



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین  
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی  
پایان نامه کارشناسی ارشد

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان

محمد حسین خواجه‌زاده

استاد راهنما

دکتر محمود صادقیان

اساتید مشاور

دکتر حبیب‌اله قاسمی

دکتر قاسم قربانی

تیرماه ۱۳۸۸



دانشکده علوم زمین  
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

عنوان  
پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان

دانشجو  
محمد حسین خواجه‌زاده

استاد راهنما  
دکتر محمود صادقیان

اساتید مشاور  
دکتر حبیب‌اله قاسمی  
دکتر قاسم قربانی

پایان نامه جهت اخذ درجه کارشناسی ارشد

تیرماه ۱۳۸۸

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : علوم زمین

گروه : زمین شناسی

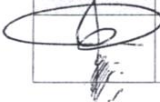


پایان نامه کارشناسی ارشد آقای محمدحسین خواجهزاده

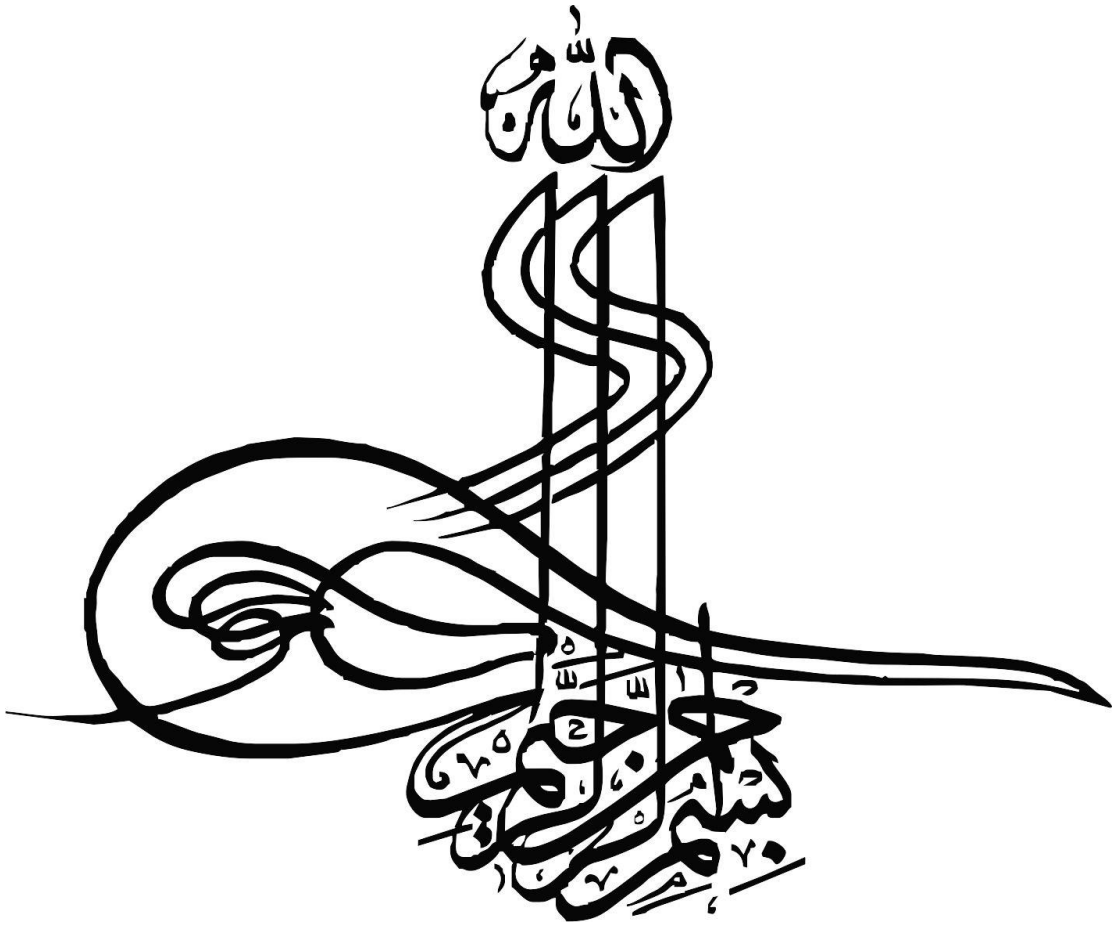
تحت عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان

در تاریخ ۳۱/۴/۱۳۸۸ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد رشته پترولوژی مورد ارزیابی

و با درجه بسیار خوب مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور:	امضاء	استاد راهنما:
	نام و نام خانوادگی : دکتر حبیب ا. قاسمی نام و نام خانوادگی : دکتر قاسم قربانی		نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان
امضاء	نهاینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور:
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی : دکتر فرح اله فردوست نام و نام خانوادگی : دکتر سید مسعود همام



## تشکر و قدردانی

با توجه به عنایات خاصه خداوند متعال و مساعدت و یاری اساتید بزرگوار و دوستان عزیز که ذکر نام همگی آنها امکان پذیر نیست، اکنون که پایان نامه خود را به پایان رسانده‌ام بر خود لازم می‌دانم تا مراتب تشکر و قدردانی خود را ابراز نمایم.

از جناب آقای دکتر محمود صادقیان استاد راهنمای گرامی که در تمامی مراحل این پایان نامه با صبر و حوصله، اینجانب را در بررسیهای صحرائی و تهیه و نگارش این پایان نامه یاری نمودند، کمال تشکر و امتنان را دارم.

از اساتید مشاور ارجمند جناب آقای دکتر حبیب ا... قاسمی و جناب آقای دکتر قاسم قربانی، که با راهنمایی‌ها و ارشاداتشان اینجانب را مورد لطف قرار دادند صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایم.

مراتب تشکر و سپاس خود را از جناب آقای دکتر محسن خادمی بخاطر کمک در بخش زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه، ابراز می‌دارم. همچنین کمکهای دوستان عزیزم آقایان علی صادقی، علی تنها، مرتضی سرتیج و خانم‌ها موسوی و عابدی و سایر دانشجویان که ذکر اسامی آنها در این مختصر نمی‌گنجد تقدیر و تشکر مینمایم.

حمایتهای و دعاهاى پدر و مادر عزیزم در تمامی مراحل زندگی شامل حال من بوده، ضمن تشکر و قدردانی از آنها، سلامتی‌شان را از درگاه خداوند متعال خواستارم.

مراتب تشکر و سپاس خود را از همسر که در مراحل مختلف این پایان نامه مرا یاری نمودند ابراز می‌دارم.

## چکیده

مجموعه ماگمایی شمال معلمان واقع در جنوب دامغان، در بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه ماگمایی طیف متنوعی از سنگهای آذرین درونی، بیرونی و نیمه عمیق را شامل می‌شود. این تحقیق بررسی تفصیلی سنگهای آذرین درونی عمیق و نیمه عمیق این مجموعه ماگمایی را که به صورت استوک یا دایک رخمون یافته‌اند، دربرمی‌گیرد. سنگهای مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی گابرودیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند. نفوذ این توده‌ها به درون سنگهای میزبان (آهکهای فسیل‌دار کرتاسه و سنگهای رسوبی - آتشفشانی و آهکهای نومولیت‌دار ائوسن‌میانی) با دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم، دگرسانی‌گرماپی و کانسارسازی همراه بوده است. اسکارنهای گارنت و گارنت - وزوویانیت‌دار، کانه‌زایی مگنتیت، و کانسارهای متعدد سرب، روی، مس و طلا مبین این امر است. سنگهای مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوالکالن پتاسیم بالا و متآلومین تا پرآلومین هستند. در نمودارهای تغییرات، روند تقریباً پیوسته‌ای بین سنگهای مذکور مشاهده می‌شود که مؤید تحول آنها از طریق تبلور تفریقی است. این سنگها در زمره گرانیتوئیدهای نوع I و قوسهای آتشفشانی (VAG) و از نوع گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) قرار گرفته‌اند. با مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با معیارها و ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها، آنها از نوع آداکیتهای غنی از سیلیس بوده و در محدوده آداکیتهای مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانده شده قرار می‌گیرند.

**کلمات کلیدی:** مجموعه ماگمایی، گرانیتوئیدها، آداکیتها، قوس آتشفشانی، معلمان

## لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه:

- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان ، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز، ۱۳۸۷

## فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف.....	تشکر و قدردانی.....
ب.....	چکیده.....
ت.....	لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه.....
ث.....	فهرست مطالب.....
ح.....	فهرست جداول.....
خ.....	فهرست اشکال.....

### فصل اول: کلیات

۱.....	۱-۱- موقعیت جغرافیایی.....
۱.....	۱-۲- راههای ارتباطی.....
۴.....	۱-۳- ژئومورفولوژی.....
۴.....	۱-۴- آب و هوا.....
۵.....	۱-۵- کارهای انجام شده قبلی.....
۷.....	۱-۶- روش مطالعه.....
۸.....	۱-۷- اهداف.....

### فصل دوم: زمین شناسی عمومی

۹.....	۲-۱- مقدمه.....
۱۱.....	۲-۲- واحدهای سنگ چینه‌ای موجود در منطقه.....
۱۱.....	۲-۲-۱- پرمین.....
۱۱.....	۲-۲-۲- کرتاسه.....
۱۴.....	۲-۲-۳- ائوسن.....
۱۵.....	۲-۲-۴- توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق.....
۱۷.....	۲-۲-۵- مارنهای میوسن.....
۱۷.....	۲-۲-۶- گنگلومرای پلیوسن.....
۱۷.....	۲-۲-۷- رسوبات آبرفتی - آبراهه‌ای عهدحاضر.....
۱۸.....	۲-۳- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه.....

### فصل سوم: مطالعات پتروگرافی و طبقه بندی سنگها

۲۲.....	۳-۱- مقدمه.....
۲۲.....	۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آذرین نفوذی.....
۲۳.....	۳-۲-۱- پتروگرافی سنگ‌های گابرودیوریتی.....
۳۱.....	۳-۲-۲- پتروگرافی سنگ‌های مونزونیتی.....
۳۹.....	۳-۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های گرانودیوریتی.....
۴۰.....	۳-۲-۴- پتروگرافی سنگ‌های گرانیتی.....



۴۵	..... دگرسانیها..... ۳-۳
۴۵	..... ۳-۳-۱- سربستی شدن و سوسوریتی شدن..... ۳-۳
۴۶	..... ۳-۳-۲- کلریتی شدن..... ۳-۳
۴۶	..... ۳-۴- بررسی بافتهای مشاهده شده..... ۳-۴
۴۶	..... ۳-۴-۱- هم رشدی گرافیک..... ۳-۴
۴۷	..... ۳-۴-۲- هم رشدی گرانوفیری..... ۳-۴
۴۸	..... ۳-۵- دگرگونی مجاورتی در منطقه چالو - سوسنوار..... ۳-۵
۵۲	..... خلاصه فصل..... ۵۲

### فصل چهارم: ژئوشیمی

۵۴	..... ۴-۱- مقدمه ..... ۴-۱
۶۳	..... ۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونهها..... ۴-۲
۶۳	..... ۴-۳- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمیایی..... ۴-۳
۶۳	..... ۴-۴- کاربرد دادههای تجزیه شیمیایی ..... ۴-۴
۶۴	..... ۴-۵- رده بندی نورماتیو..... ۴-۵
۶۴	..... ۴-۶- رده بندی اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)..... ۴-۶
۶۵	..... ۴-۷- رده بندی شیمیایی..... ۴-۷
۶۶	..... ۴-۷-۱- نمودار $Na_2O+K_2O$ در مقابل $SiO_2$ (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۴-۷-۱
۶۶	..... ۴-۷-۲- نمودار $Na_2O+K_2O$ در مقابل $SiO_2$ (میدلموست، ۱۹۸۵)..... ۴-۷-۲
۶۶	..... ۴-۷-۳- نمودار $R_1-R_2$ دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)..... ۴-۷-۳
۶۸	..... ۴-۸- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک نمودارهای تغییرات..... ۴-۸
۶۸	..... ۴-۹- نمودارهای درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۴-۹
۷۲	..... ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق..... ۴-۱۰
۷۳	..... ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق..... ۴-۱۱
۷۴	..... ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات $V-TiO_2$ و $TiO_2-SiO_2$ مک لیمور (۱۹۹۹)..... ۴-۱۲
۷۵	..... ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی..... ۴-۱۳
۷۵	..... ۴-۱۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت ..... ۴-۱۴
۷۸	..... ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ..... ۴-۱۵
۸۰	..... ۴-۱۶- تعیین سری ماگمایی..... ۴-۱۶
۸۰	..... ۴-۱۷- نمودار $Na_2O+K_2O-SiO_2$ (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)..... ۴-۱۷
۸۱	..... ۴-۱۸- نمودار مثلثی $MgO-(Na_2O+K_2O)-FeO^*$ ایروین و باراگار..... ۴-۱۸
۸۱	..... ۴-۱۹- نمودار $K_2O-SiO_2$ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)..... ۴-۱۹
۸۲	..... ۴-۲۰- شاخص اشباع از آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی ..... ۴-۲۰
۸۳	..... خلاصه فصل..... ۸۳

### فصل پنجم: پتروژنز

۸۵	..... ۵-۱- مقدمه ..... ۵-۱
۸۵	..... ۵-۲- انواع تقسیم بندی گرانیتوئیدها ..... ۵-۲

۸۸.....	۳-۵- نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل FeO <sub>t</sub> /MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷).....
۸۹.....	۴-۵- نمودار Na <sub>2</sub> O در مقابل K <sub>2</sub> O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) و P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> در مقابل SiO <sub>2</sub> (چپل و وایت، ۱۹۹۲).....
۹۲.....	۵-۵- تعیین محیط تکتونیکی.....
۹۲.....	۶-۵- طبقه بندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی.....
۹۳.....	۷-۵- طبقه بندی محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب.....
۹۴.....	۸-۵- نمودارهای Rb-(Y+Nb)، Nb-Y، Rb-(Ta+Yb) و Ta-Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴).....
۹۵.....	۹-۵- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای شمال معلمان با آداکیتها (کاستیلو، ۲۰۰۶).....
۹۸.....	۱۰-۵- تقسیم بندی آداکیتها بر اساس میزان سیلیس.....
۹۹.....	۱۱-۵- نمودارهای ژو و همکاران (۱۹۸۳).....
۱۰۳.....	۱۲-۵- مقایسه منشاء گرانیتوئیدهای منطقه معلمان با منشاء گرانیتوئیدهای منطقه اطراف دریای اژه (آلتر، ۲۰۰۲).....
۱۰۶.....	۱۳-۵- نمودار نشان دهنده منشا تشکیل آداکیتها، موین (۲۰۰۹).....
۱۰۶.....	خلاصه فصل.....

### نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱۰۸.....	الف- نتیجه‌گیری.....
----------	----------------------

### فهرست منابع

۱۱۰.....	الف- منابع فارسی.....
۱۱۱.....	ب- منابع لاتین.....
۱۱۶.....	پیوست.....

### فهرست جداول

۵۶.....	جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی.....
	جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو و عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه
۵۷.....	منطقه شمال معلمان پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO.....
۶۰.....	جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی مقادیر کانیهای نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه.....
۶۱.....	جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی مقادیر عناصرخاکی نادر نمونه‌های مورد مطالعه.....
	جدول ۱-۵- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با
۹۱.....	گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در منطقه شمال معلمان.....
	جدول ۲-۵- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده توسط
۹۷.....	کاستیلو (۲۰۰۶).....

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی آن (اقتباس از اطلس راههای کشور)..... ۲
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه..... ۳
- شکل ۱-۳- نمایی از محل اسکان معدنکاران در دهه‌های گذشته واقع در معدن سوسنوار..... ۳
- شکل ۱-۲- واحدهای ساختمانی ایران به نقل از اشتوکلین (۱۹۷۲؛ اصلاح شده توسط شهاب پور، ۱۹۹۴)..... ۱۰
- شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود..... ۱۰
- شکل ۳-۲- میکاشیست‌های موجود در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه..... ۱۱
- شکل ۴-۲- تصویری از وجود آثار فسیل در سنگهای آهکی کرتاسه منطقه مورد مطالعه..... ۱۲
- شکل ۵-۲- تصویری از وجود آثار فسیل دوکفه‌ای در سنگهای آهکی کرتاسه منطقه مورد مطالعه..... ۱۲
- شکل ۶-۲- نمایی دور از مارنهای مدادی در منطقه شمال شرق سوسنوار..... ۱۳
- شکل ۷-۲- نمایی نزدیک از مارنهای مدادی در منطقه شمال شرق سوسنوار..... ۱۳
- شکل ۸-۲- کنتاكت دایک با شیل و مارنهای مدادی کرتاسه واقع در شمال سوسنوار..... ۱۳
- شکل ۹-۲- حضور دایکهای متعدد در واحدهای آتشفشانی - رسوبی غرب منطقه چالو..... ۱۳
- شکل ۱۰-۲- حضور وزوونایت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl)..... ۱۳
- شکل ۱۱-۲- پرفیروبلاستهای گارنت کلسیم دار (گروسولار - آندرادیت) در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl)..... ۱۳
- شکل ۱۲-۲- کانه‌زایی مالاکیت و آزوریت در منطقه مورد مطالعه..... ۱۴
- شکل ۱۳-۲- کانه‌زایی باریت و مگنتیت در منطقه مورد مطالعه..... ۱۴
- شکل‌های ۱۴-۲- و ۱۵-۲- تصویری از انواع چینهای برگشته و جناغی که در شمال شرق سوسنوار دیده می‌شوند..... ۱۵
- شکل ۱۶-۲- تناوبی از لایه‌های شیل و ماسه سنگهای توفی چین خورده در شرق روستای گندی..... ۱۵
- شکل ۱۷-۲- سنگ آهک نومولیت‌دار که آخرین افق آهکی نهشته شده بر روی گدازه‌های تراکی‌اندزیتی و تراکی بازالتی است..... ۱۵
- شکل ۱۸-۲- زون دگرسانی آرژیلیتی در منطقه معدن پوسیده..... ۱۶
- شکل ۱۹-۲- ترانشه ایجاد شده جهت استخراج مس واقع در سنگهای مونزونیتی معدن مس چاه موسی..... ۱۶
- شکل ۲۰-۲- نمایی از تونل‌های حفر شده جهت استخراج کانسارهای سرب و روی در شمال سوسنوار..... ۱۶
- شکل ۲۱-۲- رسوبات عهد حاضر واقع در جنوب رشته کوههای معلمان - طرود..... ۱۸
- شکل ۲۲-۲- نقشه ساختاری و تکتونوماگمایی منطقه طرود (خادمی ۱۳۸۶)..... ۲۱
- شکل ۱-۳- تصویری از دایک گابرودیوریتی که سنگهای مونزونیتی را قطع کرده است. (معدن مس چاه موسی)..... ۲۳
- شکل‌های ۲-۳- و ۳-۳- تصویری از دایک‌های شمال سوسنوار که سنگهای اطراف خود را قطع نموده است..... ۲۴
- شکل ۴-۳- حاشیه انجماد سریع در دایک گابرودیوریتی واقع در معدن چاه موسی..... ۲۴

- شکل ۳-۵- بیوتیت بصورت زینوکریست دانه درشت در برخی از دایک‌های شمال سوسنوار یافت شده است..... ۲۶
- شکل ۳-۶- حضور بیوتیت غنی از منیزیم یا فلوگوپیت در برخی از دایک‌های شمال سوسنوار (PPL)..... ۲۶
- شکل ۳-۷- بافت گرانولار به همراه بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز والیوین در گابروهای منطقه چاه‌موسی (XPL)..... ۳۰
- شکل ۳-۸- بافت افتیک و ساب افتیک متشکل از پلاژیوکلاز و پیروکسن در دایک‌های گابرویی منطقه چاه‌موسی (XPL)..... ۳۰
- شکل ۳-۹- بافت پورفیری - میکروگرانولار در گابروالیوین دار واقع در دایک‌های منطقه شرق سوسنوار (XPL)..... ۳۰
- شکل ۳-۱۰- بافت جریان‌ی در میکروگابرو منطقه شرق سوسنوار که بلورهای پلاژیوکلاز حالت جریان‌ی به خود گرفته- اند (XPL)..... ۳۰
- شکل ۳-۱۱- حضور آپاتیت بصورت ادخال در پلاژیوکلازها (XPL)..... ۳۰
- شکل ۳-۱۲- حضور آپاتیت‌های سوزنی شکل در سنگهای گابرو دیوریتی (XPL)..... ۳۰
- شکل‌های ۳-۱۳- و ۳-۱۴- اکسی هورنبلندهای موجود در سنگهای مونزونیتی واقع در منطقه چالو (XPL)..... ۳۲
- شکل ۳-۱۵- منطقه‌بندی زیبای هورنبلند در مونزونیت‌های منطقه چالو (XPL)..... ۳۲
- شکل‌های ۳-۱۶- و ۳-۱۷- نمای کلی از توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی منطقه چالو..... ۳۶
- شکل ۳-۱۸- حالت زونینگ در پلاژیوکلازهای موجود در منطقه که نشان از عدم تعادل شیمیایی دارد (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۱۹- خوردگی حاشیه پلاژیوکلازها که نشان دهنده برهم خوردن تعادل شیمیایی ماگما است (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۲۰- حضور هورنبلند در مرکز و پلاژیوکلازها در اطراف که در حال تجزیه می باشند (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۲۱- آلکالی فلدسپار پلاژیوکلازها را دربر گرفته، که نشان از یک فاز تاخیری است (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۲۲- نمایی از بلورهای درشت تورمالین در مونزونیت‌های چالو (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۲۳- حضور آپاتیت در پلاژیوکلازهای سنگهای مونزونیتی (xpl)..... ۳۷
- شکل ۳-۲۴- تصویری از کانه زایی مس که بصورت رگه‌های مالاکیت و آزوریت در امتداد گسلها و درز و شکست‌ها در معدن مس چاه موسی دیده می‌شود..... ۳۸
- شکل ۳-۲۵- تصویری از اکسید منگنز که با ظاهر دندریتی در منطقه معدن مس چاه موسی دیده می‌شود..... ۳۸
- شکل ۳-۲۶- تصویری از کانه‌زایی مس در کنار هورنبلند در سنگهای مونزونیتی معدن مس چاه‌موسی (xpl)..... ۳۸
- شکل ۳-۲۷- هم‌رشدی ارتوکلاز با کوارتز در سنگهای مونزونیتی بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارند (xpl)..... ۳۸
- شکل ۳-۲۸- دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl)..... ۳۸
- شکل ۳-۲۹- بافت کلی در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl)..... ۳۸
- شکل ۳-۳۰- حضور بیوتیت در کنار اکسی هورنبلند در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl)..... ۳۹
- شکل ۳-۳۱- بلور پلاژیوکلاز که دارای ادخال های اپیدوت بوده و در گوشه پائین سمت چپ آپاتیت نیز دیده میشود (xpl)..... ۴۰
- شکل ۳-۳۲- بافت پورفیروئیدی در گرانودیوریت‌های منطقه (xpl)..... ۴۰

- شکل‌های ۳-۳۳- نمایی کلی از سنگهای گرانیتی منطقه کوه زر ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۴- نمایی کلی از سنگهای گرانیتی شمال روستای گندی ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۵- بافت پورفیروئیدی در سنگهای گرانیتی منطقه کوه زر (xpl) ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۶- گرانیت غنی از بیوتیت در سنگهای منطقه کوه زر (xpl) ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۷- دگرسانی بیوتیت به کلریت در سنگهای گرانیتی منطقه کلاته جعفر (xpl) ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۸- حالت زونینگ در پلاژیوکلازهای موجود در گرانیت‌های کوه زر (xpl) ..... ۴۳
- شکل ۳-۳۹- هم‌رشدی ارتوکلاز با کوارتز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارند (xpl) ..... ۴۴
- شکل ۳-۴۰- درشت بلور کوارتز ، باحاشیه گردشده که دارای خلیج خوردگی است منطقه کلاته جعفر (xpl) ..... ۴۴
- شکل ۳-۴۱- درشت بلور کوارتز ، باحاشیه گردشده که دارای خلیج خوردگی است (xpl) ..... ۴۴
- شکل ۳-۴۲- نمایی از بلورهای درشت تورمالین با رنگ سبز- آبی در گرانیت‌های کوه زر (xpl) ..... ۴۴
- شکل ۳-۴۳- نمایی از بلورهای درشت تورمالین در گرانیت‌های کوه زر (xpl) ..... ۴۴
- شکل ۳-۴۴- اسکارنائی در اثر مجاورت توده های نفوذی با سنگ های آهکی در منطقه چالو ..... ۵۰
- شکل ۳-۴۵- اسکارنائی در اثر مجاورت توده های نفوذی با سنگ های آهکی در منطقه چالو ..... ۵۰
- شکل‌های ۳-۴۶- و ۳-۴۷- پرفیروبلاستهای گارنت کلسیم‌دار (گروسولار-آندرادیت) در اسکارنهای منطقه مورد مطالعه -  
چالو (نور xpl) ..... ۵۰
- شکل ۳-۴۸- حضور وزوویانیت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl) ..... ۵۰
- شکل ۳-۴۹- حضور وزوویانیت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl) ..... ۵۰
- شکل ۳-۵۰- حضور اپیدوت و گارنت در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl) ..... ۵۱
- شکل ۳-۵۱- نمودار آنالیز یک نمونه از اسکارنهای منطقه چالو به روش XRD ..... ۵۲
- شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از اشتريکایزن و  
لومتر (۱۹۷۹) ..... ۶۵
- شکل ۴-۲- الف - نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ-  
های آذرین درونی نمونه‌های مورد مطالعه ..... ۶۷
- شکل ۴-۲- ب- نمودار  $SiO_2 - Na_2O+K_2O$  (میدلموست، ۱۹۸۵) جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی  
نمونه‌های مورد مطالعه ..... ۶۷
- شکل ۴-۲- ج- نمودار رده بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) جهت نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی  
نمونه‌های مورد مطالعه ..... ۶۷
- شکل ۴-۳- نمودارهای هارکر عناصر اصلی (۱۹۰۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه ..... ۷۱
- شکل ۴-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل ضریب تفریق برای نمونه‌های مورد مطالعه ..... ۷۲

- شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۷۴
- شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات  $V-TiO_2$  و  $TiO_2-SiO_2$  مک لیمور (۱۹۹۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه..... ۷۴
- شکل ۴-۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت ناکامورا (۱۹۷۴) برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه..... ۷۷
- شکل ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه..... ۷۹
- شکل ۴-۹- نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (ایروین و باراکار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی..... ۸۰
- شکل ۴-۱۰- نمودار AFM ایروین و باراکار (۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه..... ۸۱
- شکل ۴-۱۱- نمودار  $K_2O-SiO_2$  پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه..... ۸۲
- شکل ۴-۱۲- دیاگرام شاند (۱۹۴۳) جهت تعیین درجه اشباع از آلومین برای سنگهای منطقه مورد مطالعه..... ۸۳
- شکل ۵-۱- نمودار  $Zr+Nb+Ce+Y$  در مقابل  $FeO/MgO$  (والن و همکاران، ۱۹۸۷)
- جهت تفکیک گرانیتوئیدهای  $S, I$  و  $A$ ..... ۸۹
- شکل ۵-۲- نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (چپل و وایت، ۲۰۰۱) جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه..... ۹۰
- شکل ۵-۳- نمودار  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  (چپل و وایت، ۱۹۹۲) جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه..... ۹۰
- شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۹۳
- شکل ۵-۵- نمودارهای  $Rb-(Y+Nb)$ ،  $Nb-Y$ ،  $Rb-(Ta+Yb)$  و  $Ta-Yb$  (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین نفوذی شمال معلمان..... ۹۵
- شکل ۵-۶- الف - نمودار نسبت  $Sr/Y$  در مقابل  $Y$  (ppm) (کاستیلو، ۲۰۰۶)، که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است..... ۹۸
- شکل ۵-۶- ب- نمودار  $Sr$  (ppm) در مقابل  $(Na_2O+K_2O)$  (بر حسب درصد وزنی)..... ۹۹
- شکل ۵-۶- ج- نمودار درصد وزنی  $MgO$  در مقابل  $(SiO_2)$  (بر حسب درصد وزنی)..... ۹۹
- شکل ۵-۷- الف تا ی نمودار (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن..... ۱۰۳
- شکل‌های ۵-۸ تا ۵-۱۰- نمودارهای مقایسه تعیین منشاء گرانیتوئیدهای اطراف دریای اژه با گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه..... ۱۰۴
- شکل ۵-۱۱- مدل پترولوژیکی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی (موین، ۲۰۰۹)..... ۱۰۶

فصل اول

کلیات

## ۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه در حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب شهرستان دامغان واقع است. این منطقه بین طول‌های جغرافیایی '۵۴۳۰ تا '۵۴۵۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۳۵۵ تا '۳۵۳۰ شمالی قرار دارد و دارای وسعت تقریبی ۱۲۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد. در جنوب این منطقه، کویر بزرگ یا کویر نمک و در شمال آن مناطق کویری کوچکتری به اسامی کویر حاج علی قلی و کویر چاه جم قرار دارند.

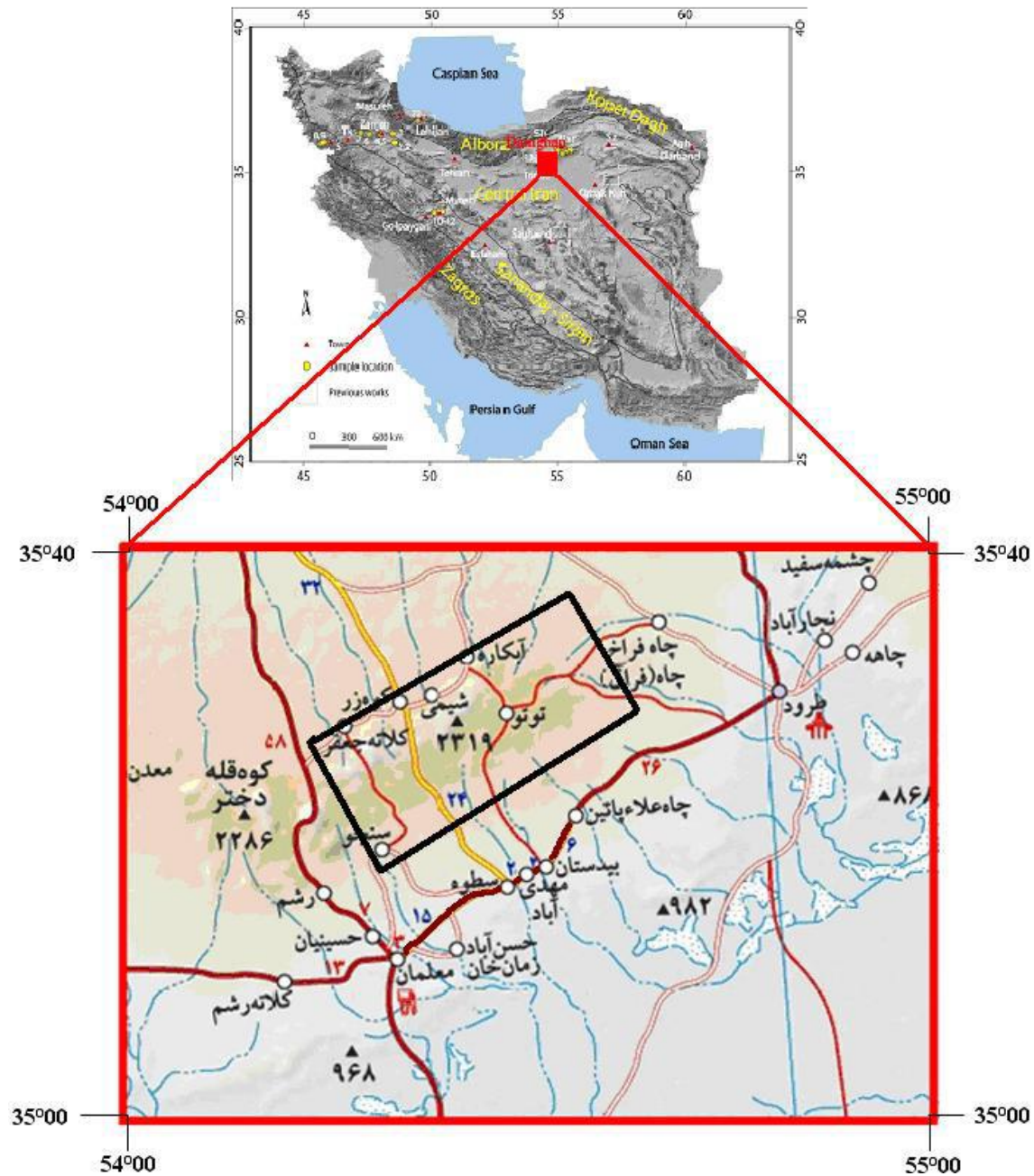
## ۱-۲- راههای ارتباطی

راههای اصلی دسترسی به منطقه، جاده‌های آسفالتی دامغان - معلمان (۱۲۰ کیلومتر)، سمنان - معلمان (۱۲۴ کیلومتر) و شاهرود - طرود - معلمان (۱۸۰ کیلومتر) می‌باشند. برای دسترسی به قسمت غربی توده‌های نفوذی، از معلمان به سمت شمال و روستاهای کوچک سوسنوار جاده خاکی وجود دارد که باید از راه دسترسی به معادن قدیمی تا نیمه‌های منطقه سفر کرد. دسترسی به قسمتهای مرکزی منطقه مورد مطالعه از طریق پیاده روی امکانپذیر است. جاده خاکی طرود - کوه‌ز امکان دسترسی به بخشهای شمالی منطقه مورد مطالعه را ممکن می‌سازد. همچنین از طریق جاده‌های خاکی گندی - چالو، مهدی‌آباد، ده میرزا - چاه حافظ و ... دسترسی به بخش میانی منطقه مورد مطالعه امکانپذیر است (شکل ۱-۱).

