

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

موضوع :

پترولوژی ، پتروژنز و جایگاه چینه نگاری سنگهای آتشفشانی  
ژوراسیک در زون البرز شرقی

نگارش :

صدیقه مقدسی

استاد راهنما :

دکتر حبیب ا... قاسمی

استاد مشاور :

دکتر عزیزا... طاهری

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

# فهرست مطالب

چکیده

پیشگفتار

صفحه

## فصل اول - کلیات ----- ۱

- ۱ - ۱ - موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه ----- ۱
- ۱ - ۲ - راههای ارتباطی ----- ۳
- ۱ - ۳ - آب و هوا ----- ۸
- ۱ - ۴ - مطالعات پیشین ----- ۹
- ۱ - ۵ - اهداف مطالعه ----- ۱۱
- ۱ - ۶ - روشهای مطالعاتی ----- ۱۱

## فصل دوم - زمین شناسی عمومی مناطق مورد مطالعه ----- ۱۲

- ۲ - ۱ - مقدمه ----- ۱۲
- ۲ - ۲ - پیکره های سنگی در بردارنده واحدهای آذرین مورد مطالعه ----- ۱۲
- ۲ - ۳ - پیکره های آذرین مورد مطالعه ----- ۱۴
- ۲ - ۳ - ۱ - شه میرزاد ----- ۱۴
- ۲ - ۳ - ۲ - چشمه علی ----- ۱۶
- ۲ - ۳ - ۳ - طزره ----- ۱۶
- ۲ - ۳ - ۴ - قشلاق ----- ۱۸
- ۲ - ۴ - تکتونیک مناطق مورد مطالعه ----- ۳۲
- ۲ - ۵ - منابع معدنی ----- ۳۴

## فصل سوم - پتروگرافی ----- ۳۷

- ۳ - ۱ - مقدمه ----- ۳۷
- ۳ - ۲ - پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه شه میرزاد ----- ۳۷
- ۳ - ۳ - پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه چشمه علی ----- ۳۸
- ۳ - ۴ - پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه طزره ----- ۳۹
- ۳ - ۵ - پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه قشلاق ----- ۴۳

## فصل چهارم - ژئوشیمی ----- ۵۴

- ۴ - ۱ - مقدمه ----- ۵۴
- ۴ - ۲ - آماده سازی و تصحیح داده های ژئوشیمی ----- ۵۴
- ۴ - ۳ - کاربرد داده های عناصر اصلی ----- ۵۸
- ۴ - ۳ - ۱ - طبقه بندی سنگهای آذرین ----- ۵۸
- الف - طبقه بندی شیمیایی ----- ۵۸

۵۹	ب - طبقه بندی نورماتیو
۶۱	۴ - ۳ - ۲ - روندهای ژئوشیمیایی
۶۱	الف - دیاگرامهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به MgO
۶۶	ب - دیاگرامهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به ضریب تفریق
۶۸	ج - دیاگرامهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق
۷۶	۴ - ۴ - دیاگرامهای عنکبوتی عناصر کمیاب
۸۲	۴ - ۵ - تعیین سریهای ماگمایی و جایگاه تکتونیکی
۸۲	۴ - ۵ - ۱ - سریهای ماگمایی
۸۵	۴ - ۵ - ۲ - جایگاه تکتونیکی
۸۹	۴ - ۶ - دیاگرامهای عنکبوتی مقایسه ای
۹۳	<b>فصل پنجم - پتروژنز</b>
۹۳	۵ - ۱ - مقدمه
۹۴	۵ - ۲ - ویژگیهای بازالت های آلكالن محیط درون قاره ای
۹۵	۵ - ۳ - جایگاه تکتونیکی و جغرافیای دیرینه سازند شمشک
۱۰۰	۵ - ۴ - الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه
۱۰۷	۵ - ۵ - نتیجه گیری
۱۰۸	<b>فهرست منابع</b>

**Abstract**

## فهرست اشکال ، تابلوها و جداول

صفحه

- شکل ۱-۱ - موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه ----- ۲
- شکل ۱-۲ - الف - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه شهمیرزاد ----- ۴
- شکل ۱-۲ - ب - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه چشمه علی ----- ۵
- شکل ۱-۲ - ج - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه طزره ----- ۶
- شکل ۱-۲ - د - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه قشلاق ----- ۷
- شکل ۱-۳ - پراکندگی سنگهای آتشفشانی زمان ژوراسیک آغازی ----- ۱۰
- شکل ۲-۱ - واحدهای ساختاری ایران ----- ۱۳
- شکل ۲-۲ - موقعیت چینه نگاری واحد آذرین در مناطق شهمیرزاد و چشمه علی ----- ۱۷
- شکل ۲-۳ - موقعیت چینه نگاری در مناطق طزره و قشلاق ----- ۱۹
- شکل ۲-۴ - نمایی از سیل طزره ----- ۲۰
- شکل ۲-۵ - نمایی از سیل منطقه قشلاق ----- ۲۱
- شکل ۲-۶ - نقشه گسلهای منطقه شهمیرزاد ----- ۳۵
- شکل ۲-۷ - نقشه گسلهای منطقه چشمه علی و طزره ----- ۳۶
- شکل ۳-۱ - بررسی تبلور در سیستم آلبیت - آنورتیت - دیوپسید ----- ۴۱
- شکل ۳-۲ - حلالیت سیلیس و هیدروکسید آلومینیم به عنوان تابعی از PH ----- ۴۴
- شکل ۴-۱ - نمودار سیلیس آلکالی برای تصحیح اکسید آهن ----- ۵۷
- شکل ۴-۲ - نمودارهای طبقه بندی شیمیایی ----- ۶۰
- شکل ۴-۳ - نمودار طبقه بندی نورماتیو ----- ۶۲
- شکل ۴-۴ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر اکسید منیزیم ----- ۶۵
- شکل ۴-۵ - نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق ----- ۶۹
- شکل ۴-۶ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق ----- ۷۵
- شکل ۴-۷ - نمودارهای تغییرات جفت عناصر ناسازگار ----- ۷۷
- شکل ۴-۸ - نمودارهای عنصر سازگار در برابر عنصر ناسازگار ----- ۷۸

شکل ۴ - ۹ - نمودارهای نسبت عناصر ناسازگار در برابر نیوبیم ----- ۷۸

شکل ۴ - ۱۰ - نمودارهای تغییرات Th در برابر Ba / La و Nb / La ----- ۷۹

شکل ۴ - ۱۱ - نمودارهای مقایسه ای با شیشه های معین شده به طریق تجربی ----- ۷۹

شکل ۴ - ۱۲ - نمودارهای عنکبوتی ----- ۸۳

شکل ۴ - ۱۳ - نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی ----- ۸۶ و ۸۷

شکل ۴ - ۱۴ - نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی ----- ۹۰ و ۹۱

شکل ۴ - ۱۵ - نمودارهای عنکبوتی مقایسه ای ----- ۹۲

شکل ۵ - ۱ - پیدایش نئوتتیس ----- ۹۶

شکل ۵ - ۲ - برخورد توران با اوراسیا ----- ۹۶

شکل ۵ - ۳ - بسته شدن پالتوتتیس ----- ۹۷

اشکال ۵ - ۴ و ۵ - ۵ ----- ۱۰۵

اشکال ۵ - ۶ و ۵ - ۷ ----- ۱۰۶

تابلو ۲ - ۱ ----- ۲۷

تابلو ۲ - ۲ ----- ۲۹

تابلو ۲ - ۳ ----- ۳۱

تابلو ۳ - ۱ ----- ۴۹

تابلو ۳ - ۲ ----- ۵۱

تابلو ۳ - ۳ ----- ۵۳

جدول ۴ - ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سنگی بعد از اعمال تصحیحات ----- ۵۵

## چکیده

در قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی یک سری سنگهای آذرین بازیک به عنوان گدازه گزارش شده است. اما بررسی دقیق برآوردهای زمین شناسی این سنگها در مناطق شه میرزاد، چشمه علی، طزره و قشلاق در اطراف شاهرود، دامغان و سمنان نشان می دهد که در مناطق شه میرزاد و چشمه علی این سنگها از نوع گدازه و در مناطق طزره و قشلاق از نوع آذرین درونی و به شکل سیل و دایک هستند. این سنگها در مناطق شه میرزاد و چشمه علی از نوع آلکالی الیوین بازالت بوده و بشدت دگرسان شده اند. بطوریکه در شه میرزاد لایه های لاتریتی و بوکسیتی حاصل دگرسانی سنگهای آذرین به وفور مشاهده می شود. الیوین بازالت های آلکان از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، الیوین و پیروکسن در خمیره ای ریز بلور تشکیل شده و بافت های اینترسرتال و اینترگرانولار نشان می دهند. پیروکسن موجود بیشتر از نوع ارتوپیروکسن است.

سنگهای آذرین منطقه طزره را با توجه به اینکه بصورت سیل و دایک هستند می توان دیاباز نامید. این سنگها تقریباً تمام بلورین بوده و بافت های افیتیک و پویی کلیتیک نشان می دهند. همچنین درشت بلورها از نوع پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند.

در برنزد قشلاق، این توده به شکل یک سیل بزرگ تفریق یافته، به ضخامت حدود ۲۰۰ متر دیده می شود. طیف تفریقی آن از پائین به بالا از الیوین گابرو تا مونزونیت تغییر می کند. سنگهای این منطقه دارای بافت دانه ای نیمه شکلدار و گاهی پویی کلیتیک هستند. فراوانترین کانیهای موجود، پلاژیوکلاز و آمفیبول می باشند. در این سنگها تیغه های نازک آپاتیت به صورت ادخال درون پلاژیوکلازها مشاهده می شود. کانی آمفیبول به دو صورت اولیه با بلورهای خودشکل و کلیواژهای رومبوندی و ثانویه مشاهده می شود. الیوین گابروها دارای مقداری الیوین هستند. کانی الیوین در ترکیبات دیوریتی و مونزونیتی وجود ندارد.

نمونه های مناطق شه میرزاد، چشمه علی و طزره تنوع پتروگرافی نداشته، بنابراین نمودارهای تغییرات مربوط به این مناطق روند خاصی را نشان نمی دهند. در حالی که در منطقه قشلاق تنوع پتروگرافی وجود دارد و روندهای تفریقی دیده می شود. تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه های قشلاق نشان می دهد که تبلور کانیهای مثل الیوین و پیروکسن باعث کاهش  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{FeO}$  و افزایش  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  در مذاب باقی مانده شده است. روند افزایشی  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  و روند کاهش  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  با افزایش ضریب تفریق روندی طبیعی است. کروم، نیکل و کبالت عناصری سازگار بوده و با افزایش ضریب تفریق میزان این عناصر کاهش می یابد. بررسی نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت نشان می دهد که نمونه های مورد مطالعه از HFSE, LILE, LREE غنی شده اند و از پتاسیم و سربیم تهی شده اند، که این تهی شدگی به خاطر تحرک طی آلتراسیون می باشد. در نمودارهای تعیین سری ماگمایی، نمونه های مورد مطالعه در محدوده آلکان و ساب آلکان واقع می شوند. به خاطر شدت دگرسانی و خروج آلکالیها از سنگ، ماهیت این سنگها به سمت کالکوآلکان تمایل پیدا کرده است. در نمودارهای تکتونیک، تمامی نمونه ها در محدوده داخل صفحه قرار می گیرند. کلاً بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می دهد که این سنگها همگی ماهیت آلکان داشته و در جایگاه درون صفحه ای قاره ای تشکیل شده اند. این جایگاه با محیط کششی سازند شمشک کاملاً منطبق می باشد. سنگهای مورد مطالعه از ذوب بخشی درجه پایین لیتوسفر زیر قاره ای منشأ گرفته اند.

## فصل اول

### کلیات

#### ۱-۱- موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه

در این تحقیق ، جهت انجام مطالعه سنگهای آذرین قاعده سازند شمشک ، چهار منطقه در نواحی مختلف استان سمنان مورد بررسی قرار گرفته است ( شکل ۱ - ۱ ) ، که عبارتند از :

##### ۱-۱-۱- شهمیرزاد

منطقه مورد مطالعه در ۲۴ کیلومتری شمال شهرستان سمنان ، در محدوده بخش شهمیرزاد به مختصات جغرافیایی طول  $۲۸^{\circ} ۱۹'$  تا  $۳۰^{\circ} ۵۳'$  شرقی و عرض  $۳۰^{\circ} ۴۷'$  تا  $۳۵^{\circ} ۳۵'$  شمالی واقع است .

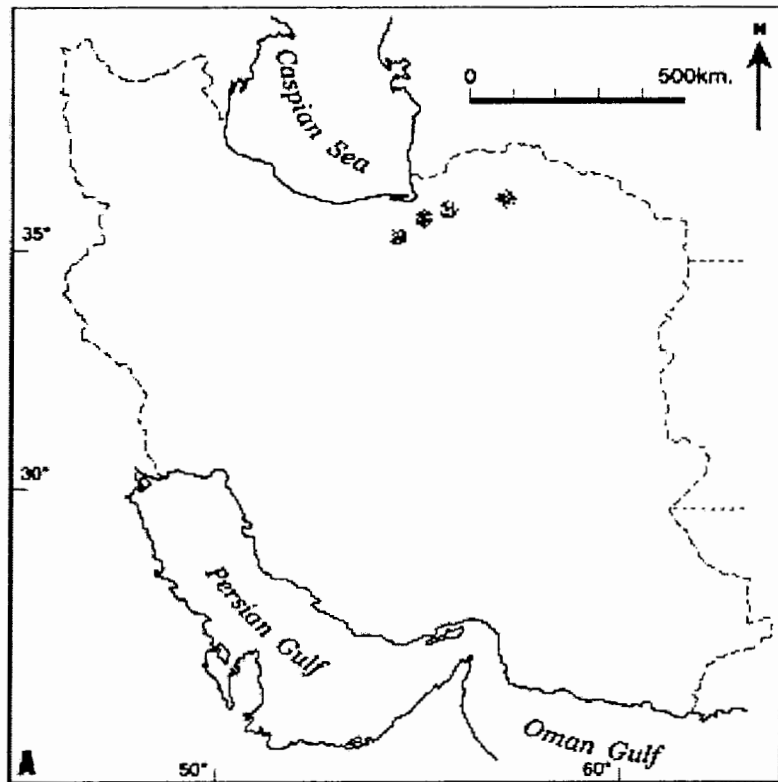
##### ۱-۱-۲- چشمه علی

این منطقه در ۲۰ کیلومتری شمال شهرستان دامغان و ۱۰ کیلومتری چشمه علی در محدوده طولهای جغرافیایی  $۴۸^{\circ} ۵۴'$  تا  $۵۴^{\circ} ۷'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $۱۵^{\circ} ۳۶'$  تا  $۳۶^{\circ} ۱۵'$  شمالی واقع شده است .

##### ۱-۱-۳- طزره

منطقه طزره در ۸۰ کیلومتری غرب شهرستان شاهرود و ۴۰ کیلومتری شمال دامغان در محدوده طولهای جغرافیایی  $۲۲^{\circ} ۲۸'$  تا  $۵۴^{\circ} ۲۸'$  شرقی و عرض جغرافیایی  $۲۴^{\circ} ۳۶'$  تا  $۳۶^{\circ} ۲۴'$  شمالی قرار دارد .





شکل ۱ - ۱ - موقعیت جغرافیایی مناطق مورد مطالعه . از چپ به راست عبارتند از : شهمیرزاد ، چشمه علی ، طزره و قشلاق .

### ۱-۱-۴- قشلاق

این منطقه در کیلو متر ۲۵ جاده آزادشهر به شاهرود در نزدیکی معدن قشلاق در محدوده طولهای جغرافیایی ۱۸°۴۵ تا ۵۵°۲۳'۵ شرقی و عرضهای جغرافیایی ۵۷°۳۶ تا ۳۷° شمالی واقع شده است .

### ۱-۲- راههای ارتباطی

#### ۱-۲-۱- شه میرزاد

ناحیه شه میرزاد از جنوب از طریق جاده آسفالت به مهدی شهر و سمنان ، از شمال با جاده آسفالت و عبور از محور چاشم به روستای ورسک در استان مازندران و از شرق بوسیله جاده آسفالت به فولادمحله و شهرستان ساری متصل می شود . برش مورد مطالعه در ۴ کیلومتری شمال شه میرزاد قرار دارد و از طریق جاده آسفالت چاشم براحتی می توان به آن دسترسی پیدا کرد ( شکل ۱ - ۲ - الف ) .

#### ۱-۲-۲- چشمه علی

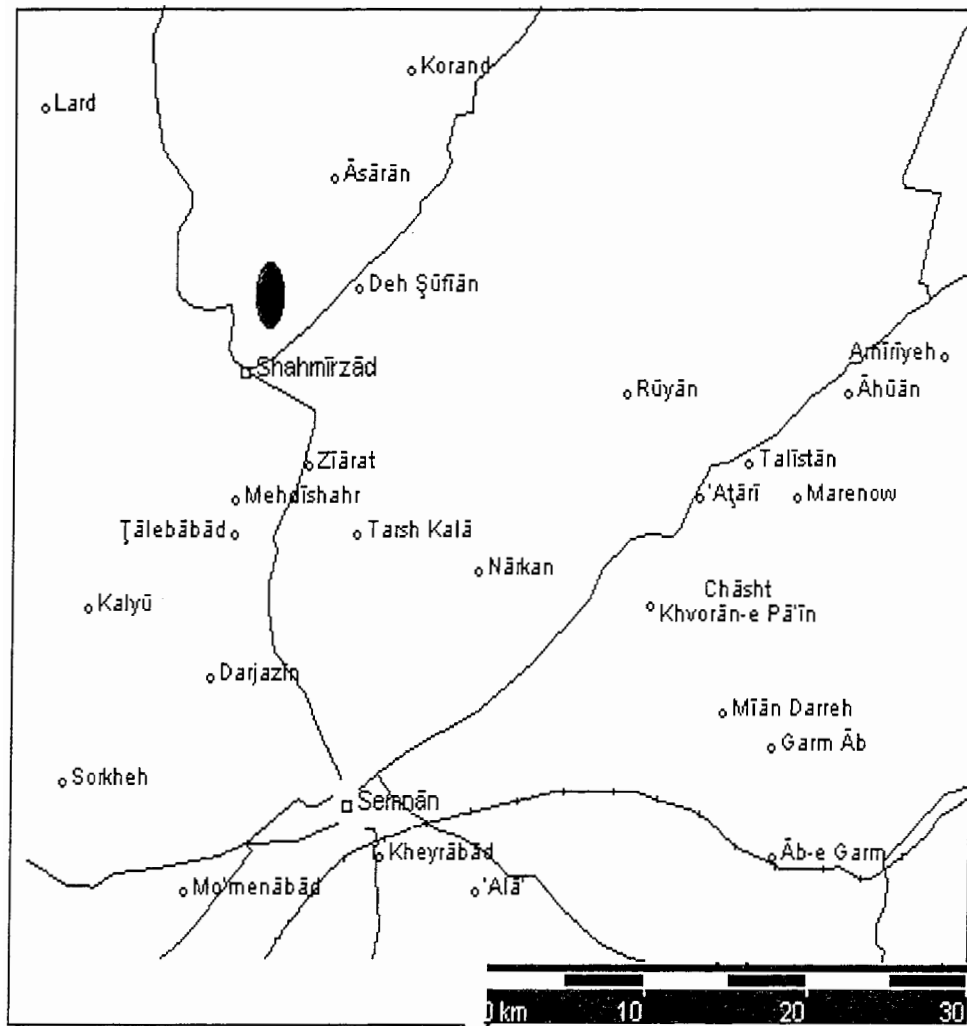
منطقه مورد نظر در ۲۰ کیلومتری شمال دامغان قرار داشته و از طریق جاده آسفالت دامغان - چشمه علی براحتی می توان به آن دسترسی پیدا کرد ( شکل ۱ - ۲ - ب ) .

#### ۱-۲-۳- طزره

این منطقه در ۸۰ کیلومتری غرب شهر شاهرود و ۴۰ کیلومتری شمال دامغان در مسیر معدن زغال سنگ طزره واقع شده است و از طریق جاده آسفالت دامغان - شاهرود می توان به آن دسترسی پیدا کرد . طول جاده آسفالت اصلی دامغان - شاهرود تا طزره حدود ۳۵ کیلومتر می باشد ( شکل ۱ - ۲ - ج ) .

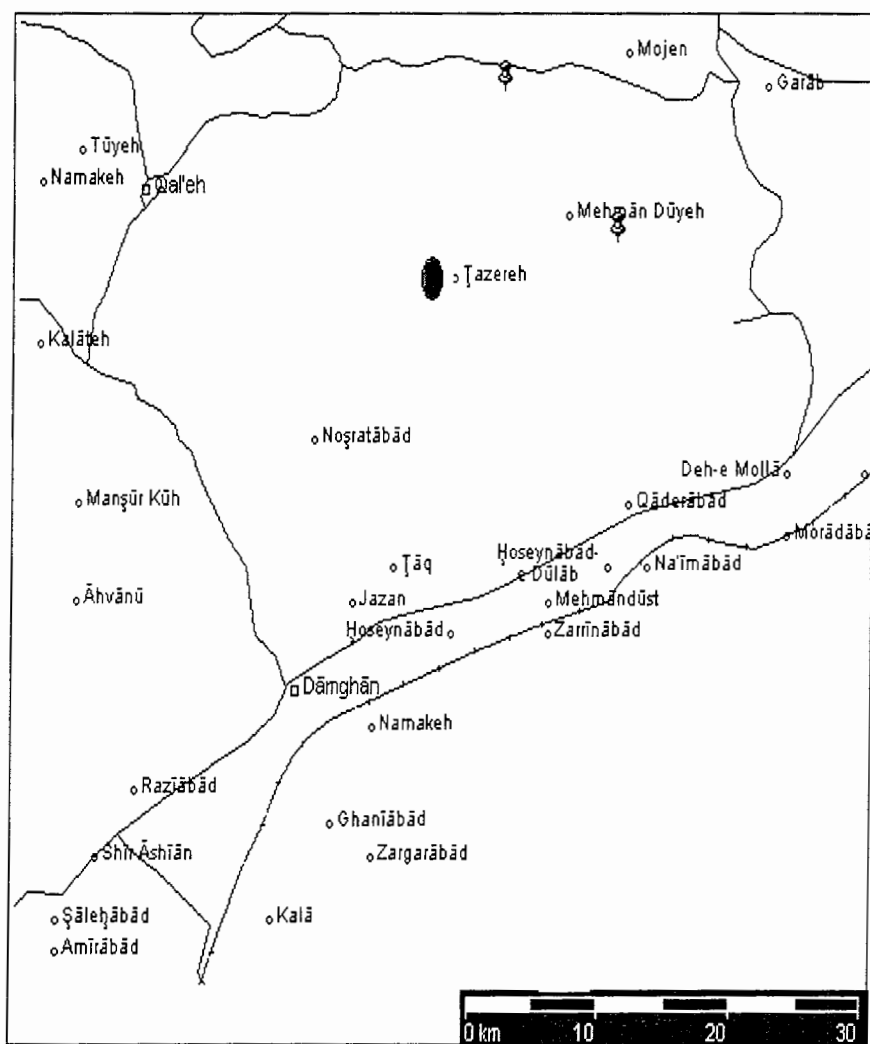
#### ۱-۲-۴- قشلاق

این منطقه در کیلومتر ۲۵ جاده آزادشهر - شاهرود قرار دارد و از طریق محور اصلی شاهرود - آزادشهر می توان به آن دسترسی پیدا کرد . منطقه مورد نظر بعد از معدن قشلاق در سمت راست جاده واقع شده است ( شکل ۱ - ۲ - د ) .

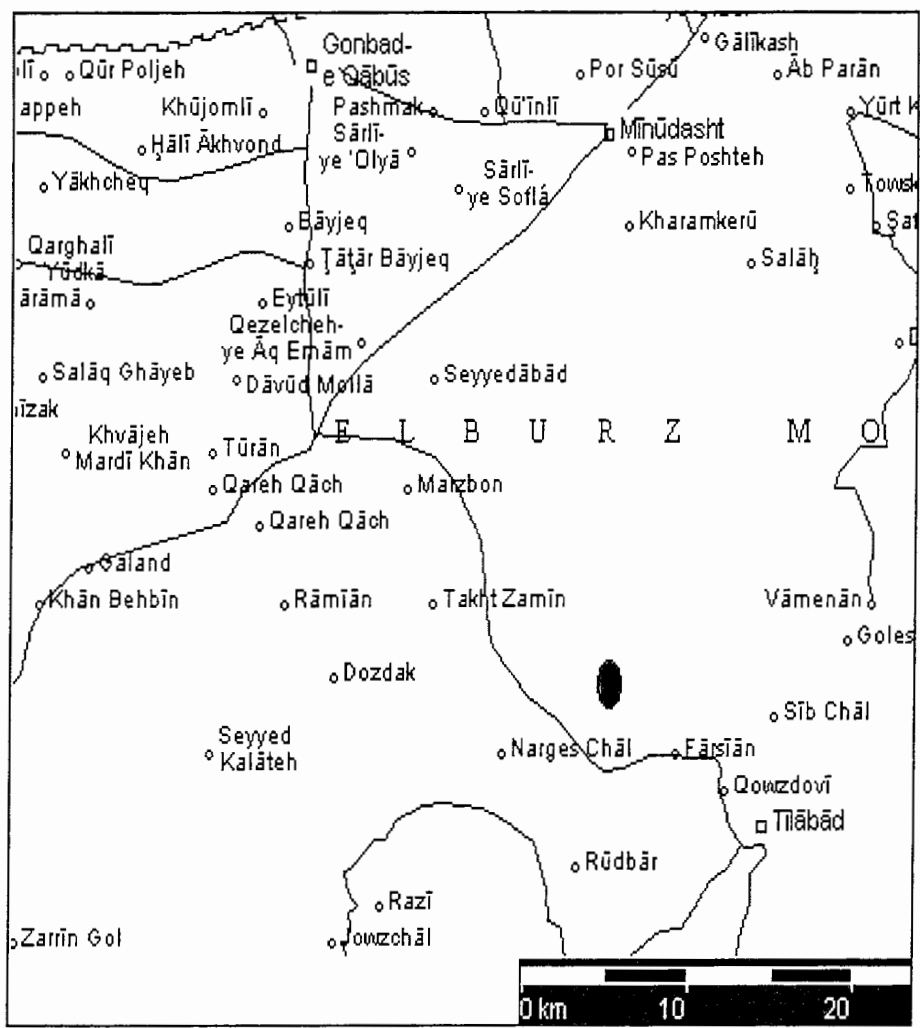


شکل ۱-۲ - الف - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه شهمیرزاد.





شکل ۱-۲-۱ - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه طزره .



شکل ۱-۲-د - راههای ارتباطی و موقعیت منطقه قشلاق .

### ۱-۳- آب و هوا

#### ۱-۳-۱- شه میرزاد

این ناحیه دارای آب و هوای کوهستانی بوده و ناحیه مرزی مناطق شمالی - کویری می باشد . عناصر اصلی آن یعنی دما و بارندگی بیش از همه متأثر از عرض جغرافیایی و وضع ناهمواری است . میانگین دمای سالانه  $8/3$  درجه سانتی گراد و حداکثر دما در گرمترین ماه سال  $34$  درجه سانتی گراد می باشد . میانگین بارندگی سالیانه ناحیه  $300 - 200$  میلیمتر است . بالاترین میزان حرارت در مرداد ماه و کمترین مقدار آن در دی ماه ثبت شده است ( یآوری ،  $1378$  ) .

#### ۱-۳-۲- چشمه علی

از نظر آب و هوایی با توجه به تغییرات محسوس ارتفاعی در منطقه ، آب و هوای قسمتهای شمالی و باختری ، سرد تا معتدل و با بارش برف و باران و پوشش گیاهی بیشتر نسبت به قسمتهای خاوری و جنوبی است که دارای آب و هوای گرم و خشک می باشد . میانگین بارندگی در منطقه تقریباً  $90$  میلیمتر و میانگین دما از  $0/7$  درجه سانتی گراد در دی ماه تا  $26/1$  درجه سانتی گراد در تیرماه است . این منطقه خیلی بادخیز است و بادهای متعددی از جهات مختلف به آن می وزد ( آقابابالو ،  $1378$  ) .

#### ۱-۳-۳- طزره

این منطقه مشخصات آب و هوای کوهستانی و کویری یعنی تابستانهای گرم و طولانی و زمستانهای سرد و کوتاه را دارا می باشد . آب و هوای بخش شمالی حوضه ، مرطوب بوده و بقیه بخشهای منطقه دارای آب و هوای آلیپی کویری و زونهای کویری با پوشش پراکنده گیاهان بیابانی است ( حسینی ،  $1380$  ) . میانگین بارندگی در منطقه حدود  $120$  میلیمتر و میانگین دما در تیر ماه حدود  $25$  درجه سانتی گراد می باشد ( کبیری و رئیسی ،  $1354$  ) .

#### ۱-۳-۴- قشلاق

این منطقه از نظر جوی مسیر عبور ابرهای پر باران دریای خزر بوده و چون اختلاف ارتفاع از شمال به جنوب زیاد می شود ، در فصل زمستان در ارتفاعات برف و در فصلهای دیگر باران می بارد

در ارتفاعات بالا جنگلهای انبوه ایجاد شده است. چشمه هایی بصورت پراکنده در منطقه وجود داشته که اکثراً از انتهای گسلها سرچشمه گرفته اند و دبی آنها کم است ( یزدی ، ۱۳۶۱ ).

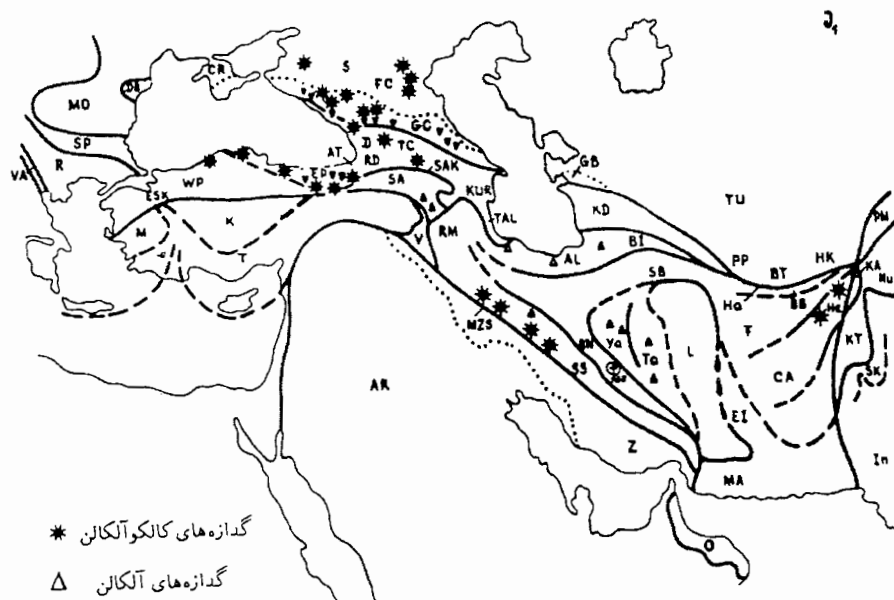
#### ۱-۴- مطالعات پیشین

زمین شناسان متعددی سنگهای آذرین قاعده سازند شمشک را در نقاط مختلف البرز گزارش کردند. اولین بار فورون ( ۱۹۴۱ ) در ناحیه آبیگ سنگهای بازالتی آلکالن را گزارش نمود. گلوس ( ۱۹۶۴ ) در قاعده سازند شمشک البرز مرکزی سنگهای آذرین بازیک را گزارش کرد. وی اظهار داشت که در ناحیه کندوان حدود ۳۰ متر سنگهای آذرآواری در قاعده گروه شمشک وجود دارد. آلباخ ( ۱۹۶۶ ) سنگهای آتشفشانی را بین الیکا و شمشک در ناحیه دماوند و شمال شه میرزاد گزارش کرد. در نواحی دامغان سنگهای آتشفشانی درون گروه شمشک توسط علوی نائینی ( ۱۹۷۲ ) گزارش شده است. کارشناسان شرکت ملی فولاد ایران ( ۱۹۷۶ - ۱۹۷۳ ) وجود سنگهای آتشفشانی را در ناحیه قشلاق گزارش کرده اند. نبوی ( ۱۹۷۵ ) سنگهای آتشفشانی را بین دو سازند الیکا و شمشک در ناحیه سمنان گزارش کرد و نام برده سازند آتشفشانی جابان را در این ناحیه عنوان کرد.

دیویس و همکاران ( ۱۹۷۵ ) سنگهای آتشفشانی را درون گروه شمشک در منطقه قزوین گزارش کرده اند. اشتامپفلی ( ۱۹۷۸ ) حضور یک توده پلوتونیک را درون سازند شمشک در ۲۵ کیلومتری آزادشهر بیان کرده است، که همان توده مورد مطالعه می باشد. در گزارشات شرکت ملی فولاد ایران ( ۱۳۵۴ )، از سنگهای آذرین در منطقه طزره نام برده شده است که آن را بصورت سیل و دایک بیان کرده اند. بربریان ( ۱۹۸۱ ) زایش کافت قاره ای و ولکانیسم آلکالن زیر سازند شمشک را در ایران مرکزی و کپه داغ عنوان کرد. شمیرانی ( ۱۳۶۵ ) حضور گدازه های بازالتی را بین سازندهای الیکا و شمشک در منطقه قزوین - رشت بیان کرد. علیرضائی ( ۱۳۶۹ ) در شه میرزاد حضور یک لایه آتشفشانی را گزارش نمود. انلز و دیگران ( ۱۹۷۵ ) گدازه های رأس سازند الیکا را در شمال قزوین گزارش کرده اند ( ستودی نمین ، ۱۳۷۶ ). ستودی نمین ( ۱۳۷۶ ) عنوان کرد که سکانس آذرین محدودی در شمال غرب دره هیو ( شمال آبیگ در البرز مرکزی ) بین سازندهای الیکا و شمشک وجود دارد.



کلیه نواحی نامبرده شده متعلق به زون البرز می باشد . با توجه به شکل ۱ - ۳ ملاحظه میشود که سنگهای آتشفشانی ژوراسیک زیرین زون البرز ، از نوع آکالن می باشد . بجز از نواحی مختلف البرز در بخشهایی از ایران مرکزی ( ناحیه اقلید ، ناحیه سورمق در جنوب آباده ) ، بلوک لوت ( ناحیه قائن و گناباد ) و کپه داغ ( در سازند شیلی میانکوهی ) نیز این سنگهای آتشفشانی گزارش شده اند ( آقناباتی ، ۱۳۷۷ ) .



شکل ۱ - ۳ - پراکندگی سنگهای آتشفشانی در ژوراسیک آغازی ( کازمین و دیگران ، ۱۹۸۶ ) ، چنان که ملاحظه می کنیم این سنگها در البرز از نوع آکالن هستند .

## ۱-۵- اهداف مطالعه

علی رغم گزارش این سنگها توسط محققین مزبور ، از آنجائیکه هیچگونه مطالعه دقیق پترولوژیکی درباره آنها صورت نگرفته است ، لذا در این پایان نامه سعی بر آن است که با انجام مطالعات دقیق پتروگرافی و پترولوژی اهداف زیر حاصل گردد :

- تعیین گدازه ، سیل یا دایک بودن واحدهای آذرین مورد مطالعه

- تعیین پروژنز آنها

- تعیین ترکیب شیمیایی و سنگ شناسی آنها

- تعیین جایگاه تکتونیکی رخداد آنها

- تعیین جایگاه چینه ای آنها در ستونهای چینه شناسی مناطق یادشده

## ۱-۶- روشهای مطالعاتی

مطالعات در سه مرحله کتابخانه ای ، صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است . در مرحله کتابخانه ای به بررسی گزارشها و سوابق کار پرداخته شده است . پس از آن در چندین مرحله عملیات صحرایی ، ویژگیهای صحرایی واحدهای مربوطه مورد مطالعه قرار گرفته و از نمونه های سنگی مورد نظر ، نمونه برداری شده است . در مرحله آزمایشگاهی ابتدا با تهیه ۶۰ عدد مقطع نازک از این سنگها ، مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی انجام شده و سپس ۱۱ عدد از نمونه های مناسب جهت تعیین ترکیب شیمیایی آنها ، انتخاب و در شرکت کیان طیف زاگرس اصفهان به روش XRF مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته است . برای پردازش داده ها و ترسیم نمودارهای مورد نیاز از نرم افزارهای IGPET , NEWPET و MINPET استفاده شده است .

نهایتاً با توجه به نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی و با بهره گیری از نتایج بدست آمده از مطالعات سایر محققین در دیگر نقاط جهان بر روی مجموعه های سنگی مشابه ، پروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین مزبور تعیین شده است .

## فصل دوم

### زمین شناسی عمومی مناطق مورد مطالعه

#### ۲-۱- مقدمه

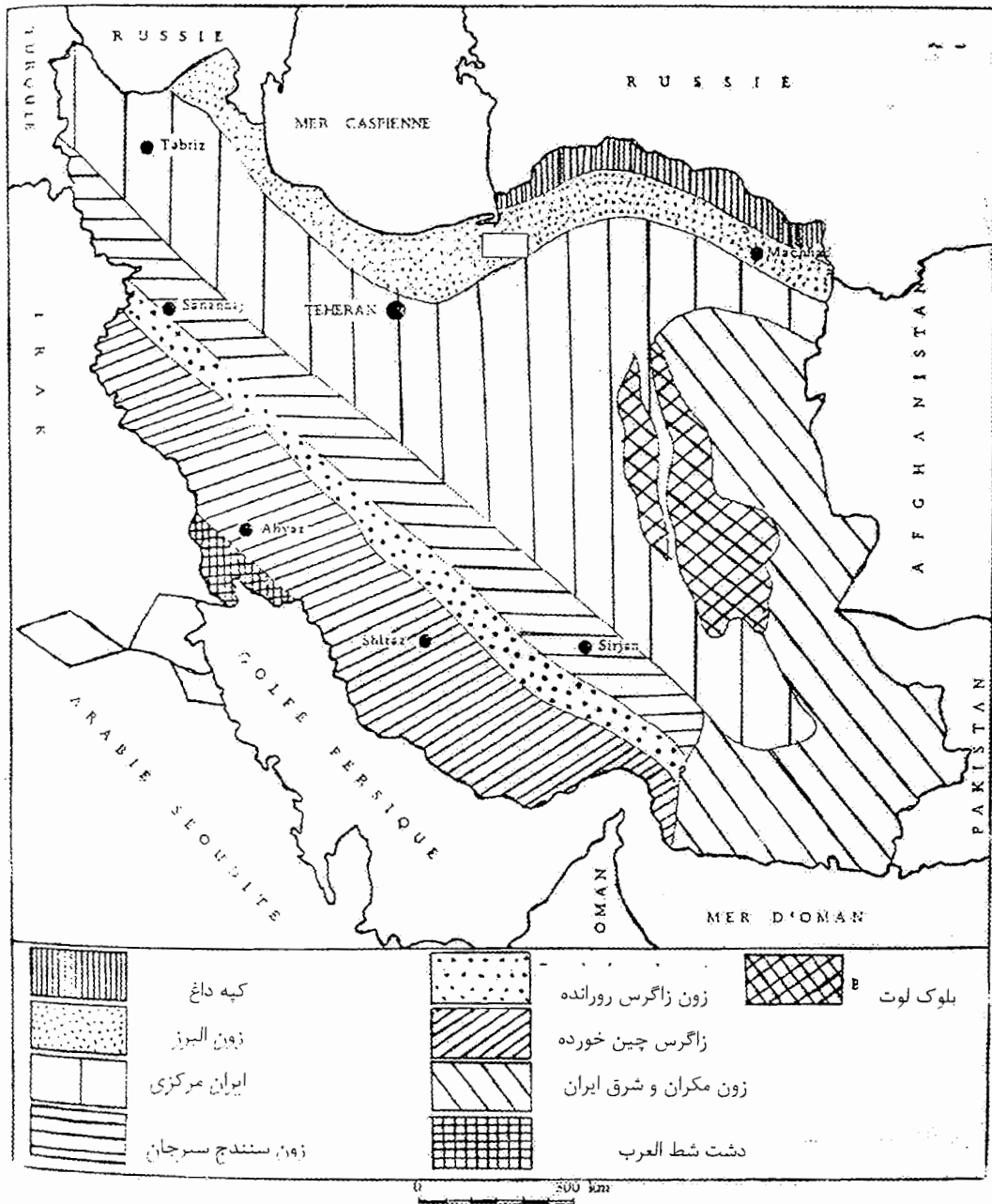
در تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران ( روتنر و اشتوکلین ، ۱۹۷۲ ) ، نواحی مورد مطالعه ، در محدوده زون ساختاری البرز مرکزی و شرقی قرار می گیرند ، سهمیرزاد در زون البرز مرکزی و چشمه علی ، طزره و قشلاق در زون البرز شرقی واقع شده اند ( شکل ۲-۱ ) .

