

پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی منطقه مود واقع در جنوب شرق بیرجند

مریم حبیبی^{۱*}، علیرضا نجف زاده^۲، اسماعیل اله پور^۳

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور کرمان، ایران

^۲ دانشیار پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور کرمان، ایران

^۳ استادیار پترولوژی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور بیرجند، ایران

چکیده

منطقه مورد در ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی بیرجند در مرز بین دو پهنه سیستان و لوت قرار گرفته است. منطقه مورد مطالعه بر اساس داده های مندرج در نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰ ۰۰ بیرجند به دو بخش کرتاسه و الیگوسن تقسیم می شوند. واحدهای منسوب به کرتاسه مرکب از واحدهای مجموعه افیولیتی و رخساره فلیش بوده و واحدهای منسوب به الیگوسن در نقشه ها و گزارشات موجود در منطقه به عنوان بازالت های کواترنری معرفی شده است. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ های منطقه مود نشان می دهد. سنگ های منطقه مود از لحاظ ماهیت ژئوشیمیایی در دو گروه اسیدی و حد واسط قرار می گیرند، و جنس سنگ ها از نوع بازالت آکالن، آندزیت، داسیت، آندزیت بازالتی می باشد. بافت غالب این نمونه ها پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی است. دیگر بافت های موجود بافت های گلومروپورفیری و اینتر گرانولار اشاره نمود. بافت کانی ها شامل بافت غربالی پوئی کلیتیک نیز می باشد. کانی های اصلی نمونه ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیوین و کانی های فرعی شامل کانی های کدر می باشد. فراوان ترین نوع دگرسانی صورت پذیرفته در این سنگ ها ایدینگریتی شدن الیوین، کربناتی شدن و کلریتی شدن (پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن) است. سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه دارای نسبت بالای LREE/HREE بوده و تهی شدگی در عناصر Ti و P و غنی شدگی در Th از خود نشان می دهند. سری های ماگمایی، آکالن، داسیت، آندزیت و درصد بالای SiO₂ و شواهد بافتی و نسبت های برخی از عناصر فرعی و اصلی نشان می دهد که سنگ های آتشفشانی مود از نوع کوهزایی و حاشیه فعال قاره ای هستند.

واژه های کلیدی: بازالت آکالن، داسیت، آندزیت، آندزیت بازالتی؛ مود، بیرجند

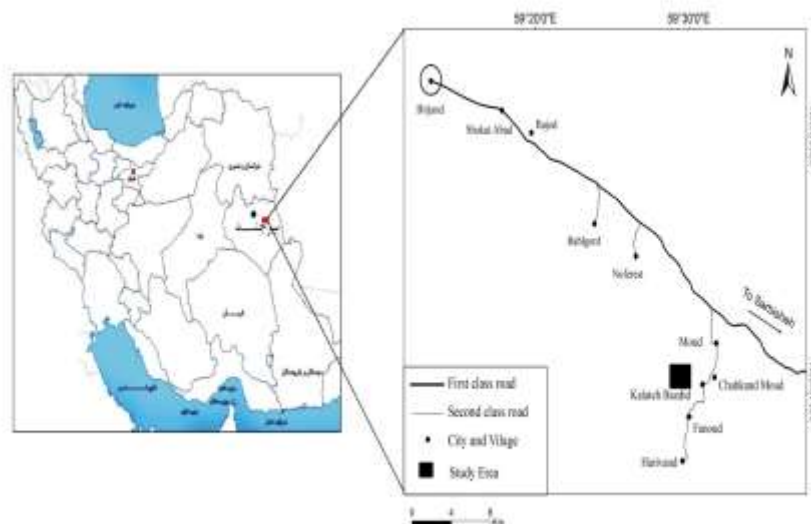
مقدمه

بررسی ماهیت ولکانیسم منطقه و رابطه پیدایش آن‌ها با تحولات زمین‌شناسی منطقه از اهداف این پروژه می‌باشد. که طی آن با مطالعه سنگ‌های منطقه می‌توان به نوع محیط تشکیل آن‌ها پی برد و بین ماهیت سنگ‌ها و محیط تشکیل آن‌ها ارتباط برقرار کرد. نیل به این هدف نیازمند بررسی دقیق مقاطع و بررسی حضور کانی‌هایی از جمله اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، الیوین و پلاژیوکلاز می‌باشد. همانطور که می‌دانیم در بازالت‌های آلکالن الیوین‌های موجود معمولاً زونه (نصف زاده ۱۳۹۰) و فاقد حاشیه واکنشی می‌باشند و پلاژیوکلاز کمتر معمول است. بعلاوه گاهی سنگ واجد فنوکریست نفلین است. در نظرات با مطالعه مقاطع و آنالیز سنگ‌ها و تعیین نوع بازالت در مورد رژیم تکتونیکی منطقه اظهار نظر شده و مشخص گردد آیا بازالت‌های موجود در منطقه معلول فرایند‌های کششی بوده و یا مرتبط با فرایند‌های فشارشی می‌باشند. چگونگی ارتباط بین گسل‌های امتداد لغز با تکوین بازالت آلکالن نیز از موارد مورد بررسی می‌باشد.

روش تحقیق

موقعیت جغرافیایی منطقه:

منطقه مورد مطالعه در استان خراسان جنوبی (خاور ایران) به عنوان یکی از بخش‌های شهرستان سریشه در شمال شرقی زون سیستان قرار گرفته است. مود در فاصله ۳۵ کیلومتری جاده ارتباطی بیرجند به زاهدان واقع گردیده است و از لحاظ موقعیت جغرافیایی این شهر در ۵۹ درجه و ۳۷ دقیقه طول شرقی و ۳۲ درجه و ۵۰ دقیقه عرض شمالی و در ارتفاع ۱۸۵۰ متری از سطح دریا قرار گرفته است. منطقه مود در نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سریشه واقع بوده و در این منطقه واحدهای آتشفشانی و آذرآوری گسترده‌ای قابل توجهی دارند. منطقه مود از شمال به شهرستان درمیان و از جنوب به شهرستان نهبندان و از شرق به بخش مرکزی شهرستان سریشه و از غرب به شهرستان بیرجند محدود می‌شود. مهمترین راه‌های ارتباطی منطقه، جاده اصلی بیرجند - زاهدان و جاده فرعی آسفالت مود - فنود - کاهی می‌باشد (شکل ۱).



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

مطالعات ریخت زمین ساختی در حاشیه رشته کوه های جنوب بیرجند نشان دهنده ی جنباً بودن این رشته کوه ها و برخاستگی ناحیه می باشد (خطیب، ۱۳۶۸).

روش و ابزار جمع آوری، انجام تجزیه و تحلیل اطلاعات تحقیق

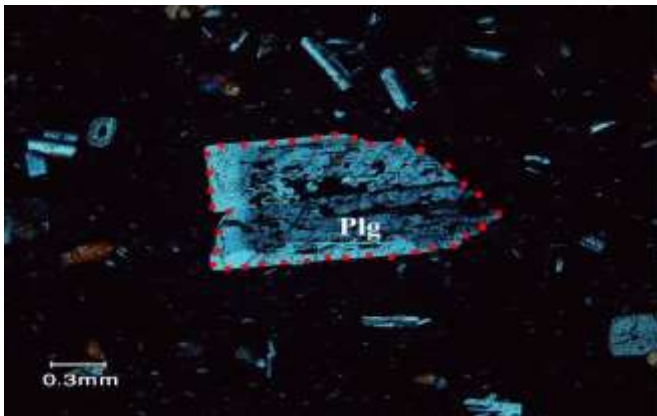
به منظور تعیین نوع و جنس سنگ های منطقه مود در ابتدا به جمع آوری اطلاعات منطقه از طریق مطالعات کتابخانه ای، بررسی نقشه‌ها، عکس های هوایی و ماهوره ای صورت گرفت، سپس بازید مقدماتی صحرایی جهت آشنایی اولیه با منطقه مورد مطالعه انجام شد. در ادامه طی بازدید صحرایی مجدد تعداد ۱۰۰ نمونه سنگی برای مطالعات دقیق جمع آوری شد، که از این تعداد، ۷۰ نمونه فرش و فاقد هوازدگی جدا و مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد. مقاطع نازک تهیه شده به وسیله میکروسکوپ مطالعه و بررسی گردید و از بین این مقاطع نازک حدود ۱۱ نمونه سنگی برای بررسی دقیق تر و آنالیز شیمیایی به شرکت SCC Accredited LAB فرستاده شد و پس از دریافت نتایج آنالیز برای تفسیر و تعبیر داده ها و نمودار ها از نرم افزار های GIS، Jpget، Corel DRAW، GCD kite استفاده شد.

نتایج

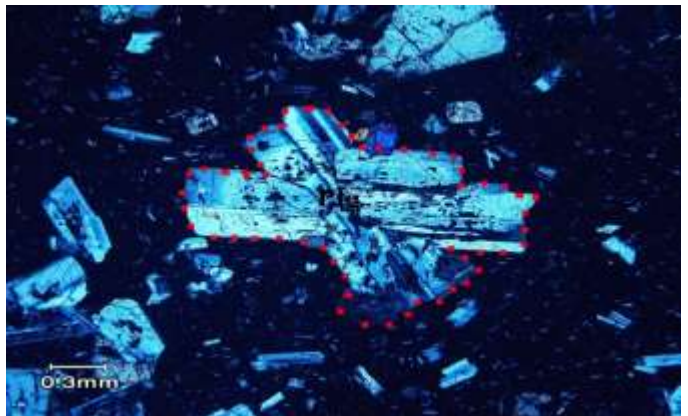
پتروگرافی

آندزیت بازالتی

آندزیت های بازالتی مود (جنوب شرق بیرجند) در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره بوده و دارای بافت پورفیریتیک می باشند. بافت این سنگ ها پورفیریتیک با زمینه میکرولیتی تا گلومروپورفیریتیک بوده و زمینه این سنگ ها متشکل از شیشه آمیخته و میکرولیت های پلاژیوکلاز می باشد. کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، الیون می باشند. کانیهای اپک، سرسیت و رس جز کانیهای فرعی این سنگها محسوب می شوند. فراوانترین کانی این سنگ ها درشت بلورهای پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) است (شکل ۲ الف، ب). اندازه این بلورها از ۰/۲ میلی متر تا ۲/۵ میلی متر می رسد. برخی از نمونه‌ها بافت غربالی حاشیه واکنشی و منطقه بندی را نشان می دهند. ایجاد این بافت ها معمولاً به تغییر متغیر های مستقل (فشار، دما و ترکیب شیمیایی) وابسته است که حالت تعادل قبلی سیستم را بر هم میزند (پروگینی، ۲۰۰۳). این بافت ها همچنین در اثر تغییرات حرارتی و شیمیایی مذابی که در تماس با بلور هست حاصل می شوند که احتمالاً نتیجه انتقال بلور به بخش دیگری از ماگما، جریان مذاب بین بلورهایی که زودتر تشکیل شده اند، یا تفریق پیشرونده مذاب است. (آروین و همکاران، ۲۰۰۳). علت تشکیل بافت غربالی تغییرات فیزیکی و شیمیایی در آشیانه ماگمایی میدانند. بافت غربالی می تواند در اثر اختلاط ماگمایی، کاهش فشار و تغییر در میزان مواد فرار حاصل می شود (روبین، ۲۰۰۳).



ب



الف

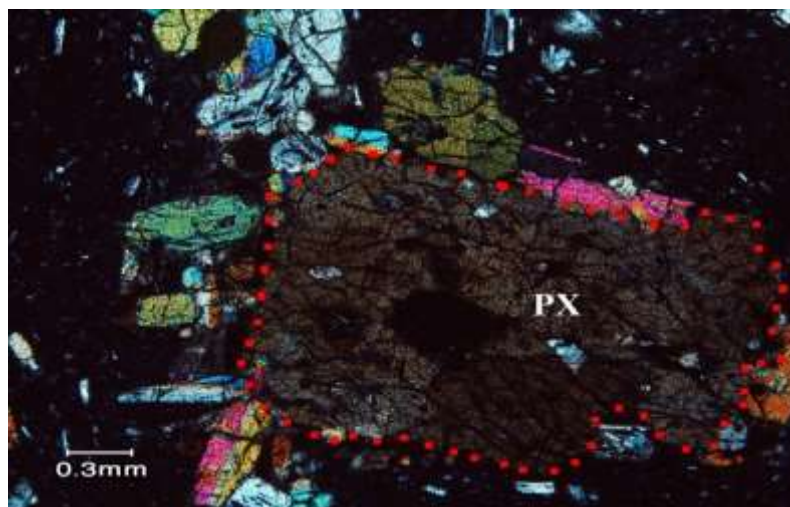
شکل ۲: الف) تصویری از بافت پورفیریتیک و حالت غربالی در پلاژیوکلازهای (plg) موجود در آندزیت های

بازالتی (XPL). ب: پلاژیوکلاز با بافت غربالی در آندزیت های مود (XPL).

فنوکریست های نیمه شکل دار تا شکل دار کلینوپیروکسن (اوپزیت) متشکله های بعدی این سنگها هستند. اندازه آن‌ها از mm تا ۰/۲ تغییر می نماید. کلینوپیروکسن ها همچنین دگرسان شده و اکسیدهای آهن قرمز رنگ و کلسیت همراهی می شوند. کلینوپیروکسن ها در برخی از نقاط سنگ بافت گلومروپورفیریتیک را تشکیل می دهند.

الیون به عنوان یکی از فنوکریست های اصلی جریان گدازه ای مود به صورت خود شکل، گرد شده دیده می شود. بلورهای الیون دارای تعداد کم و اندازه نسبتا بزرگ هستند که این مسئله به سرعت رشد بالاتر بلورهای الیون در قیاس با سرعت هسته بندی مربوط می باشد (شلی، ۱۹۹۳). به نظر می رسد درشت بلورهای الیون به ویژه انواع بی شکل و گرد شده اینها اولین کانی هایی می باشند که در مایع سیلیکاته ایجاد شده اند و پس از آن‌ها، پیروکسن های نسل اول تبلور حاصل کرده اند. الیون های گرد شده اگر از گوشته سرچشمه گرفته باشند در واقع بیگانه بلورهایی محسوب می شوند که معمولا دارای ۹۰ تا ۹۵٪ فورستریت هستند و در حین بالا آمدن از محیط گوشته ای جدا شده اند و به دلیل تغییر شرایط ترمودینامیکی و تغییر ترکیب شیمیایی ماگما توسط مایع سلیسکاتی جذب شده و به صورت گرد شده در آمده اند (اگوستیتز، ۱۹۹۸). الیون های خود شکل به اشکال مختلف در مقاطع قابل مشاهده می باشند. برخی نیز به اشکال خلیجی دیده می شوند. خلیج ها معمولا ناشی از خوردگی ماگمایی می باشند که تغییر شرایط ماگما مسبب آن است و بلور از یک حالت پایدار به ناپایدار تبدیل می گردد. جایگزینی الیون ها به وسیله ایدینگزیت پیشنهاد یک محیط اکسیدان در طول فرایند هوازدگی را می دهد. بررسی بلورهای الیون موجود در روانه ها نیز نشان می دهد که الیون هایی که فورستریت کمتری دارند بیشتر تحت تاثیر ایدینگزیتی شدن قرار گرفته اند و الیون های گرد شده که مشخصا بایستی از منیزیم غنی تر باشند از تاثیر این فرایند در امان مانده اند، چرا که الیون های خود شکل در روند تبلور ابتدا تشکیل شده اند اما در اثر فرایند های عدم تعادل گرد شده اند. و به علت آهن بیشتر در برابر اکسیداسیون حساس تر بوده و ایدینگزیتی شدن شدیدتری را نشان می دهند. ایدینگزیتی شدن الیون در این سنگ ها تنها در حاشیه بلور بیانگر وجود منطقه بندی ترکیبی در این کانی ها می باشند، زیرا فقط الیون هایی با فورستریت کمتر از ۵۰٪ تحت اثر ایدینگزیتی شدن قرار می گیرند و ترکیب الیون تنها در حاشیه برای ایدینگزیتی شدن مناسب است (مهدی زاده، ۱۳۸۷) بلورهای ریز در قیاس با الیون های درشت بلور از میزان فایالت بیشتری برخوردارند زیرا از لحاظ

ترتیب تبلور بعد از درشت بلورها تشکیل شده اند به همین سبب این ریز بلورها دگرسانی ایدینگزیتی شدیدتری را نیز متحمل شده اند. (شکل ۳)

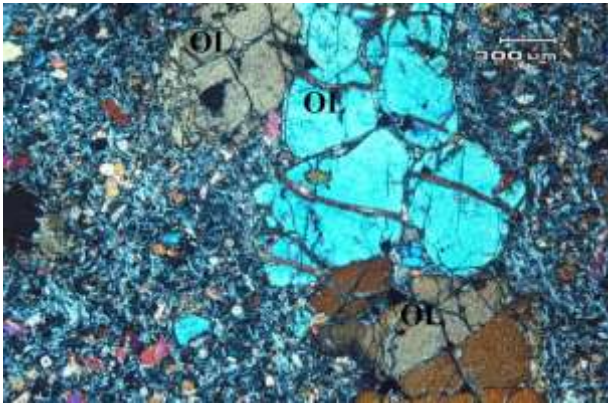


شکل ۳: کانی پیروکسن (PX) موجود در سنگ های آندزیت با بافت پورفیریتیک (XPL).