مهمترین مرکز مسکونی منطقه مورد مطالعه، روستای رشم است که در بخش غربی منطقه قرار گرفته و در جنوب آن روستاهای حسینان و معلمان از دیگر مراکز مهم جمعیتی منطقه هستند و آبادی‌های کوچک نظیر سطوه، مهدی‌آباد، سینگ، حسین‌آباد، بیدستان، سوسنوار با تمرکز جمعیتی کمتر از دیگر مراکز جمعیتی منطقه هستند. در کوهپایه‌های شمالی منطقه روستاهای شیمی، باغو و کوه‌ز قرار گرفته‌اند. دهستان طرود در فاصله ۵۰ کیلومتری شرق معلمان، یکی از دیگر مراکز مهم جمعیتی منطقه به شمار می‌آید.

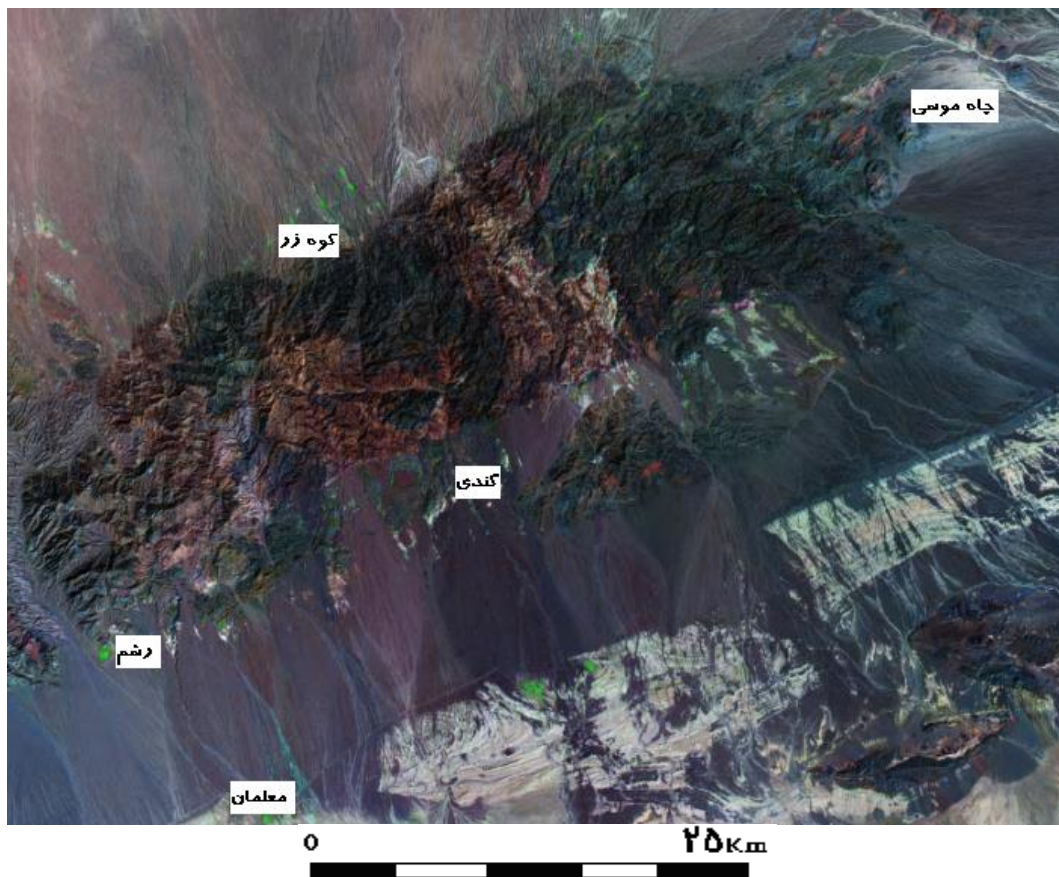


شرایط سخت زندگی، آب و هوای گرم کویری، طوفانهای ماسه‌ای، کمبود بارش، اندک بودن زمین‌های قابل کشت و رزق باعث شده که این ناحیه از نظر تمرکز جمعیت بسیار پایین باشد.



شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی آن (اقتباس از اطلس راههای کشور)

همانگونه که در تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود نوار ماگمایی شمال معلمان دارای روند شمال شرق - جنوب غرب می‌باشد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۳- نمایی از محل اسکان معدنکاران در دهه‌های گذشته واقع در معدن سوسنوار.

### ۱-۳- ژئومورفولوژی

نمایان‌ترین ویژگی مورفولوژیک منطقه اختلاف ارتفاع یا ناهمواری مشهود آن می‌باشد که به بیش از ۱۹۰۰ متر بالغ می‌شود. در جنوب منطقه، کویر نمک با حدود ۴۰۰ متر ارتفاع از سطح دریا از پست‌ترین نقاط داخلی ایران و منطقه محسوب می‌شود، مرتفع‌ترین نقاط، قله‌های کوه دارستان (۲۳۱۱ متر)، کوه بابا احمد (۲۳۰۷ متر) و کوه پوسیده (۱۹۷۰ متر) نیز در نیمه شمالی منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند.

رودخانه یا آبراهه‌های منطقه که عمدتاً شمالی - جنوبی هستند در بخش مرکزی و غربی یافت می‌شوند و از نوع فصلی هستند. در ناحیه مورد نظر به دلیل تنوع واحدهای سنگی و مقاومت غیر یکسان سنگها در برابر پدیده‌های تکتونیکی و فرسایشی، دره‌هایی به شکل‌های متفاوت اما بیشتر بصورت V شکل ایجاد شده است.

### ۱-۴- آب و هوا

بطور کلی منطقه دارای شرایط آب و هوایی گرم و خشک کویری می‌باشد. در بیشتر اوقات سال، جریان‌های هوای گرم و خشک کویری در منطقه سبب افزایش درجه حرارت هوا شده که در گرمترین روزهای سال به بیش از ۴۵ درجه سانتی‌گراد نیز می‌رسد. میزان بارندگی بسیار کم و در حدود (۱۵۰ میلیمتر) در سال است (آمار استان سمنان، ۱۳۸۴).

قرار گرفتن منطقه در حاشیه شمالی کویر بزرگ ایران و نیز وجود کوههای نسبتاً مرتفع، موجب تغییرات فشار، جابجایی هوا و وزش باد در منطقه می‌شوند. علاوه بر بادهای محلی، بادهای غربی و کویری نیز بر آب و هوای این منطقه تاثیر می‌گذارند. بادهای غربی مرطوب و باران‌زا هستند و بادهای کویری موجب افزایش دما و خشکی هوا می‌شوند.

رودها معمولاً خشک و بی‌آب هستند و چند چشمه و چاه، تنها منابع تامین کننده آب منطقه می‌باشند. وجود همین چاه‌ها و چشمه‌ها موجب تجمع جمعیت اندک و ایجاد مراکز جمعیتی پراکنده در منطقه شده است. با این حال، در ارتفاعات شرایط آب و هوایی تا حدودی متفاوت است و معمولاً

در فصل زمستان با بارش‌هایی از باران و برف مواجه می‌باشند که این وضعیت سبب برودت هوا در فصل زمستان تا چند درجه زیر صفر می‌شود. از طرف دیگر تابستانهای نسبتاً معتدلی را برای این مناطق باعث می‌شود.

#### ۱-۵- کارهای انجام شده قبلی

با توجه به وجود معادن با ارزش طلا، نقره، فیروزه، سرب، روی و مس که به صورت پراکنده در نقاط مختلف منطقه یافت می‌شوند، بیشتر مطالعات، به زمین‌شناسی اقتصادی و ژئوشیمیایی، پی‌جویی و اکتشاف منابع معدنی اختصاص یافته است.

هلمهاکر<sup>۱</sup> (۱۸۹۸) و هنمک<sup>۲</sup> (۱۸۹۹) اولین محققانی هستند که با هدف پی‌جویی طلا زمین‌شناسی منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

دیچل<sup>۳</sup> (۱۹۴۴) درباره ذخایر طلا، عیار آن و خاستگاه آن مطالعاتی انجام داده است. وی به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه‌زمر مرتبط است.

هوبر<sup>۴</sup> و اشتوکلین<sup>۵</sup> (۱۹۵۶) و هوبر (۱۹۵۷) زمین‌شناسی مقدماتی منطقه طرود - معلمان را انجام داده‌اند که بعداً توسط علوی (۱۹۷۰) مورد تجدید نظر قرار گرفت. هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۶) تمام بخش جنوبی رشته کوه‌های طرود - چاه شیرین را با دیدی دقیق مطالعه کرده و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ آن را تهیه کرده‌اند.

موحد اول (۱۳۴۷) درباره معدن فیروزه باغو در منطقه تحقیقاتی انجام داده است. ایشان احتمال وجود مس پورفیری را در این ناحیه یادآور شده است.

تقی زاده (۱۹۶۸) درباره مس و فیروزه در شمال رشته کوه طرود تحقیقاتی به عمل آورده است.

---

1 - Helmhacker  
2 - Henmacke  
3 - Dichal  
4 - Huber  
5 - Stocklin

درضمن، در برخی از مطالعات، به بررسی ماگماتیسم و تکتونیک منطقه پرداخته‌اند که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

پورحسینی (۱۳۶۲) فعالیت‌های ماگمایی منطقه را با همگرایی عربستان - ایران مرتبط دانسته و از نوع پس از برخورد<sup>۱</sup> می‌داند. وی توده‌های نفوذی را با فاز ماگمایی ائوسن پسین - الیگوسن مرتبط می‌داند.

جعفریان و ولی زاده (۱۳۶۸) سنگ‌های آتشفشانی منطقه را عمدتاً آندزیتی و توده‌های نفوذی را از نوع گرانیت‌های I معرفی کرده‌اند و جایگاه فعالیت‌های ماگمایی منطقه را کمان آتشفشانی قاره‌ای می‌دانند.

رشید نژاد عمران (۱۳۷۱) منطقه باغو را از نظر تحولات سنگ شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی‌سازی طلا مورد بررسی قرار داده است. وی گرانیت‌های کوه‌زر را از نوع I معرفی نموده است.

کهنسال (۱۳۷۷) توده‌های نفوذی نیمه عمیق در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان را مورد بررسی قرار داده است و سنگ‌های نفوذی این منطقه را به سه گروه: ۱- سنگ‌های اسیدی (میکروگرانیت تا میکروگرانودیوریت)، ۲- سنگ‌های حدواسط (کوارتز مونوزودیوریت تا میکروکوارتزیدیوریت) و ۳- سنگ‌های بازیک (دولریت و میکروگابرو) طبقه‌بندی نموده است. این محقق بر پایه نمودارهای ژئوشیمیایی، محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های نفوذی منطقه را از نوع پس از برخورد دانسته است.

ذوالفقاری (۱۳۷۷) به بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان - دامغان پرداخته است. بر پایه تحقیق ایشان، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه از نوع آلكالن و کالکوالکالن بیشتر با گرایش پتاسیک است.

شمعانیان (۱۳۸۱) ضمن مطالعه ژنز کانسارهای طلای گندی و ابوالحسنی (شمال معلمان) سنگ‌های نیمه عمیق را به کمان ماگمایی درون قاره‌ای نسبت داده و معتقد است که این کمان هم‌زمان با فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی پدید آمده است. وی بالا

---

1 - Post collisional

بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آذرین منطقه را به عنوان یک ویژگی بارز سنگ‌های وابسته به محیط‌های فرورانش معرفی نموده است.

قربانی (۱۳۸۴) ماگماتیسم منطقه را در جنوب طرود، بازیک‌تر و در شمال آن، اسیدی‌تر می‌داند و در ضمن یک منشاء درون قاره‌ای برای آن قائل است. او معتقد است که ماهیت کالکوالکالن سنگ‌های شمال گسل طرود حاصل اختلاط ماگمای آلکالن مشتق شده از گوشته با ماگمای کالکوالکالن ناشی از ذوب سنگ‌های پوسته است. وی با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، توده‌های گرانیتوئیدی منطقه را از نوع I، متآلومین تا پرآلومین دانسته و ولکانیسم و پلوتونیسم این منطقه را بر اساس یافته‌های ژئوشیمیایی و صحرایی بیشتر در ارتباط با سیستم‌های کششی (Pull - apart) منطبق می‌داند.

خادمی (۱۳۶۸) ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه طرود را مورد بررسی قرار داده و و تکوین ژئودینامیک منطقه طرود را، یک سیمای ساختاری اصلی، یعنی گسل امتداد لغز طرود با روند شمال شرق - جنوب غرب، عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری این منطقه می‌داند.

#### ۱-۶- روش مطالعه

##### ۱-۶-۱- جمع آوری اطلاعات زمین شناسی منتشر شده قبلی و نقشه های زمین شناسی و

##### توپوگرافی منطقه

در این مرحله اطلاعات منتشر شده قبلی موجود اعم از گزارش‌های تحقیقاتی، پایان نامه‌ها، نقشه‌های زمین شناسی، توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای مختلف جمع آوری و مورد بررسی قرار گرفت.

##### ۱-۶-۲- عملیات صحرایی

برداشت‌های زمین شناسی در طی چندین مرحله عملیات صحرایی انجام گرفته و از واحدهای سنگی مختلف، متناسب با اهداف این تحقیق نمونه برداری صورت گرفته است.

##### ۱-۶-۳- مطالعات آزمایشگاهی

در این مرحله از تعداد ۱۳۰ نمونه سنگی برداشت شده بر اساس توزیع مکانی و تنوع سنگ شناسی مقطع نازک تهیه شد و مورد مطالعه قرار گرفت و تعداد ۲۲ نمونه برای آنالیز شیمیایی سنگ کل

انتخاب و آنالیز گردید. همچنین تعداد دو نمونه از سنگهای دگرگونی مجاورتی نیز به روش XRD آنالیز گردید. سپس نتایج، تفسیر و پس از تحلیل و تلفیق به صورت پایان نامه حاضر در آمد تا در اختیار علاقه مندان قرار گیرد.

#### ۱-۷- اهداف

پایان نامه حاضر با هدف بررسی دقیق طیف ترکیب سنگ شناسی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق و ارتباط آنها با سنگهای دربرگیرنده، بررسی دقیق وضعیت ژئوشیمیایی آنها به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، بررسی پتروژنز توده‌های آذرین مورد نظر، بررسی رابطه احتمالی زایش این سنگها با تکتونیک منطقه، بررسی تغییر و تحولات صورت گرفته در طی دگرگونی مجاورتی و اسکارنزایی، منطقه شمال معلمان انجام شده است. امید است این تحقیق توانسته باشد یک مدل نسبتاً جامع جهت توجیه نحوه تشکیل سنگهای نفوذی منطقه ارائه داده باشد.

## فصل دوم

# زمین شناسی عمومی



## ۲-۱- مقدمه

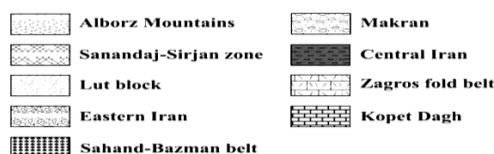
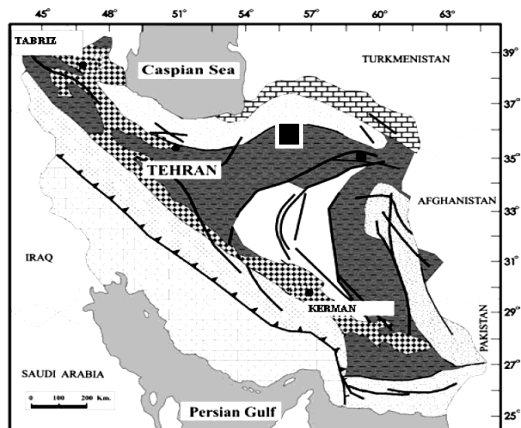
منطقه مورد مطالعه در بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۲-۱). و بخشی از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان و ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود می‌باشد (شکل ۲-۲) که در ۱۲۰ کیلومتری جنوب دامغان واقع شده است.

در این منطقه سنگهای آذرین بیرونی و درونی و سنگهای آتشفشانی - رسوبی به سن ائوسن میانی تا الیگومیوسن رخنمون دارند و طیف ترکیبی وسیعی را به خود اختصاص می‌دهند. سنگهای قدیمی‌تر از ائوسن به سن کرتاسه، ژوراسیک و تریاس بطور محدود در این منطقه مشاهده می‌شوند ولی با توجه به موضوع تحقیق این پایان نامه، به بررسی اجمالی آنها بسنده خواهیم کرد. سنگهای جوانتر از الیگومیوسن به صورت رسوبات کنگلومرایی پلیوسن و رسوبات آبرفتی عهد حاضر در منطقه رخنمون دارند.

سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی میزبان توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق منطقه، هم ارز سازند کرج به سن ائوسن محسوب می‌شوند.

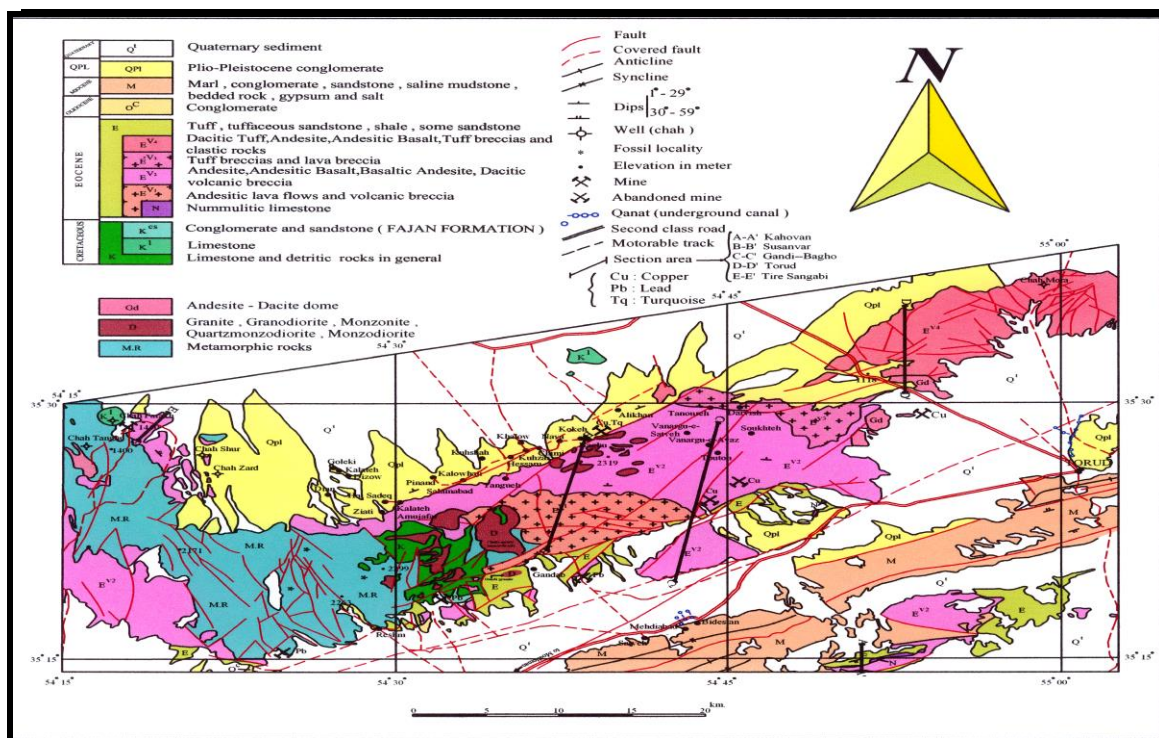
سنگهای آذرین مورد مطالعه در این تحقیق غالباً دارای ماهیت نفوذی و نیمه نفوذی می‌باشند و ترکیب آنها از گابرو تا گرانیت متغیر است و به صورت استوک، آپوفیز و دایک رخنمون پیدا کرده‌اند که نمونه‌های بارز آنها عبارتند از: گرانیت کوه زر- باغو، گرانیت گندی، مونزونیت چالو و ... .

از لحاظ ساختاری، منطقه تحت تاثیر گسل‌های بزرگ عمدتاً شرقی - غربی قرار گرفته و خرد شده است. عملکرد گسلها، همراه با حضور سیالات گرمابی به ایجاد زونهای دگرسانی آرژیلیتی، سیلیسی و به مقدار کمتر پروپیلیتی منجر شده است. دگرسانیهای انجام شده با کانه‌زایی ترکیبات حاوی مس، سرب، روی، طلا، نقره و ... همراه شده است. کانسارهای مس چاه موسی، سرب و روی چشمه حافظ، سرب و روی گندی، سرب سوسنوار، طلای کوه‌زر و ... نمونه‌های بارز کانه‌زایی صورت گرفته می‌باشند.



■ منطقه مورد مطالعه

شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در واحدهای ساختمانی ایران به نقل از اشتوکلین (۱۹۷۲)؛ اصلاح شده توسط شهاب پور، (۱۹۹۴).

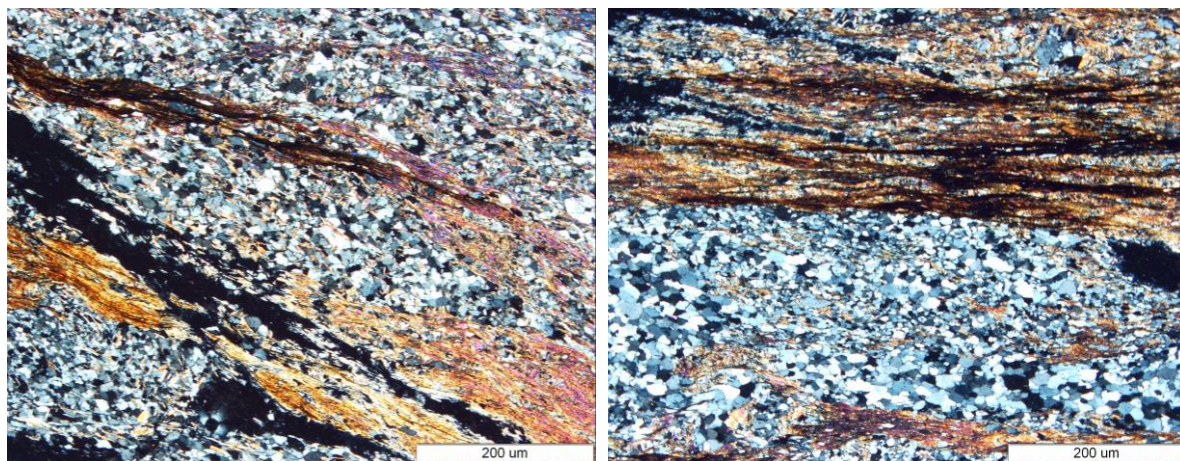


شکل ۲-۲- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود (قربانی، ۱۳۸۴).

## ۲-۲- واحدهای سنگ چینه‌ای موجود در منطقه

### ۱-۲-۲- پرمین

شیست‌های پالئوزوئیک (منسوب به پرمین) همراه سنگهای آهکی، دولومیتی، ماسه سنگی و آتشفشانی دگرگون شده و تبلور مجدد یافته در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند. این شیست‌ها دارای رنگ خاکستری مایل به سبز هستند و شدیداً متورق می‌باشند. مقاطع نازک تهیه شده از آنها نشان می‌دهد که آنها دارای ترکیب میکاشیستی و میکاشیستی گرافیت‌دار هستند (شکل ۲-۳) و در حد رخساره شیست سبز تا رخساره آمفیبولیت و زون بیوتیت و زون گارنت دگرگون شده‌اند. کوارتزهای حاصل از فرایند دگرگونی به صورت رگه و رگچه به مقدار قابل ملاحظه در لابلاهای شیست‌ها یافت می‌شوند و می‌توانند به عنوان یک منبع اقتصادی جهت تهیه سیلیس به حساب آیند. با توجه به شرح نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان سن این سنگها به پرمین نسبت داده شده است.



شکل ۲-۳- مقاطع نازک میکاشیست‌های موجود در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه در نور (XPL).

### ۲-۲-۲- کرتاسه

سنگهای کرتاسه با طیف ترکیبی آهکهای میکرایتی فسیل‌دار خاکستری رنگ و شیل و مارنهای مدادی خاکستری رنگ در غرب و جنوب غرب منطقه رخنمون دارند و از ضخامت قابل توجهی

برخوردار هستند. در منطقه مورد مطالعه سنگهای کرتاسه با سنگهای قدیمی تر از خود مرز عادی ندارند. این سنگها دارای رنگ خاکستری روشن هستند و دارای لایه بندی متوسط تا ضخیم بوده و حاوی فسیلهای متعدد از جمله براکیوپودها و دوکفهایها هستند (شکلهای ۲-۴ و ۲-۵). شیل و مارنهای که از حجم کمتری برخوردار هستند در اثر تحمل تنشهای تکتونیکی خرد شده و به صورت مدادی ظاهر شده اند و رخنمونهای بسار زیبایی را به نمایش گذاشته اند (شکلهای ۲-۶ و ۲-۷).

سنگهای کرتاسه توسط تعداد زیادی از دایکهای آندزیتی (یا میکرودیوریتی) قطع شده اند و متحمل دگرگونی مجاورتی شده اند (شکلهای ۲-۸ و ۲-۹). دگرگونی مجاورتی از سخت شدگی مارنهای مدادی تا تشکیل اسکارنهای حاوی گارنت و وزوویانیت متغیر است (شکلهای ۲-۱۰ و ۲-۱۱). ضخامت منطقه ای که تحت تاثیر دگرگونی مجاورتی قرار گرفته است از چند سانتیمتر تا چند متر متغیر می باشد. همچنین تزریق توده های نفوذی به درون سنگهای کرتاسه با کانه زایی باریت، مگنتیت، گالن، مالاکیت و آزوریت همراه بوده است (برای مثال در غرب منطقه در جنوب شرق کلاته جعفر) (شکلهای ۲-۱۲ و ۲-۱۳).



شکل ۲-۵- تصویری از وجود آثار فسیل دوکفهای در سنگهای آهکی کرتاسه منطقه مورد مطالعه.



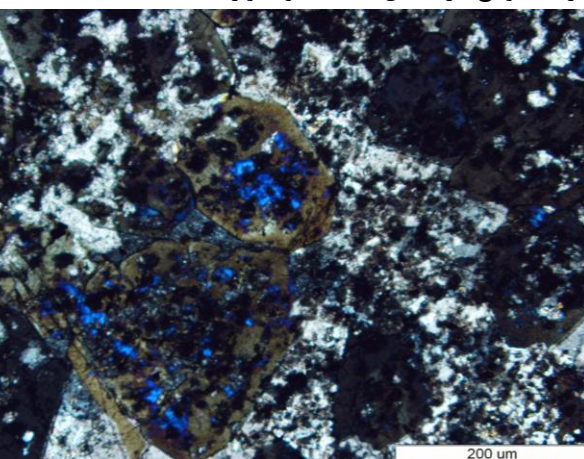
شکل ۲-۴- تصویری از وجود آثار فسیل در سنگهای آهکی کرتاسه منطقه مورد مطالعه.



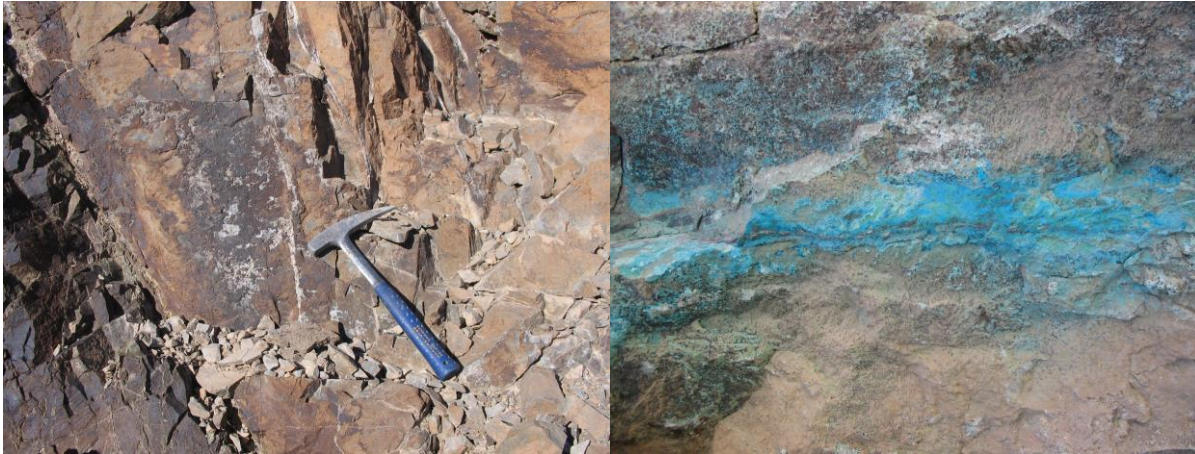
شکل ۲-۶- دور نمایی از مارنهای مدادی در منطقه شمال شرق آبادی سوسنوار.  
شکل ۲-۷- نمایی نزدیک از مارنهای مدادی در منطقه شمال شرق آبادی سوسنوار



شکل ۲-۸- کنتاکت دایک با شیل و مارنهای مدادی کرتاسه واقع در شمال آبادی سوسنوار.  
شکل ۲-۹- حضور دایکهای متعدد در واحدهای آتشفشانی - رسوبی غرب منطقه چالو.



شکل ۲-۱۰- حضور وزوویانیت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl).  
شکل ۲-۱۱- پرفیروبلاستهای گارنت کلسیم دار (گروسولار - آندرادیت) در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl).