#### ۲-۲- پیکره های سنگی دربردارنده واحدهای آذرین مورد مطالعه

در مناطق مورد مطالعه سنگهای آذرینی بین سازندهای الیکا و شمشک توسط افراد مختلف گزارش شده است . در ابتدا باید اظهار داشت که ارتباط این سنگها با سازند شمشک بیشتر است ، زیرا این سنگها روی یک سطح فرسایشی قرار دارند بنابراین جزئی از سازند شمشک محسوب می شوند ( شمیرانی ، ۱۳۶۵ و نبوی ، ۱۹۷۵ ) .

سنگهای دوره تریاس در کوههای البرز ، گسترش زیاد داشته و در بعضی نقاط دارای گسترش قابل توجهی است . لیتولوژی غالب سنگهای این زمان نهشته های کم عمق ( آهک و دولومیت ) است که به نام سازند الیکا نامگذاری شده است . سازند الیکا برای اولین بار توسط گلاوس در سال ۱۹۶۴ اندازه گیری و بطور رسمی معرفی شده است .

سازند الیکا که در زیر این سنگها قرار دارد از دو بخش تشکیل شده است : بخش زیرین شامل آهک ورمیکوله زرد رنگ تا آهک شیلی و گاهی مارنی و دولومیتی است ، بخش بالایی شامل



شکل ۱-۲ - واحدهای ساختمانی ایران به نقل از روتنر و اشتوکلین (۱۹۷۲)  
 ناحیه مورد مطالعه

دولومیت توده ای تا آهک دولومیتی ضخیم لایه با رنگ زرد - خاکستری می باشد . این توالی مشخصات توالیهای سکوی قاره ای را داشته و اعتقاد بر این است که در محیط دریایی کم عمق شکل گرفته است ( علوی ، ۱۹۹۶ و اشتامپفلی و همکاران ، ۱۹۹۱ و شهرابی ، ۱۳۷۸ و سید امامی ، ۱۹۷۱ و درویش زاده ، ۱۳۷۰ ) . دولومیت‌های فوقانی الیکا با ناپیوستگی فرسایشی توسط سازند شمشک پوشیده می شود . سن این سازند تریاس زیرین - میانی است .

سازند شمشک که سنگهای آذرین بخشی از آن هستند ، گسترش زیادی داشته و در بعضی مناطق ضخامتی بیش از ۳۰۰۰ متر دارند . این سازند از ماسه سنگ ، سیلتستون ، شیل‌های زغالدار و عدسیهای زغال سنگی و کنگلومرا تشکیل شده است ( راد ، ۱۹۸۶ ) .

بخش پائینی سازند شمشک توسط خرده های گیاهی که از نوع گیاهان آسیای مرکزی هستند ، مشخص می شود . در بالاترین قسمت سازند ، طبقات سنگ آهک با مجموعه جانوری دریایی وجود دارد که پیشروی دریا را نشان می دهد ( راد ، ۱۹۸۶ ) .

بطور کلی این سازند را قاره ای ( اشتوکلین ، ۱۹۷۷ - ۱۹۶۸ ) و بخشی دلتایی ( راد ، ۱۹۸۶ ) در نظر می گیرند ( علوی ، ۱۹۹۶ ) . بدین ترتیب می توان پذیرفت که رسوبهای تریاس بالایی - ژوراسیک میانی ، معرف رسوبهای چند رخساره ای از نوع قاره ای ، دریا کناری و دریایی هستند . بخش تریاس پسین - لیاس ( پیش از سینه مورین ) قاره ای - دریا کناری و بخش باقیمانده ( از سینه مورین تا بازوسین پیشین ) بیشتر دریایی می باشد . مجموعه این رسوبهای چند رخساره ای ابر واحد سنگ چینه ای گروه شمشک را تشکیل می دهد ( آقناباتی ، ۱۳۷۷ ) .

در نواحی مختلف ، سازند شمشک بر روی واحدهای متفاوت از پرکامبرین تا تریاس قرار دارد ( درویش زاده ، ۱۳۷۰ ) ، ولی در مناطقی که سنگهای آذرین در قاعده سازند شمشک وجود دارد این سازند روی سازند الیکا واقع شده است .

## ۲ - ۳ - پیکره های آذرین مورد مطالعه

با توجه به اینکه بین سنگهای آذرین مورد نظر در هر یک از مناطق مورد مطالعه ، قدری تفاوت وجود دارد ، بنابراین به شرح ویژگیهای زمین شناسی هر کدام از آنها می پردازیم .

## ۲-۳-۱- شه میرزاد

این منطقه در محدوده نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ سمنان ( نبوی ، ۱۳۶۶ ) رخنمون دارد . تنها سنگهای آذرین مشاهده شده در این منطقه ، سنگهای آذرین قاعده سازند شمشک هستند که بطور گسسته در قاعده سازند شمشک حضور دارند . موقعیت آنها در ستون چینه شناسی شکل ۲ - ۲ نشان داده شده است .

ضخامت واحد آذرین حدود ۸۰ متر است و با توجه به مشاهدات صحرائی از نوع گدازه هستند . زیرا شواهدی که نشان دهنده یک سیل هست از جمله ، آثار پختگی و خردشدگی در سطوح بالا و پائین ، بافت متراکم ، وجود زوایدی از سنگ آذرین در داخل سنگهای اطراف و به تله افتادن بخشهایی از سنگهای اطراف در داخل توده آذرین ، در این منطقه مشاهده نمی شود . سطوح بالا و پائین آنها بشدت حفره دار بوده که نشانه خروج گاز از ماگمای نیمه جامد در محیط آبی کم عمق می باشد و دلیلی بر گدازه بودن این سنگهاست . این حفرات در قسمتهایی با کلسیت و کانیهای سبز رنگ پر شده اند و برخی از آنها نیز خالی هستند ( تابلو ۲ - ۱ - اشکال ۲ - ۱ و ۲ ) . این گدازه ها رنگ خاکستری تیره دارند ، رنگ تیره آنها حاکی از مافیک بودن است . در صحرا ساختهای حفره ای ، بادامکی ، آفانتیک و فانریتیک نشان میدهند .

مرز زیرین این گدازه ها با الیکا ، فرسایشی و مرز بالای آنها با شمشک عادی است . سطوح بالا و پائین گدازه حاشیه انجماد سریع داشته و دانه بندی ریزتری را نسبت به قسمتهای مرکزی نشان می دهد .

در این منطقه لایه های لاتریتی و بوکسیتی بوفور به چشم می خورد که حاصل دگرسانی توده های ولکانیک در آب و هوای گرم و مرطوب آن زمان می باشد ( سارما ، ۱۹۹۷ ) . این لایه ها با ضخامت ۴ - ۵ متر دیده می شوند . بنابراین گدازه های این منطقه بشدت تحت تأثیر هوازدگی و دگرسانی قرار گرفته اند ( تابلو ۲ - ۱ - اشکال ۲ - ۳ و ۴ ) .

## ۲-۳-۲- چشمه علی

این منطقه در گوشه جنوب غرب نقشه ۲۵۰۰۰۰ : ۱ گرگان ( علوی و صالحی راد ، ۱۳۶۹ ) و در محدوده نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دامغان ( علوی و صالحی راد ، ۱۹۷۵ ) واقع است . در این منطقه سنگهای آذرین مورد نظر ، در قاعده سازند شمشک قرار دارند ( شکل ۲ - ۲ ) و دارای ضخامت ۱۸ تا ۶۰ متر هستند . این سنگها نیز مانند منطقه سهمیرزاد از نوع گدازه اند . زیرا سطوح بالا و پائینشان حفره دار بوده و آثار پختگی ، خردشدگی ، تزریقاتی از مواد آذرین به داخل سنگهای اطراف و گیر افتادن سنگهای اطراف درون توده آذرین مشاهده نمی شود . بخشی از حفرات با کلسیت و کانیهای سبز رنگ پر شده و تعدادی نیز پر نشده باقی مانده اند ( تابلو ۲ - ۱ - اشکال ۲ - ۵ و ۶ ) . در دو طرف گدازه حاشیه انجماد سریع مشاهده می شود . قسمتهای وسط توده ، دانه بندی درشتتری نسبت به حاشیه ها دارند .

بافتهای حفره ای ، بادامکی ، آفانتیک و فانریتیک به چشم می خورد . مرز این سنگها با الیکا فرسایشی و با شمشک عادی است ( تابلو ۲ - ۱ - اشکال ۲ - ۷ و ۸ ) . در این گدازه ها درزه ها و شکستگیهای فراوانی وجود دارد که با کلسیت پر شده است و ضخامتی از ۱ تا ۱۰ سانتیمتر دارند ( تابلو ۲ - ۲ - شکل ۲ - ۹ ) . این گدازه ها از الیکا جوانتر و از سایر بخشهای شمشک قدیمی ترند .

## ۲-۳-۳- طزره

این منطقه در نقشه ۲۵۰۰۰۰ : ۱ گرگان ( علوی و صالحی راد ، ۱۳۶۹ ) در گوشه جنوب غرب و در شمال شرق نقشه ۱۰۰۰۰۰ : ۱ دامغان ( علوی و صالحی راد ، ۱۹۷۵ ) رخنمون دارد . سنگهای آذرین این منطقه بین شیلهای قاعده شمشک قرار دارد ، همانطور که در ستون چینه شناسی شکل ۲ - ۳ نشان داده شده است . این سنگها به موازات لایه بندی شیلها قرار دارد و با رنگ تیره خود و بافتی متراکم از رسوبات اطراف بخوبی قابل تشخیص است . این واحد ضخامتی از ۱ تا ۱۵ متر در قسمتهای مختلف داشته و در چند قسمت از منطقه طزره رخنمون دارد ( شکل ۲ - ۴ ) . سنگهای آذرین مورد نظر ، رسوبات اطراف خود را دچار پختگی کرده و باعث تغییر رنگ آنها شده است ( تابلو ۲-۲ - شکل ۲ - ۱۰ ) . حفرات اندکی در سطوح بالا و پائین این واحد به چشم می خورد و حاکی از خروج گاز و مواد فرار می باشد ( تابلو ۲-۲ - شکل ۲ - ۱۱ ) . در حواشی ،

System	Formation	Lithology	Description
Jurassic	Shemshak		ماسه سنگ، سیلتستون و شیل به رنگ سبز تا خاکستری با آثار زغالی
Teras		Elika	
			آهک و آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم

شکل ۲ - ۲ - موقعیت چینه نگاری واحد آذرین در مناطق شه میرزاد و چشمه علی ( بدون مقیاس )



حاشیه انجماد سریع مشاهده می شود. قسمت‌های میانی سنگ‌های آذرین، دانه بندی درشتتری نسبت به حاشیه دارند بطوریکه فنوکریستهایی به اندازه ۵ - ۱ میلیمتر مشاهده می گردد. در این سنگ‌های آذرین درزه ها و شکستگیهای فراوانی وجود دارد که با رگه هایی به ضخامت ۱۰ - ۰/۵ سانتیمتر از کلسیت پر شده است ( تابلو ۲ - ۲ - شکل ۲ - ۱۲ ). با توجه به شواهد صحرایی این سنگ‌های آذرین به صورت سیل و در بعضی رخنمونها به صورت دایک مشاهده می شوند.

### ۲-۳-۴- قشلاق

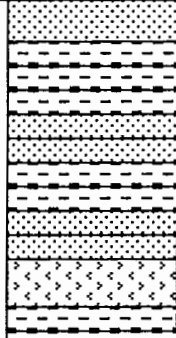
قشلاق در گوشه شمال شرق نقشه ۲۵۰۰۰۰ : ۱ گرگان ( علوی و صالحی راد ، ۱۳۶۹ ) رخنمون دارد. سنگ‌های آذرین این منطقه بصورت طبقات نفوذی به موازات لایه های رسوبی اطراف دیده می شوند ( سیل ). این سنگها نیز مانند سنگ‌های آذرین منطقه طزره ، درون سازند شمشک قرار دارند ( شکل ۲ - ۳ ). شکل ۲ - ۵ نمایی از این سنگها را نشان می دهد.

این توده رسوبات مرز بالا و پائین خود را دگرگون کرده است ( تابلو ۲ - ۲ - اشکال ۲ - ۱۳ و ۱۴ ). رسوبات اطراف توده بیشتر ماسه سنگ و سیلتستون می باشد که در اثر حرارت حاصل از توده پخته شده و تغییر رنگ و اندازه دانه نشان می دهند.

در مرز توده با شیلها زونهایی با رنگهای متفاوت از جمله قرمز ، زرد و قهوه ای بوجود آمده است که حاصل تشکیل اکسیدهای آهن می باشد و نشانه ای از کانه زائی در منطقه است. رگه های باریکی از آهن در حاشیه بالای سیل مشاهده می شود و همچنین در قسمت‌های مختلف ، بر روی سنگها کانه های آهن از نوع اولیژیست تشکیل شده است.

عدسیههایی از رسوبات اطراف با اندازه های متفاوت به صورت زینولیت درون توده مشاهده می شود. این عدسیهها ۲-۰/۵ متر ضخامت و حدود چند متر طول دارند ( تابلو ۲ - ۲ - شکل ۲ - ۱۵ ). حواشی عدسیههای مشاهده شده کمی حالت دگرگونی پیدا کرده و کاملاً تغییر رنگ نشان می دهند.

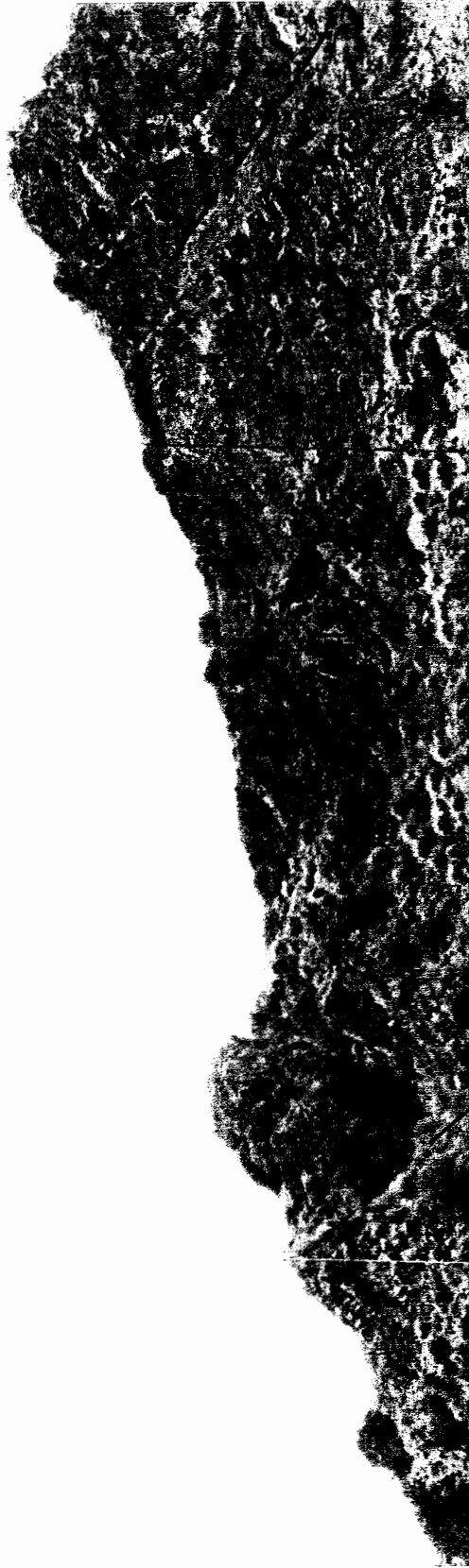
موارد بیان شده در بالا همگی حاکی از نفوذی بودن این توده می باشد و چون به موازات توالی رسوبات اطراف هست آنرا می توان یک سیل در نظر گرفت که ضخامتی حدود ۱۵۰ تا ۲۵۰ متر و طولی حدود ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر دارد.

System	Formation	Lithology	Description
Jurassic	Shemshak		ماسه سنگ ، سیلتستون و شیل به رنگ سبز تا خاکستری با آثار زغالی
Terias		Elika	واحد آذرین به رنگ تیره درون سازند شمشک  آهک و آهک دولومیتی متوسط لایه به رنگ کرم

شکل ۲ - ۳ - موقعیت چینه نگاری واحد آذرین در مناطق طزره و قشلاق ( بدون مقیاس )



شکل ۲-۴- نمایی از سیل منطقه طزره



شکل ۲-۵- نمایی از سیل منطقه قشلاق

دو طرف توده به ضخامت حدود ۲۰ متر حالت دیابازی دارد. دیابازها شدیداً خردشدگی نشان می دهند که این امر حاکی از آن است که توده با فشار زیاد وارد شده و برای خود، بین رسوبات جا باز کرده است ( تابلو ۲ - ۲ - شکل ۲ - ۱۴ ). دیابازهای دارای حاشیه های انجماد سریع شیشه ای هستند. این سنگها رنگهای سبز تا تیره نشان می دهند. بعد از دیابازهای مرز پائینی، سنگهای تیره ای با درصد کانی مافیک بالا مشاهده می شود. دانه بندی این سنگها به طرف بالا ریزتر می شود بنابراین تقریباً حالتی شبیه به دانه بندی تدریجی در سنگهای رسوبی را نشان می دهند ( تابلو ۲ - ۲ - شکل ۲ - ۱۶ ).

کانیهای مافیک که ابتدا تشکیل می شوند، بخاطر چگالی بیشترشان بطرف کف مخزن سقوط می کنند. پس در قسمت پائین میزان کانیهای مافیک از جمله الیوین بیشتر بوده و درشتتر نیز هستند. بطرف بالا فراوانی و اندازه دانه های الیوین کم می شود. بنابراین در این منطقه لایه بندی حاصل از تغییرات جورشدگی دانه ها و تغییرات چگالی به چشم می خورد.

ذرات کروی جامد موجود در یک مایع تحت اثر نیروی ثقل و بر اساس قانون معروف استوکس ته نشین می شوند و اگر تغییر اندازه دانه ها در هر لایه توسط سقوط ثقلی بلورها بر طبق قانون استوکس ایجاد شده باشد، درشتترین بلورهای هر فاز در قاعده متمرکز شده و به طرف بالا دانه ها ریزتر می شوند. سرعت ته نشست بلور متأثر از اندازه دانه، ویسکوزیته مایع و دانسیته متقابل مایع و بلور می باشد. لایه بندی غنی از الیوین در قاعده شکل می گیرد زیرا الیوینها نسبت به پلاژیوکلازها در درجات پائین تری از فروتافت هسته بندی می کنند ( کاتورن، ۱۹۹۶ ).

قسمتهای دانه درشتتر این توالی بشدت هوازده و خاک شده اند، در این بخشهای فرسایش یافته بلورهای درشت مافیک مشاهده می شود. بخشهای دانه ریزتر سالمتر باقی مانده اند و در قسمتهایی از آن بلورهای مافیک دگرسان شده از محل خود خارج شده و سطح سنگ حالتی حفره دار پیدا کرده است. سنگهای این محدوده در حد الیوین گابرو می باشد. الیوین گابروها حالت کومولایی نشان می دهند، زیرا این سنگها حاصل از ته نشینی بلورها می باشند.

ضمن حرکت بطرف بخشهای بالاتر سیل، به تدریج درصد کانی مافیک از جمله الیوین کاهش یافته و توالیهای بعدی رنگهای روشنتری نشان می دهند. در این سنگها بلورهای درشت آمفیبول

به اندازه چند سانتیمتر مشاهده می شود. تغییرات ترکیب سنگی از پائین بطرف بالا کاملاً تدریجی است بطوریکه بعد از الیوین گابروها ترکیباتی در حد مونزو گابرو، دیوریت و مونزودیوریت وجود دارد. در بخشهای دیوریتی کانیهای سبز رنگ اپیدوت به مقدار زیاد مشاهده می شود (تابلو ۲ - ۳ - شکل ۲ - ۱۸) مشاهده - (شکل ۲ - ۱۷). سپس ترکیبات سنگی در حد مونزونیت (تابلو ۲ - ۳ - شکل ۲ - ۱۸) مشاهده می شود. در این توالیها نیز بخشهایی بشدت هوازده می باشد.

در قسمت‌های مختلف توده انکلاوهای هم منشأ مشاهده می شود (اتولیت)، اینها قطعات پیش رس یا حاشیه های انجماد سریع توده هستند که در خلال بالا آمدن کنده شده و بالا آورده شده و بطور بخشی تحلیل رفته اند (تابلو ۲ - ۳ - شکل ۲ - ۱۹). شکستگیهای موجود در سنگها با آمفیبول، کلسیت و اپیدوت پر شده است.

رگه های مافیکی با ضخامت ۵ - ۰/۵ سانتیمتر و طول متفاوت در قسمت‌های مختلف توده و در جهات متفاوت تشکیل شده اند (تابلو ۲ - ۳ - شکل ۲ - ۲۰). همچنین رگه های فلسیک نیز در قسمت‌های مختلف توده از جمله در دیابازها با ضخامت ۶ - ۱ سانتیمتر به چشم می خورد (تابلو ۲ - ۳ - اشکال ۲ - ۲۱ و ۲۲) که تمام این موارد نشانه انجام فرایند تفریق در آشیانه ماگمایی سیل می باشد.

در بخشهایی از توده گسل خوردگی مشاهده می شود و کلاً منطقه از نظر تکتونیکی فعال بوده و باعث بهم ریختگی توالیهای مختلف شده است (تابلو ۲ - ۳ - شکل ۲ - ۲۳).

با توجه به شواهد صحرایی، می توان اظهار داشت که توده مورد نظر یک سیل تفریق یافته است. ولیکن بایستی متذکر شد که فقدان ماگمای به شدت تفریق یافته، تفریق در اعماق کم را بیان می کند (ژونی و هارنس، ۲۰۰۰). مکانیسم قوی برای تفریق ماگما، جدایش بلورها از مایع در توده ماگما بوده که این فرایند را تبلور تفریقی گویند. ساده ترین روش، ته نشست ثقلی بلورها است (ویلسون، ۱۹۸۹). احتمالاً کاتس (۱۹۳۶) اولین کسی بود که بیان کرد بلورهای با اندازه و چگالی های متفاوت تمایل دارند تا تحت اثر نیروی ثقل، جور شوند. نیروهای مسئول برای این جورشدگی، احتمالاً به آرایش خودانگیز ذرات طبق ضریب کشش آنها در یک سیال ویسکوز وابسته است (کاتورن، ۱۹۹۶). بهترین مدرک برای رخداد ته نشست بلور، از توصیف صحرایی بدست می آید بطوریکه بلورهای الیوین چگالترا بطور واضح بطرف قاعده متمرکز می شوند (ویلسون، ۱۹۸۹).

نتایج تعداد زیادی از مطالعات دینامیک سیال نشان می دهد که حرکات کنوکسیون نقش مهمی در انجماد و تفریق مخزن ماگمای بازالتی دارد ( جلیند و کر ، ۲۰۰۱ ) . بسیاری از فرایندهای کنوکسیون ماگمایی که در مخازن عمل می نمایند ، در سنگهای متبلور شده ثبت نمی شوند . سیالی که بین بلورهای انباشته شده در کف وجود دارد ، در اثر فشار وزن بلورها از محل خود خارج می شود . این سیال از سازنده های سنگین تهی می باشد . سیال آزاد شده باعث می شود که ماگمای موجود در سقف توده از مقدار MgO کمتری برخوردار باشد ، منظور این است که سیال در سقف متمرکز می شود و از MgO فقیرتر است ، از اینرو دمای لیکیدوس پائین تری نسبت به ماگمای موجود در کف دارد . بنابراین در یک دمای مشخص ، تبلور درجای الیوین در کف سریعتر از تبلور درجای الیوین در سقف صورت می گیرد . بنابراین سرعت رشد کف بیشتر از سرعت رشد سقف است . این امر ناشی از ته نشست بلورهای الیوین و تبلور درجای سریعتر آن ( بعلت دمای لیکیدوس بالاتر ) می باشد ( جلیند و کر ، ۲۰۰۱ ) . این نوع کنوکسیون ، کنوکسیون ترکیبی نامیده می شود . جریانات کنوکسیون ، بلورهای رشد کرده نزدیک سقف سردتر مخزن ماگما را بخاطر چگالی بیشترشان به پائین در کف مخزن انتقال می دهد و آنها در قاعده مذاب ته نشین می شوند و بر طبق پارامترهای هیدرولیک اندازه و چگالی ، دسته بندی می شوند ( کاتورن ، ۱۹۹۶ ) .

افراد زیادی کنوکسیون انتشار مضاعف را به عنوان مکانیسمی برای تشکیل لایه بندی آذرین مطرح کرده اند . در کنوکسیون انتشار مضاعف انتشار گرما و ماده هر دو صورت می گیرد . تأثیر گرادیان ترکیبی روی سیستم ، فاکتور کنترل کننده در گسترش سیستم انتشار مضاعف می باشد ( ویلسون ، ۱۹۸۹ ) .

گرادیانهای ترکیبی نسبت به گرادیان دما ، اثر بیشتری روی چگالی ماگمای مخزن دارند . پس توزیع چگالی ، از قاعده به بالا کاهش می یابد . باید توجه داشت که گرما بین لایه ها ، سریعتر از سازنده های شیمیایی منتقل می شود ( ویلسون ، ۱۹۸۹ ) . در یک سیستم لایه بندی شده از طریق کنوکسیون انتشار مضاعف ، اگر تبلور چگالی سیال را کاهش دهد ، حرارت لایه ها باید به طرف بالا کاهش یابد و چگالی لایه های سردتر فوقانی باید کمتر از لایه های پائین تر و گرمتر و کمتر تفریق یافته باشد ، همانطور که در این سیل مشاهده می شود . بهترین مدرک برای حضور

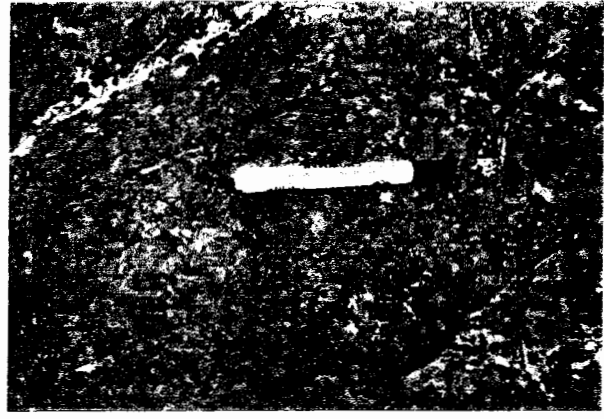
لایه های کنوکسیون انتشار مضاعف در سیستمهای طبیعی از مطالعات مفصل توزیع عناصر اثر سازگار در نفوذیهای لایه لایه بدست می آید ( کاتورن ، ۱۹۹۶ ) .







۱-۲



۵-۲



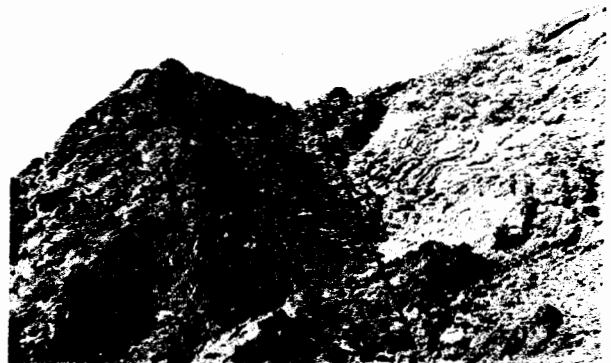
۲-۲



۶-۲



۳-۲



۷-۲



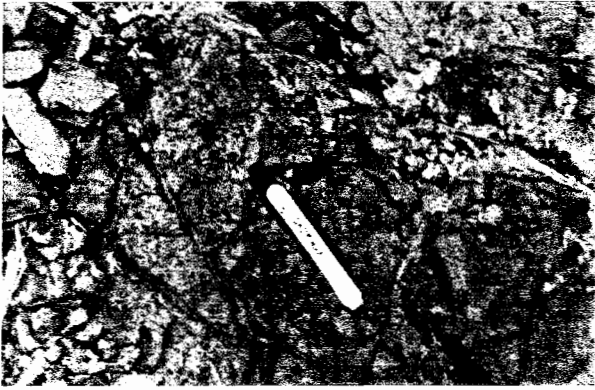
۴-۲



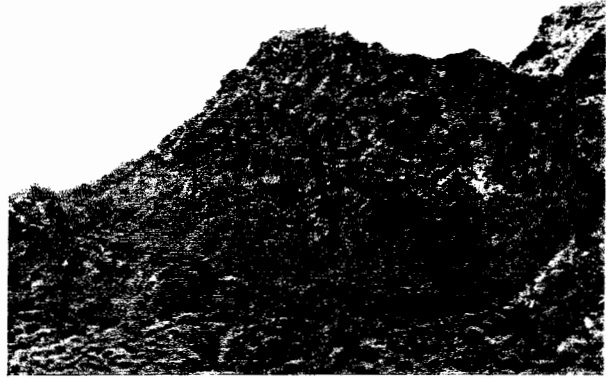
۸-۲

۱-۲ تابلو





۹-۲



۱۳-۲



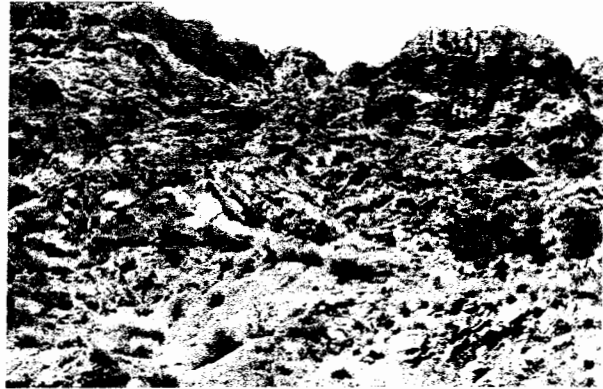
۱۰-۲



۱۴-۲



۱۱-۲



۱۵-۲



۱۲-۲



۱۶-۲

۲-۲ تابلو





۱۷-۲



۲۱-۲



۱۸-۲



۲۲-۲



۱۹-۲



۲۳-۲



۲۰-۲

۳-۲ تابلو

## ۲-۴- تکتونیک مناطق مورد مطالعه

ایران با توجه به موقعیت خاص خود در نوار کوهزایی آلپی و فشردگی هایی که از جنوب غرب به آن وارد می آید از دیرباز یکی از مناطق پرتحرک و در عین حال پر زلزله جهان به شمار می رود (درویش زاده ، ۱۳۷۰) . مناطق مورد مطالعه نیز از نظر تکتونیکی فعال بوده و گسلهای فراوانی دارند ( اشکال ۲-۶ و ۲-۷ ) که به اختصار شرح داده می شود .

### ۲-۴-۱- شه میرزاد

زون البرز توسط گسلهای سراسری به زونهای کوچکتری تقسیم شده است ، منطقه شه میرزاد یکی از این زونها بوده که در حدفاصل گسلهای بشم و انزاب قرار دارد .

گسل بشم سراسر پهنای سمنان را دربرگرفته و به حالت گسل راندگی می باشد . به سوی غرب در دشت کندیان از بین می رود . دنباله شرقی آن در ناحیه شورستان - رودبار به گسل بزرگ آبیک - شاهرود می پیوندد . حداکثر جابجایی قائم آن در ناحیه کبود دره است که نزدیک به ۴۰۰۰ متر می باشد ( نبوی ، ۱۳۶۶ ) .

گسل انزاب کم و بیش قائم است و حداکثر جابجایی آن در شمال لاج حدود ۴۰۰۰ متر برآورد شده است . گسل چپگرد سنگسر آن را نزدیک به ۱ متر جابجا کرده است . دنباله غربی گسل انزاب در شمال آبگرم ، در کوه چناران از بین رفته است . به سوی شرق پس از گذر از جنوب ناحیه جام به گسل سمنان می رسد ( نبوی ، ۱۳۶۶ ) .

### ۲-۴-۲- چشمه علی

گسل دامغان با روند غرب جنوب غربی - شرق شمال شرقی در شمال دامغان قرار دارد . این گسل بعنوان یک گسل کوهپایه ای در طی تاریخ تکتونیکی طولانی بوده و در چندین تکه مستقل از هم سازوکارهای متفاوت و گاه متضادی از خود نشان داده است . به نحوی که در تکه ای راندگی ، در تکه ای معکوس بزرگ زاویه و در تکه ای حتی عادی با مؤلفه امتدادی بوده است . ولی در تمام حالات ، با جنبشهای خود موجب همبندی واحدهای جوانتر سنوزوئیک با سنگهای قدیمتر مزوزوئیک و پالئوزوئیک شده است . منشأ اصلی این حرکات ، جنبش ورقه های بزرگتر عربستان و توران بوده است ( خادمی ، ۱۳۷۶ ) .

گسل عطاری با امتداد شمال شرق - جنوب غرب در چند کیلومتری جنوب غرب گسل دامغان قرار دارد. عطاری یک گسل راندگی است که طی جنبش رو به شمال - شمال غرب آن سنگهای کهنسال پالتوزوئیک همه جا بر روی سنگهای جوان مزوزوئیک و سنوزوئیک رانده شده اند. گسل عطاری مرز بین البرز جنوبی با ایران مرکزی است (امیدی، ۱۳۸۰). چند گسل مهم دیگر نظیر گسلهای چشمه علی، گسل شمال دامغان و گسل آستانه نیز با روندهای کم و بیش مشابه به روند این گسلها در این ناحیه به چشم می خورد (خادمی، ۱۳۷۶). گسل آستانه نیز مرز بین البرز جنوبی و شمالی می باشد. گسلهای با روند شمال شرق - جنوب غرب، مانند گسل دامغان و گسلهای مرزی آستانه و عطاری در کواترنری جنبش داشته اند (امیدی، ۱۳۸۰).

#### ۲-۴-۳- طزره

تشکیلات رسوبی زغالخیز شاهرود، قسمت مرکزی یال جنوبی آنتی کلینوریم البرز را تشکیل می دهد که توسط سنکلینالها و ساختمانهای بلوکی مشخص شده است. طزره قسمت جنوبی یال سنکلینال میاناب را تشکیل می دهد. ساختمان زمین شناسی این منطقه مانند ساختمان کلی مجتمع زغالدار طزره بصورت منوکلینال هست.

ساختمان منطقه در اکثر جاها در اثر گسلهای متعدد خرد شده و بصورت فرسایش یافته مشاهده می شود. جابجایی این گسلها متعدد بوده و از ۱ متر تا دهها متر می رسد. در اغلب نقاط، سطوح گسلها دارای شیب برابر با شیب طبقات رسوبی بوده و امتدادی موازی با آنها داشته است. اکثر گسلها نرمال بوده و چند گسل معکوس نیز مشاهده می شود. گسلهای با جابجایی زیاد، ساختمان تکتونیکی منطقه را مشخص می کنند و این گسلها در اطراف خود دره هایی ایجاد می کنند که اغلب به شکل پرمانند می باشند.

گسلهای بزرگ را یک سری گسل کوچک که به موازات گسلهای اصلی ادامه دارند، همراهی می کنند (کبیری و رئیسی، ۱۳۵۴).

#### ۲-۴-۴- قشلاق

گسلهای این منطقه همانند البرز، گسلهای امتدادی شمال غربی - جنوب شرقی می باشد. می توان گفت که منطقه قشلاق یک سنکلینال بزرگ بوده که توسط سه گسل بزرگ رودبار، رحیم آباد و تخت تکه تکه شده است. نیروهای حاصله از عملکرد گسل رحیم آباد و رودبار باعث شده است



که در برخی جاها در این منطقه فشرده‌گی و چین خوردگی و در برخی جاها انبساط و بازشدگی و ایجاد گسل‌های بین لایه ای گردد و بیشترین نیروها سیل اصلی منطقه را در امتداد گسل رحیم آباد بوجود آورده است. اکثر گسلها پرماند بوده و متأثر از گسل رحیم آباد و رودبار است. این منطقه شدیداً تکتونیزه و خورد شده است. از شمال به سمت قشلاق به شدت عملکرد گسلها و نیروهای درونی افزوده می شود ( یزدی ، ۱۳۶۱ ).