کانیهای فرعی

کانیهای اپاک نیمه شکل دار و یا بی شکل به اندازه $0/3 \text{ mm}$ به طور پراکنده دیده می‌شوند. در بررسی های پتروگرافی سنگ های منطقه مود کانی های اصلی گدازه ای بازالتی فنوکریست های الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌باشد که در زمینه ای از میکروولیت های فراوان پلاژیوکلاز قرار گرفته اند. زمینه همچنین در بردارنده بلورهای ریز کلینوپیروکسن نیز می‌باشد. بافت غالب بازالت ها پورفیریتیک، گلومروپورفیری و در برخی از سنگ ها بافت حفره ای می‌باشد. بافت اصلی این سنگها پورفیریتیک و در بعضی از نمونه‌ها گلومروپورفیریتیک است (شکل ۴ الف) فنوکریست های اصلی سنگ پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت، دیوپسید و اوژیت دیوپسید است. از ویژگی های میکروسکوپی بازالت های آلكالین حضور میکروولیت های پلاژیوکلاز عموماً با ترکیب آندزین، اکسیدهای آهن و کانیهای اپک می‌باشد. آپاسیتی شدن و سوختگی حاشیه در اغلب کانی ها قابل مشاهده است. شکستگی های زیاد موجود در این سنگها به احتمال زیاد دلیل بر این است که این سنگ ها به زون برشی نزدیک بوده اند (شکل ۴ ب). پلاژیوکلازها عموماً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند. عموماً بافت غربالی در این کانیها دیده می‌شود. اکثراً دارای ماکل پلی سنتیتیک می باشند اندازه این بلورها از $0/1$ تا 1 میلی متر متغیر می باشند و بیشترین حجم این سنگ ها را تشکیل می دهند. متشکله بعدی این سنگها پیروکسن ها هستند که به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار اوژیت و دیوپسید و در بعضی از نقاط به صورت اوژیت - دیوپسیدیک مشاهده می‌شوند. اندازه بلورهای پیروکسن از $0/1$ تا 2 mm متغیر است. حاشیه بعضی از بلورهای پیروکسن آپاسیتی شده اند. الیوین در بازالت های آلكالین مشاهده شد که دچار خردشدگی شدید می‌باشد

کانیهای اپک و اکسیدهای آهن و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار با اندازه $0/1$ تا $0/3 \text{ mm}$ به طور پراکنده دیده شده است. کانی های دگرسان: کلسیت، سرسیت و کانی های کدر بی شکل کانیهای دگرسانی هستند.



ب



الف

شکل ۴: الف: فنوکریست های الیوین (OL) درون بازالت های آلكالن با بافت پورفیریتیک بخش عمده کانی های زمینه را بلورهای پلاژیوکلاز (plg) (XPL)، ب: فنوکریست های الیوین (OL) واجد شکستگی های فراوان درون بازالت های آلكالن (XPL).

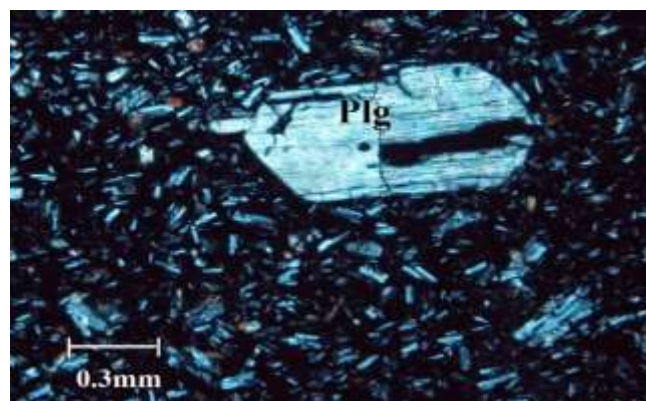
آندزیت

در منطقه مود این واحدهای سنگی به رنگ های خاکستری، سبز مایل به خاکستری تیره دیده می شود. بافت این سنگ پورفیریتیک است و فنوکریست ها در نمونه دستی تقریباً با چشم غیر مسلح قابل مشاهده می باشند. آندزیت ها سنگ های آذرین خروجی اساساً پورفیریتیک و گلوپورپورفیریتیک که واجد فنوکریست پلاژیوکلاز، فنوکریست مافیک از جنس هورنبلند و پیروکسن می باشند (شکل ۵ الف و ب). ترکیب پلاژیوکلاز ظاهر شده به صورت فنوکریست تا حد لابرادور پیش می رود، در حالی که در مزوستاز ترکیب متوسط آنها الیگوکلاز است. فراوان ترین کانی مافیک آندزیت ها هورنبلند است، بنابراین برای توصیف این گونه سنگ ها که عمده مینرال مافیک آنها هورنبلند است به اختصار از واژه آندزیت استفاده می شود. آندزیت های با محتوی بالای پیروکسن، پیروکسن آندزیت خوانده می شوند. آنها ترکیباتی بین بازالت و آندزیت به شمار می روند.

بازالت: بازالت ها سنگ های آذرین خروجی با بافت پورفیریتیک با مزوستاز عمومی میکروکریستالین می باشند. این سنگ ها نیز از فنوکریست های پلاژیوکلاز و کانی مافیک تشکیل می گردند. ترکیب متوسط فنوکریست های پلاژیوکلاز تا حد بیتونیت پیش رفته در حالی که پلاژیوکلازهای مزوستاز ترکیب متوسط آندزین دارند. فنوکریست های مافیک عمدتاً پیروکسن و الیوین هستند، در حالی که به مقدار ناچیزی هورنبلند ممکن است وجود داشته باشد. در بازالت های ایده ال فراوان ترین مینرال های مافیک از جنس پیروکسن (اوژیت، اوژیت-دیوپسیدیک و دیوپسید) هستند، در حالی که به مقدار محدود فنوکریست الیوین ممکن است وجود داشته باشد. اگر مقدار فنوکریست الیوین فراوان باشد سنگ به سمت الیوین بازالت متمایل می گردد.



ب



الف

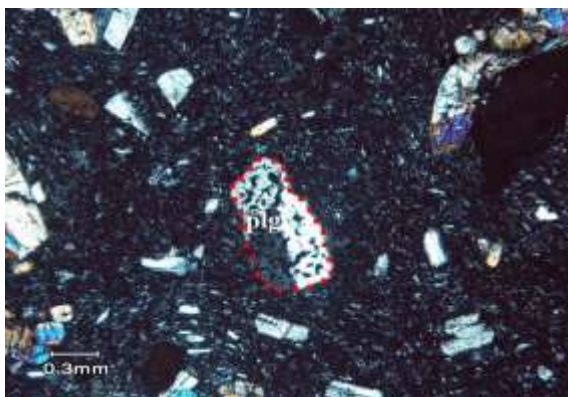
شکل ۵: الف) فنوکریست پلاژیوکلاز (plg) در درون آندزیت های مود با بافت غربالی بخش عمده کانی های زمینه را بلورهای ریز پلاژیوکلاز تشکیل داده اند (XPL)، ب) بافت گلومروپورفیریتیک نوع گلومروکریست در آندزیت های مود (XPL).

کانی ها:

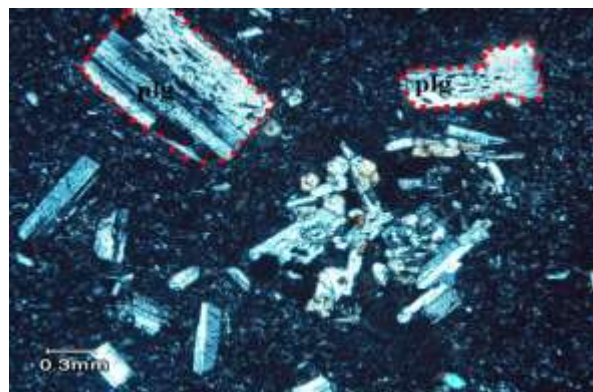
فراوان ترین کانی این سنگها درشت بلورهای پلاژیوکلاز (الیگوکلاز - آندزین) است که اغلب به صورت فنوکریست دیده می شوند. فراوانی این کانی حاکی از آن است که در هنگام فوران ماگمای آندزیتی، پلاژیوکلاز فاز جامد گذازه بوده است. بافت غربالی در پلاژیوکلازها منطقه به شکل های مختلف دیده می شود:

❖ پلاژیوکلازهایی که بافت غربالی درشت دارند. بافت غربالی درشت نتیجه ای از حضور در بردارنده های پیروکسن و یا شیشه می باشد که اغلب در قسمت مرکزی بلور تجمع کرده اند (برون، ۲۰۰۶) و گاهی اوقات نیز ممکن است به علت تفاوت ترکیب پلاژیوکلاز و کلسیم دارتر بودن قسمت وسط، در این قسمت خوردگی بیشتری ایجاد شده و این بافت ایجاد شود (شکل ۶ الف).

❖ پلاژیوکلازهایی که تمام سطح بلور حفره حفره بوده و به طور کامل غربالی هستند (شکل ۶ ب) به این نوع بافت، بافت غربالی هموزن نیز گفته می شود. در اطراف بعضی از این بلورها حاشیه ای سالم به صورت رو رشدی در شرایط جدید تشکیل شده است. برخی از محققین معتقدند که کاهش فشار، تغییرات ترکیبی مشاهده شده و حضور همزمان پلاژیوکلازهای غربالی و معمولی در یک نمونه را نمی تواند توجیه کند (کاسکو، ۱۹۹۹). شواهد محکمی دال بر ناهمگن بودن عدم تعادل در ماگما نظیر تفاوت زیاد بافت های غیرتعادلی در بلورهای یک فاز وجود دارد (پروگینی، ۲۰۰۲).



ب

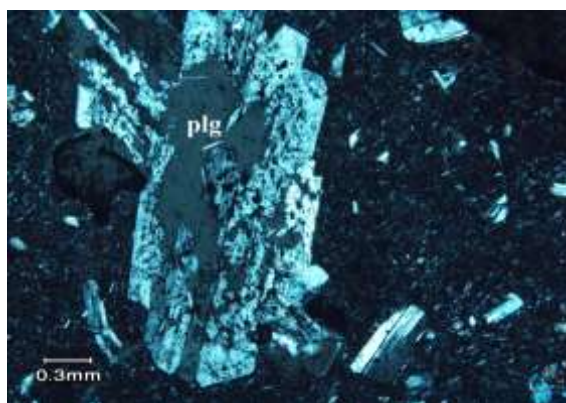


الف

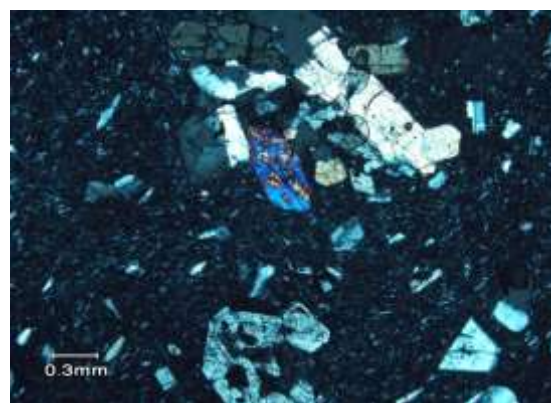
شکل ۶: الف) وجود خوردگی و غربالی شدن پلاژیوکلازها در آندزیت های مود (XPL)، ب) فنوکریست های پلاژیوکلاز با بافت غربالی در آندزیت های مود (XPL).

پلاژیوکلاز در مقاطع مربوط به این گدازه ها به سه صورت مختلف دیده می شود:

۱- فنوکریست های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی که دگرسانی زیادی از خود نشان می دهند، همچنین پلاژیوکلازهایی که دارای شواهد غیرتعادلی نظیر بافت غربالی، خوردگی حاشیه بلورها و منطقه بندی می باشند مربوط به نسل اول بوده و دگرسانی بیشتری نشان می دهند (شکل ۷ الف و ب).



ب



الف

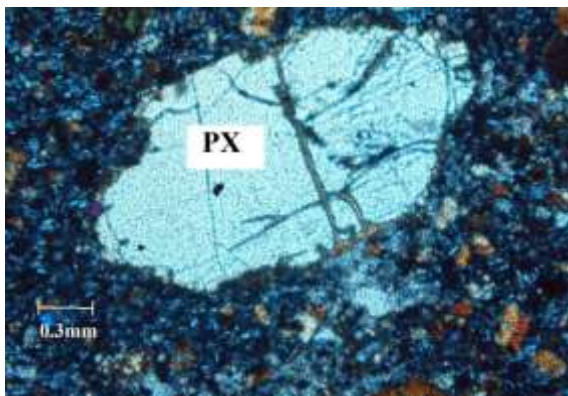
شکل ۷: الف) خوردگی حاشیه بلورها و بافت غربالی در پلاژیوکلازهای آندزیت (XPL)، ب: فنوکریست درشت پلاژیوکلاز در زمینه میکروولیتی با بافت غربالی در آندزیت مود (XPL).

۲- فنوکریست های پلاژیوکلاز ساده که اندازه آنها تا بیش از ۲ mm می رسد، دگرسانی کمی را نشان می دهند. پلاژیوکلازهای سالمی که فاقد شواهد عدم تعادل هستند و به صورت شفاف در مقاطع دیده می شوند مربوط به نسل دوم می باشند.

