

۱۳۹۳/۱۲/۱۸

۵/۱/۰۹/۹۷۱۵

ندارد

باسمه تعالی

«گواهی خاتمه طرح پژوهشی»

**سرکار خانم دکتر فریماه آیتی**

با سلام و احترام و با درود و صلوات بر خاتم انبیاء(ص)

بدینوسیله اعلام می گردد، طرح پژوهشی (در قالب گرانت) جنابعالی با عنوان "ولکانیسم پالئوزوئیک در شمال شرق اصفهان با اعتبار ۹۵۲۶۰۰۰۰ ریال (نود و پنج میلیون و دویست و شصت هزار ریال) خاتمه یافته است.



حسینعلی قجری  
سرپرست دانشگاه پیام نور استان

## چکیده:

جهت بررسی ویژگی‌های ماگماتیسم پالئوزوئیک در ایران مرکزی، برونزدهای آتشفشانی مناطق زفره-باقرآباد و دالمه مطالعه گردید. افق‌های آتشفشانی که در طی چند فاز پی‌پی فوران نموده‌اند، به صورت جریانی از گدازه با ساخت توده‌ای و بالشی و به صورت بین لایه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها و رسوبات کربناتی رخنمون دارند. نمودارها و شواهد مختلف حاکی از ماهیت انتقالی ماگما (تولیتی با گرایش به سمت آلکالن) و جایگاه تشکیل درون صفحه قاره‌ای می‌باشد که با وجود حرکات کششی در ایران مرکزی در خلال پالئوزوئیک سازگار است. پیدایش سنگ‌های نفوذی کربونifer در باقرآباد و زفره شواهدی از رخداد ضعیف ماگماتیسم ناشی از حرکات محلی کششی - فشارشی در صفحه ایران مرکزی می‌باشد. در مقیاس جهانی این حرکات با کوهزایی هرسی نین قابل مقایسه است.

## کلیات

### ۱-۱) پیشینه پژوهش:

با توجه به تقسیمات ساختاری ذکر شده در ایران، مناطق مورد مطالعه (زفره- باقر آباد و دالمه) در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده اند. سنگهای آذرین رخنمون یافته در منطقه مربوط به دوران پالئوزوئیک می باشند. اطلاعات پیرامون ماگماتیسم پالئوزوئیک در صفحه ایران به دلیل گسترش کم آن مختصر می باشد. شاید فقدان نسبی سنگهای نفوذی پالئوزوئیک ناشی از تشدید فعالیت های ریفتی درون قاره ای در ایران بوده باشد. به منظور بررسی ویژگی های سنگ شناسی سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در محدوده ایران مرکزی برونزدهای این سنگ ها در منطقه زفره- باقرآباد و دالمه بررسی گردیده است. بررسی و مقایسه پترولوژی بازالت های پالئوزوئیک در این مناطق، می تواند مکمل اطلاعات موجود در خصوص سرگذشت زمین شناسی و رژیم زمین ساختی \_ ماگمایی حاکم بر ایران مرکزی در زمان پالئوزوئیک باشد. در مناطق فوق الذکر از لحاظ مطالعات پترولوژی و ژئوشیمیایی مطالعات چندانی صورت نگرفته است. از مطالعات صورت گرفته در زمینه های مختلف پترولوژی و فسیل شناسی می توان به مطالعات انجام شده توسط کبریایی زاده، ۱۳۷۶، هایراپطیان، ۱۳۷۸ و آیتی، ۱۳۸۳ اشاره نمود.

### ۲-۱) روش مطالعه:

در ابتدا لازم بود که از منطقه بازدید مقدماتی به عمل آید. پس از این بازدید و روشن شدن مسیر کار به جمع آوری یک سری اطلاعات پرداخته شد. مطالعات صحرایی و نمونه برداری های تفصیلی در چندین نوبت به انجام رسید. تمامی شواهد و روابط صحرایی مشاهده شده، ثبت و از آنها عکس تهیه گردید. مقاطع نازک تهیه شده به طور دقیق مورد مطالعات میکروسکوپی قرار گرفته و تعدادی نمونه برای انجام آنالیزهای شیمی عناصر (توسط روش ICP-

MS و XRF) انتخاب گردید. همچنین برای شناسایی شیمی کانی کلینوپیروکسن ها تعدادی نمونه به کشور آمریکا (دانشگاه اکلاهاماسیتی) فرستاده شد تا مورد مطالعه میکروپروب (EPMA) قرار گیرد. برای انجام این آنالیزها از دستگاه Cameca SX50 استفاده شده است. با استفاده از مطالعات و مشاهدات میکروسکوپی و به کمک تجزیه شیمیایی سنگها، نام سنگها، طبیعت هریک، ارتباط ژنتیکی بین آنها و منشا ماگما مورد بررسی قرار گرفت که نتایج این بررسی ها به طور منظم در این نوشتار گنجانیده شده است.

### ۱-۳) اهداف

در ایران، ماگماتیسزم در دوران پالئوزوئیک، بر خلاف دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک بسیار ضعیف عمل نموده است. به علاوه مطالعه چندانی بر روی آن صورت نگرفته است و پتروژنز این سنگ ها در هاله ای از ابهام بر جا مانده است. از آنجا که مطالعات جامع و کاملی بر روی ولکانیک های این منطقه به خصوص از جنبه های پترولوژیکی و ژئوشیمیایی صورت نگرفته است، بدین لحاظ با توجه به اهمیت مطالعات زمین شناسی و پترولوژی در تعیین جایگاه زمین شناسی مجموعه های ولکانیک منطقه، اهداف زیر در این پژوهش دنبال گردید:

- مطالعه پتروگرافی و کانی شناسی سنگهای ولکانیک.
- بررسی و مطالعه ژئوشیمیایی و تعیین نوع ماگمای سازنده این سنگ ها بر اساس عناصر اصلی و فرعی و نادر خاکی.
- آزمودن دیاگرام های کلاسیک سنگ شناسی و ژئوشیمی.
- بررسی جایگاه و موقعیت ژئوتکتونیکی منطقه بر مبنای الگو های کلاسیک و سپس ارتباط دادن احتمالی آن با فازهای کوهزایی پالئوزوئیک در ایران.



شکل ۱-۱) راه های دستیابی به منطقه مورد مطالعه

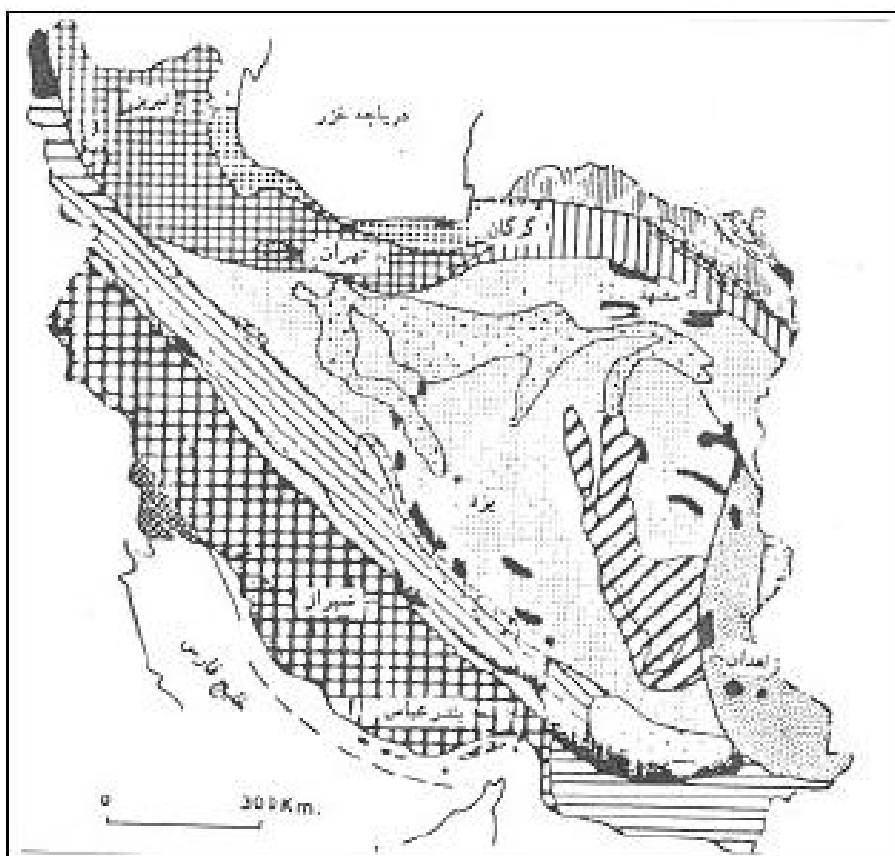
## زمین شناسی عمومی

### ۱-۲) مقدمه

وضع پیچیده ساختمانی - رسوبی فعلی ایران، محققان علوم زمین را بر آن داشت تا با در نظر گرفتن معیارهایی چون فعالیت های تکتونیکی واحد های مختلف، روندهای عمومی و نوع رسوبات و حوضه های رسوبی، سن واحد های مختلف و فعالیت های ماگمایی و دگرگونی، واحد های مهم زمین شناختی و ساختمانی ایران را مورد تفکیک قرار دهند. از مهم ترین این تقسیم بندیها می توان به تقسیم بندی نبوی (۱۳۵۵) و افتخار نژاد (۱۳۵۹) اشاره کرد. در یک دیدگاه کلی با توجه به تقسیمات ذکر شده، منطقه مورد مطالعه در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این واحد جزء بزرگترین و پیچیده ترین واحد زمین شناسی به شمار می رود و قسمتی از ایران خاوری (شمال بلوک لوت) را در بر می گیرد. سنگ های پرکامبرین این زون تنها در بخش های خاوری گسترش دارند و عبارتند از گنیس، آمفیبولیت، شیست های مختلف، مرمر، میگماتیت و گرانیت های آناتکسی. آندسته از سنگ های پرکامبرین که دگرگون نیستند در یک محیط کم ژرفایی که در حال فرونشستگی بوده است تشکیل شده اند و عبارتند از شیل، سیلت، کمی دولومیت و توفهای اسیدی. همه این سنگ ها رخداد کاتانگایی را پشت سر نهاده و قسمتی از آنها دگرگون شده است. بدین ترتیب در ایران زمین یک پلاتفرم بوجود آمده است که عامل اصلی آن چین خوردگی کاتانگایی (ایرانی) بوده است. از آن زمان (پرکامبرین) تا مدتها بعد (تریاس) ویژگیهای اساسی این پلاتفرم حفظ شده و روی آن رسوبات قاره‌یی و دریایی کم ژرفا تشکیل شده‌اند که بنام پوشش پلاتفرم مرسوم‌اند (نبوی، ۱۳۵۵). این رسوبات پلاتفرمی در شیرگشت، طبس، رباط کلمرد - منطقه سمنان، دامغان - اردکان و ناحیه سُه - ایبانه با مختصر تغییرات گسترش دارند (ترابی، ۱۳۶۹).

در این زون سنگ های آتشفشانی و نفوذی گسترش زیادی دارند. فعالیت آتشفشانی در سیلورین به طور محلی وجود داشته و بازالت، آندزیت و تراکیت تشکیل شده است. سنگ های نفوذی ( گرانیت، دیوریت) در اواخر ژوراسیک بوجود آمده اند مانند شیر کوه، کلاه قاضی اصفهان، شمال اردکان، فردوس، کوه شاه در جنوب بیرجند و چند نقطه دیگر. در ائوسن شدید ترین فعالیت آتشفشانی در این زون به وقوع پیوسته به طوریکه سنگ های پیروکلاست در شمال ایبانه و به طور کلی به صورت نوار ارومیه - دختر در این زون و زون های شمال غربی (آذربایجان و البرز) و جنوب شرقی (نهبندان و خاش) توسعه دارند و سنگ های آندزیتی و داسیتی ( گدازه و توف) قسمت بزرگی از این زون (و زونهای دیگر) را پوشانده است (ترابی، ۱۳۶۹).

سن سنگ های دگرگونی شدیدی که در ناحیه ی پشت بادام، انارک، ترود و ازبک کوه گسترده اند (رخساره ی آمفیبولیت) پرکامبرین است. دگرگونی این سنگ ها ممکن است در اثر چین خوردگی کاتانگایی بوده باشد (نبوی، ۱۳۵۵). تنها در بخش شرقی زون ایران مرکزی (رباط، پشت بادام، ساغند، شمال بافق) و در قسمت مرکزی آن (ناحیه گلپایگان، موته) واحد سنگ های متامورف شده پرکامبرین از شیل، شیست، گنیس، آمفیبولیت و میگماتیت گسترش دارند. از این سنگ های متامورف شده مربوط به پرکامبرین در ناحیه سُه و کلهرود اثری دیده نمی شود (ترابی، ۱۳۶۹).



شکل ۱-۲ واحدهای رسوبی - ساختمانی ایران (نوی، ۱۳۵۵)







قاره‌ای در حال تشکیل بوده‌اند. در همین زمان، در شمال ایران، بین ایران مرکزی و افغانستان از یک طرف و صفحه توران از طرف دیگر، یک زون فرورانش وجود داشته است که در پالئوزوئیک پایانی (بربریان، ۱۹۸۱) یا در مزوزوئیک تحتانی (افتخارنژاد و همکاران، ۱۳۷۱) با تشکیل یک کمربند افیولیتی بسته شده است.

#### ۲-۴) وضعیت کلی ایران در پالئوزوئیک زیرین

در آغاز پالئوزوئیک، شرایط محیط رسوب گذاری دچار تغییر شده و محیطی کم‌عمق در همه جا حاکم بوده (دریای اپی کتینانتال) و نتیجه آن رسوب‌گذاری شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های سازند زاگون و لالون است. با شروع رسوب‌گذاری کامبرین میانی، حوضه‌های تخریبی کمابیش به حوضه‌های دولومیتی - تبخیری در سراسر ایران تغییر می‌کند که نشان‌دهنده تحرک ناچیز محیط رسوبی (در مقایسه با ماسه سنگ‌ها) و عمق کمتر دریا و تداوم آب و هوای گرم طی ۷۵ میلیون سال است (کامبرین). تنها از اوایل اردوئیسین، شرایط رسوب‌گذاری کمی تغییر می‌کند (اکثراً از نوع تخریبی و آهکی است)، ولی از اواخر آن بسیاری از نقاط ایران از آب خارج می‌شود که تا دونین فوقانی این وضع ادامه پیدا می‌کند. در نتیجه دریای سیلورین محدود بوده و در آن فوران‌های بازالتی از اهمیت زیادی برخوردار می‌شود. این مسائل احتمالاً به حرکات کوهزایی مهمی که در نقاط دورتر از کشور ما حادث شده ارتباط نزدیک دارد و اثرات آن در ایران به اختصار در زیر عنوان شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰).