شکل ۲-۱۲- کانه‌زایی مالاکیت و آزوریت در سنگهای  
 موزونیتی معدن مس چاه موسی.  
 شکل ۲-۱۳- کانه‌زایی باریت و مگنتیت در شمال شرق  
 منطقه سوسنوار.

### ۲-۲-۳- ائوسن

در منطقه مورد مطالعه سنگهای متعلق به پالئوسن رخنمون ندارند و با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن با کنگلومرای به سن ائوسن شروع می‌شود و سپس به یک مجموعه آتشفشانی - رسوبی تبدیل می‌گردد که تناوبی از گدازه‌های حدواسط تا بازیک و مقداری توف، شیل توفی، ماسه سنگ توفی، شیل و ماسه سنگ و بندرت کنگلومرا می‌باشد. در دامنه جنوبی منطقه مورد مطالعه، سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن به شدت چین خورده‌اند و چین‌های زیبایی از جمله چین‌های جناغی را به نمایش می‌گذارند. (شکل‌های ۲-۱۴ و ۲-۱۵). در این منطقه و مناطق همجوار به ویژه به سمت عباس آباد و داورزن، میان لایه‌هایی از آهک‌های نومولیت‌دار (شکل ۲-۱۷) در مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن یافت می‌شوند که معرف کم عمق بودن حوضه و تعلق داشتن آنها به دوره زمانی ائوسن میانی است.



شکل ۲-۱۵- تصویری از چین جنای واقع در شمال شرق آبادی سوسنوار.



شکل ۲-۱۴- تصویری از چین برگشته در منطقه شمال شرق آبادی سوسنوار (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۲-۱۷- سنگ آهک نومولیت دار که آخرین افق آهکی نهشته شده بر روی گدازه‌های تراکی آندزیتی و تراکی بازالتی است (چغندرسر).



شکل ۲-۱۶- تناوبی از لایه‌های شیل و ماسه سنگهای توفی چین خورده در شرق روستای گندی.

## ۲-۲-۴- توده‌های نفوذی عمیق و نیمه عمیق

مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن توسط تعداد زیادی استوک، آپوفیز و دایک با ترکیبی متغیر از گابرو تا گرانیت قطع می‌شود. تعیین سن دقیقی بر روی این سنگها انجام نشده است ولی با توجه به تشابه وقایع زمین شناسی صورت گرفته در این محل و به دلیل نفوذ آنها در سنگهای ائوسن میانی تا بالایی به نظر می‌رسد این توده‌ها دارای سن الیگومیوسن باشند. نفوذ این توده‌ها به درون سنگهای میزبان با دگرگونی مجاورتی و دگرسانیهای گرمایی به ویژه از نوع آرژیلیتی همراه بوده است (شکل ۲-۱۸). همچنین وقایع مذکور به کانسار سازی گسترده عناصر سرب، روی، مس، طلا، نقره و...

منجر شده است که در مقدمه همین فصل به آنها اشاره شد و بحث تفصیلی آنها از مجال این پایان نامه خارج است (شکل‌های ۲-۱۹ و ۲-۲۰). این کنسارها در دهه‌های ۱۳۴۰ و ۱۳۵۰ بطور گسترده مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند. ولی پس از انجام تحولات سیاسی و شکل‌گیری انقلاب اسلامی این معادن دچار رکود شده و تعداد زیادی از آنها به صورت متروکه رها شده‌اند. ولی اخیراً این کنسارها مورد توجه قرار گرفته و مطالعات اکتشافی بر روی آنها انجام گرفته و یا در حال انجام می‌باشند. برای مثال معدن طلای کوه‌زر، معدن سرب و روی چشمه حافظ، که امید است در آینده‌ای نزدیک دوباره معدنکاری در این محل رونق یابد.



شکل ۲-۱۸- زون دگرسانی آرژیلیتی واقع در سنگهای  
شکل ۲-۱۹- ترانشه ایجاد شده جهت استخراج مس واقع در سنگهای مونزونیتی معدن مس چاه موسی.  
واقع در منطقه معدن پوسیده.



شکل ۲-۲۰- نمایی از تونل‌های حفر شده جهت استخراج کنسارهای سرب و روی واقع در شمال آبادی سوسنوار.



## ۲-۲-۵- مارنهای میوسن

منطقه جنوب گسل طرود عمدتاً توسط مارنهای میوسن پوشیده شده‌اند. باریکه‌ای از این سنگها در حد فاصل معلمان تا طرود - مولحه رخنمون دارند. این سنگها غالباً از رسوبات مارنی، سیلتستونی، میکروکنگلومرایی، مارنهای گچ دار، میان لایه های ژیپسی و نمک تشکیل شده‌اند. در بعضی موارد به شدت چین خورده و در مجموع طاقدیس و ناودیس‌های بزرگی را به نمایش می‌گذارند.

## ۲-۲-۶- کنگلومرای پلیوسن

کنگلومرای پلیوسن عمدتاً به صورت مخروط افکنه‌های بزرگ در دامنه‌های شمالی منطقه مورد مطالعه و درحوالی روستاهای شیمی، کوه‌زر، کلاته‌جعفر و ... رخنمون دارند. اجزاء سازنده کنگلومرای پلیوسن غالباً قطعات سنگی نشأت گرفته از سنگهای آتشفشانی، آتشفشانی - رسوبی ائوسن و توده‌های نفوذی قطع کننده آنها می‌باشند.

## ۲-۲-۷- رسوبات آبرفتی - آبراهه‌ای عهدحاضر

این رسوبات که از ارتفاعات منطقه مورد مطالعه نشأت گرفته‌اند غالباً به صورت رسوبات آبراهه‌ای، مخروط افکنه‌های جوان، و یا دشتهای پست و فرو افتاده رخنمون دارند و سهم کمی از منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند. این رسوبات به صورت دگرشیب واحدهای سنگی قدیمی‌تر را می‌پوشانند (شکل ۲-۲۱).



شکل ۲-۲۱- رسوبات عهد حاضر واقع در جنوب رشته کوههای معلمان - طرود.

### ۲-۳- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

خوشبختانه منطقه مورد مطالعه توسط خادمی (۱۳۸۶) در قالب رساله دکتری با عنوان ویژگیهای ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه طرود به طور گسترده مورد بررسی قرار گرفته است. به علت اینکه منطقه مورد مطالعه ما بخشی از زیر مجموعه رساله ایشان می باشد خلاصه ای از دستاوردهای ایشان را در اینجا ارائه می نمائیم.

" تکوین ژئودینامیک منطقه طرود، متناسب با رویدادهای مختلف زمین ساختی ایران زمین دستخوش تغییر و تحولات فراوانی شده است. با این حال در تمام مراحل تکوینی و در همه فازهای دگرریختی، یک سیمای ساختاری مهم و اصلی، یعنی گسل امتداد لغز طرود با روند شمال شرقی - جنوب غربی عامل اساسی تعیین ویژگیهای ساختاری آن بوده است. به عبارت بهتر، نقش این گسل در همه سرگذشت ساختاری منطقه چه مستقیم و چه غیر مستقیم کاملاً بارز و مشهود است. ساختارهای فشارشی در منطقه پایانه (termination) غربی گسل طرود، سبب پیدایش کوههای مرتفع رانده - چین خورده و دگرگون شده بصورت یک قلمرو ساختاری دگرگونی در غرب منطقه شده است. گسل مزبور در تعیین خطوط و حدود دو یا احتمالاً سه قلمرو (domain) مستقل ساختاری دیگر نیز بیشترین تأثیرات را داشته است. مثلاً آنجا که بخش شدگی (partitioning) واتنش فشارش

لغزشی (transpression) در امتداد آن و پیدایش گسل‌های معکوس موازی آن سبب راندگی به جنوب شده است، جبهه راندگی مرتفع و پیشرونده‌ای به وجود آمده است و در جنوب این جبهه راندگی، حوضه فرونشستی نئوژن با رسوبات تبخیری ایجاد شده است که خود یک قلمرو ساختاری مستقل ویژه نئوژن است. در قسمت شمال بلا فصل این گسل، پیش از آنکه رژیم واتنشی فشارش لغزشی دچار بخش شدگی شده باشد و جبهه راندگی به وجود بیاید، در اواخر کرتاسه تا اواخر ائوسن یک رژیم واتنشی - کششی - لغزشی (transtension)، سبب پیدایش ساختارهای دومینو شکل گسل‌های عادی و حوضه‌های پول آپارت (pull-apart) شده است و با افزایش کشیدگی در پوسته و بالا رفتن گرادیان - حرارتی، ماگماتیسم گسترده‌ای بخش بزرگی از منطقه را در بر گرفته است و قلمرو ساختاری آذرین به وجود آمده است. نظیر این فعالیت ماگمایی جز این قلمرو، در هیچ نقطه دیگری از منطقه مطالعاتی به چشم نمی‌خورد. اگرچه سر آغاز ماگماتیسم منطقه تحت تأثیر زمین ساخت بوده است ولی در ادامه، در برخی مراحل، دو رویداد زمین ساخت و ماگماتیسم همزمان با هم به وقوع پیوسته‌اند و ندرتاً نیز ماگماتیسم مقدم بر دگرشکلی‌های محلی بوده و خود سبب پیدایش ساختارهای شکستگی بویژه ساختارهای پول آپارت شده است. این ساختارها و ساختارهای مشابهی که از قبل وجود داشته‌اند، مکانهای مناسبی برای عبور سیالات ماگمایی شده‌اند و در نقاط متعددی کانسارهای ارزشمندی تشکیل شده‌اند. از جمله این معادن که برخی از دیرباز فعال بوده‌اند و بخشی جدید هستند، می‌توان کانسارهای طلای کوه‌زر، فیروزه باغو، سرب و روی رشم، سوسنوار و گندی و مس چاه موسی را نام برد.

این شیوه‌های متغیر و متنوع دگرشکلی و سیماهای فراوان ساختاری محصول دگرشکلی درون قاره‌ای است که مشابه آن در نقاط مختلف جهان، شناسایی شده و تشریح گردیده است. واتنش ناشی از همگرایی صفحه‌های عربستان و اوراسیا در درون خرد قاره ایران منجر به چرخش بلوک لوت و پیدایش گسل‌های بزرگ امتداد لغز منطقه‌ای شده است و بدین ترتیب دگرشکلی این همگرایی با سازو کار «دندان‌های کردن» (indentation) به درون قاره منتقل شده است. تغییرات آهنگ و جهت

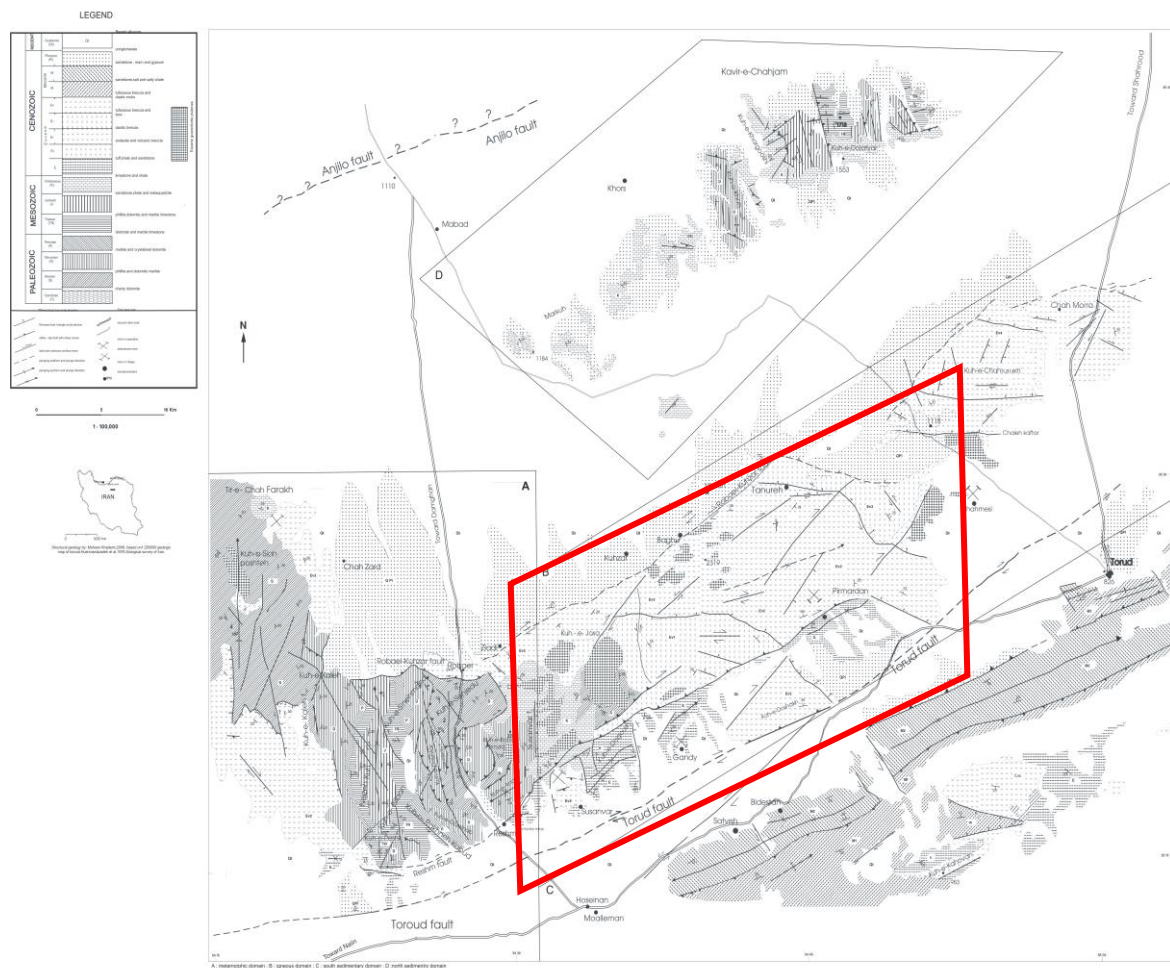
این همگرایی و تغییرات سو و مقدار چرخش درون قاره‌ای که در زمانهای مختلف روی داده است تأثیر مستقیم بر میدان تنش محلی و رژیم زمین ساختی منطقه داشته و آن را به صورت‌های متفاوتی که گفته شد، درآورده است."

نامبرده حاصل مطالعات خود را در مدلی که در (شکل ۲-۲۲) ارائه شده به طور خلاصه نمایش داده است. وی از مجموع مطالعات انجام شده به این نتیجه می‌رسد که ابتدا طی یک رژیم کششی گسل‌های پی سنگی عمیق فعال شده و باعث شده است که به تدریج در اواسط ائوسن یک حوضه رسوبی کم عمق در منطقه به وجود آید. سپس با توسعه این حوضه کششی و به کمک مجاری به وجود آمده توسط گسل‌های عمیق ماگمای حدواسط تا بازیک نشات گرفته از گوشته فوقانی به درون این حوضه‌های رسوبی راه یافته یا به عبارتی به درون آنها فوران کرده‌اند. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که فوران این ماگماها در طی چند مرحله صورت گرفته و سپس در ائوسن بالایی خروج گدازه‌ها به تدریج متوقف شده و حوضه آتشفشانی - رسوبی نیز به تدریج دچار بالآمدگی شده و عمق حوضه کاهش یافته و رسوبات ماسه سنگی مربوط به محیط‌های کم عمق در آن نهشته شده‌اند. در اواخر ائوسن این حوضه‌ها کاملاً از آب خارج شده است. در حد فاصل اواخر ائوسن تا میوسن ماگماهایی با ترکیب بازیک تا حدواسط و به مقدار کمتر اسیدی با ماهیت کالکوالکالن به درون مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند و پیامدهای متعددی از جمله دگرگونی، دگرسانی و کانسارسازی را به همراه داشته‌اند. در میوسن دوباره در اثر عملکرد رژیم‌های کششی و تشکیل حوضه‌های گرابنی و حوضه‌های رسوبی کم عمق در منطقه ایجاد شده که شاهد آن حضور سنگ‌های مارنی و ماسه سنگی میوسن در جنوب منطقه مورد مطالعه در حد فاصل معلمان - طرود و ... می‌باشد. این رسوبات در شمال کویر بزرگ و جنوب معلمان نیز قابل مشاهده است.

سپس در طی پلیوسن - پلیستوسن رسوبات آواری تخریبی حاصل از فرسایش سنگهای قدیمی تر به صورت مخروط افکنه‌های بزرگ و نهشته‌های گنگلومرای پلیوسن - پلیستوسن رخنمون پیدا کرده‌اند.

بر اساس مطالعات صورت گرفته توسط هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، کهنسال (۱۳۷۷)، قربانی (۱۳۸۴)، خادمی (۱۳۸۶) و ... مشخص گردید که سنگهای نفوذی و نیمه نفوذی مورد نظر در زون‌های کششی مرتبط با عملکرد گسل‌های بزرگ منطقه جایگزین شده‌اند.

Structural map of Toroud tectonomagmatic province



شکل ۲-۲- نقشه ساختاری و تکتونوماگمایی منطقه طرود (خادمی، ۱۳۸۶)

فصل سوم

پتروگرافی

### ۳-۱- مقدمه

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی منطقه مورد مطالعه، عملیات صحرایی و برداشت نمونه‌های سنگی در هفت مرحله صورت گرفت و در این مراحل پیمایش‌های طولی و عرضی بر روی توده‌های مختلف نفوذی و نیمه نفوذی انجام شد و از مجموع نقاط مختلف توده‌های مورد نظر تعداد ۱۵۰ نمونه برداشت شد و تعداد ۱۳۰ عدد مقطع نازک از آنها تهیه گردید. تعدادی از مقاطع نازک برای مطالعات پتروگرافی انتخاب شد. برای هماهنگی بین اسامی سنگها، همزمان شواهد پتروگرافی و ویژگیهای ژئوشیمیایی مد نظر قرار گرفت و از اسامی واحدی استفاده شده که بتواند کلیه ویژگیهای سنگ شناسی و ژئوشیمیایی را همزمان انعکاس دهد.

مطالعه پتروگرافی به منظور شناسایی روابط بافتی، ترکیب کانی شناسی، ترتیب تبلور کانیها، دگرسانی کانیها و دیگر شواهد پتروگرافی صورت گرفت و نتایج ارزشمندی به همراه داشت که در ادامه به شرح آنها خواهیم پرداخت.

### ۳-۲- پتروگرافی سنگهای آذرین نفوذی

توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه به درون سنگ‌های کربناته کرتاسه و سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن نفوذ نموده‌اند و پیامدهای متعدد و متنوعی از قبیل دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم، دگرسانی گرمایی و کانه زایی به همراه داشته‌اند. سنگهای منطقه مورد مطالعه در چهار گروه سنگی زیر دسته‌بندی شده‌اند که در ادامه هر یک از این گروههای سنگی را به اجمال مورد بحث و بررسی قرار می‌دهیم.

- سنگهای گابرویدیوریتی
- سنگهای مونزونیتی
- سنگهای گرانودیوریتی
- سنگهای گرانیتی

### ۳-۲-۱- پتروگرافی سنگهای گابرودیوریتی

در منطقه مورد مطالعه سنگهای گابرودیوریتی را می‌توان به شکل دایک و استوک‌های کوچک که سنگهای مونزونیتی را قطع نموده‌اند در مناطق شمال سوسنوار و معدن مس چاه موسی مشاهده نمود (شکل ۳-۱ و ۳-۲). این دایک‌ها با رنگ سبز متمایل به خاکستری خود در منطقه چاه موسی و مناطق

دیگر نسبت به سنگهای مونزونیتی اطراف خود قابل شناسایی هستند (شکل‌های ۳-۱ تا ۳-۳).

در کناره‌های دایک چاه موسی به وضوح حاشیه انجماد سریع قابل رؤیت بوده و آثار تفریق یافتگی به صورت رگه‌های آپلیتی با ضخامت چند میلی‌متری قابل مشاهده است (شکل ۳-۴).

پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند مهمترین کانی‌های سازنده این سنگها هستند. الیوین به مقدار کم در آنها یافت می‌شود. آپاتیت، زیرکن و مگنتیت کانی‌های فرعی آنها می‌باشند.

کلریت، اسفن ثانویه، اکسیدهای آهن و اپیدوت کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگها هستند.



شکل ۳-۱- تصویری از دایک گابرودیوریتی که سنگهای مونزونیتی را قطع کرده است. (معدن مس چاه موسی)





شکل ۳-۳- تصویری از دایک‌های شمال غرب منطقه چالو که سنگ‌های آهکی و شیلی و مارنی اطراف خود را قطع نموده است.



شکل ۳-۲- تصویری از دایک‌های شمال سوسنوار که سنگ‌های آهکی و شیلی و مارنی اطراف خود را قطع نموده است.



شکل ۳-۴- حاشیه انجماد سریع در دایک گابرودیوریتی واقع در معدن چاه‌موسی.

## بافت

در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگها تنوع بافتی نسبتاً قابل ملاحظه‌ای از قبیل بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، افتیک، ساب افتیک و پورفیری مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۳-۷ تا ۳-۱۰).

## کانی‌های اصلی

### الیوین

الیوین بصورت ادخال در درون بعضی از پیروکسن‌ها یافت می‌شود. کانی الیوین بی‌شکل بوده و از آنجائیکه به دگرسانی خیلی حساس است به شدت به کلریت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است و

صرفاً با توجه به ویژگیهایی از لحاظ مورفولوژی کلی بلور و نوع شکستگی‌ها می‌توان آنرا شناسایی کرد. مقدار فراوانی این کانی کم می‌باشد.

### **پیروکسن (اوژیت)**

پیروکسن‌های موجود در گابرودیوریت‌ها از نوع کلینوپیروکسن و دارای ترکیب اوژیتی هستند. پیروکسن‌ها عموماً بصورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در سنگ حضور دارند و در سنگهای گابرویی، فراوان‌ترین کانی مافیک می‌باشند. این کانی از کاملاً شکل‌دار تا کاملاً بی‌شکل مشاهده می‌شود. به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت، بافت افیتیک یا ساب‌افیتیک زیبایی را به نمایش می‌گذارند و در مقاطع تهیه شده از سنگهای حاشیه دایک‌ها، پیروکسن‌ها اشکال تیغه‌ای یا سوزنی شکل را نشان می‌دهند که بیانگر رشد سریع آنها می‌باشد. در سنگهای برداشت شده از بخش‌های داخلی دایک، پیروکسن‌ها دانه درشت‌تر هستند و ماکل‌های گوه‌ای یا ساعت شنی نشان می‌دهند. برخی از پیروکسن‌ها به اپیدوت، کلریت، کلسیت و اسفن دگرسان شده‌اند.

### **هورنبلند سبز**

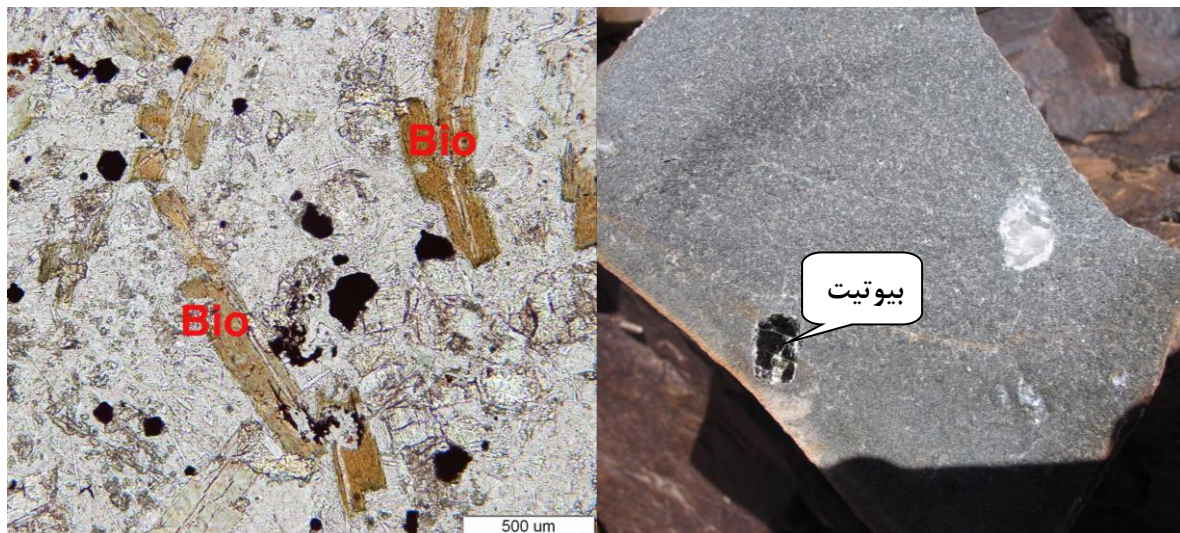
این کانی پس از اوژیت یکی از کانی‌های مافیک مهم سازنده سنگهای گابرودیوریتی به ویژه دیوریتها می‌باشد. هورنبلند سبز عمدتاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و ادخالهایی از پلاژیوکلاز، مگنتیت، آپاتیت و زیرکن را دربر دارد. بعضی از هورنبلندهای سبز به کلریت، کلسیت، اپیدوت و اسفن‌های ثانویه دگرسان شده‌اند. حضور هورنبلند سبز در سنگهای گابرودیوریتی بیانگر تبلور تفریقی و افزایش مقدار آب در ماگمای باقیمانده می‌باشد.

## بیوتیت غنی از منیزیم یا فلوگوپیت

کانی‌های ورقه‌ای دارای رنگ قهوه‌ای ملایم یا کم رنگ که به احتمال زیاد می‌توان آنها را فلوگوپیت نامید در بعضی از سنگهای گابرودیوریتی حضور دارند. البته بیوتیت بصورت پورفیری یا احتمالاً زینوکریست دانه درشت در برخی از دایک‌های شمال سوسنوار یافت شده است (شکل ۳-۵).

در هر حال حضور فلوگوپیت در سنگهای گابرودیوریتی با ماهیت گوشته‌ای آنها سازگار است و بیانگر بالا بودن پتاسیم در ماگمای تشکیل دهنده آنها می‌باشد.  $K_2O$  مورد نیاز احتمالاً از طریق ذوب بخشی سنگ منشاء گوشته‌ای فراهم شده است. فلوگوپیت‌ها بصورت بلورهای ورقه‌ای یا تیغه‌ای شکل نازک و طویل در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۶).

بیوتیت در برخی از سنگها از حضور قابل توجهی نیز برخوردار است (برای مثال نمونه KM ۱۲/۱ برداشت شده از شمال سوسنوار).



شکل ۳-۵- بیوتیت بصورت زینوکریست دانه درشت در برخی از دایک‌های میکرودیوریتی شمال سوسنوار. شکل ۳-۶- حضور بیوتیت غنی از منیزیم یا فلوگوپیت در برخی از دایک‌های میکرودیوریتی شمال سوسنوار (PPL).

## پلاژیوکلاز

فراوان‌ترین کانی روشن سازنده سنگهای گابرودیوریتی می‌باشد. این کانی بصورت فنوکریست و یا بلورهای ریز در این سنگها یافت می‌شود. معمولاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و خاموشی منطقه‌ای و ماکل پلی‌سنتتیک زیبایی را به نمایش می‌گذارد. با توجه به شواهد بافتی، پلاژیوکلاز دیرتر از کانی‌های الیوین و پیروکسن و قبل از هورنبلند متبلور شده است و آنها را بصورت ادخال در بر گرفته است. برخی از پلاژیوکلازها به کلسیت، کلریت، سریسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. در سنگهای گابرویی پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن بافت افتیک و ساب افتیک را به نمایش می‌گذارند.

ترکیب پلاژیوکلازها در این سنگها در حد آندزین تا لابرادوریت می‌باشد. بعضی از پلاژیوکلازها که تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند، شواهدی نظیر خوردگی را در حواشی خود به نمایش می‌گذارند. دگرسانی گسترده پلاژیوکلازها تحت تاثیر یک فاز سیال گرمابی غنی از  $CO_2$  قرار داشته که شاهد این مدعا حضور گسترده مالاکیت در منطقه می‌باشد.

## کانی‌های فرعی

### آپاتیت

بلورهای آپاتیت بصورت کاملاً شکل‌دار تا بی شکل بصورت سوزنی، شش گوش و ... در مقاطع نازک تهیه شده از سنگهای گابرودیوریتی دیده می‌شوند. از آنجائیکه این کانی زودتر متبلور می‌شود بصورت ادخال در پیروکسن، پلاژیوکلاز و هورنبلند یافت می‌شود. گهگاه این کانی مرز بین دوکانی را قطع کرده و دو کانی در مجاور هم دیگر یافت میشود (شکل‌های ۳-۱۱ و ۳-۱۲).

حضور مقادیر قابل توجه  $P_2O_5$  در این سنگها با ماهیت تقریباً آکالن و نشات گرفتن ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی گوشته سازگار است. در برخی موارد آپاتیت تقریباً چسبیده به مگنتیت به همراه آن یافت می‌شود. این امر نشان می‌دهد که مگنتیت همزمان با آپاتیت و یا اندکی پس از آن متبلور شده است. با توجه به اینکه کمتر تحت تاثیر دگرسانی قرار می‌گیرد این کانی بطور سالم در بین مجموعه کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر کلریت، اپیدوت، و کلسیت یافت می‌گردد.

## مگنتیت (و یا تیتانومگنتیت)

مگنتیت یا تیتانومگنتیت بصورت دانه‌ای ریز عمدتاً شکل‌دار در سنگهای گابرودیوریتی یافت می‌شود. این کانی بصورت ادخال در پیروکسن، هورنبلندسبز و به مقدار کمتر نیز در پلاژیوکلاز، معمولاً پراکنده و یا به صورت هم‌رشدی با آن یافت می‌شود. برخی از دانه‌های مگنتیت متحمل دگرسانی شده، و به اکسیدهای آهن نظیر هماتیت، گوتیت و مقداری اسفن تبدیل شده است. مگنتیت گهگاه با آپاتیت یافت می‌شود که در تشریح آپاتیت به علت آن اشاره شده است.

### زیرکن

زیرکن به مقدار کم بصورت دانه‌های ریز در درون بعضی از کانی‌های هورنبلند سبز یافت می‌شود این کانی عمدتاً دانه ریز و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد.

### کانی‌های حاصل از دگرسانی

#### کلریت

کلریت فراوان‌ترین کانی حاصل از دگرسانی است که در این سنگها یافت می‌شود. کانی‌های الیوین، اوژیت و هورنبلندسبز هر سه تا حدودی به کلریت دگرسان شده‌اند. در نور پلاریزه متقاطع کلریت بصورت الیاف آبی، خاکستری همراه با کلسیت، اپیدوت و اکسیدهای آهن یافت می‌شود. کلریتی شدن هورنبلندسبز و پیروکسن با خروج مقداری کلسیم از این کانیها همراه است. کلسیم آزاد شده با توجه به شرایط محیطی حاکم بر سنگ به کلسیت و یا اپیدوت تبدیل شده است. یعنی اگر فوگاسیته  $CO_2$  زیاد باشد کلسیم ترجیحاً کلسیت می‌سازد و اگر آب یا مقداری آلومینیم در محیط باشد کلسیم جهت ساخت اپیدوت مصرف می‌شود.

## اپیدوت

این کانی حاصل دگرسانی اوژیت و هورنبلندسبز (در درجه اول) و پلاژیوکلاز می‌باشد. اپیدوت با رنگ‌های سری سوم جدول میشل لوی در نور پلاریزه متقاطع به راحتی قابل شناسایی است و در نور پلاریزه ساده نیز با پلئوکروئیسم زرد طلائی از سایر کانی‌ها تفکیک می‌شود. اپیدوت‌ها غالباً بی-شکل هستند و با کلریت، کلسیت یا اسفن ثانویه همراه می‌باشند.