## ۲ - ۵ - منابع معدنی

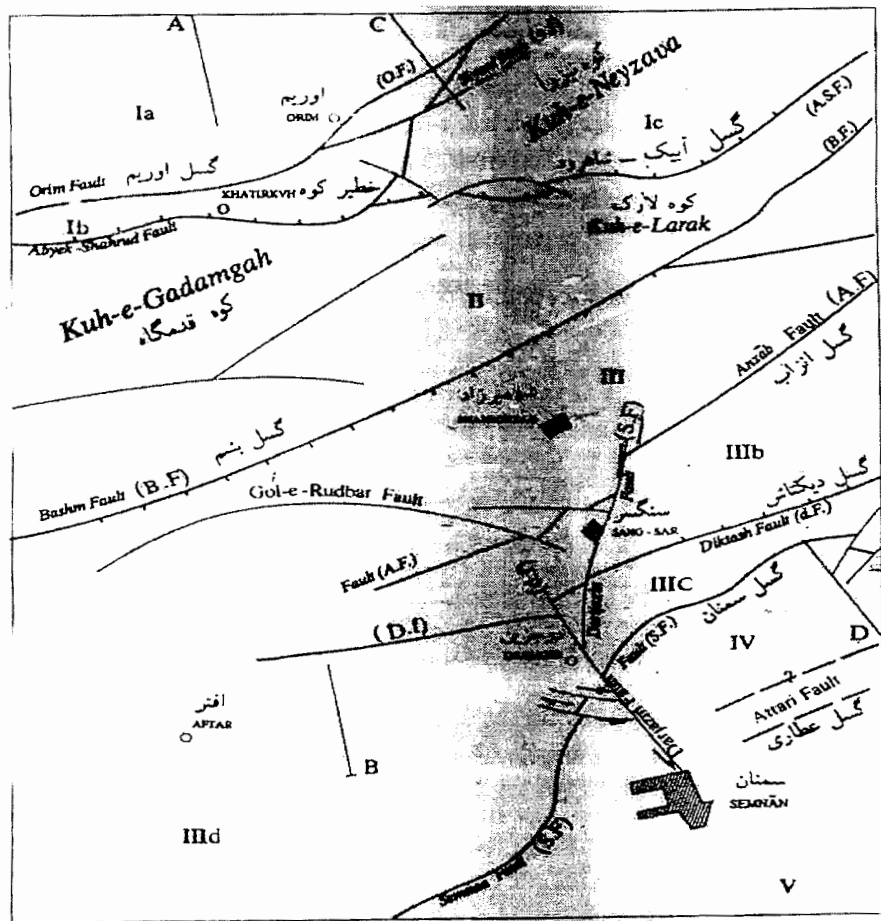
استان سمنان به علت وجود منابع غنی معدنی و همچنین امکانات بالقوه ، تولیدات معدنی آن در سطح ملی مورد توجه خاص بوده است . ذخائر معدنی غیر فلزی این استان در حد زیادی شناخته شده است . در مناطق مورد مطالعه نیز منابع اقتصادی وجود دارد که به اختصار شرح می دهیم .

در منطقه شهمیرزاد ، لاتریت مربوط به تریاس پسین وجود دارد که از پیامدهای رخداد تکتونیکی سیمین پیشین تشکیل بازالت‌هایی است که در بخش قاعده ای سازند شمشک دیده شده ( بازالت‌های مورد مطالعه ) و هوازدگی و فرسایش آن سنگها ، موجب تشکیل لاتریت و بوکسیت شده است .

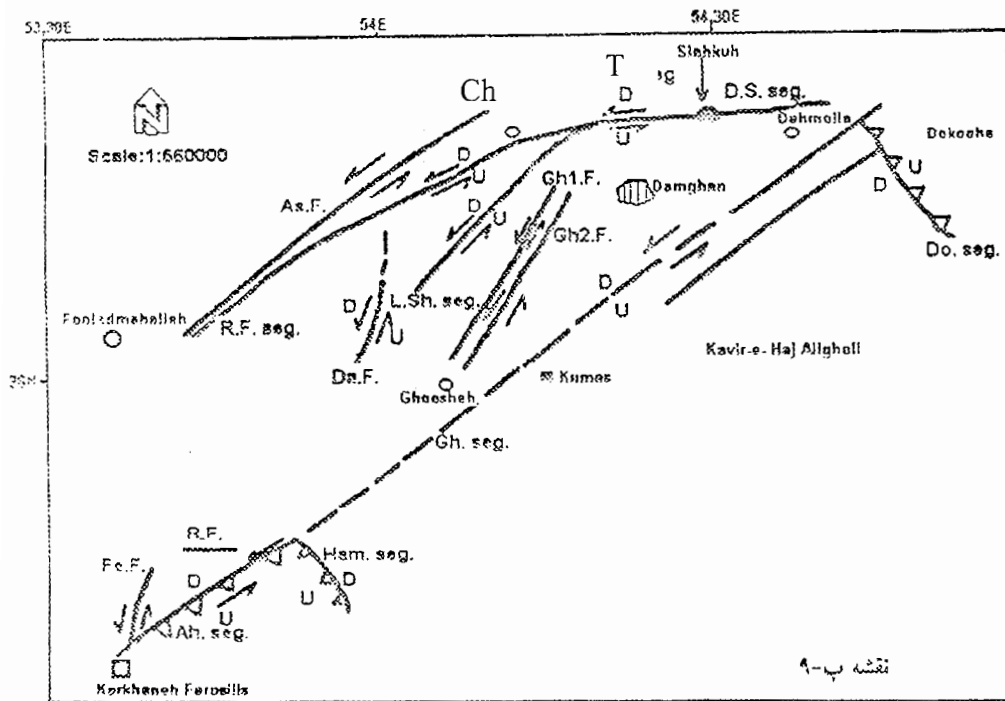
کانسار کوارتزیت در ۲۸ کیلومتری شمال سمنان و در جنوب شرقی شهمیرزاد واقع است . کانسنگ این کانسار ، ماسه سنگ کوارتزیتی خیلی سخت نشده متعلق به سازند شمشک بوده و به دو صورت کوارتزیت دانه ریز و کنگلومرای دانه درشت دیده می شود . در بخشهایی مقدار کمی دانه های سیاه‌رنگ از اکسید آهن در ماده معدنی دیده می شود که این قسمت‌ها برای شیشه سازی مناسب نیستند .

در نزدیکی منطقه چشمه علی و ۱۲ کیلومتری شمال دامغان معدن بالاست وجود دارد . این معدن در آهک‌های دولومیتی شده دونین - کربونیفر قرار دارد . از این آهکها برای زیرسازی خطوط راه آهن استفاده می شود . کانیهای فرعی موجود در این معدن ، دولومیت و اکسید آهن می باشد . رگه هایی از فلئوریت ، باریت و اولیژیست نیز در ۴۰ کیلومتری دامغان ( کلاته ) وجود دارد که به صورت محلی برداشت می گردد .

مناطق طزره و قشلاق از نظر زغال سنگ بسیار غنی بوده و بطور گسترده بهره برداری می شوند . کلاً زغال سنگ البرز شرقی از نظر میزان استخراج دومین استان کشور بعد از استان کرمان است . این ماده معدنی در سازند شمشک قرار دارد و زغال سنگ کک مرغوب و حرارتی از آنها استخراج می شود . در منطقه قشلاق کانه زائی آهن ( اولیژیست ) مشاهده می شود که باید مطالعات تخصصی روی آنها انجام شود .



شکل ۲-۶- نقشه گسلها در منطقه شه میرزا - سمنان (نبوی ، ۱۳۶۶)



شکل ۲-۷ - نقشه گسلها در مناطق چشمه علی و طزره (امیدی، ۱۳۸۰)

Ch چشمه علی

T طزره

## فصل سوم

### پتروگرافی

#### ۳-۱- مقدمه

در این فصل به بررسی خصوصیات میکروسکوپی سنگهای مورد مطالعه می پردازیم . هدف از این مطالعه ، بررسی نوع کانیها ، بافتهای موجود ، نام سنگ و نهایتاً تعیین روند تبلور ماگما می باشد .

#### ۳-۲- پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه شهمیرزاد

سنگهای این منطقه گدازه های بازالتی هستند که بشدت تجزیه شده اند . درشت بلورهای پلاژیوکلاز ، الیوین و پیروکسن در خمیره ای ریز بلور پراکنده اند . این سنگها بافتهای اینترسرتال ، اینترگرانولار ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۱ ) و در بعضی مقاطع بافتهای افیتیک و تراکیتی ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۲ ) نشان می دهند . در فضای بین درشت بلورهای پلاژیوکلاز ، الیوین ، پیروکسن و کانی اپک قرار گرفته است . پیروکسنها بصورت درشت بلور و ریز بلور نیمه خودشکل مشاهده می شود و اندازه ۱ - ۰/۰۵ میلیمتر دارند . پیروکسنها بیشتر از نوع ارتوپیروکسن هستند که دچار دگرسانی شده اند بطوریکه در امتداد شکستگیها و حواشی به ایدنگسیت تبدیل شده اند .

الیوین نیز در این سنگها بصورت خودشکل و غیر خودشکل وجود داشته و ایدنگسیتی شده است ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۳ ) . ایدنگسیت یک شبه کانی قرمز رنگ است که شامل مجموعه ای از اکسیدهای آهن قرمز - قهوه ای سه ظرفیتی و کانیهای رسی است . در برخی مقاطع کلسیت به صورت سودومورف جانشین الیوین شده است ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۴ ) .

پلاژیوکلازها بصورت خودشکل و نیمه خودشکل بوده ، ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد نشان می دهند و به میزان ۶۰-۵۰ درصد در این سنگها وجود دارند . این کانی در اثر دگرسانی به سریسیت ، کلسیت ، کلریت و اپیدوت ( سوسوریت ) تجزیه شده است . در سطح بلورهای پلاژیوکلاز ، قطعات قرمز و قهوه ای رنگی وجود دارد که آهن حاصل از تجزیه کانیهای اپک می باشد . همچنین ادخالهایی از کانیهای اپک و آپاتیت در پلاژیوکلازها مشاهده می شود ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۲ ) . حفرات موجود در سنگها با کوارتز و کلسیت پر شده اند . کوارتز ثانویه به میزان حدود ۶ درصد در این سنگها به چشم می خورد .

حضور اکسیدهای آهن و تیتان اسکلتی و دندریتی ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۵ ) نشانه فاز تأخیری تبلور هستند . در خمیره سنگهای این منطقه ، شیشه تجدید تبلور یافته وجود دارد ، این فرایند را دویتریفیکاسیون گویند . با توجه به کانیهای مشاهده شده و بافتهای موجود می توان این سنگها را الیوین بازالت نامگذاری کرد.

### ۳-۳- پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه چشمه علی

مقاطع نازک تهیه شده از نمونه های سنگی این منطقه ، بافتهای اینترسرتال و اینترگرانولار نشان می دهند . زیرا در فضای بین ریزبلورهای پلاژیوکلاز ، الیوین جای گرفته است ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۶ ) . درشت بلور عمده در این سنگها الیوین است که حدود ۱۵ درصد بوده و اندازه بلورهای آن بین ۰/۰۵ تا حداکثر ۱ میلیمتر می باشد ، این بلورها بصورت خودشکل تا نیمه خودشکل هستند .

تمامی الیوینها آثار تجزیه را نشان می دهند . این دگرسانی بیشتر از محل شکستگیها و حواشی بلور ، بصورت ایدنگسیتی شدن آغاز می شود . الیوینها در حاشیه ها و امتداد شکستگیها رنگ زرد - نارنجی بخود گرفته و به ایدنگسیت تبدیل شده اند ، زیرا دگرسانی الیوین از دور بلور و حاشیه شکستگیها شروع می شود . تمام این جایگزینی ها اغلب به شکل دروغین بوده ، شکل اولیه الیوین را مشخص می سازد . برخی از بلورهای دروغین الیوین با کلسیت پر شده اند ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۷ ) . الیوین هم بصورت درشت بلور و هم در زمینه وجود دارد . به دلیل حضور نسبتاً فراوان الیوین در این سنگها ، ماهیت آلكالن سنگ ثابت می شود ( شلی ، ۱۹۹۳ ) .

شبه کانی کمتر اکسید شده حاصل از الیوین را بولانژیت می گویند ( تابلو ۳ - ۱ - شکل ۳ - ۸ ) که در این مقاطع مشاهده می شود . ایجاد این دگرسانی مربوط به عدم خروج آهن و آب و خروج منیزیم و عدم تحرک سیلسیم می باشد .

پلاژیوکلازها بصورت خودشکل و نیمه خودشکل همراه با ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد مشاهده می شوند . در بلورهای پلاژیوکلاز ، آثار تجزیه به کلریت ، کلسیت و سریسیت به چشم می خورد ، همچنین ادخالهایی از کانیهای اپک و آپاتیت نیز درون پلاژیوکلازها وجود دارد . پیروکسن از نوع ارتو بوده و به میزان کم در این سنگها دیده می شود .

اکسیدهای آهن بی شکل به مقدار ۴ - ۵ درصد وجود دارند . حفرات موجود در این سنگها با کلسیت و کوارتز پر شده است ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۹ ) . مهمترین کانیهای فرعی در این سنگها کانیهای اپک و آپاتیت می باشد . آپاتیت از کانیهای پیش رس بوده و دلیل پیش رس بودنش قرارگیری آنها داخل درشت بلورها می باشد ( سرابی ، ۱۳۷۳ ) .

از حاشیه به درون روانه ، بلورها درشت تر می شوند که نشانه سرد شدن سریعتر حاشیه است .

### ۳-۴- پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه طزره

این سنگها در زیر میکروسکوپ تقریباً تمام بلورین هستند و اندازه کانیهای آنها متفاوت است . سنگهای آذرین موجود در منطقه طزره را با توجه به آنکه به شکل سیل و دایک هستند ، می توان دیاباز نامید . آنها بافتهای افیتیک و پویی کلیتیک نشان می دهند ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۰ ) . درشت بلورها از نوع پلاژیوکلاز و پیروکسن بوده ، فضای بین آنها را بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز و ریزبلورهای کلینوپیروکسن و کانیهای اپک پر می نماید . پیروکسنها از نوع کلینوپیروکسن بوده و به صورت نیمه خودشکل ، درشت بلور و ریزبلورهایی در اندازه ۱ تا ۸ میلیمتر دیده می شوند .

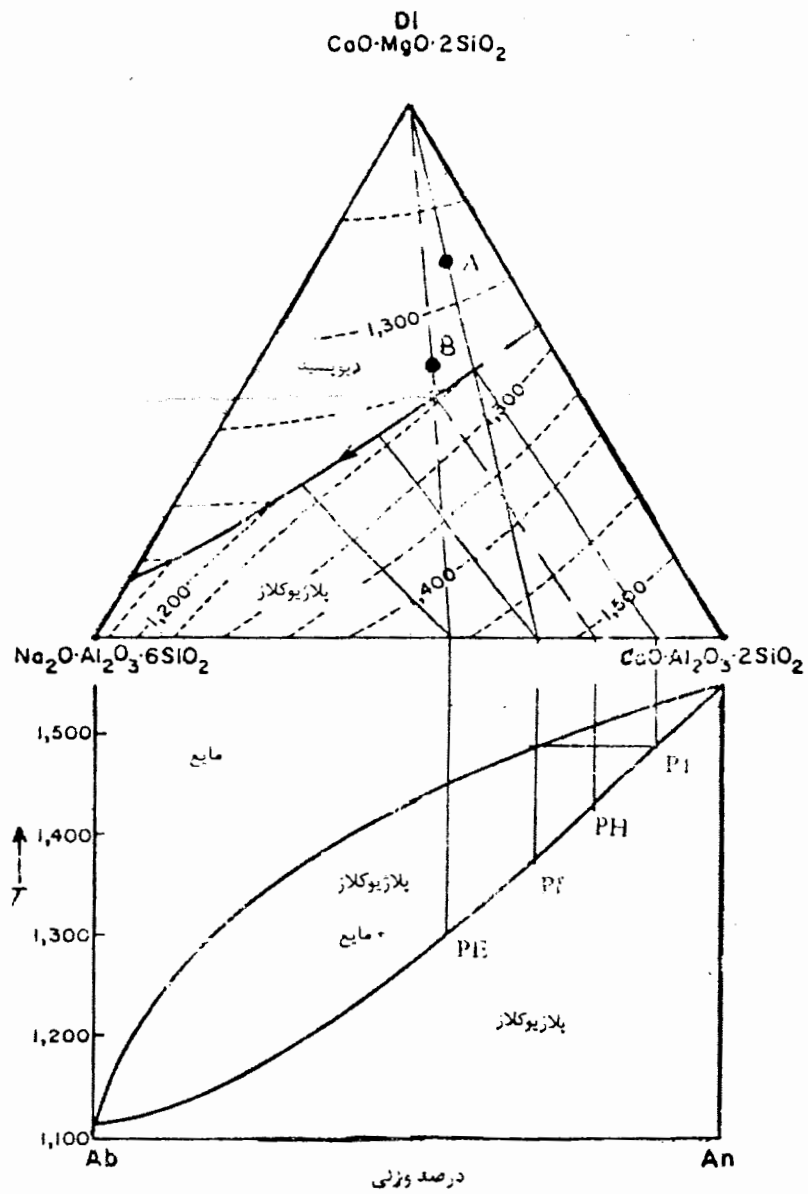
در این بلورها ادخالهایی از کانیهای اپک مشاهده می شود . به نظر می رسد که کلینوپیروکسنهای موجود در این سنگها از نوع تیتان اوژیت باشد . بلور اوژیت با چند رنگی مشخص خود نشانگر وجود تیتان در آن است ، این خصوصیت هویت آلکالن بودن این سنگها را تأیید میکند ( شلی ، ۱۹۹۵ ) .

پیروکسینها در اثر آلتراسیون به کلریت ، کلسیت و اکسید آهن تجزیه شده اند. پلاژیوکلازها که قسمت عمده سنگ را تشکیل می دهند ماکل پلی سنتتیک و کارلسیاد داشته ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۰ ) و حدود ۱/۵ - ۰/۵ میلیمتر طول دارند و سرسیتی شده اند .

در بعضی از نمونه ها پلاژیوکلاز خارج از پیروکسن ادامه یافته است . با توجه به نمودار مثلثی Ab - Di - An ( شکل ۳ - ۱ ) مشخص می شود که نمونه های موبوط به طزره در این نمودار ( نقاط A و B ) ، در محدوده دیوپسید واقع می شوند و این حالت بیان می کند که ابتدا دیوپسید و سپس پلاژیوکلاز متبلور شده است .

فضاهای خالی در این سنگها با کوارتز و کلسیت پر شده اند ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۱ ) . مهمترین کانی فرعی در این منطقه کانیه های اپک می باشند . اکسیدهای آهن به صورت اسکلتی مشاهده می شوند ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۲ ) .

سنگهای سه منطقه شهمیرزاد ، چشمه علی و طزره بشدت دگرسان شده اند . بطور کلی می توان اظهار داشت که بازالتها به آسانی دگرسان می شوند ، یک عامل ناپایداری اینها وجود مقدار زیادی کانیه های آهن دار بصورت آهن دو ظرفیتی است که همراه با دگرسانی و تبدیل آهن دو ظرفیتی به آهن سه ظرفیتی تغییر رنگ نیز صورت می گیرد ( سرابی ، ۱۳۷۳ ) . دیگر اینکه کانیه های موجود در بازالتها جزء اولین کانیه های متبلور شده در توالی باون هستند و در این توالی از بالا به پائین مقاومت در برابر دگرسانی بیشتر می شود بنابراین کانیه های موجود در بازالت از مقاومت کمی در برابر دگرسانی برخوردارند و با توجه به موقعیت این سنگها در ستون چینه شناسی و سن نسبتاً زیادشان و شرایط جوی موجود ( آب و هوای گرم و مرطوب ) مشخص می گردد که این سنگها بشدت در معرض دگرسانی و هوازدگی قرار گرفته اند . این سنگهای دگرسان شده به رنگ سبز مشاهده می شوند ، رنگ سبز روی الیوینها نشانه اکسیده شدن قشر نازکی در روی الیوین و تفرق نور خورشید در این قشر می باشد ( سرابی ، ۱۳۷۳ ) . حضور سیالات و شکستگیها نقش مهمی را در گسترش دگرسانی ایفا می کنند .

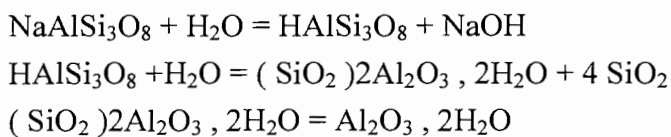


شکل ۳-۱ - بررسی تبلور در سیستم سه تایی دیوپسید - آنورتیت - آلبیت به روش ترسیمی



در این سنگها کلسیت یکی از مهمترین کانیهای دگرسانی است که به وفور دیده می شود و حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانیهای فرومنیزین کلسیم دار می باشد . کانی کلریت نیز حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز و کانیهای فرومنیزین بوده و اکثراً همراه با کلسیت مشاهده می شود . بوکسیت به عنوان محصول نهائی هوازدگی و دگرسانی سنگهای آذرین فلدسپات دار ، در منطقه شهمیرزاد دیده می شود . در این منطقه گذر تدریجی تجزیه سنگ آذرین به بوکسیت بخوبی دیده می شود .

سنگهای آذرینی که دارای مقدار زیادی فلدسپات بخصوص از نوع پلاژیوکلاز باشند ، فلدسپات آنها به مرور زمان در اثر واکنش با آب باران ، اسید سیلیسیک ایجاد می نماید که در مرحله بعد در اثر واکنش مجدد با آب ، کائولینیت به همراه سیلیس کلوئیدی تشکیل می شود . در اثر شستشوی بیشتر سیلیس از کائولن به تدریج مقدار آلومینیوم نسبت به سیلیس افزایش می یابد و در نهایت بوکسیت تشکیل می گردد . روند تبدیل یک پلاژیوکلاز مثل آلبیت را به بوکسیت طبق فرمولهای واکنشی زیر می توان نشان داد :



همانطوریکه از دیاگرام مقدار حلالیت آلومینیم در PH های مختلف دیده می شود ( مر و میسون ، ۱۳۷۱) بعد از اینکه کائولینیت تشکیل شد ، اگر PH محیط در محدوده ۵ تا ۹ ثابت باقی بماند ، آلومینیم در این محدوده کاملاً نامحلول می باشد ولی سیلیس به مقدار خیلی کم محلول است . بنابراین سیلیس کم کم از محیط خارج می شود و به تدریج کائولن از سیلیس تهی می شود و بوکسیت تشکیل می گردد . پس بهترین محدوده PH تشکیل بوکسیت از ۹-۵ می باشد ( شکل ۳ - ۲ ) .

لازم به ذکر است که در آب و هوای گرم و مرطوب که میزان بارندگی بیشتر است ، خروج و شستشوی سیلیس بصورت محلول سریعتر انجام می شود لذا تشکیل بوکسیت در آب و هوای گرم و مرطوب سریعتر صورت می گیرد .

سیلیس کلوئیدی که در طی این واکنشها از فلدسپاتها و کائولن خارج می شود بعداً با کاهش PH محیط ( ایجاد حالت اسیدی ) در داخل خلل و فرج سنگها بصورت سیلیس بی شکل ( چرت ) رسوب می کند .

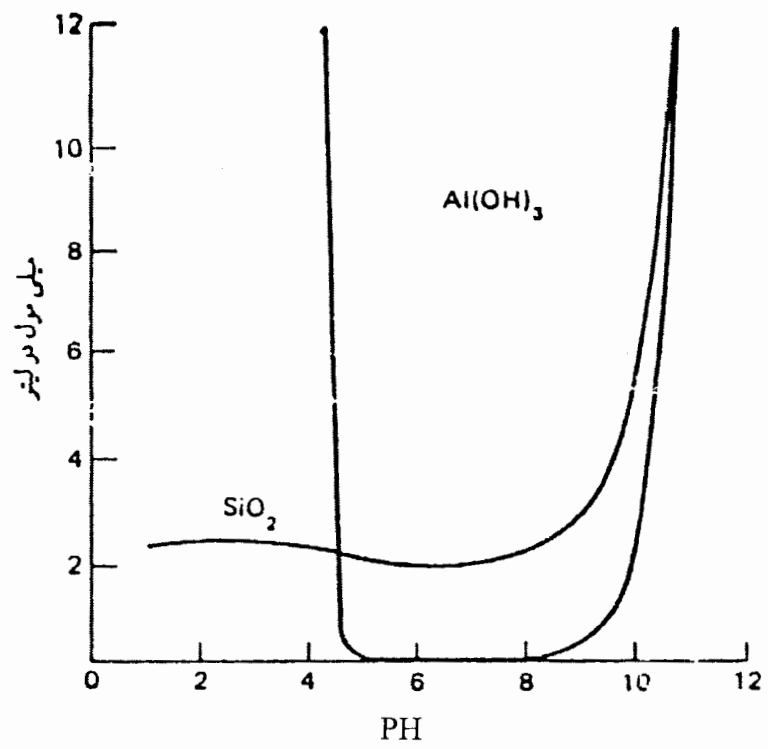
### ۳-۵- پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه در منطقه قشلاق

ماگماتیسم این منطقه به صورت یک سیل تفریق یافته می باشد که طیف وسیعی از انواع سنگهای تفریقی را شامل می شود . سنگهای منطقه شامل الیوین گابرو ، مونزونیت ، دیوریت ، مونزوگابرو و مونزودیوریت می باشند .

#### الف ( الیوین گابروها

رنگ عمومی این سنگها تیره است و بصورت ملانوکرات هستند . بافت آنها تنوع زیادی نداشته و عمدتاً دانه ای نیمه شکلدار است ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۳ ) . در بعضی مقاطع بافت پویی کلیتیک نیز به چشم می خورد . پلاژیوکلاز و آمفیبول فراوانترین کانیهای موجود در این سنگها هستند .

پلاژیوکلاز حدود ۴۰ درصد وجود دارد که ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد نشان می دهد ( تابلو ۳ - ۲ - اشکال ۳ - ۱۳ و ۱۴ ) . این کانی به سوسوریت تبدیل شده ، ولیکن در بعضی قسمتها بصورت دست نخورده و سالم مشاهده می شود . برخی از پلاژیوکلازها دارای منطقه بندی هستند .



شکل ۳-۲- حلالیت سیلیس بی شکل و هیدرواکسید آلومینیوم به عنوان تابعی از PH در ۲۵ درجه سانتی گراد.

حدود ۴۰ درصد کانی آمفیبول در این سنگها وجود دارد ، آمفیبول موجود از نوع هورنبلند قهوه ای است و در مقاطع عرضی آمفیبول کلیواژهای لوزی شکل آن کاملاً آشکار می باشد ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۵ ) . این کانی به دو شکل اولیه و ثانویه وجود دارد . بخشی از این آمفیبولها اورالیت بوده و ناشی از اورالیتی شدن پیروکسنها هستند .

کانی الیوین نیز حدود ۵ درصد در این سنگها یافت می شود که در محل شکستگیها ، دگرسان شده است ( تابلو ۳ - ۲ - شکل ۳ - ۱۶ ) . در این سنگها با حرکت به طرف بالای سیل ، کانیهای الیوین ریزتر و فراوانی آن نیز کمتر می شود . یعنی در قسمتهای پائین سیل ، الیوین گابروها دارای الیوینهای درشتتر و بیشتری هستند . کانیهای اپک به مقدار ۱۰ درصد در این مقاطع وجود دارد . نسبت الیوین به پلاژیوکلاز + آمفیبول در افق الیوین گابرو کاملاً متفاوت است و این حالت مشخص می سازد که الیوین به طریق مکانیکی جدایش یافته است ( کاتورن ، ۱۹۹۶ ) . تیغه های نازک آپاتیت بصورت ادخال درون پلاژیوکلازها مشاهده می شود . در این سنگها حدود ۲ درصد بیوتیت نیز مشاهده می شود که این بیوتیتها دگرسان شده و به کلریت تبدیل شده اند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۷ ) . در این سنگها بیوتیت بعنوان یک فاز فرعی مهم می باشد .

گاهی رنگ ماکروسکوپی گابروها تیره تر از آنچه که ضریب رنگی نشان می دهد به نظر می رسد علت این امر فاسیس مالگاشیتی پلاژیوکلاز است . بدین معنی که پلاژیوکلاز بعلت تجزیه به سوسوریت به رنگ خاکستری تیره دیده می شود و رنگ تیره پلاژیوکلازها رنگ کلی سنگ را تیره تر از آنچه که هست نشان می دهد ( معین وزیری ، ۱۳۷۱ ) .

با حرکت به طرف بالای سیل ترکیب سنگها از الیوین گابرو به مونزوگابرو و مونزودیوریت می رسد بطوریکه در این سنگها مقداری آلکالی فلدسپار ظاهر می شود . در صورتی که ترکیب پلاژیوکلاز در سنگها بصورت آنورتیت کمتر از ۵۰ درصد باشد سنگ را مونزودیوریت و اگر آنورتیت بیشتر از ۵۰ درصد باشد نام سنگ مونزوگابرو می شود .

### ج) مونزونیت ها

در این سنگها کانیهای مافیک شکلدار در میان فلدسپارهای شکلدار و نیمه شکلدار قرار گرفته اند . کانی مافیک در این سنگها آمفیبول است که حدود ۴۵ درصد می باشد . میزان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز حدود ۴۰ - ۵۰ درصد است که تقریباً میزان آلکالی فلدسپار با پلاژیوکلاز مساوی است .

آلکالی فلدسپارها زمینه را پر کرده و نشان می دهد که در مراحل تأخیری تشکیل شده اند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۸ ) . حدود ۵ درصد کانی اپک وجود دارد که بصورت خودشکل و غیر خودشکل مشاهده می شوند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۹ ) . اکثر این مقاطع بافت پویی کلیتیک و دانه ای نیمه شکلدار نشان می دهند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۸ ) .

بلورهای باریک و کشیده آپاتیت داخل پلاژیوکلازها مشاهده می شوند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۹ ) . در برخی از این سنگها آثاری از پیروکسنهای اورالیتی شده دیده می شود ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۰ ) . طی این تغییر و تحول کانی اپک آزاد گشته و اسفن نیز در اطراف اپکها تشکیل شده است . این اسفنها ثانویه بوده و ناشی از تجزیه پیروکسن می باشند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۰ ) . اسفنهای ثانویه و غیر خودشکل بیشتر در اطراف هورنبلندها قرار دارند . در این مقاطع کانی آمفیبول به دو صورت اولیه با بلورهای خودشکل و کلیواژهای رومبوندری و ثانویه حاصل از دگرسانی پیروکسن موجود می باشد ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۱۸ ) .

#### ج ( دیوریت ها

مقاطع نازک این سنگها بافت دانه ای و پویی کلیتیک نشان می دهند . حدود ۳۵ درصد پلاژیوکلاز وجود داشته که کمی سوسوریتی شده و در این مقاطع مقدار زیادی اپیدوت یافت می شود ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۱ ) . پلاژیوکلازها ماکلهای پلی سنتتیک و کارلسباد داشته و برخی از آنها دارای منطقه بندی هستند .

در این سنگها تقریباً حدود ۳۰ - ۴۰ درصد آمفیبول وجود داشته که رنگ قهوه ای نشان می دهند و همچنین مقاطع عرضی زیبایی از این کانی با کلیواژهای لوزی شکل مشاهده می شود ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۲ ) . اکثر این آمفیبولها حاصل از دگرسانی پیروکسن هستند چون در برخی مقاطع شواهد حضور پیروکسن از جمله مقطع هشت گوش آن هستیم . همچنین اشکال دروغین پیروکسن که با آمفیبول رشته ای جایگزین شده نیز دیده می شود ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۳ ) .

بلورهای آپاتیت به مقدار زیادی درون پلاژیوکلازها وجود دارند . کانی اسفن نیز که بیشتر حاصل تجزیه پیروکسنها میباشد ، دیده می شود . حدود ۲ درصد کانی بیوتیت در این مقاطع وجود دارد که کمی دگرسان شده هستند و به کلریت تجزیه شده اند . یون پتاسیم آزاد شده از بیوتیت

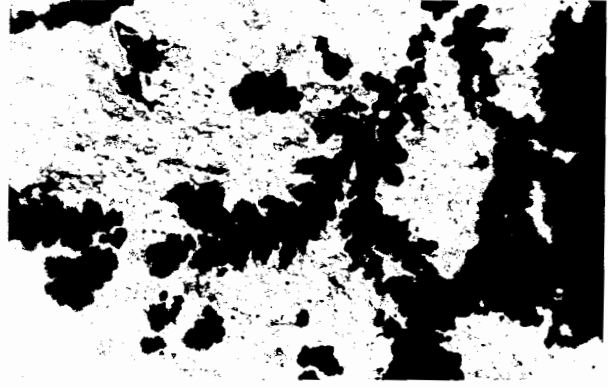
باعث سرسیتی شدن پلاژیوکلازها می شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز در تولید اپیدوت مصرف می شود . در دماهای پائین تا متوسط کلریت بصورت یک محصول دگرسانی نه فقط از بیوتیت بلکه از پیروکسن و آمفیبول نیز تشکیل می شود ( آسیابانها ، ۱۳۷۴ ) .

در این مقاطع اکسیدهای آهن بصورت خودشکل و غیر خودشکل وجود دارند که خودشکلها در مراحل اولیه تبلور و غیر خودشکلها در مراحل انتهایی تبلور تشکیل شده اند ( تابلو ۳ - ۳ - شکل ۳ - ۲۴ ) .