- ۱- دگرشیبی مهمی که بین اردوئیسین و دونین فوقانی در بخش‌های شمالی و مرکزی ایران دیده می‌شود.
- ۲- توقف رسوب‌گذاری در مشرق ایران (مثلاً در کلمرد) بر اثر بالا آمدن حوضه رسوبی و به عبارتی، فعال‌تر شدن گسل‌های قائمی است که در ساختار هورست و گرابین مؤثر بوده‌اند.
- ۳- گسترش آتشفشان‌های عظیم شکافی که بیرون‌زدگی‌های آن تراپ‌های بازالتی مهمی در خاورمیانه به وجود آورده است.

- ۴- فرسایش رسوبات در سرزمین‌های مرتفع و بیرون از آب.

#### ۲-۵) ماگماتیسم پالئوزوئیک در ایران مرکزی

فعالیت‌های ماگمائی که در ایران مرکزی از انفراکامبرین آغاز شده بود در پالئوزوئیک نیز ادامه داشته است.

- در کاشان گدازه‌های بازیک به ضخامت ۵۰ متر متعلق به سیلورین که به شدت تجزیه شده‌اند گزارش شده است (زاهدی، ۱۳۷۰).

- در انارک، ۱۶۸ متر از ضخامت سازند پادها را سنگ‌های آتشفشانی دلریتی تشکیل می‌دهد. این سنگ‌ها حاوی پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و اولیوین هستند. اولیوین به کلریت، سرپانتین و ایدنگسیت تجزیه شده و پلاژیوکلازها سوسوریتی هستند (شارکوفسکی<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۵).

## ۲-۶) حرکات کالدونین (۳۹۵ - ۴۵۰ میلیون سال پیش):

در ایران و کشورهای همسایه مانند افغانستان، پاکستان، ترکیه و به طور کلی در کمربند چین‌خورده تیتس چین خوردگی کالدونی به صورت خیلی ضعیفی اثر داشته است (نبوی، ۱۳۵۵). حرکات کوهزایی کالدونین را به بسته شدن اقیانوس کالدونین مربوط می‌دانند. محل این اقیانوس تا اندازه‌ای با موقعیت اقیانوس اطلس شمالی تطبیق می‌کرده است. بر اثر بسته شدن این اقیانوس، امریکای شمالی، گروئنلند، چین و سبیری به هم متصل شد و قطعه واحدی به نام لورازیا<sup>۲</sup> به وجود آمد. کشور ما نسبت به این اتصال و تصادم، در فاصله دوری قرار داشت و در نتیجه محققان زمین‌شناس، حرکات کالدونین را در ایران از نوع خشکی‌زایی می‌دانند (اشتوکلین ۱۹۶۸) با وجود این، در مورد حرکات کوهزایی و یا خشکی‌زایی کالدونین در ایران اتفاق نظر وجود ندارد، ولی مسلم شده است که در این مرحله، قسمت اعظم ایران از آب خارج بوده است چنانکه - در ایران مرکزی: در سیلورین پسین و دونین پیشین، رسوبات ماسه‌سنگ قرمز و ژپس (سازند پادها) بر جای گذاشته شده است.

- در زاگرس: رسوبات مربوطه به اردویسین فوقانی - سیلورین، با فقدان چینه‌شناسی همراه بوده است و این وضع تا کربونیفر ادامه دارد، به نحوی که رسوبات پرمین، به طور دگر شیب بر روی اردویسین قرار دارد.

- در نوار سنندج - سیرجان: رسوبات سیلورین و اردویسین وجود نداشته و نهشته‌های اوایل دونین مستقیماً بر روی کامبرین قرار دارد.

<sup>1</sup> Sharkovski

<sup>2</sup> Laurasia

- در البرز : در کوه‌های طالش، رسوبات سیلورین فوقانی - دونین زیرین دیده می‌شود .  
به عقیده اشتامپلی (۱۹۷۸) ، حرکات خشکی‌زایی کالدونین در ایران با پیش‌روی و پس‌روی‌های دریایی مشخص است.  
به علاوه، حرکات خشکی‌زایی کالدونین با تشدید حالات هورست و گرابن متمایز است، حرکات قائم مثبت محلی  
اهمیت زیادتر داشته و میزان فرسایش آنها گاهی تا ۱۰۰۰ متر هم رسیده است. در حالی که در مناطق فرورونده و  
پست، رسوبات آهکی و گهگاه فوران‌های آتشفشانی وجود داشته است (درویش زاده، ۱۳۷۰). این احتمال هم وجود  
دارد حرکات خشکی‌زایی کالدونین در ایران، نشانه‌ی بالا زدگی قبل از آغاز ریفت باشد و البرز، حاشیه‌ی جنوبی آن بوده و  
با باز شدگی ریفت مذکور، پالتوتیس، متولد شده باشد (اشتامپلی، ۱۹۷۸). همزمان با به وجود آمدن خشکی کالدونی  
ایران (در سیلورین) فاز انبساطی و کششی مربوط به رخداد کالدونی در خاور و شمال خاوری و قسمتی از مرکز ایران  
موجب به وجود آمدن شکافهایی شده که روند آنها نیز NW-SE است. بدین ترتیب سنگهای آتشفشانی بازیک تا  
متوسط که در ناحیه رباط قره بیل، خاور سمنان، جنوب کاشان (سُه) و همچنین ازبک کوه و انارک وجود دارند،  
تشکیل شده است (نبوی، ۱۳۵۵). در هر حال، درباره‌ی حرکات کوهزایی کالدونین در ایران، هنوز نکات مبهمی وجود  
دارد. با توجه به دلایل متضاد ( وجود ریفت از یک طرف، و فاز فشردگی از طرف دیگر) به مطالعه و داده‌های بیشتری  
نیاز داریم (درویش زاده ، ۱۳۷۰) .

## ۷-۲) زمین شناسی مناطق مورد مطالعه:

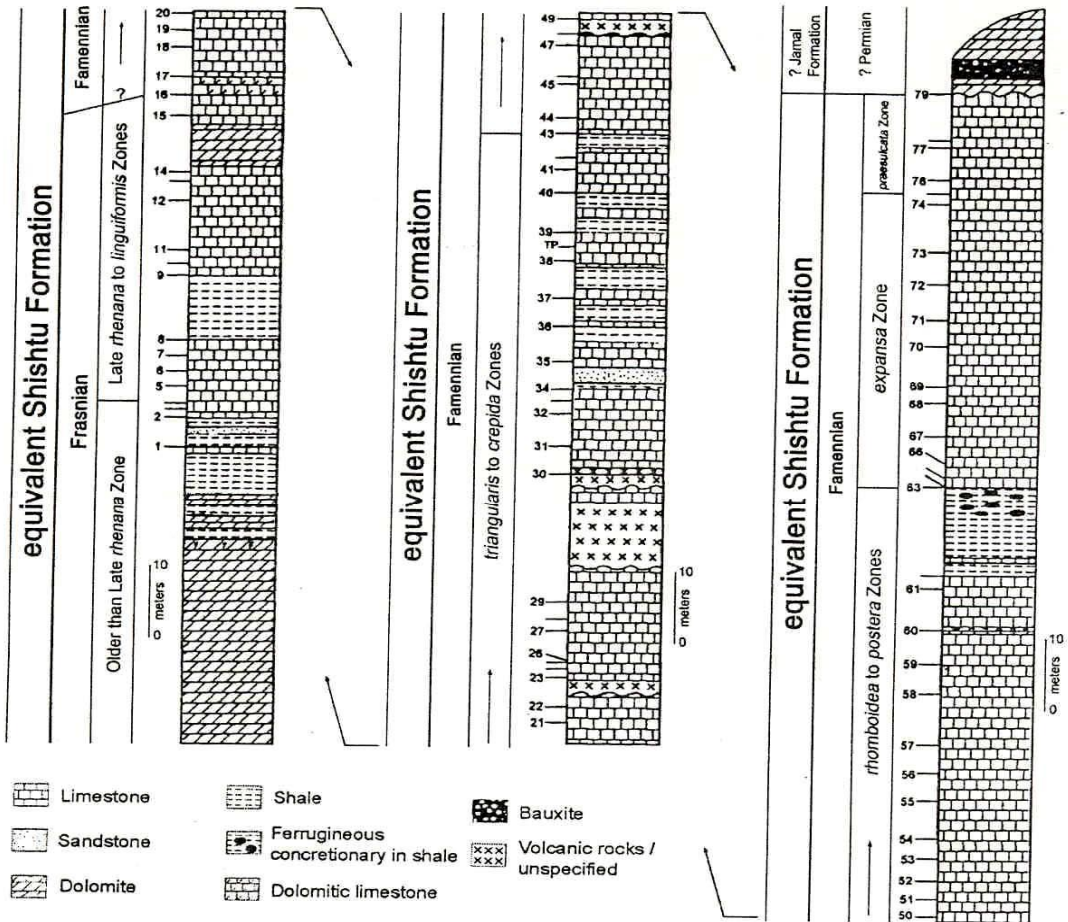
در مناطق شمال و شمال شرق اصفهان رسوبات دونین با گسترش زیاد قدیمی‌ترین سنگهای منطقه را تشکیل می  
دهند. از مناطق مورد بررسی، یکی در ۵ کیلومتری جنوب غرب دهکده زفره (عرض جغرافیایی  $54^{\circ}32'$  شمالی و  
طول جغرافیایی  $52^{\circ}17'$  شرقی) و ۶۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان و دیگری در غرب دهکده باقر آباد، در ۴۰  
کیلومتری شمال شرق اصفهان (عرض جغرافیایی  $32^{\circ}50'$  شمالی و طول جغرافیایی  $51^{\circ}59'$  شرقی) قرار دارند. در  
هر دو منطقه ، کوارتزیت های روشن معادل سازند پادها در قاعده و سازند بهرام شامل آهک و دولومیت های  
تیره رنگ بر روی آنها قرار گرفته است. این سنگهای کربناتی توسط یک توالی رسوبی شامل شیل، آهک و مارن

پوشیده شده اند (معادل سازند شیشتو در شرق ایران با سن دونین فوقانی تا کربونیفر تحتانی). با یک نبود چینه شناسی در کربونیفر، رسوبات پر فسیل پرمین به صورت هم شیب روی سازند شیشتو قرار گرفته است. نبود چینه شناسی مزبور ما بین دونین فوقانی و پرمین ناشی از حرکات اپیروژنی تحت تاثیر ذوب یخها در کربونیفر فوقانی است. رگه ها و توده های نفوذی کوچکی (سنگ های بازیک هیپ آبیسال) با ترکیب گابرو تا دیوریت در هر دو ناحیه مشاهده می شود که در سنگهای رسوبی دونین فوقانی نفوذ کرده اند درحالیکه در سنگهای رسوبی پرمین واقع در بالای آنها اثری از این توده ها دیده نمی شود بلکه توسط رسوبات پرمین به صورت دگرشیب پوشیده شده اند و این حاکی از حضور حرکات هرسی نین در این بخش از ایران مرکزی است. درجه حرارت ماگمای نفوذی تقریباً در همه جا به صورت دگرگونی مجاورتی ضعیف ولی واضح در سنگهای رسوبی همراه قابل رویت است که با تبلور و مرمری شدن کربناتها جلوه می کند. گاهی قطعات آهکی مرمری شده در داخل توده های نفوذی مشاهده می شوند. دیگر منطقه مورد بررسی، منطقه دالمه در ۶۰ کیلومتری شمال شرق اردکان یزد (عرض جغرافیایی  $32^{\circ}41'$  شمالی و طول جغرافیایی  $54^{\circ}25'$  شرقی) می باشد. در این منطقه سنگهای پرکامبرین متشکل از فیلیت - میکاشیست و گنیس مربوط به سازند تاشک بیرون زدگی دارند. سنگهای مزبور قدیمی ترین سنگهای این منطقه می باشند. بر روی سنگهای مزبور، سری ریزو قرار دارد که مخلوطی از سنگهای دولومیت سلطانی، گچ و ریولیت می باشد. بر روی آنها بعد از یک نبود چینه شناسی از اردوئیسین تا دونین میانی، یک سری رسوبی متشکل از آهک، دولومیت، شیل و ماسه سنگ قرار می گیرند که معادل سازند شیشتو در شرق ایران در نظر گرفته می شود. سری رسوبی آخر دقیقاً مطالعه و به صورت مقطع ستونی نمایش داده شده است (شکل ۴). به طوریکه از این مقاطع ستونی مشخص می شود، ۵ افق بازالتی در بین رسوبات مزبور قابل تشخیص است (شکل ۵). سن این ولکانیک ها به کمک کنودونتهای موجود در سنگهای کربناتی همراه، فامنین زیرین تامیانی تشخیص داده شده است. اولین و دومین افق ولکانیکی به ترتیب با ضخامت  $1/8$  و  $8/8$  متر و سومین و چهارمین افق که توسط یک بانده نازک آهکی از هم جدا شده اند، مجموعاً با  $7/2$  متر ضخامت متعلق به زمان فامنین تحتانی می باشند. آخرین افق ولکانیکی با ۲ متر ضخامت دارای سن فامنین می باشد. طبق تحقیقات [۶]، ماگماتیسم هرسی نین در داخل سازند بهرام به صورت همزمان و ضربانی عمل کرده است به طوریکه به صورت ۵ مرحله آتشفشانی