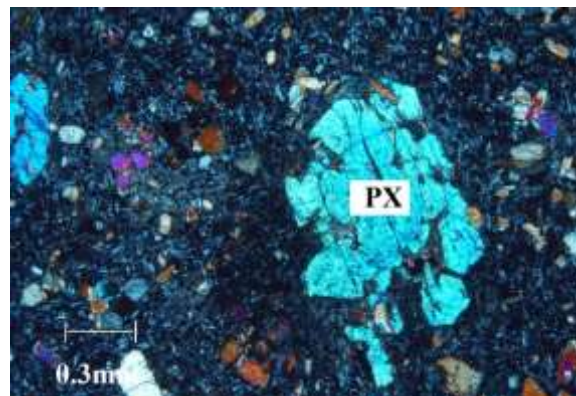
۳- میکروولیت های موجود در زمینه سنگ که مربوط به نسل سوم می باشند.

پیروکسن:

فنوکریست های پیروکسن موجود در آندزیت های مود از نوع اوژیت و دیوپسید می باشند و در بعضی از نمونه ها پیروکسن ها منظره متخلخل دارند (شکل ۸ الف و ب).



ب

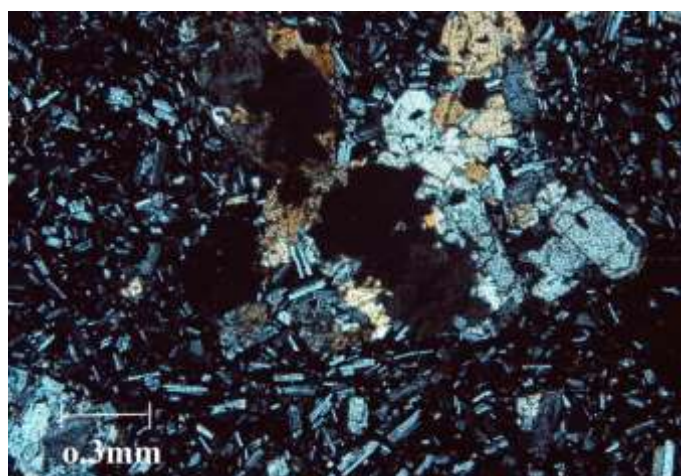


الف

شکل ۸: الف) منظره متخلخل پیروکسن ها در آندزیت ها که نشانه عدم تعادل می باشد (XPL)، ب: فنوکریست پیروکسن (px) در آندزیت های مود که شواهد عدم تعادل می باشد (XPL).

کانی های دگرسانی:

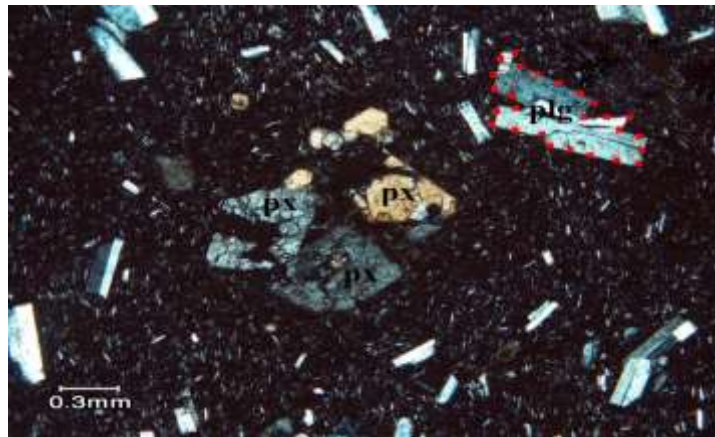
کانی های کدر، کانی های کربناتی و کانی های رسی کانی های حاصل از دگرسانی می باشند. پلاژیوکلاز به کربنات کلسیم دگرسان شده است (شکل ۹). وجود کانیهای رسی به عنوان محصول دگرسانی در پلاژیوکلاز نشانه کلسیک تر بودن آن قسمت از این کانی می باشد (شلی ۱۹۹۳). فازهای کدر محصول دگرسانی کانیهای فرومنیزین بوده و نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تبلور می باشند (مهربان و همکاران، ۱۳۸۶).



شکل ۹: دگرسانی پلاژیوکلازها به کربنات کلسیم در آندزیت های مود (XPL).

داسیت

این سنگ ها در بخش های شرقی منطقه مورد مطالعه مشاهده گردیده، به طور نسبی دارای درشت بلورهای بیشتری بوده و از دیگر سنگ های مورد بررسی روشن تر می باشند. بافت اصلی این سنگها پورفیریتیک است (شکل ۱۰). زمینه این نوع از سنگها آفانتیک با مزوستاز شیشه ای می باشد. فنوکریست های درشت پلاژیوکلاز شکل دار تا نیمه شکل دار به همراه فنوکریست های پیروکسن مشاهده می شوند. پلاژیوکلازهای موجود در داسیت اغلب ترکیب آلبیت تا اولیگوکلاز دارند. پیروکسن ها به صورت اوژیت و دیوپسید در سنگ حضور دارند و اکسیداسیون گسترده باعث حضور رگه هایی از اکسید آهن در سنگ گردیده است. در این سنگها فاز دگرسانی کلسیت به چشم می خورد.



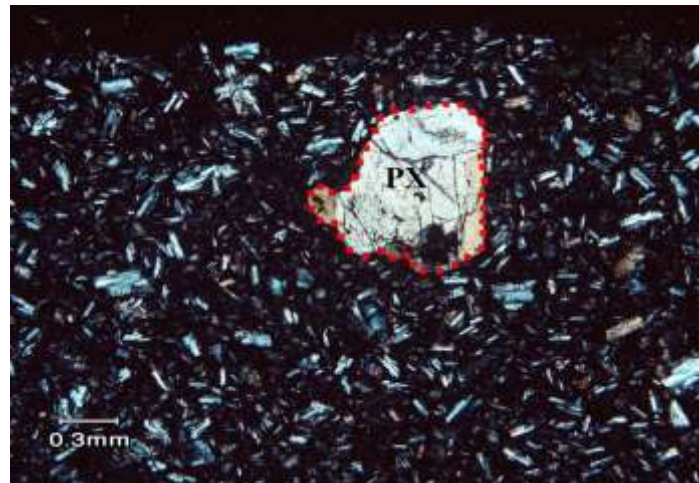
شکل ۱۰: فنوکریست های پیروکسن (px) و اجد شکستگی درون داسیت ها با بافت پورفیریتیک، بخش عمده کانی های زمینه را بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل داده اند (XPL).

بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً شکل دار تا نیمه شکل دار می باشند. اندازه‌ی این کانی ها از ۰/۵ تا ۲ mm می رسد. میکروولیت های ظریف پلاژیوکلاز نیز بیشترین مقدار را در خمیره دارا بوده و بافت جریان را به معرض نمایش می گذارند. از لحاظ فراوانی پیروکسن به مقدار کم در این سنگ ها دیده شده و ترکیب آن ها کلینوپیروکسن (اوژیت) می باشد. کانی های اپک به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در این سنگ ها وجود دارند و اکسیدهای آهن غالباً صورت رگه ای در این سنگ مشاهده می گردند.

آندزیت داسیت:

رخنمون این سنگها را می توان در ناحیه شرقی منطقه مود مشاهده نمود. این سنگها در نمونه دستی غالباً آفانتیک بوده و به رنگ خاکستری تیره دیده می شوند. آندزیت داسیت ها دارای بافت پورفیریتیک و در بعضی نقاط گلومروپورفیریتیک می باشند. زمینه این سنگ ها اغلب آفانتیک شیشه ای است و حاوی تعدادی محدودی میکروولیت پلاژیوکلاز می باشد. فنوکریست های پلاژیوکلاز عموماً با ترکیب آندزین دیده می شوند. پیروکسن ها به صورت اوژیت و دیوپسید حضور دارند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت درشت و شکل دار و نیمه شکل دار بوده و اکثراً حالت زونه دارند و غالباً دچار شکستگی می باشند. اندازه‌ی این کانی از ۰/۵ تا ۲ واحد در تغییر است. بروز چنین ویژگی زون بندی در کانی ها نشان دهنده‌ی رخداد تغییرات ترکیبی ناگهانی در زمان تبلور این کانی ها بوده و خود مستلزم تغییرات ناگهانی در شرایط دینامیکی تبلور است

(شلی، ۱۹۹۳). پیروکسن از لحاظ فراوانی دومین کانی می‌باشد. این کانی در اینجا از نوع اوژیت و دیوپسید می‌باشد که به نسبت فراوان هستند و در برخی از پیروکسن‌ها حاشیه واکنشی و بافت غربالی دیده می‌شود (شکل ۱۱).



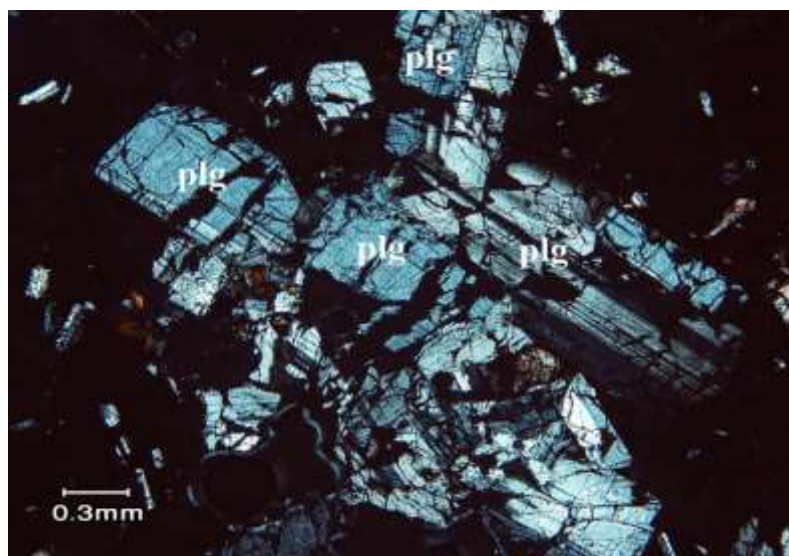
شکل ۱۱: وجود پیروکسن (PX) در آندزیت داسیت‌های مود با بافت پیلوتاکسیتی (XPL).

اکسیدهای آهن که اغلب پرکننده‌ی شکستگی‌ها و فضاهای خالی بوده و کانیهای آپک شده به صورت شکل دار و نیمه شکل دار حضور دارند.

- پتروگرافی سنگ‌های آذرآواری منطقه:

واحدهای آذرآواری منطقه از نوع توف، برش و آگلومرا می‌باشند که با توجه به وجود حجم عظیمی از فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی تا حد واسط ترشیری در جنوب شرق بیرجند در منطقه مورد مطالعه و کوه‌های اطراف دیده می‌شود.
- آگلومرا:

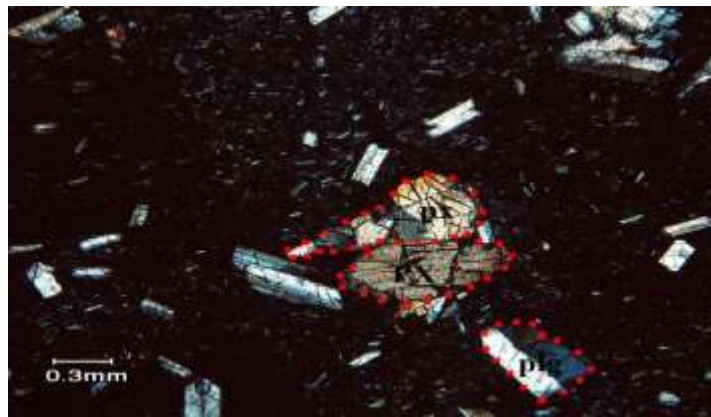
رخنمون آگلومرا در نقاط مختلفی در شرق بیرجند از جمله در جنوب شرق مود مشاهده می‌گردد. قطعات متشکله آگلومرای مذکور آندزیتی است. (شکل ۱۲)



شکل ۱۲: درشت بلورهای پلاژیوکلاز (plg) شکسته شده در زمینه شیشه‌ای آگلومرا در مود (XPL).

توف آندزیتی:

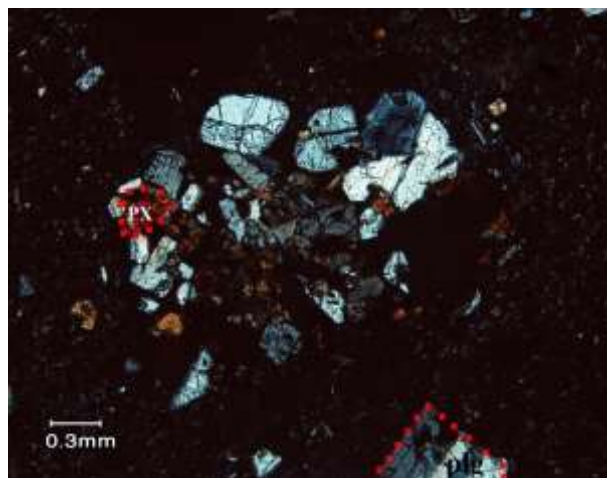
سنگ های آذرآواری به هم پیوسته ای است که میانگین اندازه قطعات آن ها کمتر از ۲ میلیمتر است. این سنگ ها دارای ساختمان مطابق اند و گاه اقسام آن ها دارای لایه بندی متناوب است. فنوکریست های این سنگ ها بقایای بر جا مانده از پلاژیوکلازها و پیروکسن ها می باشند. زمینه این سنگ ها از شیشه و رس تشکیل شده است. نکته قابل توجه اهمیت اقتصادی توف هاست که در اثر دگرسانی این توف ها ممکن است کانیهای رسی با ارزش تشکیل شود. دگرسانی توف های منطقه فرایند بنتونیتی شدن را در پی داشته است. بافت توف های آندزیتی اساساً ریزدانه است. شیشه در سراسر مقطع دیده می شود این توف ها از نوع توف شیشه ای بلورین می باشد. ترکیب آن ها حد واسط تا اسیدی است و در حد توف آندزیتی - داسیتی می باشند (شکل ۱۳) در مورد قطعات شیشه ای باید این نکته را در نظر داشت که شیشه اساساً ناپایدار بوده و با گذشت زمان متبلور می شود. در این سنگ ها توده های مدور آپک زیاد است و حاشیه اکثر بلورها اپاسیتی شدن مشهود است.



شکل ۱۳: قطعات متشکله شامل پیروکسن، پلاژیوکلاز توف آندزیتی در منطقه مود (XPL).

توف شیشه ای با ترکیب داسیتی

در این توف ها قطعات شیشه ای زیاد است و اجزای تشکیل دهنده این توف ها پلاژیوکلازهای بسیار ریز، پیروکسن و فاز های دگرسانی شامل سرسیت و اکسید آهن می باشند. این سنگ ذاتاً ریزدانه است و زمینه آن بیشتر از شیشه تشکیل گردیده است. ترکیب آن حد واسط تا اسیدی است (شکل ۱۴) در این سنگ اکسید آهن به صورت محدود حضور دارد و اندازه کانیها بین ۰/۱ تا ۰/۶ متغیر است.



شکل ۱۴: مقطع توف لیتیک با ترکیب حد واسط تا اسیدی در منطقه مود (XPL).