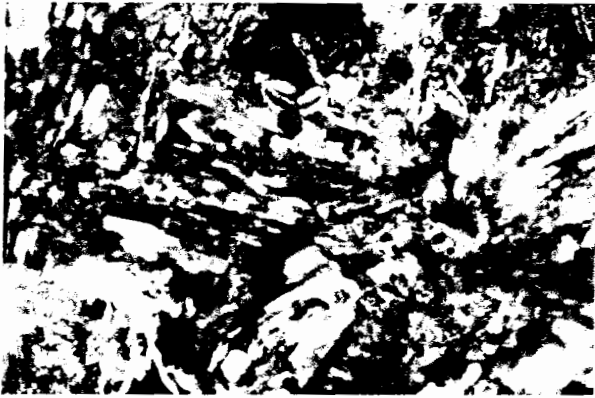




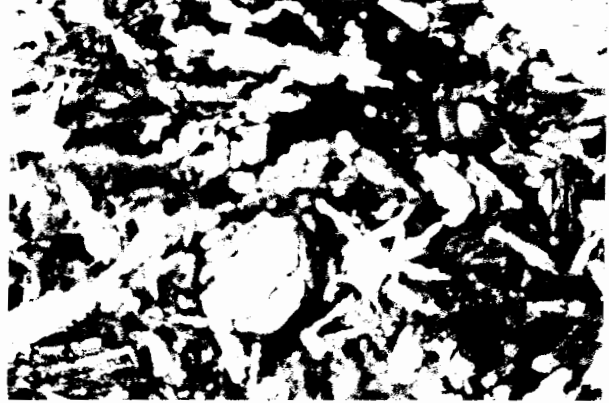
۱-۳



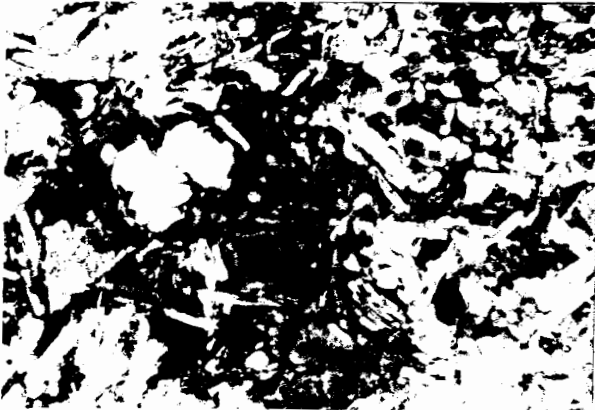
۵-۳



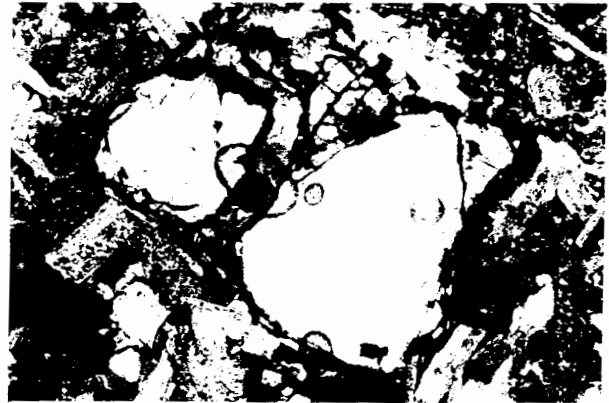
۲-۳



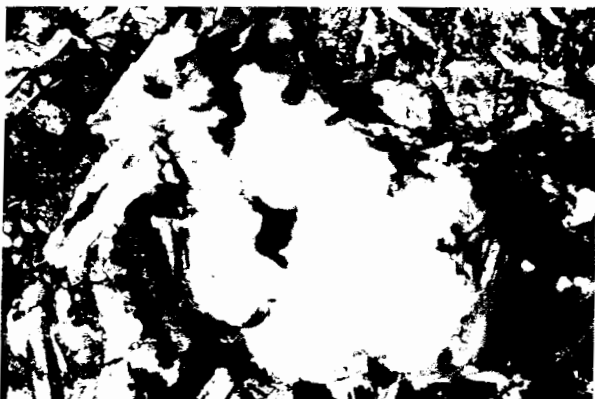
۶-۳



۳-۳



۷-۳



۴-۳

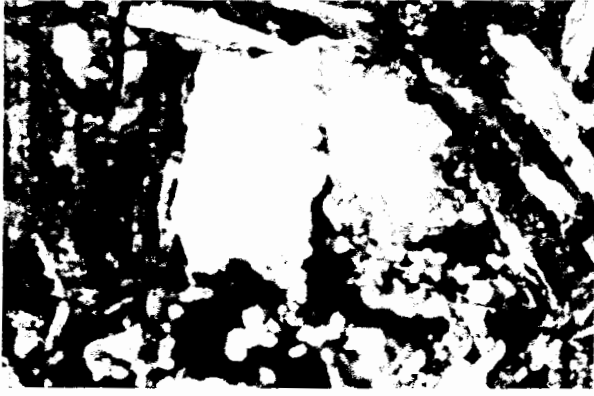


۸-۳

۱-۳ تابلو



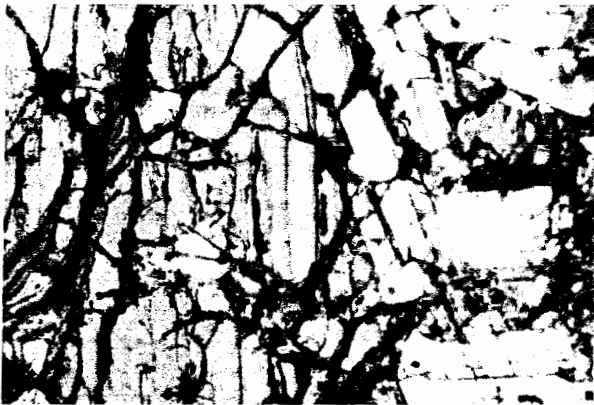




۹-۳



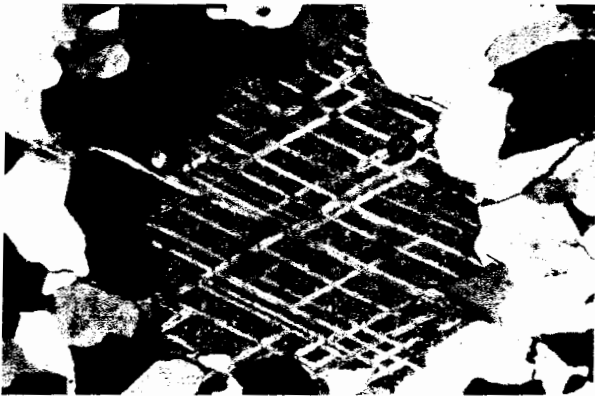
۱۳-۳



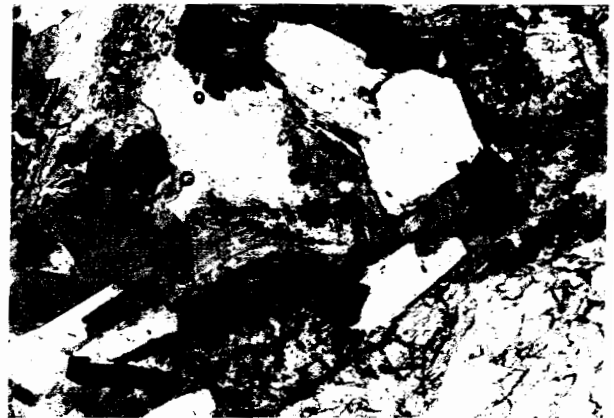
۱۰-۳



۱۴-۳



۱۱-۳



۱۵-۳



۱۲-۳



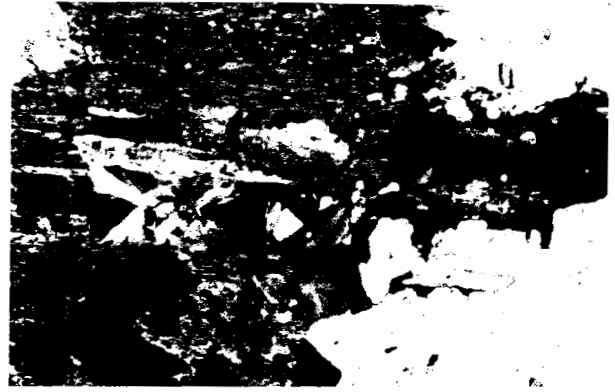
۱۶-۳

تابلو ۲-۳

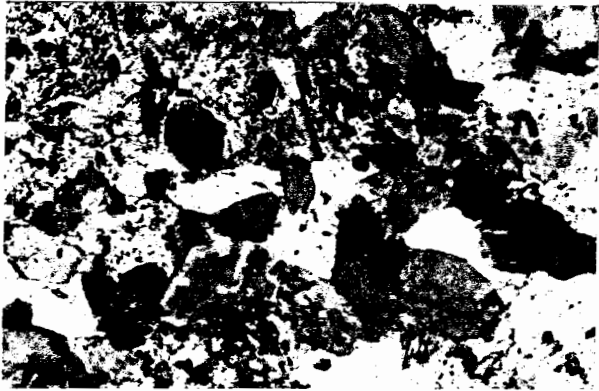




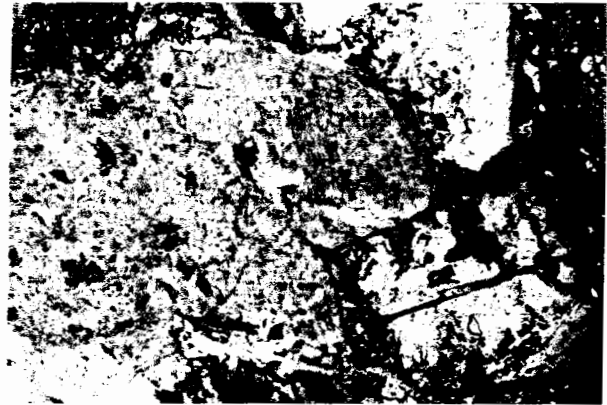
۱۷-۳



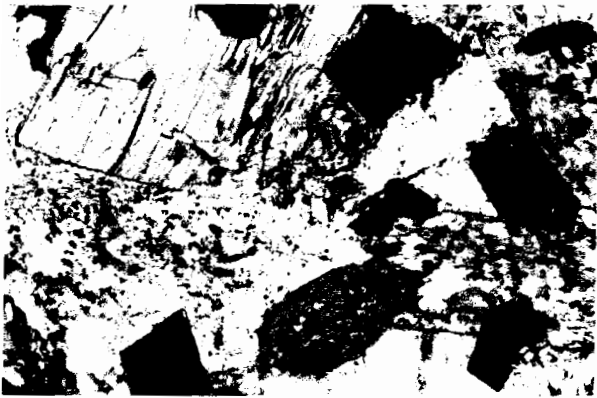
۲۱-۳



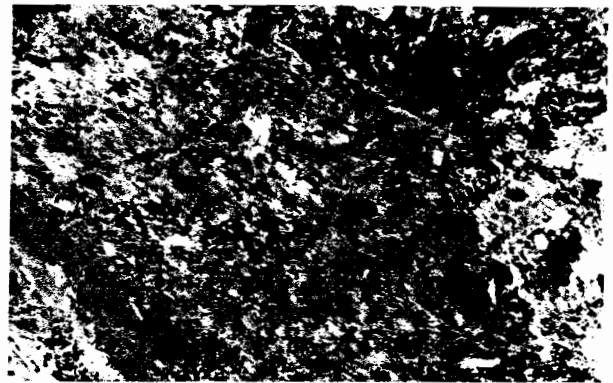
۱۸-۳



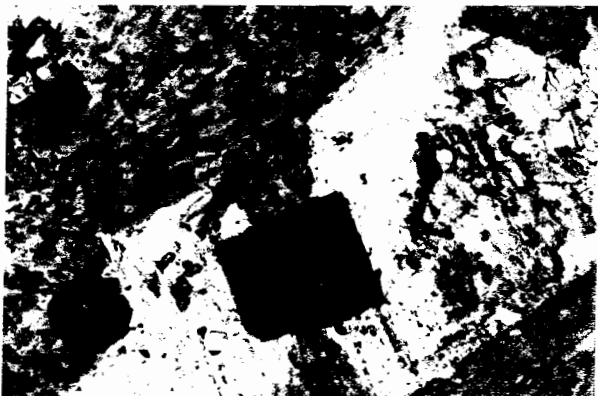
۲۲-۳



۱۹-۳



۲۳-۳



۲۰-۳



۲۴-۳

۳-۳ تابلو

## فصل چهارم

### ژئوشیمی

#### ۴-۱- مقدمه

بررسی دقیق سنگهای آذرین بدون مطالعات ژئوشیمیایی امکان پذیر نیست. بنابراین به منظور کامل کردن مطالعات و بررسی دقیق تر سنگهای مورد نظر، بعد از انجام مطالعات پتروگرافی، ۱۱ نمونه از سنگهای آذرین مناطق مورد مطالعه که کمتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته اند، انتخاب گردید (۳ نمونه از منطقه شهمیرزاد، ۲ نمونه از منطقه چشمه علی، ۲ نمونه از منطقه طزره و ۴ نمونه از منطقه قشلاق). نمونه های منتخب به روش فلورسانس اشعه ایکس - XRF - در شرکت کیان طیف اصفهان تجزیه گردید. روش XRF برای تعیین شیمی عناصر اصلی و کمیاب متداول بوده و یک روش سریع می باشد. محدودیت این روش در این است که عناصر سبکتر از Na با روش XRF تجزیه نمی شوند (رولینسون، ۱۹۹۳).

نتیجه تجزیه های شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی بصورت درصد وزنی و عناصر کمیاب بصورت ppm (قسمت در میلیون) گزارش شده است (جدول ۴ - ۱).

#### ۴-۲- آماده سازی و تصحیح داده های ژئوشیمی

نتایج آنالیز شیمی یک نمونه ممکن است به دلایل مختلف دچار خطا گردد که در زیر بطور خلاصه بیان می شود (قاسمی، ۱۳۷۹):

(۱) آلاینش

جدول ۴ - ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه های مناطق مورد مطالعه . SH بازالت شهمیرزاد - GH4,3 دیوریت قشلاق - GH1,8 الیون بازالت قشلاق - CH بازالت چشمه علی - T دیاباز بازالتی طزره .

	SH5	1SH4	SH4	GH4	GH3	GH1	GH8	CH6	CH2	T3	T6
SiO(2)	55.78	48.23	49.6	46.28	49.11	44	41.44	58.7	54.27	48.53	45.76
Al(2)O(3)	11.23	14.1	13.34	10.57	13.59	9.5	9.576	16.115	12.24	11.6	11.69
FT	13.63	14.8	15.08	15.01	12.71	15.45	15.6	5.627	15.76	14.18	12.11
Fe(2)O(3)	6.048	3.55	3.75	5.098	4.42	4.337	4.468	3.41	3.2	3.33	3.12
FeO	7.578	11.25	11.35	9.91	8.29	11.11	11.13	2.21	12.56	10.83	8.99
CaO	5.11	5.27	5.11	11.25	9.97	10.05	9.8	5.21	3.06	15.47	19.79
Na(2)O	5.92	3.395	3.43	3.437	4.57	2.118	2.43	3.83	4.15	2.12	2.03
K(2) O	0.29	0.51	0.499	1.54	0.57	1.226	1.29	0.11	0.4	0.095	0.13
MgO	3.16	11.17	10.52	8.18	6.33	14.64	16.56	8.3	0.48	6.12	6.75
MnO	0.11	2.056	0.21	0.16	0.096	0.207	0.23	0.14	0.07	0.176	0.22
TiO(2)	4.198	2.056	1.96	3.25	2.62	2.516	2.64	1.77	1.437	1.567	1.38
P(2)O(5)	0.576	0.248	0.257	0.318	0.424	0.289	0.42	0.205	0.129	0.137	0.13
L.O.I	7.85	15.52	13.79	12.78	13.62	18.61	19.67	17.55	11.92	15.82	17.58
S	10	13	15	10	24	543	554	15	16	77	179
Cl	94	29	57	3077	2876	1034	775	119	113	54	207
V	339	229	230	285	259	223	214	253	225	208	183
Cr	64	343	344	303	76	615	688	522	463	269	413
Co	27	52	54	41	39	66	71	129	56	42	53
Ni	25	144	138	111	60	389	419	211	266	82	187
Cu	30	42	32	57	43	85	81	31	38	119	103
Zn	83	95	94	87	54	109	121	88	98	87	85
Rb	7	11	11	36	8	19	23	6	15	5	7
Sr	1029	1176	1168	1191	1165	972	1045	885	1224	946	1091
Y	40	21	20	29	26	23	22	18	18	18	17
Nb	30	14	14	20	20	17	19	10	10	10	9
Ba	750	394	381	700	490	416	496	217	332	225	214
W							2				
Hf	12	15	14	17	15	15	16	13	16	8	10
Ga	27	26	26	30	29	24	35	20	26	22	24
Pb	10	4	2	7	6	1	6	5	7	1	2
Ce	23	19	21	14	13	6	19	12	12	10	15
La	20	16	15	10	16	10	9	10	10	5	12
Th	1	3	3	3	5	6	8	4	5	4	4
U	1	2	1	1	1	2	1	1	4	3	9
Zr	305	177	173	260	239	194	208	85	145	104	110
AN%	6.014	43.07	40.21	31.2	29.35	50.08	73	43.06	27.9	54.92	83.76
Q	10.75	0	0	0	0	0	0	13.47	17.6	1.077	0
or	1.81	3.05	3.05	9.5	3.5	7.5	7.9	0.67	2.6	0.58	0.79
ab	53	29.12	30.04	20.48	37.32	13.27	4.4	33.46	39.4	18.5	4.47
an	3.39	22.03	20.2	9.29	15.51	13.32	11.9	25.31	15.25	22.54	23.06
ne	0	0	0	5.42	1.608	2.91	9.23	0	0	0	7.15
di	11.27	2.28	3.45	36.9	25.9	29.01	28.38	0	0.739	45.46	51.83
hy	3.1	18.7	29.45	0	0	0	0	21.34	19.15	3.85	0
ol	0	15.05	4.14	3.9	3.67	22.19	25.6	0	0	0	0
mt	0	5.23	5.19	7.22	6.22	6.06	6.25	0	4.8	4.6	4.3
il	5.7	3.96	3.85	6.4	5.2	4.9	5.2	0.31	3.1	3.1	2.7
ti	3.5	1	0.37	0.45	1.05	0.7	1.05	0.38	0.32	0.25	1.3
ap	1.41	0.58	0.62	0.77	1.02	0.69	1.01	0.49	0.33	0.33	0.31

آلایش در حین آماده سازی نمونه می تواند یک منبع اصلی خطا در آنالیز ژئوشیمی باشد . این مورد می تواند طی خرد کردن و ساییدن نمونه رخ دهد . بطوریکه ممکن است با نمونه قبلی که اثراتی از آن در دستگاه باقی مانده و یا مواد متشکله دستگاه آلایش پیدا کند . بهتر است از دستگاههایی که از آگات ساخته شده اند استفاده شود .

ساینده های سرامیکی آلودگی Al ایجاد می کنند و ساینده های فولادی آلودگی Fe , Cr , Mn Ni , Ti , Nb را بوجود می آورند . ساینده های آگاتی فقط سیلیس را به نمونه می افزایند که چندان مهم نیست ، چون سیلیس جزء عناصر اصلی بوده و اغلب مقدار آن زیاد است . آلودگی نمونه با مواد حاصل از ته نشست آبهای زیر زمینی یا آب دریا و ناخالصی واکنش گر ها نیز می تواند باعث ایجاد خطا در نتایج آنالیز شیمی گردد .

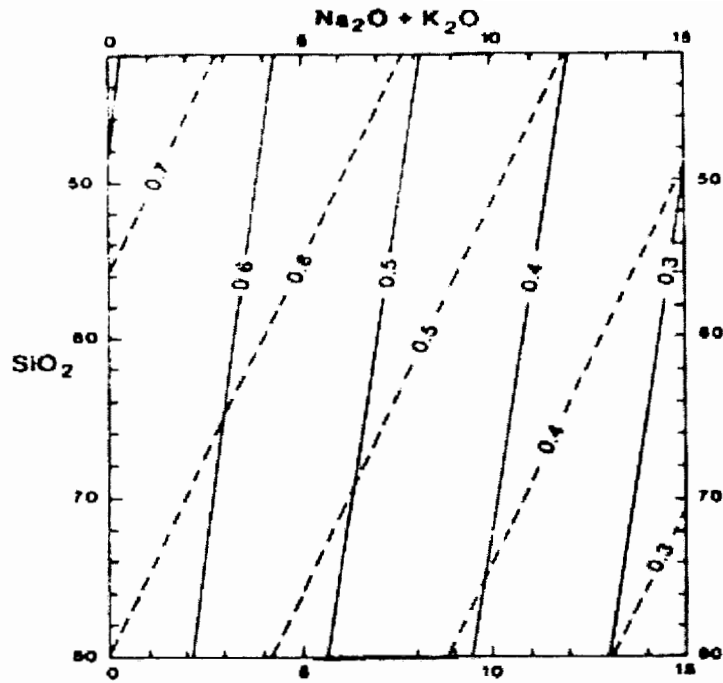
۲) خطای ناشی از کالیبراسیون دستگاهها

۳) خطای ناشی از پوشش پیکها با یکدیگر

۴) آشکارسازی خطاهای موجود در داده های ژئوشیمی

با توجه به اینکه در نتایج آنالیز شیمی ممکن است خطاهای زیادی وجود داشته باشد و کم بودن تعداد آنالیزها ، بهتر است به داده های صحرائی و میکروسکوپی توجه زیادی داشته باشیم . قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است تغییرات و اصلاحاتی روی آنها انجام شود . ابتدا باید درصد مواد فرار را از مقدار کل اکسیدهای عناصر اصلی کم کرده و سپس میزان اکسیدهای عناصر اصلی را به ۱۰۰ رساند .

در تجزیه XRF آهن بصورت  $Fe_2O_3$  کل ارائه می شود . ولیکن باید مقدار آهن فریک و آهن فرو را جداگانه محاسبه کنیم . برای تصحیح نسبت  $Fe_2O_3 / FeO$  از روش میدل موست استفاده می کنیم . برای این کار از نمودار شکل ۴ - ۱ استفاده می شود . ابتدا موقعیت نمونه مورد نظر را در نمودار سیلیس - آلکالی مشخص می کنیم و سپس عدد مربوط به آن نقطه را نسبت به خطوط مجاورش بدست می آوریم ( خطوط ممتد برای سنگهای آذرین درونی و خط چین برای سنگهای آتشفشانی ) ، عدد بدست آمده را در  $Fe_2O_3$  کل که در تجزیه شیمی آورده شده است ضرب کرده ، حاصل آن معادل FeO می باشد . حال  $Fe_2O_3$  کل را از FeO کم کرده ، در نتیجه



شکل ۴-۱ نمودار سیلیس - آلکالن که در آن خطوط نسبت‌های آکسیداسیون های مساوی ( درصد  $FeO / FeO + Fe_2O_3$ ) در مورد سنگ‌های آذرین درونی ( با خطوط ممتد ) و در مورد سنگ‌های آتشفشانی ( با خط چین ) نشان داده شده است ( نقل از لومتر ، ۱۹۷۶ ) .



مقدار اصلی  $Fe_2O_3$  بدست می آید. بدین ترتیب مقادیر  $FeO$  و  $Fe_2O_3$  را بطور جداگانه محاسبه می کنیم. بر اساس این نمودار نمونه های مورد مطالعه در اعداد  $0/56$  تا  $0/679$  ضرب گردید. برخی از سنگهای آذرین در نتیجه دگرسانی ثانوی، اکسیده می شوند یعنی نسبت  $Fe_2O_3 / FeO$  آنها افزایش می یابد و این امر در ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده ای می گذارد. بدین ترتیب که سنگ اکسیده شده، مگنتیت نورماتیو بیشتری دارد. بنابراین  $FeO$  کمتری برای ایجاد دیوپسید، هیپرستن و الیوین باقی می ماند در نتیجه در نورم سنگ اکسیده شده، سیلیس اضافی آشکار می شود (میدل موست، ۱۹۸۷).

### ۳-۴- کاربرد داده های عناصر اصلی

بنا به نظر رولینسون (۱۹۹۳) از شیمی عناصر اصلی در موارد زیر استفاده می شود:

- ۱) طبقه بندی سنگها
- ۲) در دیاگرامهای مختلف به منظور بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگها با یکدیگر
- ۳) بعنوان ابزار مقایسه ای با ترکیبات سنگی تجربی
- ۴) تعیین محیط تکتونیکی و تکوین مجموعه های آذرین

### ۳-۴-۱- طبقه بندی سنگهای آذرین

بر اساس نتایج حاصل از آنالیز شیمی می توان سنگهای آذرین را به دو صورت طبقه بندی کرد.

#### الف- طبقه بندی شیمیایی

برای طبقه بندی شیمیایی سنگها از نمودارهای مختلفی که مقدار کل آلکالی را در مقابل  $SiO_2$  رسم کرده است، استفاده می کنیم. دیاگرام سیلیس - آلکالی یکی از مفیدترین دیاگرامها برای دسته بندی سنگهای آتشفشانی می باشد. کاکس و همکاران (۱۹۷۹) نشان دادند که دلایل تئوری برای انتخاب  $SiO_2$  و  $Na_2O + K_2O$  در دسته بندی سنگهای آتشفشانی وجود دارد. این دیاگرام را نباید برای سنگهای هوازده و آتره شده استفاده کرد زیرا احتمالاً آلکالیها متحرک می شوند (رولینسون، ۱۹۹۳). سنگهای مورد مطالعه در این تحقیق اکثراً هوازده و دگرسان شده هستند.

#### - طبقه بندی لوباس و همکاران (۱۹۸۶)

این طبقه بندی بر اساس درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  در مقابل مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  ارائه شده است. با توجه به این نمودار ( شکل ۴ - ۲ - الف ) سنگهای منطقه شه میرزاد در محدوده بازالت و تراکی آندزیت بازالتی قرار می گیرد ، ولیکن در مبحث پتروگرافی حضور ترکیبات بازالتی در این منطقه بوضوح مشخص گردید . بازالت های منطقه چشمه علی در محدوده آندزیت بازالتی و آندزیت قرار می گیرد . با توجه به مطالعات پتروگرافی این سنگها از نوع الیوین بازالت آکالن می باشند . نمونه های منطقه طزره در محدوده بازالت قرار گرفته اند و نمونه های منطقه قشلاق در محدوده گابرو واقع می شوند . همانطور که مشاهده می شود موقعیت اکثر نمونه ها با تقسیم بندی پتروگرافی مطابق می باشد .

#### – طبقه بندی کاکس و همکاران ( ۱۹۷۹ )

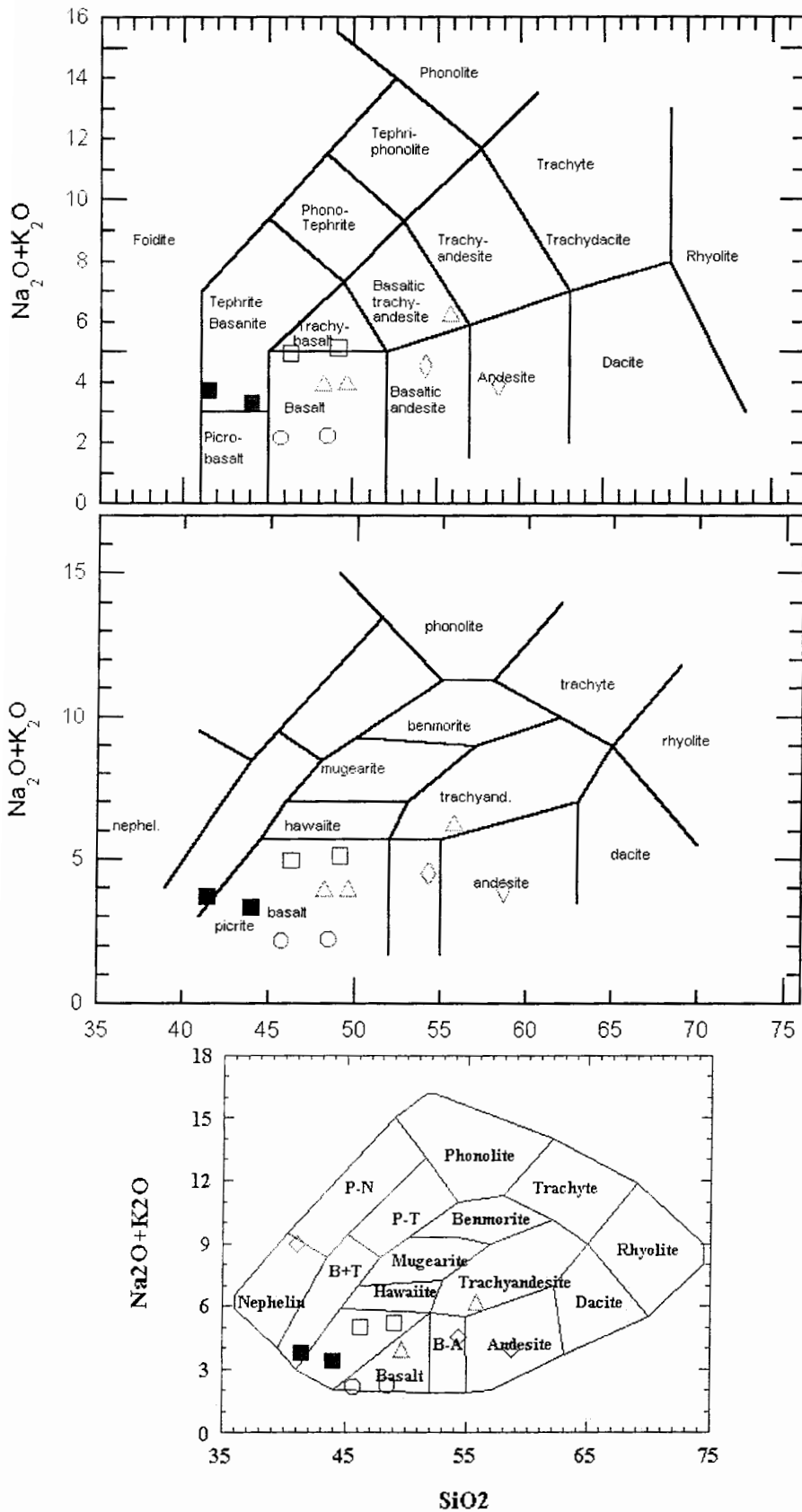
این نمودار نیز مانند نمودار قبلی بر اساس درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  در مقابل آلکالی کل ترسیم شده است . در این نمودار ، نمونه های منطقه شه میرزاد در محدوده بازالت و تراکی آندزیت قرار گرفته است . بازالت های منطقه چشمه علی در محدوده آندزیت بازالتی و آندزیت واقع شده است . نمونه های منطقه طزره نیز در محدوده بازالت قرار می گیرند ( شکل ۴ - ۲ - ب ) .

نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس کاکس و همکاران ( ۱۹۷۹ ) ، توسط ویلسون ( ۱۹۸۹ ) برای سنگهای نفوذی تعمیم داده شده است . سنگهای منطقه قشلاق در این نمودار در محدوده گابرو واقع می شوند ( شکل ۴ - ۲ - ج ) .

#### ب- طبقه بندی شیمیایی - کانی شناسی ( نورماتیو )

محاسبه نورم عبارت از تعیین کانی شناسی سنگ از طریق آنالیز شیمی است . این محاسبه به روشهای مختلفی انجام می شود اما نورم C.I.P.W بیشتر استفاده می گردد . نورم یک سنگ ممکن است از کانی شناسی مشاهده شده در سنگ متفاوت باشد . نورم استفاده شده در اینجا ، نورم درصد وزنی است .

#### – طبقه بندی نورماتیو اشتربکایزن و لومتر ( ۱۹۷۹ )



الف

ب

ج

شکل ۴-۲- طبقه بندی شیمیایی سنگهای مورد مطالعه ، الف ) طبقه بندی لوپاس و همکاران ( ۱۹۸۶ ) ، ب ) طبقه بندی کاکس و همکاران ( ۱۹۷۹ ) ، ج ) طبقه بندی ویلسون ( ۱۹۸۹ )

- ایوین گابرو منطقه قشلاق
- دیوریت منطقه قشلاق
- بازالت منطقه طزره
- ◇ بازالت منطقه چشمه علی
- △ بازالت منطقه شه میرزاد

در این نمودار ( شکل ۴ - ۳ - الف ) محور  $y$  منعکس کننده درجه اشباع از سیلیس یا مقدار کوارتز می باشد  $[Q = Q / (Q + Or + Ab + An)]$  و محور  $x$  تغییر ترکیب فلدسپات را نشان می دهد.  $[ANOR = 100 \cdot An / (Or + An)]$ . این نمودار برای سنگهای آذرین درونی و بیرونی بکار می رود. نمونه های منطقه شه میرزاد ، طزره و چشمه علی در محدوده بازالت قرار می گیرند و نمونه های منطقه قشلاق نیز با توجه به معادلهای درونی ارائه شده برای این دیاگرام در محدوده مونزونیت ، مونزوگابرو ، مونزودیوریت ، دیوریت و گابرو واقع می شوند .

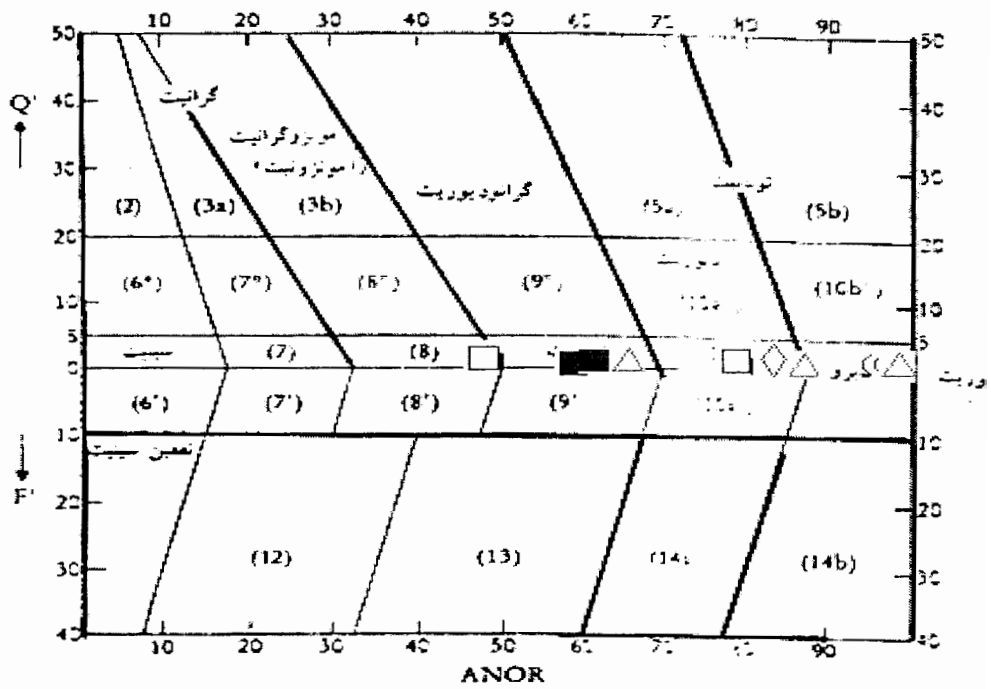
### ۴ - ۳ - ۲- روندهای ژئوشیمیایی

به منظور بررسی روند تغییرات عناصر اصلی و آشکار ساختن پدیده های تفریق ، تبلور بخشی ، ذوب بخشی و آلیش ، اغلب از  $SiO_2$  به عنوان اکسید شاخص استفاده می شود . ولیکن چون سنگهای مورد مطالعه ما بیشتر بازیگ هستند بهتر است از  $MgO$  به عنوان اکسید شاخص برای بررسی روند تغییرات عناصر اصلی استفاده کنیم . زیرا این سنگها کانیهای مافیک زیادی داشته و در آنها  $MgO$  یک سازنده مهم فاز جامد در تعادل با مذاب مافیک می باشد و تغییرات زیادی را طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی نشان می دهد ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) . همچنین از ضریب تفریق که عبارتست از درصد کانیهای روشن سنگ شامل : کوارتز ، آلبیت ، ارتوز و نفلین در مقابل اکسیدهای اصلی نیز استفاده می کنیم .

### الف- دیاگرامهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به $MgO$ (دیاگرامهای فنر)

طیف تغییرات  $MgO$  این سنگها از  $3/16$  تا  $16/56$  درصد وزنی می باشد . در ابتدا باید متذکر شد که مناطق شه میرزاد ، چشمه علی و طزره سنگهای آتشفشانی عمدتاً از نوع بازالت بوده و هیچگونه تنوع سنگی ندارند ، بنابراین نمونه های این مناطق در روی دیاگرام تغییرات روند خاصی را نشان نمی دهند . منطقه قشلاق از نظر پتروگرافی متنوع بوده و نمونه های آن بر روی دیاگرام تغییرات ، روندهای خاصی را نشان می دهند .

در نمودار تغییرات سیلیس در برابر  $MgO$  ( شکل ۴ - ۴ ) ، نمونه های منطقه چشمه علی نسبت به سایر نمونه ها میزان سیلیس بیشتری دارد. بالاتر بودن مقدار سیلیس در این سنگها ناشی از فراوانی کوارتزهای دانه ریز ثانویه می باشد . میزان  $MgO$  این نمونه ها حدود  $8/4$  درصد است .



شکل ۴ - ۳ - طبقه بندی نورماتیو سنگهای مورد مطالعه (اقتباس از اشتراکیزن و لومتر ، ۱۹۷۹) .  
 محدوده های شماره گذاری شده مطابق با نمودار مودال QAPF اشتراکیزن ( ۱۹۷۶ ) است .  

$$Q' = Q / ( Q + Or + Ab + An )$$

$$F' = ( Ne + Lc + Kp ) / ( Ne + Lc + Kp + Or + Ab + An )$$

$$ANOR = 100 * An / ( Or + An )$$

علائم همان علائم شکل ۲-۴ می باشد

MgO نمونه های مناطق چشمه علی و شه میرزاد از طزره بیشتر است ، بطوریکه در مقاطع سنگهای این دو منطقه الیوین دیده می شود . در این مناطق با کاهش MgO در مذاب ، میزان سیلیس افزایش می یابد . MgO در ساختمان کانیهای مراحل اولیه تفریق نظیر الیوین و پیروکسن مصرف می شود . در نمونه های منطقه قشلاق همانطور که از دیاگرام مشخص هست ، به سمت سنگهای تفریق یافته تر از میزان MgO کاسته شده و میزان SiO<sub>2</sub> افزایش می یابد . بنابراین درصد وزنی سیلیس که اصلی ترین اکسید سازنده سنگهای ماگمایی است در طی روند تفریق همواره سیر صعودی دارد لذا مقدار آن معرف مراحل مختلف تفریق و انجماد ماگما است .

میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> طیفی از ۹/۵ تا ۱۶/۱ درصد و Na<sub>2</sub>O از ۲/۰۳ تا ۵/۹۲ درصد دارند . میزان Na<sub>2</sub>O و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در نمونه های مناطق شه میرزاد و چشمه علی از طزره بیشتر است چون در این مناطق پلاژیوکلاز فراوانتر می باشد ( شکل ۴ - ۴ ) .

Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Na<sub>2</sub>O با افزایش MgO مذاب ، کاهش می یابند یعنی در مراحل اولیه تبلور که MgO زیاد مصرف می شود Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Na<sub>2</sub>O کم مصرف شده و میزان آن در مذاب باقیمانده زیاد می شود . زیرا این اکسیدها در ساختمان کانیهایی که ابتدا متبلور می شوند ، نظیر الیوین و پیروکسن مصرف نمی شوند .

تغییرات K<sub>2</sub>O در این سنگها از ۰/۰۹ تا ۱/۵ درصد می باشد ( شکل ۴ - ۴ ) . نمونه های منطقه طزره نسبت به سایر نمونه ها کمترین مقدار K<sub>2</sub>O را دارند . میزان این اکسید در سنگهای منطقه چشمه علی و شه میرزاد نیز کم بوده و از ۰/۱ تا ۰/۶ درصد می باشد . ولی در کل همانطور که در نمونه های قشلاق مشاهده می شود با افزایش MgO ، K<sub>2</sub>O نیز افزایش می یابد . اکسید K<sub>2</sub>O متحرک بوده بنابراین طی دگرسانی مقدارش تغییر می کند (رولینسون ، ۱۹۹۳) . طی آلتراسیون دما پائین ، پتاسیم از زمینه نمونه ها شسته می شود . در ترکیبات حدواسط منطقه قشلاق میزان K<sub>2</sub>O از سایر ترکیبات بیشتر است که این بخاطر حضور فلدسپاتهای پتاسیم دار در این سنگها می باشد .

با کاهش MgO ، MnO نیز کاهش می یابد . MnO جانشین آهن می شود و می تواند روندی همانند آهن نشان دهد ( ۴ - ۴ ) .

میزان Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل در تمامی نمونه ها تقریباً در یک طیف است ( شکل ۴ - ۴ ) . Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> کل تقریباً روند افقی نشان می دهد . این روند افقی مقادیر غیر واقعی FeO موجود در الیوین را بیان

می کند ( ناتلند ، ۲۰۰۳ ) . تغییرات FeO را می توان به صورت روند کاهشی بسیار ملایم نیز در نظر گرفت ، بدین ترتیب که به طرف ترمهای تفریق یافته تر میزان آهن اندکی کاهش می یابد .

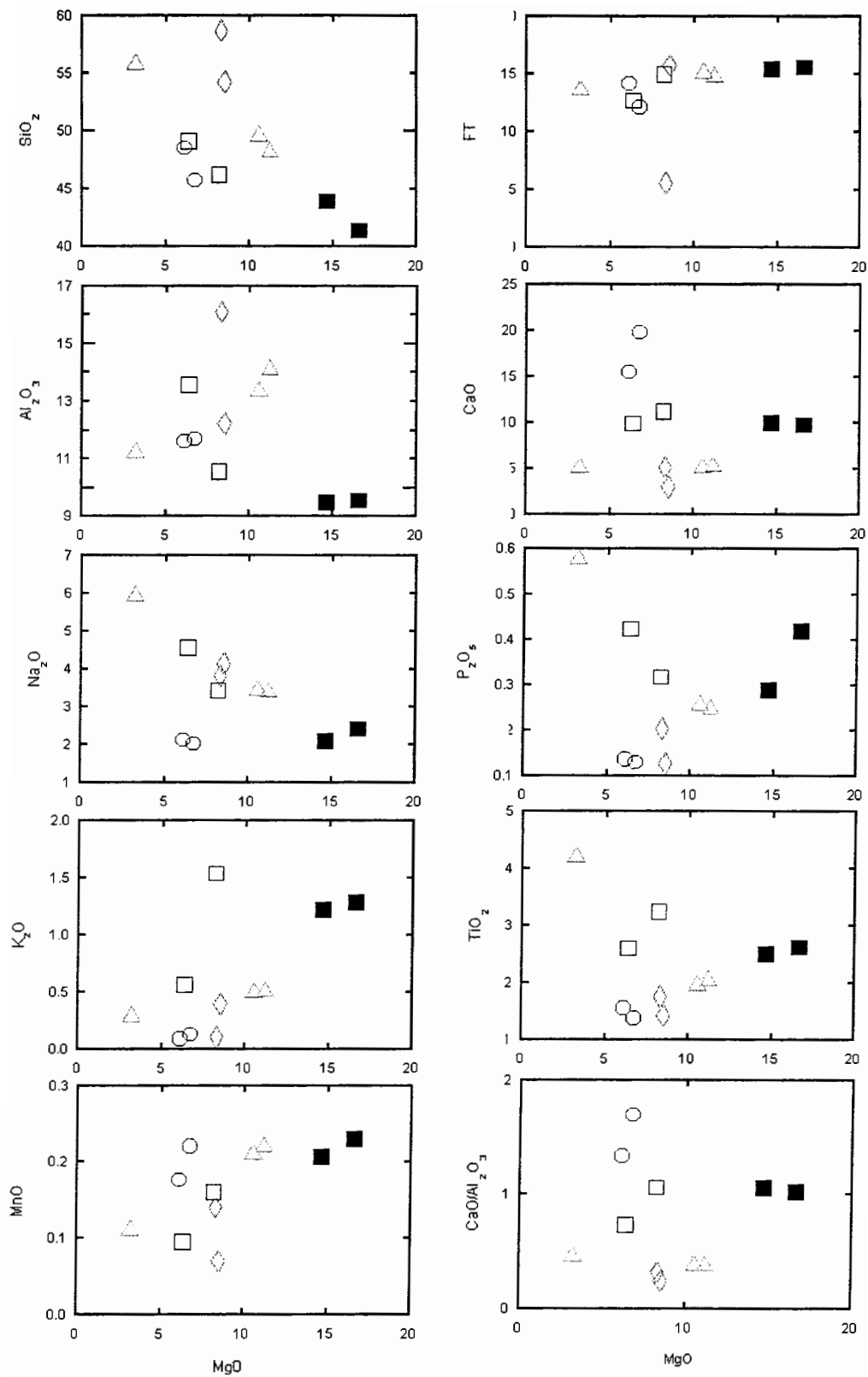
میزان اکسید کلسیم در نمونه های طزره از سایر مناطق مورد مطالعه بیشتر است و حدود ۲۰-۱۵ درصد وزنی می باشد و این بدلیل حضور کلینوپیروکسن کلسیم دار به میزان زیاد است ( شکل ۴-۴ ) . میزان این اکسید در نمونه های چشمه علی و شه میرزاد در یک حد بوده و بین ۳ تا ۵ درصد است . در نمونه های منطقه قشلاق تغییرات CaO تقریباً روند یکنواختی را نشان می دهد زیرا از ابتدای شروع تبلور در تشکیل کانیهایی از جمله پیروکسن و فلدسپات مصرف می شود .