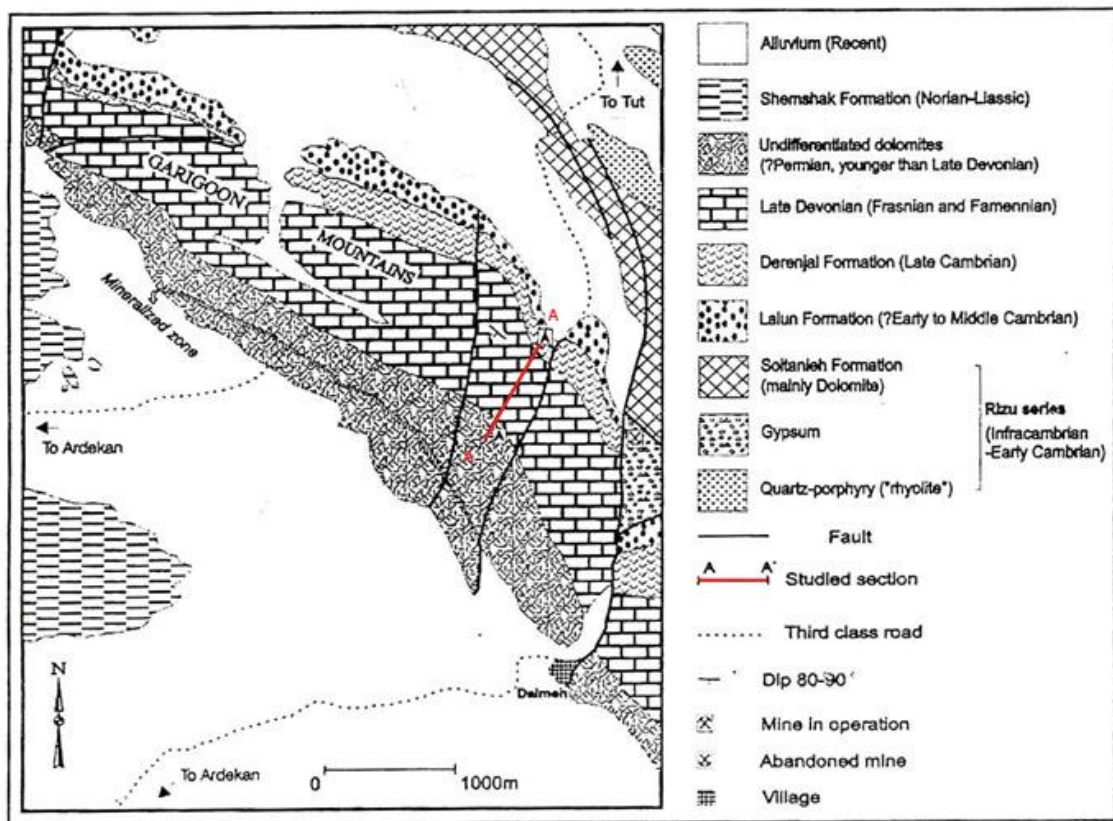
زیردریایی به ضخامت تقریباً یکسان درحین رسوبگذاری به جای گذاشته شده است و نشان دهنده سن قدیمی تر آتشفشان اردکان نسبت به زفره است، هر چند که هر دو به فاز هرسی نین نسبت داده می شود. تمام ۵ افق آتشفشانی نامبرده که به شدت آلتزه شده اند به موازات لایه بندی بوده و در برخی از آنها ساخت بالشی به طور کاملاً واضح قابل تشخیص است. همچنین تأثیر حرارت ماگما در لایه کربناتی زیرین کاملاً مشخص بوده که باعث تشکیل لایه نازک مرمگردیده در حالیکه در لایه های رویی اثری از آن مشاهده نمی شود. حضور ساخت بالشی و وجود بافت بادامکی دلیلی بر وقوع آتشفشان زیردریایی همزمان با رسوبگذاری می باشد. ولکانیک های مذکور به شدت آلتزه شده اند و اغلب سنگها کلریتی شده و دارای رنگ سبز بوده و بافت آفانتیک<sup>۱</sup> از خود نشان می دهند. فنوکریست های تیغه ای پلاژیوکلاز بیشتر کلریتی، سرسیتی و اپیدوتی شده اند. بافت غالب در سنگها شامل پورفیری، بادامکی، اینترگرانولار و ویتروفیریک می باشد. در نهایت کلریت به صورت رگچه ای همراه با آلکالی فلدسپات سنگها را قطع کرده است. افق های پنجگانه ولکانیسم دردالمه که در تترادف با رسوبات کربناته دونین پسین می باشد و نفوذ ماگمای کربونیفر در این رسوبات، نشان دهنده حرکات ضربانی کششی \_ فشارشی در پوسته ایران زمین است و در مقیاس جهانی این حرکات با وقوع فاز کوهزایی هرسی نین در ایران قابل تطبیق است. تکرار روانه های بازالتی می تواند نشان از تکرار فازهای کششی باشد.

---

<sup>1</sup> Aphanitic texture



شکل ۲-۲: ستون لیتواستراتیگرافی منطقه (هایراپطیان، ۱۳۷۸)



شکل ۲-۳: نقشه زمین شناسی منطقه دالمه (هایراپطیان، ۱۹۹۹)





تصویر ۲-۴: معدن دولومیت (نگاه به شمال) آپوفیز کوچکی از توده نفوذی که در کوارتزیت ها - دولومیت های دونین نفوذ کرده است.



شکل ۲-۵: ترادف ولکانیک ها ( افق اول و دوم ) با لایه های رسوبی دونین در منطقه

## پetroگرافی

-مقدمه

### ۱-۳) کلیات

پetroگرافی یا سنگ نگاری، قسمتی از سنگ شناسی است که ضمن آن ترکیب، مشخصات و طبقه بندی سنگها مورد بحث قرار می گیرد. بررسی ویژگی های صحرایی، کانی شناسی و petroگرافی سنگهای منطقه مورد مطالعه، یکی از اهداف اصلی و مهم طرح به شمار می آید. در این بخش نتایج بررسی های سنگ نگاری سنگ های آتشفشانی منطقه که بر اساس خصوصیات بافتی، کانی شناسی و شاخص های کلی ژئوشیمیایی طبقه بندی شده اند ارائه می شود.

### ۲-۳) petroگرافی و کانی شناسی :

- انواع بازالت ها:

برای تقسیم بندی و نامگذاری بازالت ها روش های مختلفی وجود دارد که عبارتند از:

- ۱- تقسیم بندی براساس کانی های نرماتیو
- ۲- تقسیم بندی و نامگذاری براساس درجه اشباع از  $\text{SiO}_2$
- ۳- تقسیم بندی براساس محیط تکتونیکی تشکیل آنها
- ۴- تقسیم بندی و نامگذاری بر مبنای petroگرافی

۱- تقسیم بندی براساس کانی های نورماتیو (یودر و تیلی<sup>۱</sup>، ۱۹۶۲): در این تقسیم بندی بازالتها به دسته های زیر تقسیم می شوند.

- ۱) تولئی ایت (فوق اشباع) دارای هیپرستن و سیلیس نورماتیو
- ۲) تولئی ایت (اشباع) دارای هیپرستن نورماتیو و بدون سیلیس نورماتیو
- ۳) الیوین تولئی ایت دارای هیپرستن و الیوین نورماتیو
- ۴) الیوین بازالت دارای الیوین نورماتیو و بدون هیپرستن یا نفلین نورماتیو
- ۵) الکالی بازالت دارای نفلین و الیوین نورماتیو.
- ۶) هیپرستن بازالت که هیچکدام از کانی های الیوین و کوارتز را ندارد و دارای مقادیر زیادی هیپرستن است. اکثر بازالت های مورب و بازالت های کف اقیانوس، الیوین تولئیت بوده، برخی از بازالت های انتقالی تقریباً آلکالن هستند. تصور می شود که بازالت انتقالی نام قابل قبولی برای آن دسته از سنگ های بازالتی است که دارای الیوین و هیپرستن نورماتیو هستند (میدل ماست<sup>۲</sup>، ۱۹۷۸).

## ۲- تقسیم بندی و نامگذاری بر اساس درجه اشباع از $\text{SiO}_2$

به طور کلی سنگ های دارای کوارتز (چه در آنالیزمدال و چه نرماتیو) را فوق اشباع می نامند زیرا علاوه بر وجود سیلیس لازم برای تشکیل کانی های سیلیکاته، مقدار سیلیس اضافی هم داشته که باعث تشکیل کوارتز در آنها شده است.

چنانچه در سنگی کانی کوارتز وجود نداشته باشد و در مقابل فلدسپاتوئیدها در آن متبلور شده باشد، سنگ را تحت اشباع می نامند و اگر در سنگی هیچکدام از فلدسپاتوئیدها و کوارتز دیده نشود، سنگ اشباع نامیده می شود.

بر اساس درجه اشباع از  $\text{SiO}_2$  بازالت ها به سه گروه تقسیم می شوند:

الف: بازالت فوق اشباع که ساب آلکالن نیز نامیده می شود و خود به دو دسته کالک آلکالن و تولئیتی تقسیم می شود.

ب: بازالت تحت اشباع از سیلیس که آلکالن هم خوانده می شود.

<sup>1</sup> Yoder & Tilly

<sup>2</sup> Middlemost

ج: بازالت اشباع از سیلیس که به آن بازالت انتقالی (Transitional) نیز گفته می شود و حدواسط بین بازالت های ساب آکالن و آکالن است.

۳- نامگذاری کانی شناسی بازالتها:

به طرز کلی بازالتها از نظر کانی شناسی به سه گروه تقسیم می شوند:

الیوین بازالتها، بازالتهای تولیتی، بازالتهای فوئیداریا بازالتهای آکالن.

۱- الیوین بازالت ها: علاوه بر پلاژیوکلاز و پیروکسن مقادیر نسبتاً زیادی الیوین دارد.

۲- بازالت های تولیتی: در این نوع بازالت کانی های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن نوع اوژیت، الیوین به مقدار کم و بعضاً کوارتز وجود دارد. شیشه نیز در زمینه و به طور بین روزنه ای دیده می شود.

۳- بازالت های فوئید دارو آکالی بازالت ها: دارای کانی های الیوین، پیروکسن (که بیشتر از نوع کلینوپیروکسن به ویژه تیتان اوژیت است) و مقادیری آکالی فلدسپار در زمینه هستند. در اعماق زیاد ماگماها آکالن و در اعماق کم تولیتی هستند. نوع ماگما به میزان ذوب شدگی گوشته نیز بستگی دارد. اگر ذوب شدگی کم باشد، ماگمای حاصل از نوع آکالی الیوین بازالت و اگر ذوب شدگی زیاد باشد، ماگمای حاصل از نوع تولیتی خواهد بود.

اگر بیشتر سیالات از نوع بخار آب باشد، ماگما تولیتی و اگر بیشتر سیالات دی اکسید کربن باشد، ماگما آکالن خواهد بود. برخی عقیده دارند که وجود دو نوع بازالت تولیتی و الیوین دار وابسته به وجود دو نوع ماگما نیست بلکه بستگی به روند تفریق ماگمای اولیه دارد.

۴- تقسیم بندی بر اساس محیط تکتونیکی تشکیل آنها:

ولکانیک های موجود در منطقه مورد مطالعه از نقطه نظر رنگ و بافت یکنواخت می باشند و با توجه به مطالعات میکروسکوپی دارای ترکیب بازالتی و آندزیت بازالتی هستند. به طور کلی مجموعه های فوق الذکر در نمونه های ماکروسکوپی دارای ساخت متراکم، دانه ریزوآفاتیکی با رنگ سیاه مایل به سبز تا کاملاً سیاه می باشند. اهمیت مطالعه این بازالت ها به علت ترکیب شیمیایی محدود آنها می باشد که غالباً آنها را به عنوان ماگمای اولیه منجمد شده یا ماگمای اولیه کمی تغییر یافته در نظر می آورند که تحت فرایندهای نسبتاً ساده ای درگوشته فوقانی به وجود آمده اند. بنابراین مطالعه این بازالتها دریچه ای است برای پی بردن به ترکیب شیمیایی و اوضاع فیزیکی حاکم برگوشته که به دلیل قراردادن در عمق در معرض دید مستقیم قرار ندارند.

سنگها در مجموع دارای بافت میکروولیتیک، میکروولیتیک پورفیری، پورفیری اینترسرتال و بادامکی می باشند. انواع پورفیری حاصل دو مرحله مختلف تبلور، در شرایط متفاوت می باشند؛ تشکیل فنوکریست ها در شرایط عمیق تر و تبلور مایع باقی مانده در سطح یا محیطی نزدیک به سطح می باشد.

بافت اینترسرتال که در اثر پر شدن فضای بین بلورهای درشت تر با بلورهای ریز و جهت یافته و شیشه ایجاد می شود، در این سنگها به چشم می خورد.

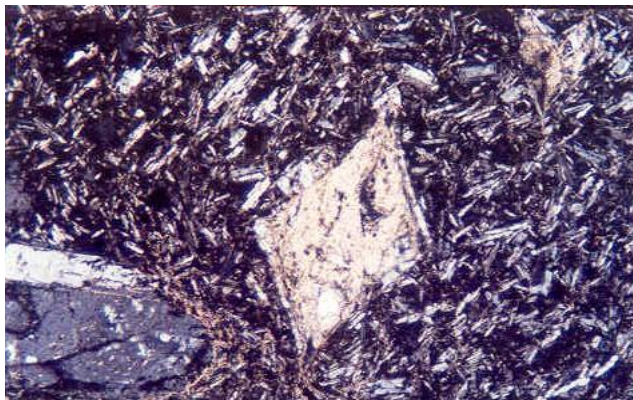
با کاهش فشار روی ماگما، گازها و مواد فرار از آن جدا شده و حفراتی به وجود می آیند که منجر به ایجاد بافت حفره ای<sup>۱</sup> می شود. تراکم حفرات در بخش بالایی جریان گدازه بیشتر است (بارکر<sup>۳</sup>، ۱۹۸۳). معمولاً این حفرات توسط کانی های ثانویه از جمله کلریت، کلسیت، اپیدوت و کوارتز پر شده و باعث ایجاد بافت بادامکی<sup>۲</sup> می شود. معمولاً کانی های ثانویه درون حفرات با ترکیب سنگ میزبان ارتباط دارند. به عنوان مثال در سنگ های اسیدی کانی های سیلیسی و در سنگ های بازیک زئولیت ها حفرات را پرمی کنند.