دگرسانی در سنگ های منطقه

منطقه مورد مطالعه در پهنه لوت واقع است. شکستگی ها و گسل های فرعی در این منطقه گسترش زیادی دارند. حجم نسبتاً زیادی از سنگهای منطقه را سنگ های آتشفشانی که بیشتر از نوع بازالت می باشند تشکیل می دهند و به طور کلی بازالت ها یکی از مهمترین سنگهایی هستند که به علت ناپایداری نسبی و واکنش پذیری زیاد کانی های موجود در آن ها به راحتی دگرسان می شوند. الیوین و شیشه در نمونه های بازالتی اولیه فازهایی هستند که در طول دگرسانی تجزیه می شوند. به طور کلی در سنگ های این منطقه چند نوع از دگرسانی مشهود است: ۱- ایدینگزیتی شدن ۲- آپاسیتی شدن ۳- سرسیتی شدن ۴- کربناتی شدن ۵- کلریتی شدن ۶- اپیدوتی شدن ۷- سوسوریتی شدن

۱- ایدینگزینی شدن:

در این نوع دگرسانی الیوین به شدت در معرض تغییر قرار می گیرد. محصولات دگرسانی مشخص الیوین ها، سرپانتین و ایدینگزیت است. در گذشته دانشمندان عقیده داشتند که ایدینگزیت یک کانی حقیقی است که در مراحل ثانوی از واکنش میان کانیهای آغازین و محلول سرشار از آب از همان پیکره ماگما در مرحله پیش سرد شدن در حضور گاز، آب و گرما بعد از اینکه به شرایط اکسیداسیون نزدیک سطح زمین رسید، پدید می آید. مطالعات بعدی نشان داد که ایدینگزیت یک کانی حقیقی نمی باشد و مجموعه ای دگرسان است که تنها فاز بلورین آن گوتیت می باشد. ایدینگزیت دگرسانی حاصل از الیوین معرفی می شد در معمولاً به رنگ قهوه ای می باشد (بارکر و هاگر، ۱۹۶۷).

به طور کلی دگرسانی الیوین به ایدینگزیت تحت شرایط زیر رخ می دهد:

- ۱- به طور وسیع در سنگ های بیرونی بازی و حد واسط ایجاد می شد.
 - ۲- الیوین اولیه باید محتوی Fe کافی باشد.
 - ۳- به خاطر تفریق ماگما اجزا فرار در ماگما به طور پیوسته متمرکز شده و به تشکیل یک فاز سیال باقیمانده منجر می شود که در مرحله ثانوی دگرسانی وسیع الیوین به ایدینگزیت را ناشی می شو (باون، ۱۹۲۸).
- به عقیده لوتر (۱۹۶۶) ایدینگزینی شدن حاصل متاسوماتیسم گرمایی الیوین ها توسط گازهای آتشفشانی در دماهای بالا می باشد که در اثر نفوذ یون هیدروژن به داخل ساختمان الیوین صورت می گیرد. اتصال یون H^+ به اکسیژن باعث رهایی یونهای $Mg^{2+}, Fe^{2+}, Si^{+4}$ از مکان هایشان می شود و یون Fe^{3+} فرصت جایگزینی یون های آزاد شده فوق را پیدا می کند. لذا این فرایند با انتقال یون ها در حالت جامد همراه می باشند.
- فرمول شیمیایی پیشنهادی برای ایدینگزیت $Fe_2O_3, MgO, SiO_2, 4H_2O$ می باشد (سان، ۱۹۵۷).

- سوسوریتی شدن

این نوع دگرسانی بیشتر در پلاژیوکلازهای موجود در آندزیت های این منطقه مشاهده می شود. پلاژیوکلازها در این حالت با از دست دادن کلسیم، سدیکتر می شوند و کانی های ثانویه شامل آلبیت، کلسیت، اپیدوت، کوارتز ثانویه و کانیهای کدر تشکیل می شوند.

- سرسیتی شدن

از تجزیه فلدسپات ها یک نوع مسکویت آبدار به وجود می آید که در محل جانشین پلاژیوکلاز اسیدی و فلدسپات پتاسیم دار می شود. این آلتراسیون با اجتماعی از کانی های مسکویت، کوارتز، پیریت، کلریت، ژپس و هماتیت همراه است.

- دگرسانی کربناتی شدن

این دگرسانی در سنگ های منطقه به فراوانی مشاهده می شود. بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز از مرکز و برخی از آن ها در امتداد رخ کربناتی شده اند. کربناتی شدن از انواع دگرسانی هایی است که در محدوده دمایی پائین انجام می گیرد (Szeliga and Michik, 2005).

سیالات غنی از دی اکسید کربن با شوری بالا، سنگ های میزبان را دگرسان و کانی های کربناتی برجا می گذارند (راب، ۲۰۰۵) نفوذ این سیالات باعث تغییر ترکیب زون های غنی از An در پلاژیوکلازها و تشکیل کلسیت ثانویه، آلبیت و میکای سفید می شود. فلدسپات پتاسیم در مقابل این دگرسانی پایدارتر است. گردش سیالات باعث تشکیل آلبیت و کلینوزوئیت از الیگوکلاز اولیه می شود. سیالات به آسانی در امتداد سطوح بلوری مثل ماکل، کلیواژ و ترکها نفوذ می کنند. این گذرگاه های انتقال کمک می کنند تا سیالات به قسمت های داخلی تر دانه ها نفوذ کنند و دگرسانی پیشرفت کند (لیچمان، ۲۰۰۳).

- دگرسانی اپیدوتی شدن

در آندزیت های منطقه مود اپیدوتی شدن رخ داده است. در این سنگ ها اپیدوت نیمه شکل دار تا بی شکل مشاهده می شوند. کانی های دما پائین مثل کوارتز، فلدسپات پتاسیم دار، پلاژیوکلازهای دگرسان شده، کلریت و سولفید هایی مانند پیریت این کانی را همراهی می کند. اجتماع اپیدوت با پلاژیوکلاز دگرسان شده، کلریت و بیوتیت نشان دهنده منشاء هیدروترمال برای اپیدوت است (پاندیتلا، ۲۰۱۴).

شرایط فیزیکی و شیمیایی محیط مانند دمای متوسط تا پائین و محیط اکسیدان برای تشکیل اپیدوت هیدروترمال مناسب است. اپیدوت به تغییرات اکسیداسیون و آبدار بودن محیط خیلی حساس است. ترکیب این کانی به جانیشینی $Al^{3+} - Fe^{3+}$ در موقعیت اکتا هدرال و شرایط فشار پائین وابسته است (بیرد و اسپلر، ۲۰۰۴).

تخلخل این سنگها به پیشرفت این دگرسانی کمک نموده است. چرا که منافذ موجود در سنگ گذرگاه مناسبی برای عبور سیالات گرمایی بوده است. به اعتقاد پژوهشگران، تحت تأثیر محلولهای غنی از Cu و PH قلیایی اپیدوت در سنگ میزبان تشکیل می شود (کریم پور، ۱۳۸۱).

ژئوشیمی

تعداد ۱۱ نمونه با حداقل دگرسانی انتخاب و آنالیز شدند. نمونه ها به روش ICP(WRA) برای عناصر اصلی و روش ICP(WRA4B2) برای عناصر کمیاب در آزمایشگاه شرکت SCC Accredited کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. موقعیت جغرافیایی ۱۱ نمونه آنالیز شده در جدول ۱ آورده شده است. همچنین نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه ها در جدول ۲ و عناصر کمیاب در ادامه جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۱: موقعیت جغرافیایی نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز

SYMBOL	LOCATION	NAME
T_{233}	$N 32^{\circ} 42' 27''$ $E 59^{\circ} 32' 39''$	آندزیت
T_{225}	$N 32^{\circ} 42' 34.2''$ $E 59^{\circ} 32' 34.26''$	آندزیت بازالتی
T_{253}	$N 32^{\circ} 42' 47.22''$ $E 59^{\circ} 32' 3.42''$	بازالت آکالن
T_{227}	$N 32^{\circ} 42' 28.44''$ $E 59^{\circ} 32' 36.18''$	آندزیت
T_{219}	$N 32^{\circ} 42' 32''$ $E 59^{\circ} 32' 32''$	داسیت
T_{123}	$N 32^{\circ} 42' 50''$ $E 59^{\circ} 31' 50.28''$	بازالت آکالن
T_{120}	$N 32^{\circ} 42' 52''$ $E 59^{\circ} 31' 50.28''$	بازالت آکالن
T_{218}	$N 32^{\circ} 42' 31''$ $E 59^{\circ} 32' 32.16''$	آندزیت
T_{12}	$N 32^{\circ} 42' 44.1''$ $E 59^{\circ} 32' 22''$	آندزیت
T_{13}	$N 32^{\circ} 42' 70''$ $E 59^{\circ} 31' 56.58''$	بازالت آکالن
T_{25}	$N 32^{\circ} 42' 32''$ $E 59^{\circ} 32' 25''$	داسیت

جدول ۲: نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل واحدهای آتشفشانی منطقه مود (جنوب خاوری بیرجند)، عناصر اصلی

بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM محاسبه گردیده‌اند.

Sample	T_{12}	T_{13}	T_{25}	T_{120}	T_{123}	T_{218}	T_{219}	T_{225}	T_{227}	T_{233}	T_{253}
SiO ₂	62.7	48.75	63.9	48.58	49.43	62.84	67.89	62.79	67.78	64.09	49.5
Al ₂ O ₃	15.96	14.13	16.12	14.08	14.14	15.65	14.9	15.73	14.67	16.06	14.14
Fe ₂ O ₃	4.25	8.81	3.74	8.83	8.5	4.3	2.61	4.28	2.5	4.31	8.68
MnO	0.08	0.15	0.06	0.15	0.14	0.08	0.06	0.08	0.04	0.06	0.14
MgO	3.26	11.15	1.94	11.33	11.06	2.88	1.23	2.9	1.19	2.33	11.3
CaO	5.2	8.62	4.33	8.59	7.93	4.8	3.18	5.06	3.11	4.78	8.26
Na ₂ O	3.15	4.27	3	4.37	4.14	3.44	3.31	3.23	3.16	3.66	4.17
K ₂ O	3.01	1.79	3.66	1.84	1.71	2.8	3.56	2.82	3.39	2.9	1.72
TiO ₂	0.712	0.909	0.658	0.923	0.929	0.643	0.365	0.653	0.345	0.644	0.89
P ₂ O ₅	0.18	0.31	0.18	0.32	0.3	0.18	0.11	0.18	0.11	0.17	0.3

<i>LOI</i>	1.77	1.7	2.76	1.17	1.54	1.26	1.66	1.6	2.24	1.03	1.43
<i>Total</i>	100.3	100.6	100.3	100.2	99.84	98.89	98.88	99.34	98.54	100	100.5
<i>Au</i>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
<i>Ag</i>	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
<i>As</i>	2	2	2	2	2	2	2	3	2	9	2
<i>Ba</i>	537	575	612	575	529	502	699	492	668	547	538
<i>Be</i>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
<i>Bi</i>	3	4	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2
<i>Br</i>	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Cd</i>	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
<i>Co</i>	40	48	11	40	37	13	8	13	8	11	39
<i>Cr</i>	116	411	78	397	355	92	46	93	44	106	387
<i>Cs</i>	7.1	<0.5	6.9	<0.5	<0.5	<0.5	9.8	5	6.9	5.5	<0.5
<i>Cu</i>	418	166	83	129	134	89	86	104	80	88	123
<i>Hf</i>	4.2	2.6	3.4	<0.5	2.3	3.7	3	3.4	4.2	4.2	2.9
<i>Hg</i>	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
<i>Ir</i>	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
<i>Mo</i>	14	5	<2	<2	<2	4	4	<2	5	3	<2
<i>Ni</i>	56	277	29	278	302	54	29	68	26	58	281
<i>Pb</i>	9	<5	13	<5	<5	8	13	10	14	8	<5
<i>Rb</i>	100	<20	<20	<20	<20	<20	110	<20	200	<20	<20
<i>S</i>	0.124	0.06	0.027	0.063	0.047	0.037	0.026	0.043	0.028	0.033	0.039
<i>Sb</i>	0.7	0.2	0.3	<0.2	<0.2	<0.2	0.3	0.7	0.3	<0.2	<0.2
<i>Sc</i>	11.2	18.2	7.2	17.4	16.5	8.6	4.8	8.6	4.9	8.9	17.3

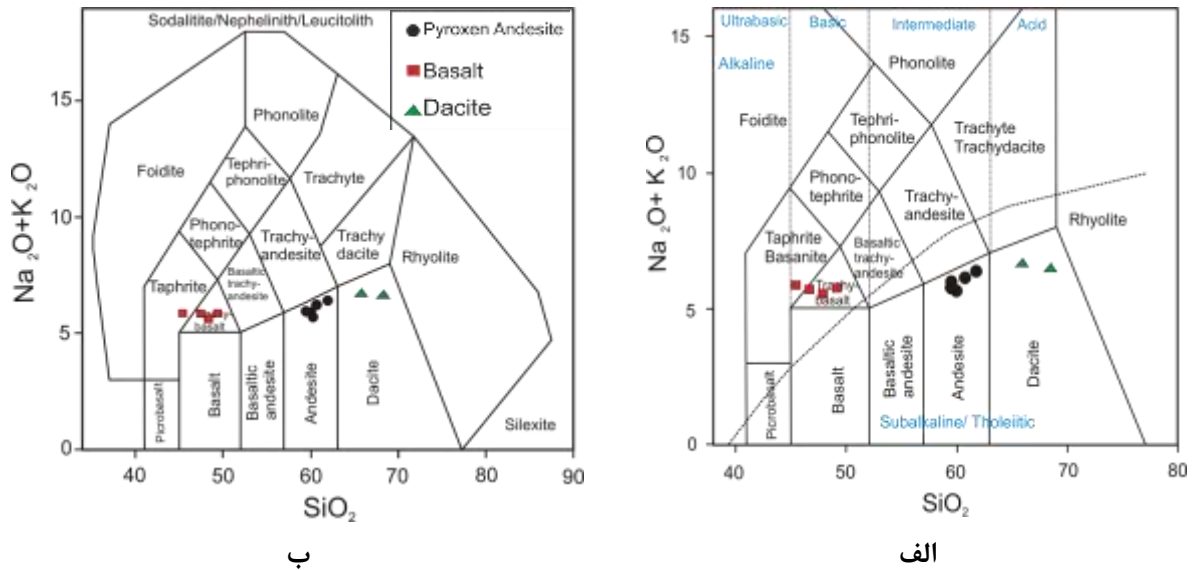
نامگذاری شیمیایی سنگ ها

رده بندی شیمیایی سنگ های آذرین ابزار سودمند برای شناسایی سنگ هاست. در این روش عناصر اصلی به صورت اکسید بیان می شوند. این عناصر شامل Si, Ti, Al, Fe, Mn, Ca, Na, k و p می باشند.

نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل Si_2O (لی باس ۱۹۸۶).

با توجه به شواهد صحرایی و آزمایشگاهی سنگ های منطقه مورد مطالعه در گروه سنگ های آتشفشانی قرار می گیرند. یکی از مفیدترین روش های طبقه بندی سنگ های آتشفشانی نمودار Tas است. در این نمودار، مجموع درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در مقابل درصد وزنی Si_2O ترسیم می گردد. این روش اولین بار توسط کاکس و دیگران (کاکس، ۱۹۷۹) ارائه گردید. لی باس (لی باس، ۱۹۸۶) و (میدلموست، ۱۹۹۴) با تغییراتی نمودارهایی در این رابطه منتشر نموده اند (شکل ۱۵ الف

و ب). براساس این نمودار سنگ های مود به دو گروه بازیک و حد واسط تعلق دارند. سنگ های بازیک از نوع بازالت تا بازالت آلکالن و سنگ های حد واسط از نوع آندزیت و داسیت هستند.