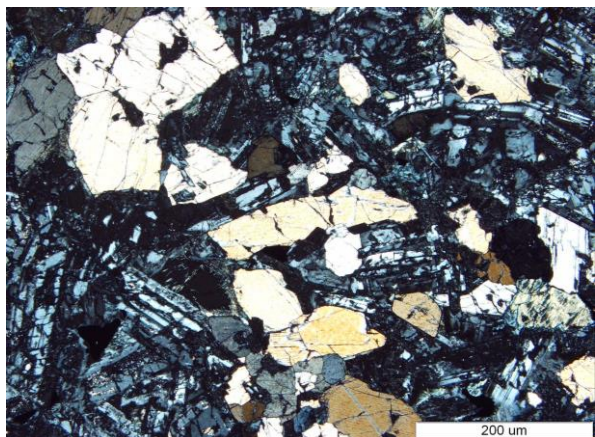
## کلسیت

این کانی یکی از محصولات عمده دگرسانی سنگ‌های گابرودیوریتی می‌باشد و گهگاه بصورت رگه‌ای و رگچه‌ای در این سنگ‌ها یافت می‌شود. کلسیت حاصل دگرسانی اوژیت، هورنبلندسبز و پلاژیوکلاز می‌باشد. این کانی غالباً بی‌شکل است و شکل و غالب کانی‌های والد خود را پر می‌کند.

## اسفن ثانویه

اسفن‌های ثانویه بصورت دانه‌های ریز در بین اجتماعات کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر اپیدوت، کلریت و کلسیت یافت می‌شود. از آنجائیکه این کانی بسیار ریز است شناسایی آن فقط با تجارب قبلی و بررسی مقاطع نازک با بزرگنمایی بالا امکان‌پذیر است.

در مجموع می‌توان گفت که اوژیت، هورنبلندسبز و پلاژیوکلاز سازندگان اصلی سنگ‌های گابرودیوریتی می‌باشند. سایر کانی‌ها (فرعی و یا ثانویه) درصد کمی از کانی‌های سازنده سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. بررسی نتایج آنالیز شیمیایی و نامگذاری بر مبنای پارامترهای ژئوشیمیایی نیز اسامی پتروگرافی انتخاب شده برای این سنگ‌ها را تأیید می‌کند.



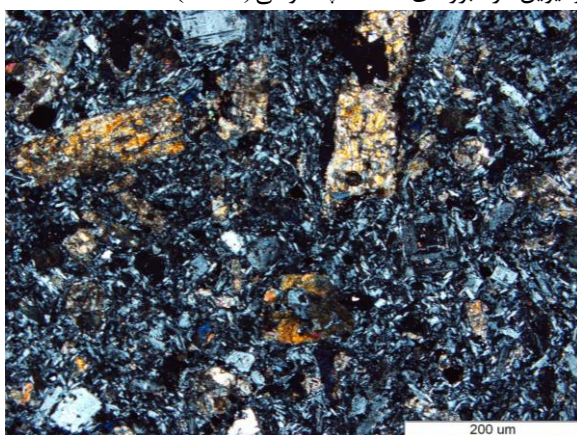
شکل ۳-۸- بافت افیتیک متشکل از پلاژیوکلاز و پیروکسن در دایک‌های گابرویی منطقه چاه موسی (XPL).



شکل ۳-۷- بافت گرانولار به همراه بلورهای اوژیت و پلاژیوکلاز والیون در گابروهای منطقه چاه موسی (XPL).



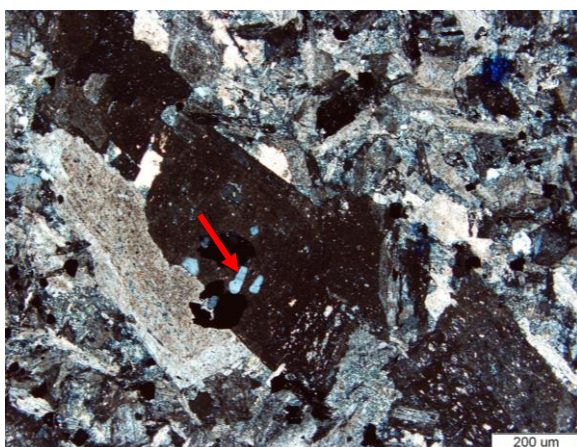
شکل ۳-۱۰- بافت جریان‌ی در میکروگابرو منطقه شرق سوسنوار که بلورهای پلاژیوکلاز حالت جریان‌ی به خود گرفته‌اند (XPL).



شکل ۳-۹- بافت پورفیری - میکروگرانولار در گابرو والیون دار واقع در دایک‌های منطقه شرق سوسنوار (XPL).



شکل ۳-۱۲- حضور آپاتیت‌های سوزنی شکل در سنگ‌های گابرو دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۱۱- حضور آپاتیت بصورت ادخال در پلاژیوکلازها (XPL).

### ۳-۲-۲- پتروگرافی سنگهای مونزونیتی

این سنگها غالباً بصورت استوک و یا دایک در منطقه حضور دارند. استوک‌های چاه‌موسی و چالو نمونه‌های بارز آن می‌باشند (شکل‌های ۳-۱۶ و ۳-۱۷). از آنجائیکه این استوک‌ها بصورت توده‌های نفوذی نیمه عمیق هستند، می‌توان ترکیبی از ویژگی‌های سنگهای آذرین بیرونی و درونی را در مقاطع نازک تهیه شده از آنها مشاهده کرد.

به همین خاطر در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ طرود و معلمان گاهی از این سنگها با معادل‌های بیرونی آنها یاد شده است و گاهی اسامی معادل‌های درونی برای آنها استفاده شده است. از آنجائیکه در این تحقیق ویژگی‌های آنها بصورت جامع مورد بررسی قرار گرفته، استفاده از نام سنگهای آذرین درونی برای آنها معقول‌تر به نظر می‌رسد. از اینرو با توجه به مطالعات دقیق میکروسکوپی و آنالیز شیمیایی تعداد ۹ نمونه سنگی، نام مونزونیت برای این گروه سنگی مناسب‌تر می‌باشد. در عین حال ممکن است ترکیب این سنگها به سمت دیوریت یا گرانیت نیز گرایش پیدا کند (نمودارهای ژئوشیمیایی رده‌بندی سنگهای آذرین شکل ۴-۱ صفحه ۶۵ و شکل ۴-۲ صفحه ۶۷ فصل چهارم مؤید این امر هستند).

مونزونیت‌ها بافت‌های متنوعی از قبیل گرانولار، میکروگرانولار، پورفیری و پورفیروئیدی، خطمیخی یا گرافیکی و ... نشان می‌دهند.

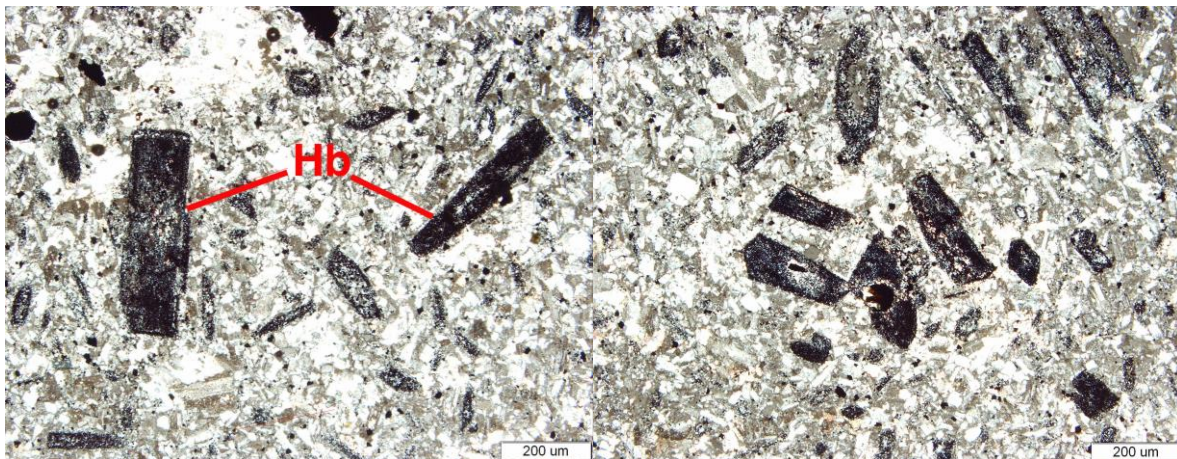
### کانیهای اصلی

#### هورنبلند سبز تا قهوه‌ای یا اکسی هورنبلند

هورنبلند سبز تا قهوه‌ای فراوان‌ترین کانی مافیک این سنگها است. هورنبلندها از کاملاً شکل‌دار تا بی‌شکل متغییر هستند و از نوع کاملاً مشخص (هورنبلند سبز) تا کاملاً اکسیده شده (اکسی هورنبلند) در تغییر می‌باشند. اکسی هورنبلندها به مجموعه ریزی از دانه‌های مگنتیت تبدیل شده‌اند ولی شکل کلی آنها حفظ شده است (شکل‌های ۳-۱۳ و ۳-۱۴). هورنبلند سبز در برخی موارد به کلسیت، کلریت و اپیدوت دگرسان شده است. در برخی موارد کلریتی شدن این کانی‌ها بطور کامل



صورت گرفته است و از کانی اولیه ویژگیهای بارزی باقی نمانده است. هورنبلند سبز در بعضی موارد کاملاً سالم است و ماکل گوه‌ای یا ساده نشان می‌دهند. هورنبلند بصورت ریز بلور در متن سنگ نیز یافت می‌شود. هورنبلندها حاوی ادخالهایی از مگنتیت و پلاژیوکلاز می‌باشند. بعضی از هورنبلندها منطقه‌بندی بسیار زیبایی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۵).



شکل ۳-۱۳- اکسی هورنبلندهای موجود در سنگهای موزونیتی واقع در منطقه چالو (PPL)

شکل ۳-۱۴- اکسی هورنبلندهای موجود در سنگهای موزونیتی واقع در منطقه چالو (PPL)



شکل ۳-۱۵- منطقه بندی زیبای هورنبلند در موزونیت‌های منطقه چالو (XPL).

## بیوتیت

در استوک مونزونیتی چالو در کنار هورنبلند، بیوتیت نیز به مقدار قابل توجه در سنگ یافت می‌شود. این تیپ بیوتیت‌ها غالباً به کلریت، اکسیدهای آهن و اسفن دگرسان شده‌اند. اکثر بیوتیت‌ها دگرسان شده‌اند. با این وجود بصورت بلورهای ریز و درشت در سنگ یافت می‌شوند (شکل ۳-۳۰). در اثر تغییر و تحولات صورت گرفته در سنگ‌ها در بین سطوح رخ بیوتیت‌ها اپیدوت‌های ریز نیز یافت می‌شود.

## اوژیت

در برخی نمونه‌ها اوژیت به مقدار کم همراه هورنبلند سبز یافت می‌شود. این کانی غالباً به کلریت، کلسیت و اکسیدهای آهن دگرسان شده است.

## کانی‌های روشن

پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز مهمترین کانی‌های روشن سازنده این سنگها هستند. ولی بررسی مقاطع نازک نشان می‌دهد که ارتوز بصورت یک کانی کاملاً شکل‌دار ظاهر نشده است. این کانی معمولاً در زمینه سنگ حضور دارد و همراه کوارتز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارد.

## پلاژیوکلاز

این کانی بصورت شکل‌دار تا بی‌شکل و از اندازه‌های ریز تا درشت در سنگ یافت می‌شود و بافتهای پورفیری یا پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارد. پلاژیوکلازها ماکل پلی‌سنتتیک ظریف و خاموشی منطقه‌ای زیبایی را نمایش می‌دهند (شکل ۳-۱۸). عمدتاً به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند به ویژه در مناطقی که دگرسانی گرمابی بر این سنگها تحمیل شده است. با توجه به ترکیبات نورماتیو این سنگها و بررسی‌های پتروگرافی و نیز بر اساس آنالیز شیمیایی الکترون میکروپروپ انجام گرفته

توسط قربانی (۱۳۸۴) ترکیب پلاژیوکلازها در حد الیگوکلاز تا آندزین می‌باشد و در اغلب موارد، دگرسانی زیادی را متحمل شده و در حال تجزیه به سریسیت می‌باشد (شکل ۳-۱۹).

### ارتوکلاز

این کانی غالباً بصورت بین دانه‌ای ظاهر می‌شود و شکل خاصی ندارد و میتوان آنرا به سیمانی تشبیه کرد که سایر کانی‌ها را به هم پیوند می‌دهد. مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  سنگهای مونزونیتی نشان می‌دهد که در مجموع مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  بیشتر از  $\text{K}_2\text{O}$  است. این امر با بیشتر بودن پلاژیوکلازها و تبلور زودتر آنها در بیشتر موارد سازگار است. ارتوکلاز همراه با دانه‌های کوارتزی که همزمان با آنها متبلور شده‌اند بافت گرافیکی بسیار زیبایی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-۲۷).

ارتوکلاز کانی‌های از قبل موجود، یعنی پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز، بیوتیت و ... را بصورت ادخال در بر می‌گیرد. در سنگهای دگرسان شده ارتوکلازها به سریسیت تبدیل شده‌اند. در نمونه دستی به رنگ صورتی دیده می‌شوند که دال بر نوع I بودن این گرانیته‌هاست.

### کوارتز

این کانی بصورت دانه‌های ریز نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگهای مونزونیتی یافت می‌شوند. اگرچه از نظر اندازه ریز هستند ولی دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای می‌باشند. کوارتز همراه با ارتوکلاز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۲۷).

### کانی‌های فرعی

#### تورمالین

در مونزونیت‌های دره چالو تورمالین با آگرگات شعاعی یافت می‌شود. تورمالین با آرایش اسفرولیتی، پلئوکروئیسیم معکوس و رنگ سبز مناظر زیبایی را در مقاطع نازک به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۲۲).

این کانی همانند کوارتز و ارتوکلاز در مراحل پایانی تبلور ماگما به وجود آمده است. حضور تورمالین در این سنگها بیانگر غنی بودن ماگمای سازنده این سنگها از بُر (B) می‌باشد.

### **مگنتیت**

بصورت دانه‌های نیمه شکل‌دار در متن سنگ به مقدار کم یافت می‌شود. برخی از دانه‌های ریز مگنتیت حاصل فرآیند اپک‌زایی در هورنبلندها می‌باشند.

### **آپاتیت**

آپاتیت به مقدار کم در درون مگنتیت و پلاژیوکلاز و ... دیده می‌شود (شکل ۳-۲۳). آپاتیت بصورت ریز بلور در متن سنگ نیز یافت می‌شود. فراوانی آپاتیت در این سنگها نسبت به گابرودیوریت‌ها به مراتب کمتر است.

### **اسفن اولیه**

اسفن اولیه بصورت دانه‌های ریز و بی‌شکل در مونزونیت‌ها یافت می‌شوند.

### **کانی‌های فرعی ثانویه**

#### **کلریت**

کلریت از دگرسانی کانی‌های مافیک اولیه به ویژه هورنبلند و بیوتیت به وجود آمده است. در کلریت در متن سنگ نیز یافت می‌شود که حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک ریز موجود در سنگ می‌باشد.

#### **اپیدوت**

این کانی حاصل دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز می‌باشد. بعضی از پلاژیوکلازها به اپیدوت نیز دگرسان شده‌اند که بصورت لکه‌های ریز و درشت و پراکنده در آنها مشاهده می‌شوند. اپیدوت‌ها غالباً بی‌شکل هستند بخصوص انواعی که حاصل دگرسانی هورنبلندسبز می‌باشند.

## کلسیت

این کانی عمدتاً حاصل دگرسانی هورنبلند است ولی دگرسانی پلاژیوکلاز به کلسیت نیز مشاهده می‌شود.

## اسفن‌های ثانویه

اسفن‌های ثانویه غالباً بی‌شکل و دانه ریز هستند و در متن کانی‌های دگرسان شده به ویژه هورنبلندسبز و بیوتیت یافت می‌شوند.

در مجموع نتیجه می‌گیریم هورنبلند سبز و بیوتیت بارزترین کانی‌های مافیک و پلاژیوکلاز و ارتوکلاز نیز بارزترین کانی‌های روشن سازنده مونزونیت‌ها هستند.

با توجه به نمونه‌های آنالیز شده از سنگهای مورد مطالعه در راستای این پایان نامه و نمونه‌هایی که توسط کهنسال (۱۳۷۷) و قربانی (۱۳۸۴) آنالیز شده‌اند، اکثر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در این گروه جای می‌گیرند و در ردیف فراوانی، آنها زیاده‌تر از سایر گروه‌های سنگی می‌باشند.

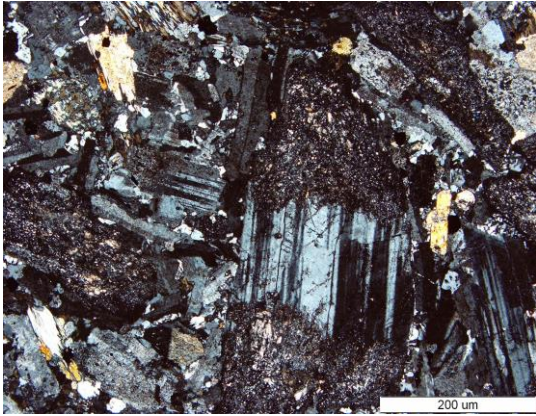
مونزونیت‌های منطقه چاه موسی با کانه‌زایی مس بصورت ملاکیت، کوولین و آزوریت همراه است. کوولین بصورت رگه‌ای سنگها را قطع می‌کند و ملاکیت و آزوریت حاصل دگرسانی کوولین می‌باشند. البته کانه‌زایی در سطح عمدتاً بصورت ملاکیت ظاهر می‌شود. اکسیدهای منگنز نیز بصورت دندریتی بر روی سطوح سنگی مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۳-۲۴ تا ۳-۲۶).



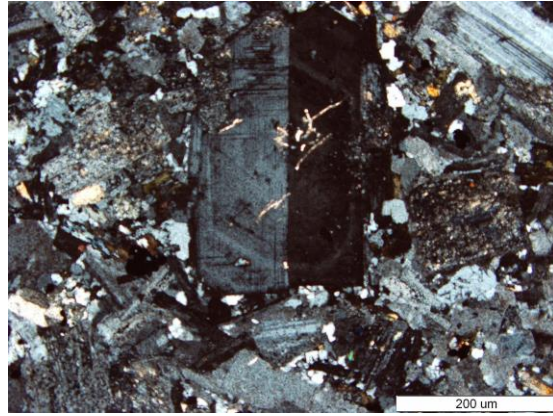
شکل ۳-۱۷- نمای کلی از توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مونزونیتی منطقه چالو.



شکل ۳-۱۶- نمای کلی از توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی مونزونیتی منطقه چالو.



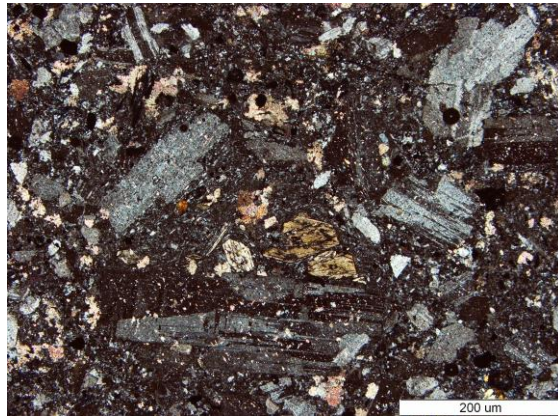
شکل ۳-۱۹- خوردگی حاشیه پلاژیوکلازها در مونزونیتها که نشان دهنده برهم خوردن تعادل شیمیایی ماگما است (xpl).



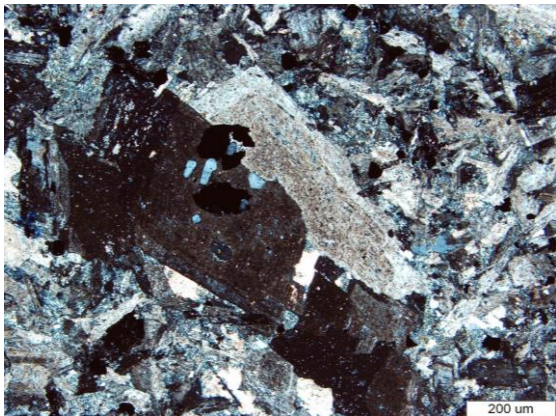
شکل ۳-۱۸- حالت زونینگ در پلاژیوکلازهای موجود در مونزونیتهای منطقه که نشان از عدم تعادل شیمیایی دارد (xpl).



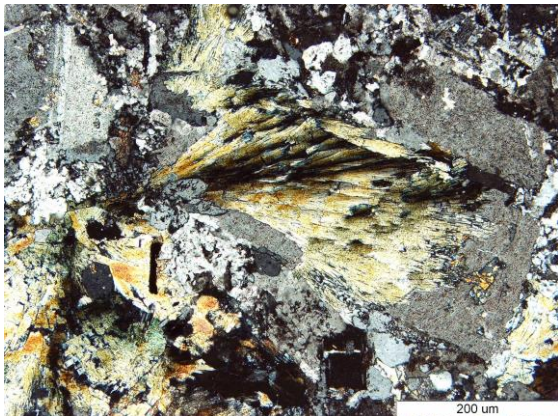
شکل ۳-۲۱- در سنگهای مونزونیتی آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلازها را دربر گرفته، که نشان از یک فاز تاخیری است (xpl).



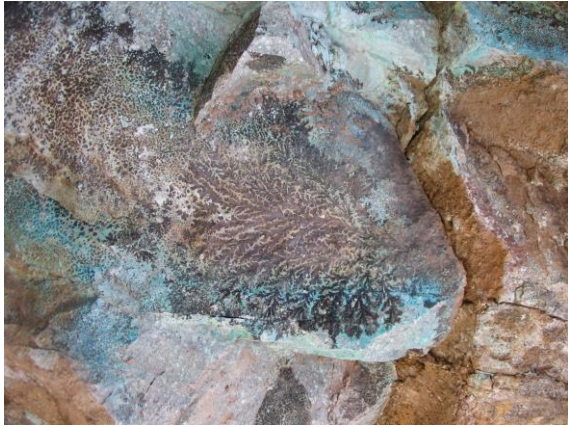
شکل ۳-۲۰- حضور هورنبلند در مرکز و پلاژیوکلازها در اطراف در سنگهای مونزونیتی که در حال تجزیه می باشند (xpl).



شکل ۳-۲۳- حضور آپاتیت در پلاژیوکلازهای سنگهای مونزونیتی (XPL).



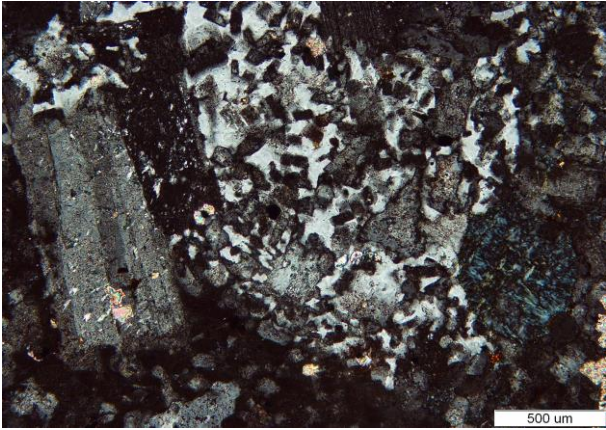
شکل ۳-۲۲- نمایی از بلورهای درشت تورمالین در مونزونیت‌های چالو (xpl).



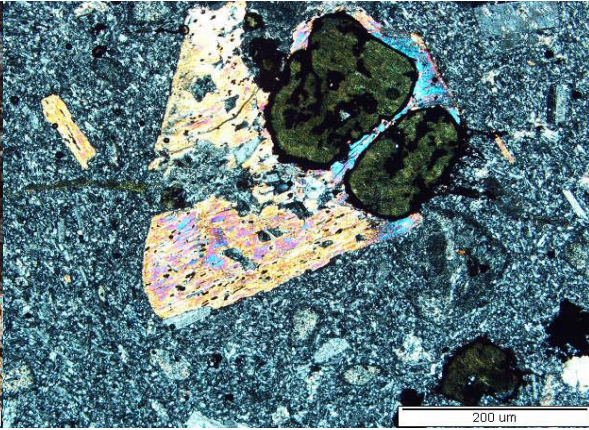
شکل ۳-۲۵- تصویری از اکسید منگنز که با ظاهر دندردینی در در سنگهای مونزونیتی منطقه معدن مس چاه موسی دیده می‌شود.



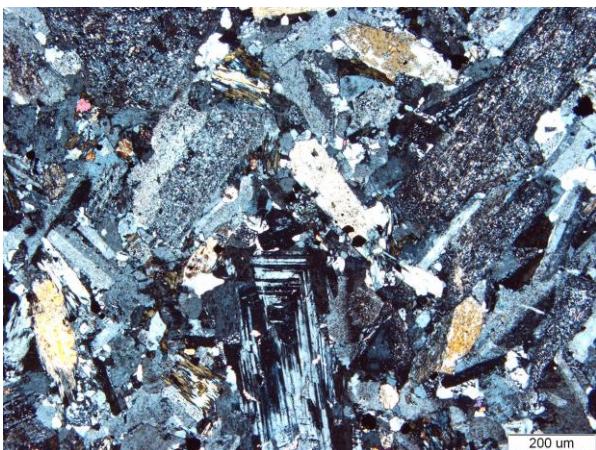
شکل ۳-۲۴- تصویری از کانه زایی مس که بصورت رگه‌های مالاکیت و آزوریت در امتداد گسلها و درز و شکست‌ها در سنگهای مونزونیتی معدن مس چاه موسی دیده می‌شود.



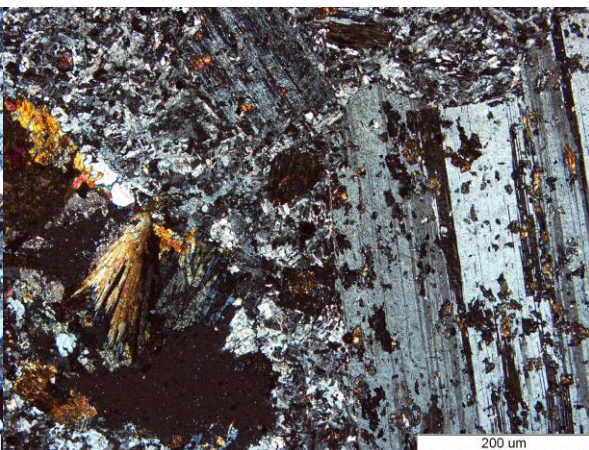
شکل ۳-۲۷- هم‌رشدی ارتوکلاز با کوارتز در سنگهای مونزونیتی بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارند (xpl).



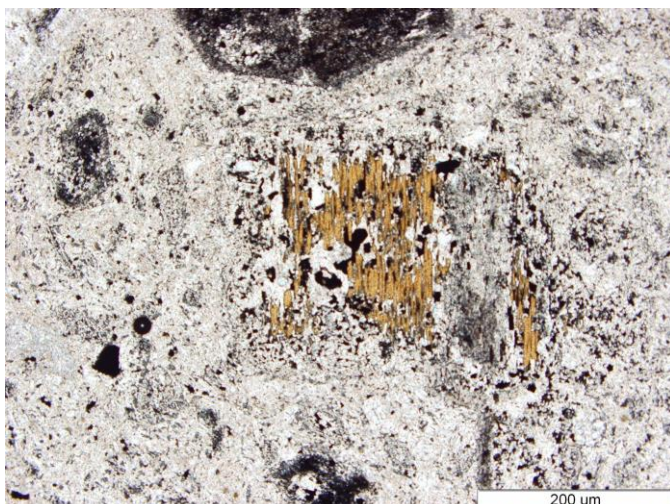
شکل ۳-۲۶- تصویری از کانه‌زایی مس در کنار هورنبلند در سنگهای مونزونیتی معدن مس چاه موسی (xpl).



شکل ۳-۲۹- بافت کلی در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl).



شکل ۳-۲۸- دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl).



شکل ۳-۳۰- حضور بیوتیت در کنار اکسی هورنبلند در سنگهای مونزونیتی منطقه چالو (xpl).

### ۳-۲-۳- پتروگرافی سنگهای گرانودیوریتی

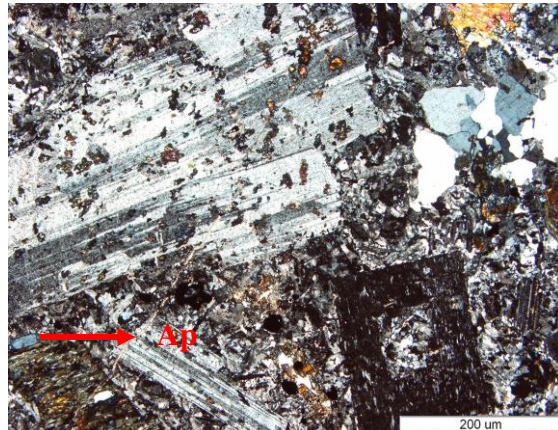
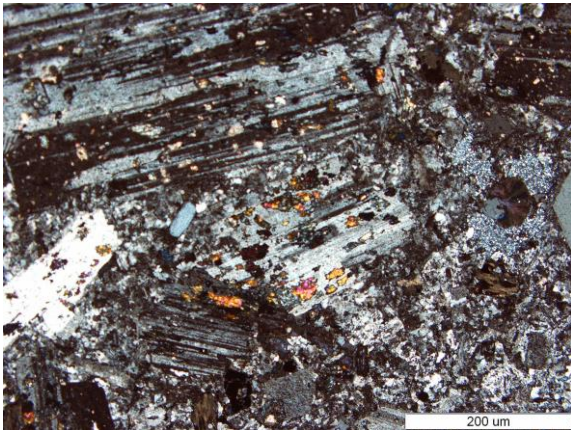
در بین نمونه‌های آنالیز شده از مجموعه سنگی مورد مطالعه، تعدادی در محدوده گرانودیوریت واقع می‌شوند. ولی ویژگیهای میکروسکوپی آنها نشان می‌دهد که آنها بیشتر ویژگیهای یک سنگ بیرونی یا نیمه نفوذی را به نمایش می‌گذارند.

دارای بافت پورفیری و پورفیروئیدی می‌باشند (شکل‌های ۳-۳۱ و ۳-۳۲). کانیهای مافیک موجود در آنها غالباً کلریتی شده و غیر قابل تشخیص می‌باشند. ولی با توجه به طیف سنگی مورد مطالعه، کانی‌های مافیک به احتمال قوی هورنبلند سبز و یا بیوتیت بوده‌اند که غالباً بی‌شکل و دانه‌ریز نیز می‌باشند. پلاژیوکلازها بصورت فنوکریست یا ریز بلور در متن سنگ یافت می‌شوند. فلدسپات پتاسیک (ارتوکلاز) شکل خاصی ندارد و در متن سنگ بصورت در برگیرنده سایر کانی‌ها یافت می‌شوند. کوارتز بصورت دانه‌های ریز و بی‌شکل در متن سنگ دیده می‌شوند.

مقدار کمی کانی‌های اپک و احتمالاً مگنتیت در این سنگها یافت می‌شود. کلریت، کلسیت و سریسیت از جمله کانیهای ثانویه حاصل از دگرسانی می‌باشند که در این سنگها یافت می‌شوند.



گرانودیوریت‌ها بخش اندکی از سنگهای مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند.



شکل ۳-۳۲- بافت پورفیروئیدی در گرانودیوریت‌های منطقه (xpl).

شکل ۳-۳۱- بلور پلاژیوکلاز که دارای ادخال‌های اپیدوت بوده و در گوشه پائین سمت چپ آپاتیت نیز در سنگهای گرانودیوریتی دیده میشود (xpl).