---

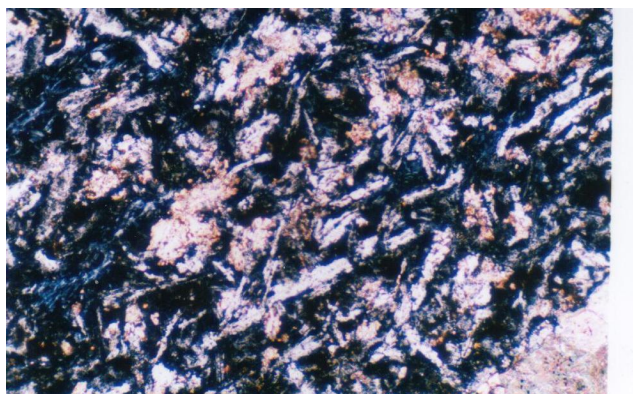
<sup>1</sup> Vesicular

<sup>3</sup> Barker

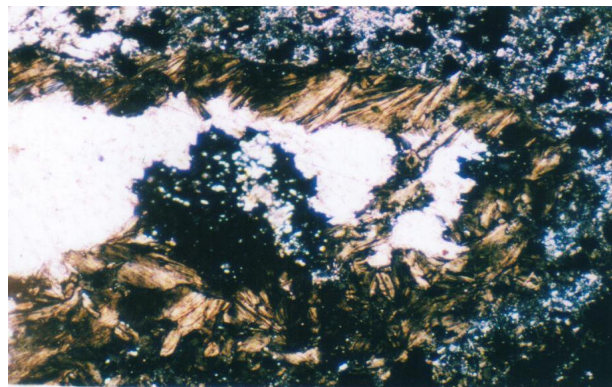
<sup>3</sup> Amygdaloida



تصویر ۱-۳: بافت میکرولیتیک پورفیری - یک درشت بلور پلاژیوکلاز پرهینیتی و کلریتی شده است. XPL.25



تصویر ۲-۳: بافت اینترستال - بین میکرولیت های پلاژیوکلاز با کلریت و اپاک پر شده است. XPL.100



تصویر ۳-۴: بافت بادامکی در بازالت - حفره توسط کلسیت و کلریت پر شده است. XPL.100

کانی های موجود در سنگ های مورد مطالعه عمدتاً شامل پلاژیوکلاز، کانی های اپاک، الیوین و نیز کلینوپیروکسن می باشد. همچنین کانی های کوارتز (به مقدار خیلی کم)، کلریت، کلسیت و اپیدوت از کانی های ثانوی موجود در بازالت ها است.

پدیده دگرسانی در بازالت های منطقه عمومیت داشته و گاهی حتی پدیده اسپیلیتی زاسیون در آنها رخ داده است. همانطور که می دانیم اسپیلیت ها بازالت های غنی از سدیم می باشند که معمولاً به شکل گدازه های بالشی دیده می شوند و علی رغم بازیسته آنها (میانگین  $\text{SiO}_2=45\%$ )، فلدسپات موجود در آنها از نوع آلیت است. به علاوه جای سیلیکات های فرمیزین معمولی را کلریت گرفته که اغلب از نوع سرشار از آهن (کلریت پنین) می باشد کانی های دیگر مانند اپیدوت، کلسیت، پامپلی ئیت و اکتینولیت نیز دیده می شوند. به طور کلی اغلب زمین شناسان این سنگها را حاصل دگرسانی (آلتراسیون) هیدروترمال سنگ های بازالتی یا حاصل دگرگونی درجه پایین در نظر می گیرند. در تعدادی از نمونه ها دگرسانی به حدی است که پاراژنز اولیه کانی ها از بین رفته است و حضور گسترده کانی های ثانویه نظیر کلریت در نمونه ها پیامد دگرسانی این سنگها است. تعداد کمی از نمونه ها نیز به دلیل تأثیرات متفاوت آلتراسیون در نقاط مختلف، تحت کمترین آثار آلتراسیون واقع شده اند.

### پلاژیوکلاز:

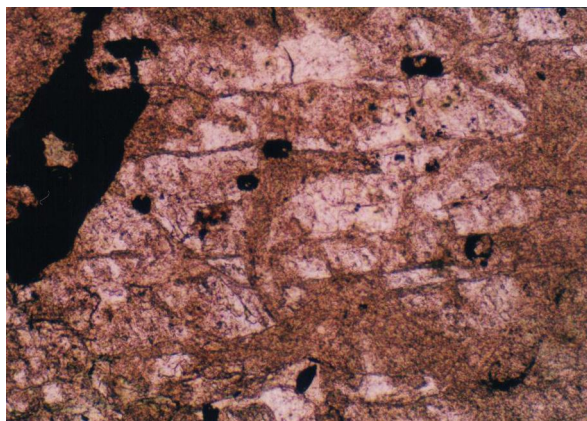
پلاژیوکلاز عمده کانی تشکیل دهنده بازالت های مورد مطالعه می باشد. مقدار آن در اکثر نمونه ها به ۷۵ تا ۸۰ درصد حجمی می رسد. بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار این کانی اکثراً به صورت فنوکریست و همچنین به صورت میکرولیت دیده می شود. پلاژیوکلازها کم و بیش به سوسوریت<sup>۴</sup> دگرسان شده اند و کانی های ثانوی کلسیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت و کانی های رسی در آنها به وجود آمده اند. در تعداد محدودی از نمونه ها، پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک واضح و شفاف می باشند که شاید به دلیل آلتراسیون سدیک پلاژیوکلازها ایجاد فلدسپات های نئوفورم می باشد و یا می توان پذیرفت که این پلاژیوکلازها از تجزیه درامان مانده اند.

---

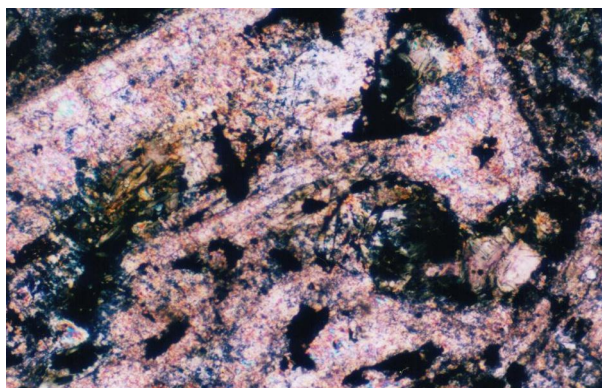
<sup>4</sup> Saussurite



پلاژیوکلازهای کلسیک تحت دگرسانی نوع سوسوریتی واقع شده اند و به مجموعه‌ای ریز بلور از اپیدوت، پرهنیت، کلسیت، کلریت، آلبیت،... تبدیل می شوند. این محصولات حاصل از دگرسانی، ممکن است در درون پلاژیوکلازها باقی بمانند و یا اینکه در فضای بین بلورهای اولیه تجمع یابند. سرسیتی شدن پلاژیوکلازهای اسیدی (آلبیت) در مقاطع مشاهده می شود. در این حالت عناصر آلکالن مثل سدیم و پتاسیم از سیلیکاتها خارج شده و آلومینوسیلیکاتها به ویژه پلاژیوکلاز از بین رفته (حرارت ۳۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد) که خیلی از فلدسپاتها تحت این دگرسانی قرار گرفته و سرسیتی می شوند.



تصویر ۳-۵: سوسوریتی شدن پیشرفته یک درشت بلور پلاژیوکلاز - PPL.100

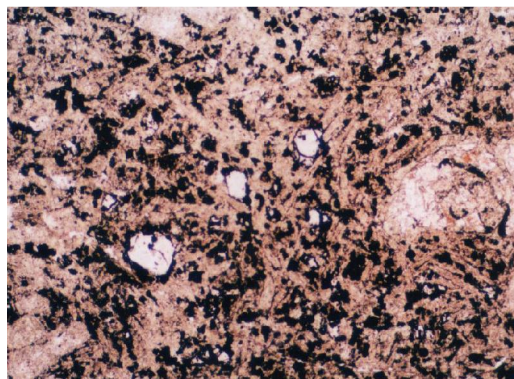


تصویر ۳-۶: سرسیتی شدن یک پورفیر پلاژیوکلاز - کلریت های بزرگ در امتداد ماکل و شکستگی پلاژیوکلاز قرار می گیرند. XPL.



## الیوین:

درشت بلورهای الیوین غالباً به صورت فنوکریست های شکلدار تا نیمه شکل دار در زمینه ای متشکل از میکروولیت های پلازیوکلاز قرار گرفته اند و می توان تجزیه ایدنگسیستی را در آنها مشاهده نمود. در این تجزیه هاله ای قرمز رنگ از اکسیدهای آمورف و مینرال های رسی از نوع مون موریونیت ایجاد شده که به صورت تجمعی از دانه های کریپتوکریستالین هستند و فرم اصلی الیوینی را که از آن ناشی شده اند، حفظ می نمایند. ایدنگزیت محصول متداول و فراگیر آلتراسیون ماگمای دمای بالا می باشد (شلی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳) بنابراین الیوین هایی که از نظر آهن (فایالیت) از غنی شدگی بیشتری برخوردار باشند اغلب به ایدنگزیت تبدیل می شوند (دیروهمکاران<sup>۲</sup>، ۱۹۹۱). گاهی شدت تجزیه به حدی است که سنگها به کلی اختصاصات کانی شناسی خود را از دست داده اند مثلاً به جای فنوکریست های الیوین گاهی کانی های ثانوی نظیر کلریت، هماتیت و حتی سیلیس دیده می شود که این کانی های ثانوی قالب کانی های فرومینزین قبلی را پر کرده است



تصویر ۳-۷: پزوئیدومورف هایی از الیوین که توسط

سیلیس جایگزین شده است PPL.25

---

<sup>1</sup> Shelly

<sup>2</sup> Deer & et al

### کلینوپیروکسن :

فنوکریست های پیروکسن تنها درچندنمونه وبه صورت منشورهای کوتاه، شکل دار تا نیمه شکل دار، به رنگ سبز روشن مایل به زرد و بدون زونینگ و به صورت فنوکریست در سنگ ظاهر می گردد. کانی مزبور تا حدی دگرسانی اورالیتی پیدا کرده و آمفیبول سبز محصول این نوع دگرسانی می باشد. حتی دگرسانی به کلریت و اپیدوت نیز در آنها دیده می شود

کلینوپیروکسن ← اکتینولیت + هورنبلند سبز ← کلریت + اپاک + اپیدوت + کلسیت

کربناتیزاسیون پلاژیوکلازهای بازیک همراه با اورالیتی زاسیون، کلریتی زاسیون واپیدوتی زاسیون دیوپسید رامی توان به صورت زیر نشان داد(ناربسکی<sup>۱</sup>، ۱۹۶۴):

دیوپسید                      آنورتیت



660C                      400 C



268C  
ترمولیت

209 C

249c    266c

### کانی های کدر:

این کانی ها براساس مشاهدات میکروسکوپ نورعبوری وبا توجه به شکل ظاهری آنها می توانند اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت) و آهن- تیتان دار (ایلمنیت) باشند و به دو صورت اولیه و ثانویه (محصولات واپاشی و تجزیه کانی های دیگر یا به صورت رگه های هیدروترمالی) و به مقدار فراوان در زمینه وجود دارند. زمینه سنگ را اکثراً شیشه و میکروولیت های پلاژیوکلاز و کانی های اپاک تشکیل می دهد.

<sup>1</sup> Narebeski

کانی های فرعی و ثانوی:

آپاتیت به صورت بلورهای کشیده و سوزنی شکل می باشد و توسط بی رفرنژانس بسیار ضعیف و رفرنژانس قوی مورد تشخیص می باشد. گاهی سوزنهای آپاتیت را به صورت ادخال در کوارتزهای ثانویه مشاهده می کنیم. اسفن به صورت اسفن لوکوکسن در نتیجه تخریب کانی های تیتان دار تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال تشکیل شده است. اسپینل گاهی به صورت پراکنده در زمینه یافت می شود که می تواند تأییدی بر عمیق بودن مخزن ماگمایی و بالا بودن فشار باشد. باید این احتمال را نیز در نظر گرفت که اسپینل ها ممکن است از هضم مواد غنی از آلومینیوم پوسته ای ناشی شوند. کلسیت به صورت پرکردگی شکستگی ها و حفرات و به مقدار جزئی در متن بازالتها وجود دارد که دارای منشأ ثانویه بوده (حاصل از تجزیه کانی های دیگر یا حاصل از تأثیر آب دریا) و گاهی هم به صورت رگه هیدروترمالی مشاهده می شود. کلریت جزء فیلسیلیکاتهای هیدراته بدون آلکالن است که حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز، الیون، پیروکسن، آمفیبول و بعضاً شیشه های بین بلورین در بازالتها است. در بازالت های حفره دار، جزء کانی های پرکننده حفرات است و نیز به صورت رگچه ای یا پراکنده در زمینه و یا به صورت پزوئیدومورف کانی های فرومینزین اولیه و نیز پلاژیوکلازها ظاهر می شود. اپیدوت جزء کانی های ثانویه بازالتها است و حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز کلسیک و نیز کلینوپیروکسن می باشد. هم به صورت مجموعه های ریز بلور در متن سنگ و هم به صورت انکلوزیون در پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می شود. گاهی به صورت رگچه ای در زمینه مشاهده می شود که حاصل دگرسانی هیدروترمالی می باشد. وجود کانی های آبدار مثل اپیدوت و خصوصاً حضور گسترده کلریت حاکی از اثر محلولهای آبدار در دگرگونی این سنگها است. کوارتز بیشتر به صورت ثانویه در شکافها و حفرات تشکیل شده است. در سوسوریتی زاسیون پلاژیوکلازها، این کانی به صورت انکلوزیون در آنها دیده می شود و گاهی به صورت رگچه ای در زمینه یافت می شود که حاصل مواد هیدروترمال و نیز نفوذ آب دریا در شکستگی ها و به جا گذاشته شدن سیلیس در رگچه ها می باشد. حضور آن بازئولیت در حفرات، منشأ ثانویه آن را نشان می دهد.

از نمودهای دگرسانی مشاهده شده در مقاطع مورد مطالعه می توان پروپلیتی شدن را نام برد. پروپلیت اصطلاحی قدیمی برای توصیف سنگ های آتشفشانی دگرسان شده در اثر افزایش  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  و گاهی S و متاسوماتیسم جزئی  $\text{H}^+$  است (پیراژنو<sup>۱</sup>، ۱۹۹۲). کلریت، اپیدوت، آلبیت، کربناتها (کلسیت، کربناتهای آهن، دولومیت یا آنکریت)، فلدسپات پتاسیم، پیریت و برخی مواقع سربیسیت، اکسیدهای آهن، مونتموریونیت و زئولیت کانی های دگرسانی پروپلیتیک هستند. در دماهای پایین تا متوسط کلریت در اثر دگرسانی بیوتیت، آمفیبول و حتی پیروکسن تشکیل می شود و گاهی حفرات داخل گدازه ها را پر می کند و از مهمترین محصولات دگرسانی هیدروترمال آندزیت ها و بازالت ها در اثر پروپلیتی شدن است. فلدسپاتها در اثر دگرسانی هیدروترمال، افزایش آب و پتاسیم به طور بخشی یا کامل توسط میکای سفید ریز دانه یا کانی های مشابهی به نام سربیسیت پوشیده می شوند. سربیسیت ها غالباً به طور یکنواخت رشد می کنند (شلی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۳).