میزان  $P_2O_5$  در نمونه های شه میرزاد و چشمه علی از طزره بیشتر است ( شکل ۴ - ۴ ) . در برخی نمونه ها که مقادیر MgO پائین و  $P_2O_5$  بالا دیده می شود ، به علت جایگزینی الیوین توسط ایدنگسیت است که منجر به از دست دادن MgO و به دست آوردن  $P_2O_5$  می شود ( بوریسوا ، ۲۰۰۱ ) . مقدار این اکسید در نمونه های منطقه قشلاق پراکنده بوده و روند خاصی را نشان نمی دهد ، که مربوط به مقادیر متفاوت آپاتیت در این سنگها می باشد .

تیتان در ساختار اکسید آهن و پیروکسن وارد می شود . میزان این اکسید به ترتیب در مناطق طزره ، چشمه علی و شه میرزاد اندکی افزایش می یابد . مقدار این اکسید در نمونه های منطقه قشلاق در یک حد می باشد و این حالت در پتروگرافی هم مشاهده می شود بطوریکه تمام سنگیهای آتشفشانی این منطقه اکسیدهای آهن و تیتان در یک حد دارند ( شکل ۴ - ۴ ) .

بررسی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به MgO در نمونه های منطقه قشلاق نشان می دهد که در ماگما تفریق صورت گرفته است بطوریکه ترمهای اسیدی تر در یک قطب و ترمهای مافیک تر در قطب دیگر قرار گرفته اند . تمامی این موارد نشانه هم ماگما بودن سنگهای منطقه بوده و تغییرات منظم حاکی از تفریق از طریق تبلور بخشی است .

روند کاهشی  $CaO / Al_2O_3$  با کاهش MgO در نمونه ها مشاهده نمی شود ( شکل ۴ - ۴ ) . روند مشاهده شده تقریباً حالت یکنواخت دارد و یا می توان روند کاهشی بسیار ملایم در نظر گرفت . اگر این روند کاهشی شدید باشد می تواند نقش کلینوپیروکسن را در فرایند تفریق و فقدان تفریق فلدسپات را اثبات کند ( ژونی و هارنس ، ۲۰۰۰ ؛ اسپات ، ۲۰۰۱ ) . ولیکن این حالت در اینجا مشاهده نمی شود . بنابراین تغییرات عناصر اصلی با تکامل ایجاد شده توسط تفریق الیوین و تفریق



شکل ۴-۴ ، نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر MgO

■ ایوین گابروها در منطقه قشلاق

□ دیوریتها در منطقه قشلاق

◇ بازالت‌های منطقه چشمه علی

○ بازالت‌های منطقه طزره

△ بازالت‌های منطقه شه‌میرزاد



کمتر کلینوپیروکسن سازگار می باشد .

## ب- دیاگرامهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به ضریب تفریق

در تمامی نمونه ها با افزایش ضریب تفریق میزان سیلیس افزایش می یابد . میزان ضریب تفریق در نمونه های چشمه علی از سایر مناطق بیشتر است و در نمونه های طزره از بقیه مناطق کمتر می باشد . میزان  $SiO_2$  در سنگهای منطقه قشلاق از حداقل ۴۱/۴۴ در الیون گابروها و حداکثر ۱۱/۴۹ در دیوریتها تغییر می کند ( شکل ۴ - ۵ ) . طی انجام فرایند تفریق میزان سیلیس افزایش می یابد و هر چه به سمت سنگهای تفریق یافته تر پیش رویم میزان سیلیس زیادتر می شود ، همانطور که از نمودار تغییرات  $SiO_2$  در برابر ضریب تفریق مشاهده می شود ، مقدار سیلیس در نمونه های این منطقه روند افزایشی نشان می دهند و میزان سیلیس از الیون گابروها بطرف دیوریتها افزایش می یابد .

میزان  $MgO$  در تمامی نمونه ها ، با افزایش ضریب تفریق کاهش می یابد . میزان  $MgO$  در نمونه های شه میرزاد و چشمه علی از طزره بیشتر است ( شکل ۴ - ۵ ) . میزان  $MgO$  در الیون گابروهای منطقه قشلاق حداکثر ۱۶/۵۶ درصد و در دیوریتها حداقل ۶/۳۳ درصد می باشد . منیزیم در کانیهای که در مراحل اولیه متبلور می شوند مثل الیون و پیروکسن وارد می شود لذا این کانیها منیزیم زیادی را شامل می شوند . ولیکن با پیشرفت عمل تفریق میزان  $MgO$  کم می گردد . مقدار منیزیم به درجه ذوب بخشی غیر حساس است اما به مقدار تبلور تفریقی بشدت حساس می باشد . توزیع آهن و منیزیم بین الیون و مذاب همزیست به دما ، ترکیب مذاب و فوگاسیته اکسیژن نسبتاً غیر حساس است ( ویلسون ، ۱۹۸۹ ) .

میزان اکسید آهن در سنگهای مناطق مورد مطالعه از ۱۲/۱ تا ۱۵/۷ درصد می باشد . فقط در یکی از نمونه های منطقه چشمه علی میزان این اکسید ۵/۶ درصد است که نسبت به بقیه کمتر است و در پتروگرافی آن مشخص می گردد . میزان اکسید آهن کل در سنگهای منطقه قشلاق از ۱۲/۷۱ درصد در دیوریتها تا ۱۵/۴۵ درصد در الیون گابروها می باشد ( شکل ۴ - ۵ ) . با توجه به نمودار مشخص می شود که تغییرات آهن دارای روند کاهشی بسیار ملایمی از الیون گابروها به سمت دیوریتها بوده و با افزایش ضریب تفریق میزان اکسید آهن کاهش می یابد . زیرا آهن در ترکیب کانیهای مافیک که ابتدا متبلور می شوند ، وارد می گردد .

میزان اکسید آلومینیم در نمونه های منطقه شه میرزاد ، چشمه علی و طزره از ۱۱/۲ تا ۱۶/۱ درصد می باشد . این اکسید در سنگهای آتشفشانی منطقه طزره کمتر از سایر مناطق دیگر است ( شکل ۴ - ۵ ) . مقدار  $Al_2O_3$  در منطقه قشلاق با افزایش ضریب تفریق افزایش می یابد . در الیون گابروها با ۹/۵ درصد  $Al_2O_3$  کمترین مقدار این اکسید و در دیوریتها با ۱۳/۵۹ درصد  $Al_2O_3$  ، بیشترین مقدار این اکسید مشاهده می شود . در مراحل اولیه تبلور که بیشتر کانیهای مافیک تشکیل می گردد ، این اکسید در مذاب باقی می ماند . در ترمهای تفریق یافته تر که آلکالی فلدسپات و پلاژیوکلاز بیشتری تشکیل می شود این اکسید مصرف می گردد بنابراین دارای روند افزایشی است . مصرف کننده اصلی این اکسید فلدسپاتها می باشند .

میزان CaO در نمونه های طزره از نمونه های چشمه علی و شه میرزاد بیشتر است ( شکل ۴ - ۵ ) . میزان CaO در منطقه قشلاق از ۹/۸ تا ۱۱/۲۵ درصد می باشد . نمودار تغییرات اکسید آهن و اکسید کلسیم برای این منطقه بسیار شبیه هم است . این اکسیدها طی فرایند تفریق ، رفتار ژئوشیمیایی مشابه نشان می دهند . آهن در ساختمان الیون و پیروکسن و کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز و پیروکسن مصرف می شود .

میزان  $K_2O$  در نمونه های طزره خیلی کم بوده و در نمونه های چشمه علی و شه میرزاد کمی بیشتر است . در سنگهای منطقه قشلاق میزان  $K_2O$  از ۰/۵۷ تا ۱/۵۴ درصد در تغییر است ( شکل ۴ - ۵ ) . در کل میزان  $K_2O$  نسبت به ضریب تفریق بایستی روند افزایشی داشته باشد ، زیرا اغلب پتاسیم به عنوان یک عنصر ناسازگار عمل می کند . در نتیجه در مراحل انتهایی تبلور ، وارد ترکیب کانیها از جمله آلکالی فلدسپات می شود . در حالی که در این ناحیه با افزایش ضریب تفریق میزان  $K_2O$  کاهش می یابد . سدیم و پتاسیم و به میزان کمتر Si طی آلتراسیون پست ماگمایی متحرک می شوند ( فری و همکاران ، ۲۰۰۲ ) . بنابراین علت کاهش پتاسیم در نمونه های مورد مطالعه می تواند همین مورد باشد .

میزان اکسید سدیم در سنگهای منطقه چشمه علی بیشتر از شه میرزاد است و مقدار این اکسید در نمونه های طزره از سایر مناطق کمتر است ( شکل ۴ - ۵ ) . دامنه تغییرات  $Na_2O$  در سنگهای منطقه قشلاق از ۲/۱۲ تا ۴/۵۷ درصد می باشد . از الیون گابروها به سمت ترمهای تفریق یافته تر یعنی دیوریتها ، میزان  $Na_2O$  افزایش می یابد که مربوط به تشکیل پلاژیوکلازهای سدیک است ،

زیرا پلاژیوکلازهای کلسیک در مراحل اولیه تبلور و پلاژیوکلازهای سدیک در مراحل انتهایی تبلور تشکیل می گردند .

میزان MnO در منطقه قشلاق از حداکثر ۰/۲۳ درصد در الیوین گابروها تا حداقل ۰/۰۹۵ درصد در دیوریتها می باشد . با توجه به نمودار شکل ۴ - ۵ مشخص می گردد که با افزایش ضریب تفریق مقدار MnO کاهش می یابد . منگنز می تواند در ساختمان کانیهای آهن دار جانشین آهن دو ظرفیتی شود . کانیهای آهن دار در مراحل ابتدایی تبلور تشکیل می شوند و منگنز وارد ساختمان این کانیها از جمله الیوین شده ، در نتیجه در واحدهای تفریق یافته تر میزان MnO کمتر است .

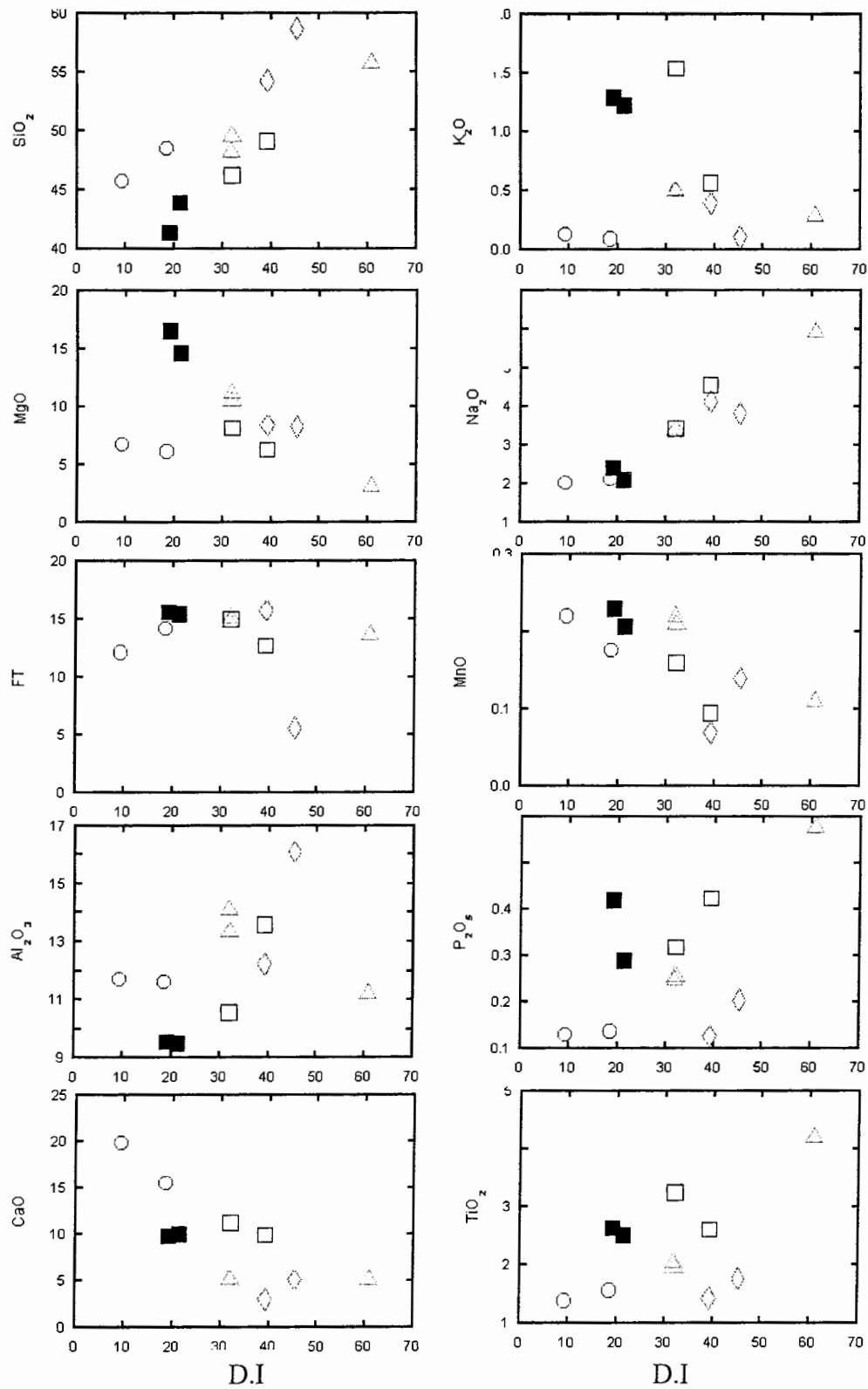
مقدار  $P_2O_5$  در نمونه های مناطق طزره ، شهمیرزاد و چشمه علی از قشلاق کمتر است . تغییرات این اکسید به میزان آپاتیت نمونه ها مربوط می شود ( شکل ۴ - ۵ ) . میزان این اکسید در قشلاق از ۰/۲۸۹ تا ۰/۴۲۴ درصد می باشد . در این منطقه تغییرات  $P_2O_5$  نسبت به ضریب تفریق پراکنده است .

پراکندگی تغییرات  $TiO_2$  ، تبلور نسبتهای مختلفی از فاز اکسید آهن - تیتان را در مراحل مختلف تفریق منعکس می کند . تبلور مقادیر مختلف فازهای اکسید آهن - تیتان ممکن است مسئول تغییرات V نیز باشد ( اسپات ، ۲۰۰۱ ) . میزان  $TiO_2$  در نمونه های مورد مطالعه از ۱/۴ تا ۴/۱ درصد می باشد ( شکل ۴ - ۵ ) . دیاگرام تغییرات  $TiO_2$  برای منطقه قشلاق تقریباً دارای روند پراکنده است . اکسید تیتان در ماگما در ساختار اکسید آهن - تیتان وارد می شود و همچنین مقداری وارد ساختار پیروکسن می شود .

روندهای مشاهده شده همگی نشانه ارتباط بین نمونه ها می باشند .

### ج- دیاگرامهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق

نمودارهای تغییراتی که فقط برای عناصر اصلی بکار می روند دارای محدودیت هستند و فرایندهای زمین شناسی به ندرت از طریق این نمودارها تشخیص داده می شوند . به همین دلیل از عناصر کمیاب نیز استفاده می شود . یک عنصر کمیاب عنصری است که تمرکز کمتر از ۰/۱ درصد



شکل ۴-۵، نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به ضریب تفریق  
 علائم همان علائم شکل ۲-۴ می باشد

وزنی در سنگ داشته و یا کمتر از ۱۰۰۰ قسمت در میلیون ( ppm ) می باشد . مطالعات عناصر کمیاب بخش اصلی از پترولوژی مدرن بوده و نسبت به عناصر اصلی کارایی بهتری در متمایز کردن فرایندهای پترولوژی دارند ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) .

عناصر کمیاب و جزئی به شرح زیر تقسیم می شوند :

۱) عناصر کمیاب سبک ( LREE ) : La , Ce

۲) عناصر کمیاب سنگین ( HREE )

۳) عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ ( LILE ) : Rb , Ba , Sr , Zr , Th

۴) عناصر واسطه : Zn , Co , Ni , Cr , V , Cu

۵) عناصر واسطه با شدت میدان زیاد ( HFSE ) : Ni , Co , Cr , V

در این تقسیم بندی ، فقط عناصری را که در نتایج آنالیز شیمی مناطق مورد مطالعه داریم را ذکر کرده ایم . از میان این عناصر ، K , Rb , Sr , Ba , Zr , Th ناسازگار هستند و عناصر Ni , Co , V , Cr سازگار می باشند . عناصر ناسازگار متعلق به LILE هستند . فلزات واسطه Zn و Cu میل به تحرک خصوصاً در دماهای بالا دارند در صورتی که Sr , Rb , Ba متحرک هستند . عناصر HFS مثل REE , Ta , Nb , Hf , Zr , Th , Y غیر متحرک هستند .

هر مجموعه ای از سنگها که تحت تأثیر دگرسانی هیدروترمال واقع شود ، مستعد تحرک عناصر موجود در آنهاست . تحرک عناصر کمیاب توسط تغییرات کانی شناسی که طی دگرسانی صورت می گیرد و ماهیت فاز سیال کنترل می شود ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) . حال با توجه به مطالب عنوان شده به بررسی تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق می پردازیم .

بطور طبیعی فرض می شود که عناصر ناسازگار در فازهای فرعی و در حواشی بلورهای زونه ساکن می شوند . عناصر ناسازگار تمایل دارند تا در حواشی پلاژیوکلاز و پیروکسن نسبت به مرکزشان فراوانتر باشند . از بین عناصر ناسازگار Sr هم به پلاژیوکلاز و هم به پیروکسن غنی از کلسیم وارد می شود ( مکبیرنی ، ۲۰۰۲ ) . میزان استرانسیم در نمونه های منطقه قشلاق با افزایش ضریب تفریق افزایش می یابد ( شکل ۴ - ۶ ) . افزایش استرانسیم همراه با افزایش ضریب تفریق حاکی از شناور شدن پلاژیوکلاز و تجمع آن در سنگهای تفریقی بالایی است ( مونزونیتهها و دیوریتها ) . استرانسیم وارد پلاژیوکلاز و پیروکسن غنی از کلسیم و آپاتیت می شود ولیکن ضریب تفکیک پائینی دارد و در تمام سطوح ضریب تفکیک کوچکتر از ۱ دارد ( مکبیرنی ، ۲۰۰۲ ) . باید

خاطر نشان ساخت که استرانسیم عمدتاً جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز می شود. بنابراین نمودار تغییرات استرانسیم از الیوین گابروها به سمت دیوریتها سیر صعودی دارد. در ترمهای حدواسط میزان فلدسپات بیشتر شده در نتیجه میزان استرانسیم در حدواسط ها کمی بیشتر از دیوریتها می باشد. در نمونه های مختلف مناطق شه میرزاد، چشمه علی و طزره مقدار این عنصر متفاوت است. باریم نسبت به اکثر کانیهای که ابتدا متبلور می شوند، ناسازگار است ولی نسبت به فلدسپات پتاسیم نسبتاً سازگار می باشد. تمرکز باریم در مایع باقیمانده طی مراحل اولیه تبلور بخشی افزایش می یابد. حداکثر مقدار آن در نقطه ای است که فلدسپات پتاسیم شروع به تبلور می کند و سپس همانطور که باریم وارد این کانی می شود، مقدار آن کاهش می یابد (اهارا و همکاران، ۲۰۰۱). همانطور که عنوان شد باریم می تواند وارد ساختار فلدسپات پتاسیم شود و همچنین به میزان کم در ساختمان پلاژیوکلاز و هورنبلاند نیز می تواند پذیرفته شود. بنابراین با توجه به نمودار، در نمونه های مربوط به منطقه قشلاق، ترمهای حدواسط میزان باریم بیشتری از ترمهای ابتدایی و انتهایی تبلور دارند. میزان این عنصر در مناطق شه میرزاد، چشمه علی و طزره به ترتیب کاهش می یابد که مربوط به هوازگی بوده و این کاهش با مطالعات پتروگرافی در این مناطق همخوانی دارد (شکل ۴ - ۶).

عنصر روبیدیم حتی نسبت به فلدسپار پتاسیم هم ناسازگار می ماند، اگرچه آن هم نهایتاً وارد این کانی می شود. در نتیجه نسبت  $Ba / Rb$  در مایعات باقیمانده طی مراحل اولیه تبلور ثابت باقی می ماند سپس با شروع تبلور فلدسپار پتاسیم، کاهش می یابد (اهارا و همکاران، ۲۰۰۱). روبیدیم می تواند در کانیهای پتاسیم دار از جمله مسکویت، بیوتیت و فلدسپات پتاسیم جایگزین شود. بنابراین میزان این عنصر در ترکیبات حدواسط مجموعه قشلاق بیشتر از سایر بخشها است (شکل ۴ - ۶). میزان این عنصر در نمونه های مناطق شه میرزاد، چشمه علی و طزره تقریباً در یک حد است، فقط بعضی از نمونه های چشمه علی و شه میرزاد روبیدیم بیشتری دارند.

در کل بایستی فراوانی عناصر نادر ناسازگاری مانند روبیدیم و باریم با افزایش سیلیس افزایش یابد. تغییرات این عناصر بخصوص روبیدیم بسیار شبیه به تغییرات  $K_2O$  می باشد. افزایش اولیه تمرکز  $K_2O$  و  $Rb$  با افزایش  $SiO_2$  یا افزایش ضریب تفریق، توسط کاهش تمرکز اینها در اعضای با ضریب تفریق بیشتر دنبال می شود که نمی تواند توسط اختلاط تولید شود اما با نقل مکان سریع

Rb و  $K_2O$  با شروع تفریق فلدسپات پتاسیم در مراحل انتهایی تشکیل می شود ( موشکین ، ۲۰۰۳ ) .

Zr یک عنصر ناسازگار است و هنگام ذوب بخشی بصورت ناسازگار عمل کرده و بشدت وارد مذاب سیلیکاته می شود . این عنصر جانشین Ti در شبکه اسفن شده و کمی نیز در هورنبلاند و پیروکسن وارد می شود . تغییرات Zr نسبت به ضریب تفریق در منطقه قشلاق سیر صعودی بسیار ملایمی را نشان می دهد ( شکل ۴ - ۶ ) .

افزایش Zr و Sr همراه با افزایش  $SiO_2$  یا افزایش ضریب تفریق بیان می کند که تفریق پلاژیوکلاز و زیرکن ( یا ذوب پوسته ای با این فازهای باقیمانده ) فرایند اصلی در تکامل مجموعه نبوده است . Zr در سیال آبکی نسبتاً غیر متحرک است و از اینرو می تواند اطلاعاتی در مورد منطقه منشأ گوشته بدهد ( کاران و پیل ، ۲۰۰۱ ) . میزان این عنصر در نمونه های منطقه شه میرزاد از نمونه های مناطق چشمه علی و طزره بیشتر است .

در ماگما تا زمانی که تیتانومگنتیت به عنوان کانی در بر دارنده وانادیم شروع به ته نشست نکرده است ، وانادیم رفتار ناسازگار نشان می دهد اما به محض تبلور و ته نشست این کانی ، رفتار سازگار پیدا می کند ( اهارا ، ۲۰۰۱ ) . ولی در کل می توان وانادیم را یک عنصر سازگار دانست . دیگرام تغییرات وانادیم نسبت به ضریب تفریق برای منطقه قشلاق ، روند افزایشی ملایمی نشان می دهد ( شکل ۴ - ۶ ) . وانادیم جانشین آهن سه ظرفیتی مگنتیت می شود . با توجه به نمودار مشخص می شود که میزان این عنصر در سنگهای حدواسط بیشتر هست زیرا در این سنگها میزان اکسید آهن بیشتر بوده در نتیجه وانادیم بجای آهن سه ظرفیتی نشسته و میزان این عنصر را در اکسیدهای آهن بالا برده است . میزان این عنصر در نمونه های منطقه طزره از نمونه های چشمه علی و شه میرزاد کمتر است .

Cr یکی از عناصر سازگار است و اغلب در مراحل اولیه تبلور وارد ساختمان کانیهای مثل اسپینل و پیروکسن می شود . همانطور که دیگرام تغییرات این عنصر نسبت به ضریب تفریق نمونه های قشلاق نشان می دهد میزان کروم از الیوین گابروها به سمت دیوریتها کاهش می یابد ( شکل ۴ - ۶ ) . این روند کاهشی دارای شیب تندی است و نهایتاً میزان آن در دیوریتها بسیار کم می شود . تغییرات سریع فراوانی کروم نشان می دهد که مشارکت این عنصر در ساختمان کانیها فقط به مراحل اولیه تبلور محدود می شود . بنابراین تغییرات این عنصر با خصوصیات ژئوشیمیایی آن

سازگار بوده و روند منطقی نشان می دهد . میزان این عنصر در نمونه های مختلف سایر مناطق مورد مطالعه متفاوت است .

نیکل یک عنصر سازگار بوده و بشدت وارد ساختار الیوین می شود ولیکن در الیوینهای غنی تر از آهن ، مقدار آن کمتر است ( ناتلند ، ۲۰۰۳ ) . بنابراین نیکل در کانیه های منیزیم دار جانشین منیزیم می شود و چون عنصری سازگار است ، در مراحل اولیه تبلور ماگما در ساختمان کانیه های فرومنیزین از جمله الیوین وارد می شود و میزان آن در ترمهای تفریق یافته کاهش می یابد ، که این روند کاهش در نمونه های منطقه قشلاق کاملاً مشخص است ( شکل ۴ - ۶ ) . مقدار نیکل در نمونه های منطقه چشمه علی از شه میرزاد و طزره بیشتر است چون میزان کانی الیوین در این منطقه بیشتر از بقیه می باشد .

دیاگرام تغییرات کبالت برای نمونه های قشلاق ، دارای روند کاهش بسیار ملایمی است ( شکل ۴ - ۶ ) . کبالت می تواند جانشین آهن و منیزیم شود ، بنابراین در کانیهایی مثل الیوین و پیروکسن مصرف می شود . همانطور که از دیاگرام مشخص است با افزایش ضریب تفریق میزان این عنصر کم می شود که این کاهش با خصوصیات پتروگرافی کاملاً همخوانی دارد . میزان کبالت در نمونه های مناطق شمیرزاد ، چشمه علی و طزره تقریباً در یک رنج می باشد .

باید متذکر شد که غلظت عناصر HFS از جمله  $\text{Ni}$  ,  $\text{Co}$  ,  $\text{Cr}$  ,  $\text{V}$  بوسیله شیمی سنگ منشأ و فرایندهای بلور - مذاب کنترل می شود ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) . همانطور که از دیاگرامها پیداست ، غلظت عناصر سازگار در مذاب آذرین طی تبلور تفریقی شدیداً تغییر می یابد . در نتیجه نمودارهای دو متغیره ای که در آن عناصر سازگار در برابر یک اندیس تفریق رسم شده باشد می تواند نشانه تبلور تفریقی باشد . تطابق منفی نیکل و کروم با ضریب تفریق یا با  $\text{SiO}_2$  نشانه تفریق فازهای مافیک از جمله الیوین و پیروکسن می باشد .

$\text{Zn}$  و  $\text{Cu}$  نیز عناصری سازگار هستند و وارد کانی هایی که در مراحل اولیه تبلور تشکیل شده اند ، می شوند و با افزایش ضریب تفریق میزان این عناصر کاهش می یابد بنابراین دارای روند نزولی هستند . مقدار عنصر روی در نمونه های مناطق طزره ، چشمه علی و شه میرزاد تقریباً در یک طیف بوده ولی مقدار عنصر مس برای نمونه های شه میرزاد و چشمه علی در یک حد بوده و برای نمونه های منطقه طزره مقدار مس بالاتر است ( شکل ۴ - ۶ ) . عناصر روی و مس در فرایندهای



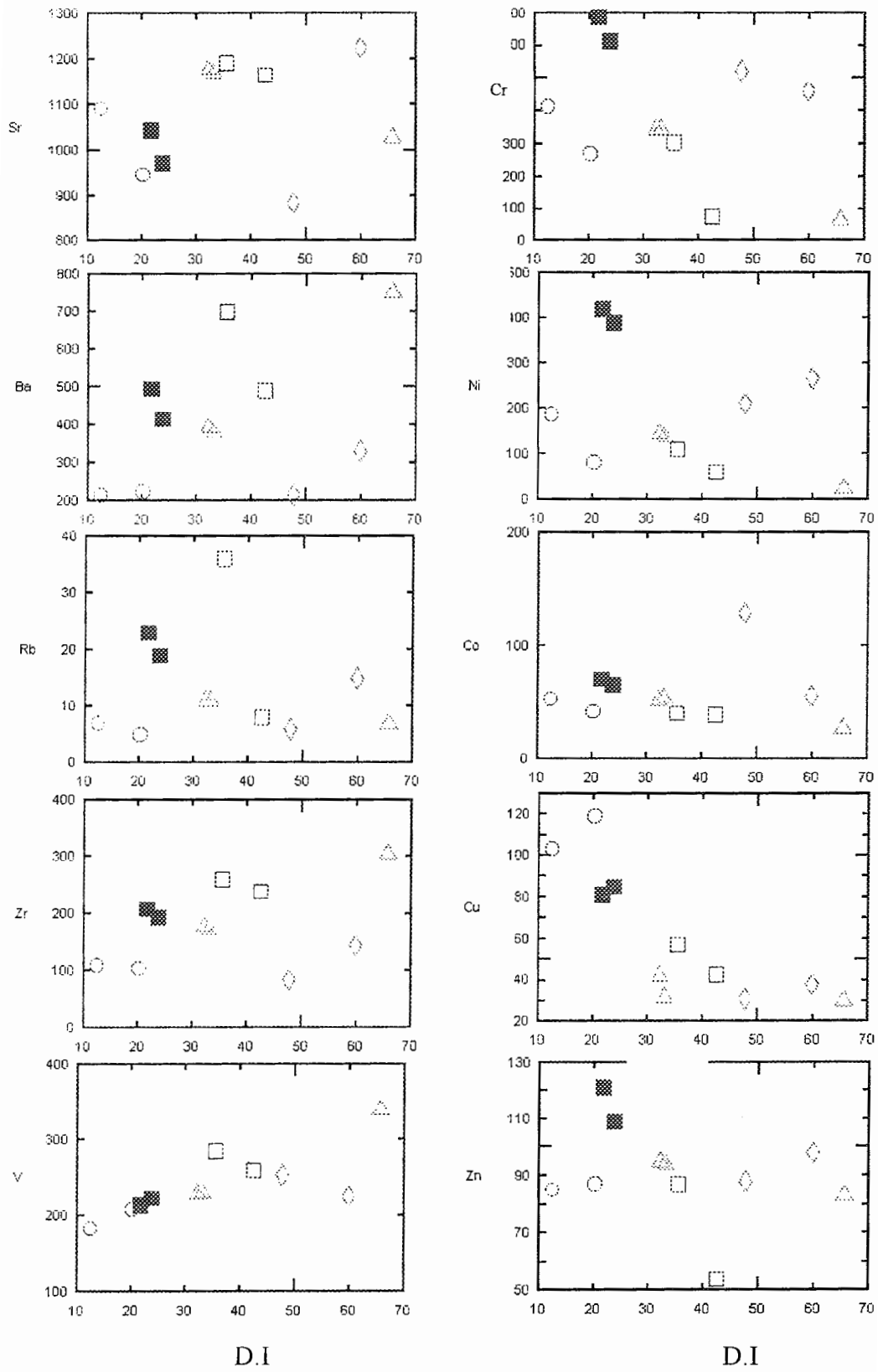
دگرسازی کاملاً متحرک هستند. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق دارای روندهای مشخص هستند. این روندها می تواند نشانه ارتباط این سنگها با یکدیگر باشد.

برای درک بهتر این ارتباط از دیاگرامهای جفت عناصر ناسازگار و یک عنصر سازگار و یک عنصر ناسازگار استفاده می کنیم.

اگر نمودار دو عنصر ناسازگار روند خطی و مثبت و نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار روندی خطی و منفی نشان دهد، فرایند اصلی ارتباط بین سنگها تبلور تفریقی است (فتاحی، ۱۳۸۲). نمودارهای شکل ۴ - ۷ روندهای جفت عناصر ناسازگار را نشان می دهند. این نمودارها همگی روند خطی و مثبت داشته و نشانه تبلور تفریقی هستند، همچنین بیان می کنند که با پیشرفت تبلور تفریقی مقدار عناصر ناسازگار در مذاب باقیمانده زیاد می شود. نمودارهای شکل ۴ - ۸ روندهای عنصر سازگار در برابر عنصر ناسازگار را نشان می دهند. این نمودارها شیب منفی داشته و نشانه رابطه آنها طی تبلور تفریقی می باشند. البته باید خاطر نشان کرد که تنها در ناحیه قشلاق سریهای تفریقی وجود دارد، بنابراین فقط نمونه های قشلاق مدنظر است.

معمولاً فرض می شود که نسبت عناصر نادر ناسازگار طی ذوب بخشی یا تبلور تفریقی کاهش نمی یابد (ژونی و هارنس، ۲۰۰۰). ثبات نسبت عناصری که ضریب تفریق یکسان دارند مانند Zr / Nb نقش تبلور تفریقی را بیان می کنند (هافمن و همکار، ۱۹۸۶؛ ویور، ۱۹۹۱؛ لیمن و همکار، ۱۹۹۴ در محمد، ۲۰۰۰)، همچنین نمودارهای دو متغییره مربوط به جفت عناصر انتخاب شده می تواند نسبت این عناصر را در سنگ منشأ نشان دهد (رولینسون، ۱۹۹۳).

از جمله این نمودارها، نمودار Zr در برابر Nb است. زیرکن تطابق خوبی با نیوبیم داشته و عنصری است که بطور طبیعی غیر متحرک در نظر گرفته می شود، همچنین تصور می شود که طی آلتراسیون باقی می ماند (کیفر، ۲۰۰۲). انطباق خطی بین تمرکز Zr و Nb طی درجات مختلف ذوب شدگی ایجاد نمی شود، زیرا تمرکز Nb نسبت به Zr به درجات ذوب شدگی بیشتر حساس است (فری، ۲۰۰۲).



شکل ۴-۶ - نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به ضریب تفریق .  
 علائم همان علائم شکل ۴-۲ می باشد .

تطابق مثبت Rb ، Sr و Ba در برابر Nb نشان می دهد که تمرکز عناصر نادر به آلتراسیون بعد ماگمایی مربوط نمی شود ( دوکت ، ۲۰۰۲ ) و انطباق ضعیف بین Rb و Nb حاصل از تحرک طی آلتراسیون است ( فری ، ۲۰۰۲ ) ( شکل ۴ - ۹ ) .

در شکل ۴ - ۱۰ ملاحظه می شود که Th در برابر Ba / La و Nb / La شیب مثبت نشان می دهد . این حالت بیان می کند که ماگماهای مورد نظر به اختلاط ماگمایی مرتبط نیستند ، همچنین کاهش Ba / La و Nb / La با افزایش وسعت ذوب شدگی ( کاهش Th ) بیان می کند که طی ذوب بخشی ، Ba و Nb از LREE ناسازگارتر بوده ، بنابراین کانیهای حاوی پتاسیم فاز باقیمانده نبوده و تهی شدگی نسبی پتاسیم و نسبت بالای Ba / Th ( بیشتر از ۱۱۰ ) از مشخصات منبع است . ولیکن اگر Ba / La و Nb / La در برابر Th تطابق منفی نشان می داد ، مشخص می شد که با کنترل فلوگوپیت یا آمفیبول باقیمانده سازگار است ( لاتورت و همکار ، ۱۹۹۵ ؛ دالپ و باکر ، ۲۰۰۰ در یانگ ، ۲۰۰۳ ) .

با توجه به نتایج تجربی جدید مشخص می شود که کاهش نسبت  $CaO / Al_2O_3$  و افزایش  $Al_2O_3 / TiO_2$  با افزایش  $SiO_2$  در نتیجه تفریق بلوری می باشد ولیکن نسبت  $CaO / TiO_2$  طی تبلور تفریقی ثابت مانده یا کاهش کمی را نشان می دهد ( ژونی و هارنس ، ۲۰۰۰ ) ( شکل ۴ - ۱۱ ) .

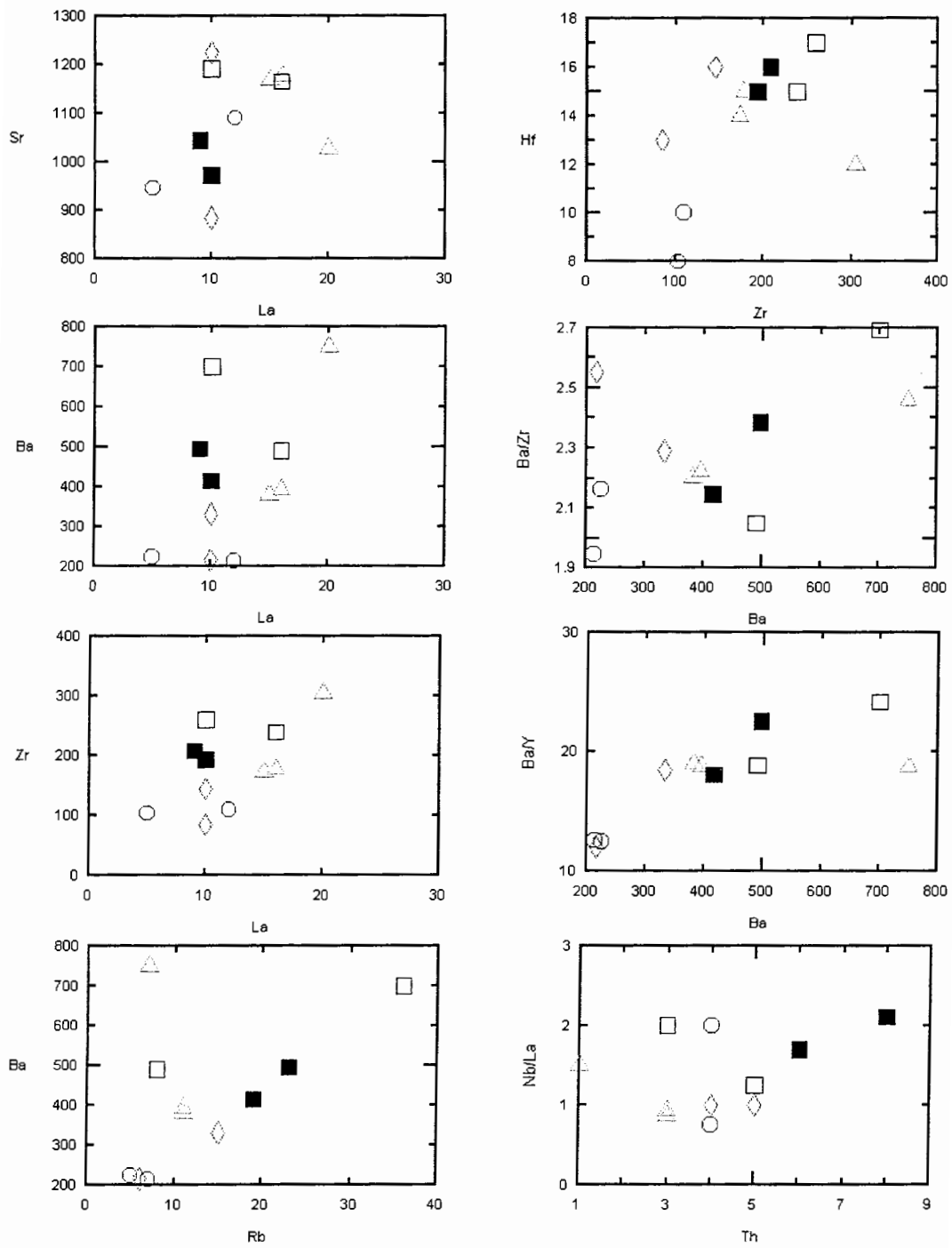
تفسیر نسبتهای عناصر کمیاب ناسازگار غیر متحرک و متحرک (  $Zr / K$  ) ، به خاطر اثرات متاسوماتیزم منشأ گوشته روی سازنده های متحرک ، مشکل می باشد ( کاران و پیل ، ۲۰۰۱ ) .