### ۳-۲-۴- پتروگرافی سنگهای گرانیتی

سنگهای گرانیتی در مجاورت روستاهای کوه‌زر، گندی، پوسیده و کلاته‌جعفر رخنمون دارند (شکل‌های ۳-۳۳ و ۳-۳۴). با توجه به ماهیت ساب و لکانیک سنگهای مورد مطالعه، این سنگها ویژگیهای سنگهای بیرونی و درونی را به نمایش می‌گذارند. برای مثال سنگهای گرانیتی جنوب کلاته-جعفر عمدتاً ویژگیهای یک سنگ آذرین بیرونی را نشان می‌دهند بطوریکه بکار بردن نام ریولیت برای آن غیر معمول نیست. در سنگهای این محل کوارتزهای با خلیج‌خوردگی بسیار زیبا و به مقدار قابل توجه مشاهده می‌شوند. بعضی از پلاژیوکلازها کاملاً شکل‌دار هستند. در گرانیت‌های منطقه کوه‌زر بافت سنگ، گرانولار و پورفیروئیدی است (شکل ۳-۳۵) و پورفیرهای سنگ را پلاژیوکلاز و بیوتیت تشکیل می‌دهند.

### کانی‌های اصلی

#### بیوتیت

بیوتیت فراوان‌ترین کانی مافیک سنگهای گرانیتی است (شکل ۳-۳۶). ولی به علت رشد سریع دارای شکل منظمی نبوده و عمدتاً دانه ریز و بی‌شکل هستند. بیوتیت‌ها غالباً به کلریت دگرسان شده -

است



(شکل ۳-۳۷). ادخالهایی از مگنتیت، پیریت، آپاتیت و زیرکن در بیوتیت‌ها یافت می‌شوند. هورنبلندسبز به مقدار کم در این سنگها یافت می‌شود که در بعضی موارد به کلریت و کلسیت دگرسان شده است. دگرسانی این کانی به کانیهای ثانویه به قدری شدید است که فقط از روی شکل خارجی آن می‌توان آنرا شناسایی کرد.

### پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن قابل شناسایی موجود در این سنگها است. ماکل پلی سنتتیک و خاموشی منطقه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-۳۸). شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و بصورت پورفیروئید ولی ریز دانه یافت می‌شود. پلاژیوکلازها در برخی موارد به سریسیت دگرسان شده‌اند.

### ارتوکلاز

ارتوکلاز بصورت بین دانه‌ای دیده می‌شود. این کانی همراه با کوارتز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۳۹).

در نمونه‌هایی که مربوط به سنگهایی می‌شود که در اعماق کمتر جایگزین شده‌اند استفاده از واژه سانیدین نیز می‌تواند صحیح باشد.

### کوارتز

کوارتزها غالباً بصورت بی‌شکل هستند و به همراه ارتوکلاز بافت گرافیکی نشان می‌دهند. ولی در نمونه‌هایی که در عمق کمتر جایگزین شده‌اند بلورهای کوارتز با حواشی گرد شده و فرورفتگیهای خلیجی مشاهده می‌شوند (شکل‌های ۳-۴۰ و ۳-۴۱). به نظر بورمینگ و همکاران (۲۰۰۱) وجود کوارتز گرد شده در میکروگرانیت‌ها، نشان‌دهنده آن است که تبلور اولیه این سنگها در یک مخزن ماگمایی عمیق رخ داده است و سپس در نتیجه کاهش فشار ایزوترمال (Isothermal Decompression) در یک شرایط غیر اشباع از آب در طی جایگیری این توده‌ها در اعماق کم، حل شدن بخشی و گرد شدن این بلورها رخ داده است.

## کانی‌های فرعی

### تورمالین

تورمالین بارزترین کانی فرعی این سنگها است که با آگرگات شعاعی، پلئوکروئیسیم سبز - آبی و شکل تیغه‌ای یا سوزنی مشخص می‌شود (شکل‌های ۳-۴۲ و ۳-۴۳).

### مگنتیت و پیریت

مگنتیت و به ویژه پیریت به مقدار کم در گرانیتهای کوه‌زر دیده می‌شوند. البته کانه‌زایی در محدوده کوه‌زر و باغو با حضور گسترده پیریت، پیریت مس‌دار و کالکوپیریت همراه است.

### اسفن اولیه

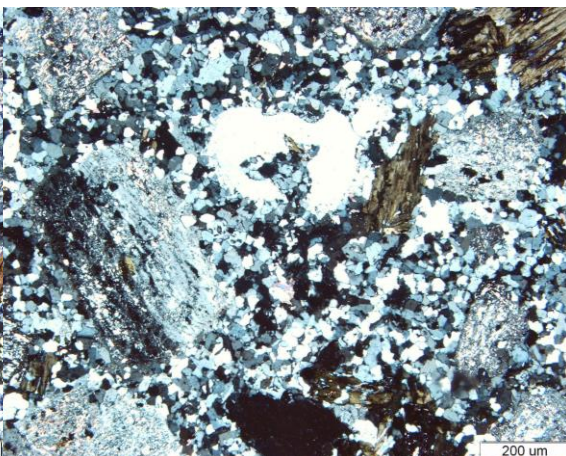
اسفن اولیه نیز بصورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود.

### کانی‌های ثانویه

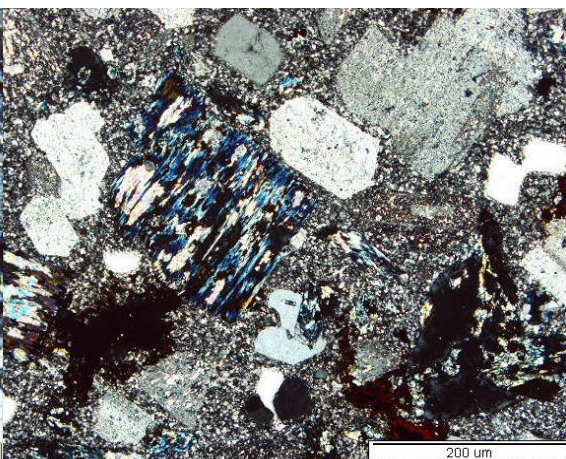
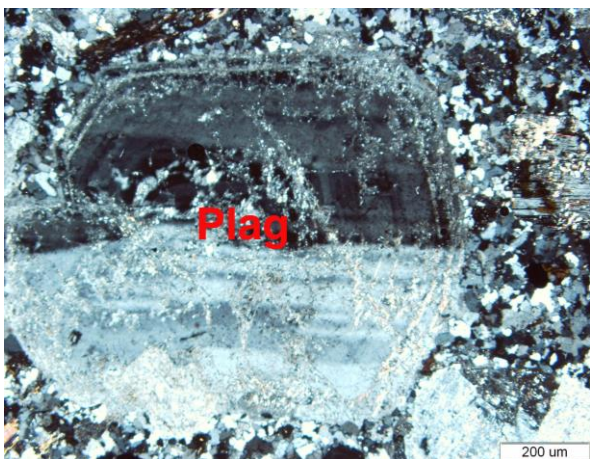
کلریت، کلسیت و سربیسیت از جمله کانیهای فرعی موجود در گرانیتهای می‌باشند. حضور قابل توجه بیوتیت همراه با ارتوکلاز، تورمالین و ویژگیهای ژئوشیمیایی گرانیتهای که در فصل آتی ارائه خواهد شد بیانگر آن است که اجزاء پوسته‌ای در تشکیل این گرانیتهای نسبت به سایر گروههای سنگی مشارکت بیشتری داشته است.



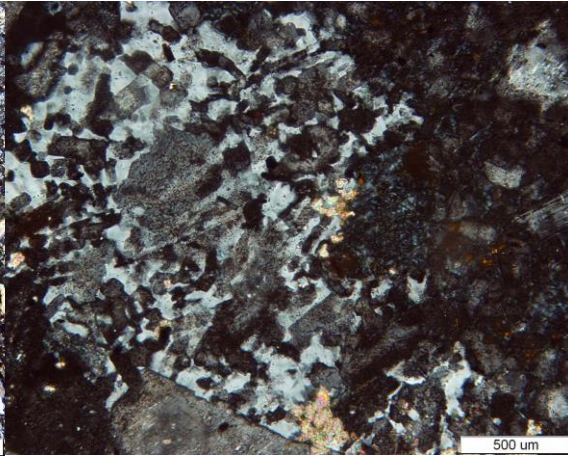
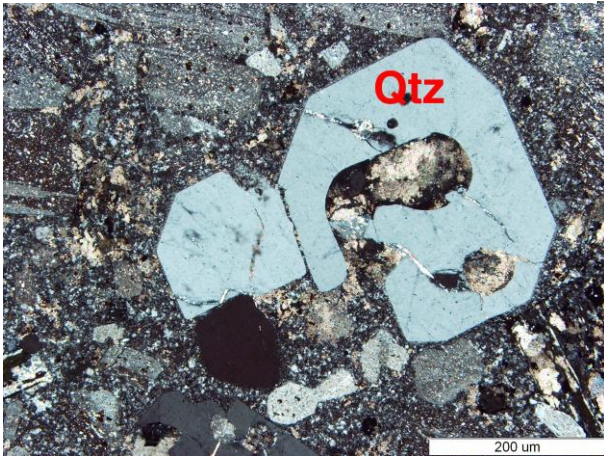
شکل ۳-۳۳- نمای کلی از سنگهای گرانیتی منطقه کوه- زر، (معدن طلای کوه زر).  
 شکل ۳-۳۴- نمای کلی از سنگهای گرانیتی شمال روستای گندی.



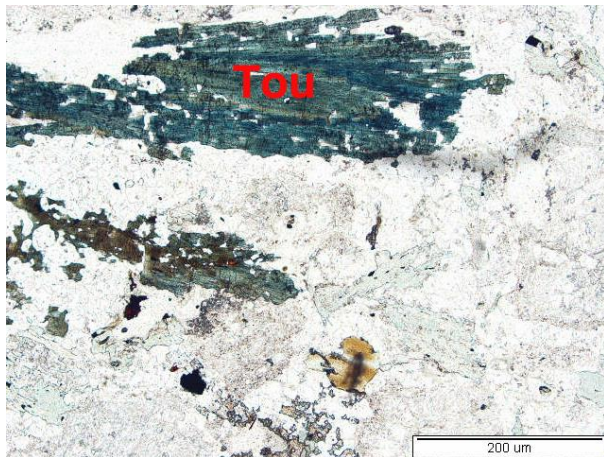
شکل ۳-۳۵- بافت پورفیروئیدی در سنگهای گرانیتی منطقه کوه زر (xpl).  
 شکل ۳-۳۶- گرانیت غنی از بیوتیت در سنگهای منطقه کوه زر (xpl).



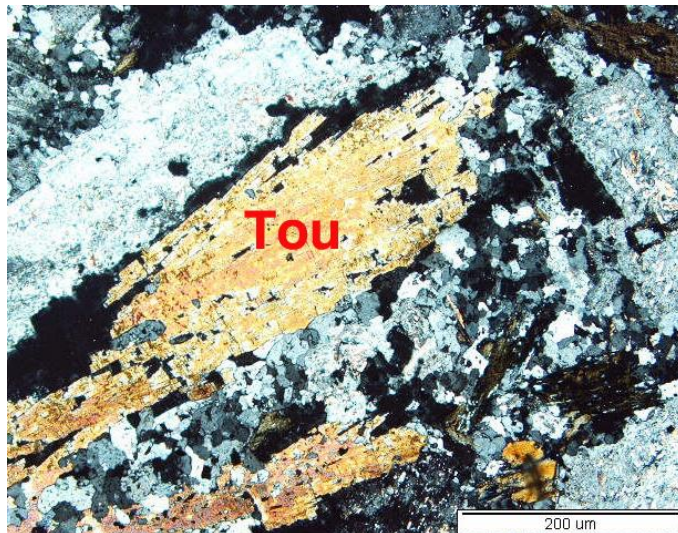
شکل ۳-۳۷- دگرسانی بیوتیت به کلریت در سنگهای گرانیتی منطقه کلاته جعفر (xpl).  
 شکل ۳-۳۸- حالت منطقه بندی در پلاژیوکلازهای موجود در گرانیت‌های کوه زر (xpl).



شکل ۳-۳۹- هم‌رشدی ارتوکلاز با کوارتز بافت گرافیکی زیبایی را به نمایش می‌گذارند (xpl).  
 شکل ۳-۴۰- درشت بلور کوارتز، باحاشیه گردشده که دارای خلیج خوردگی است منطقه کلاته جعفر (xpl).



شکل ۳-۴۱- درشت بلور کوارتز، باحاشیه گردشده که سبز-آبی در گرانیتهای کوه زر (xpl).  
 شکل ۳-۴۲- نمایی از بلورهای درشت تورمالین با رنگ



شکل ۳-۴۳- نمایی از بلورهای درشت تورمالین در گرانیتهای کوه زر (xpl).

### ۳-۳- دگرسانی

#### ۳-۳-۱- سربسیتی شدن و سوسوریتی شدن

در سنگهای آذرین، فلدسپاتها توسط میکای سفید ریز دانه یا کانیهای مشابهی به نام سربسیت پوشیده شده‌اند. این نوع پوشش یا به صورت لکه لکه یا به صورت کامل انجام می‌شود و به آن سربسیتی شدن گفته می‌شود.

رشد سربسیت نیازمند افزایش آب و  $K^+$  است و سربسیتی شدن فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلولهای سرشار از  $K^+$  وجود داشته باشند. یک منبع مهم  $K^+$  فرایند کلریتی شدن بیوتیت است در نتیجه این عمل،  $K^+$  با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و  $Ca^{2+}$  آزاد می‌کند. از اینرو، قسمت‌های غنی از An در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای، به راحتی سربسیتی می‌شوند. در سیستم‌های گرمابی، اگر نشت کلی یونها زیاد باشد، علاوه بر سربسیتی شدن، متاسوماتیسم پتاسیک نیز خواهیم داشت. برخلاف رشد یکنواخت اورالیت از پیروکسن و یا کلریت از بیوتیت، سربسیت‌ها غالباً به طور غیر یکنواخت رشد می‌کنند. با این وجود، در بعضی از فلدسپاتها، صفحات بزرگ موسکویت با کلیواژهای فلدسپات تقریباً موازی‌اند که این خود ناشی از ورود آسان محلولها در امتداد جهات فوق الذکر است. عمل انتشار، سرعت سربسیتی شدن را کنترل می‌کند، به طوری که انجام واکنش بستگی به محلولهای موجود و  $K^+$  دارد ولی محصولات واکنشی فقط در محل‌های انجام واکنش رشد می‌کنند (مثلاً در مناطق بخصوصی در پلاژیوکلاز)، زیرا تحرک آلومینیوم و سیلیسم نسبتاً پایین است (آسیابانها، ۱۳۷۴).

**سوسوریت**، محصول دیگر دگرسانی پلاژیوکلاز است که طی آن با افزایش آب، سازنده آنورتیتی به اپیدوت (یا کلینوزوئیزیت یا زوئیزیت) تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقیمانده نیز بصورت آلبیت در می‌آید. سوسوریت در شرایط رخساره شیست سبز (و معادل فشار پایین آن) تشکیل می‌شود، وجود سوسوریت نشاندهنده تمرکز محصولات واکنشی گرمابی در محل‌های بخصوص است، بطوریکه در

مناطق غنی از آنورتیت در پلاژیوکلاز، بطور انتخابی اپیدوت ظاهر می‌شود که این امر رفتار دوگانه پلاژیوکلازها را نشان می‌دهد.

### ۳-۲- کلریتی شدن

در دماهای پائین تا متوسط، بیوتیت به لایه‌هایی از کلریت تبدیل می‌شود که در بین لایه‌های بیوتیت قبلی قرار می‌گیرند. این جایگزینی را به غلط بر حسب افزایش آب به ساختمان صفحه‌ای میکای اولیه (که در خلال فرایندهای جایگزینی بدون تغییر و غیر فعال مانده است) نسبت می‌دهند، ولی این فرایند پیچیده‌تر بوده و باید تاثیر یون  $K^+$  و دیگر یونها را نیز مد نظر قرار داد.

یون  $K^+$  آزاد شده از بیوتیت، باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌شود که تمام اینها به صورت مخلوط با هم، در سیلیکاتهای صفحه‌ای قرار گرفته‌اند. در طی واکنش مزبور، منیزیم حفظ می‌شود و دو لایه بیوتیت، تبدیل به یک لایه کلریت می‌شود بنابراین نیمی از صفحات تتراهدرال حفظ شده و نیمی دیگر از بین می‌روند. اندازه محوره‌های بلورشناسی  $a$  و  $b$  در کلریت و بیوتیت، ۰/۱ درصد با یکدیگر اختلاف دارند از اینرو از استرس به دور می‌مانند (آسیابانها، ۱۳۷۴).

### ۳-۴- بررسی بافتهای مشاهده شده

#### ۳-۴-۱- هم رشدی گرافیک

این هم‌رشدی بسیار شبیه هم‌رشدی گرانوفیری است ولی هم‌رشدی گرافیک، درشت‌تر از هم‌رشدی گرانوفیری است و در آن مقدار فلدسپات سرشار از سدیم یا پتاسیم بیشتر از ترکیبات حدواسط است. بنابراین محصول تبلور ساب سولووس در سیستم Qz-Ab-Or در فشار آب بالا می‌باشد. این نوع هم‌رشدی اصولاً در گرانیتهای پگماتیتها وجود دارد و نحوه تشکیل آن به علت حضور مایعات فراوان است. فلدسپات و کوارتز هر دو برای رشد کردن نیازمند درجه‌ای از سرد شدن هستند، ولی فلدسپات راحت‌تر از کوارتز تشکیل نطفه می‌دهد. با رشد اولیه فلدسپات، در قسمت حاشیه‌ای آن، یک سیال فوق اشباع از سیلیس و غنی از  $H_2O$  تولید می‌شود که در اثر آن، فلدسپات به صورت اسکلتی و کوارتز



در فضای بین آنها متبلور می‌شود، با سریعتر شدن آهنگ رشد در خلال رشد یک جفت کانی، وضعیت پیچیده‌تر می‌شود. به طوری که بیشتر شدن مقدار مایع، حداکثر آهنگ رشد را به سمت دماهای پایین تر سوق می‌دهد.

### ۳-۴-۲- هم‌رشدی گرانوفیری

در بیشتر گرانیته‌ها رشد جداگانه بلورهای کوارتز و فلدسپات به چشم می‌خورد و این، نتیجه رشد آرام تقریباً تعادلی، در فشار آب بسیار بالا است، یعنی بالا بودن فشار آب مانع از به وجود آمدن محلول جامد در فلدسپات‌های آلکالن می‌شود. ولی گرانیته‌هایی که در سطح زمین جایگزین می‌شوند و بعضاً با ولکانسیم بازالتی همراهند، سریعتر و در فشار آب پایین متبلور می‌شوند بنابراین در فلدسپات‌های آلکالن آنها نوعی محلول جامد پدید می‌آید و در نتیجه، کوارتز و یک فلدسپات متبلور می‌شود. اگر مواد فرار از صحنه عمل خارج شوند (مثلاً در امتداد شکستگی‌های حلقوی)، منحنیهای لیکیدوس - سولیدوس بالا می‌روند و عمل سرد شدن بطور نسبتاً سریعی صورت می‌گیرد. در چنین شرایطی، بلورها بطور جداگانه و مستقل گسترش نمی‌یابند بلکه رشد همزمان کوارتز و فلدسپات آلکالن، باعث پدید آمدن هم‌رشدی گرانوفیری می‌شود. غالباً هم‌رشدیهای گرانوفیری بر روی فنوکریستهای که از قبل وجود داشته‌اند و حاصل سرد شدن آرام و یا تبلور قبل از اوتکتیک هستند تشکیل می‌شوند، این هم‌رشدی، به صورت ذرات شعاعی یا شاخه شاخه مانند کوارتز در یک تک بلور فلدسپات است که ممکن است بلور فلدسپات شکل بلوری کامل یا ناقصی داشته باشد.

### ۳-۵- دگرگونی مجاورتی در منطقه چالو - سوسنوار

دگرگونی مجاورتی در نتیجه گرادیان زمین گرمایی بالایی که در اطراف توده نفوذی و معمولاً در اعماق نسبتاً کم (فشار کم) رخ می‌دهد تشکیل میشود. همچنین چون اطراف توده آذرین نفوذی استرس جهتدار قابل ملاحظه وارد نمیشود، سنگهای دگرگونی مجاورتی اغلب فاقد برگواری هستند (هیندمن<sup>۱</sup>، ۱۹۸۵). محیط اطراف توده آذرین نفوذی که در نتیجه گرمای خارج شده از توده، دگرگون شده‌اند را هاله دگرگونی می‌نامند. اغلب دگرگونی مجاورتی از ترکیب فرایندهای زیر پدید می‌آیند: درشت شدگی بلورها، تشکیل فازهای کانیایی جدید و متاسوماتیسم عناصر اصلی، آناکسی و تغییر شکل (کریک<sup>۲</sup>، ۱۹۹۱). دو مورد اول در همه هاله‌های مجاورتی رخ می‌دهند، در حالی که سه مورد باقیمانده با درجات متفاوت در هاله‌های مختلف ظاهر می‌شوند که بستگی به ترکیب سنگ اولیه، توده و درجه حرارت دارد. این نوع دگرگونی مجاورتی بوسیله مطالعات میکروسکوپی قابل درک است. ولی در بعضی موارد فرایندهایی از قبیل تغییر حالت ساختاری و تبادلات ایزوتوپی در سنگ روی می‌دهند که باعث تغییر چندانی در ظاهر سنگ نمی‌شوند. چنین پدیده‌هایی بجز از طریق آنالیزهای دقیق شیمیایی قابل شناسایی نیستند. حضور آب و دیگر سیالات در سنگ مادر دگرگونی با اهمیت است، زیرا آزاد شدن و مصرف این سیالات تاثیر مهمی در پیشرفت واکنشها دارد (موازن و همکاران<sup>۳</sup>، ۲۰۰۱). اکتیویته آب و سایر مواد فرار بر ترکیب کانی شناسی محصولات واکنشی اثر می‌گذارد (متاسوماتیسم). این واکنشها دو گروه از کانی‌های جدید را در هاله دگرگونی پدید می‌آورند. یک گروه کانی‌های سیلیکات کلسیم نظیر گارنت‌های کلسیم‌دار، اپیدوت، آکتینولیت، هدربرژیت، زوئیزیت، وزووینیت و غیره که این گروه از کانیها، اصطلاحاً کانی‌های کالک-سیلیکات نامیده می‌شوند، کلسیم خود را از سنگهای رسوبی کربناته (آهک یا دولومیت‌ها) گرفته و عناصری چون Fe، Mg، Si، Na، AL را از محلول‌های ماگمایی کسب می‌کنند. گروه دوم کانیهای اکسیدی و سولفیدی هستند که

---

1- Hyndman  
2 - Kerrick  
3 - Moazzen

مستقیماً از محلول‌های ماگمایی متبلور شده و ماده معدنی اصلی کانسار را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها شامل پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، مگنتیت و هماتیت هستند که ترکیب و مقدار هر کدام به ترکیب محلول‌های ماگمایی بستگی دارد. از ویژگی‌های مهم اسکارن‌ها ابعاد نسبتاً درشت بلورها و مخلوط بودن کانه‌های مس، آهن و کانی‌های کالک سیلیکات است.

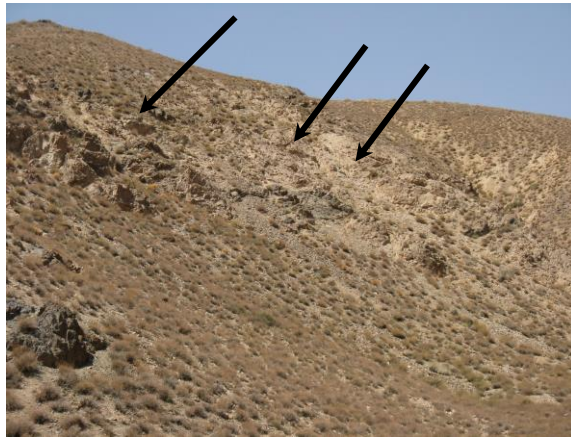
در این منطقه، نفوذ و جایگزینی توده‌های آذرین به درون سنگ‌های میزبان (آهک‌های فسیل‌دار کرتاسه و سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی و آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن میانی) با دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم، دگرسانی گرمایی و کانسارسازی همراه بوده است (شکل‌های ۳-۴۴ و ۳-۴۵). اسکارن‌های حاوی مجموعه‌های کانی شناسی گارنت (گروسولاریت - آندرادیت)، گارنت - وزوویانیت، آندرادیت + مگنتیت، متاسوماتیت‌های اسکاپولیت‌دار (در حاشیه معدن پنج‌کوه دامغان) و کانسارهای متعدد سرب، روی، مس و طلا نظیر معدن مس چاه موسی، معدن سرب و روی حافظ و معدن طلای پوسیده مبین این امر است.

گارنت‌های کلسیم‌دار (گروسولاریت - آندرادیت) در مقاطع نازک شکل شش‌گوش زیبایی را به نمایش می‌گذارند. رنگ آنها در نور پلاریزه متقاطع، خاکستری تا خاکستری مایل به آبی (آنیزوتروپی غیرعادی) است. این گارنت‌ها دارای ماکل قطاعی بسیار زیبایی هستند که در مقاطع نازک تهیه شده از اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه به خوبی قابل مشاهده است. در اطراف گارنت‌ها نیز یک هاله روشن و سفید رنگی دیده می‌شود که این امر ناشی از مشارکت Fe یا Al در جریان تشکیل بلور گارنت می‌باشد. در زمینه سنگ کلسیت به فراوانی دیده می‌شود (شکل‌های ۳-۴۶ و ۳-۴۷).

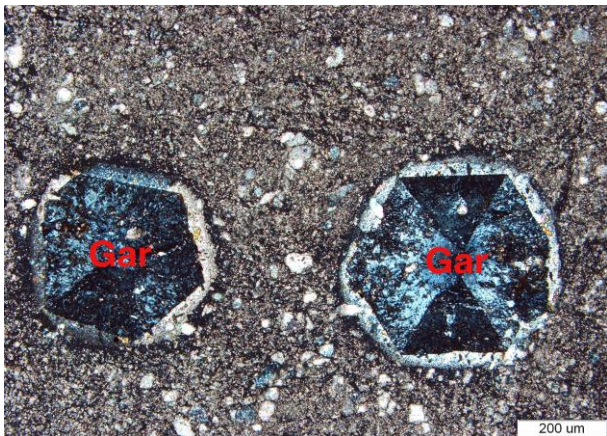
در اسکارن‌های منطقه شرق سوسنوار - چالو نیز وزوویانیت‌های بسیار زیبایی مشاهده می‌شوند. وزوویانیت‌ها در مقاطع نازک تهیه شده، و در نور پلاریزه متقاطع، دارای رنگ خاکستری مایل به قهوه‌ای هستند که در مرکز، رنگ آبی خوش‌رنگی را به نمایش می‌گذارند (شکل‌های ۳-۴۸ و ۳-۴۹).



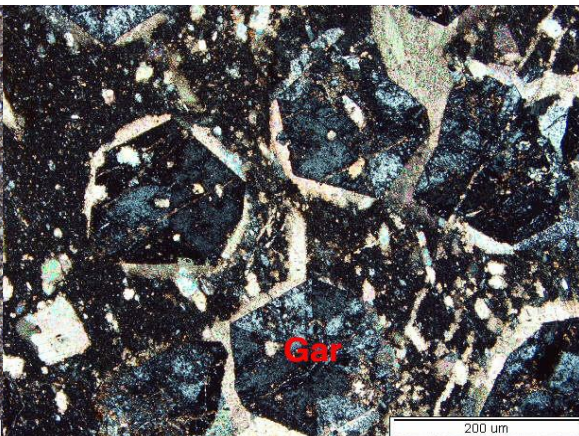
شکل ۳-۴۵- اسکارنزائی در اثر مجاورت توده های نفوذی با سنگ های آهکی در منطقه چالو.



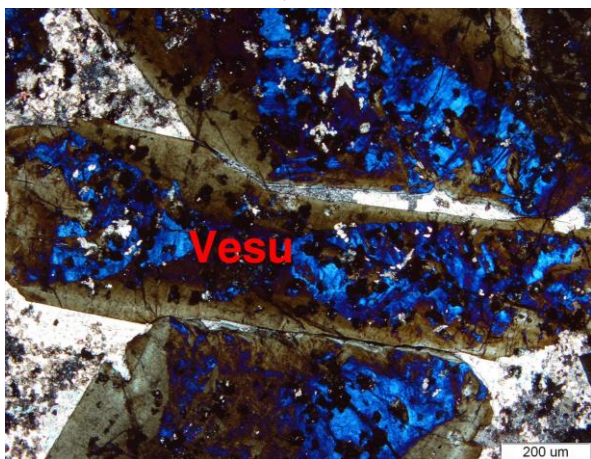
شکل ۳-۴۴- اسکارنزائی در اثر مجاورت توده های نفوذی با سنگ های آهکی در منطقه چالو.



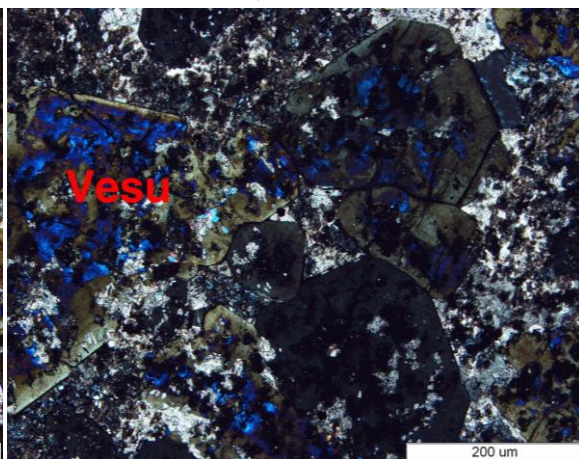
شکل ۳-۴۷- پرفیروبلاستهای گارنت کلسیم دار (گروسولار- آندرادیت) در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl).



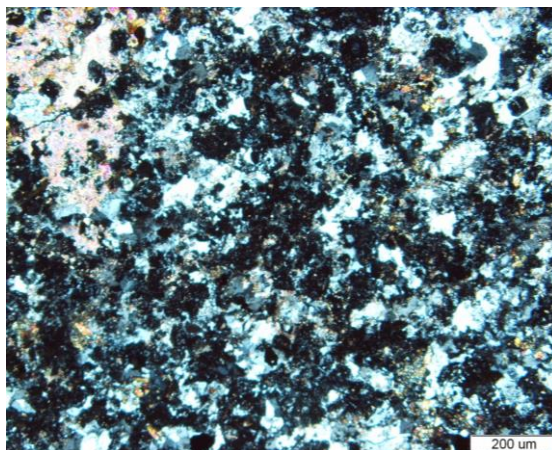
شکل ۳-۴۶- پرفیروبلاستهای گارنت کلسیم دار (گروسولار- آندرادیت) در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl).



شکل ۳-۴۹- حضور وزوویانیت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl).