---

<sup>1</sup> Pirajno

<sup>2</sup> Shelly

## ژئوشیمی

### ۴-۱) مینرال شیمی

#### آنالیز مایکروپروب :

بسیاری از بازالت های هوازده و متامورف شده حاوی کریستال های کلینوپیروکسن تازه و هوازده می باشند که در یک زمینه آلتزه شده قرار گرفته اند. ترکیب پیروکسن در سنگهایی که متامورفیزم درجه پایین را تحمل کرده اند چندان تغییر نمی کند و شیمی پیروکسن به عنوان وسیله ای برای شناسایی محیط پالئوتکتونیک ماگمای خروجی به کار برده می شود (نیسبت<sup>۱</sup>، ۱۹۷۷).

کومبز<sup>۲</sup> (۱۹۶۳) پیشنهاد کرد که نورم CIPW که از آنالیزهای کلینوپیروکسن به دست می آید در بسیاری از موارد می تواند به عنوان نورم کل سنگ در نظر گرفته شود. این روش به خصوص در مورد گدازه های اسپیلیتی شده مؤثر است. بسیاری از اسپیلیت ها پیروکسن های آذرین هوازده ای دارند که در یک مجموعه آلتزه شده قرار گرفته اند و با آنالیز مایکروپروب این پیروکسن ها می توان نوع ماگمای مادر را تشخیص داد. به این منظور جهت روشن شدن فرمول دقیق ساختمانی و ترکیب شیمیایی این کانی، چند نمونه مورد مطالعات مایکروپروب قرار گرفت.

نتایج آنالیز مایکروپروب از درشت بلورهای کلینوپیروکسن در مقاطع مورد مطالعه در جدول ۴-۱ آورده شده است.

فرمول عمومی پیروکسن ها  $M_2M_1T_2O_6$  می باشد.  $M_2$  مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون کج شده اکتاهدرا،  $M_1$  مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون منظم اکتاهدرا و  $T$  مربوط به کاتیونهایی در کوردیناسیون تتراهدرا می باشند.

برای به دست آوردن فرمول شیمیایی پیروکسن آنالیز شده، محاسبات باید بر اساس شش اتم اکسیژن و تفکیک  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  به این ترتیب انجام گیرد:

۱- مقدار  $T$  به ۲ رسانده می شود، ابتدا  $Si^{4+}$ ، سپس  $Al^{3+}$  و بالاخره  $Fe^{3+}$  جایگزین می گردند.

<sup>1</sup> Nisbet

<sup>2</sup> Combs

- ۲- مجموع  $M_1$  را به ۱ رسانده، کل  $Al^{3+}$  و  $Fe^{3+}$  اضافه آمده از مرحله قبل را به آن اضافه کرده. سپس  $Mn^{2+}, Mg^{2+}, Zn^{2+}, Sc^{3+}, Zr^{4+}, V^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}, Fe^{2+}$  و بالاخره  $Mn^{2+}$  را اضافه می کنیم.
- ۳- به موقعیت  $M_2$  کل  $Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}$  اضافه آمده از محل  $M_1$  را افزوده، سپس مقادیر  $Li^{1+}, Ca^{2+}, Na^{2+}$  را اضافه کرده تا مقدار آن به ۱ برسد.

مطالعات دقیق جهت روشن شدن فرمول شیمیایی - ساختمانی توسط میکروپروب نشان دهنده ترکیب اوژنیت برای این کلینوپیروکسن ها است (دیاگرام ۴-۱).

در دیاگرام  $Al_2O_3/TiO_2$  (Le Bas, 1962) عمده نمونه های مورد مطالعه در میدان ساب آلکالن قرار می گیرند. در دیاگرام  $SiO_2/Al_2O_3$  اکثر نقاط در میدان ساب آلکالن قرار می گیرند و یک نمونه گرانش به سمت آلکالن دارد.

در دیاگرام  $Al$  در مقابل  $Si$  و دیاگرام  $Al/Ti$  (کوشیرو<sup>۱</sup>، ۱۹۶۰) نمونه های مورد نظر در محدوده  $R.Th$  پلات شده اند.

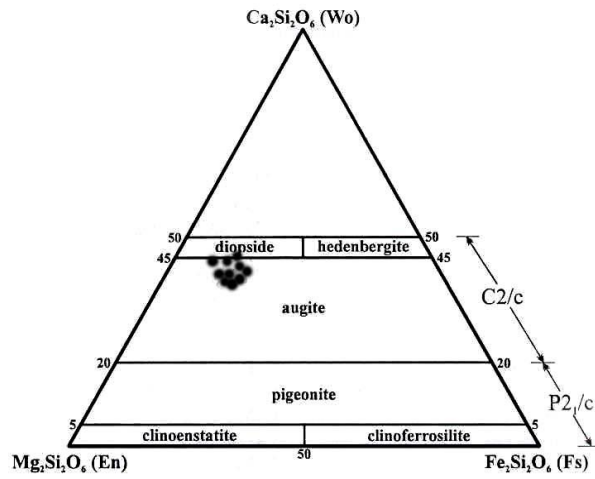
کوشیرو (۱۹۶۰) و لوپاس<sup>۲</sup> (۱۹۶۲) نشان دادند که میزان آلومینیوم و تیتان کلینوپیروکسن بستگی به فعالیت سیلیسی مذابی دارد که از آن کریستالیزه می شود و میزان این عناصر از ماگمای تولیتی به طرف آلکالن و پر آلکالن افزایش می یابد.

<sup>1</sup> Kushiro

<sup>2</sup> Le Bas

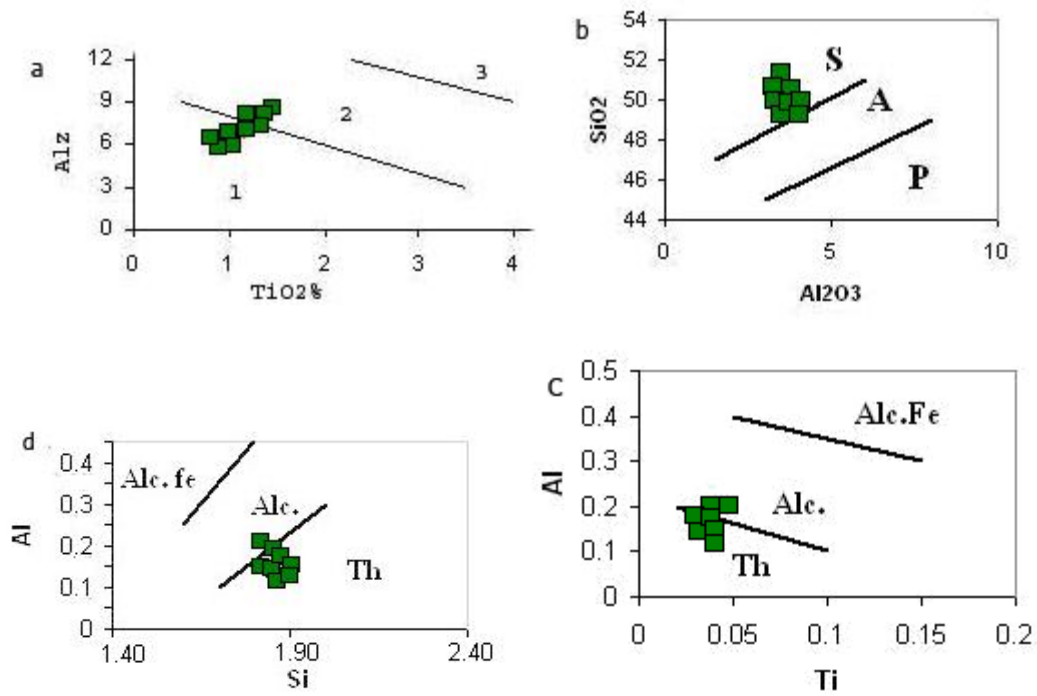
جدول ۴-۱: نتایج آنالیز مایکروپروب چند درشت بلور کلینوپیروکسن درولکانیک های منطقه مورد مطالعه

Sample No	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	48.65	50.11	48.98	50.31	50.22	49.50	50.42	51.31	49.12	51.36
TiO <sub>2</sub>	1.18	1.1	1.30	0.87	0.12	1.19	0.88	0.85	1.54	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.55	3.31	3.75	3.01	3.07	4.03	2.6	2.08	4.59	2.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.98	3.21	3.05	3.52	2.5	2.95	3.64	2.59	2.59	1.87
FeO	2.9	3.01	4.13	2.88	3.62	3.73	2.9	4.01	4.78	4.28
MnO	0.13	0.11	0.12	0.13	0.12	0.14	0.12	0.14	0.12	0.14
MgO	15.81	16.27	15.44	16.51	16.11	15.64	16.69	17.18	15.51	17.02
CaO	21.61	20.67	20.99	21.35	21.14	20.81	21.33	20.55	20.56	20.47
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.28	0.23	0.25	0.25	0.27	0.24	0.21	0.28	0.25
Tot	98.08	98.07	97.01	98.83	97.15	98.26	98.82	98.92	99.09	99
Si	1.83	1.88	1.80	1.87	1.89	1.84	1.87	1.90	1.83	1.90
Ti	0.03	0.03	0.035	0.02	0.00	0.04	0.03	0.02	0.04	0.02
<sup>IV</sup> Al	0.16	0.12	0.15	0.13	0.11	0.15	0.11	0.09	0.17	0.10
<sup>VI</sup> Al	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02
<sup>IV</sup> Fe <sup>3</sup>	0.11	0.09	0.08	0.10	0.07	0.08	0.10	0.07	0.07	0.05
<sup>IV</sup> Fe <sup>2</sup>	0.09	0.09	0.13	0.09	0.11	0.12	0.09	0.12	0.15	0.13
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.89	0.91	0.84	0.91	0.91	0.87	0.93	0.95	0.86	0.94
Ca	0.87	0.83	0.85	0.85	0.85	0.86	0.85	0.82	0.82	0.81
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Sum cations	4.00	4.00	3.92	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
WO	44.31	43.07	44.15	43.45	43.83	44.23	43.12	41.51	43.03	41.85
EN	45.11	47.17	44.75	46.75	46.48	45.20	46.95	48.28	45.16	48.41
FS	10.58	9.77	11.10	9.81	9.69	10.57	9.93	10.22	11.81	9.74
JD	0.00	0.44	0.28	0.02	0.57	0.34	0.00	0.00	0.64	0.52



دیاگرام ۱-۴:  $CaSi_2O_6$ - $MgSi_2O_6$ - $Fe_2Si_2O_6$  مثلثی

(Morimoto, 1988)



دیاگرام ۲-۴: دیاگرام تغییرات عناصر Al, Ti, Si برای کلیتوپروکسن های منطقه های مورد بررسی

$Alz=100Al^{IV}/z$ ,  $z=2$  1: Subalkalin (Tholeiitic or Calcalkaline), 2: Alkaline, 3: Per alkaline, Alkaline feldspathoids (Alc.fe)



# فصل پنجم

## ۱-۵) ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای منطقه مورد مطالعه

### مقدمه:

به منظور پی بردن به ویژگی های ژئوشیمیایی و فرایند های پتروژنیکی حاکم بر سنگ های ماگمایی، مطالعات ژئوشیمیایی در کنار بررسی های کانی شناسی امری ضروری است. به همین جهت پس از مطالعات دقیق پتروگرافی از میان نمونه های سنگی تعدادی که دگرسانی کمتری را نسبت به دیگر نمونه های مشابه متحمل شده و در عین حال نماینده شاخص گروه های سنگی موجود در منطقه بودند، انتخاب و جهت تعیین درصد اکسیدهای عناصر اصلی از روش فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و برای عناصر نادر از روش MS\_ICP (آزمایشگاه Amdel در استرالیا) استفاده شد.

جهت طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ ها، تشخیص نوع ماگما و تعیین محیط تکتونیکی این سنگها از نتایج تجزیه های شیمیایی در نمودارهای مختلف استفاده شد که در ادامه این مبحث آورده شده است.

### ۱-۲-۵) تصحیح آهن:

در روش های متداول اندازه گیری درصد اکسیدها (مانند XRF یا اسپکترومتری)، درصد اکسید آهن به صورت  $Fe_2O_3^*$  داده می شود. بنابراین قبل از محاسبه نورم سنگ بایستی FeO را از  $Fe_2O_3$  متمایز کرد. برای این منظور می توان از روش های زیر استفاده کرد:

الف: روش ایروین و باراگار (Irvine - Baragar, 1971):

در این روش مقدار  $Fe_2O_3^*$  موجود در سنگ با معادله زیر محاسبه می گردد:

$$1/5 + \text{درصد } TiO_2 \text{ موجود در سنگ} = \text{درصد } Fe_2O_3 \text{ موجود در سنگ}$$

حال اگر مقدار درصد<sup>۱</sup>  $Fe_2O_3$  حاصل از تجزیه شیمیایی کمتر از مجموع ۱/۵ + درصد  $TiO_2$  باشد تمام مقدار  $Fe_2O_3^*$  را به عنوان  $Fe_2O_3$  در نظر گرفته، ولی اگر بیشتر باشد معادل این مقدار اضافی را طبق رابطه زیر  $FeO$  در نظر می گیریم:

$$FeO = Fe_2O_3^* - 0.9 Fe_2O_3 \quad -$$

ب: روش میاشیرو (۱۹۷۵)

میاشیرو برای تمام سنگهایی که آلکالن نیستند ( غنی از سدیم و پتاسیم نمی باشند) مقدار  $Fe_2O_3$  را معادل ۱/۵ درصد در نظر گرفته و بر این اساس مقدار  $FeO$  را محاسبه می کند:

$$FeO = 0.9(Fe_2O_3^* - Fe_2O_3)$$

• تفکیک آهن ۳ و ۲ در مقدار  $FeO^*$  و  $Fe_2O_3^*$ :

میدل موس (۱۹۸۹) معتقد است  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  هایی که ژئوشیمیست ممکن است به ما ارائه دهد واقعیت نداشته چرا که ماگمای سنگ های ولکانیک در حین فوران اکسید شده و مقدار  $Fe_2O_3$  آنها بیشتر از مقدار واقعی می شود و در هر حال باید از یک سری نسبتهای استاندارد استفاده نمود. حال یک پترولوژیست باید با استفاده از  $FeO^*$  و یا  $Fe_2O_3^*$  و نسبتهای استاندارد میدل موس این دو نوع آهن را از هم تفکیک نماید.

