, London, vol. 152, pp. 689-701.
- Nagudi, N.O.K., Oberl, C.H., Kurat, G., 2003. Petrography and geochemistry of the Syenogranite, Uganda and implications for its origine. *Journal of African earth Sciences*. Vol. 35, pp. 51-59.
- Oyarzun, R., Marquez, A., Lillo, J., Lopez, I., Rivera, S., 2001. Giantvs small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic vs normal calc-alkaline magmatism. *Mineralitzaion deposite*. vol.36, pp. 794-798.
- Pablo. S., 2005. Temporal evolution of magmatism in the northern volcanic zone of the Andes: the geology and petrology of cayambe volcanic complex (Ecuador), *Journal of petrolog*, vol. 48 ,pp. 987-994.
- Parda, F., Molnar, P., 1999. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, pp.233–248.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout, G. E., (Eds) Subduction: Top to Bottom. *Monograph American Geophysical Union*, vol. 96, pp.119–133.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B., 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letter*, vol. 121, pp. 227-244.
- Pearce .J. A., Harris. B.W., Tindle , A.G.,1984. Trace element of discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rock . *Journal of petrology* ,vol. 25 , pp. 950-983.
- Peccerillo, R. Taylor S.R., 1976. Geochemisrty of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib., Mineral. Petrol*, vol. 58, pp. 63-81.
- Petford, N., Atherton, M., 1996. Na-rich partial melts from newly under plated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrol*, Vol. 37, pp. 1491–1521.
- Prouteau, G., Pichavant, M., Maury, R.C., 1999. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, vol.410,pp. 197–200

- Rahgoshay, M.S., H., 2002. The Nain's ophiolite as an indicator of a paleo-Tethys segment in central Iran. *Journal of Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University*, vol. 9, pp. 45-52.
- Richards, J.P., 2002. Discussion on Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: Adakitic versus evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of petrology*. vol. 34, PP. 1505-1527.
- Ronald, B., Sterve, W., Nelson, Paule W. Layer Peter J., 2004. Eocene volcanism above a depleted mantle slab. window in southern Alaska Porphyry Copper (Molybdenum) Deposits of China, Beijing, *Journal of Geological Publishing House*, vol. 150, pp. 1-350
- Rowlinson, H.R., 1993. using geochemical data: Evaluation, presentation, And interpretation: *Exess, England, Longman scientific and The chemical*, 325 pp.
- Sadredine, E., 1974. Geology and petrography in mitteleil des ophiolithzuges nordilich Sabzevar/Khorasan (Iran), pp. 120.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H., Cotton, J., 2000. Magmatic source enrichment by slab-derived melt in a young post-collision setting central Mindano (Philippines). *Lithos*, vol. 54, pp. 173-206.
- Scaillet, M., Evans, G., 1999. Scaillet, B., Evans, J., The 15 June 1999. eruption of Mount Thermal and petrological structure of subduction zones. In: Bebout Subduction: Top to Bottom. *Monograph. American Geophysical Union*, vol.96 , pp. 119–133.
- Schmidt, M.W. Poli, S., 1995. Experimentally based water budget for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 163, pp. 361–379.
- Sen, N., Dunn, N.G., 1994. 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.
- Shand. S.J., 1943. Eruptive rocks their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. Thomas Murby and Co., London, pp. 488.
- Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 34, pp. 273-243.
- Shibata, T., DeLong, S.E., Lyman, p., 1981. Petrographic and chemical characteristics of abyssal tholeiites from Deep sea drilling project leg 63 off Baja California. In: Yeats, R.S., et al., (Eds), Initial Reports of the DSDP, U.S.A, Govt. printing Office, Washington, pp. 987-699.
- Shojaat, B., Hassanipak, A.A., Mobasher, K., Ghazi, A. M., 2003. Petrology geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, north central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 34, pp. 1-15.
- Sorensen, S.S. Grossman, J.N., 1989. Enrichment of trace elements in garnet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina schist, southern California. *Geochimica et al, Cosmochimica Acta*, vol. 53, pp. 3155-3177.

- Spies. 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.
- Stevenson, J.R, Sorensen, S.S. 2000. Geochemistry of late Paleozoic mafic igneous rocks from the Kuerti area, Xinjiang, northwest China: implications for backarc mantle evolution. *Journal of Petrology*, vol. 33, pp.156–169.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), magmatism in the ocean Basins. *Geol. Soc. London Special Publication*, vol.42, pp.313-345.
- Thoronton, C.P., Tattele. O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks: Differentiation index, *Am. Journal of Science*. vol. 258. pp. 664-684.
- Varol, S., 2007. Igneous Petrogenesis, Tectonic Approach Islan arc Anatoly (Ankara), adakitic rock. *Journal of geology*, vol. 43. pp. 46-49.
- Wang, Y.J., Liao, C. L., Fan, W. Peng, T.P., 2004. Early Mesozoic OIB-type alkaline in basalt in central Jiangxi Province and its tectonic implication. *Journal of Geochemica*, vol. 33, pp. 109-117.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. London: Chapman and Hall, pp. 466.
- Wood, D.A., 1979. A variably veined sub oceanic upper mantel-genetic significance for mid-ocean ridge basalts from geochemical evidence. *Journal of Geology*, vol.7, pp.499-503.
- Xian, X.L., Li, X.H., Xu, J.F., Li, W.X., Zhao, Z.H., Wang, Q., 1994. Extremely high-Mg adakite-like magmas derived from alkali-rich basaltic underplate: the late cretaceous Zhantang andesites in the Huichang Basin, SE China. *Journal of Geochemistry*, vol.37, PP.233-252.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V. Kay, S.M., 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: implication for slab melting and process in the mantle wedge. *Journal of Geology*, vol. 107, pp. 505-519.
- Zhai, M.G., 2004. Time range of Mesozoic tectonic regime inversion in eastern North China Block. *Science China Ser D-Earth Science*, vol. 47, pp.151 — 159.
- Zhu, G., Wang, D.X., 1983. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional Tectonic Setting: Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. *Journal of petrology*, vol. 17, pp. 457-459

[