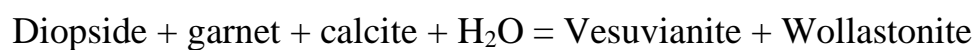


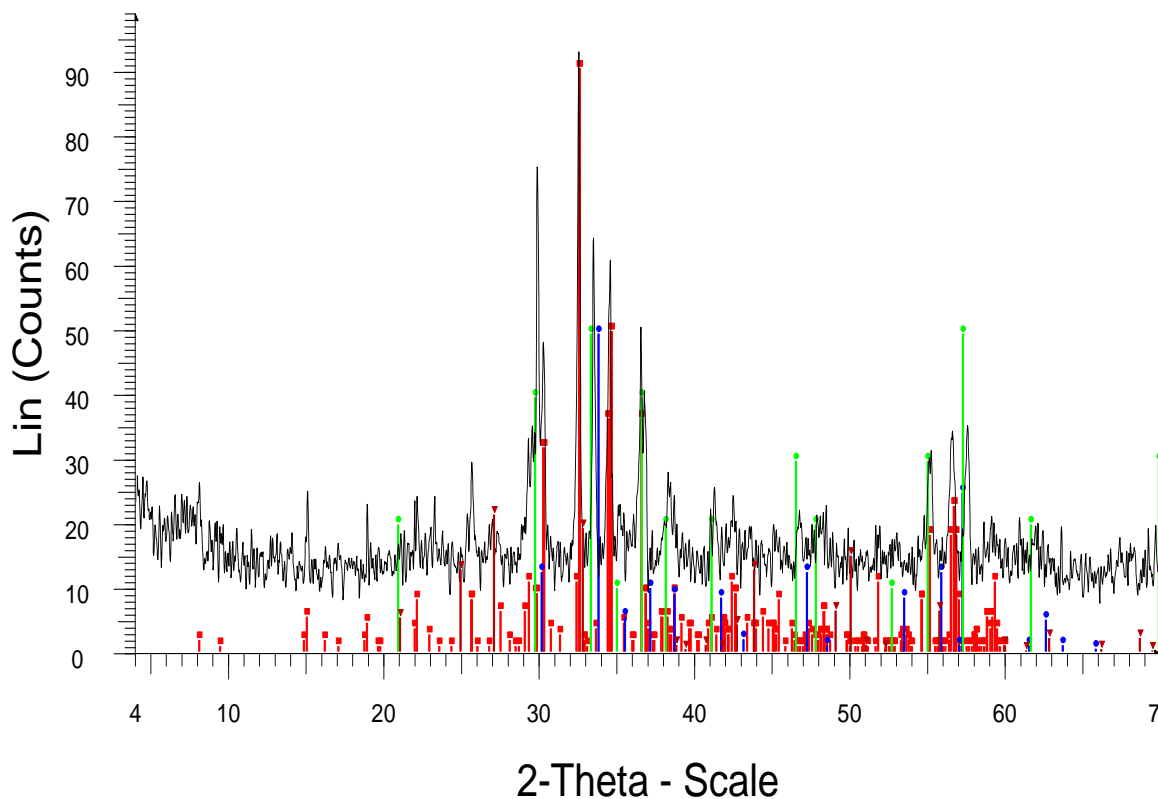
شکل ۳-۴۸- حضور وزوویانیت در اسکارنهای منطقه شرق سوسنوار- چالو (نور xpl).



شکل ۳-۵۰- حضور اپیدوت و گارنت در اسکارنهای منطقه چالو (نور xpl).

آنالیز یک نمونه از اسکارنهای منطقه چالو به روش XRD که در دانشگاه علوم پایه دامغان صورت گرفته است (شکل ۳-۵۱) حاکی از وجود مجموعه کانی شناسی گارنت (گروسولاریت - آندرادیت) و وزوویانیت است، که با بررسی‌های پتروگرافی کاملاً مطابقت دارد. واکنش تشکیل محلول جامد آندرادیت - گروسولار و وزوویانیت به قرار زیر است





Khage zade - File: Kh1 1029.raw - Type: 2Th/Th locked - Start: 4.000 ° - End: 70.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 1. s - Temp.: 25 °C (Room) - Ti  
 Operations: Smooth 0.050 | Smooth 0.050 | Import  
 ■ 38-0473 (I) - Vesuvianite -  $\text{Ca}_{19}\text{Al}_{11}\text{Mg}_2\text{Si}_{18}\text{O}_{69}(\text{OH})_9$  - Y: 97.35 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Tetragonal - a 15.52100 - b 15.52100 - c 11.82000  
 ■ 24-0177 (D) - Grossularite garnet -  $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}/3\text{CaO}\cdot\text{Al}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2$  - Y: 53.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 11.85000 - b 11.85000 - c  
 ■ 03-0814 (D) - Andradite -  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$  - Y: 53.10 % - d x by: 1. - WL: 1.5406 - Cubic - a 12.02000 - b 12.02000 - c 12.02000 - alpha 90.000 - bet

شکل ۳-۵۱- نمودار آنالیز یک نمونه از اسکارنه‌های منطقه چالو به روش XRD.

## خلاصه فصل

بر اساس مطالعات پتروگرافی، توده‌های گرانیتوئیدی منطقه معلمان دارای ترکیب سنگ شناسی در

حد گابرودیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند.

- در سنگهای مورد نظر غالباً بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، افیتیک و پورفیروئیدی مشاهده

می‌شوند.

- پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند مهمترین کانی‌های سازنده گابرودیوریت‌ها هستند.

- ترکیب پیروکسن‌ها در قلمرو کلسیک قرار می‌گیرند و از نوع اوژیت می‌باشند.

- کانی فلسپیک غالب در تمام سنگهای نفوذی منطقه، پلاژیوکلاز است که ترکیبی در حد آندزین تا الیگوکلاز دارد. در بعضی موارد دارای ساختمان منطقه‌ای و در بیشتر موارد تجزیه و سربیسیتی شده‌اند.

- کانیه‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و اپک می‌باشند.

- بر مبنای آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های مورد مطالعه در گروه کلسیک قرار می‌گیرند و شامل انواع اکتینولیت، هورنبلند اکتینولیتی و منیزیوهورنبلند می‌باشند و در ضمن ترکیب بیوتیت‌ها به سمت فلوگوپیت متمایل است (قربانی و همکاران، ۱۳۸۴).

- در اکثر نمونه‌های مورد نظر در اثر عوامل دگرسانی، کانیه‌های ثانویه ایجاد شده‌اند بطوریکه بلورهای پلاژیوکلاز غالباً سربیسیتی و سوسوریتی شده‌اند. فرآیند کائولینی شدن نیز در اکثر بلورهای فلدسپات آلکالن به چشم می‌خورد. کانیه‌های مافیک، تا حدودی به کلریت دگرسان شده‌اند.

- وجود مگنتیت در کنار بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه حاکی از فوگاسیته بالای اکسیژن در ماگما می‌باشد.

- نفوذ و جایگزینی توده‌های آذرین به درون سنگ‌های میزبان با دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم، دگرسانی گرمابی و کانسارسازی همراه بوده است. اسکارنها حاوی مجموعه کانی شناسی گارنت (گروسولاریت - آندرادیت)، گارنت-وزوویانیت و آندرادیت + مگنتیت می‌باشد.

- شواهد صحرایی و پتروگرافی همچون وجود هورنبلندسبز، تیتانومگنتیت و آنکلاوهای هم منشاء با سنگ میزبان، مؤید منشاء ماگمایی نوع I برای این توده‌ها می‌باشد.

فصل چہارم

ژئوشیمی



پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. بطوریکه بدون مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه‌های شیمیایی، نمی‌توان تفسیر درستی از منشاء و پتروژنز سنگ‌ها ارائه داد. لذا قوی‌ترین ابزار قابل دسترس برای تشریح منشاء و تحول سنگ‌ها در اختیار علم ژئوشیمی است. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرد.

جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۲۲ نمونه از سنگ‌های آذرین انتخاب و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS تجزیه و نتایج بدست آمده توسط نرم افزارهای مختلف پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفته‌اند.

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها که به کمک GPS تعیین شده، به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آنها در جدول ۴-۱ ارائه شده است. از آنجائیکه سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت ساب ولکانیک (نیمه نفوذی) هستند، برای پرهیز از بکار بردن تعداد زیادی از اسامی، ترجیحاً از نام‌های مبتنی بر نمودارهای ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین درونی استفاده شده و در بررسی‌های پتروگرافی نیز همین اسامی مبنای دسته بندی سنگها قرار گرفته است.

همچنین در جدول (۴-۴ تا ۴-۴) نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه محاسبه و نمایش داده شده است.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانیهای نورماتیو آنها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، نمایش داده شده‌است. البته قبل از پردازش آنها، تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرّار (L.O.I) و تصحیح نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  در مورد آنها اعمال گردیده است.

ولی لازم به ذکر است که برای دسترسی به تحلیلهای بهتر و درست‌تر، سعی کردیم از نتایج آنالیزهای شیمیایی صورت گرفته توسط محققان قبلی نظیر کهنسال (۱۳۷۷) و قربانی (۱۳۸۴) نیز استفاده نماییم. از این رو در برخی نمودارهای شیمیایی تعداد آنالیزها به بیش از ۱۰۰ مورد می‌رسد. البته نمونه‌ها بر اساس ترکیب سنگ‌شناسی آنها طبقه بندی شده‌اند تا از ازدحام علایم و از ذکر مجدد مراجع پرهیز گردد. نتایج آنالیز شیمی اقتباس شده از سایر مراجع در انتهای این پایان نامه به صورت جداول پیوست ارائه شده‌اند تا در صورت لزوم، در اختیار علاقه مندان قرارگیرد.

جدول شماره ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی.

محل نمونه گیری	نام سنگ*	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM		شماره مقطع	شماره نمونه
		عرض شمالی	طول شرقی		
جنوب کلاته جعفر	گرانیت	۳۵۲۲۰۳۱	۵۴۳۰۰۲۸	Km- 004	S-20
شمال شرق سوسنوار	گابرو	۳۵۲۱۳۹۸	۵۴۳۳۱۰۰	Km - 2	S -3
	گابرو	۳۵۱۹۱۶۷	۵۴۳۴۰۷۵	Km - 9/1	S -2
شمال - شمال غرب سوسنوار	گابرو	۳۵۱۹۴۷۸	۵۴۳۲۲۹۶	Km -12/1	S -1
	مونزونیت	۳۵۱۹۴۷۸	۵۴۳۲۲۹۶	Km -12/2	S-13
	گرانودیوریت	۳۵۲۰۱۱۴	۵۴۳۲۱۴۶	Km- 18/3	S-15
معدن پوسیده	گرانیت	۳۵۲۴۱۱۲	۵۴۴۳۳۱۳	Km -19/3	S-19
	مونزونیت	۳۵۲۱۴۳۴	۵۴۳۳۰۹۸	Km- 22/2	S-12
چاه موسی	گابرو	۳۵۲۹۷۷۷	۵۴۵۲۱۶۱	Km- 23/1	S -7
	گرانیت	۳۵۲۹۷۷۷	۵۴۵۲۱۶۱	Km -23/3	S-18
	مونزونیت	۳۵۲۹۷۷۷	۵۴۵۲۱۶۱	Km-23/1/2	S-16
	گابرو	۳۵۲۹۰۲۶	۵۴۵۲۰۱۶	Km -24/3	S -5
	گابرو	۳۵۲۹۰۲۶	۵۴۵۲۰۱۶	Km - 24/4	S -6
	گابرو	۳۵۲۹۷۷۷	۵۴۵۲۱۶۱	Km - 016	S -4
معدن حافظ	مونزونیت	۳۵۲۷۱۷۱	۵۴۳۳۱۰۰	Km- 30/1	S-10
	مونزونیت	۳۵۲۷۱۸۹	۵۴۳۳۱۰۰	Km - 31a	S -8
گندی - چالو	مونزونیت	۳۵۲۲۲۳۷	۵۴۳۴۱۵۵	Km - 43	S -9
	مونزونیت	۳۵۲۲۴۲۴	۵۴۳۰۴۰۰	Km- 44/1	S-17
	مونزونیت	۳۵۲۲۳۴۱	۵۴۳۵۱۲۶	Km - 45	S-14
معدن طلا کوه‌زر	مونزونیت	۳۵۲۷۲۱۵	۵۴۳۳۴۷۰	Km -36/1	S-11
	گرانیت	۳۵۲۷۳۸۵	۵۴۳۹۲۲۹	Km- 38/b	S-21
	گرانیت	۳۵۲۷۳۸۵	۵۴۳۹۲۲۹	Km - 39	S-22

\* نام سنگ بر اساس نمودارهای طبقه بندی سنگهای آذرین.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های

مورد مطالعه منطقه شمال معلمان پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت  $Fe_2O_3/FeO$ .

No.Sample	Km 12/1 گابرو	Km 9/1 گابرو	Km2 گابرو	Km 016 گابرو	Km 24/3 گابرو	Km 24/4 گابرو	Km 23/1 گابرو	Km 31 مونزونیت	Km 43 مونزونیت
<b>Major oxides(Wt%)</b>									
SiO <sub>2</sub>	45.36	45.52	47.22	46.97	47.45	48.34	49.11	56.71	57.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.96	14.85	14.95	18.06	17.44	16.92	15.3	16.34	15.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.26	7.24	9.39	7.86	9.36	10.02	9.96	5.27	5.59
MgO	4.51	4.54	7.28	7	6.06	6.64	7.58	2.02	3.32
CaO	14.14	14.07	8.42	9.34	8.76	7.17	7.03	4.79	3.79
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.52	4.44	3.99	3.56	4.52	4.66	5.8	4.79
K <sub>2</sub> O	0.94	0.96	1.78	1.03	1.28	0.77	0.56	2.48	3.68
TiO <sub>2</sub>	1.06	1.05	1.46	1.17	1.56	1.72	1.88	0.51	0.61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.22	0.89	0.28	0.22	0.25	0.26	0.24	0.35
MnO	0.2	0.2	0.17	0.13	0.15	0.24	0.29	0.09	0.16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.029	0.03	0.014	0.027	0.028	0.026	0.025	0.005	0.013
Sum	91.189	91.2	96.014	95.857	95.86	96.61	96.655	94.255	95.363
L.O.I*	8.6	10.61	3.92	3.95	3.87	3.12	3.19	6.39	5.03
<b>Trace elements(ppm)</b>									
Sc	29	29	23	32	31	29	33	11	14
Ba	158	156	441	285	190	283	176	522	557
Be	1	1	1	1	2	1	1	1	2
Co	34.3	34.1	32.5	26.9	33.9	33.6	37.9	15.9	16.2
Cs	1	1	0.2	2.1	12.3	1	0.9	1.5	0.3
Ga	14.4	14.9	18.4	18.8	16.1	18.4	17.5	16.6	17.5
Hf	2.6	2.6	3.4	2.3	3	4.1	4.2	2.1	4.3
Nb	4.4	4.3	17.1	11.4	6.1	7.2	8.2	7.3	8.4
Rb	14.3	14.5	30.4	17.7	33.4	19.3	15.1	45.3	62.9
Sn	1	1	1	1	1	2	2	1	1
Sr	553.2	568.4	1157.4	752.9	927.4	857.6	893.6	824.9	536.2
Ta	0.3	0.3	0.9	0.8	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5
Th	1.8	1.8	3.6	1.1	1.6	1.7	2	3.2	8.8
U	0.6	0.5	0.9	0.4	0.4	0.6	0.7	1	3.2
V	198	199	293	214	216	223	240	122	173
W	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	1.2
Zr	112.3	115.3	130.8	86.7	125.1	141.2	169.3	70.5	156.7
Y	19.8	20.4	15.5	18.4	23.1	26.3	28.8	7.3	16.3
Mo	1.5	0.4	0.3	0.7	0.6	0.8	1	0.5	0.8
Cu	88.4	63.5	333.1	42.9	66.2	76.3	96.6	6.2	78.2
Pb	11.6	43.3	5.2	1.5	3.4	2.3	4.4	17.8	3.3
Zn	31	66	54	41	58	51	60	135	109
Ni	18.9	55.5	45.8	26.5	27.9	27.2	25.9	16.4	24.6

\* LOI در محاسبات مد نظر قرار گرفته و نتایج ارائه شده در اینجا نیز نتایج پس از تصحیح LOI می‌باشد. ولی صرفاً

جهت اطلاع، مقدار LOI اولیه در اینجا به صورت ردیف جداگانه ارائه شده است.

ادامه جدول ۲-۴

No.Sample	Km 30/1 مونزونیت	Km 36/1 مونزونیت	Km 22/2 مونزونیت	Km 12/2 مونزونیت	Km 45 مونزونیت	Km 18/3 گرانودیوریت	Km 23/1/2 مونزونیت	Km 44/1 مونزونیت	Km 23/3 گرانیت
<b>Major oxides(Wt%)</b>									
SiO <sub>2</sub>	57.41	57.51	59.87	60.48	60.71	60.73	60.85	62.14	62.65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.78	17.12	15.77	16.42	15.78	16.1	16.38	15.39	15.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.53	7.19	5.18	5.95	5.06	5.1	4.48	4.51	3.77
MgO	4.57	3.22	2.48	2.09	2.86	2.01	2.75	2.3	1.58
CaO	2.67	6.35	3.09	3.29	4.75	3.35	2.22	3.44	3.32
Na <sub>2</sub> O	5.94	3.38	4.09	4.97	4.06	5.03	6.08	3.71	4.91
K <sub>2</sub> O	2.25	3.12	4.45	3.35	4.25	2.12	2.57	5	2.94
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.64	0.57	0.78	0.49	0.6	0.45	0.5	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.25	0.27	0.16	0.35	0.27	0.27	0.25	0.24	0.18
MnO	0.09	0.13	0.12	0.16	0.09	0.09	0.09	0.07	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.005	0.005	0.005	0.004	0.012	0.005	0.003	0.009	0.004
Sum	96.025	98.935	95.785	97.844	98.33	95.40	96.123	97.309	95.514
L.O.I	3.93	0.86	4.56	2.03	1.44	5.07	3.99	2.7	4.94
<b>Trace elements(ppm)</b>									
Sc	12	16	12	10	11	7	7	10	5
Ba	391	447	568	609	558	141	461	553	518
Be	1	1	2	3	3	3	1	3	1
Co	15.6	17.9	10.9	8.9	14.1	7.6	10.6	9.4	9.6
Cs	1.1	3.4	1.9	0.8	1.1	0.7	1.5	0.8	1.8
Ga	16.6	16.9	15.4	19.5	17.6	20	16.6	16.2	16.6
Hf	2.1	3.7	5.1	5.4	4.3	4.9	2.8	5.9	2.5
Nb	7	7.6	10	20.4	7.6	16.8	9.3	12.2	10.1
Rb	36.6	80.7	99.7	79.6	100.2	66.7	43.6	114.8	60.7
Sn	1	1	1	2	1	2	1	1	1
Sr	824	840.4	342.2	853.2	912.2	434.6	580.9	755.1	343.6
Ta	0.4	0.5	0.7	1.1	0.5	1	0.6	1	0.7
Th	2.7	8.5	11.3	10.2	9.1	8.2	4.1	15.3	4.5
U	0.9	2.8	3.1	3.2	2.9	2.5	1.2	4.5	1.3
V	145	195	111	94	133	81	98	113	76
W	0.5	1.3	1.5	1.1	1.5	1	0.5	2.4	0.6
Zr	72.5	128	188.4	217.3	142.4	176.5	99.1	204.5	88.5
Y	7.7	15.7	17.7	20.3	13.9	16.4	7.6	14.5	7.9
Mo	0.5	1.3	1.7	0.6	1.3	1	0.4	1.5	0.2
Cu	24.5	114.5	49.5	7.9	45.5	2.5	57.7	88.4	139.7
Pb	10.9	4	1.7	22.6	5.7	1.5	4.7	11.6	1.8
Zn	51	29	51	99	14	50	74	31	77
Ni	17.8	8.3	8.3	4.9	17	5.8	11.9	18.9	10.4

ادامه جدول ۲-۴

No.Sample	Km 19/3 گرانیت	Km 004 گرانیت	Km 38 گرانیت	Km 39 گرانیت
<b>Major oxides(Wt%)</b>				
<b>SiO<sub>2</sub></b>	62.81	63.63	65.11	67.96
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	16.08	15.98	15.51	15.73
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4.3	3.68	4.69	2.81
<b>MgO</b>	1.94	1.09	2.08	1.89
<b>CaO</b>	1.96	3.46	2.09	1.08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.81	4.44	3.78	3.4
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.76	3.19	3.84	4.2
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.48	0.42	0.46	0.48
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.13	0.19	0.21	0.23
<b>MnO</b>	0.06	0.07	0.06	0.03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.007	0.004	0.005	0.005
<b>Sum</b>	96.337	96.154	97.835	97.815
<b>L.O.I</b>	3.9	4.34	2.09	2.05
<b>Trace elements(ppm)</b>				
<b>Sc</b>	9	5	7	7
<b>Ba</b>	455	835	558	440
<b>Be</b>	1	2	1	2
<b>Co</b>	6.7	5.3	5.6	5.7
<b>Cs</b>	1.8	1.3	3	3.3
<b>Ga</b>	15.5	18.6	15.7	16.2
<b>Hf</b>	5.7	4.4	3.9	4
<b>Nb</b>	10.6	13.7	11.5	12.7
<b>Rb</b>	102.2	84.9	105.6	116.3
<b>Sn</b>	1	1	2	3
<b>Sr</b>	168.2	709.4	545.5	371
<b>Ta</b>	0.8	0.8	1	1.1
<b>Th</b>	12.1	7.4	11.5	13.4
<b>U</b>	3.5	2.5	2.2	1.5
<b>V</b>	79	47	87	90
<b>W</b>	2	0.8	2.8	5.2
<b>Zr</b>	199	175.3	129.8	134.8
<b>Y</b>	17.3	10.7	11.3	10.2
<b>Mo</b>	0.8	0.3	0.4	0.3
<b>Cu</b>	20.2	1.7	218.8	180
<b>Pb</b>	1.4	1.5	6.4	2.8
<b>Zn</b>	50	40	44	33
<b>Ni</b>	12.5	4.7	15.8	13.5

جدول ۳-۴ نتایج تجزیه شیمیایی مقادیر کانیهای نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه

No.Sample	Km 12/1 گابرو	Km 9/1 گابرو	Km2 گابرو	Km 016 گابرو	Km 24/3 گابرو	Km 24/4 گابرو	Km 23/1 گابرو	Km 31 مونزونیت	Km 43 مونزونیت
	<b>Norm(CIPW)</b>								
<b>Q</b>	0	0	0	0	0	0	0	3.253	4.605
<b>Or</b>	5.555	5.673	10.519	6.087	7.564	4.55	3.309	14.656	21.748
<b>Ab</b>	21.239	21.324	31.575	30.008	30.12	38.24	39.432	49.078	40.532
<b>An</b>	26.776	26.372	15.605	28.326	27.82	23.60	19.176	11.225	10.523
<b>Ne</b>	0	0	3.247	2.034	0	0	0	0	0
<b>C</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Di</b>	24.232	24.393	12.403	9.82	7.278	4.113	6.687	7.431	3.499
<b>Wo</b>	3.298	3.249	0	0	0	0	0	0	0
<b>Hy</b>	0	0	0	0	4.117	3.858	6.605	1.586	6.647
<b>Ol</b>	0	0	8.678	9.028	5.328	7.55	6.43	0	0
<b>Il</b>	0.428	0.428	0.364	0.278	0.321	0.513	0.62	0.193	0.342
<b>Tn</b>	1.45	1.892	0	0	3.415	3.559	3.814	1.003	1.055
<b>Pf</b>	0.416	0.092	2.16	1.743	0	0	0	0	0
<b>Ru</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ap</b>	0.521	0.521	2.108	0.663	0.521	0.592	0.616	0.568	0.829

ادامه جدول ۳-۴

No.Sample	Km 30/1 مونزونیت	Km 36/1 مونزونیت	Km 22/2 مونزونیت	Km 12/2 مونزونیت	Km 45 مونزونیت	Km 18/3 گرانودیوریت	Km 23/1/2 مونزونیت	Km 44/1 مونزونیت	Km 23/3 گرانیت
	<b>Norm(CIPW)</b>								
<b>Q</b>	2.419	9.864	9.777	9.882	9.204	13.94	7.497	12.365	14.557
<b>Or</b>	13.297	18.438	26.298	19.797	25.11	12.52	15.188	29.548	17.374
<b>Ab</b>	50.263	28.601	34.608	42.055	34.35	42.56	51.447	31.393	41.547
<b>An</b>	11.613	22.326	11.527	12.6	12.28	14.85	9.381	10.572	12.143
<b>Ne</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>C</b>	0.317	0	0	0	0	0.086	0.158	0	0
<b>Di</b>	0	4.432	0.967	0	6.358	0	0	2.693	1.868
<b>Wo</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Hy</b>	11.383	5.966	5.729	5.206	4.176	5.006	6.85	4.481	3.07
<b>Ol</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Il</b>	0.193	0.278	0.257	0.342	0.193	0.193	0.193	0.15	0.235
<b>Tn</b>	0	1.212	1.068	1.012	0.954	0	0	1.034	0.531
<b>Pf</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>Ru</b>	0.429	0	0	0.188	0	0.499	0.349	0	0
<b>Ap</b>	2.419	9.864	9.777	9.882	9.204	13.94	7.497	12.365	14.557

ادامه جدول ۳-۴

No.Sample	Km 19/3 گرانیت	Km 004 گرانیت	Km 38 گرانیت	Km 39 گرانیت
Norm(CIPW)				
<b>Q</b>	15.706	17.453	21.44	27.626
<b>Or</b>	28.13	18.852	22.693	24.821
<b>Ab</b>	32.239	37.57	31.985	28.77
<b>An</b>	8.875	14.251	8.997	3.855
<b>Ne</b>	0	0	0	0
<b>C</b>	1.407	0	1.838	4.177
<b>Di</b>	0	0.378	0	0
<b>Wo</b>	0	0	0	0
<b>Hy</b>	4.832	2.54	5.181	4.708
<b>Ol</b>	0	0	0	0
<b>Il</b>	0.128	0.15	0.128	0.064
<b>Tn</b>	0	0.838	0	0
<b>Pf</b>	0	0	0	0
<b>Ru</b>	0.413	0	0.393	0.446
<b>Ap</b>	0.308	0.45	0.497	0.545

جدول ۴-۴ نتایج تجزیه شیمیایی مقادیر عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد مطالعه

No.Sample	Km 12/1 گابرو	Km 9/1 گابرو	Km2 گابرو	Km 016 گابرو	Km 24/3 گابرو	Km 24/4 گابرو	Km 23/1 گابرو	Km 31 مونزونیت	Km 43 مونزونیت
Rare earth elements(ppm)									
<b>La</b>	10.9	10.9	27.8	11.5	9.2	11.9	12.1	15	28.6
<b>Ce</b>	24.7	25.2	60.1	25.5	24	26.4	29.7	28.8	55.7
<b>Pr</b>	3.64	3.69	8.49	3.51	3.42	3.87	4.42	3.69	6.99
<b>Nd</b>	16.2	17.1	36.3	15.1	15.2	18	21.2	14.6	28.1
<b>Sm</b>	3.68	3.66	6.48	3.54	3.95	4.37	5.13	2.32	5.17
<b>Eu</b>	1.23	1.23	1.88	1.29	1.36	1.5	1.72	0.68	1.52
<b>Gd</b>	3.76	3.7	5.51	3.65	4.27	4.74	5.6	1.96	4.52
<b>Tb</b>	0.54	0.53	0.56	0.52	0.77	0.7	0.85	0.21	0.48
<b>Dy</b>	3.72	3.78	3.57	3.43	4.49	4.85	5.7	1.38	3.1
<b>Ho</b>	0.78	0.76	0.62	0.69	0.84	1	1.2	0.27	0.59
<b>Er</b>	2.28	2.22	1.71	1.9	2.41	2.8	3.34	0.81	1.63
<b>Tm</b>	0.34	0.32	0.23	0.27	0.38	0.41	0.5	0.11	0.25
<b>Yb</b>	2.11	2.17	1.48	1.72	2.31	2.59	3.07	0.75	1.68
<b>Lu</b>	0.31	0.32	0.22	0.27	0.35	0.4	0.47	0.12	0.25



ادامه جدول ۴-۴

No.Sample	Km 30/1 مونزونیت	Km 36/1 مونزونیت	Km 22/2 مونزونیت	Km 12/2 مونزونیت	Km 45 مونزونیت	Km 18/3 گرانودیوریت	Km 23/1/2 مونزونیت	Km 44/1 مونزونیت	Km 23/3 گرانیت
<b>Rare earth elements(ppm)</b>									
La	14.8	20.7	22.2	36.4	24.3	30.7	15.4	29.5	20.1
Ce	28.5	41	43.5	70.6	46.8	61.7	30.7	56.7	38.6
Pr	3.68	5.4	5.54	8.83	5.71	7.4	3.9	6.78	4.58
Nd	13.9	21.5	21.4	35.7	22.3	27.9	15.2	24.4	15.8
Sm	2.54	4.24	4.12	6.5	3.89	5.27	2.67	4.23	2.52
Eu	0.84	1.15	0.99	1.88	1.08	1.38	0.73	1.05	0.67
Gd	2.26	3.79	3.95	5.95	3.24	4.43	2.18	3.59	2.1
Tb	0.26	0.46	0.48	0.67	0.39	0.52	0.25	0.41	0.23
Dy	1.66	3.04	3.41	4.28	2.63	3.02	1.55	2.61	1.45
Ho	0.34	0.62	0.68	0.79	0.49	0.59	0.31	0.54	0.3
Er	0.91	1.83	2.01	2.29	1.35	1.55	0.88	1.58	0.77
Tm	0.13	0.28	0.32	0.33	0.21	0.23	0.13	0.25	0.12
Yb	0.83	1.82	2.15	2.19	1.41	1.56	0.87	1.67	0.79
Lu	0.13	0.29	0.33	0.34	0.22	0.23	0.13	0.26	0.13

ادامه جدول ۴-۴

No.Sample	Km 19/3 گرانیت	Km 004 گرانیت	Km 38 گرانیت	Km 39 گرانیت
<b>Rare earth elements(ppm)</b>				
La	22.9	28.6	30.2	20.9
Ce	44.4	54.8	55.6	36.5
Pr	5.7	6.57	6.52	4.34
Nd	21.6	25.5	23.5	15.4
Sm	4.12	4.39	3.71	2.6
Eu	0.94	1.24	0.92	0.79
Gd	3.72	3.57	3.09	2.19
Tb	0.48	0.38	0.34	0.3
Dy	3.23	2.27	2.22	1.85
Ho	0.66	0.41	0.41	0.36
Er	1.91	1.07	1.24	1
Tm	0.3	0.17	0.17	0.15
Yb	2.03	1.07	1.18	1
Lu	0.33	0.15	0.18	0.16

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، OI: البوین، Il: ایلمنیت، Tn: تیتانیت، Pf: پروفسکیت، Ru: روتیل و Ap: آپاتیت.

#### ۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

روابط ژئوشیمیایی سنگ‌ها و نتیجه‌گیری صحیح بر مبنای این روابط، به صحت و دقت داده‌های ژئوشیمیایی وابسته است. هر چند در طی آماده سازی نمونه‌ها و تجزیه شیمیایی آنها، منابع و فرایندهایی موجب بروز خطاهایی می‌شود که عملاً به صفر رساندن آنها غیر ممکن است. لیکن آگاهی از این عوامل و به حداقل رساندن آنها، می‌تواند در ارائه تفسیر و اظهار نظر صحیح محقق تأثیر بسزایی داشته باشد. مهم ترین این فرایندها به نقل از رولینسون<sup>۱</sup> (۱۹۹۳)، عبارتند از:

۱- آلاینش در خلال پودرکردن، ۲- آلاینش در طبیعت، ۳- خطاهای ناشی از کالیبراسیون و ۴- خطاهای ناشی از همپوشی پیک‌ها.

#### ۳-۴- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی و پردازش آنها، تغییرات و تصحیحات مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  باید بر روی آنها صورت گیرد.

#### ۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی

نتایج حاصل از تجزیه‌های شیمیایی، بصورت مقادیر عناصر اصلی و کمیاب ارائه می‌شوند و می‌توان از داده‌های عناصر اصلی در رده‌بندی سنگها و از داده‌های عناصر اصلی به همراه عناصر کمیاب و کمیاب خاکی، جهت ترسیم نمودارهای تغییرات، عنکبوتی، تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگها استفاده کرد.