الف) تفکیک آهن ۳ و ۲ در سنگهای ولکانیک (آذرین بیرونی)

در مورد این سنگ ها باید گفت که حتی اگر آنالیز مقدار  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  اینگونه سنگها را تفکیک نموده باشد، نباید به آن توجهی نمود چرا که ماگمای سنگهای ولکانیک در حین فوران و ولکانیسم، اکسید شده و میزان  $Fe_2O_3$  آنها بیشتر از مقدار واقعی می گردد. در مورد تفکیک آهن ۲ از آهن ۳ در سنگهای آذرین بیرونی فرمول های زیر ارائه میگردد:

(۱) هنگامی که آهن را به صورت  $FeO$  داده باشند:

$$FeO = (FeO)^* / (1 + 0.9K)$$

$$Fe_2O_3 / FeO = K$$

---

<sup>۱</sup>  $Fe_2O_3$  به معنای آن است که کل آهن به صورت  $Fe_2O_3$  در نظر گرفته شده است.

(۲) هنگامی که آهن را به صورت  $Fe_2O_3^*$  داده باشند:

$$Fe_2O_3 = (KFe_2O_3)^* / (K+1.1)$$

$$Fe_2O_3 / FeO = K$$

مقدار  $K$  که در حقیقت همان نسبت  $Fe_2O_3 / FeO$  است را از روی مقادیر مختلف این نسبت در دیاگرام آلکالی - سیلیس (میدل ماست ۱۹۸۹) به دست می آوریم.

ب) تفکیک آهن ۲ و ۳ در سنگهای پلوتونیک و سنگهای متعلق به مجموعه های افیولیتی از آنجایی که سنگهای ولکانیک متعلق به مجموعه های افیولیتی در کف اقیانوس یا دریاها فوران نموده اند، لذا مساله اکسید شدن گدازه سازنده آنها منتفی شده و آنها را از نظر آهن ۲ و ۳ به همراه سنگ های پلوتونیک بررسی می نماییم. در مورد سنگهای پلوتونیک (آذرین درونی) و سنگهای متعلق به مجموعه های افیولیتی فرمول های زیر ارائه می گردد:

(۱) اگر آهن را به صورت  $FeO^*$  ارائه دهند:

$$FeO = KFeO^* / (0.1K + 0.9)$$

$$Fe_2O_3 = (FeO^* - FeO) / 0.9$$

(۲) اگر آهن را به صورت  $Fe_2O_3^*$  ارائه دهند:

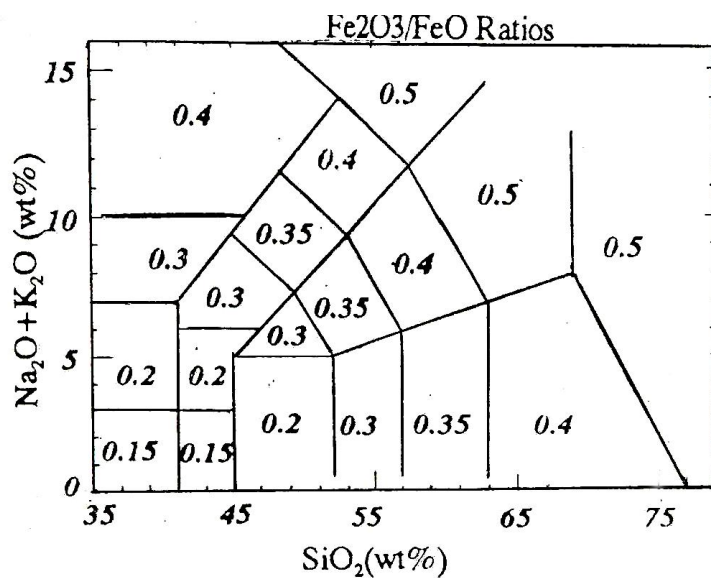
$$FeO = KFe_2O_3^* / (1 + 0.1K)$$

$$Fe_2O_3 = Fe_2O_3^* - 1.1FeO$$

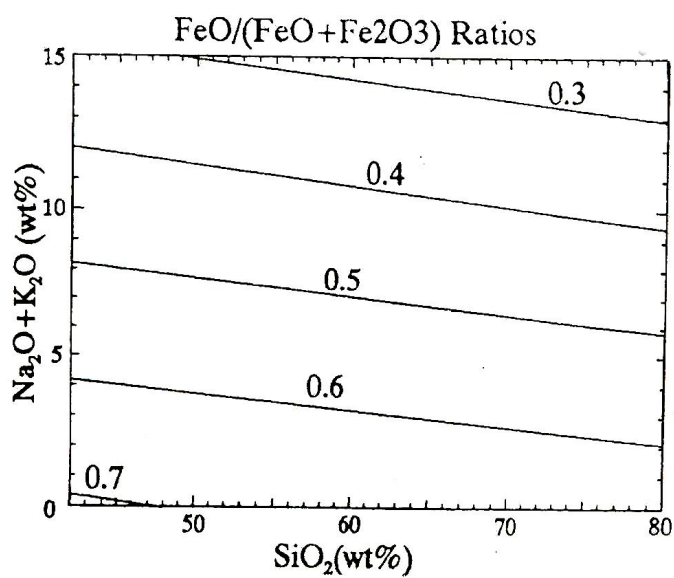
در این فرمولها  $K = FeO / (FeO + Fe_2O_3)$  می باشد که از روی جدول سیلیس - آلکالی (لومتر<sup>۱</sup>، ۱۹۷۶) به دست می آید.

---

<sup>1</sup> Le Maitre



دیاگرام ۱-۵: دیاگرام آکالی - سیلیس (میدل پوست، ۱۹۸۹) و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  جهت سنگ های آذرین بیرونی



دیاگرام ۲-۵: دیاگرام آکالی - سیلیس (لومتر، ۱۹۷۶) و نسبت  $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$  جهت سنگ های آذرین بیرونی و سنگ

های متعلق به مجموعه های افیولیتی

## ۵-۲-۲) طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی :

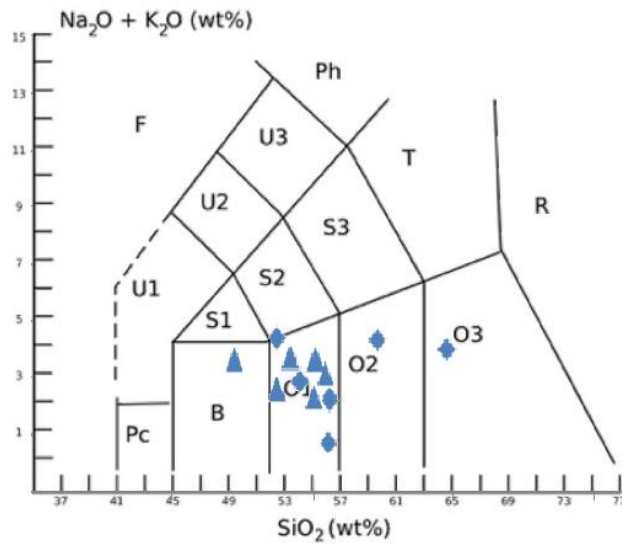
از آنجا که مطالعات پتروگرافی سنگهای ولکانیک به تنهایی نمی تواند نام دقیقی از یک سنگ ولکانیکی را به دست بدهد و با توجه به دانه ریز بودن سنگ های آتشفشانی و همچنین وجود شیشه به میزان متغیر در زمینه این سنگ ها، استفاده از تقسیم بندی های مدال برای اینگونه سنگها کارایی لازم را ندارد، به همین جهت سیستم های مختلف طبقه بندی شیمیایی برای نامگذاری سنگ های آتشفشانی منطقه به کار گرفته شد از آنجا که نامگذاری نمونه هایی که از درجه آلتراسیون بالای برخوردارند، بر اساس درصد اکسیدهای عناصر اصلی می تواند گمراه کننده باشد، لذا معمولاً استفاده از دیاگرام های عناصر اثری توصیه می گردد.

به این منظور نمونه هایی از ولکانیک های منطقه مورد مطالعه را مورد آنالیز XRF قرار دادیم که نتایج آن را در جدول ۱ مشاهده می کنید.

نمودار مجموع آکالی- سیلیس (TAS): این نمودار یکی از مفیدترین روش های طبقه بندی موجود برای سنگ های آتشفشانی است :

الف) استفاده از TAS برای سنگهای آتشفشانی: روش های طبقه بندی TAS برای سنگ های آتشفشانی خیلی معمول و دگرسان نشده منظور شده است. این روش برای سنگ های غنی از پتاسیم و سنگ های با منیزیم بالا نامناسب بوده و معمولاً برای سنگ های آتشفشانی هوازده، دگرسان شده و دگرگون شده به کار نمی رود زیرا احتمال تحرک آکالی ها وجود دارد. با این که نمونه ها به دلیل آلتزه بودن موقعیت واقعی خود را در این دیاگرام ها نشان نمی دهند ولی برای نشان دادن اثرات هوازدگی و دگرسانی در نمونه ها از این دیاگرام ها کمک گرفته شد.

ب) تفکیک سری سنگ های آکالن و ساب آکالن با استفاده از TAS: در نمودار مجموع آکالی - سیلیس، سنگ های آتشفشانی به دو سری ماگمایی اصلی تقسیم می شوند: سری آکالن و ساب آکالن. از بین دیاگرام هایی که بر اساس نسبت تغییرات آکالی ها ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) در مقابل تغییرات  $\text{SiO}_2$  تنظیم شده اند می توان از دیاگرام های لومتر و همکاران ۲۰۰۲ نام برد.



دیاگرام ۳-۵: نمودار نام گذاری سنگ های آتشفشانی (لومتر، ۲۰۰۲)

- نمودار دومتغیره  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Cox et al, 1979)

نمودار آلکالی به سیلیس کاکس و همکاران (۱۹۷۹) که برای تقسیم بندی شیمیایی سنگ های آتشفشانی استفاده می شود قادر به تفکیک محدوده آلکالن از ساب آلکالن نیز می باشد. همانگونه که در دیاگرام (۵-۹) دیده می شود قسمت اعظم نمونه ها در قلمرو ساب آلکالن واقع شده اند و گرایش یه سمت آلکالن از خود نشان می دهد. توزیع ولکانیک های منطقه در قلمرو بازالت و آندزیت بازالتی می باشد. به دلیل افزایش  $\text{SiO}_2$  تحت تاثیر فرایندهای آلتراسیون نمونه ها به سمت آندزیت گرایش پیدا کرده اند.

- نمودار آلکالی در مقابل سیلیس (Middlemost, 1980):

براساس دیاگرام ۵-۱۰ نمونه های ولکانیکی گستره مورد مطالعه در میدان ساب آلکالی و آلکالی بازالت واقع شده اند. همانطور که ذکر شد احتمالاً به دلیل افزایش  $\text{SiO}_2$  توسط فرایند آلتراسیون نمونه ها به طرف آندزیت بازالت متمایل شده اند.

جدول ۵-۱: میانگین اکسیدهای عناصر اصلی سنگهای بازالتی منطقه مورد مطالعه براساس آنالیز XRF و ICP-MS

Sample No	D1	D2	D3	D4	D5	D6	Z1	Z2	Z3	Z4	Z5	Z6
SiO <sub>2</sub>	49.7	50.29	50.98	53.77	55.17	52.7	61.19	53.67	52.32	53.01	59.39	52.5
TiO <sub>2</sub>	3.41	2.46	2.8	2.223	3.1	2.71	2.553	3.229	2.28	2.50	2.768	2.661
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.9	16.3	15.71	15.01	14.93	17.01	13.8	15.14	16.09	17.58	16.82	17.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.95	12	12.22	13.76	12.08	13.01	8.82	10.66	13.01	11.18	11.52	13.72
MnO	0.15	0.2	0.11	0.22	0.13	0.02	0.01	0.263	0.21	0.17	0.03	0.09
MgO	5.16	5.28	4.25	6.43	1.82	3.2	1.64	6.32	3.49	5.61	1.39	4.01
CaO	3.63	5.53	4.38	2.82	6.23	1.31	1.38	2.36	3.92	4.07	1.88	4.12
Na <sub>2</sub> O	3.52	2.66	3.67	2.81	2.76	3.36	4.56	2.95	3.75	2.56	3.14	3.52
K <sub>2</sub> O	0.12	0.8	0.87	0.84	1.37	1.2	1.9	0.17	1.65	2.31	2.22	1.9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.36	0.34	0.27	1.23	0.64	0.59	0.79	0.47	0.25	0.43	0.35
LOI	0.77	4.12	4.38	1.84	1.18	5.54	3.55	4.45	2.81	1.14	0.41	0.09
Tot	99.23	95.88	95.62	98.16	98.82	94.46	96.45	95.55	97.19	98.86	99.59	100.09
S	357	15	14	13	10	15	10	10	163	456	12	16
V	246	225	329	283	260	279	226	310	175	197	290	326
Cr	59	21	22	70	2	1	5	16	17	67	3	28
Co	39	34	32	41	19	48	28	29	34	45	11	33
Ni	38	26	28	36	3	34	1	17	65	19	1	28
Cu	15	1	2	3	1	2	3	4	149	16	1	2
Pb	14	5	7	9	8	2	8	5	40	13	7	11
Zn	259	270	212	225	113	35	30	200	166	283	73	130
Rb	26	16	19	14	25	21	10	9	65	27	41	30
Sr	190	147	176	149	139	275	300	109	85	186	97	111
Y	27	20	18	16	23	17	19	25	36	56	17	15
Zr	240	249	190	216	269	300	338	410	440	315	235	189
Nb	20	35	23	29	35	42	41	61	25	38	34	28
Ga	14	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	13	11	NA	NA
Hf	22	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	11	9	NA	NA
U	7	2	1	2	1	5	4	5	NA	9	5	3
Ba	202	130	183	358	252	161	170	189	353	193	301	225
La	25	NA	NA	NA	54	16.1	NA	39	29	12.5	NA	NA
Ce	50	35	NA	55	114	37.2	NA	83.6	55	25.4	73	77
Pr	8	NA	NA	NA	16.8	6.13	NA	12.3	9.5	3.11	NA	NA
Nd	35	NA	NA	NA	71.6	28.2	NA	50.7	38	12.3	NA	NA
Sm	15	NA	NA	NA	20	10.4	NA	13.6	12	3	NA	NA
Eu	2.12	NA	NA	NA	3.61	1.75	NA	1.97	2.2	0.98	NA	NA
Gd	8	NA	NA	NA	16.89	8.21	NA	12.4	7.5	3.21	NA	NA
Tb	1.12	NA	NA	NA	2.3	0.99	NA	1.93	1.2	0.57	NA	NA
Dy	5.13	NA	NA	NA	11.6	4.45	NA	11.7	4.85	3.1	NA	NA
Ho	0.85	NA	NA	NA	1.8	0.57	NA	1.77	1.05	0.59	NA	NA
Er	NA	NA	NA	NA	4.5	1.51	NA	4.69	NA	1.64	NA	NA
Tm	NA	NA	NA	NA	0.5	0.17	NA	0.48	NA	0.26	NA	NA
Yb	1.5	NA	NA	NA	2.73	0.9	NA	2.37	2.09	1.39	NA	NA
Lu	0.2	NA	NA	NA	0.31	0.11	NA	0.26	0.22	0.19	NA	NA
Mg#	0.22	0.23	0.23	0.29	0.12	0.18	0.14	0.34	0.19	0.31	0.32	0.21



تعیین نوع و خصوصیت سری ماگمایی (Magma Series):

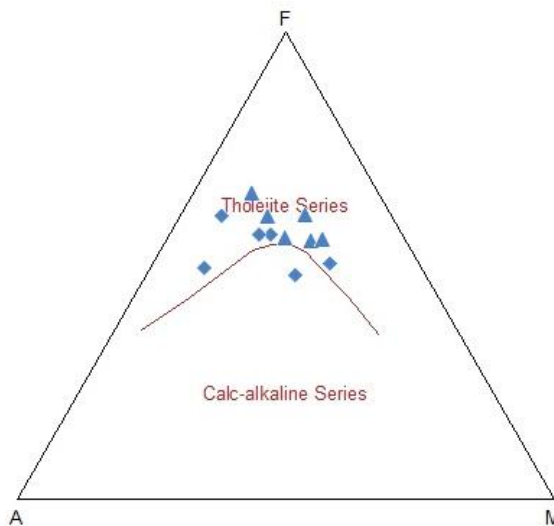
در این مبحث سعی شده است که با استفاده از ویژگی های ژئوشیمیایی سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه و بر اساس شاخص هایی، وابستگی و ارتباط این سنگها به یکی از سریهای ماگمایی عمده به نمایش گذاشته شود تا بتوان در مورد ویژگی های عمومی ماگمای مادر مجموعه بحث نمود. برای درک این وابستگی تاکنون نمودارهای زیادی ارائه شده است که در اینجا از دیاگرام AFM کمک گرفته شد.