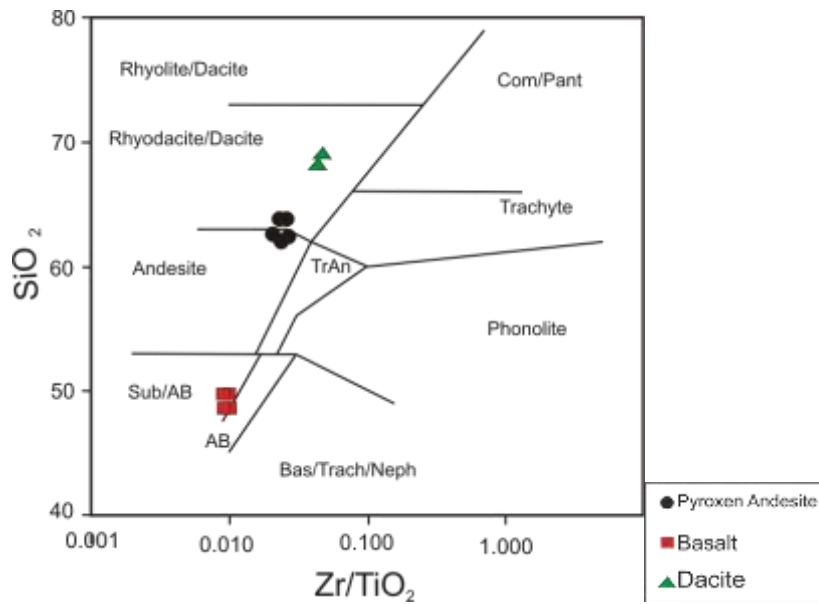


شکل ۱۵: قرارگیری سنگ های آتشفشانی مود در محدوده آندزیت، داسیت، تراکی بازالت در الف) نمودار لبا،

و ب) نمودار میدل موست (۱۹۸۶) و ب) نمودار میدل موست (۱۹۹۴)

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

علی رغم آنکه سعی شده نمونه های انتخاب شده برای آنالیز تازه باشد ولی مقدار LOI در آن ها حاکی از دگرسانی آنهاست و نمونه های منطقه در رده نمونه هایی با دگرسانی متوسط (۱-۳)٪ قرار گرفته اند (دالی، ۲۰۰۳). لذا تفسیر داده های مربوط به عناصر متحرک نظیر Na, k و Ca بایستی با احتیاط انجام گیرد (مک لیمور و همکاران، ۱۹۹۹). بر این اساس از نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۷) بر اساس نسبت Zr/TiO_2 در مقابل SiO_2 استفاده گردید. نمونه های منطقه مود در محدوده بازالت، آندزیت و داسیت پلات شده اند (شکل ۱۶).

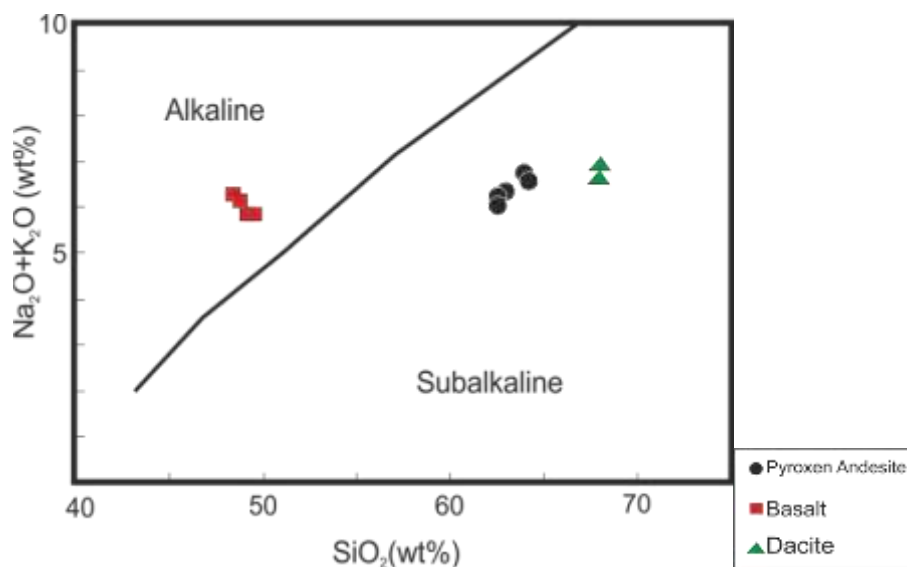


شکل ۱۶: قرارگیری سنگ های آتشفشانی مود در محدوده بازالت، آندزیت و داسیت (وینچستر و فلوید، ۱۹۷۷).

تعیین سری ماگمایی سنگ های آذرین مود

نمودار Na_2O+K_2O (ایروین و باراگار ۱۹۷۱)

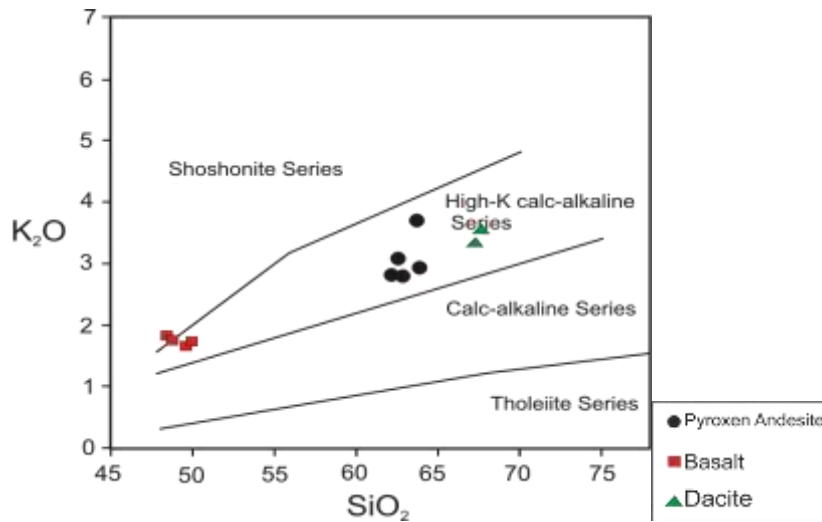
مجموعه ای از سنگ های مختلف که دارای ترکیب شیمیایی متفاوت بوده و از یک ماگمای واحد منشاء گرفته باشند سری ماگمایی نامیده می شوند (کانوی، ۱۹۶۸) براین اساس سنگ های آذرین در یکی از سری های ساب آلكالن، آلكالن و فوق آلكالن قرار می گیرند. سری ساب آلكالن به دو سری کالک آلكالن و تولییتی تقسیم می شود. در نمودار پیشنهادی ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، نمونه های منطقه مود در محدوده های آلكالن و ساب آلكالن قرار می گیرند (شکل ۱۷).



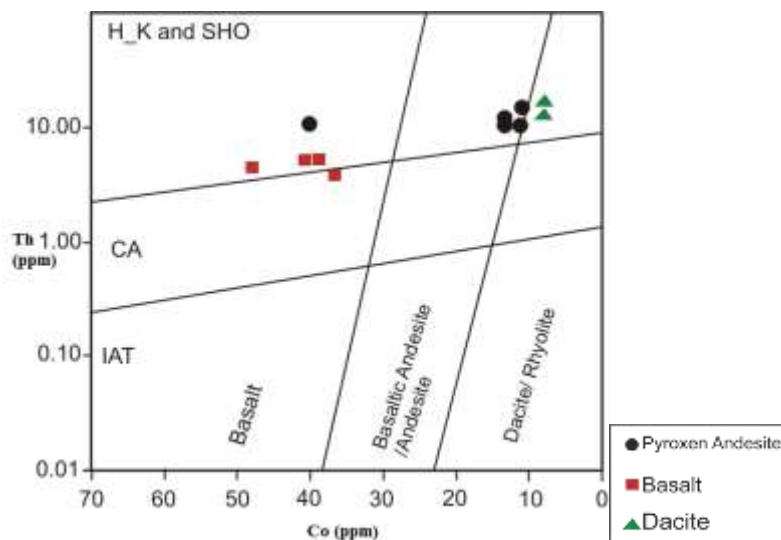
شکل ۱۷: نمودار مجموع آلكالی ها ($Na_2O + k_2O$) در مقابل Si_2O ، پیشنهاد شده توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱).

اندیس پتاسیم

جهت تفکیک مجموعه ساب آلكالن و تعیین كالك آلكالن و تولییتی بودن نمونه‌ها از نمودار K_2O در مقابل Si_2O (پکریلو و تیلور، ۱۹۷۶) (شکل ۱۸)، نمودار Co و Th (هستی و دیگران ۲۰۰۷) (شکل ۱۹) گوشته بالایی یک زون فرورانش می تواند ماگمایی با خصوصیات کالک آلكالن ایجاد کند (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰). در حالی که ذوب لیتوسفر در زیر حواشی غیرفعال، ماگمای آلكالن ایجاد می کند، که البته به مقدار آب موجود در محیط بستگی دارد. به طوری که در حضور آب کافی، از ذوب بخشی گوشته ای ماگمای آلكالن ایجاد می شود (بونن، ۱۹۹۰). نسبت بالای پلاژیوکلاز به مجموع کانی های Fe و Mg در سنگ ها نشانه سنگ های کالکو آلكالن می باشد.



شکل ۱۸: نمودار K_2O در مقابل Si_2O ، موقعیت سنگ های آتشفشانی منطقه مود در محدوده کالکو آلكالن است (پکریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

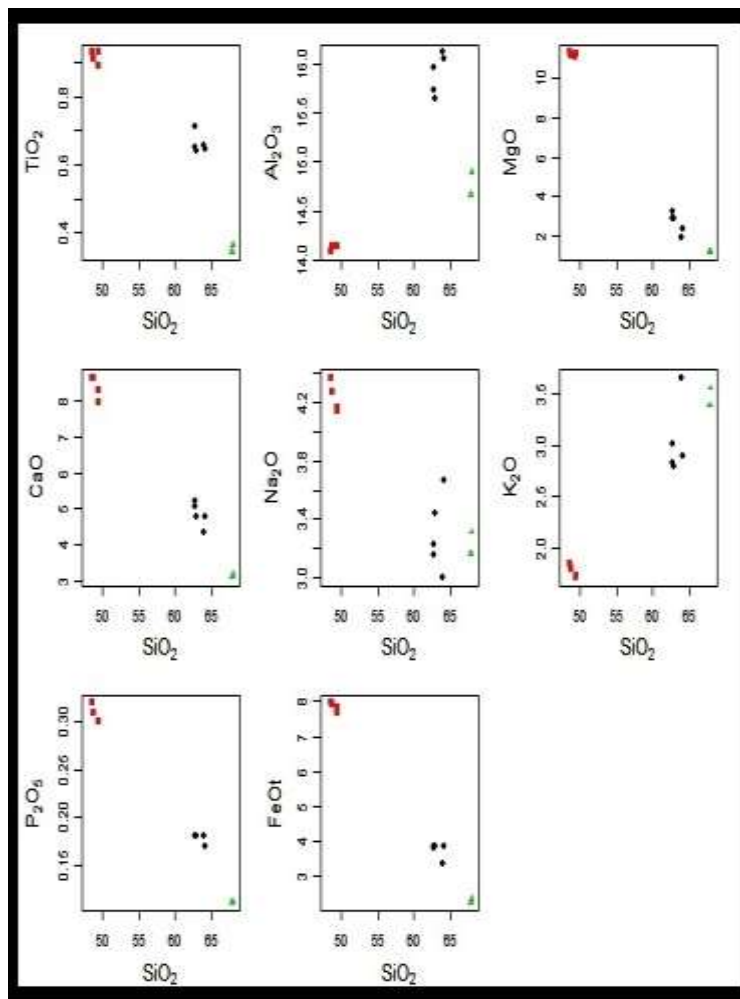


شکل ۱۹: نمودار تعیین اندیس پتاسیم سنگ های آذرین منطقه مود (هستی و دیگران ۲۰۰۷).

نمودارهای بررسی تغییرات درصد وزنی عناصر اصلی در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

در بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در سیستم ماگمایی، نمودارهای مختلفی برای عناصر ترسیم شده است. با توجه به حساسیت برخی عناصر فرعی و کمیاب در مقابل تحولات ماگمایی، پراکندگی‌ها بازگو کننده تغییر شرایط ژئوشیمیایی در حین تشکیل، صعود، فوران و انجماد است. اما برخلاف وجود پراکندگی‌ها برخی نمودارها روند صعودی و یا نزولی مشخصی را نشان می‌دهد.

با توجه به نمودارهای هارکر (شکل ۲۰) مقادیر CaO ، Fe_2O_3 ، TiO_2 ، MgO و MnO در برابر افزایش میزان SiO_2 یک روند کلی نزولی را نشان می‌دهد که یک روند عادی تفریق را نشان می‌دهد (رولینسون، ۱۹۹۳). کاهش اکسیدهای Fe_2O_3 ، MgO ، MnO و TiO_2 در برابر افزایش SiO_2 می‌تواند به علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) در مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد. با افزایش میزان SiO_2 در ماگما، CaO یک روند نزولی دارد که نشان دهنده آن است که Ca در مراحل اولیه تفریق ماگمایی وارد ساختار کانی‌هایی مانند کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود. روند نزولی با کاهش میزان آنورتیت در پلاژیوکلازها از سمت سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی انطباق دارد و می‌تواند یک ارتباط تفریقی را بیان کند. تغییرات عناصر قلیایی $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 یک روند تقریباً صعودی است هرچند پراکندگی‌هایی در آن نیز دیده می‌شود اما نشان دهنده این است که با روند عادی تبلور و افزایش میزان آلبیت در سنگ‌های اسیدی و تبلور آلکالی فلدسپار سازگار است. تغییرات مشاهده شده در میزان Al_2O_3 معمولاً به جدایش پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود. کاهش میزان TiO_2 و P_2O_5 در برابر افزایش سیلیس می‌تواند به علت تبلور کانی‌های مانند آپاتیت، تیتانومگنتیت و ایملنیت باشد (اسکاف و همکاران، ۲۰۰۵). کاهش نسبتاً سریع TiO_2 در طی تفریق، پایین بودن میزان آن در سنگ‌ها و ارتباط منفی آن با سیلیس از مشخصات ولکانیسم کالکو آلکالن به شمار می‌رود (گیل، ۱۹۸۱).



شکل ۲۰: نمودار بررسی تغییرات درصد وزنی عناصر اصلی منطقه مود در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

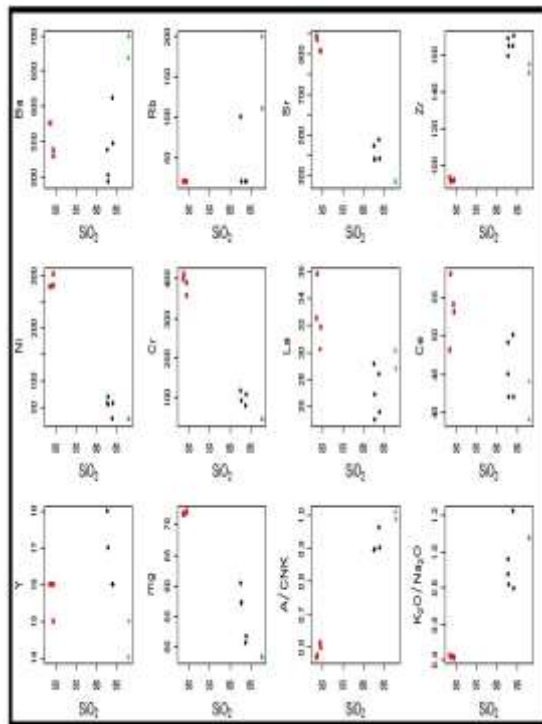
بررسی تغییرات عناصر کمیاب در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

مقدار Ba در این سنگ‌ها از ۲۲۰ تا ۴۲۰ تغییر کرده و روندی افزایشی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد (شکل ۲۱). از آنجاییکه این عنصر در شبکه سیلیکات‌هایی چون الیوین و پیروکسن شرکت نمی‌کند بنابراین مقدار آن همواره طی تفریق ماگمایی افزایش می‌یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان آلکالی فلدسپار، بیوتیت و تاحدی هورنبلند می‌شود (فیلیپوتس، ۱۹۹۰).