---

1 - Rollinson

مهم‌ترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، طبقه بندی و نامگذاری سنگهای آذرین است. جهت رده‌بندی و نامگذاری سنگهای مورد مطالعه بر اساس مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، از رده-بندی نورماتیو و رده‌بندی شیمیایی استفاده شده است.

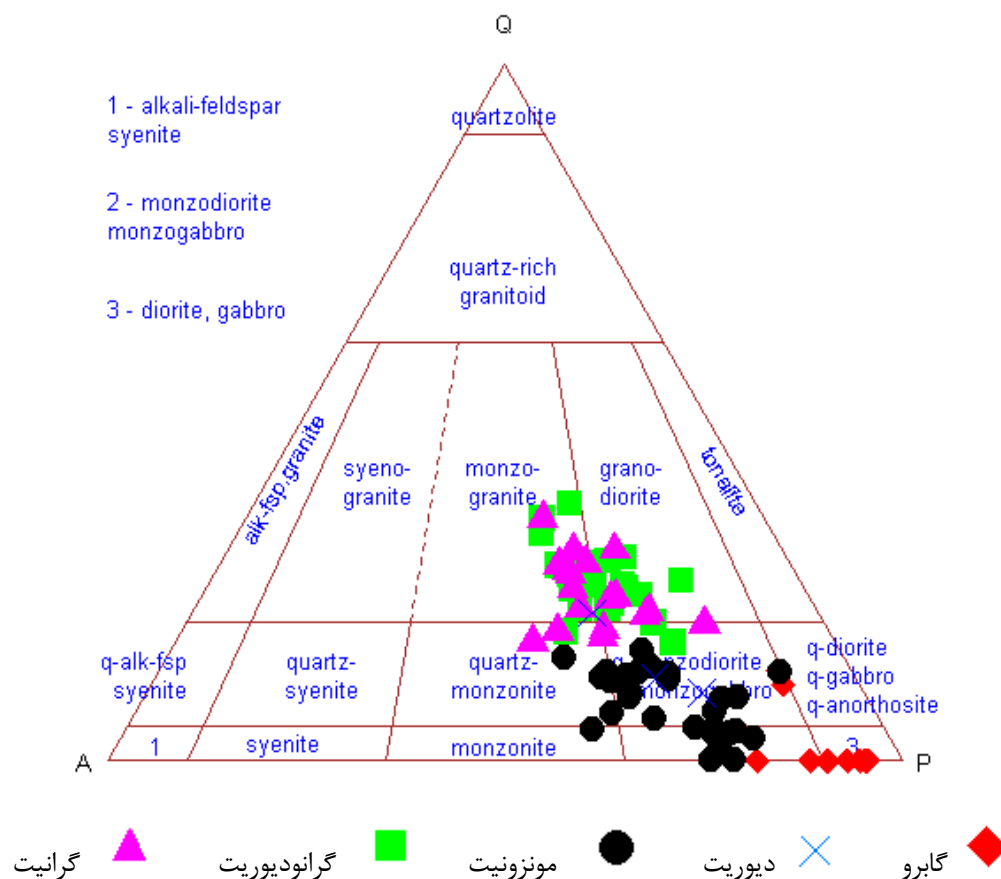
#### ۴-۵- رده بندی نورماتیو

نورم روشی است که در آن بر مبنای نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها، کانیهای مجازی آنها ساخته می‌شود. سپس از مقادیر کانیهای ساخته شده در نامگذاری سنگها، به روشهای مختلف استفاده می‌شود. کانیهای نورماتیو در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق و درصد آنورتیت و . . . نیز مورد استفاده قرار می‌گیرند. محاسبه کانیهای نورماتیو برای نمونه‌های مورد مطالعه به روش CIPW و به کمک نرم افزار GCDKIT انجام گرفته است.

#### ۴-۶- رده بندی نورماتیو با استفاده از نمودار اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

در این روش از نمودار QAP استفاده شده است. اگرچه این روش براساس مقادیر مدال کانیهای روشن اصلی طراحی شده است ولی با انجام اصلاحاتی می‌توان از نتایج آنالیز شیمی استفاده کرد. ابتدا مقادیر نورماتیو ارتوز، کوارتز، آلبیت و آنورتیت را محاسبه می‌کنیم و پس از انجام اصلاحات مورد نیاز، از آنها استفاده می‌نماییم.

نمونه‌های مورد مطالعه همراه با نمونه‌های اکتباس شده از کهنسال (۱۳۷۷) و قربانی (۱۳۸۴) در محدوده‌های ترکیبی گابرو، مونزوگابرو، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت واقع می‌شوند که با مطالعات پتروگرافی سازگار است (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن از اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹).

#### ۴-۷- رده بندی شیمیایی

در اغلب طبقه بندیهای شیمیایی، درصد تعدادی از اکسیدها که در ساخت کانیهای اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می گیرند. طبقه بندیهای معمول برای سنگها، بر اساس نمودارهایی صورت می گیرد که در آنها دو یا چند اکسید اصلی در برابر یکدیگر قرار می گیرند. یکی از مهم ترین این نوع نمودارها، نمودار رده بندی  $(Na_2O+K_2O)$  در مقابل  $SiO_2$  است که توسط پژوهشگران متعددی نظیر کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴ و ۱۹۸۵)، دولاروش (۱۹۸۰) و ... استفاده شده است. البته محدوده های تعریف شده برای سنگها، ممکن است اندکی متفاوت باشد. برخی از نمودارها نیز بر مبنای میلی کاتیون بعضی از عناصر و پارامترهای تعریف شده بر اساس آنها

استوار است که از آن جمله می‌توان به نمودارهای P-Q (دبون و لوفور، ۱۹۸۳) و R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (دولاروش، ۱۹۸۰) اشاره کرد.

#### ۴-۷-۱- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (کاکس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۷۹)

در این نمودار، مجموع درصد وزنی Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> ترسیم می‌گردد. وجود خط جدا کننده محدوده آلكالی از ساب آلكالی از ویژگیهای این نمودار است. سنگ‌های درونی مورد مطالعه بر اساس این نمودار، در محدوده ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۲-الف) که با شواهد پتروگرافی سازگار است.

#### ۴-۷-۲- نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> (میدلموست<sup>۲</sup>، ۱۹۸۵)

این نمودار نیز بر اساس مقادیر Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در مقابل درصد وزنی SiO<sub>2</sub> ترسیم شده است (شکل ۴-۲-ب). سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بر اساس این نمودار، گابرو، گابرودیوریت، مونزوگابرو، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند.

#### ۴-۷-۳- نمودار R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> دولاروش<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۸۰)

در این طبقه بندی از پارامترهای R<sub>1</sub> و R<sub>2</sub> استفاده می‌شود که توسط معادلات زیر محاسبه می‌گردند:

$$R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$$

$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

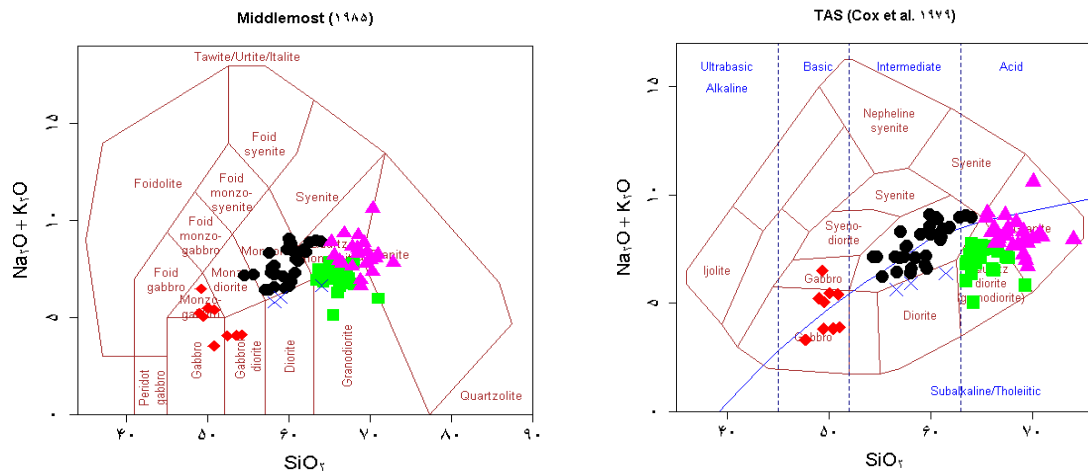
مقادیر هر یک از عناصر در روابط فوق بر حسب میلی کاتیون بیان می‌شود. بر اساس نمودار R<sub>1</sub> و R<sub>2</sub> (شکل ۴-۲-ج)، سنگ‌های درونی مورد مطالعه در محدوده ترکیبی آلكالی گابرو، سینیوگابرو، گابرودیوریت، مونزوادیوریت، کوارتزمونزونیت، سینیودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. چنانکه در بالا مشاهده می‌شود با توجه به نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از روش‌های مختلف، نتایج تقریباً مشابهی را به نمایش می‌گذارند.

1 -Cox

2 -Middlemost

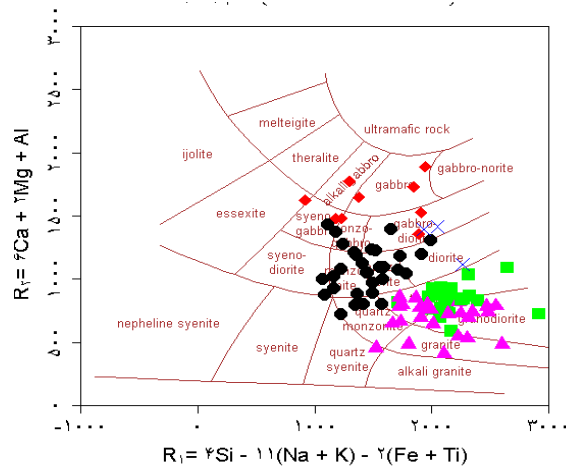
3 - De La Roche

بدین ترتیب سنگهای مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزونیت، کوارتزمونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند که با شواهد پتروگرافی سازگار است.



ب

الف



ج

شکل ۴-۲ - الف - نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) - ب - نمودار  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  -  $\text{SiO}_2$  (میدلموست، ۱۹۸۵)، ج - نمودار رده بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) جهت نامگذاری سنگهای آذرین درونی نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۸- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

با استفاده از نمودارهای تغییرات می‌توان روابط ژئوشیمیایی و پترولوژیکی بین سنگهای موجود در یک منطقه را تعیین کرد. تغییرات مشاهده شده در این نمودارها از فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی یا آرایش و هضم پوسته‌ای ناشی می‌شوند (ویلسون<sup>۱</sup>، ۱۹۸۹). همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگها به یکدیگر و منشأ آنها استفاده می‌شود. در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات باید جانب احتیاط را رعایت نمود. چون ممکن است در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت، روندهای مشابهی مشاهده شود. به منظور بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل  $\text{SiO}_2$  (هارکر، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر در مقابل شاخص تفریق و شاخص انجماد اشاره کرد. این نمودارها، تحول ماگما را از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

#### ۴-۹- نمودارهای درصد اکسید - درصد سیلیس (هارکر<sup>۲</sup>، ۱۹۰۹)

این نمودارها روند تحول ماگما را نشان می‌دهند. روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع روندها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آنها باشد. مشروط بر آنکه نمونه برداری به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد.

در محور X این نمودارها، اکسید عنصری به کار می‌رود که دارای دامنه تغییرات زیادی باشد و یا یک فرایند ژئوشیمیایی خاص را نشان دهد. در نمودارهای هارکر این اکسید،  $\text{SiO}_2$  است و اکسیدهای عناصر دیگر در محور Y قرار می‌گیرند. حال با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در

---

1 -Wilson  
2- Harrker

برابر  $\text{SiO}_2$  (شکل ۴-۳) ، به بررسی روند تغییرات و منشأ سنگهای مورد مطالعه در این نمودارها می‌پردازیم.

در نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) در صورت قرابت و خویشاوندی ماگمای اولیه و همچنین اعمال ذوب بخشی و یا تفریق بایستی مقادیر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  کاهش و  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش یابند در غیر اینصورت یا خویشاوندی بین نمونه‌ها وجود ندارد و یا تغییرات ثانویه علت این امر شده است که باید آنرا پیدا کرد. لازم به ذکر است که هر روند خطی ایجاد شده در نمودارهای هارکر، نتیجه تشکیل سنگها از یک ماگمای والد و بر اثر پدیده تفریق نمی‌باشد و پدیده‌های دیگر نظیر ذوب بخشی و ... نیز می‌تواند در ایجاد این روندها مؤثر باشند.

با توجه به نمودارهای هارکر (۱۹۰۹) ترسم شده برای نمونه‌های مورد مطالعه (به غیر از گابروها) بعضی از اکسیدهای عناصر اصلی نظیر  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{TiO}_2$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  تغییرات نزولی محسوسی نشان می‌دهند. این تغییرات با تبلور کانیه‌های مافیک (اوژیت، هورنبلند سبز یا قهوه‌ای، بیوتیت، مگنتیت، تیتانومگنتیت، اسفن و پلاژیوکلازها) توجیه پذیر است.

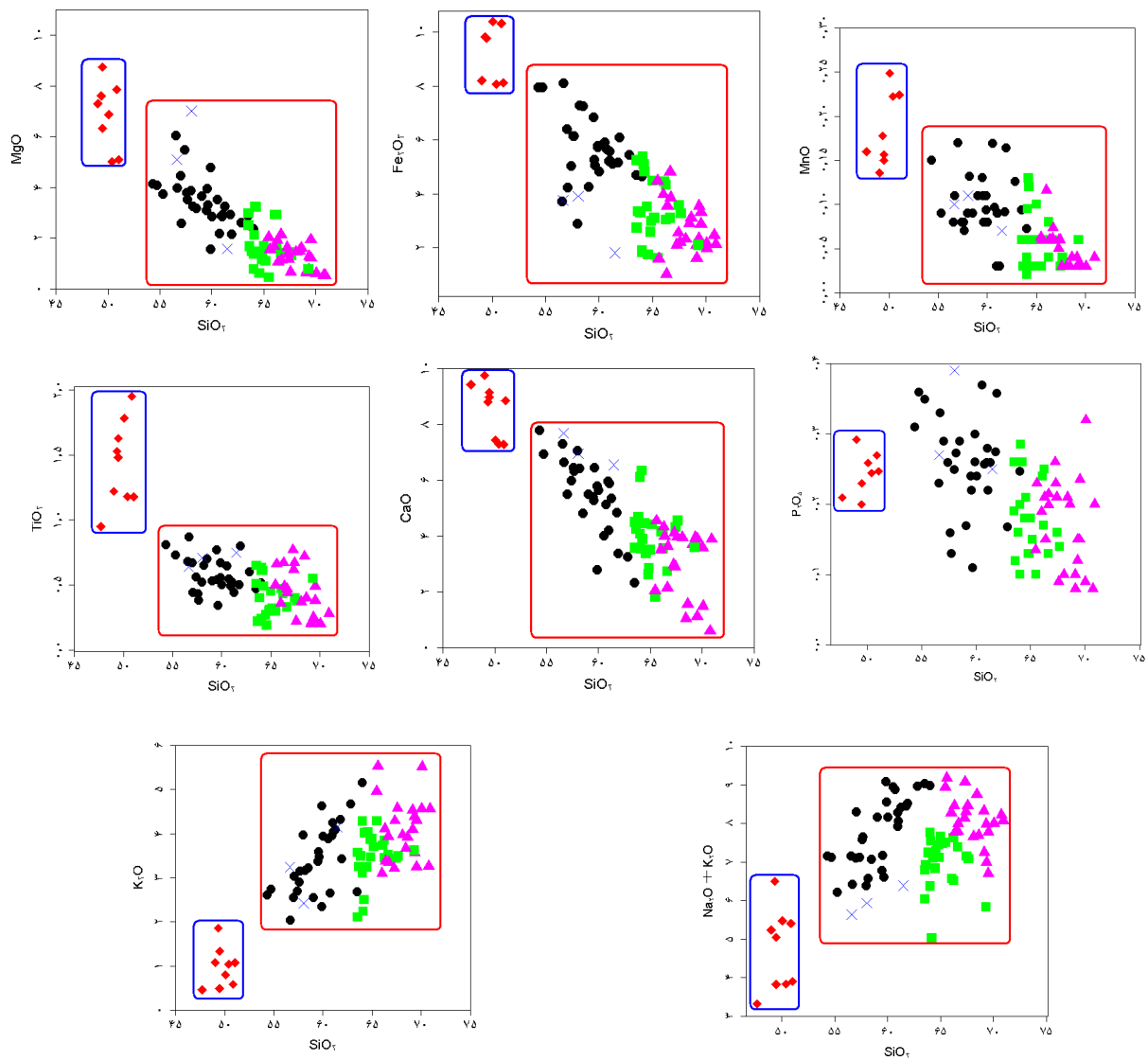
$\text{K}_2\text{O}$  و مجموع  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  افزایش می‌یابند که این امر با تبلور فلدسپارهای پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیکتر و تفریق یافتگی بیشتر ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه، مطابقت دارد.

با توجه به نمودارهای هارکر، بین نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه و سایر سنگ‌ها یک وقفه ترکیبی وجود دارد که در بیشتر نمودارها به وضوح قابل رویت است. ترکیبات گابرویی طیف ترکیبی محدودی (با دامنه تغییر ۵ درصدی  $\text{SiO}_2$ ) را به خود اختصاص می‌دهند. در مقاطع میکروسکوپی نیز از تنوع ترکیبی قابل توجهی برخوردار نیستند. با این وجود با افزایش  $\text{SiO}_2$  تغییرات اندکی در برخی عناصر مشاهده می‌شوند. مثل کاهش  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  و ... از طرف دیگر سایر ترکیبات سنگی که گرانیته‌ها، گرانودیوریت‌ها، و مونزونیت‌ها و یا معادل‌های نیمه عمیق آنها را شامل می‌شوند در بیشتر نمودارها طیف ترکیبی تقریباً پیوسته‌ای را نشان می‌دهند که مبین ارتباط ژنتیکی بین آنها است.



در برخی نمودارها نظیر  $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$  کلیه ترکیبات سنگی در یک راستا واقع می‌شوند و از روند یکسانی برخوردار هستند این امر نشان می‌دهد که تمام گروههای سنگی دارای ارتباط ژنتیکی نزدیکی با هم دیگر می‌باشند. بطور معمول انتظار داریم ترکیبات حدواسط و اسیدی از تبلور تفریقی و تحول ماگماهای مافیک‌تر سازنده گابروها حاصل شده باشند. اما مشاهدات صحرایی نشان می‌دهند که دایکهای گابرویی و میکروگابرویی (در مجاورت معدن مس چاه موسی)، سنگهای مونزونیتی را قطع می‌کنند. پس نتیجه می‌گیریم که این سنگهای گابرویی به واسطه ایجاد شکستگی‌های عمیق و راهیابی ماگما از اطاقهای ماگمایی واقع در اعماق به نزدیک سطح زمین راه پیدا کرده‌اند و در واقع معرف بخش‌های تفریق نیافته یا ماگمای اولیه سازنده سنگهای مورد نظر می‌باشد.

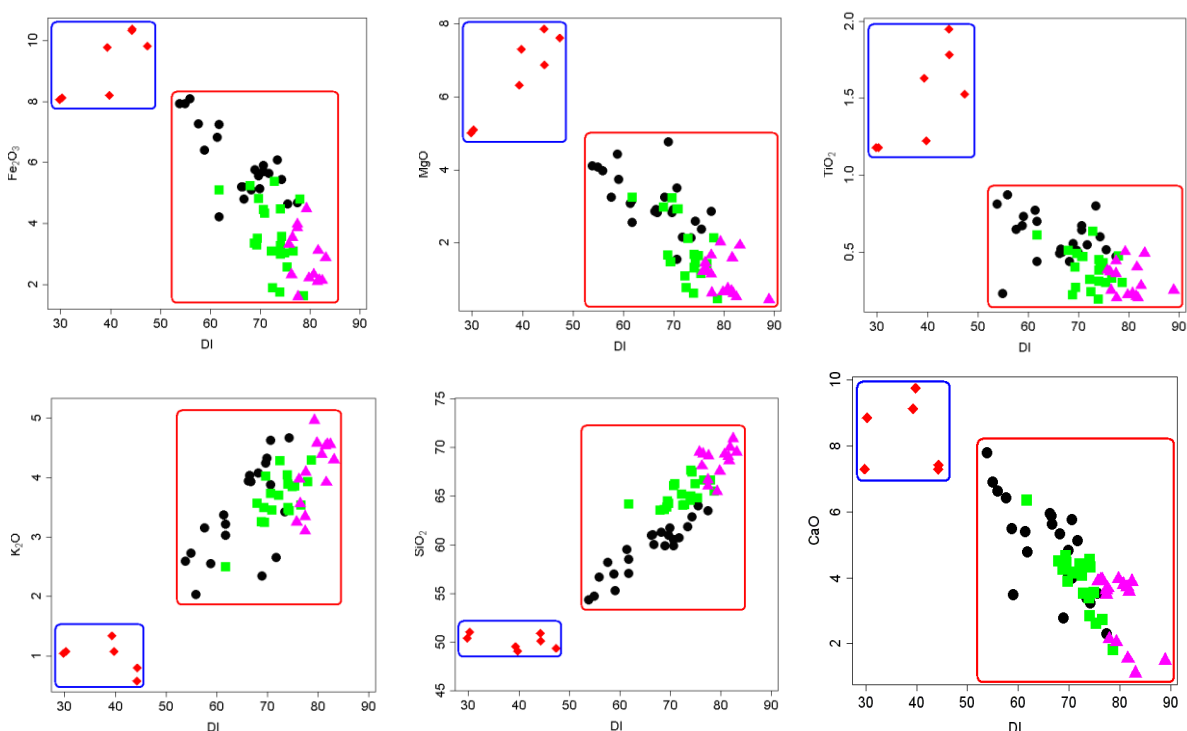
لذا ماگمای مادر دارای ترکیب بازالتی بوده است که می‌تواند در اثر جایگزینی در پوسته و ذوب بخشی پوسته، از پتاسیم، سدیم، آب و ... غنی شده باشد و به یک ماگمای آندزیتی غنی از پتاسیم تحول پیدا کرده باشد. تفریق چنین ماگمایی می‌تواند سنگهای مونزونیتی، گرانودیوریتی و یا معادل‌های نیمه عمیق آنها را به وجود آورد. این شواهد توسط نمودارهای ضریب تفریق نیز تایید می‌گردد.



شکل ۳-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  (هارکر ۱۹۰۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در برابر ضریب تفریق

ضریب تفریق برابر است با مجموع درصد کانیهای روشن نورماتیو حاصل از محاسبه نورم که با فرمول  $DI = Q + Or + Pl + Ne + Luc$  تعریف می‌شود. همانطور که از نمودارهای ارائه شده در شکل (شکل ۴-۴) مشهود است، با افزایش شاخص تفریق، مقادیر  $Fe_2O_3, TiO_2, CaO$  و  $MgO$  کاهش و مقدار  $K_2O$  افزایش می‌یابد. این روندها با روند تفریق کاملاً سازگار است.



شکل ۴-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل ضریب تفریق برای نمونه‌های مورد مطالعه.

ضریب تفریق بر این عقیده ساده پتروژنتیک استوار است که در طول فرایند تبلور ماگما، سیستم مایع باقیمانده از کانیهای غنی خواهد شد که در درجه حرارتهای پایین تر شروع به تبلور خواهند نمود. به عبارت دیگر، میزان این ضریب شاخصی از میزان تأثیر فرایند تفریق بلورین بر ماگمای اولیه است که در نهایت موجب تحوّل ماگمای بازالتی می‌گردد. تغییرات  $SiO_2$  تنها نشاندهنده میزان سیلیس نمونه‌ها است در حالیکه، ضریب تفریق اطلاعات بیشتری در مورد چگونگی تحولات ماگمایی ارائه

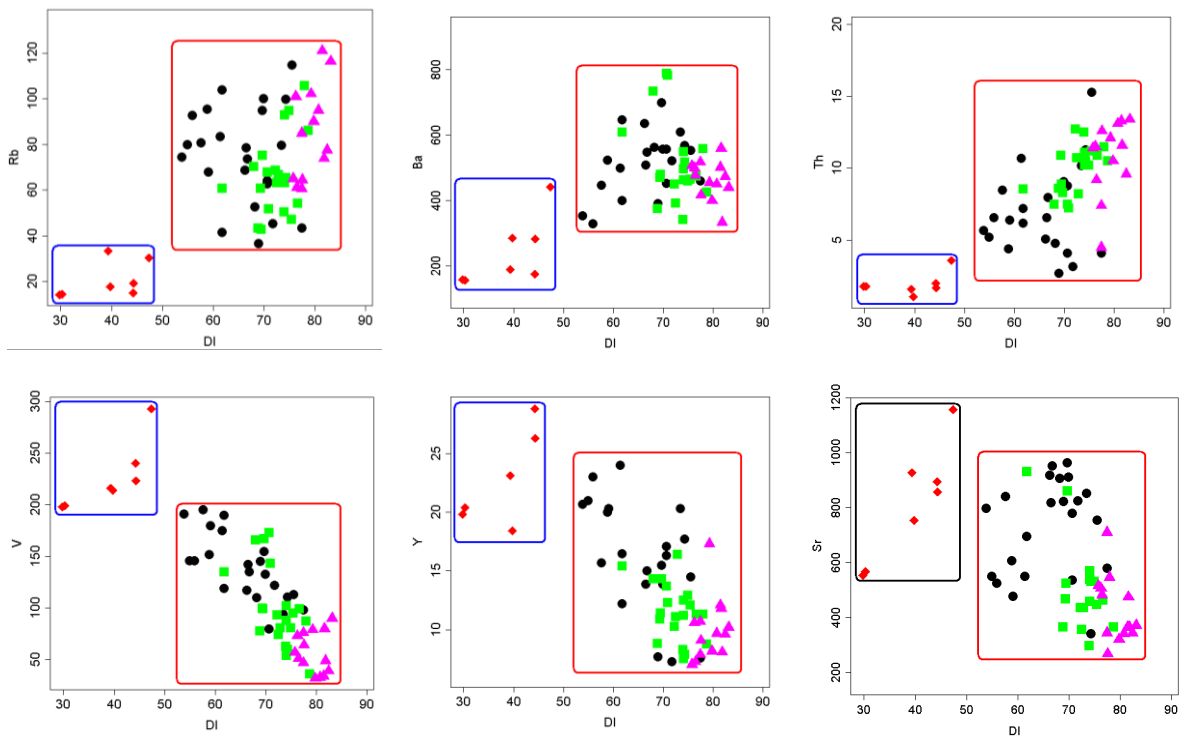
می‌دهد. در این نمودارها نیز، وقفه ترکیبی ذکر شده در مبحث قبلی که در بین نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه و سایر سنگها وجود دارد به وضوح قابل رؤیت است.

#### ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق نیز همانند نمودارهای فوق الذکر، روندهای معنی‌داری را نشان می‌دهند که این امر نشان دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگها با یکدیگر می‌باشد. حال با توجه به موارد ذکر شده، به بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق می‌پردازیم.

از نمودار عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق وقفه ترکیبی ذکر شده در مباحث قبلی به وضوح قابل مشاهده است. در این نمودارها نیز در بین سنگهای حدواسط تا اسیدی (مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت) و یا معادل‌های بیرونی آنها روندهایی به شرح ذیل مشاهده می‌شود (شکل ۴-۵).

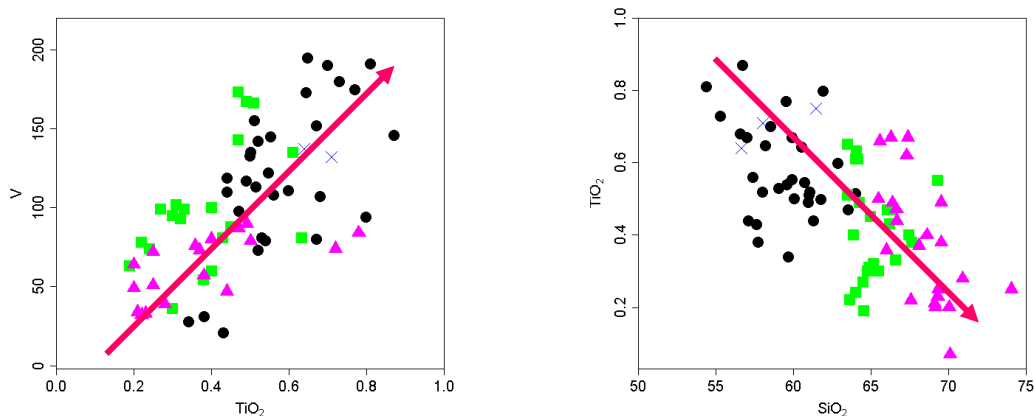
با افزایش مقدار ضریب تفریق Sr، V و Y کاهش می‌یابند. در مقابل Ba، Rb و Th افزایش می‌یابند. این تغییرات با روند متعارف تفریق و کاهش کانی‌های مافیک و همچنین افزایش کانی‌های روشن سازگار است. معمولاً Ba، Rb و Th در فلدسپات‌ها تمرکز پیدا می‌کنند که در مراحل پایانی تفریق ماگما بر مقدار آنها افزوده می‌گردد و باعث تمرکز فزاینده این عناصر در ماگماهای تفریق یافته می‌شود. از طرف دیگر V و Y در کانیهای مافیک مثل بیوتیت، هورنبلند و اوژیت تمرکز پیدا می‌کنند و با افزایش روند تفریق مقدار این کانیها کاهش می‌یابد و در نتیجه فراوانی این عناصر نیز کاهش می‌یابد.



شکل ۴-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق برای نمونه‌های مورد مطالعه

#### ۴-۱۲- نمودارهای تغییرات $V-TiO_2$ و $TiO_2-SiO_2$ مک لیمور (۱۹۹۹)

از این نمودارها جهت تشخیص فرایند تفریق بلوری در سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. همانگونه که در نمودارها دیده می‌شود (شکل ۴-۶) الگوی نشان داده شده توسط نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$ ، با افزایش  $SiO_2$  روند خطی و نزولی را نشان می‌دهد و نمودار  $V$  در مقابل  $TiO_2$ ، روند خطی و صعودی را نشان می‌دهد که بیانگر الگوی فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، فرایند تبلور تفریقی می‌باشد.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات  $V-TiO_2$  و  $TiO_2-SiO_2$  مک لیمور (۱۹۹۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشاء و قرابت‌های ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردارند. در این نمودارها، فراوانی گروههایی از عناصر کمیاب ناسازگار بصورتی قانونمند شده‌اند که بتوانند برآوردی از فراوانی این عناصر در کره زمین اولیه باشند. نمودارهای عنکبوتی بر اساس الگوی ترکیب کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. این عناصر، عناصر خاکی نادر REE هستند. بطور کلی جهت بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب از ترکیب تخمینی گوشته اولیه، متئوریت‌های کندریتی و MORB اولیه استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). به نظر بسیاری از محققین، بهنجارسازی عناصر با مقادیر گوشته اولیه مبتنی بر ارقام تخمینی است نه ارقام حقیقی. لذا هنجار کردن با مقادیر کندریتی و MORB بر مقادیر گوشته اولیه ارجحیت دارد. نمودارهای عنکبوتی ممکن است تنها بر اساس عناصر خاکی نادر (REE) و یا بر اساس عناصر خاکی نادر به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند و با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری تعیین کرد.