#### ۴-۴- دیاگرامهای عنکبوتی عناصر کمیاب

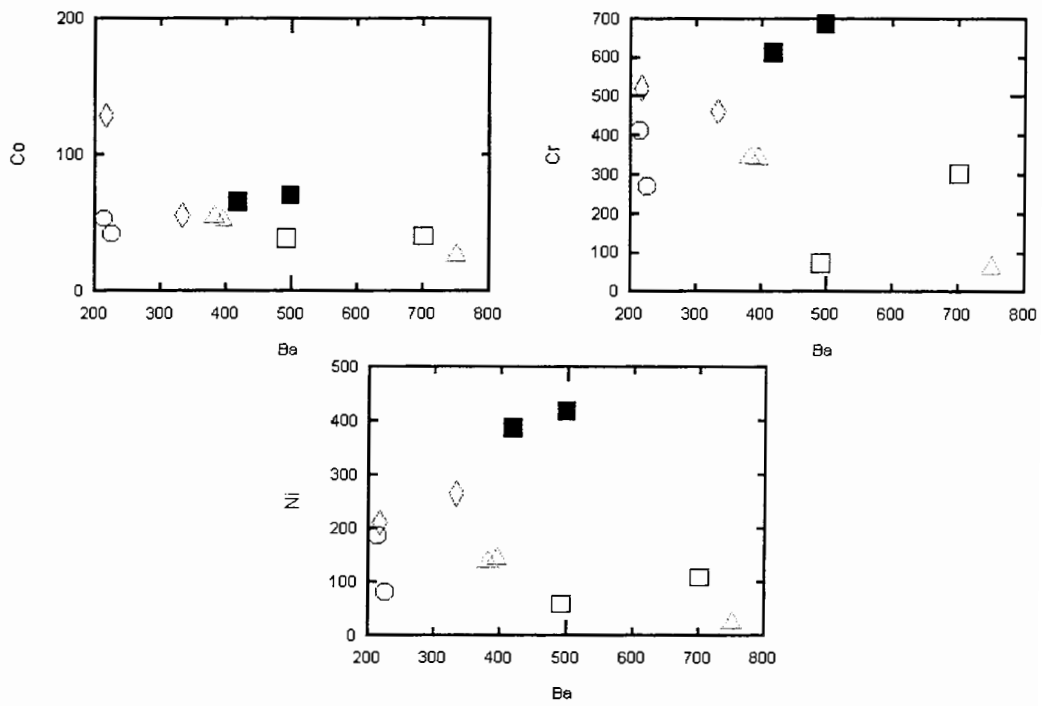
برای تهیه دیاگرامهای عنکبوتی از عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب استفاده می شود . در یکسری از این نمودارها فقط از عناصر کمیاب خاکی استفاده می شود ولی چون ما تنها دو تا از عناصر نادر خاکی را در آنالیزها داریم ، نمی توانیم این دیاگرامها را رسم کرده و از آنها استفاده کنیم . عناصر کمیاب خاکی جزء عناصر با کمترین قابلیت انحلال هستند و در طول فرایند های هوازدگی ، دگرگونی درجه پائین و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیر متحرک هستند ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) .

بنابراین در اینجا از نمودارهای چند عنصری بهنجار شده عناصر نادر خاکی و عناصر کمیاب

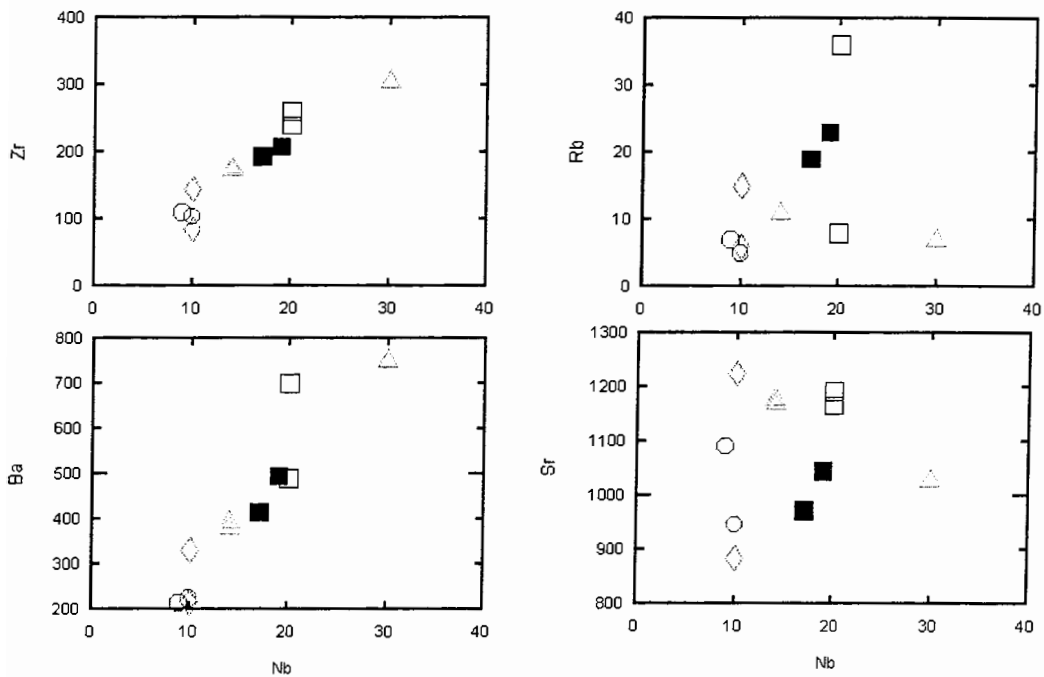
ناسازگار استفاده می کنیم . مزیت نمودارهای چند عنصری در این است که از تعداد زیادی عناصر



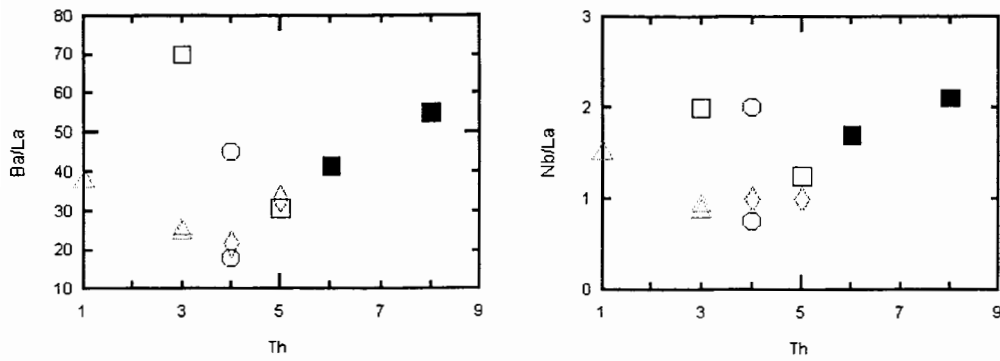
شکل ۴ - ۷- نمودارهای جفت عناصر ناسازگار  
 علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد



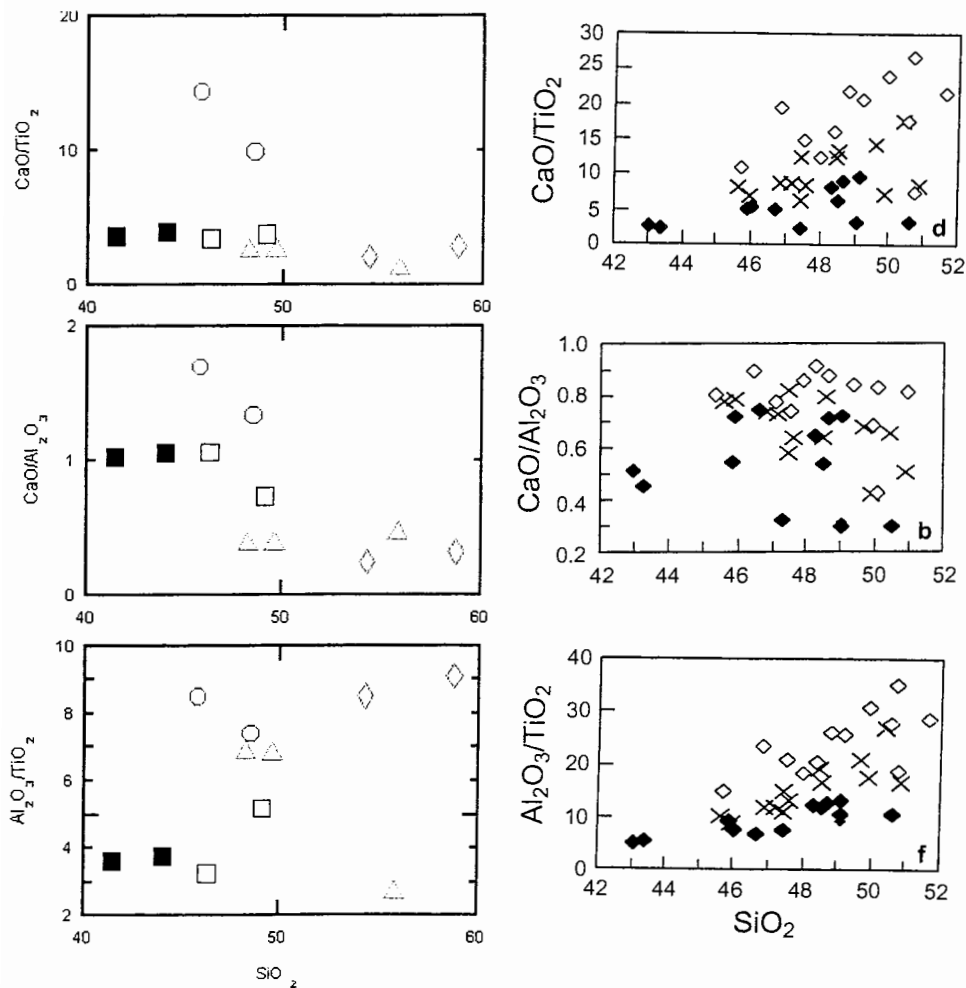
شکل ۴ - ۸ - نمودارهای عنصر ناسازگار در برابر عنصر سازگار  
 علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد



شکل ۴ - ۹ - نمودارهای نسبت عنصر ناسازگار در برابر Nb  
 علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد



شکل ۴ - ۱۰ - نمودار تغییرات Ba / La و Nb / La در برابر Th



× = 10 -30 kbar, 1250 - 1500 C, F= 0.12 - 0.42  
 ◇ = 10 -30 kbar, 1250 - 1525 C, F= 0.07 - 0.35  
 ◆ = 15 -30 kbar, 1300 - 1525 C, F= 0.04 - 0.58

شکل ۴ - ۱۱ - نمودارهای تغییرات  $SiO_2$  در برابر  $CaO / TiO_2$ ،  $CaO / Al_2O_3$  و  $Al_2O_3 / TiO_2$  شیشه های معین شده به طریق تجربی ( Hirose و Kushiro ، ۱۹۹۳ ، Kogiso و همکار ، ۱۹۹۸ ) و سنگهای آلاین مناطق مورد مطالعه . علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد .

استفاده شده و نتایج زیادی در مورد رفتار ژئوشیمی آنها می توان بدست آورد . نمودارهای چند عنصری بهنجار شده بیشتر برای بازالتها منظور شده است ولی از آنها برای تمام سنگهای آذرین و بعضی سنگهای رسوبی استفاده می شود ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) .

بطور کلی سه روش برای بهنجار کردن داده های عناصر کمیاب جهت رسم در نمودارهای عنکبوتی وجود دارد ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) ، که عبارتند از :

(۱) ترکیب تخمینی گوشته اولیه

(۲) متئوریت‌های کندریتی

(۳) مورب اولیه

تامپسون ( ۱۹۸۲ ) پیشنهاد کرد که داده ها نسبت به کندریت بهنجار شوند ، چرا که ترکیب کندریتها مستقیماً اندازه گیری شده در صورتی که ترکیب گوشته اولیه تخمینی است ( رولینسون ، ۱۹۹۳ ) . نمودارهایی که در برابر مورب بهنجار شده اند برای بازالتها بسیار مناسب است . این نمودارها توسط پیرس ( ۱۹۸۳ ) عنوان گردید . عناصر خیلی متحرک در سمت چپ نمودار و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند . عناصر غیر متحرک نیز از راست به چپ و بر اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند .

### الف) دیاگرامهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت ( تامپسون ، ۱۹۸۲ )

همانطور که از این دیاگرام پیداست ( شکل ۴ - ۱۲ - الف ) در نمونه های منطقه قشلاق ، غنی شدگی از عناصر ناسازگار متحرک مثل باریم ، روبیدیم ، استرانسیم و توریم را داریم . همچنین تهی شدگی از عنصر Ce مشاهده می شود . عنصر هافنیم نیز غنی شدگی نشان می دهد .

نمونه های سایر مناطق مورد مطالعه یعنی شه میرزاد ، چشمه علی و طزره نیز تقریباً همین حالات را نشان می دهند . فقط نسبت به پتاسیم و روبیدیم تهی شدگی نشان می دهند که این تهی شدگی در نمونه های طزره بیشتر است . پتاسیم متحرک است و بعلت دگرسانی شدید نمونه های طزره ، چشمه علی و شه میرزاد نسبت به این عنصر تهی شدگی نشان می دهند . تهی شدگی نسبی پتاسیم در گدازه های آلکالن می تواند به علت تفریق یک کانی غنی از پتاسیم ( آمفیبول یا فلوگوپیت ) و یا حاصل ذوب بخشی از منشأیی که فاز پتاسیم دار در آن باقیمانده است ، باشد ( اسپات ، ۲۰۰۱ ) . ولیکن در نمونه های مشاهده شده به احتمال قوی تهی شدگی نسبی پتاسیم به

علت آلتراسیون ثانویه در این مناطق می باشد. همانطور که از نمودار مشخص می گردد در برخی نمونه ها تهی شدگی از روبیدیم و نسبتهای بالای Ba / Rb وجود دارد، این عامل مربوط به تحرک روبیدیم در آلتراسیون بعد ماگمایی می باشد. بنابراین با توجه به آب و هوای موجود در منطقه روبیدیم و پتاسیم (بخصوص پتاسیم) از سنگها شسته می شود (فری، ۲۰۰۲). غنی شدگی از استرانسیم با توجه به میزان بالای پلاژیوکلاز موجود در نمونه ها قابل درک است.

تجمع آپاتیت در نمونه ها می تواند منجر به غنی شدگی از عناصر نادر خاکی و آنومالی منفی Ce بشود (بوريسوا، ۱۹۹۷)، بطوریکه در نمونه های قشلاق این حالت مشاهده می شود. کیفر (۲۰۰۲) اظهار داشت که Ce, Rb, U, Cs طی دگرسانی متحرک می شوند، بنابراین تهی شدگی Ce می تواند به علت تحرک آن طی دگرسانی باشد.

کلاً تصاویر بهنجار شده به کندریت، فراوانی نسبی عناصر ناسازگار را نشان می دهند. اکثر نمونه های مناطق مورد مطالعه Ba / Rb بزرگتر از واحد دارند. چنین آنومالیهایی اثرات فرایند آلتراسیون زیر دریایی و تقریباً خشکی را منعکس می کند که مقادیر روبیدیم بازالتها را متأثر می سازد (بوريسوا، ۲۰۰۱). با توجه به وجود هماهنگی بین نمودارهای عنکبوتی سنگهای مورد مطالعه مشخص می گردد که اینها با یکدیگر ارتباط زایشی دارند.

### ب) دیاگرامهای چند عنصری بهنجار شده به مورب (پیرس، ۱۹۸۳)

در این دیاگرام هم حالاتی شبیه نمودار قبلی مشاهده می شود (شکل ۴ - ۱۲ - ب). بطوریکه اکثر نمونه ها غنی شدگی از باریم، توریم، هافنیم و استرانسیم نشان می دهند و نسبت به عناصر سریم، پتاسیم و کمی نسبت به روبیدیم تهی شده می باشند. روبیدیم از باریم متحرکتر است (کیفر، ۲۰۰۲). در هیچ یک از مناطق مورد مطالعه آلیش با رسوبات و یا با پوسته مشاهده نمی شود زیرا اگر آلیش صورت بگیرد بایستی تهی شدگی از Th, Ta, Nb مشاهده شود. همچنین آلیش با پوسته باعث غنی شدگی از Pb و LREE می شود که هیچ کدام از این مواد در نمونه های مورد مطالعه وجود ندارد. بنا به نظر زهانگ (۲۰۰۱) مقدار کم Rb, K<sub>2</sub>O, Pb در بازالتها این موضوع را غیر ممکن می سازد که آلیش با مواد پوسته بالایی صورت گرفته باشد.

در کل می توان اظهار داشت که تمامی حالات مشاهده شده بخشی به آلتراسیون، بخشی به تبلور تفریقی و شاید به مشخصات منشأ برگردد (کیفر، ۲۰۰۲).



## ج) دیاگرامهای چند عنصری بهنجار شده به گوشته (سان و مکدوناگ ، ۱۹۸۹)

الگوهای بهنجار شده تمام سنگهای این مناطق نسبت به گوشته غنی شدگی از عناصر ناسازگار نشان می دهند . در این نمودار بین Rb و Th شیب مثبت و بین Nb و Y شیب منفی وجود دارد . در این دیاگرام نیز مانند دیاگرامهای قبلی تهی شدگی نسبت به Rb , Ce , K مشاهده می شود . تهی شدگی از پتاسیم بیشتر برای نمونه های آلتزه شده از جمله نمونه های مربوط به مناطق طزره و چشمه علی وجود دارد.

کلاً غنی شدگی از LILE , Th , U , Pb دیده می شود . مقادیر Nb و Zr کمی غنی شده هستند ( شکل ۴-۱۲-ج ) . نداشتن آنومالی منفی نیوبیوم بیان می کند که ناحیه منشأ بدون سازنده فرورانش بوده و ماگمای آلكالی توسط فرایند آلايش پوسته ای متأثر نشده است ( آلدانماز و همکاران ، ۲۰۰۰ ) . فراوانی LILE و HFSE سنگهای آلكالن را می توان ناشی از ذوب یک گوشته غنی شده و یا درجات پایین ذوب بخشی دانست .

افزایش اورانیم می تواند حاصل واکنش متقابل سنگ - آب دریا باشد ( بوریسوا ، ۲۰۰۱ ) ، بنابراین افزایش اورانیم در اثر آلتراسیون ثانویه می باشد . ولیکن غنی شدگی سرب نمی تواند بعلت آلتراسیون باشد .

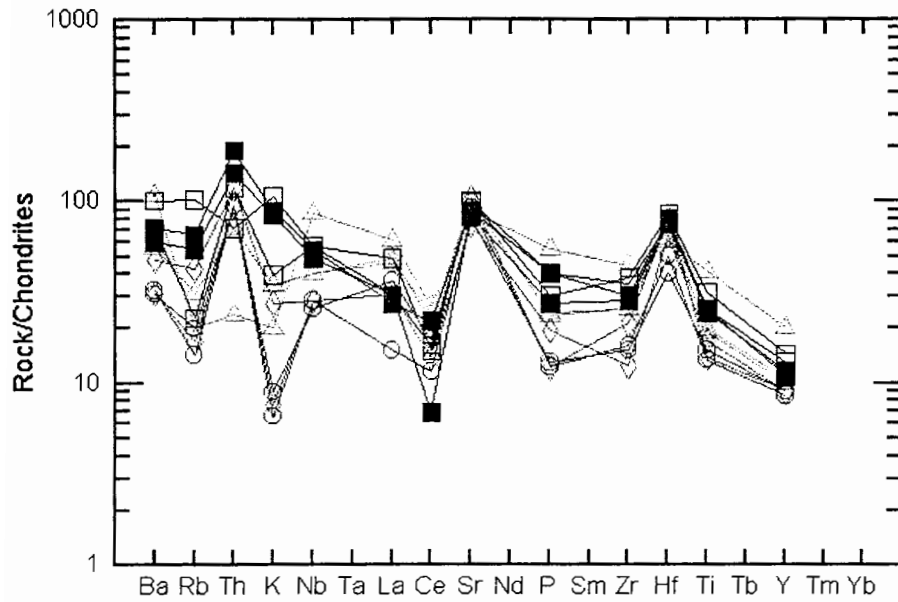
سنگهای بازالت آلكالی از LILE , HFSE , LREE غنی بوده و نسبت Zr / Y بالا دارند ( ایوان و هوورکا ، ۱۹۹۳ ) همانطور که در نمونه های مورد مطالعه مشاهده می شود .

## ۴-۵- تعیین سریهای ماگمایی و جایگاه تکتونیکی

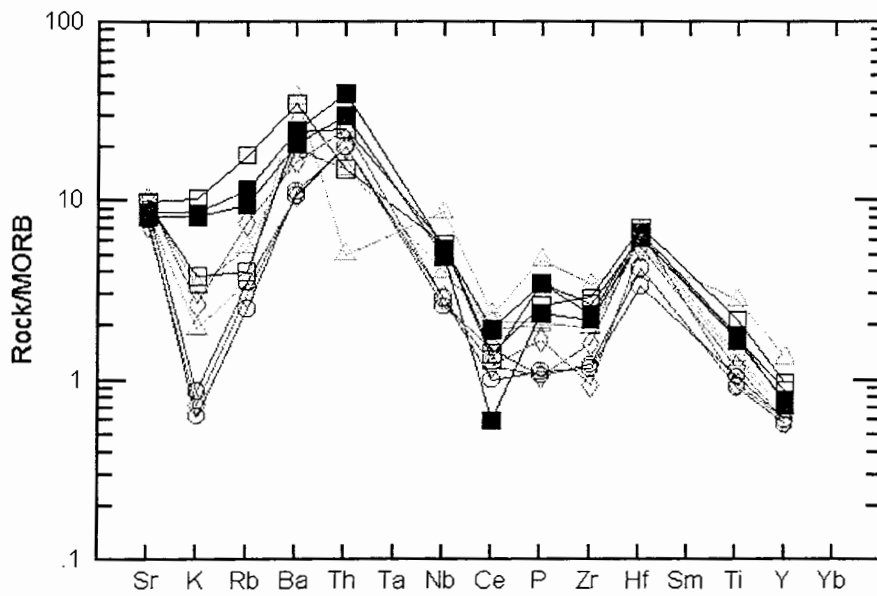
### ۴-۵-۱- سریهای ماگمایی

هنگام مطالعه و طبقه بندی سنگهای آذرین ، سری ماگمایی سنگها نیز باید تعیین شود . برای تفکیک سریها از یکدیگر نمودارهای مختلفی ارائه شده است .

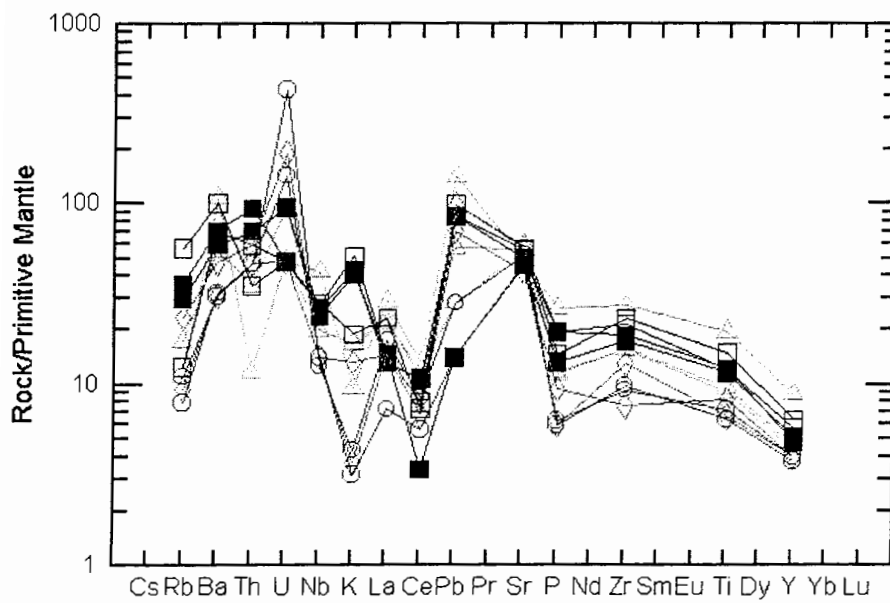
### الف) دیاگرام ابروین و باراگار ( ۱۹۷۱ )



الف



ب



ج

شکل ۴ - ۱۲ - دیاگرامهای چند عنصری بهنجار شده در مناطق مورد مطالعه

الف) دیاگرام بهنجار شده به کندریت

ب) دیاگرام بهنجار شده به مورب

ج) دیاگرام بهنجار شده به گوشته

علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد

این نمودار متمایز کننده نمونه های آلکالن از ساب آلکالن است ، که برای ترسیم آن از آلکالی کل در برابر سیلیس استفاده می شود ( شکل ۴ - ۱۳ - الف ) . نمونه های مورد مطالعه منطقه قشلاق در محدوده آلکالن و نمونه های مناطق چشمه علی و طزره در محدوده ساب آلکالن واقع شده اند . نمونه های منطقه شه میرزاد در مرز بین آلکالی و ساب آلکالی قرار گرفته اند .

همانطور که در مبحث پتروگرافی توضیح داده شد نمونه های این مناطق نیز ماهیت آلکالن از خود نشان می دهند ولیکن چون سنگهای مورد مطالعه بشدت دگرسان شده هستند و طی دگرسانی آلکالیها متحرک شده اند ، بنابراین ماهیت اینها به سمت ساب آلکالن تمایل پیدا کرده است . سنگهای سری آلکالن نسبت به سریهای ساب آلکالن دارای مواد قلیایی بیشتری هستند . سنگهای موجود در مناطق مورد مطالعه مقدار مواد قلیائیشان در حد متوسط می باشد .

#### **ب ) دیاگرام وینچستر و فلوید ( ۱۹۷۶ )**

این نمودار بازالتهای آلکالن را از بازالتهای تولئیتی جدا می سازد . در این نمودار از مقدار زیرکونیم در مقابل فسفر استفاده شده است ( شکل ۴ - ۱۳ - ب ) . بر طبق این نمودار نمونه های مورد مطالعه اکثراً در محدوده مرزی بازالتهای آلکالن و تولئیت قرار می گیرند . چندین نمونه از مناطق قشلاق و شه میرزاد در محدوده آلکالن و نمونه های طزره و چشمه علی در نزدیکی خط مرزی و یا روی آن واقع می شوند .

#### **ج ) دیاگرام میدل موسست ( ۱۹۷۵ )**

این نمودار بر اساس درصد  $K_2O$  در مقابل درصد  $Na_2O$  ترسیم شده است و متمایز کننده سنگهای آذرین آلکالن نوع سدیک از پتاسیک می باشد ( شکل ۴ - ۱۳ - ج ) . بر طبق این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده سدیک واقع می شوند . ولی باید توجه داشت که پتاسیم طی دگرسانی دچار تحرک شده است .

#### **د ) دیاگرام فلوید و وینچستر ( ۱۹۷۵ )**

در این نمودار از نسبت  $Y / Nb$  در برابر  $TiO_2$  استفاده شده است که بر این اساس محدوده های بازالتهای آلکالن ( شامل بازالتهای آلکالن قاره ای و جزایر اقیانوسی ) ، تولئیت های قاره ای و مورب نشان داده شده است . نمونه های مورد مطالعه در محدوده بازالتهای آلکالن واقع می شوند ( شکل ۴ - ۱۳ - د ) .

### ح) دیاگرام فلوید و همکار ( ۱۹۷۷ )

این نمودار بر اساس نسبت Nb / Y در برابر Zr / TiO<sub>2</sub> ارائه شده است . با توجه به این نمودار مشخص می شود که نمونه های چشمه علی و طزره در محدوده بازالت ساب آکالن و نمونه های منطقه شه میرزاد و قشلاق در قلمرو آکالی بازالت واقع می شوند ( شکل ۴ - ۱۳ - ح ) . بنابراین با توجه به نمودار های فوق می توان بیان کرد که نمونه های مورد مطالعه در این تحقیق متعلق به سری آکالن می باشند .

### س) دیاگرام میدل موست ( ۱۹۹۱ )

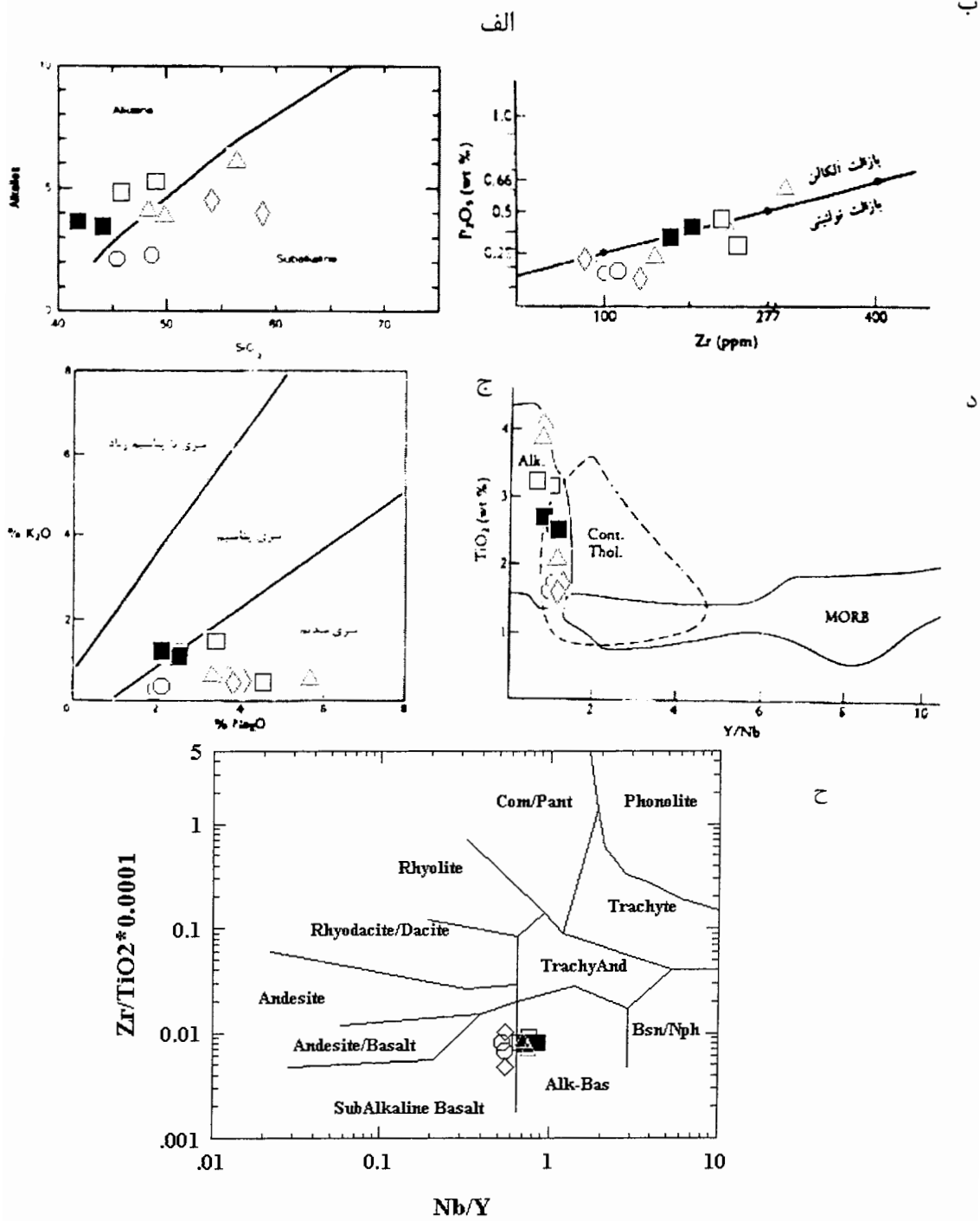
این نمودار بر اساس سیلیس در برابر آکالی کل ترسیم شده است . در این دیاگرام نمونه های مورد مطالعه در محدوده آکالی ، تحولی و ساب آکالی واقع می شوند . نمونه های منطقه چشمه علی در محدوده ساب آکالی و نمونه های منطقه شه میرزاد در محدوده تحولی قرار دارند . اکثر نمونه ها بخصوص نمونه های مربوط به مناطق قشلاق و طزره ، نزدیک به خط جداکننده ماگماهای اولیه واقع شده اند ، بنابراین مشخص می شود که ماگمای سازنده اینها ، ماگمایی اولیه بوده و از گوشته منشأ گرفته است ( شکل ۴ - ۱۳ - س ) .

### ش) دیاگرام Piccirilo و همکار ( ۱۹۷۹ )

این نمودار نیز مانند نمودار قبلی بر اساس سیلیس در برابر آکالی کل ترسیم شده است . خط پیوسته ، محدوده آکالن و تولییت را از یکدیگر مجزا می سازد و محدوده بین خط چین ها ، قلمرو تحولی می باشد . با توجه به این نمودار مشخص می شود که ، نمونه های منطقه طزره و شه میرزاد در محدوده تحولی و نمونه های قشلاق در محدوده آکالی قرار گرفته اند .

## ۴-۵-۲- جایگاه تکتونیکی

یک نمودار خوب متمایز کننده محیط تکتونیکی ، باید با عناصری تشکیل شود که نسبت به فرایندهای ثانویه غیر حساس بوده و اندازه گیری آنها بوسیله روشهای تجزیه نسبتاً ساده ، سریع و



شکل ۴ - ۱۳ - نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی

الف) نمودار ابروین و باراکار (۱۹۷۱)

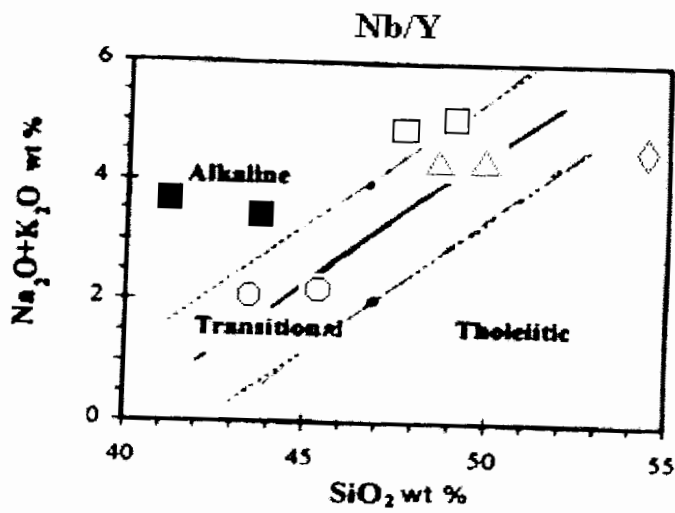
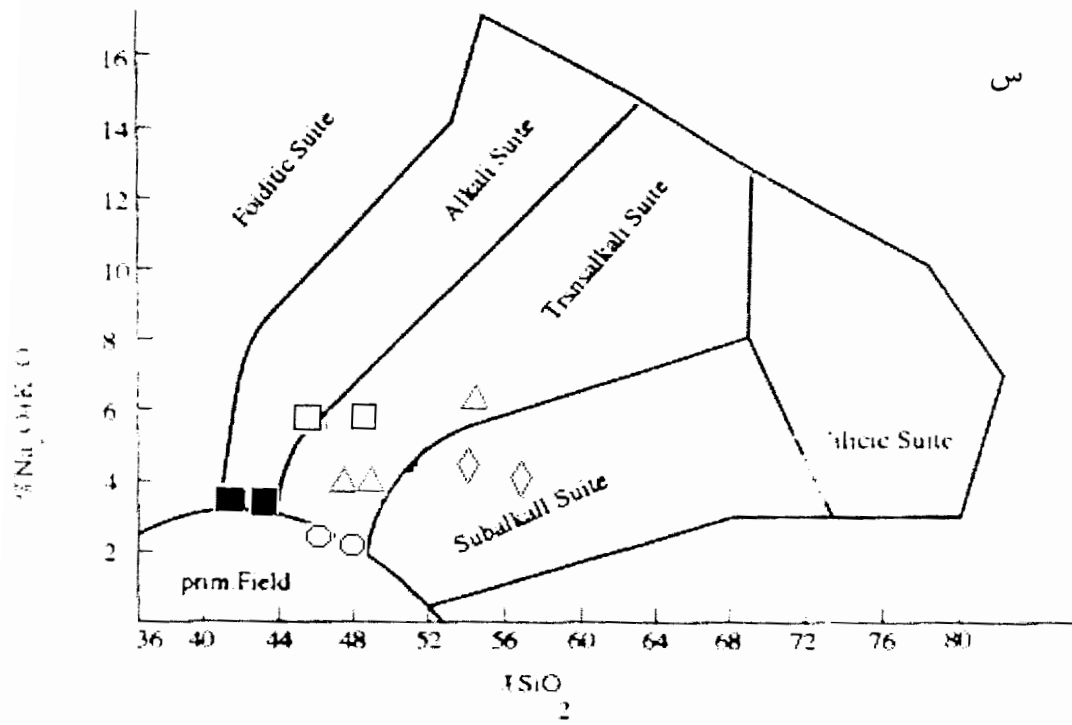
ب) نمودار وینچستر و فلوید (۱۹۷۶)

ج) نمودار میدل موست (۱۹۷۵)

د) نمودار فلوید و وینچستر (۱۹۷۵)

ح) نمودار فلوید و همکار (۱۹۷۷)

علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد



۴ - ۱۳ - نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی  
 س ( نمودار میدل موست ( ۱۹۹۱ )  
 ش ( نمودار Piccirillo و همکار ( ۱۹۷۹ )  
 علائم همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد

با دقت بالا امکان پذیر باشد ، بخصوص برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آتره بایستی عناصر کیمیاغ غیر متحرک انتخاب گردند . در بسیاری از نمودار ها عناصر با شدت میدان بالا مثل  $Zr$  ,  $Y$  و  $Nb$  بکار می رود . زیرا این عناصر نسبتاً غیر متحرک هستند مگر اینکه فعالیت بالای  $F^-$  وجود داشته باشد ، بنابراین تحت شرایط هیدروترمالی و هوازدگی کف دریا پایدار خواهند بود ( کریم زاده ، ۱۳۸۱ ) .