Rb روند افزایشی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد و براساس قوانین مربوط به جانشینی عناصر، Rb جایگزین K می‌شود و کانی مستقلی خود را نمی‌سازد. از آن جایی که شعاع یونی Rb به طور قابل ملاحظه‌ای بزرگتر از K^+ است و در کانی‌های پتاسیم‌دار این عنصر پذیرفته شده است بنابراین، با پیشرفت تفریق نسبت Rb/K زیاد و در فلدسپار و میکا به حداکثر خود می‌رسد (میسون و مور، ۱۹۶۶).

مقدار V با افزایش SiO_2 یک روند کاهشی نشان می‌دهد. عنصر V عموماً به صورت یون V^{3+} وجود داشته، بیشتر جانشین Fe^{3+} در ساختار مگنتیت می‌شود. همچنین، V در پیروکسن و بیوتیت نیز می‌تواند حضور یابد (میسون و مور، ۱۹۶۶).

روند Mg و Ni به صورت کاهشی است. اساساً یون CO و Ni دارای همان شعاع و بار Mg است. بنابراین، در کانی‌های دارای Mg به صورت استتار شده وجود دارد. تفریق فازهای فرومنیزین مانند البوین و پیروکسن با کاهش عناصر سازگار مانند Ni و Cr همراه می‌باشد. این مورد با انشقاق ماگما از گوشته نیز قابل انطباق است (ویتنبرینک، ۱۹۹۷).



شکل ۲۱: نمودارهای بررسی تغییرات عناصر کمیاب منطقه مود در برابر SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).

ژئوشیمی عناصر خاکی نادر

نمودارهای عناصر REE

برای نمونه‌های مورد مطالعه جنوب خاوری بیرجند از الگوهای عناصر کمیاب که با کندریت، مورب و گوشته اولیه بهنجار شده اند استفاده گردید.

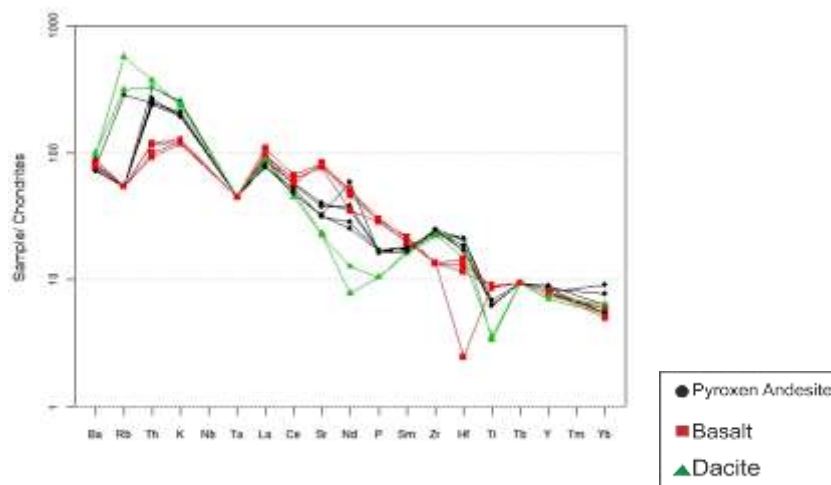
نمودارهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

همانطور که در شکل (۲۱) مشاهده می‌شود تغییرات هم شیب نمونه‌ها نشان دهنده خاستگاه با ترکیب مشابه برای نمونه‌ها می‌باشد. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به HREE را در نمودارها مشاهده می‌کنیم عاملی که باعث غنی‌شدگی LREE در سنگ‌های یک منطقه می‌شود تشکیل این سنگ‌ها در مناطق فرورانش است (پیرس و پیت، ۱۹۹۵). به عبارت دیگر عناصر HREE و HFSE کم‌تحرك بوده و در صفحه فرورانشه باقی می‌مانند در حالی که عناصر LREE متحرک بوده و از طریق ذوب شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در مناطق فرورانش ملحق می‌شوند. علت این مسئله (موازی بودن روند تغییرات عناصر کمیاب) می‌تواند به سه دلیل زیر باشد:

(۱) اختلاف ناچیز اندازه یون ها که باعث می شود LREE ها تا حدی ناسازگارتر از HREE باشند. بنابراین در سیال باقی مانده نهایی تبلور ماگما، عناصر LREE غلظتی بیشتر از عناصر سنگین دارند (کراسکوف و برد، ۱۹۷۶)

(۲) عامل دوم این است که سنگ ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند. چون یکی از خصوصیات بارز سنگ های مناطق فرورانش غنی شدگی از LREE ها در مقایسه با HREE ها است (ونیتز، ۲۰۰۱). در سری کالکو آلکانل شوشونیتی مناطق قوسی درصد بالای LREE مشاهده می شود (هوکس، ۱۹۸۲)

(۳) عامل سوم این است که فقیر شدگی زیاد HREE نسبت به LREE احتمالاً می تواند در اثر وجود گارنت در سنگ منشأ اولیه باشد. تمرکز بالای عناصر خاکی سبک در ماگمای اسیدی و حد واسط می تواند نشانه ای از تمرکز فاز سیال در ماگمای اسیدی، در هنگام جدایش ماگما باشد (کوجیسو، ۱۹۹۷).



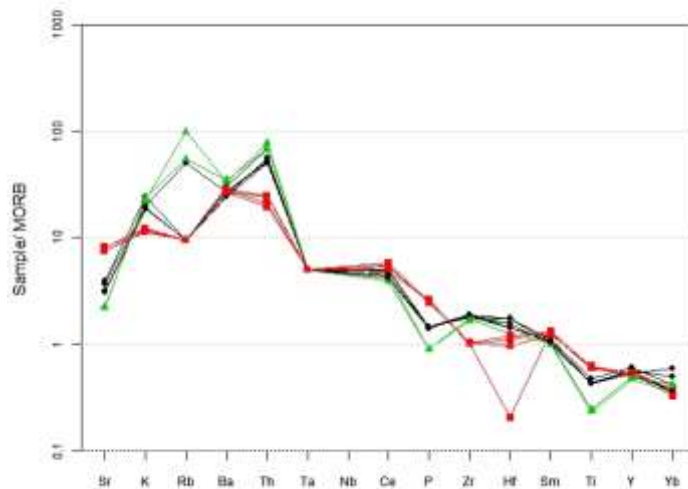
شکل ۲۲: نمودار عنکبوتی، عناصر REE نمودارها، نرمالیزه شده در برابر کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

این غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین از خصوصیات سنگ های کالک آلکانل حاشیه قاره ای می باشد (دیویی و همکاران، ۱۹۹۲).

از آنجایی که عناصر LREE در پوسته قاره ای متمرکز شده اند ممکن است غلظت زیاد آن ها در ماگما نشانه آلودگی توسط مواد پوسته ای باشد در صورتی که غلظت عناصر HREE توسط شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور - مذاب در حین تشکیل سنگ کنترل می شود (رولینسون، ۱۹۸۹). این پدیده می تواند نشانه ای حضور گارنت در محل منشأ باشد که با حفظ HREE در ساختمان خود موجب تهی شدگی این عناصر در ماگمای ایجاد شده می گردد. تفریق یافتگی عناصر LREE نسبت به HREE ممکن است به علت حضور الیوین، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن نیز باشد (رولینسون، ۱۹۸۹). به عقیده سربوآستادا و سینک (۲۰۰۴)، غنی شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) ممکن است در اثر دو عامل ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی (<15٪) منبع گوشته ای و یا آلاینش ماگما بوسیله ی مواد پوسته ای می باشد.

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB (پیرس، ۱۹۸۳)

این نمودار برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای تکامل یافته بسیار مناسب است. در این نمودار عناصر Th، Ce، Rb و K دارای آنومالی مثبت و عناصر Ti و P آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۲۳). به عقیده برخی محققین، این ویژگی‌ها از مشخصات ماگماهای وابسته به فرورانش است. همچنین تهی شدن عناصر از چپ به راست در این نمودارها از ویژگی‌های بارز نواحی کوهزایی است (گیل، ۱۹۸۱؛ کاستیلو و همکاران، ۲۰۰۶). غنی شدن در LILE‌های متحرک همچون Rb، ناهنجاری مثبت La، Th و Ba در نمونه‌های مورد مطالعه، وجود آلودگی پوسته‌ای را محرز می‌کند.



شکل ۲۳: نمودار عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه، نرمالیزه شده در برابر MORB (پیرس، ۱۹۸۳)

همچنین نسبت بالای Ba/Zr نیز شاخص آلودگی می‌باشد که در بازالت‌های قاره‌ای با آلیش پوسته‌ای میانگین ۲ تا ۵ می‌باشد اما این نسبت برای نمونه‌های منطقه مود میانگین ۵/۱۲ بوده و نشان از آلیش پوسته‌ای دارد. با توجه به نتایج حاصل همچون مقادیر بالای LILE و مقادیر پائین HFSE، K بالا و Ti کم، مجموعه کالکو آلکان مورد مطالعه با جایگاه تکتونیکی کمان قاره‌ای مطابقت و جزء مناطق مرتبط با فرورانش به حساب می‌آید.

با توجه به مطالب فوق چنین نتیجه می‌گیریم که به دلیل اینکه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی عمدتاً در محدوده‌ی سنگ‌های مرتبط با قوس قرار گرفته این نمونه‌ها در رده سنگ‌های کالکو آلکان حاشیه فعال قاره‌ای می‌باشد و دارای آنومالی منفی و Ti و P و آنومالی مثبت Th بوده که نشانگر تأثیر سازنده‌های زون فرورانش است.

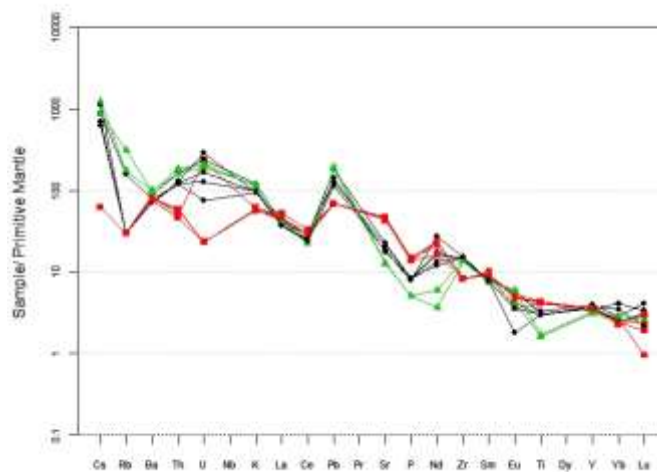
نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از مقادیر (سان و مک دونو، ۱۹۹۹) استفاده شده است (شکل ۲۴). در این نمودارها نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت و MORB

غنی شدگی از LREE و تهی شدگی از HREE مشاهده می شود. در این نمودار Cs، Th، U، K، Sr، Rb و Cs آنومالی مثبت و P، Ti و Ba آنومالی منفی نشان می دهند.

از دیگر ناهنجاری های منفی شاخص در نمودارهای عنکبوتی، تهی شدگی شدید نمونه ها از عناصر Ti و P است. آنومالی منفی Ti اغلب به محیط های وابسته به زون فرورانش نسبت داده شده است. که با وارد شدن Ti به ساختمان کانی هایی مانند تیتانومگنتیت در مراحل اولیه تفریق این آنومالی ایجاد می شود. آنومالی منفی Ti همچنین می تواند بیانگر نقش اکسیدهای Fe - Ti باشد (رولینسون، ۱۹۸۹).

وجود آنومالی مثبت Sr و تهی شدگی از Ti می تواند ناشی از حضور اکسیدهای Fe - Ti در تفاله باشد (مارتین، ۱۹۹۹). آنومالی منفی p نیز مرتبط با تشکیل آپاتیت می باشد. بی هنجاری های مثبت Th و U در نمودارهای عنکبوتی نشانه اضافه شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب شدگی است (فن و دیگران، ۲۰۰۳). وجود آنومالی مثبت Cs می تواند نشانه آرایش ماگما توسط مواد پوسته ای باشد و این به دلیل تمرکز بالای این عناصر در پوسته قاره ای می باشد. هضم و جذب مواد پوسته ای در داخل ماگما در حین صعود می تواند باعث ایجاد آنومالی مثبت این عنصر شود (وانگ و دیگران، ۲۰۰۳).



شکل ۲۴: نمودار عنکبوتی نمونه های منطقه مورد مطالعه، نرمالیزه شده در برابر گوشته اولیه (سان و مک دونو،

۱۹۸۹).

از طرفی با توجه به اینکه پلاژیوکلاز یکی از کانیهای عمده در تمامی نمونه های سنگ منطقه مورد مطالعه می باشد. انتظار می رود که آنومالی مثبت در Eu دیده شود. و لیکن در هیچ یک از نمونه ها این آنومالی به چشم نمی خورد. در شرایط فعالیت کم اکسیژن، ضرایب جدایش برای Eu بین پلاژیوکلاز و مذاب بازالتی بالا است (عمدتاً بالاتر از ۱) و نسبت به سایر REE ها یک آنومالی مثبت نشان می دهد (رولینسون، ۱۹۸۹). در صورتی که در شرایط فعالیت زیاد اکسیژن ضرایب جدایش برای Eu پائین بوده و این عنصر مانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می کند. بنابراین فوگاسیته ی بالای اکسیژن در هنگام تشکیل و تبلور سنگ های منطقه می تواند یکی از علل عدم آنومالی مثبت باشد. یکی دیگر از عللی که ممکن است عامل این پدیده

باشد، این است که پلاژیوکلازهای کلیسک در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل شده اند یوروپیم ماگما را مصرف کرده و در نمونه‌های مورد مطالعه دیگر شاهد حضور یوروپیم و یا آنومالی مثبت از این عنصر نخواهیم بود. به طور کلی عناصر جزئی که نسبت به کندریت، مورب و گوشته اولیه بهنجار شده اند نظیر عناصر ناسازگار بزرگ یون (LILE)، مثل Sr، U، Cs، Th، K، Rb آنومالی مثبت نشان می دهند و عناصر P، Ti، Ba آنومالی منفی نشان می دهند. مشاهده این ویژگی ها در سنگ های آتشفشانی دلیل مشخصی با مرتبط بودن آنها با پدیده فرورانش است. (پیرس، ۱۹۸۲).