• دیاگرام AFM (Irvin & Baragar, 1971):

نمودار AFM معمولاً برای تشخیص روندهای تفریق و تفکیک بین سنگهای تولییتی و کالکوالکان در سری های ساب آلکان به کار می رود. با استفاده از این دیاگرام می توان انواع سری های ماگمایی را با استفاده از مقدار آهن موجود در آنها از یکدیگر تفکیک نمود. در مراحل اولیه اصلی تفریق بازالت های تولییتی، روند غنی شدگی از آهن دیده می شود ولی در ماگماهای کالکوالکان چنین روندی وجود ندارد (ناکولد و آلن<sup>۱</sup>، ۱۹۵۳). نمونه های پلات شده در دیاگرام نشان می دهد که بازالت ها روند غنی شدگی از آهن نشان داده و تمایل تولییتی از خود به نمایش می گذارند

---

<sup>1</sup> Nockolds and Allen



شکل ۴-۵: دیاگرام AFM (A= Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, F= FeO, M= MgO)

• نمودارهای متمایز کننده و دیاگرام های تعیین محیط تکتونیکی:

نمودارهای متمایز کننده متعددی وجود دارد که برای تعیین طبیعت و محیط تکتونیکی بازالت ها و آندزیت های بازالتی به کار می رود. این نمودارها در زیرمورد بررسی قرار می گیرند:

- نمودارهای متمایز کننده با استفاده از عناصر کمیاب

نمودارهای متمایز کننده بر اساس عناصر کمیاب، بزرگترین گروه نمودارهای متمایز کننده هستند که می توان برای تعیین محیط تکتونیکی پیشین مجموعه ای از بازالتها استفاده کرد. این دیاگرام ها همچنین برای تعیین سری های ماگمایی بازالتی و برای سنگهای دگرسان و دگرگون شده به کار می روند.

عناصر ناسازگار که متعلق به گروه LFS هستند (Ba,Rb,K,Sr,Cs)، متحرک بوده در صورتی که عناصر HFS (P,Ta,Nb,Ti,Hf,Zr,Th,Y,Sc,Ree) غیرمتحرک هستند. همچنین فلزات واسطه Mn,Zn,Cu میل به تحرک مخصوصاً در دماهای بالا دارند (سی والد و سی فراید، ۱۹۹۰) در صورتیکه Cr و Co,Ni,V غیرمتحرک هستند. تحقیقات گسترده روی بازالت ها نشان می دهد که P و Ti,Al عموماً غیرمتحرک بوده و Ca و Na تقریباً همیشه متحرکند (فری<sup>۱</sup>، ۱۹۸۳).

<sup>1</sup> Seawad,J.S. and W.E., Seyfried

<sup>2</sup> Ferry,J.M.

• دیاگرام **Floyd, P. A. and J. A. Winchester, 1975** :

در دیاگرام های  $P_2O_5/Ni$  و  $P_2O_5/TiO_2$ ، سنگهای آذرین مورد مطالعه اکثراً در محدوده تحولی واقع شده اند.

• نمودار **Zr/Y-Ti/Y** :

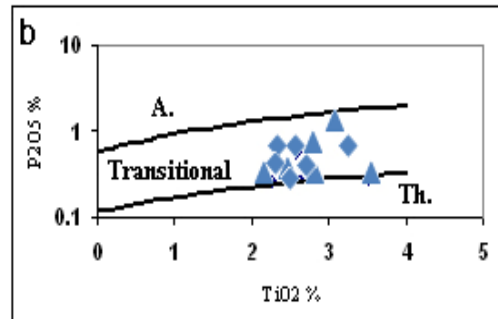
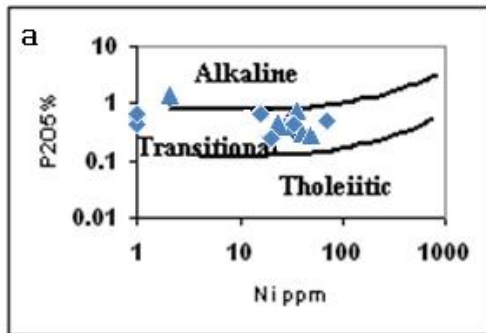
پیرس و گیل<sup>۱</sup> (۱۹۷۷) با استفاده از نسبت های  $Zr/Y$  و  $Ti/Y$  شکل ۷ را ترسیم نمودند که با استفاده از آن می توان بازالت های درون صفحات را از بازالت های حاشیه صفحات تفکیک کرد. این نمودار از غنی شدگی **Ti** و **Zr** در بازالت های درون صفحه ای استفاده می کند (در این بازالتها، عنصر **Y** غنی شدگی ندارد). نمونه های مورد نظر اکثراً در محدوده بازالت های درون صفحه ای پلات شده اند.

• نمودار **Nb/Y-Ti/Y** :

پیرس (۱۹۸۲) با استفاده از نسبت های  $Nb/Y$  و  $Ti/Y$  شکل ۸ را ارائه داد که با استفاده از آن می توان بازالت های درون صفحات، بازالت های جزایر قوسی و بازالت های **MORB** را از همدیگر تفکیک نمود. بازالت های درون صفحه ای دارای  $Nb/Y$  و  $Ti/Y$  بالاتری از سایر انواع بازالتها هستند و این تفاوتها احتمالاً منعکس کننده یک منشأ گوشته ای غنی شده نسبت به منشأ **MORB** و بازالت های قوس آتشفشانی است. تفاوت نسبت  $Nb/Y$  به گروه بازالت های داخل صفحه ای این امکان را می دهد که به انواع تولیتی، حدواسط و آکالن تقسیم شوند. نمونه های مورد مطالعه به طور عمده در محدوده آکالن به سمت تحولی قرار می گیرند.

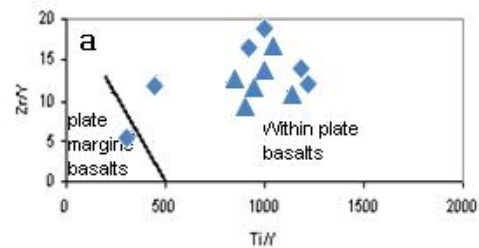
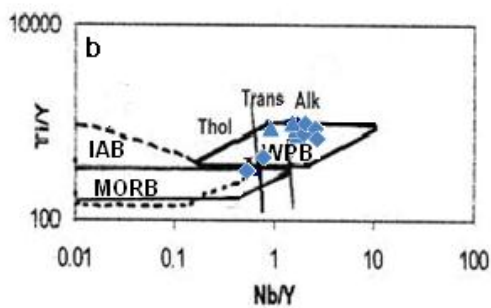
---

<sup>1</sup> Pearce and Gale



دیاگرام ۵-۵: نمودار P2O5/Ni و موقعیت نمونه های مورد بررسی در آن

دیاگرام ۶-۵: نمودار P2O5/TiO2 و موقعیت فرارگیری نمونه های مورد نظر در آن



دیاگرام ۷-۵: نمودار متمایز کننده بازالت ها براساس  $Zr/Y-Ti/Y$  که محدوده های بازالت های درون صفحه ای و بازالت های

حاشیه صفحه ای (یعنی سایر انواع بازالتها) را از هم جدا می کند (پیرس و گیل، ۱۹۷۷)

دیاگرام ۸-۵: نمودار متمایز کننده بازالت ها براساس  $Ti/Y-Nb/Y$  که محدوده بازالت های درون صفحه ای، MORB و بازالت های

قوس آتشفشانی (خطوط منقطع) را نشان می دهد (پیرس، ۱۹۸۲).

## • ژئوشیمی عناصر کمیاب

یک عنصر کمیاب، عنصری است که غلظت آن در سنگ کمتر از ۰/۱٪ و یا کمتر از ۱۰۰۰ppm، باشد. گاهی اوقات عناصر کمیاب، کانی مخصوص به خود را می سازند، ولی در اغلب موارد جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانیها میشوند (رولینسون<sup>۱</sup>, 1992).

### -تحرک عناصر کمیاب

هر مجموعه ای از سنگها که تحت تاثیر دگرسانی هیدروترمالی یا دگرگونی قرار گرفته باشد، مستعد تحرک عناصر موجود در آنها است. تحرک عناصر کمیاب به وسیله تغییرات کانی شناسی که در طی دگرسانی صورت می گیرد و ماهیت فاز سیال، کنترل می شود.

به طور کلی عناصر ناسازگار که متعلق به گروه LFS هستند (Sr و Ba, K, Rb, Cs) متحرک بوده در صورتیکه عناصر HFS شامل Nb, Ti, Zr, Ta, Th, Y, Sc, REE و غیرمتحرک هستند (پیرس، ۱۹۸۳). همچنین فلزات واسطه Zn, Mn و Cu میل به تحرک مخصوصاً در دماهای بالا دارند در صورتیکه V, Ni, Co و Cr غیرمتحرک هستند. این موضوع در مورد عناصر REE که معمولاً غیر متحرک در نظر گرفته می شوند، صادق است.

### -عناصر کمیاب خاکی و شیمی آنها

عناصر کمیاب خاکی (REE)، مهمترین عناصر کمیاب بوده و کاربردهای فراوانی در پترولوژی آذرین، رسوبی و دگرگونی دارند. عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پایین هستند، عناصر کمیاب سبک (LREE) و عناصری که دارای عدد اتمی بالایی هستند، عناصر کمیاب سنگین (HREE) و به عناصری که اعضای میانی این گروه هستند (از Sm تا Ho)، عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) اطلاق می شود. عناصر کمیاب خاکی، جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال بوده و در طول فرایندهایی مثل هوازدگی، دگرگونی درجه پایین و دگرسانی هیدروترمال، نسبتاً غیر متحرک می باشند. بیشتر نمودارهای متمایزکننده تکتونو-ماگمایی، بر پایه عناصر کمیاب غیرمتحرک بوده و این نمودارها می توانند برای سنگهای دگرسان شده و دگرگون شده به کار روند.

---

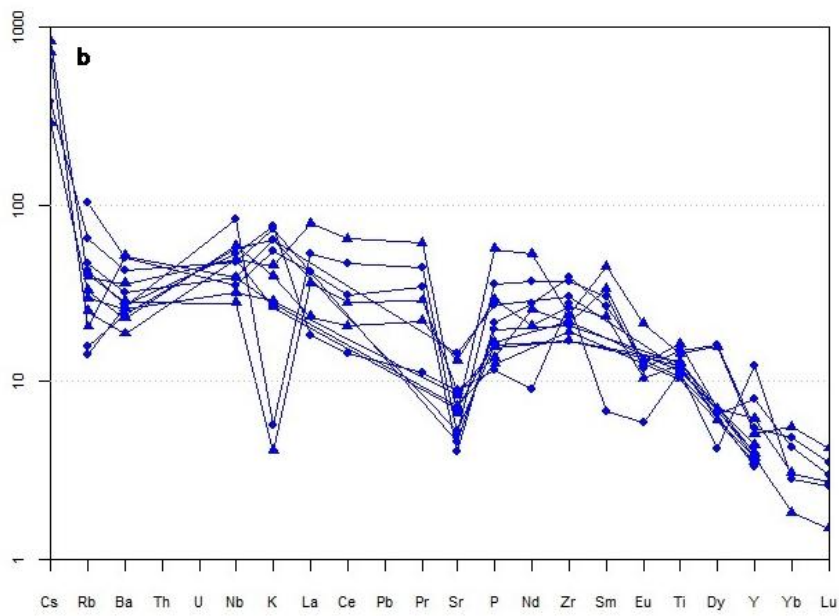
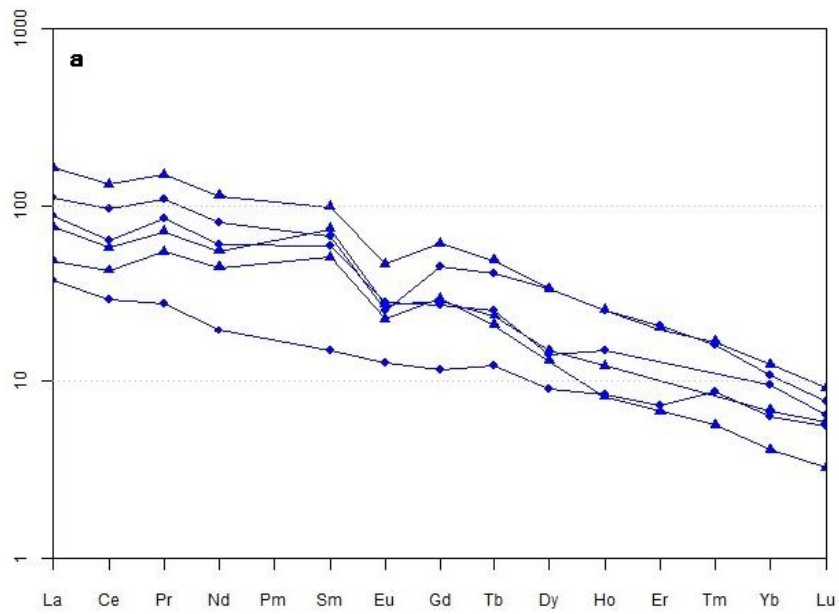
<sup>1</sup>Rollinson

در بسیاری از نمودارها، عناصر با شدت میدان بالا مانند  $Pb, Y, Zr, Ti$  و  $P$  به کار می روند. زیرا به نظر می رسد این عناصر در سیالات آبی نسبتاً غیرمتحرک اند. این بدان معناست که این عناصر تحت شرایط هیدروترمالی، هوازگی کف دریاها و بالاتر از درجات دگرگونی متوسط، پایدار خواهند بود. به طور خلاصه یک نمودار خوب متمایزکننده محیط تکتونیکی، باید با عناصری مشخص شود که نسبت به فرایندهای ثانویه غیرحساس بوده و نیز اندازه گیری آنها، حتی در سطح غلظت پایین، به وسیله روشهای تجزیه نسبتاً ساده و سریع، با دقت بالا امکان پذیر باشد (رولینسون، ۱۹۹۲).