عناصری مانند  $Na$  ,  $K$  ,  $Ca$  ,  $Ba$  ,  $Rb$  ,  $Sr$  و احتمالاً  $LREE$  متحرک هستند و بنابراین برای هدف تمایز محیط تکتونیکی مفید نیستند ( ویلسون ، ۱۹۸۹ ) .

### الف ) نمودار پیرس و کان ( ۱۹۷۳ )

این یک دیاگرام سه متغیره است که در آن از عناصر  $Zr$  ,  $Ti$  و  $Y$  استفاده شده است . در نمودار پیرس و کان تمامی نمونه ها در محدوده داخل صفحه قرار می گیرند . بازالت درون صفحه شامل بازالت جزایر اقیانوسی و یا بازالت طغیانی قاره ای است ( شکل ۴ - ۱۴ - الف ) .

### ب ) نمودار پیرس و نوری ( ۱۹۷۹ )

این نمودار بر اساس عنصر ناسازگار زیرکونیم در مقابل نسبت زیرکونیم به ایتیریم ترسیم شده است . در این نمودار سه محدوده مشخص شده است که عبارتند از بازالت درون صفحه ای ، بازالت جزایر قوسی و بازالت پشته میان اقیانوسی ( شکل ۴ - ۱۴ - ب ) . نمونه های مناطق شهمیرزاد و قشلاق در محدوده بازالت داخل صفحه ای قرار گرفته و نمونه های مناطق طزره و چشمه علی خارج از تمامی این محدوده ها ولیکن در نزدیکی مرز بازالت داخل صفحه واقع شده است .

### ج ) نمودار مشد ( ۱۹۸۶ )

این نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس  $Zr$  ,  $Nb$  ,  $Y$  می باشد .  $AI$  قلمرو آلکالی بازالت درون صفحه ای و  $AII$  قلمرو آلکالی بازالت درون صفحه ای و تولئیتهای درون صفحه ای است . بر طبق این نمودار نمونه های منطقه قشلاق در محدوده  $AI$  ، نمونه های شهمیرزاد در مرز  $AI$  و  $AII$  و نمونه های طزره و چشمه علی نیز در محدوده  $AII$  واقع شده اند . بنابراین می توان عنوان کرد که همه نمونه های مناطق مورد مطالعه متعلق به بازالتهای آلکالی درون صفحه ای هستند ( شکل ۴ - ۱۴ - ج ) .

### د ) نمودار پیرس ( ۱۹۸۲ )

این نمودار بر اساس دو عنصر تیتانیوم و زیرکونیوم ترسیم شده و سه محدوده در آن مشخص است که عبارتند از : بازالت‌های آتشفشان قوسی ، بازالت‌های مورب و بازالت‌های درون صفحه . بر طبق این نمودار تمامی نمونه های مورد مطالعه در محدوده درون صفحه واقع می شوند ( شکل ۴ - ۱۴ - د ) .

#### ح ) نمودار پیرس و گال ( ۱۹۷۷ )

در این نمودار مقدار نیوبیوم روی محور قایم با مقیاس لگاریتمی در نظر گرفته شده است . خط پائین ، حد پائین ماگمای درون صفحه ای و خط بالا ، حد فوقانی ماگمای قوس را نشان می دهد . در این نمودار ، تمامی نمونه ها در محدوده ماگمای داخل صفحه ای واقع می شوند ( شکل ۴ - ۱۴ - ح ) .

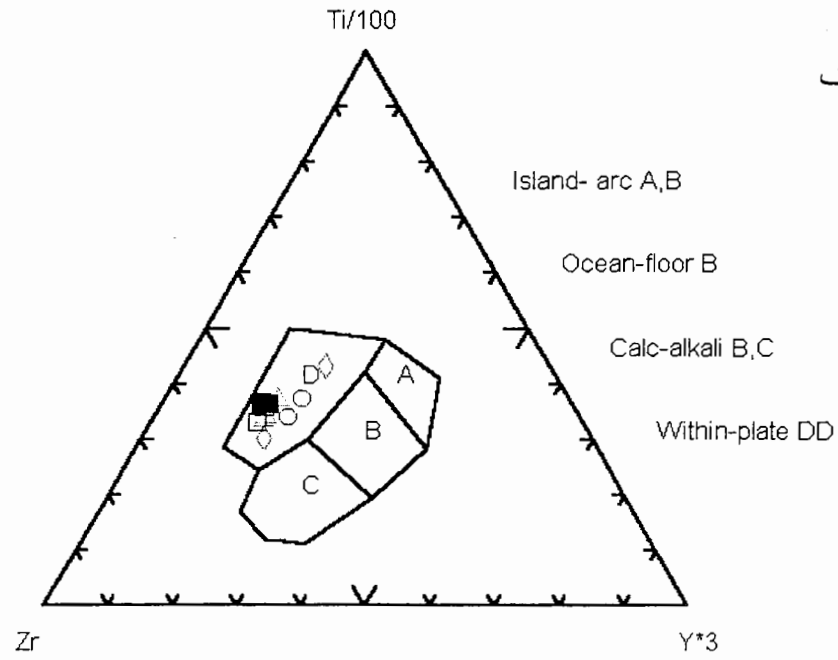
#### ۴-۶- مقایسه نمودارهای عنکبوتی مناطق مورد مطالعه با سایر مناطق

با توجه به نمودارهای تعیین سریهای ماگمایی و جایگاه تکتونیکی مناطق مورد مطالعه مشخص شد که این سنگها اغلب ترکیب آلکالن داشته و در محدوده درون صفحه قاره ای قرار می گیرند . سنگهای مورد نظر در حوضه های کششی حاشیه غیر فعال قاره ای تشکیل شده اند . با استناد به این مطالب ، مناطقی که موقعیت و حالتی مشابه داشته را انتخاب کرده و نمودارهای عنکبوتی آنها را با یکدیگر مقایسه کردیم . این مناطق عبارتند از : آناتولی غربی ( آلکالی بازالت ) که حوضه های کششی محلی در این ناحیه حکمفرما بوده است و حوضه آتشفشانی Wadi Natash ( الیوین بازالت آلکالن ) .

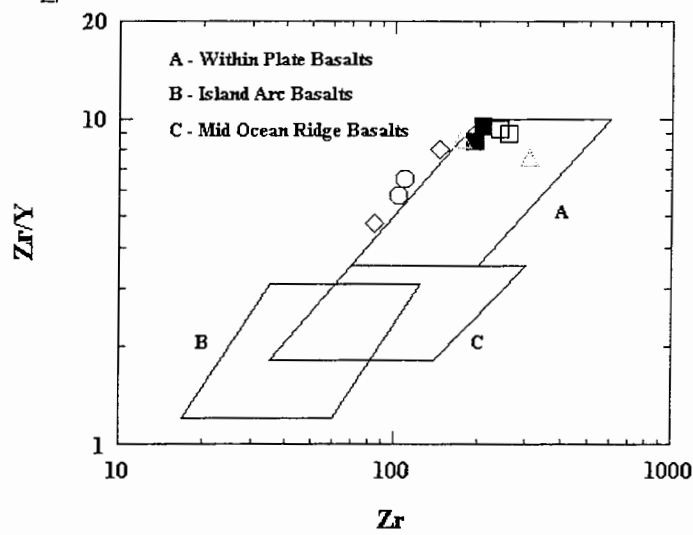
دیاگرامهای عنکبوتی مناطق مورد مطالعه بسیار شبیه به دیاگرام عنکبوتی آلکالی بازالت‌های آناتولی غربی و آلکالی الیوین بازالت حوضه آتشفشانی Wadi Natash می باشد . تنها تفاوت در تهی شدگی نمونه های مورد مطالعه از سریم است ، همچنین میزان هافنیم نمونه های مقایسه ای از نمونه های مورد مطالعه مقداری کمتر و میزان نیوبیم آنها مقداری بیشتر است .



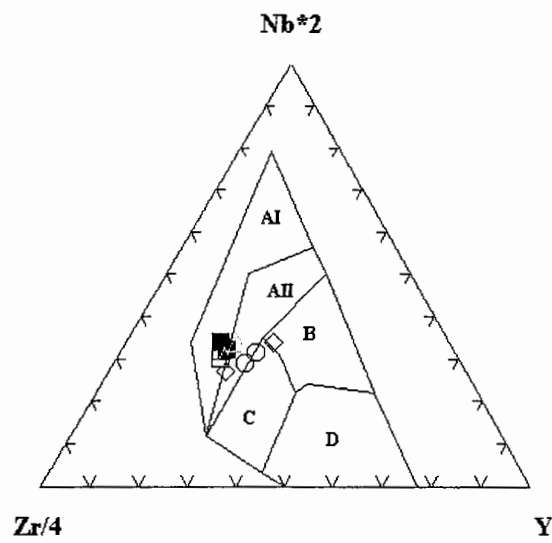
الف



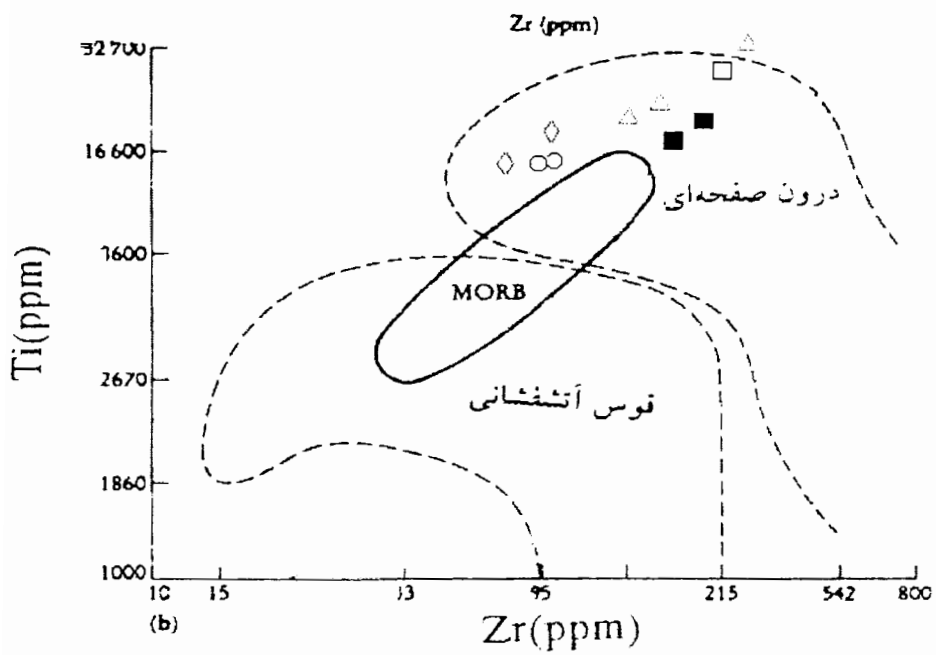
ب.



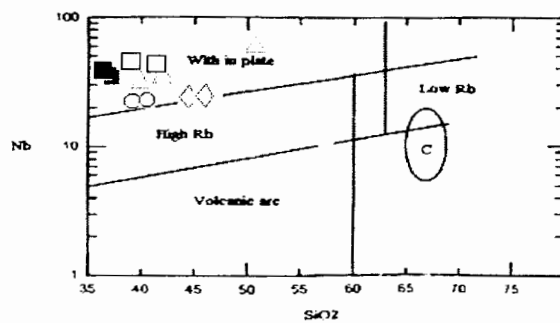
ج



شکل ۴-۱۴ - نمودارهای محیط تکتونیکی مناطق مورد مطالعه ، الف ) نمودار پیرس و کان ( ۱۹۷۳ ) ، ب ) نمودار پیرس و نوری ( ۱۹۷۹ ) ، ج ) نمودار مشد ( ۱۹۸۶ ) .  
علائم همان علائم شکل ۴-۲ می باشد .

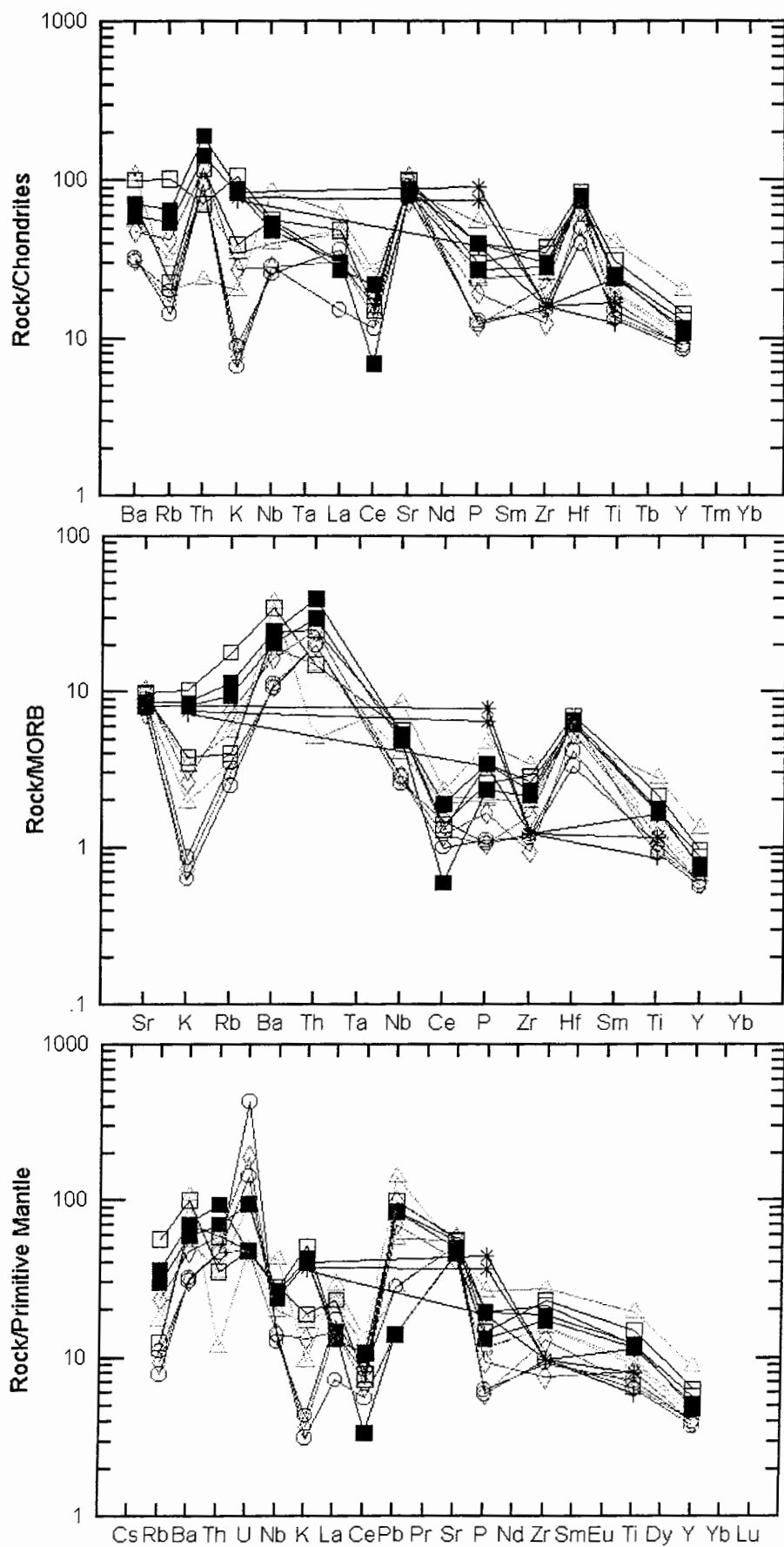


د



ح

شکل ۴-۱۴ - نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی  
 (د) نمودار پیرس (۱۹۸۲)  
 (ح) نمودار پیرس و گال (۱۹۷۷)  
 علائم همان علائم شکل ۴-۲ می باشد



شکل ۴ - ۱۵ - دیاگرامهای چند عنصری مقایسه ای  
 علائم مناطق مورد مطالعه همان علائم شکل ۴ - ۲ می باشد  
 \* الیون بازالت آلكالی حوضه آتشفشانی Wadi Natash  
 + آلكالی بازالت آناتولی غربی

## فصل پنجم

### پتروژنز

#### ۵-۱- مقدمه

در فصلهای گذشته ویژگیهای صحرایی ، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مورد مطالعه را بررسی کردیم . حال در این فصل به بررسی چگونگی تشکیل این سنگها می پردازیم . با توجه به مطالعات صحرایی مشخص گردید که سنگهای مورد مطالعه در مناطق شهمیرزاد و چشمه علی از نوع گدازه و در مناطق طزره و قشلاق از نوع نفوذی و به شکل سیل هستند . همچنین این سنگها در مناطق شهمیرزاد و چشمه علی در قاعده سازند شمشک و در مناطق طزره و قشلاق درون سازند شمشک واقع شده اند .

در مبحث پتروگرافی شواهد بافتی ، کانی شناسی و آلتراسیون سنگهای مورد نظر مطالعه و بررسی شد . در این فصل مشخص شد که در مناطق شهمیرزاد و چشمه علی بافتهای غالب اینترگرانولار و اینترسرتال هستند کانیهای موجود نیز بیشتر الیوین و پلاژیوکلاز بوده ، الیوینها ایدنگسیتی و پلاژیوکلازها ، سرسیتی شده اند . سنگهای موجود در این مناطق را آلکالی الیوین بازالت نام نهادیم . در نمونه های منطقه طزره بافتهای اینترگرانولار ، افیتیک و پویی کلیتیک وجود داشته و فازهای درشت بلور غالب پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند این سنگها را آلکالی بازالت نامگذاری کردیم . در منطقه قشلاق طیف تفریقی الیوین گابرو تا مونزونیت مشاهده می شود . بافت آنها اغلب دانه ای نیمه خود شکل و پویی کلیتیک بوده ، کانیهای الیوین ، آمفیبول و پلاژیوکلاز در آنها حضور دارند . پلاژیوکلازها اغلب سوسوریتی شده و اورالیت نیز که حاصل دگرسانی پیروکسن است به فراوانی مشاهده می شود .

با توجه به مطالعات ژئوشیمی مشخص گردید که نامگذاری پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای مورد مطالعه با هم سازگار است. ماگمای سنگهای مورد مطالعه، آلکالن بوده و در نمودار تعیین جایگاه تکتونیکی در محدوده درون صفحه قاره ای (حاشیه غیر فعال قاره ای) واقع می شوند. دیاگرامهای چند عنصری سنگهای مورد نظر، ارتباط زایشی آنها را با یکدیگر نشان می دهد و همچنین این نمودارها به نمودارهای عنکبوتی گدازه های درون صفحه قاره ای شباهت دارند. اینک با مد نظر قرار دادن این نکات به بررسی پتروژنز این سنگها می پردازیم. بدین منظور ابتدا باید ویژگیهای بازالتهای آلکالن درون قاره ای، جایگاه تکتونیکی و جغرافیای دیرینه تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین البرز شرقی را مرور نماییم و سپس به نحوه تشکیل این سنگهای آذرین در چنین جایگاهی پردازیم.

## ۵-۲- ویژگیهای بازالت آلکالن محیط درون قاره ای

ویژگی سنگهای آتشفشانی آلکالن خارج شده در نواحی قاره ای (بخصوص ویژگیهای ژئوشیمیایی) می تواند اطلاعات با ارزشی درباره طبیعت بخش عمده ای از داخل ارائه دهد. این داده ها همراه با مدارک ژئوفیزیکی، کلیدی برای درک ترکیب و تکامل گوشته زمین هستند (اسپات و همکاران، ۲۰۰۲).

سنگهای آلکالن جایگاههای درون صفحه قاره ای غالباً دارای غنی شدگی از HFSE, LILE, MREE, LREE و تهی شدگی اندکی از HREE نسبت به ترکیب مورب هستند (آلدانماز، ۲۰۰۰؛ ایوان و هوورکا، ۱۹۹۳). همانطور که از دیاگرام بهنجار شده نسبت به مورب نمونه ها مشخص شد (شکل ۴-۱۲)، غنی شدگی از Sr, Ba, Hf, Th کاملاً واضح است. در این بازالتها Nb و Ba از LREE غنی تر هستند (ژونگ و هارنس، ۲۰۰۰). ژئوشیمی بازالتهای قاره ای از ژئوشیمی مورب متفاوت است اما تشابه زیادی با بازالتهای جزایر اقیانوسی نشان می دهند.

مقادیر عناصر سازگار نیکل و کروم، کاهش پیشرونده ای را با کاهش MgO نشان می دهند (مرزولی، ۲۰۰۰)، که نشانه تفریق الیوین و کلینوپیروکسن می باشد. در بازالتهای آلکالی قاره ای نسبت  $Zr / Y$  بالاست. این نسبت برای نمونه های مورد مطالعه در این تحقیق بطور متوسط  $8/7$  می باشد که قابل مقایسه با ۷-۱۲ در آلکالی بازالت Carpathians در چکوسلوواکی است (هوورکا و ایوان، ۱۹۹۳).

نسبتهای فراوانی عناصر ناسازگار بویژه Ba / Th بالا ( متوسط ۱۵۳ قابل مقایسه با ۸۲/۲ برای گوشته اولیه ) از مشخصات منبع بوده و قادر می سازد تا منبع غنی شده را مشخص سازیم ( یانگ ، ۲۰۰۳ ) .

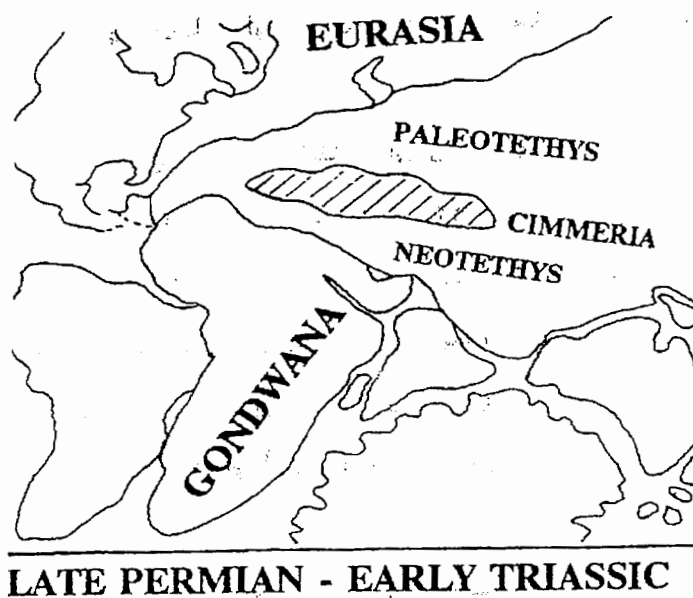
این سنگها آنومالی منفی Hf , Nb , Ta ندارند . این حالت بیان می کند که الف ( ناحیه منشأ برای بازالت آlkالی بدون سازنده سابدکشن است . ب ) ماگمای آlkالی توسط فرایند آلیایش پوسته ای متأثر نشده است ( ایوان و هوورکا ، ۱۹۹۳ ؛ آلدانماز ، ۲۰۰۰ ) .

تهی شدگی از Ce , K , Rb در برخی نمونه های مورد مطالعه دیده می شود که بخاطر آلتراسیون بوده و در مطالعات صحرائی و پتروگرافی نیز آلتره بودن نمونه ها کاملاً مشخص است .

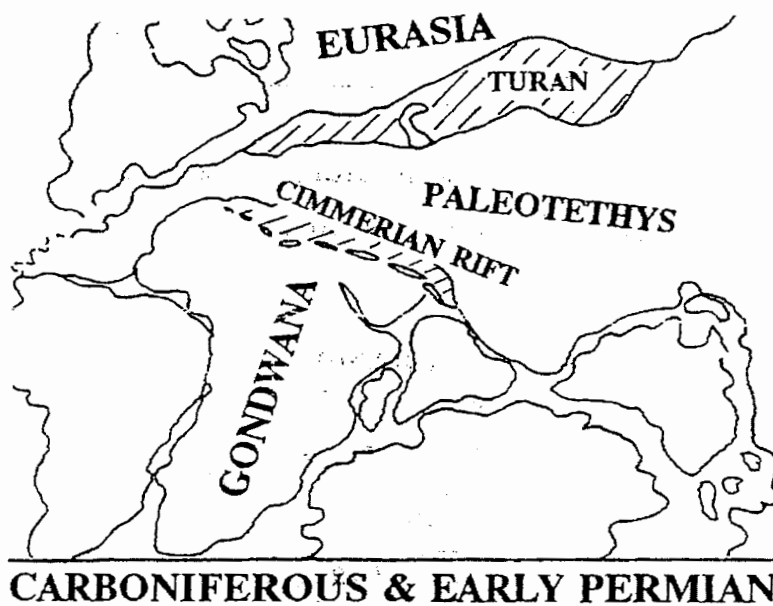
### ۵-۳- جایگاه تکتونیکی و جغرافیای دیرینه سازند شمشک

حوضه رسوبی البرز در زمان تریاس در حاشیه شمالی قاره سیمری و لبه غیر فعال جنوبی اقیانوس پالئوتتیس قرار داشته است ( سنگور و همکار ، ۱۹۸۸ ؛ اشتامفلی و بود ، ۱۹۹۱ ؛ اشتامفلی و پیلوت ، ۱۹۹۴ در لاسمی ۱۳۷۹ ) ( شکل ۵ - ۱ ) .

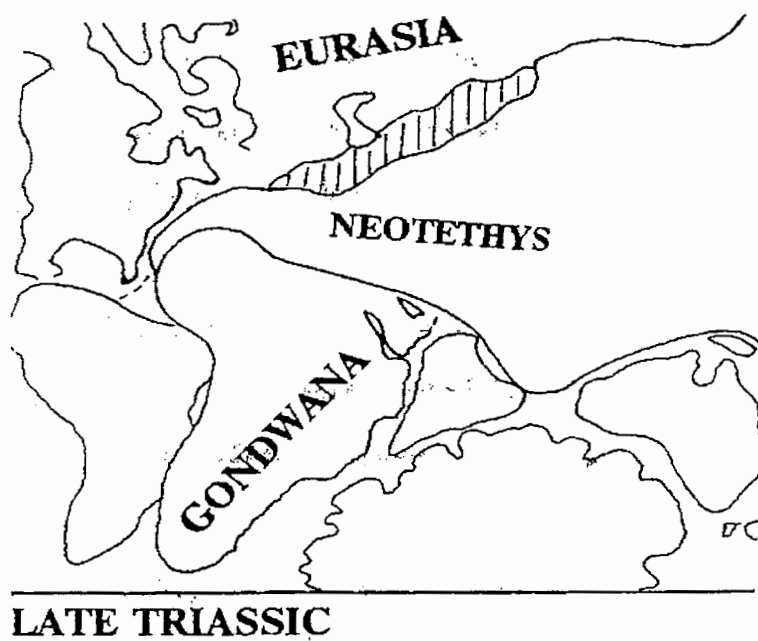
بر اساس شواهد موجود ، قاره سیمری در نیمکره جنوبی و بین عرضهای ۰ تا ۳۰ قرار داشته و به تدریج با گسترش فرایند فرورانش در حاشیه فعال ابر قاره اوراسیا به طرف شمال رانده شده است . بنابراین همزمان با برخورد قاره توران با اوراسیا در زمان کربونیفر - پرمین زیرین ، کافت سیمری تشکیل گردید ( شکل ۵ - ۲ ) و پالئوتتیس نیز گسترش یافت ، پس آخرین فعالیت های ریفت زایی حاشیه شمالی گندوانا در کربونیفر - پرمین زیرین اتفاق افتاد و پس از آن شرایط آرام حواشی غیر فعال بوجود آمد ، بطوریکه پلاتفرمهای کربناته تا زمان برخورد ( تریاس بالا ) دارای گسترش وسیعی بوده اند . در زمان کربونیفر فوقانی تا تریاس زیرین نئوتتیس بین گندوانا و سیمری تشکیل شد ( قاسمی ، ۱۳۷۹ ، ۱۳۸۱ ، ۱۳۸۲ ) . برخورد صفحه سیمری با اوراسیا در زمان تریاس پسین رخ داد که منجر به بسته شدن پالئوتتیس در شمال و گسترش نئوتتیس در جنوب گردید ( شکل ۵ - ۳ ) ( لاسمی ، ۱۳۷۹ ؛ اشتامفلی و بورل ، ۲۰۰۲ ) . این برخورد در یک زمان صورت نگرفته ،



شکل ۵ - ۱ - پیدایش اقیانوس نئوتتیس در شمال خاوری قاره گندوانا ، تا زمان تریاس پسین اقیانوس پالتوتتیس میان قاره سیمری و اوراسیا وجود داشته است (اقتباس از لاسمی، ۱۳۷۹).



شکل ۵ - ۲ - برخورد قاره توران با اوراسیا ( کوهزایی هرسی نین ) ، گسترش پالتوتتیس و پدیدار شدن کافت سیمری در شمال خاوری ابر قاره گندوانا (اقتباس از لاسمی ۱۳۷۹).



شکل ۵-۳ - برخورد صفحه توران با اوراسیا در تریاس پسین به بسته شدن پالتوتیس انجامید و نئوتتیس به بیشترین گسترش خود رسید (اقتباس از لاسمی، ۱۳۷۹).



بلکه در بخش‌های شرقی زودتر از بخش‌های مرکزی آن اتفاق افتاده است. در واقع این برخورد به صورت مایل و تدریجی صورت گرفته است (اشتامفلی و همکار، ۱۹۹۱؛ علوی، ۱۹۹۱ در لاسمی ۱۳۷۹). بنابراین با حرکات سیمین پیشین ایران به اوراسیا متصل گردید و این تصادم باعث ضخیم شدن پوسته شد.

بعد از اتصال ایران با اوراسیا سیستم گسل‌های راستالغز حاکم شد و موجب چرخش ۱۳۰ درجه ایران مرکزی گردید (اشمیت و سوفل، ۱۹۸۰؛ شنگور، ۱۹۹۱؛ بربریان کینگ، ۱۹۸۳ در شهرابی ۱۳۷۸). در این مرحله بالازدگی بلوکها (علوی، ۱۹۹۶) و حرکات عمودی قوی در البرز (راد، ۱۹۸۶) بوقوع پیوست. لیتولوژی خاص سازندهای الیکا و شمشک نیز، نشانه بالا آمدگی زمین‌های منطقه طی حرکات سیمین پیشین می‌باشد (علوی، ۱۹۸۶). بعد از بالازدگی گوشته، تغییر شکل‌های کششی انبساطی آغاز شد، این رویداد انبساطی به سن تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین و همزمان با رویدادهای فشاری در سایر نقاط قاره سیمری است (شنگور، ۱۹۹۱؛ بربریان کینگ، ۱۹۸۳ در شهرابی ۱۳۷۸). نهایتاً مواد مذاب حاصل از ذوب بخشی گوشته، از طریق محیط‌های کششی خارج گردید. بنابراین بازالت‌های داخل قاره ای در محیط‌های کششی محلی را در بخش زیرین سازند شمشک بوجود آورد که نشان می‌دهد در فاصله کوتاهی پس از برخورد، رویداد انبساطی حکم فرما گردیده است.

توزیع و گسترش رخساره‌های سنگ چینه‌ای تریاس پسین و لیاس در ایران از حرکات کوه‌زایی سیمین متأثر گردید (علوی نائینی، ۱۳۷۱). بطوریکه در تریاس فوقانی با برخورد ورقه‌های ایران و توران، قسمت اعظم کشور ما از آب خارج شد و شرایط برای ایجاد رسوبات زغال‌سنگی مساعد گردید. بنابراین همزمان با رویداد تکتونیکی سیمین پیشین شرایط پلاتفرمی پالئوزوئیک - تریاس میانی به پایان رسید.

در زمان کارنین (آغاز تریاس فوقانی) ابتدا سکوی قاره‌ای کربناته، شکاف برداشته و دو بلوک ایران و زاگرس از یکدیگر جدا شدند، سپس با بالا آمدن بلوک ایران بلندب‌های البرز در معرض فرسایش قرار گرفت. ولی در زمان تریاس پسین (نورین)، با پیشروی مجدد دریا پهنه البرز به یک خلیج نسبتاً باریک تبدیل گردید. این خلیج به سمت شرق گسترش زیادی داشته و از غرب نیز با دریا‌های آزاد مرتبط بوده است (رضوی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). در این خلیج فرونشست کف حوضه سریع بوده و موجب انباشته شدن گل و لای زیادی شده است (آقناباتی، ۱۳۷۷).

در زمان نورین میانی حوضه کم ژرفای دریای حاشیه ای بوجود آمد و رسوبات رسی - سیلتی و ماسه ای تشکیل گردید و با وجود شرایط اقلیمی گرم و مرطوب ، گیاهان زیادی روئیده و شرایط برای تشکیل باتلاقهای تورب زار فراهم گردید .

در نورین پسین دریا پسروی کرده و به جای خلیج البرز ، دشت آبرفتی - دلتایی بوجود آمد ( راد ، ۱۹۸۶ ؛ شهرابی ، ۱۳۷۸ ؛ رضوی و همکار ، ۱۳۷۲ ) . در آخرین زمانه تریاس پسین ( رسین ) ، در کوههای البرز شبکه ای از رودخانه های بزرگ و دشتهای آبرفتی بوجود آمد که گاه به مردابهای تورب تبدیل گردید . در رسین در محدوده دشت آبرفتی البرز رسوبات سیلتی - ماسه ای با ضخامتهای متفاوت بوجود آمد و در فرورفتگیهای آبرفتی مردابهای تورب از نوع دریاکناری تشکیل گردید که چندین بار شرایط دریاکناری - مردابی و مردابی جانشین یکدیگر شده اند ( رضوی و معین السادات ، ۱۳۷۲ ) .

در آغاز ژوراسیک پیشین وجود مناطق کوهستانی فراوان همراه با سردی هوا و بارندگیهای شدید باعث تشکیل جنگلهای کاج گردید و در بخشهایی از البرز رخساره های مردابی - دلتایی تشکیل شده ولی گسترش زیادی نداشتند ( رضوی و معین السادات ، ۱۳۷۲ ) . در این زمان پهنه البرز به سرعت بالا آمده و با گسترش کوهها و فرسایش شدید آنها ، انباشت رسوبهای ماسه ای و کنگلومرایی شکل گرفته است . همچنین در این زمان پیشرویهای موقتی دریا به طرف دشت البرز وجود داشته است ( آقاباتی ، ۱۳۷۷ ) .

بدین ترتیب می توان پذیرفت که رسوبهای تریاس بالا - ژوراسیک میانی معرف رسوبهای چند رخساره ای هستند که به تناوب و با گذشت زمان جایگزین یکدیگر شده اند . تشکیل این رسوبات همراه با یک چرخه بزرگ رسوبگذاری بوده ، که از تریاس پسین ( کارنین ) شروع شده و تا ژوراسیک پسین ( کیمریجین ) ادامه داشته است . این چرخه با پیشروی و پسرویهای فرعی و متناوب دریا همراه بوده است . داوودزاده و اشمیت ( ۱۹۸۱ ) درباره چرخه رسوبی تریاس بالا - ژوراسیک میانی عقیده دارند که : این محدوده زمانی مابین دو رویداد تکتونیکی سیمیرین پیشین و رویداد ژوراسیک میانی است و طی حرکات سیمیرین پیشین قسمت اعظم ایران به هورست و گرابن تقسیم شد ( شهرابی ، ۱۳۷۸ ) .

با توجه به رخساره های زمان تریاس بالا - ژوراسیک میانی که از نوع قاره ای - دریاکناری و دریایی هستند ، مشخص می شود که شرایط دریای کم عمق در منطقه وجود داشته است (

آقنابتی ، ۱۳۷۷ ) . ارتباط قابل توجه ساختار ناحیه ای با شاخصهای رسوبگذاری سازند شمشک همراه با تغییرات جانبی مشخص پیشنهاد می کند که این سنگها ممکن است در یک حوضه فورلند فعال از نظر تکتونیکی ، بالازدگی بلوکها طی کوهزایی سیمین ، جمع شدگی ( همگرایی ) به سمت جنوب تشکیل شده باشند که بعداً توسط چینه های پیشرونده دریایی پوشیده می شود ( علوی ، ۱۹۹۶ ) .

با توجه به مطالب فوق ملاحظه می شود که جغرافیای دیرینه تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین البرز با محیط کششی خروج بازالتهای قاعده سازند شمشک مطابقت و همخوانی دارد .

#### ۵-۴- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه

بیشتر سنگهای آکالن قاره ای با ایجاد ریفت قاره ای ( باری ، ۱۹۶۴ ؛ لوباس ، ۱۹۷۱ در محمد ، ۲۰۰۰ ) و کشش ورقه ها همراهند ( اسپات ، ۲۰۰۲ ) . حجمهای نسبتاً کوچک سنگهای آکالن در نواحی قاره ای که متحمل بالازدگی و کشش پوسته ای خیلی آرام شده اند یا در کراتونهای پایدار از نظر تکتونیکی ، جایگزین می شوند ( بست ، ۱۹۸۲ ) . خاستگاه ماگمایی این سنگها در مناطقی است که پوسته دارای ضخامت نسبتاً زیادی است ، پس کلاً ماگمای مورد نظر در عمق زیاد تشکیل می شود .

داده های ژئوشیمیایی نشان می دهد که این سنگها بیانگر ماگماهای اولیه اند . میزان MgO ( ۹/۲ درصد ) ، Ni ( ۱۸۵ ppm ) و Cr ( ۳۷۲ ppm ) بالا ، بیانگر این موضوع است ( ریگتر و الگورا ، ۲۰۰۱ ) . فراوانی بالای HFSE ، LILE ، سنگهای آکالن را می توان با ذوب یک گوشته غنی شده ( اما نه غنی شدگی ناشی از فرورانش ) ، یا درجات پایین ذوب بخشی ( گارنت به عنوان فاز باقیمانده ) توضیح داد ( آلدانماز ، ۲۰۰۰ ؛ کیفر ، ۲۰۰۲ ) . اکثر مطالعات ایزوتوپی و ژئوشیمی بر روی بازالت درون قاره ای با منشأ گوشته نسبتاً غنی شده سازگار است ( ژونگ و هارنس ، ۲۰۰۰ ) .