در واقع تهی شدگی شدید نمونه‌ها از عناصر Nb و Ti و نا هنجاری ضعیف Zr، در کنار بالا بودن نسبت HFSE / LILE در سنگ های آتشفشانی مناطق کمان کالک آلکالن در نتیجه‌ی ورود اجزای LILE موجود در صفحه‌ی فرو رونده به درون گوهی گوشته ای بالای آن به وجود می آیند. یکی از نکات قابل توجه در نمودارهای عنکبوتی که نسبت به مورب و گوشته اولیه بهنجار شده است، پراکندگی عناصر LREE نسبت به عناصر HREE است. پراکندگی عناصر LREE می تواند به علت تحرک نسبتاً زیاد این عناصر طی فرایند دگرسانی باشد (موراتا و آگوپیز، ۲۰۰۳).

به نظر می رسد که الگوهای ارائه شده، با محیط های وابسته به فرورانش همخوانی دارد. به طور کلی بازالت های محیط فرورانش در قیاس با دیگر انواع بازالت ها از عناصر ناسازگار غنی شدگی بیشتری نشان می دهند. بالا بودن نسبت های HFSE / LILE و HREE / LREE در نمونه‌ها و شباهت ترکیب شیمیایی آنها با گدازه هایی که در مناطق شاخص فرورانشی تشکیل می شوند، احتمال شکل گیری سنگ های منطقه را در یک محیط فرورانش تقویت می کند.

به نظر می رسد فرایند فرورانش تأثیر اندکی در تمرکز عناصر Eu، Sm، Hf، Ta، Zr، Y در سنگ های منطقه و تأثیر قابل ملاحظه ای در تمرکز عناصر U، Th داشته است. عناصر LILE به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پائین، در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال های آبدار حل شده و انتقال می یابند (تاتسومی، ۱۹۸۹) این در حالی است که میزان انحلال پذیری عناصر HFSE در سیال های آبدار پائین است. این امر باعث می شود که در حین عمل ذوب بخشی یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته بر اثر متاسوماتیسم سیال های آبدار از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شود (گرین، ۲۰۰۶).

عناصر HFSE مانند Ta، Th معمولاً برای تشخیص محیط های زمین ساختی در سنگ های بازالتی مورد استفاده قرار می گیرند. بازالت های مناطق فرورانشی از Th در مقایسه با Ta غنی هستند.

سیالات حاصل از آبدایی پوسته اقیانوسی فرو رونده نقش مهمی را در انتقال عناصر بین صفحه و ماگمای تولید شده در کمان آتشفشانی تشکیل شده بازی می کنند. پیرس و پیت (۱۹۹۵) معتقدند که عناصر LILE و LREE متحرک ترند و از طریق ذوب شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فرورانش ملحق می شوند. Th یک عنصر HFSE می باشد و انتظار می رود مانند دیگر عناصر گروه خود به صورت کم تحرک عمل کند، اما در محیط های کمان همانند عناصر متحرک رفتار می کند. این عنصر از مواد رسوبی صفحه فرو رو حاصل می شود.

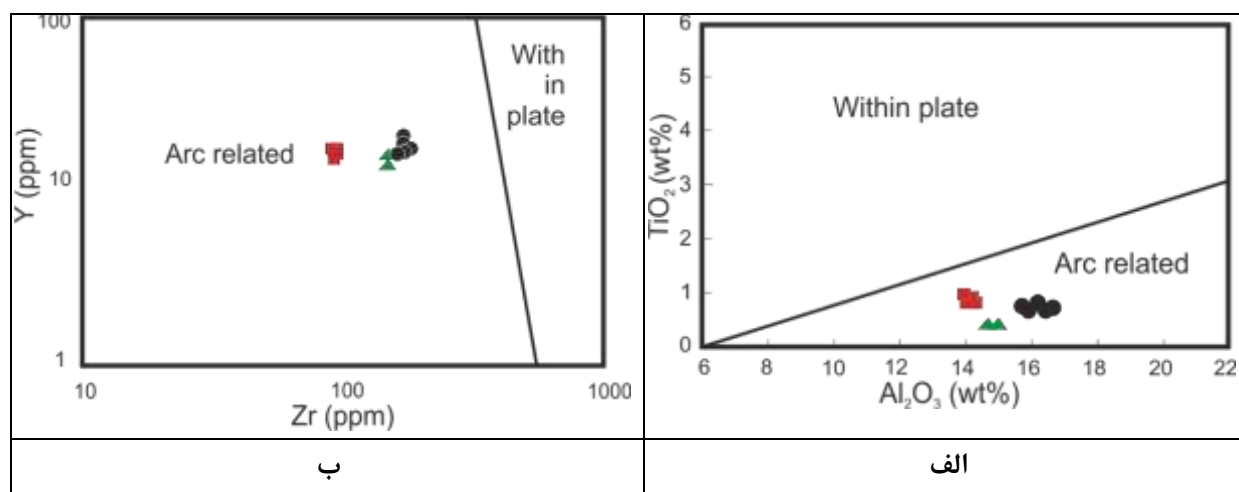
معمولاً نسبت های Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی و یا ذوب بخشی قرار نمی گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می توانند نشان دهنده ترکیب سنگ منشاء ماگما یا هضم سنگ های پوسته توسط ماگما باشد. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرایندهای فرورانش انجام می شود، باعث غنی شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Yb / Th در مقایسه با Ta/Yb می شود. در واقع مواد فرورانشی، Th را با خود منتقل کرده ولی Ta و Yb را با خود حمل نمی

کنند. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت یاد شده می شود، آلودگی پوسته ای است؛ زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ های پوسته ای (جزء رخساره‌ی گرانولیتی) زیادتر است (آدافر و همکاران، ۲۰۰۰).

محیط تکتونیکی سنگ های آتشفشانی

نمودارهای $Zr - Y$ و $Al_2O_3 - TiO_2$ (مولر و گروس، ۱۹۹۳)

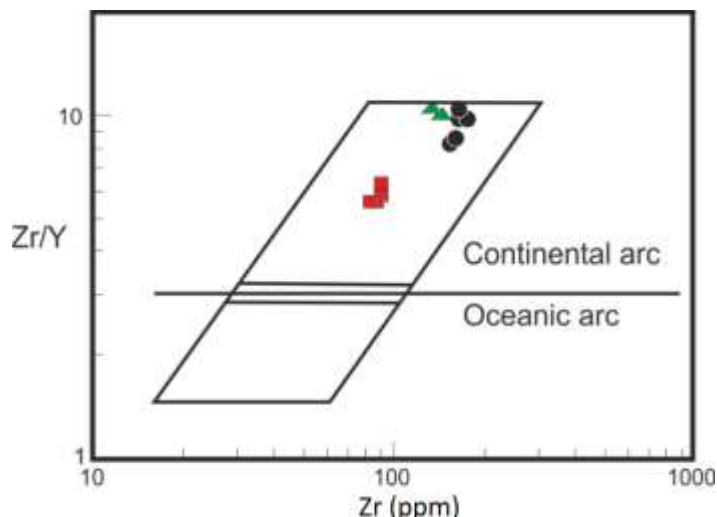
برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ های آتشفشانی منطقه از نمودارهای تمایز کننده محیط تکتونیکی $Al_2O_3 - TiO_2$ و $Zr - Y$ (مولر و گروس، ۱۹۹۳) استفاده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها در محدوده‌ی مناطق قوس آتشفشانی قرار گرفته‌اند (شکل ۲۵، الف و ب). میزان TiO_2 از شاخصه های تعیین کننده می‌باشد. به طوری که در بازالت ها و آندزیت های مناطق قوس مقدار TiO_2 به ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می رود (گیل، ۱۹۸۱). این مقدار در سنگ های آتشفشانی منطقه مود از ۰/۳۴ تا ۰/۹۲ تغییر می کند. از نسبت عناصر کمیاب Zr / Y نیز می توان برای تشخیص رژیم تکتونیکی استفاده کرد. بطوریکه اگر نسبت $Zr / Y > 3$ باشد گدازه ها متعلق به سنگ های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر این نسبت از ۲ کمتر باشد سنگ ها به کمان های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند (پیرس و نوری، ۱۹۷۹).



شکل ۲۵: الف) نمودار $Al_2O_3 - TiO_2$ و ب) نمودار Zr / Y جهت تفکیک محیط درون صفحه ای از محیط مرتبط با کمان (مولر و گروس، ۱۹۹۳).

نمودار فراوانی Zr / Y در مقابل Zr (پیرس و نوری، ۱۹۷۹)

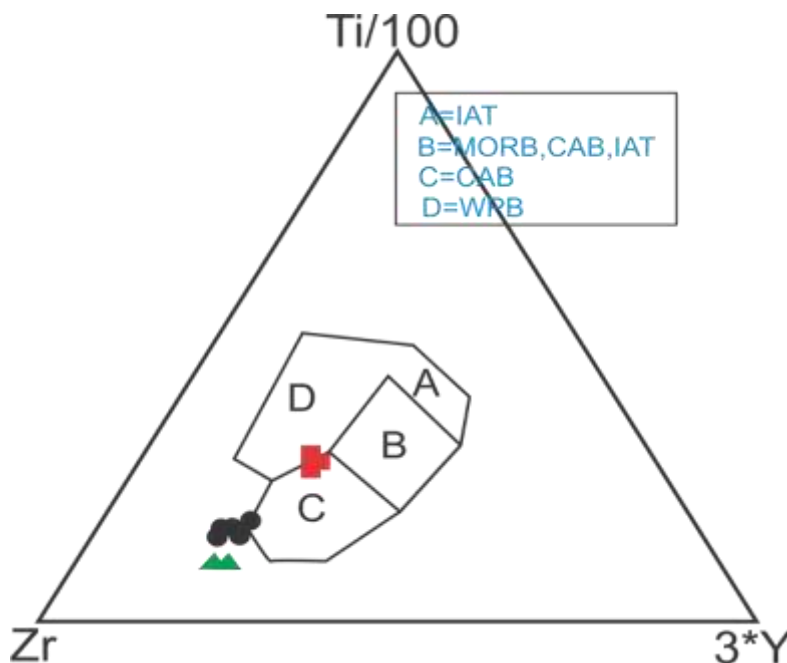
برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی از نمودار پیرس و نوری (۱۹۷۹) استفاده شده است. از نسبت عناصر کمیاب Zr / Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می توان استفاده کرد (پیرس، ۱۹۷۹). اگر در گدازه‌ها نسبت Zr / Y بیشتر از ۳ باشد، متعلق به کمان آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آن‌ها Zr / Y کمتر از ۳ باشد به کمان آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارد. سنگ های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت Zr / Y بیشتر از ۳ هستند و در گروه قوسهای آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط تکتونو ماگمایی منطقه مورد مطالعه را می توان جز محیط های حاشیه فعال قاره‌ای (active continental margin) به شمار آورد. (شکل ۲۶)



شکل ۲۶: محیط تکتونیکی سنگ های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار Zr/Y در مقابل Zr (پیرس، ۱۹۷۹).

نمودار سه تایی $Ti/100 - Zr - Sr/2$ پیرس و کان (۱۹۷۳)

این نمودار به شیوه‌ای بسیار کارآمد انواع بازالت‌ها در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی را از یکدیگر جدا می‌سازد. نمونه‌ها در نمودار $Ti/100 - Zr - Sr/2$ در محدوده بازالت‌های کالکوآلکان قرار می‌گیرند (شکل ۲۷). گرایش نمونه‌ها به سمت کالکوآلکان را می‌توان ناشی از دانست که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها ضمن صعود تا حدی به آندزیت‌های بازالتی تفریق یافته و از آرایش با مواد پوسته‌ای تاثیر پذیرفته است. این آلودگی بر محتوی عناصر اصلی این سنگ‌ها به نحوی تأثیر گذاشته که در بررسی این نمودار به منحنی واسط بین ترکیبات آلکان و کالکوآلکان نزدیک گردیده اند (اله پور، ۱۳۹۰).



شکل ۲۷: نمودار سه تایی $Ti/100 - Zr - Sr/2$ تشخیص محیط تکتونیکی برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر

اساس نمودار (پیرس و کان ۱۹۷۳)

A: Island Arc Tholeit (تولیت جزایر قوسی)

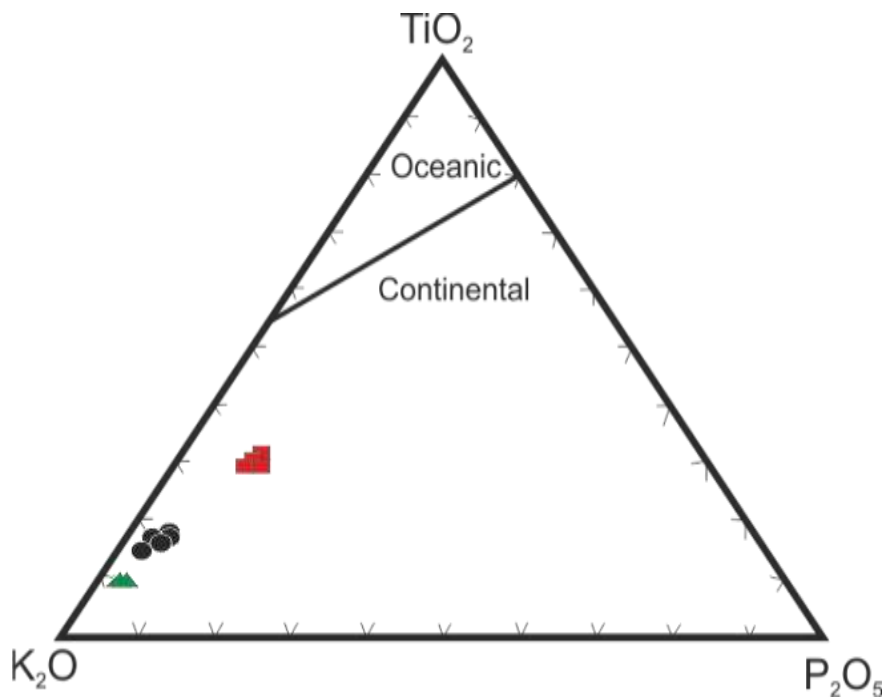
B: Mid Oceanic Ridge Basalt Calc Alkaline Basalt Island Arc، مورب، کالکوالکالین تولیت جزایر قوسی،
Tholeit

C: Calc Alkaline Basalt (کالکوالکالین بازالت)

D: Within Plate Basalt (بازالت درون صفحه ای)

نمودار پیرس و همکاران (۱۹۷۵) براساس $(P_2O_5 - TiO_2 - K_2O)$

این نمودار که براساس عناصر اصلی $(P_2O_5 - TiO_2 - K_2O)$ می باشد یکی دیگر از نمودارهای متمایز کننده محیط زمین ساختی است. در نمودار پیرس و همکاران (۱۹۷۵) داده ها در محدوده ی قاره ای قرار می گیرند (شکل ۲۸). بازالت های اقیانوسی (MORB و بازالت های جزایر اقیانوسی) نزدیک گوشه TiO_2 و بازالت های غیر اقیانوسی به دلیل میزان بالای Na_2O در زیرخط مرزی و در محدوده بازالت های قاره ای واقع می گردند.



شکل ۲۸: نمودار تشخیص محیط تکتونیکی برای نمونه های منطقه مورد مطالعه بر اساس نمودار پیرس و کان (۱۹۷۵).