• **نمودارهای چند عنصری نرمالیزه یا نمودارهای عناصر ناسازگار (نمودارهای عنکبوتی):**

سنجش مقدار عناصر فرعی (عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) در بازالت ها، بنیادهای نوینی را در زمینه بررسی مسائل تکتونوماگمایی در جایگاه هایی با دیدگاه های زمین شناسی مختلف جهان بنا نهاده است و سنجش عناصر فوق نتایج بسیار جالبی را در تعیین خاستگاه سنگ های بازالتی به بار آورده است. برای این منظور پژوهشگران مختلف، نمودارهایی را پیشنهاد نموده اند که به نمودارهای عنکبوتی شهرت یافته است. از این نمودارهای عنکبوتی می توان در حل مسائل تکتونوماگمایی سنگ های مختلف به ویژه سنگ های بازالتی استفاده کرد. نمودارهای عنکبوتی در هر یک از مناطق تکتونیکی شکل مخصوص به خود را دارا است. برای مثال نمودارهای متعلق به بازالت های آکالن مربوط به شکاف های قاره ای، شکلی بسیار یکنواخت و نمودارهای بازالت های مناطق فرورانش اشکال غیریکنواخت و میله ای مانندی دارد.

نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با مانتو و کندریت و نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با MORB برای مطالعه ژئوشیمیایی سنگهای منطقه به کار گرفته شدند. ترتیب قرارگیری این عناصر در نمودار به صورتی است که عناصر با تحرک نسبی بیشتر ( $Sr, K, Rb, Ba$ ) در سمت چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند و عناصر غیر متحرک نیز از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند. در زیر نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای مناطق مورد مطالعه آورده شده است.



شکل ۵-۹ الف و ب: دیاگرام عنکبوتی عناصر کمیاب ولکانیک های منطقه برحسب کنادریت و الگوی عناصر ناسازگار بر حسب گوشته اولیه (مک دونالد و سان، ۱۹۹۵)

با توجه به این نمودار ها می توان چنین نتیجه گرفت:

- ۱- الگویی با درجه تفریق نه چندان زیاد در این نمودارها مشاهده می گردد.
- ۲- در این نمودارها آنومالی منفی Eu مشاهده می شود. آنومالی های Eu اغلب توسط فلدسپاتها (به ویژه در ماگمای فلسیک) کنترل می شود. زیرا Eu (در حالت دوظرفیتی) در پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم سازگار است در حالی که سایر REE سه ظرفیتی ناسازگار هستند. آنومالی منفی Eu که در این جامشاهده می شود ناشی از دگرسانی سدیک پلاژیوکلازهای باشد زیرا EU در پلاژیوکلازها تمایل زیادی به جانشینی کلسیم دارد (هندرسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۴).
- ۳- همانطور که در این نمودار ها مشاهده می شود مقادیر REE بهنجار شده بر حسب کندریت و گوشته اولیه حاکی از غنی شدگی LREE نسبت به HREE می باشند. فقیر شدگی HREE نسبت به LREE احتمالاً در اثر وجود گارنت در سنگ منشأ است کاهش HREE در این بازالتها با منشاء گارنت لرزولیتی (گارنت برجا مانده و سایر اجزاء ذوب شده) سازگار است. از دیگر دلایل غنی شدگی عناصر فوق العاده ناسازگار (یا  $HREE < LREE$ ) احتمالاً می تواند نتیجه واکنش مذاب با پوسته قاره ای باشد (ویلسون<sup>۲</sup>، ۱۹۸۹).
- ۴- از آنجا که یکی از شرایط لازم برای تشکیل گارنت عمق مناسب است لذا در سنگهایی که میزان عناصر کمیاب سبک آنها در مقایسه با عناصر کمیاب سنگین غنی شدگی نشان می دهد، ماگمای اولیه این سنگها از اعماق منشأ می گیرد و نیز متحمل درجه نسبتاً کم ذوب بخشی شده که کانی گارنت به صورت فاز باقی مانده در سنگ اولیه به جا مانده است.
- ۵- تمامی ولکانیک ها دارای آنومالی های شبیه به هم هستند که حاکی از ژنز یکسان این سنگها از یک ماگمای مادر بوده است.

---

<sup>1</sup> Henderson

<sup>2</sup> Wilson



# فصل ششم

## نتیجه گیری:

جهت بررسی بیشتر درمورد وضعیت زمین شناسی پالئوزوئیک ایران مرکزی، سنگ‌های آتشفشانی در مناطق مختلف مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. سنگ‌های نمونه برداری شده کم و بیش یکنواخت و غالباً از نوع بازالت می‌باشند. غنای این بازالتها از نظر تیتان، وسعت زیاد و ضخامت قابل توجه و میان لایه بودن این افق‌های ولکانیکی و رسوبات نشان دهنده ارتباط آنها به یک رژیم زمین ساختی کششی از نوع ریفت درون قاره ای می‌باشد. مطالعات ژئوشیمیایی نشان از طبیعت تولییتی متمایل به آلکالن (تحولی) ماگماتیسم ویکسان بودن تقریبی شرایط پتروژنز و ماهیت ولکانیسم و خاستگاه آنها میباشد. الگوی تغییرات عناصر کمیاب و نمودارهای عنکبوتی حاکی از درجات نسبتاً کم آلایش ماگمایی است. ماهیت انتقالی تا قلیایی و درجه ذوب بخشی محاسبه شده نشان از نازک شدگی پوسته ای در طی پالئوزوئیک زیرین و ارتباط آن با یک محیط کششی درون قاره ای در این زمان می‌باشد. تاکنون تصور می‌شد که جنبش‌های هرسی نین در ایران تنها با وقوع خشکی زایی همراه بوده است. پیدایش سنگ‌های نفوذی در شمال شرق اصفهان (زفره \_ باقرآباد) بیانگر رخداد ضعیف ماگماتیسم ناشی از حرکات محلی در پوسته ایران زمین در هنگام وقوع این جنبش‌ها بوده است.

## منابع:

- نبوی م. ح.، "دیبچه ای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.
- کبریائی زاده م.ر.، "بیواستراتیگرافی کنودونت های دونین پسین در ناحیه زفره، شمال شرق اصفهان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۶) ۱۲۲ صفحه.
- حقی پورا، واله ن.، پلیس ح. و داودزاده م.، "چهارگوش زمین شناسی اردکان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۹۷۷) ۱۲۱ صفحه.
- هایرابطیان و.، "بیواستراتیگرافی سنگهای دونین زیرین در ناحیه دالمه، شمال شرق اردکان بر اساس کنودونتها و بقایای مهره داران"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۸) ۱۴۱ صفحه
- کریم زاده ثمرین ع.، "کاربرد داده های ژئوشیمیایی"، تالیف رولینسون، (۱۹۹۲)، انتشارات دانشگاه تبریز، (۱۳۸۱) ۵۵۷ صفحه
- قاسمی ح.، درختی م.، "کانی شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیون در تشکیل سنگ های آذرین پالئوزوئیک زیرین در منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص ۲۰۷-۲۲۴
- هوشمند زاده ع.، علوی نایینی م.، حقی پور، "تحول پدیده های زمین شناسی ناحیه تروند (پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان زمین شناسی کشور، (۱۹۷۸) ۱۳۸ صفحه.
- زاهدی م.، "بررسی زمین شناسی ناحیه سه، جنوب کاشان، گزارش شماره ۲۷ سازمان زمین شناسی کشور"، (۱۳۷۱) ۱۹۷ صفحه.
- آیتی ف.، خلیلی م.، نقره ثیان م.، "پترولوژی و ژئوشیمی ماگماتیسیم پالئوزوئیک زیرین دردره ایبانه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۳).

ناجی ا.، قاسمی ح.، "پتروژنز سنگ های آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخش هایی از ایران مرکزی"، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۸۳).

Nisbet E. G., Pearce, J. A., "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 63 (1977) 149-160.

Morimoto N., "Nomenclature of Pyroxenes", *Canadian Mineralogist* 27 (1988) 143-156.

Le Bas M. J., "The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260 (1962) 267-288.

Kushiro J., "Si-Al relation in clinopyroxene from igneous rocks", *American Journal of Science* 258 (1960) 548-554. Leterrier J., Maury R. C., Thonon P.G., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters* 59 (1982) 139-154.

Cox K. G., Bell, J. D., Pankhurst, "The interpretation of igneous rocks", London, Allen & Unwin, (1979) 450 p.

Wincheter J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element", *Chemical Geology* 20 (1977) 325-343.

Floyd P. A., Winchester J. A., "Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile elements", *Earth planet Science Letters* 27 (1975) 211-218.

Piccirillo E.M., Justin-Visentin E., Zanettin B., Joron J.L., Treuil M., "Geodynamic evolution from plateau to rift: Major and trace element geochemistry of the central eastern Ethiopian plateau volcanics", *Neues Jahrb, Geol. Palaeontology Abstract* 158 (1979) 139-179.

Irvin, T.N., Baragar W.K.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", *Canadian Journal of Earth Science* 8 (1971) 523-548.

Nocklds S. R., Allen R., "The geochemistry of some igneous rock series", *Geochim Cosmochim Acta* 4 (1954) 42-105.

Rogers J.J.W., Rayland P.C., "Trace elements in continental margins magmatism", Part1. *Sociaty American Bulliten* 91 (1980) 196-198.

Wilson M., "Igneous Petrogenesis", published by the Academic Division of Unwin Hyman Ltd (1989) 421 p.

Alvaro J.J., Ezzouhairi H., Vennin E., Riberiro M.L., Clausen S., Charif A., Ait Ayad N., Moreira M.E., "The early Cambrian Boho volcano of the El Graraa massif, Morocco, Petrology, Geodynamic setting and coeval sedimentation", *Journal of African Earth Science*, 44 (2006) 396-410.

Pearce J. A. Norry M. J., "Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 69 (1979) 33-47.

Pearce J. A., "Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries", In: Thorpe, R. S. (ed.), *Andesites*, Wiley, Chichester (1982) 525-548.

Stocklin J., "Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia", *Mem. Ser. Soc. Geol. France* 8 (1977) 333-353.

Assereto R., 1963, "The Paleozoic formations in central Elbourz (Iran)", Preliminary note; *Riv. Ital. Paleontology Stratigraphy* 4 (1963) 505- 543.

Gansser A., "New aspects of the Geology in central Iran (with discussion)", *World Petrol. Congress 4th, Rome 1* (1995) 278-300.

McDonough W. F., Sun S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology*, 120 (1995) 223-254.

Sun S., Hanson G.N., "Evolution of the mantle: Geochemical evidence from alkali basalt", *Geology* 3 (1975) 297-302.

Wass S.Y., Rogers N.W., "Mantle metasomatism – precursor to alkaline continental volcanism", *Geochim Cosmochim Acta* 44 (1980) 1811-1823.

Conly A. J., Brenan J. M., Bellon H., Scott S.D., "Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico", *Journal of volcanology and Geothermal Research* 142 (2005) 303-341.

Jung S., Hoernes S., "The major and trace element and isotope geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhona area: petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere lithosphere interactions", *Journal of volcanology and geothermal research* 99 (2000) 27-53.

Hall A., "Igneous petrology", Longman publishing (1990) 552p.

Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision and extension related provinces: A comparison between Eastern, Central and Western Anatolia", *Earth-Science Reviews* 80 (2007) 219-238.

Hawkesworth C.J.K., Gallagher I.M., Herget F., McDermott, "Destructive plate margin magmatism: geochemistry and melt generation", *Lithos*, 33 (1994) 169-188.

Widdowson M., Pringle M. S., Fernandez O.A., "A post K-T boundary (early Paleocene) age for Deccan-type feeder dykes, Goa, India", *Journal of petrology* 41 (2000) 1177-1194.

Rao D.R., Rai H., "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India", *A geochemical study, Gondwana Research* 9 (2006) 512-523.

Weaver B. L., Tarney J., "The Scourie dyke suite: petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontinental mantle", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 78 (2001)175-188.

Allichi P., Temel A., Gourguad A., "Pb-Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of Quaternary extension – related alkaline volcanism: a case study of Kula region", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115 (2002) 487-510.

Kuepoue G., Tchouankoue J.P., Nagao T., Sato H., "Transitional tholeiiti basalts in the tertiary Bana volcano- plutonic complex, Cameroon line", *Journal of African Earth Science* 45 (2006) 318-332.

Green D.H, Ringwood A.E., "Genesis of the calcalkaline igneous rock suite", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 18 (1968) 105-162.

Green D.H., "Experimental mantle composition under water saturated and water unsaturated conditions", *Earth and planetary science letters* 19 (1973) 37-53.

Hirschmann M.M., Ghiorse M.S., Wasylenki L.E., Asimow P.D., Stolper E.M., "Calculation of Peridotite partial melting from thermodynamic models of minerals and melts, I. Methode and composition to experiment", *Journal of Petrology* 39 (1998) 1091-1115.

Alavi Naini M., "Etude geological de la region de jam", *Geological Survey of Iran*, (1972) 44P