بطور کلی می توان سه منبع را برای آکالی بازالت قاره ای در نظر گرفت : ۱ ) پلوم گوشته ای ( ۲ ) استنوسفر ( ۳ ) لیتوسفر

عده ای از محققین طبیعت غنی شده مجموعه آکالی درون صفحه قاره ای نسبت به موب را ، به سازنده پلوم مشتق از گوشته پایینی در ناحیه منشأ نسبت می دهند ( هافمن و وایت ، ۱۹۸۲ ؛ زیندلر و هارت ، ۱۹۸۶ ؛ ویلسون ، ۱۹۹۳ در آلمانداز ، ۲۰۰۰ و مرگان ، ۱۹۸۱ ؛ کمپ بل و همکار

، ۱۹۹۰ در محمد ، ۲۰۰۰) . در این مدل حرارت پلوم به صورت یک آنومالی حرارتی بزرگی بالا می آید و بطور جانبی در قاعده لیتوسفر قاره ای ، گسترش یافته و باعث ذوب شدگی آن می شود . بطور قطع ماگماتیسم آلکالن این نواحی را نمی توان ناشی از پلوم گوشته ای دانست ، زیرا سنگهای آتشفشانی آلکالن این نواحی محدود به زونهای کششی بوده ، بنابراین وابسته به کشش هستند . همچنین مدارکی برای منشأ پلوم گوشته ای وجود ندارد . یک پلوم گوشته ای باید با ایجاد بالا آمدگی دینامیک ناحیه ای ( ۲۰۰۰ - ۱۰۰۰ کیلومتر قطر ) همراه باشد ، که این حالت در مناطق مورد مطالعه مشاهده نمی شود . همچنین طبیعت پراکنده ولکانیسم ، حجمهای کوچک ماگماتیسم ، فقدان گزنولیت گوشته ای ، فقدان جریان گرمایی بالا و فقدان ایالت بازالت طغیانی دلیلی بر آن می باشد ( باری و همکاران ، ۲۰۰۳ ) .

عده ای حجمهای بزرگ گدازه های تولید شده طی ریفت زایی قاره ای ( یا حداقل بطور عمده ) را ناشی از ذوب استنوسفر دانسته اند ( وایت و مکنزی ، ۱۹۸۹ در زهانگ ، ۲۰۰۱ ؛ مکنزی و همکار ، ۱۹۸۸ ؛ وایت و مکنزی ۱۹۸۹ ؛ آرنند و همکار ، ۱۹۹۲ در اسپات ، ۲۰۰۲ ؛ هاوکس و رز ، ۱۹۹۰ ؛ برارشو ، ۱۹۹۳ در ژونگ و هارنس ، ۲۰۰۰) . تامپسون ( ۱۹۸۶ ) پیشنهاد کرد که تمام بازالتهای آلکالن قاره ای با آنومالی مثبت Nb در دیاگرامهای بهنجار شده به گوشته مشخص می سازند که این گدازه ها از استنوسفر مشتق شده اند ( محمد ، ۲۰۰۰ ) ، ولی در دیاگرامهای بهنجار شده به گوشته نمونه های مورد مطالعه ، آنومالی مثبت Nb مشاهده نمی شود . همچنین نسبت Nb / Zr پایین منعکس کننده منشأ استنوسفر می باشد . این نسبت برای نمونه های مورد مطالعه بالا بوده و در مورد آن صادق نیست . بنابراین استنوسفر را نمی توان به عنوان منشأ بازالتهای مورد مطالعه در نظر گرفت .

منشأ دیگری که برای مذاب آلکالن درون صفحه قاره ای بیان شده است ، لیتوسفر زیر قاره ای می باشد ( ژونگ و هارنس ، ۲۰۰۰ ؛ زهانگ ، ۲۰۰۱ ؛ اسپات ، ۲۰۰۲ ؛ کمپتون و همکار ، ۱۹۹۱ ؛ ویلسون و دونز ، ۱۹۹۱ ؛ کلاس و همکار ، ۱۹۹۸ ؛ زهانگ و همکار ، ۱۹۹۹ در باری و همکاران ، ۲۰۰۳) . لیتوسفر دیر گداز بوده و نمی تواند مقادیر مهمی ماگما را تولید کند ( اسپات ، ۲۰۰۲ ) ، بنابراین حجمهای کوچک ماگماهای مافیک آلکالن می تواند از لیتوسفر زیر قاره ای ( SCLM ) از طریق ذوب بخشی مستقیم لایه های متاسوماتیزه در نتیجه آشفته گی حرارتی منشأ بگیرد ( مکنزی ، ۱۹۸۹ در زهانگ ، ۲۰۰۱ ؛ گالاگر و همکار ، ۱۹۹۲ ؛ ترنر و همکار ، ۱۹۹۶ در اسپات ، ۲۰۰۲) .

اشتقاق این ماگماها از لیتوسفر زیر قاره ای نه تنها به مخزن غنی شده ، بلکه به درجات بالای ککش قاره ای نیاز دارد ( مکنزی و همکار ، ۱۹۸۸ ، آرندت و همکار ، ۱۹۹۲ در ژونگ و هارنس ، ۲۰۰۰ ) . اگرچه بالآمدگی آستوسفر می تواند دلیلی بر ذوب شدگی لیتوسفر زیر این مناطق باشد ، همچنین این بالازدگی می تواند عاملی برای شروع ککش باشد ( باری و همکاران ، ۲۰۰۳ ) . آرندت و همکار ( ۱۹۹۲ ) پیشنهاد کرده اند که گرم شدن لیتوسفر بدون آب نمی تواند حجمهای مهم تولید مذاب را توضیح دهد . آنها عقیده دارند که لیتوسفر باید از نظر متاسوماتیکی یا مواد فرار غنی باشد ( باری و همکاران ، ۲۰۰۳ ) .

متاسوماتیزم سنگ منشأ بازالت‌های آلكالن به مهاجرت سیالات غنی از CO<sub>2</sub> و مواد فرار از قسمت‌های عمیقتر گوشته مرتبط است ( بست ، ۱۹۷۴ ؛ ارلانگ و همکار ، ۱۹۸۷ ؛ فابریس و همکار ، ۱۹۸۹ ؛ زانتی و همکار ، ۱۹۹۶ در اسپات ، ۲۰۰۱ ؛ مرزولی ، ۲۰۰۰ ؛ ژونی و هارنس ، ۲۰۰۰ ) . لیتوسفری که دچار متاسوماتیزم کربناته شده ، ممکن است باعث غنی شدگی از استرانسیم و بارییم و تهی شدگی از زیرکونیم گردد ، همچنین متاسوماتیزم باعث بالا رفتن نسبت‌های ILREE / HREE می گردد ( اییونف و همکار ، ۱۹۹۶ در مرزولی ، ۲۰۰۰ ) .

متاسوماتیزم گسترده توسط سیالات مشتق از پلومها یا مذابها ممکن است نقش مهمی در مهیا ساختن شرایط مناسب برای ذوب لیتوسفر ، نازک شدگی لیتوسفر ، فرسایش گرمایی و ریفت زایی داشته باشد ( اسپات ، ۲۰۰۱ ) . منبع گرما برای ذوب بخشی لیتوسفر ، گرم شدن همرفتی در دماهای بالاتر از سولیدوس تحت فشار مواد فرار می باشد ( مکنزی ، ۱۹۸۹ ؛ گالاگر و هاوکس ورث ، ۱۹۹۲ در اسپات ، ۲۰۰۱ ) .

باری ( ۲۰۰۳ ) اثبات کرد که تبلور تفریقی فشار پایین ( کمتر از ۱۲ کیلو بار ) نمی تواند طیف ترکیبی وسیعی را از ماگمای والد ایجاد کند . مرزولی ( ۲۰۰۰ ) نیز اعتقاد دارد که مذاب آلكالی درون قاره ای با حجم کوچک ، از ذوب پریدوتیت حاوی آمفیبول لیتوسفر بدست می آید .

همانطور که ملاحظه می شود افراد زیادی شرکت لیتوسفر زیر قاره ای را برای ماگماتیسم بازالت درون صفحه قاره ای مطرح کرده اند . حال در ادامه مطالبی را بیان می کنیم که نشان می دهد ماگمای مناطق مورد مطالعه از لیتوسفر زیر قاره ای با ذوب درجه پایین منشأ گرفته اند .

مقدار Ti پایین ماگما (  $TiO_2 = 2/25$  ) قابل مقایسه با اتیوپی ۲/۶ - ۱ ) به مذاب مشتق از لیتوسفر زیر قاره ای نسبت داده می شود ( گالاگر و هاوکس ورث ، ۱۹۹۲ ؛ لایت فوت و همکار ،

۱۹۹۳؛ پیت و هاوکس ورث ، ۱۹۹۶ در پیک و همکاران ، ۱۹۹۸) . بطوریکه پایین بودن میزان تیتان بیان می کند که لیتوسفر در ژنز این ماگماها تأثیر زیادی داشته و حاصل ذوب بخشی لیتوسفر هستند .

نسبت  $SiO_2 / Al_2O_3$  بالا ( ۴/۱۴ قابل مقایسه با ۳/۵ عنوان شده توسط بوریسوا ، ۲۰۰۱ ) می تواند حاصل ذوب درجه پایین لیتوسفر زیر قاره ای باشد ( سابولو و شیمیزو ، ۱۹۹۳ ؛ بوریسوا و همکار ، ۱۹۹۶ ؛ بوریسوا ، ۱۹۹۷ در بوریسوا ، ۲۰۰۱ ) . همچنین غنی شدگی از باریم و سرب در الگوهای بهنجار شده به گوشته نیز ( شکل ۴ - ۱۲ - ج ) در گیری لیتوسفر زیر قاره ای را پیشنهاد می کند ( بوریسوا ، ۲۰۰۱ ) . با توجه به موارد بالا و حجم کم ماگماتیسم در مناطق مورد مطالعه و نداشتن تنوع ترکیبی می توان لیتوسفر زیر قاره ای را منشأ این ماگماها در نظر گرفت .

الگوی عناصر ناسازگار نمونه های مناطق مورد مطالعه بخصوص منطقه قشلاق که آلتراسیون کمتری نشان می دهد به مدل ذوب بخشی درجه پایین ( ۱ درصد ) از لرزولیت گارنت حاوی آمفیبول لیتوسفر ( شکل ۵ - ۴ ) نزدیک است ( مرزولی ، ۲۰۰۰ ) . دیاگرام نیوبیم در برابر باریم ( شکل ۵ - ۷ ) روندهای ذوب منبع اسپینل لرزولیت حاوی آمفیبول و اسپینل لرزولیت حاوی فلوگوپیت با ذوب بخشی ۱ تا ۲۰ درصد را نشان می دهد . در این نمودار نمونه های مورد مطالعه روند ذوب لرزولیت آمفیبول دار را دنبال می کنند و ذوب بخشی حدود ۳ تا ۲۰ درصد را نشان می دهند .

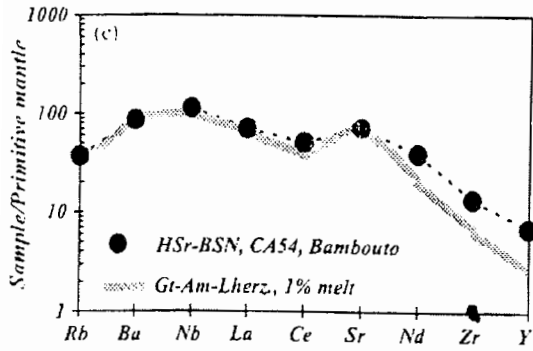
کاهش نسبت  $Ba / Th$  با افزایش مقدار  $Th$  ( شکل ۵ - ۵ ) ، کنترل فلوگوپیت را در وسعت کم ذوب شدگی پیشنهاد می کند و بیان می دارد که نسبتهای بالاتر  $Ba / Th$  در وسعت بالای ذوب شدگی ( مقدار کم  $Th$  ) از مشخصات منشأ هستند . نسبت  $Zr / Hf$  بالا ( ۱۳/۴ ) نیز درصد کم ذوب شدگی را نشان می دهد .

با توجه به نمودار تغییرات  $CaO / TiO_2$  در برابر  $Ce / Pb$  ( شکل ۵ - ۶ ) که ذوب درجه بالا و پایین را از یکدیگر مجزا می سازد ، نمونه های مورد مطالعه در محدوده ذوب درجه بالا قرار می گیرند . در صورتی که بایستی ذوب درجه پایین را نشان دهند ، این حالت به علت تهی شدگی نمونه ها از سربیم بوده که نسبت سربیم به سرب را کاهش داده است . بنابراین نمونه ها در محدوده ذوب درجه بالا قرار گرفته اند .

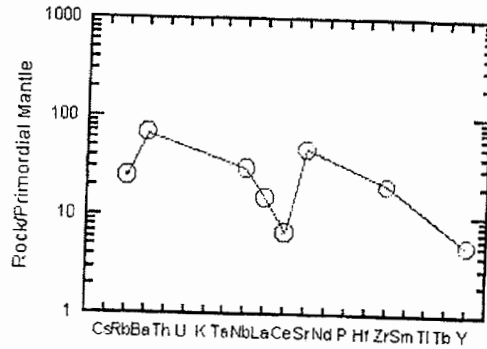
سان و هانسون ( ۱۹۷۵ ) ، ۱۵ - ۷ درصد ذوب بخشی را برای تولید بازالت آلکالن و فری و همکاران ( ۱۹۷۸ ) ، ۱۵ - ۱۱ درصد ذوب بخشی را برای تولید الیوین بازالت آلکالن بیان کرده اند . آلدانماز و همکاران ( ۲۰۰۰ ) ، ۱۰ - ۲ درصد ذوب بخشی منشأ گوشته همگن غنی شده را برای تولید سنگهای آلکالن درون قاره ای ( زون کششی محلی ) بیان کرده اند .

بنابراین با توجه به شواهد موجود ، مشخص می شود که این ماگماتیسم در یک رژیم زمین ساختی کششی در حاشیه غیر فعال قاره صورت گرفته است . در واقع در ارتباط با فازهای کششی پس از فاز فشاری سیمرین آغازی می باشد ( علوی ، ۱۹۹۶ ) . منشأ این مذاب را می توان لیتوسفر قاره ای با ذوب بخشی درجه پایین در نظر گرفت . در این مناطق سنگهای آلکالن شاخص بوده و در مناطقی که انواع تفریق یافته وجود ندارد ، می توان نتیجه گرفت که بازالتها زمان صعود کوتاهی داشته اند .

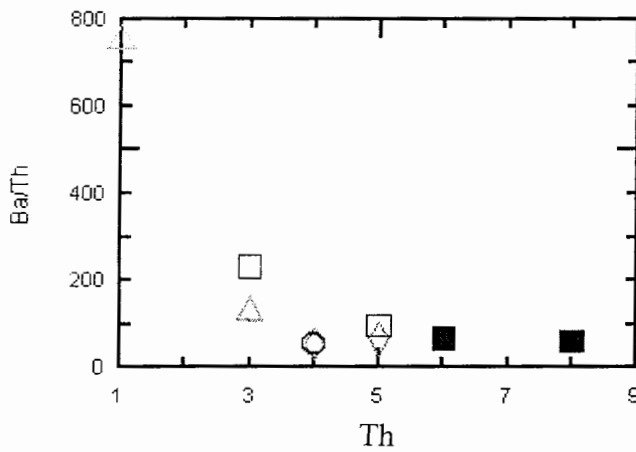
الف



ب

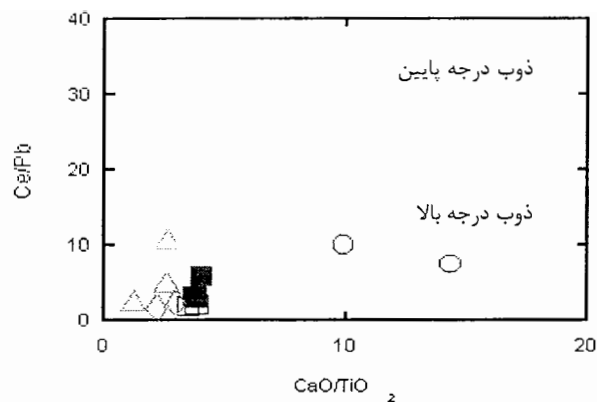


شکل ۴ - ۵ - الف ) تمرکز عناصر ناسازگار بهنجار شده به مانند اولیه برای مذاب محاسبه شده برای یک درصد ترکیب مذاب متعادل شده از گارنت لرزولیت حاوی آمفیبول (مرزولی، ۲۰۰۰).  
 ب ) تمرکز عناصر ناسازگار بهنجار شده به مانند اولیه برای متوسط نمونه های قشلاق.

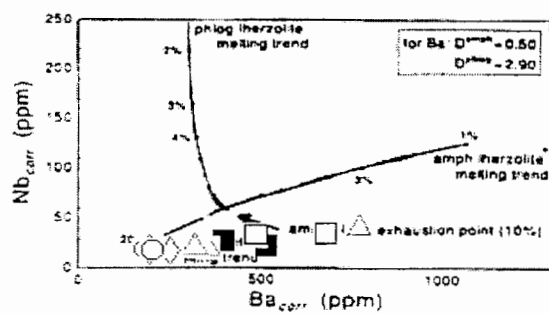


شکل ۵ - ۵ - نمودار تغییرات Th در برابر Ba / Th





شکل ۵ - ۶ - نمودار تغییرات  $\text{CaO} / \text{TiO}_2$  در برابر  $\text{Ce} / \text{Pb}$  (ژونگ و هارنس ، ۲۰۰۰) علایم همان علایم شکل ۴-۲ می باشد



شکل ۵ - ۷ - نمودار  $\text{Nb}$  در برابر  $\text{Ba}$ . روندهای ذوب منبع اسپینل لرزولیت حاوی آمفیبول و اسپینل لرزولیت حاوی فلوگوپیت را نشان می دهد (اسپات، ۲۰۰۲). علایم همان علایم شکل ۴-۲ می باشد

## ۵-۵- نتیجه گیری

- بعد از مطالعات صحرایی ، پتروگرافی ، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای مورد مطالعه به نتیجه گیری از آنها می پردازیم . مهمترین نتایج حاصل از این مطالعات عبارتند از :
- ۱ - مطالعات صحرایی نشان می دهد که سنگهای آذرین مورد نظر در مناطق شه میرزاد و چشمه علی از نوع گدازه و در مناطق طزره و قشلاق به صورت توده های نفوذی و از نوع سیل و دایک هستند .
  - ۲ - مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان می دهند که سنگهای مورد مطالعه در مناطق شه میرزاد ، چشمه علی و طزره بشدت دگرسان شده اند ولی در منطقه قشلاق سالمتر هستند .
  - ۳ - بررسیهای پتروگرافی و پترولوژی نشان می دهند که سنگهای مورد مطالعه در مناطق شه میرزاد و چشمه علی الیوین بازالت آکالی ، در منطقه طزره بازالت آکالن و در منطقه قشلاق الیوین گابرو ، دیوریت و مونزونیت می باشند .
  - ۴ - از بررسی نمودارهای هارکر مربوط به نمونه های منطقه قشلاق چنین استنباط می شود که این توده متحمل پدیده تفریق از طریق تبلور بخشی شده و دارای طیف تفریقی از الیوین گابرو تا مونزونیت می باشد .
  - ۵ - با توجه به نمودار های سریهای ماگمایی مشخص می شود که سنگهای مورد مطالعه در محدوده آکالن واقع می شوند .
  - ۶ - نمودار های تشخیص محیط تکتونیکی نشان می دهند که این سنگها متعلق به محیط درون صفحه قاره ای هستند .
  - ۷ - دیاگرامهای عنکبوتی چند عنصری نمونه های مورد مطالعه ، غنی شدگی از HFSE ، LILE و تهی شدگی از K , Ce و Rb نشان می دهند .
  - ۸ - این سنگها از ذوب بخشی درجه پایین لیتوسفر زیر قاره ای منشأ گرفته اند .
  - ۹ - با توجه به جغرافیای دیرینه تریاس فوقانی - ژوراسیک زیرین البرز شرقی ، وجود محیطهای کششی حاشیه قاره ای غیر فعال و ماگماتیسم وابسته به این محیط محرز می گردد .

## فهرست منابع

### الف ( منابع فارسی

- احمدی ، مجتبی ( ۱۳۸۰ ) ، بررسی پترولوژیکی مجموعه بازالتی کامیاران ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- آسیابانها ، عباس ( ۱۳۷۴ ) ، بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی ( ترجمه ) ، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی ( ره ) .
- آقا بابالو ، بابک ( ۱۳۷۸ ) ، بایواستراتیگرافی و معرفی بازوپایان کربونیفر زیرین در منطقه شمال دامغان ( البرز شرقی ) ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه اصفهان .
- آقا نباتی ، علی ( ۱۳۷۷ ) ، چینه شناسی ژوراسیک ایران ، ناشر سازمان زمین شناسی کشور .
- امیددی ، پرویز ( ۱۳۸۰ ) ، تحلیل ساختاری و دینامیکی تفصیلی زونهای گسلی در حاشیه جنوبی البرز خاوری ( گستره سمنان - دامغان ) ، پایان نامه دکتری ، دانشگاه تربیت مدرس .
- بدیعی ، ربیع ( ۱۳۶۲ ) ، جغرافیای مفصل ایران ، ناشر اقبال .
- بیات ، عزیزا... ( ۱۳۶۷ ) ، کلیات جغرافیای طبیعی و تاریخی ایران ، ناشر اقبال .
- پندآموز ، علی ( ۱۳۷۷ ) ، تعیین جایگاه روانه های بازالتی در توالی آتشفشانی دماوند ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- تاکی ، سعید ( ۱۳۷۴ ) ، پتروگرافی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین منطقه آبگرم قزوین ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- حسینی ، افسانه ( ۱۳۸۰ ) ، مطالعه فسیلهای گیاهی سازند شمشک در منطقه طزره ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- حسینی ، مهدی ( ۱۳۶۷ ) ، پتروگرافی پترولوژی و ژئوشیمی مجموعه آتشفشانی منطقه دوازده امام ( شمال دریاچه نمک ) ، پایان نامه کارشناسی ارشد .
- حیدری ، م ( ۱۳۷۱ ) ، سیمای صنایع و معادن استان سمنان ، استانداری سمنان .
- خادمی ، محسن ( ۱۳۷۶ ) ، بررسی و تحلیل ساختارهای گسلهای دامغان و عطاری در گستره دامغان ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تربیت مدرس .

- درویش زاده ، علی ( ۱۳۷۰ ) ، زمین شناسی ایران ، انتشارات ندا .
- درویش زاده ، علی ؛ آسیابانها ، عباس ( ۱۳۷۰ ) ، ماگماها و سنگهای ماگمایی ( ترجمه ) ، انتشارات دانشگاه تهران .
- دلاوری کوشان ، مرتضی ( ۱۳۸۱ ) ، ژئوشیمی و پتروژنز ولکانیکهای زرنند ساوه ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- ستودی نمین ، فرزین ( ۱۳۷۶ ) ، بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی دونین شمال آبیگ ( هیو - سیستان ) ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- سرابی ، فریدون ( ۱۳۷۳ ) ، سنگ شناسی آذرین ، انتشارات دانشگاه تهران .
- شهرابی ، مصطفی ( ۱۳۷۸ ) ، تریاس در ایران ، ناشر سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدن کشور .
- شفیع ، محمد ابراهیم ( ۱۳۷۰ ) ، بررسی لیتوفاسیس و محیطهای رسوبی سازند شمشک ( امام زاده هاشم ) ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تربیت معلم .
- طهماسبی ، علیرضا ( ۱۳۷۶ ) ، بررسی میکروفاسیس محیطهای رسوبی و چینه شناسی توالی های بخشهای زیرین و میانی سازند الیکا در شرق البرز مرکزی ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تربیت معلم
- عباسی ، علی ( ۱۳۶۹ ) ، وضعیت و مشخصات معادن استان سمنان .
- علوی ؛ صالحی راد ( ۱۹۷۵ ) ، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان ، سازمان زمین شناسی .
- علوی ؛ صالحی راد ( ۱۳۶۹ ) ، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گرگان ، سازمان زمین شناسی .
- علوی نائینی ، منصور ( ۱۳۷۱ ) ، رخدادهای سیمیرین در ایران ، فصلنامه علمی علوم زمین ، شماره ۵ ، نشر سازمان زمین شناسی کشور .
- فتحی ، تورج ( ۱۳۷۷ ) ، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین شمال شرق ایران ، پایان نامه کارشناسی ارشد ، دانشگاه تهران .
- قاسمی ، حبیب ا... ( ۱۳۷۹ ) ، پترولوژی ، ژئوشیمی و منشأ مواد معدنی مجموعه الترامافیک - مافیک سیخوران ، جنوب شرقی ایران ، پایان نامه دکتری ، دانشگاه تربیت مدرس .
- قربانی ، منصور ( ۱۳۷۳ ) ، زمین شناسی ایران : سیلیس ، سازمان زمین شناسی کشور .
- کبیری ، رئیسی ( ۱۳۵۴ ) ، نتایج تحقیقات اکتشافی مناطق کلاریز ، پشکلات و رزمجا ، شرکت ملی ذوب آهن ایران .

- کریم پور ، محمد حسن ( ۱۳۷۷ ) ، پترولوژی سنگهای آذرین و کانسارهای ماگمایی ، نشر مشهد .
- کریم زاده ثمرین ، علیرضا ( ۱۳۸۱ ) ، کاربرد داده های ژئوشیمیایی ( ترجمه ) ، انتشارات دانشگاه تبریز .
- لاسمی ، یعقوب ( ۱۳۷۹ ) ، رخساره ها محیطهای رسوبی و چینه نگاری سکانس نهشته سنگهای پرکامبرین بالائی و پالئوزوئیک ایران ، ناشر سازمان زمین شناسی .
- محمودی ، مرتضی ( ۱۳۷۹ ) ، مطالعه پتروگرافی ژئوشیمی و پترولوژی سنگهای ساب ولکانیک و گدازه های رودهن ، پایان نامه کارشناسی ارشد .
- مر ، فرید ؛ شرفی ، علی اصغر ( ۱۳۷۱ ) ، اصول ژئوشیمی ( ترجمه ) ، نشر مرکز پخش کتاب احمد امینیان .
- معین السادات ، حسین ؛ رضوی ارمغانی ، میر بهزاد ( ۱۳۷۲ ) ، زمین شناسی زغال سنگ ، نشر سازمان زمین شناسی کشور .
- معین وزیری ، حسین ( ۱۳۶۴ ) ، پترولوژی سنگهای آذرین ، انتشار جهاد دانشگاهی .
- معین وزیری ، حسین ( ۱۳۷۱ ) ، پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین ، انتشارات دانشگاه تربیت معلم .
- نبوی ، محمد حسن ( ۱۳۶۶ ) ، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ : ۱ سمنان ، سازمان زمین شناسی کشور .

## ب ( منابع لاتین

- Alavi ,M. 1996 . *Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran* . Geodinamics . vol. 21 . pp . 1-33 .
- Alavi Naini ,M. 1972 . *Etude geologique dela region de Djam* . Geological survey of Iran . report No . 23 .
- Aldanmaz ,E . , Pearce , J.A., Thirlwall , M.F. , Mitchell , J.G. 2000 . *Petrogenetic evolution of late Cenozoic , post - collision volcanism in western Anatoli , Turkey* . Journal of volcanology and geothermal research . 102 . pp. 67 – 95 .
- Barry , T.L. , Saunders , A.D. , Kempton , P.D. , Windley , B.F. , Pringle , M.S. , Dorjnamj , AA.D. , Saander , S. 2003 . *Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia : evidence for the role of asthenospheric versus metasomatized lithospheric mantle sources* . journal of petrology . vol .44 . num .1 . pp 55 – 91 .

- Berberian , M. 1981 . *Continental deformation in the Iranian plateau* . Geological survey of Iran . report No . 52 . p .15 .
- Best , M.G. 1982 . *Igneous and metamorphic petrology* . W.H. Freeman and Co Ltd
- Borisova , A.YU. , Belyatsky , B.V. , Portnyagin , M.V. , Sushchevskaya , N.M. 2001 . *Petrogenesis of olivine – phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise : Evidence for contamination by cratonic lower continental crust* . Journal of petrology . vol.42. num.2. pp . 277 – 316
- Carn , S.A. , Pyle , D.M. 2001 . *Petrology and geochemistry of the Lamongan volcanism field , east Java , Indonesia : primitive sunda arc magmas in an extensional tectonic setting* . Journal of petrology . vol .42 . pp . 1643 – 1683 .
- Cawthorn , R.G. 1996 . *Layered intrusions* . Netherlands .
- Damasceno , D . , Scoaten , J . S . , Weis , D . , Frey , F . A . , Giret , A.A. 2002 . *Mineral chemistry of mildly alkalin basalts from the 25 Ma mont crozier section , Kerguelen Archipelago : constrains on phenocryst crystallization environments* . Journal of petrology .vol .43 . num .7. pp . 1389 – 1413 .
- David , K. , Schiano , P . , Allegre , C.J. 2000 . *Assessment of the Zr / Hf fractionation in oceanic basalts and continental . materials during petrogenetic processes* . Earth and planetary science . letters . 178 . pp. 285 – 301 .
- Davoudzadeh , M. , Schmidt , K. 1981 . *Areview of the Mesozoic paleogeography and paleotectonic evolution ofIran* . Geology survey of Iran . report No . 51 .
- Ferre, E.C. , Bordarier , C. , Marsh , J.S. 2002 . *Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill in Sizwa , south Africa* . Tectonophysics , 54 . pp . 1-23 .
- Frey , F.A. , Weis , D. , Borisova , A.YU. 2002 . *Involvement of continental crust in the formation of the cretaceous Kerguelen plateau : New perspectives from ODP leg 120 sites* . Journal of petrology . vol . 43 . num . 7 . pp .
- Henderson , P. 1984 . Rare earth element geochemistry . elsevier .
- Ivan ,P. , Hovorka ,D. 1993. *Geochemistry and petrology of the late Cenozoic alkali basalts of the western Carpathians ( Czechoslovakia )* . Mineralogy and petrology . 48 : 3 – 16 .
- Jellinek , A.M. , Kerr , R.C. 2001 . *Magma dynamics , crystallization , and chemical differentiation of the 1959 Kilauea Iki lava lake , Hawaii , revisited* . Jornal of volcanology and geothermal research . 235-263 .
- Jung , S. , Hoernes , S. 2000 . *The major – and trace – element and isotope ( Sr-Nd-O ) geochemistry of Cenozoic alkaline rift – type volcanic rocks from the Rhon area (central Germany ) : petrology , mantel source characteristics and implications for asthenosphere – lithosphere interactions* . Journal of volcanology and geothermal research .99 . pp. 27-53 .

- Kiffer , B . , Arndt , N.T . , Weis , D . 2002 . A bimodal alkalic shield volcano on skiff bank : its plate in the evolution of the Kerguelen plateau . Journal of petrology . vol . 43 . num . 7 .
- Kita , I . , Yamamoto , M . , Asakawa , Y . , Nakagawa , M . , Taguchi , S . , Hasegawa , H . 2001 . *Contemporaneous ascent of within – plate type and island – arc type magmas in the Beppu – Shimabara grabon system , Kyushu island , Japan* . Journal of volcanology and geothermal research . pp . 99 – 109 .
- Larsen , L.M . , Pedersen , A.K . , Sundvoll , B . , Frei , R . 2003 . *Alkali picrites formed by melting of old metasomatized lithospheric mantel : Manitdlat member , Vaigat formation , palaeocene of west Greenland* . Journal of petrology . vol . 44 . num . 1 .
- Marzoli , A . , Piccirillo , E.M . , Renne , P. R . , Bellieni , G . , Iacumin , M . , Nyobe , J. B . , Torgwa , A.T. 2000 . *The Cameroon volcanic line revisited : Petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources* . Journal of petrology . vol .41 . num . 1 . pp . 87 – 109 .
- Mattioli , M . , Guerrera , F . , Tramontana , M . , Raffaelli , G . , D Atri , M. 2000 . *High – Mg tertiary basalt in southern Sardinia ( Italy )* . earth and planetary science .letters . 179 . pp . 1-7 .
- Mcbirney , A.R. 2002 . *The skaergaard layered series . part VI . Excluded trace elements* . journal of petrology .vol .43 .num .3 . pp . 535 – 550 .
- Mohamed , F.H. 2001 . *The natash alkaline volcanic field Egypt : geochemical and mineralogical inferences on the evolution of a basalt to rhyolite eruptive suite* . Journale of volcanology and geothermal research . 291-322.
- Miyashiro , A. 1978 . *Nature of alkalic volcanic rock series* . Contributions to mineralogy and petrology . 66 . pp . 91 – 104 .
- Mushkin , A . , Navon , O . , Halicz , L . , Hartmann , G . , Stein , M. 2003 . *The petrogenesis of A – type magmas from the Amram massif , southern Israe* . Journal of petrology . vol . 44 . num . 5 . pp. 518 – 832 .
- Natland , J.H. 2003 . Capture of helium and other volatiles during the growth of olivine phenocrysts in picritic basalts from the juan Fernandez Islands . journal of petrology . vol . 44 . num . 3 .
- Ohara , M.J . , Fry , N . , Prichard , H.M. 2001 . Minor phases as carriers of trace elements in non – modal crystal – liquid separation processes I : Basic relationships . journal of petrology . vol . 42 . num . 10 . pp . 1869 – 1885 .
- Peate , D.W . , Baker , J.A . , Blichert – Toft , J . , Hilton , D.R . , Storey , M . , Kent , A.J.R . , Brooks , C.K . , Hansen , H . , Pedersen , A.K . , Duncan , R.A. 2003 . *The prinsen if wales bjerger formation lavas , East Green land : the transition fromtholeiitic to alkalic magmatism during palaeogene continental break – up* .

- Pik , R. , Deniel , C. , Coulon , C. , Yirgu , G. , Hofmann , C. , Ayalew , D. 1998 . *The northwestern Ethiopian plateau flood basalts : classification and spatial distribution of magma types* . journal of volcanology and geothermal research . pp .91 – 111 .
- Rad , F.K. 1986 . *A Jurassic delta in the eastern Alborz , Iran* . Journal of petrology . 9 . 3 . p . 281 – 294 .
- Richter , K. , Rosas – Elguera , J. 2001 . *Alkaline lavas in the volcanic front of the western Mexican volcanic belt : Geology and petrology of the Ayutla and Tapalpa volcanic fields* . journal of petrology . vol .42 . num .12 . pp . 2333 – 2361 .
- Rollinson , H. 1993 . *Using geochemical data : evaluation , presentation , interpretation* . Longman .
- Sano , T . , Fujii , T . , Deshmukh , S.S. , Fukuoka , T . , Aramaki , S . 2001 . *Differentiation processes of Deccan trap basalts : contribution from geochemistry and experimental petrology* . Journal of petrology . vol 42 . num 12 . pp 2175 – 2195 .
- Sarma , V.A.K. 1997 . *Petrology of laterites and tropical soils* .
- Schmidt , K. , Soffel , H.C. 1980 . *Mesozoic – Cenozoic geological events in central east Iran and their relation to paleomagnetic results* . Geological survey of Iran . report No . 51 .
- Sengor , M.G. 1991 . *Late Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of the middle eastern tethysides : implications for the Paleozoic geodynamics of the tethyan realm* . IGCP project 276 .newsletter no . 2 . pp .111 – 149 .
- Spath , A. , Le Roex , A.P. , Opiyo – Akech , N. 2001 . *Plume – lithosphere interaction and the origin of continental rift – related alkaline volcanism – the chyulu Hills volcanic . province , southern Kenya* . journal of petrology . vol .42 . num .4 . pp . 765 – 787 .
- Stampfli , G.M. 1978 . *Etvde geologique generalee de L Elborz oriental au s de Gonbad – e – Qabus ,Iran N – E* . These luniversite de geneve . p . 326 .
- stampfli , G.M. , Borel , G.D. 2002 . *Aplate tectonic model for the paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundarier and restored synthetic oceanic isochrone* . earch and planetary science .
- Stevenson , R . , Henry , P. , Gariepy , C. 1999 . *aAssimilation – fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites : western superior province , Canada* . precamberian research . 96 . pp . 83 – 99 .
- Thorpe , R.S. , Leat , P.T. , Bevins , R.E. , Hughes , D.J. 1989 . *Late – orogenic alkaline / subalkaline Silurian volcanism of the skomer volcanic group in the caledonides of south Wales* . London
- Wilson , M. 1989 . *Igneuos petrogenesis a global tectonic approach* . Unwin Hyman . London .



- Yang , H.J. , Frey , F.A. , Clague , D.A. 2003 . *Constraints on the source components of lavas forming the Hawaiian north arch and Honolulu volcanics* . journal of petrology . vol .44 . num .4 . pp . 603 – 627 .
- Zhang , M. , Stephenson , P.J. , Orelly , Y. , Mcculloch , T. , Vorman , M. 2001 . *Petrogenesis and geodynamic implications of late Cenozoic basalts in north Queensland , Australia : Trace element and Sr – Nd – Pb isotope evidence* . journal of petrology . vol .42 . num .4 . pp . 685 – 719 .

## Abstract

In the base of Shemshak Formation in eastern Alborz zone, basic igneous rocks have been reported as lavas. However, precise investigations of geological outcrops in Shahmirzad, Cheshmehali, Tazareh and Gheshlagh regions in around of Shahrood, Damghan and Semnan show that these rocks in Shahmirzad and Cheshmehali regions are lavas and in Tazareh and Gheshlagh regions are in the form of intrusive bodies (sill and dike). These rocks in Shahmirzad and Cheshmehali regions are alkali olivine basalts and have been strongly altered. Hence, lateritic and bauxitic layers in Shahmirzad region resulting from alteration of lavas are abundant. Alkali olivine basalts have been formed of plagioclase, olivine and pyroxene phenocrysts in microcrystal matrix and show intersertal and intergranular textures. Present pyroxenes are of the orthopyroxene type. Igneous rocks in Tazareh region are called diabase. These rocks are almost holocrystalline and show ophitic and poikilitic textures. Also phenocrysts are of plagioclase and pyroxene type. In Gheshlagh outcrop, this complex is a differentiated large sill with 200 meter thickness. Its differentiated spectrum changes, from bottom to top, from olivine gabbro to monzonite. These rocks have hypidiomorphic granular and poikilitic textures. Plagioclase and amphibole are the most abundant minerals. Apatite in these rocks is present as inclusions in plagioclases. Amphiboles exist as both primary with euhedral crystals and rhombohedral cleavage and secondary. Olivine gabbros contain some olivines. Olivines do not exist in dioritic and monzonitic compositions. Samples of Shahmirzad, Cheshmehali and Tazareh regions have no petrographic variation, therefore various diagrams of these regions do not show special trend in contrast to Gheshlagh region, where petrographic variations are abundant and differential trend can be seen. Variation in main elements oxides of Gheshlagh samples show that crystallization of some minerals such as olivine and pyroxene result in a decrease of FeO, MnO, MgO and increase of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O in remaining melt. Increasing trend of Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> and decreasing trend of MnO, MgO which are accompanied by a differentiation index increase is a natural phenomenon. Cr, Ni and Co are compatible elements and their concentration decrease with increase in differentiation index. Study of spider diagram normalized to chondrite show that samples have been enriched in LILE, LREE, HFSE and depleted in K and Ce. This depletion is because of their mobility in the course of alteration. Samples in magmatic series identification diagrams lie in alkaline and subalkaline positions. Due to the intensity of alteration and alkalis mobility, these rocks tend to change towards subalkaline. All samples in tectonic diagrams lie in intraplate region. Petrographical and geochemical studies show that these rocks were alkaline in nature and were formed in continental intraplate setting. This tectonic setting corresponds quite well to the tensional environment of Shemshak Formation. These rocks have been formed by low degree melting of subcontinental lithospheric mantle.