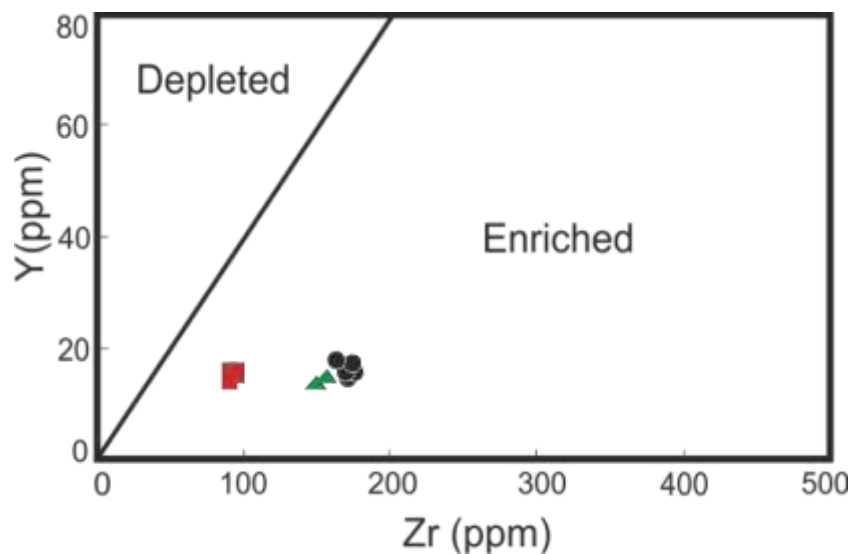
براساس نسبت Ce / Yb ماگماهای قوس آتشفشانی را می توان به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد (ژوتو و موری، ۱۹۹۸). اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد ماگمای قوس از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است (شکل ۲۸). در اکثر نمونه های مورد مطالعه این نسبت بیشتر از ۱۵ می باشد و حاکی از مشابهت آن ها به یک ماگمای قوسی غنی شده دارد. در قوس های غنی شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشاء، میزان ذوب بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرو رونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشته ای و پوسته قاره ای است. این غنی شدگی می تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته ای، نرخ پایین ذوب بخشی محل منشاء و آلودگی ماگما با مواد پوسته ای باشد.

پتروژنز

نمودار Zr در مقابل Y (سان و مک دونو، ۱۹۸۹)

سنگ های آتشفشانی منطقه یک غنی شدگی از عناصر LILE را نشان می دهند. این غنی شدگی می تواند توسط عواملی همچون وجود یک مؤلفه فرورانش یا آلودگی پوسته ای ایجاد شده باشد. از آنجایی که نسبت های عناصر ناسازگار در سنگ های آذرین می توانند معرف ویژگی ها و خصوصیات منشاء ماگمای والد باشند، جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی شدگی در منشاء سنگ های منطقه مورد مطالعه از نسبت های عناصر ناسازگار Y-Zr استفاده شده است. مزیت استفاده از عناصر Y-Zr در این است که این عناصر در مقابل سیالات غیرمتحرک بوده و قادرند که اطلاعاتی را در مورد منبع گوشته ای و میزان غنی شدگی و تهی شدگی آن در اختیار ما قرار دهند (تاستومی و همکاران، ۱۹۸۹).

در بررسی سنگ های منطقه مورد بررسی از نمودار Y-Zr استفاده شد که با توجه به این نمودارها تمامی نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده ی سنگ های حاصل از یک گوشته ی غنی شده قرار می گیرند (شکل ۲۹). همچنین در این نمودار مقادیر کمی تغییرات در نسبت های عناصر Y-Zr دیده می شود. از آنجائیکه تبلور تفریقی نمی تواند تغییرات اساسی در نسبت های عناصر ناسازگاری نظیر Y-Zr ایجاد کند (آلوارو و همکاران، ۲۰۰۶)، می توان گفت که بروز تغییرات در این نسبتها می تواند در نتیجه ی تفاوت درجه ی ذوب بخشی در یک منبع همگن (رئو و رای، ۲۰۰۶) و یا در اثر ناهمگنی منشأ (ویور و تارنی، ۱۹۸۱) ایجاد شده باشند.



شکل ۲۹: نمودار Zr در مقابل Y پیشنهادی توسط (سان و مک دونو، ۱۹۸۹)

مدل های تشکیل ماگمای آندزیتی

- در پنج دهه ی اخیر در رابطه با تشکیل آندزیت ها نظریات فراوانی عنوان شده است (آئوکی و فوجیمای، ۱۹۸۲).
- ماگمای آندزیتی، از تبلور تفریقی یک ماگمای بازالتی ایجاد می شود.
 - آلودگی ماگمای بازالتی با سنگ های گرانیتی منجر به تشکیل ماگمای آندزیتی می شود.
 - در اثر ذوب بخشی ناقص یا کامل بخش های پائین پوسته، ماگمای آندزیتی تشکیل می شود.

- ذوب بخشی پوسته اقیانوسی در زون های فرورانش، ماگمای آندزیتی تولید می کند.

- ذوب بخشی گوشته بالایی، ماگمایی با ترکیب آندزیت می دهد.

- از اختلاط ماگماهای بازالتی و اسیدی، ماگمای آندزیتی ایجاد می شود.

امروز واژه کالکو آلکان برای سنگ های آندزیتی، سنگ های مربوط به کمان جزیره ای یا سنگ هایی با نسبت بالایی از LILE / HFSE بکار می رود. جایگاه اصلی سنگ های کالکو آلکان در حاشیه صفحات مخرب است اما سنگ های کالکو آلکان صد در صد نماینده محیط های فرورانش نمی باشند زیرا این سری سنگی در مناطقی که متحمل کشش شده اند نیز دیده شده اند، مثل خلیج کالیفرنیا (شت و دیگران، ۲۰۰۲).

در ارتباط با تشکیل این ماگماها نظریات متفاوتی ارائه شده است. ذوب گوشته لیتوسفری که توسط فرایندهای فرورانش غنی سازی شده باشد می تواند ماگمایی با خصوصیات کالکو آلکان ایجاد کند (پیرس و دیگران، ۱۹۹۰). در حالی که ذوب لیتوسفر در زیر حواشی غیرفعال ماگمای آلکان ایجاد می کند. از طرفی اگر میزان آب کافی باشد از ذوب بخشی گوشته بالایی ماگمای کالکو آلکان و در مقادیر کمتر آب یا درجه پایین ذوب بخشی گوشته ای ماگمای آلکان ایجاد می شود (بونین، ۱۹۹۰).

ماگماهای کالکو آلکان ممکن است از ذوب بخشی آمفیبولیت در اعماق پوسته ای یا در اثر تبلور تفریقی از یک ماگمای بازالتی در شرایط مرطوب و در عمق مشابه ایجاد شوند (تروور و رینگودد، ۱۹۸۱). همچنین براساس آزمایشات کوشیرو، (۱۹۷۴) و کوشیرو و ساتر (۱۹۸۷) ماگماهای آندزیتی کالکو آلکان در اثر ذوب بخشی لرزولیت گوشته بالایی، تحت شرایط آبدار و در اعماق ۴۰ تا ۶۰ کیلومتر تولید می شوند. میزان فراوانی REE و نسبت های آن ها در ماگماهای بازالتی جهت تشخیص منشأ آن ها مفید است؛ به گونه ای که می توان از آن ها در ارزیابی کانی های باقیمانده و درجه ذوب بخشی بهره جست. همانطور که قبلاً ذکر شد غنی شدگی بیشتر LREE نسبت به HREE ممکن است در اثر عوامل دیگری ایجاد شده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب بخشی ($< 15\%$) منبع گوشته ای یا آلیش ماگما به وسیله مواد پوسته ای می شود (سرپواستاوا و سنیک، ۲۰۰۴). چنانچه در مورد نظریه های فرورانش منطقه عنوان گردیده، یکی از عوامل بالا بودن میزان سدیم و پتاسیم در این سنگ ها، افزایش مقادیر این عناصر در نتیجه آلودگی با مواد پوسته ای است. زیرا مقدار سدیم و پتاسیم در ماگماهای بازالتی پائین است. ماگمای بازالتی تولید شده در گوهی گوشته ای، تا اعماقی که در آن اختلاف چگالی ماگما و دیواره صفر شود بالا می آید. این عمق در حاشیه قاره ها در ژرفای پوسته و نزدیک به موهو است. پوسته ای قاره ای به دلیل چگالی کمتر، به عنوان فیلتری عمل می کند که باعث توقف ماگمای در حال صعود شده و آن ها را در اعماق زیاد، دچار آلودگی و تفکیک می کند. از طرفی، چنانچه ماگمای مافیک ایجاد شده به هر دلیل بتواند از طریق شکستگی های عمیق بالا بیاید، به علت طی نمودن مسیر طولانی ضخامت پوسته قاره ای، بروز آلیش در آن اجتناب ناپذیر است.

مقایسه آندزیت های مود با سنگ های آتشفشانی کالکو آلکان جزایر قوسی و حواشی فعال قاره ای

پارامترهای پترولوژیکی آندزیت های مود (جنوب خاوری بیرجند) با سنگ های آتشفشانی کالکو آلکان جزایر قوسی و حاشیه قاره ای فعال (آند) مقایسه گردیده است (اقتباس از spiesetal, 1984). نتیجه مقایسه این است که آندزیت های مورد مطالعه قابل مقایسه با سنگ های آتشفشانی کالکو آلکان حاشیه فعال قاره ای (آند) می باشند.

جدول ۳: مقایسه میانگین ترکیب شیمیایی آندرزیت های کوهزایی مود جنوب خاوری بیرجند با آندزیت های کوهزایی و غیر کوهزایی

Samples	A	B	C	D
SiO_2	59.89	62.7	56	58.2
TiO_2	0.95	0.669	1.43	0.82
Al_2O_3	17.07	15.78	15.7	17.2
$Fe_2O_3^t$	6.31	4.27	10	7.1
MnO	0.21	0.08		0.15
MgO	3.25	3.01	2.4	3.2
CaO	5.67	5.02	5.7	6.8
Na_2O	3.95	3.28	3.9	3.3
K_2O	2.47	2.87	1.5	1.7
P_2O_5	0.31	0.18	0.64	0.23

A: آندزیت های آند، B: آندزیت های مود، C: آندزیت های اقیانوسی (تامسون و همکاران، ۱۹۷۳)، D: آندزیت های سنوزوئیک (چاپس، ۱۹۷۵).

در ارتباط با تشکیل ماگماهای کالکو آلکان و آلکان در شرق ایران نظریات مختلفی ارائه شده است: افتخارنژاد (۱۹۷۲)، سنگ های آتشفشانی بخش شمالی لوت را نتیجه فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت می رانند. بنابراین پیدایش حوزه فلیشی را نیز نتیجه یک کافت درون قاره‌ای، در بین بلوک لوت، در غرب و بلوک هیلمند، در شرق می داند که در کرتاسه پسین شکل گرفته و محل مناسبی برای جایگیری گوشته اقیانوسی و انباشته شدن نهشته های فیلش گونه بوده است. با پایان یافتن اشتقاق شرق ایران، پوسته اقیانوسی، به زیر پوسته قاره‌ای بلوک لوت، فرورانش کرده و آمیزه های افیولیتی - فلیشی خاور ایران به وجود آمده است.

کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) و تیروول و همکاران (۱۹۸۳) به حوزه فلیش شرق ایران، زون زمین درز سیستان نام داده و بر این باورند که جدایش بلوک افغان (بلوک هیلمند) از بلوک لوت، در زمان سنومانین انجام گرفته و با جایگیری سنگهای پوسته اقیانوسی منشأ گرفته از گوشته و نهشته شدن رسوبات فلیشی همراه بوده است. ایشان معتقدند در ماستریشتین، فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان (برخلاف نظر افتخارنژاد) صورت گرفته و حاصل آن شکل گیری سنگهای آتشفشانی کالکو آلکان پالئوسن-اوسن در حوضه فلیش شرق ایران است. در اوسن میانی در اثر برخورد نهایی دو بلوک، فرورانش پایان یافته است. هرچند از اوسن میانی به بعد، تکاپوی ماگمایی بیشتر از نوع آلکان (قلیایی) بوده ولی، همچنان گدازه ها و توده های نفوذی کالکو آلکان نیز وجود دارد که به لحاظ خاتمه فرورانش، ماگماهای کالکو آلکان پس از اوسن میانی، بیشتر باید نتیجه ذوب بخشی گوشته بالایی باشد (یوسف زاده، ۱۳۸۸).

گفتنی است که گسترش بیشتر منشورهای به هم افزوده و سنگ های دگرگونی در بخش شرقی حوضه فلیشی و همچنین برونزدهای کالکو آلکالین پالتوسن- ائوسن دلایلی هستند که به فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان اشاره دارد (بربریان، ۱۳۶۷).

با توجه به اینکه سنگ های آندزیتی با ویژگی کالکو آلکالین شاخص مناطق حاشیه فعال قاره ای یا آتشفشان های جزایر قوسی اند (لوهر و کاریشل، ۱۹۸۰) و بین ماگماتیسم پتاسیم بالا و کالکو آلکالین با مناطق فرورانش یک رابطه ژنتیکی وجود دارد (مغذی، ۲۰۰۳)، برخی از ماگماهای کالکو آلکالین جوان در ارتباط با فرایندهای فرورانش نیستند بلکه نتیجه مستقیمی از فرایندهای سیستم باز متأثر از ماگماهای بازالتی هستند. فوران سنگ های پتاسیم بالا و کالکو آلکالین در فعالیت های بعد از فرورانش و حرکات کششی یا مرتبط با گسل های امتداد لغز نیز گزارش شده است (مغذی، ۲۰۰۳). سنگ های آندزیتی فنود با سن الیگوسن پسین و داشتن ویژگی هایی همچون سری کالکو آلکالین، حاوی پتاسیم متوسط تا بالا، شاخص حاشیه فعال قاره ای می باشد.

منابع

۱. محمدی، س، س،، ۱۳۸۶، پتروگرافی و پتروزنر سنگهای گرانیتوئیدی نوار افیولیتی شرق ایران (ناحیه بیرجند- نهبندان)، رساله دکتری دانشگاه شهید بهشتی، ۲۶۳ ص.
۲. مهربان، ب، مهدیزاده شهری، ح، و حافظی مقدس، ن، ۱۳۸۶، کانی شناسی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ده رود (شمال جیرفت) مجموعه مقالات پانزدهمین همایش انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، صفحه ۴۴۴-۴۳۸.
۳. نبوی، م. ح، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ ص.
4. Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the paleo- Tethys remnants in northeastern Iran, Geol. Soc.of Amer. Bull. V. 103, pp. 983-992.
5. Arjmandzadeh, R, Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, j. f, medina, j. M himan, S. M., 2010. Two sided asymmetric subduction: new hypothesis for the tectonomagmatic and metallogenic setting of the lut Block, Eastern Iran: First symposium of Iranian Society of Economic Geology, Mashhad, Iran, 77-79.
6. Berberian, M., and King, G. C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences. Vol. 18, No. 2, PP.210-265.
7. Castillo, P. R., 2006, An overview of adakite Petrogenesis: Chinese Science Bulletin no.3, v.51, p.257-268.
8. Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R., 1979. The interpretation of igneous rocks. George, Allrn and Unwin, London. 449p.
9. Curray, J. R., 1975, Marine sediments, Geosynclines and orogeny in: petroleum and Global tectonic Ed. Fischer A6, Judson S. Princeton university Press, PP. 157- 222.
10. Camp, V.E., Griffis, R.I., 1982, Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in Sistan Suture Zone, Lithos, N. 15, pp. 221-239.
11. Clapp, F.G., 1940, Geology of eastern Iran: Bulletin of the Geological Society of American, no.1, v.51, p.1- 102.

12. Halsor, S.P., 1989, Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman volcano: Guatemala, Bulletin of Volcanology 51,p.271-280.