#### ۴-۱۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

برای بهنجار کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از روش بهنجارسازی نسبت به کندریت ناکامورا<sup>۱</sup> (۱۹۷۴) استفاده شده است. چنانچه مشخص است، الگوی عناصر کمیاب سنگهای مورد مطالعه جز در موارد نادر، با یکدیگر هماهنگ و موازی می‌باشند. به عقیده ویلسون (۱۹۸۹) اگر یک مجموعه از سنگهای آذرین در اثر تحمل فرایندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، بطور ثابت و پیوسته تغییر کند. موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای منطقه نیز تأیید کننده این امر و نیز نتایج بدست آمده در

---

1- Nakamura

بخشهای قبلی بر منشاء واحد این سنگها دلالت دارد و تبلور تفریقی ساز و کار اصلی در تشکیل و تحول آنها است.

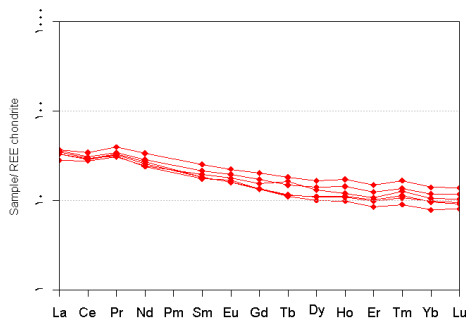
در نمودار گابروها عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند و دارای شیب ملایمی از سمت LREE به سمت MREE می‌باشد و از MREE به سمت HREE الگوی فراوانی عناصر خاکی نادر دارای شیب کم ولی محسوس می‌باشد. عناصر کمیاب خاکی سبک ۴ تا ۵ برابر غنی‌شدگی نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین نشان می‌دهند. به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (شکل ۴-۷).

در نمودارهای سنگهای حدواسط تا اسیدی (مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت) میزان عناصر کمیاب خاکی سبک تا ۱۰ برابر غنی‌شدگی نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین نشان می‌دهند. همچنین شیب منحنی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) در مقایسه با گابروها شیب بیشتری نشان می‌دهند که با تفریق یافتگی آنها سازگار است. همچنین گرانودیوریت‌ها از عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی‌تر شده‌اند که با تفریق هورنبلندسبز، بیوتیت و اوژیت از ماگمای مورد مطالعه سازگار است. از MREE به سمت HREE الگوی فراوانی عناصر خاکی نادر شیب بسیار ملایم و تقریباً یکنواخت نشان می‌دهند (شکل ۴-۷).

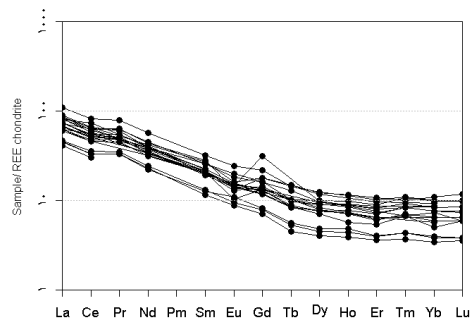
گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها و مونزونیت‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک غنی‌شدگی بیشتر و از عناصر کمیاب خاکی سنگین تهی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی عناصر (LREE) ناشی از آرایش پوسته‌ای و تهی‌شدگی از عناصر (MREE) حاصل تفریق یافتگی بیشتر گرانیت‌ها می‌باشد.

در نمودار کل ترکیبات سنگی مورد نظر از لحاظ عناصر کمیاب خاکی مورد مقایسه قرار گرفته‌اند و همه سنگهای مورد مطالعه از الگوی تقریباً یکنواختی برخوردار هستند. در نتیجه می‌توان گفت که

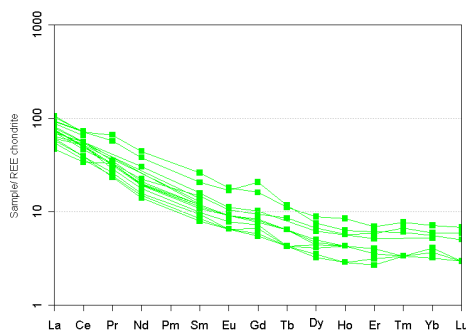
آنها تقریباً از ماگمای واحدی نشأت گرفته‌اند. اگرچه تغییر و تحولاتی نظر آرایش پوسته‌ای نیز در تحول آنها سهمیم بوده است. در نموداری که مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها را با هم مقایسه نموده‌ایم مشاهده می‌شود که هردو ترکیب سنگی دارای الگوی تقریباً یکسانی بوده و موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای مورد اشاره نیز تأیید کننده منشأ واحد این سنگها، و تبلور تفریقی، ساز و کار اصلی تشکیل و تحول آنها است.



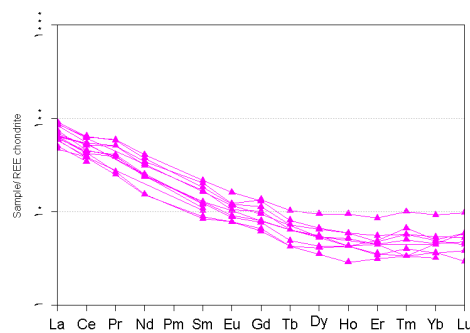
گابروها



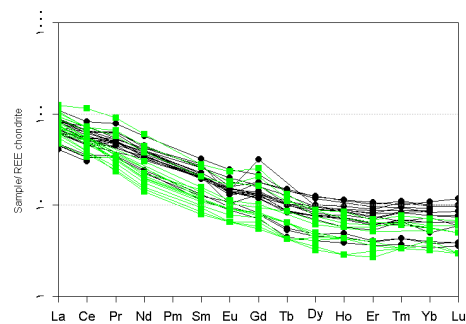
مونزونیت‌ها



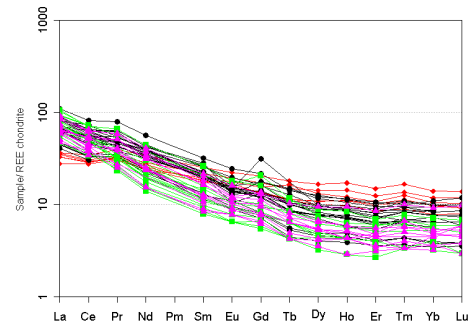
گرانودیوریت‌ها



گرانیت‌ها



مونزونیت‌ها - گرانودیوریت‌ها



ترکیب کل سنگ‌ها

شکل ۴-۷- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت ناکامورا (۱۹۷۴) برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.



#### ۴-۱۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

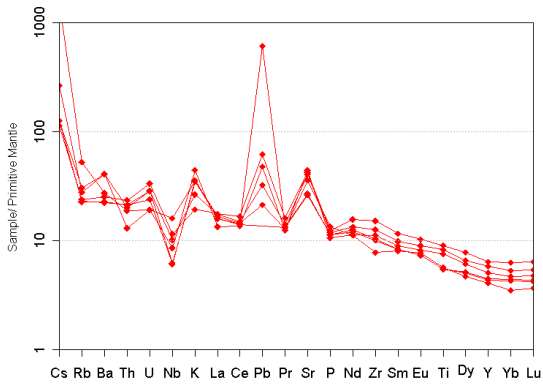
در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از مقادیر سان<sup>۱</sup> و مک دونوف<sup>۲</sup> (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودارها نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE مشاهده می‌شود. کاهش محسوس عناصر کمیاب خاکی سنگین در گابروها با تبلور پیروکسن و جدایش آن از ماگما توجیه پذیر است.

اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Sr, K و Pb غنی‌شدگی و از Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از Sr, K و Pb حاکی از منشاء گرفتن گابرو از گوشته غنی شده در نرخ ذوب کم می‌باشد (شکل ۴-۸).

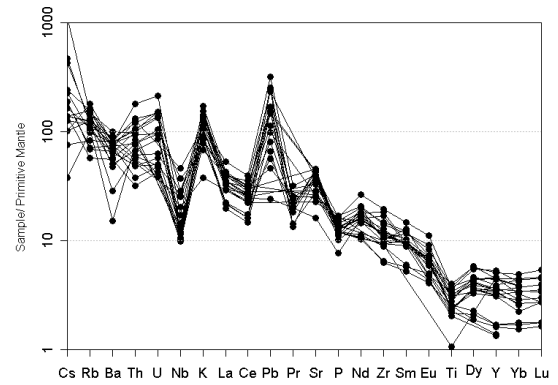
در سایر گروه‌های سنگی مونزونیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها Pb, K, Th، U غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهند که با آرایش ماگمایی در طی تشکیل آنها سازگاری دارد. در ضمن Nb, P و Ti تهی‌شدگی قابل توجهی را نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر فوق بیانگر تبلور فازهای تیتانیوم، فسفر و نیوبیوم‌دار از ماگما می‌باشد. معمولاً بلورهای هورنبلندسبز، اکسیدهای آهن و مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت و اسفن این عناصر را در خود جای می‌دهند و جدایش آنها از مذاب این تهی‌شدگی‌ها را به وجود می‌آورد. در ضمن فقیر شدگی از Nb, P، Ti از ویژگیهای ماگماهای حاشیه قاره‌ای محسوب می‌شود. همانطور که در نمودارها مشاهده می‌شود در گرانیت‌ها اختلاف بارزتری در الگوی فراوانی عناصر خاکی نادر دیده می‌شود که این موضوع را می‌توان به مشارکت بیشتر بخشهای پوسته‌ای در تشکیل آنها نسبت داد. در نمودار مقایسه مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها با هم مشاهده می‌شود که دارای الگوی تغییرات تقریباً یکسان بوده و موازی بودن الگوی عناصر در سنگهای مورد اشاره نیز تأیید کننده منشاء واحد این سنگها، و نیز بازگو کننده روند متعارف تفریق و کاهش کانی‌های مافیک و همچنین افزایش کانی‌های روشن می‌باشد.

1 - Sun

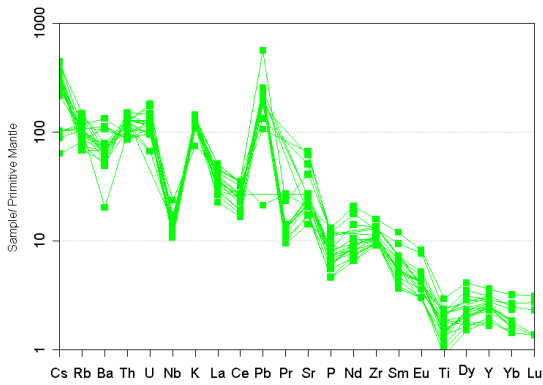
2 - McDonough



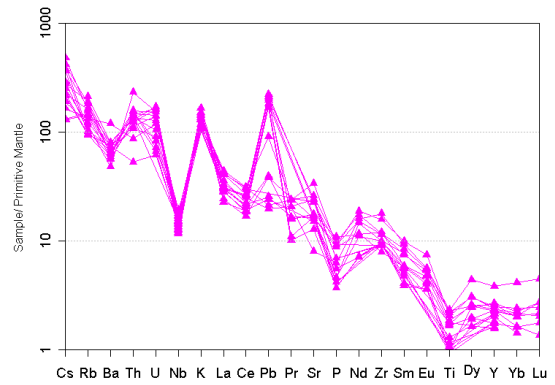
گابروها



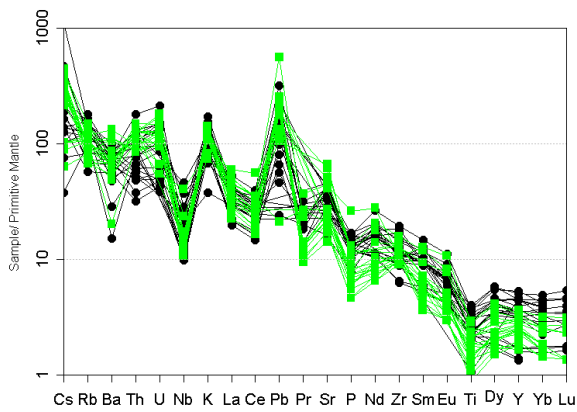
مونزونیت‌ها



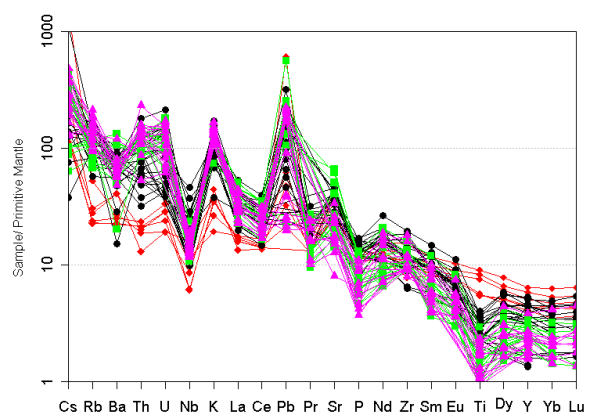
گرانودیوریت‌ها



گرانیت‌ها



مونزونیت‌ها - گرانودیوریت‌ها



ترکیب کل سنگ‌ها

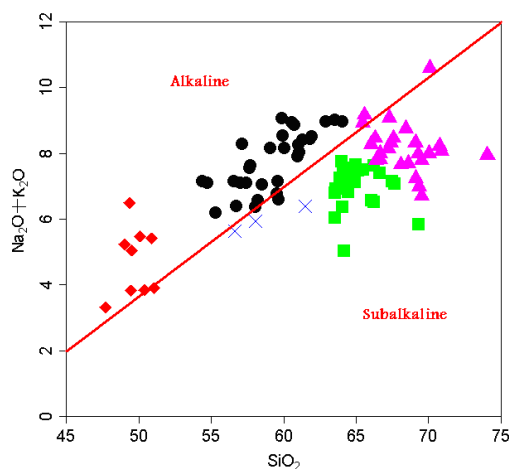
شکل ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

#### ۱۶-۴ - سریهای ماگمایی

یکی از مهمترین کاربردهای نتایج تجزیه شیمیایی در مباحث پترولوژی، استفاده از این نتایج در تعیین سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی سنگها می باشد. یک سری ماگمایی شامل مجموعه‌ای از سنگهای آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر بر اثر تبلور بخشی حاصل گردیده‌اند (کونو، ۱۹۶۸). البته در سالهای اخیر روشن شده است که علاوه بر تبلور بخشی عوامل دیگری نظیر آرایش ماگمایی نیز می‌توانند سنگهای مختلف را در یک سری وابسته کاذب قرار دهند. با استفاده از نمودارهای متمایز کننده مختلف، سری ماگمایی و جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگهای منطقه و ارتباط بین آنها تعیین می‌شود.

#### ۱۷-۴ - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل $\text{SiO}_2$

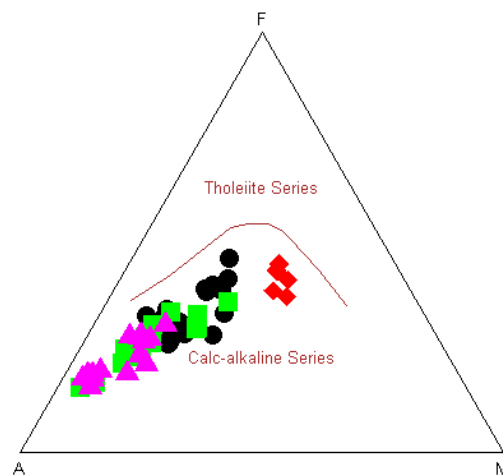
جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه از نمودار مجموع درصد وزنی  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده شده است (شکل ۴-۹). سنگهای مافیک و حد واسط در محدوده آلكالن و سنگهای فلسیک در محدوده ساب‌آلكالن واقع می‌شوند. از نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) که جهت نامگذاری سنگها استفاده شده (شکل ۴-۲-الف) نیز نتیجه‌گیری مشابهی استنباط می‌شود.



شکل ۴-۹ - نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی.

#### ۱۸-۴ - نمودار مثلثی $\text{FeO}^* - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO}$

نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان می‌دهد و قادر است سنگهای آذرین تولئیتی و کالکوالکالن را از یکدیگر متمایز سازد (شکل ۴-۱۰). از این نمودار چنین استنباط می‌شود که عموماً سنگهای سری تولئیتی در مراحل اولیه تفریق، تمایل شدیدی به غنی شدگی آهن از خود نشان می‌دهند در حالیکه، سری کالکوالکالن در عرض نمودار ظاهر می‌شوند، زیرا تبلور اولیه اکسیدهای آهن و تیتانیم، از غنی شدگی نسبت به آهن در ترمهای بعدی جلوگیری می‌کند. بر اساس این نمودار، ماگمای سازنده سنگهای آذرین مورد مطالعه از نوع کالکوالکالن می‌باشد.

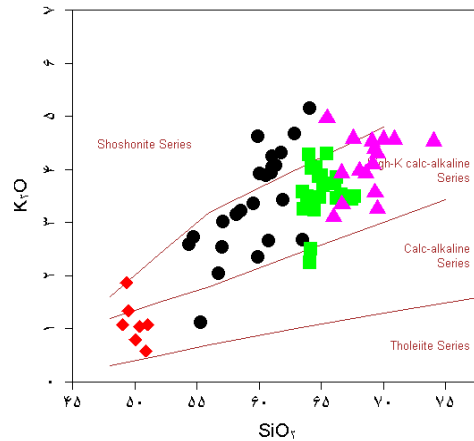


شکل ۴-۱۰ - نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۱۹-۴ - نمودار $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

این نمودار به چهار سری تولئیتی پتاسیم پایین، کالکوالکالن پتاسیم متوسط، کالکوالکالن پتاسیم بالا و سری شوشونیتی تقسیم شده است. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ ، آنها به سریهای کالکوالکالن، کالکوالکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی تعلق دارند.

(شکل ۴-۱۱). گابروها عمدتاً کالکوالکالن هستند. مونزونیتها به سریهای کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تعلق دارند. گرانیتها و گرانودیوریتها نیز عمدتاً به سری کالکوالکالن پتاسیم بالا تعلق دارند.



شکل ۴-۱۱ - نمودار  $K_2O-SiO_2$  پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه‌های مورد مطالعه.

#### ۴-۲۰- شاخص اشباع از آلومین ( $ASI^1$ ) سنگهای گرانیتوئیدی

با توجه به درجه اشباع از آلومین ( $Al/Ca + Na + K$ )، محققین مختلف رده بندیهای متعددی را برای سنگهای آذرین ارائه نمودند هیندمن<sup>۲</sup> (۱۹۸۵) جهت تعیین مقدار آلومین سنگهای آذرین با توجه به مقادیر مولی اکسیدهای  $Al_2O_3, Na_2O, K_2O, CaO$ ، آنها را به چهار گروه به شرح زیر تقسیم نموده است:

۱- سنگهای پرآلومین  $[A > CNK], Al_2O_3 > (CaO + Na_2O + k_2O)$  که بر طبق تقسیم بندی کلارک (۱۹۸۱) به دو گروه پرآلومین نرمال ( $A/CNK = 1/1-1/2$ ) و هیپر آلومین ( $A/CNK > 1/2$ ) تقسیم می‌شوند.

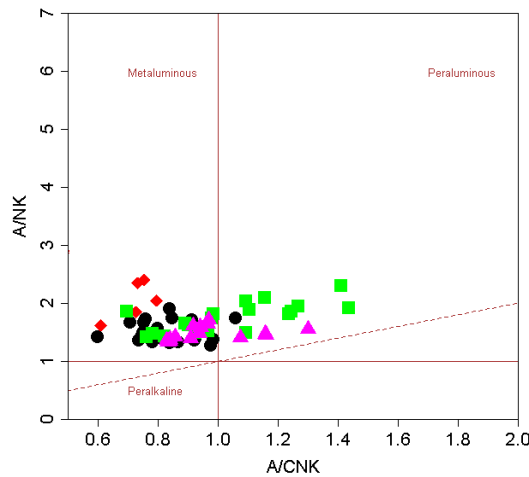
۲- متآلومین  $[CNK > A > NK], (CaO + Na_2O + K_2O) > Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O)$

۳- ساب آلومین  $[A = NK], Al_2O_3 = (Na_2O + K_2O)$

۴- پرآلکالن  $[A < NK], Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)$

1- Aluminum saturation index (ASI)  
2- Hyndman

مطابق دیاگرام شاند<sup>۱</sup> (۱۹۴۳) که بر اساس A/CNK در مقابل A/NK ترسیم شده، نمونه‌های مورد مطالعه اکثراً دارای ماهیت متآلومین تا پرآلومین می باشند (شکل ۴-۱۲). از این بین گابروها و مونزونیت‌ها تماماً دارای ماهیت متآلومین هستند و قرار گرفتن نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در قلمرو پرآلومین، ممکن است به مشارکت بیشتر بخش پوسته‌ای در تشکیل آنها مرتبط باشد.



شکل ۴-۱۲- دیاگرام شاند (۱۹۴۳) جهت تعیین درجه اشباع آلومین برای سنگهای منطقه مورد مطالعه.

## خلاصه فصل

- با توجه به دیاگرام‌های طبقه‌بندی نورماتیو و شیمیایی استفاده شده، سنگهای درونی منطقه مورد مطالعه در محدوده گابرو، مونزوگابرو، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و مونزوگرانیت قرار می‌گیرند که این تنوع ترکیبی در سنگهای درونی، مبین تفریق گسترده در توده‌های نفوذی شمال معلمان می‌باشد.

- با توجه به نمودارهای هارکر و ضریب تفریق (DI) می‌توان بیان کرد که با افزایش  $SiO_2$  یا DI مقادیر  $CaO, MgO, MnO, Fe_2O_3$  و کاهش  $TiO_2$  و  $K_2O$  افزایش می‌یابد. تغییرات  $Al_2O_3$  و  $Na_2O$  در مقابل  $SiO_2$  روند خاصی را دنبال نمی‌کند این امر به علت حضور گسترده پلاژیوکلاز در کلیه گروههای سنگی مورد مطالعه می‌باشد. در ضمن این تغییرات بیانگر تقریباً هم منشاء بودن نمونه‌ها و تأثیر روند تفریق بر روی آنها می‌باشد.

- ماگمای تشکیل دهنده توده‌های گرانیتوئیدی منطقه معلمان در اثر تبلور بخشی و تفریق ماگمایی، تحول یافته است و تحولاتی نظیر آرایش پوسته‌ای یا مشارکت بخش پوسته‌ای بر روی روند تفریق تاثیر گذاشته است، بگونه‌ای که باعث ایجاد ناهمگنی در عناصر شیمیایی شده و اثر آن بصورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها نمود پیدا کرده است.

- تبلور بخشی با جدایش کانیهایی نظیر اوژیت، هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنتیت، کوارتز و ... همراه بوده است.

- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه، عناصر ناسازگار سبک غنی شدگی بیشتری نسبت به عناصر کمیاب سنگین نشان می‌دهند که این خصوصیت از ویژگیهای بارز سنگهای کالکوالکالن قوس آتشفشانی است.

- اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Sr, K و Pb غنی‌شدگی و از Nb تهی شدگی نشان می‌دهند. غنی شدگی از Sr, K و Pb حاکی از منشاء گرفتن گابرو از گوشته غنی شده در نرخ ذوب کم می‌باشد.

- در نمودارهای ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوالکالن، کالکوالکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی می‌باشند.

- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، گرانیتهای مختلف بارزتری در الگوی فراوانی عناصر حاکی نادر دیده می‌شود که این موضوع را می‌توان به مشارکت بیشتر بخشهای پوسته-ای در تشکیل آنها نسبت داد.

## فصل پنجم

منشاء و جایگاه تکتونیک



## ۵-۱- مقدمه

در فصلهای گذشته روابط صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای محدوده مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل ابتدا تقسیم بندی ژنتیکی گرانیتهای را شرح داده، آنگاه با توجه به معیارهای صحرائی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی سنگهای مورد نظر، نوع و منشاء گرانیتهای منطقه مورد مطالعه (شمال معلمان) و خاستگاه ماگمایی آنها را تعیین خواهیم نمود. همچنین با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی سنگهای مورد نظر را مشخص می‌کنیم.

بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، این سنگها طیف ترکیبی گابرودیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیتهای را شامل می‌شوند. نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که تحولات ماگمایی منطقه از ترکیبات مافیک به سمت ترکیبات اسیدی، از طریق تبلور تفریقی صورت گرفته است. برای دستیابی به این منظور، ابتدا نوع سنگهای مورد مطالعه و جایگاه تکتونیکی آنها را تعیین کرده، سپس به بررسی خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها خواهیم پرداخت.

## ۵-۲- انواع تقسیم بندی گرانیتهای

مطالعه گرانیتهای از چند نظر دارای اهمیت است: اولاً اینکه این سنگها فراوانترین سنگهای پوسته قاره‌ای هستند. ثانیاً همانند دیگر سنگهای آذرین، درجه‌هایی جهت مطالعه بخش‌های داخلی زمین هستند. ثالثاً ارتباط نزدیکی با تکتونیک و ژئودینامیک پوسته دارند (بونن، ۲۰۰۷).

تفاوت ژنتیکی و محیط تکتونیکی، تنوع مکانیسم‌های احتمالی تشکیل دهنده این سنگها و فرایندهای ثانویه، بهمراه یافته‌های ژئوشیمی ایزوتوپی، باعث شناسایی و تفکیک گرانیتهای با ترکیب شیمیایی و موقعیت ساختاری متفاوت گردیده است.

بنظر می‌رسد معیار مهم در رده بندی جدید گرانیتهای، مسئله جایگاه تکتونیکی آنها باشد. به این ترتیب، می‌توان رده بندی ساده و در عین حال مهمی را برای تمایز انواع گرانیتهایی که در قاره‌ها و

در امتداد نوارهای چین خورده تشکیل می‌شوند (کوهزایی<sup>۱</sup>) از گرانیتوئیدهایی که معمولاً به‌مراه مراحل بالا آمدگی<sup>۲</sup> و ایجاد ریفت<sup>۳</sup> (غیر کوهزایی<sup>۴</sup>) تولید می‌شوند، در نظر گرفت. لوپسل و ونز<sup>۵</sup> (۱۹۷۹) گرانیت‌های غیر کوهزایی را تحت عنوان گرانیت‌های نوع A معرفی کرده‌اند. این واژه جهت نمایش این دسته از گرانیت‌ها مفید است ولی برای رده بندی ژنتیکی، منشاء ارزشمندی نیست، گرچه در مورد گرانیت‌های غیر کوهزایی، در بردارنده ویژگی‌های مهم شیمیایی همچون کم آب بودن، آلکالی بودن و دارا بودن آلومینیوم بالا می‌باشند.

چپل و وایت<sup>۱</sup> (۱۹۷۴) بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی، گرانیت‌های کوهزایی را به دو گروه S و I تقسیم کرده‌اند، گرانیت‌های تیپ S را حاصل ذوب بخشی رسوبات و سنگ‌های آذرین پوسته‌ای و دگرگونی قدیمی‌تر و گرانیت‌های تیپ I را حاصل تفریق ماگمای بازالتی معرفی نموده‌اند.

به پیشنهاد وایت (۱۹۷۹) چهار نوع گرانیت بر اساس ترکیب و منشاء آنها مشخص شدند که گرانیت‌های نوع I, S, M, A را شامل می‌شوند.

ایشی هارا<sup>۷</sup> (۱۹۷۷) سنگ‌های گرانیتی واقع در ژاپن را به سری‌های مگنیتیت و ایلمنیت تقسیم نمود و اساس تفسیر و تقسیم بندی خود را بر وجود کانیه‌های مگنیتیت و ایلمنیت قرار داد و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیه‌ها برشمرد. گرانیت‌های سری مگنیتیت با حضور مگنیتیت مشخص می‌شوند و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن در گوشته فوقانی یا پوسته تحتانی تشکیل می‌شوند. در حالیکه گرانیت‌های سری ایلمنیت، احیاء شده و دارای ایلمنیت هستند و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن در پوسته فوقانی تشکیل می‌شوند (دال اگنول<sup>۸</sup>، ۲۰۰۷).

- 
- 1- Orogenic
  - 2- Uplifting
  - 3- Rifting
  - 4- Anorogenic
  - 5- Loiselle and Wones
  - 6- Chappell & White
  - 7- Ishihara
  - 8 - Dall Agnol

وایت<sup>۱</sup> (۱۹۷۹) نیز گرانیت‌های نوع M را معرفی نمود. این گرانیت‌ها غالباً نوعی پلاژیوگرانیت کالکوالکالن بوده که از انواع گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شوند. این گرانیت‌ها، در جزایر قوسی و از ماگماهای مادر اولیه‌ای که از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی مشتق شده‌اند، دیده می‌شوند و با فعالیت آتشفشانی جزایر قوسی ارتباط نزدیکی دارند.

طبقه‌بندی گرانیت‌ها به انواع I, M, A و S دارای اشکالاتی است که مهمترین آنها به شرح ذیل است:  
۱- این طبقه‌بندی اساساً ژنتیکی نیست. ۲- در این طبقه‌بندی فرض بر این است که از منبع ماگمای گرانیتی، اطلاع قبلی در دسترس نیست. ۳- در این طبقه‌بندی‌ها، نقش فرایند اختلاط ماگمایی مبهم و نامشخص است و ۴- از نظر ترکیب شیمیایی، بین انواع مختلف گرانیت‌ها همپوشانی زیادی وجود دارد و گرانیت‌های نوع A هردو گرانیت‌های نوع M و I را در بر می‌گیرند (بونن<sup>۲</sup>، ۲۰۰۷).

با وجود اشکالات ذکر شده در بالا، این طبقه‌بندی‌ها اطلاعات ذیقیمتی در راستای درک منشاء سنگهای گرانیتی عرضه می‌کنند، لذا نمی‌توان از آنها صرف نظر کرد ولی برای کارآمد شدن این طبقه‌بندی‌ها بهتر است گرانیتوئیدهای نوع A را از طبقه بندی خارج کرده و مسأله همپوشانی ویژگی‌های گرانیت‌های نوع M و I را مورد بازنگری قرار داده زیرا اساساً نوع M زیر مجموعه‌ای از نوع I بوده و گروه مستقلی بحساب نمی‌آید. همچنین، منشاء در نظر گرفته شده برای انواع گروه‌ها را باید صرفاً نوعی پیش بینی و احتمال در نظر بگیریم.

کاسترو<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۱)، نوع جدیدی از گرانیت‌ها به نام گرانیت‌های دورگه (نوع H<sup>۴</sup>) را معرفی کردند. در واقع گرانیت‌های نوع H، گرانیت‌های هیبریدی هستند که از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای یا نوع S با گرانیت‌های گوشته‌ای (نوع M یا I) حاصل شده‌اند. انجام فرایندهای هیبریدی شدن بین ماگماهای نوع M و مذاب‌های آناتکتیک بر حسب نسبت‌های هر کدام از آنها می‌تواند به ایجاد نوع وسیعی از سنگ‌های دورگه منجر شود. در اغلب این سنگ‌های دورگه، شکل اولیه انواع S یا M به

---

1- White  
2 -Bonin  
3 -Castro  
4 -Hybrid

طور شدید تغییر نیافته و تا اندازه‌ای مشخص است. این سنگها می‌توانند به ترتیب به عنوان هیبرید نوع S (Hs) یا (Hm)M نامگذاری شوند. انواع گرانیت‌های نوع H به نقل از کاسترو (۱۹۹۱) عبارتند از:

۱- گرانیتوئیدهای نوع Hs، سنگ‌های دورگه‌ای هستند که در آنها عضو نهایی فلسیک (نوع S) فراوانتر است. این گرانیتوئیدها علاوه بر پرآلومین بودن، دارای رستیت‌های دگرگونی هستند.

۲- گرانیتوئیدهای نوع Hm، سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت ماگمای مافیک (گوشته‌ای) بیشتر از ماگمای فلسیک است.

۳- گرانیتوئیدهای نوع Hss<sup>۱</sup>، سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت هر کدام از ماگماها (S و M) کم و بیش برابر بوده است.

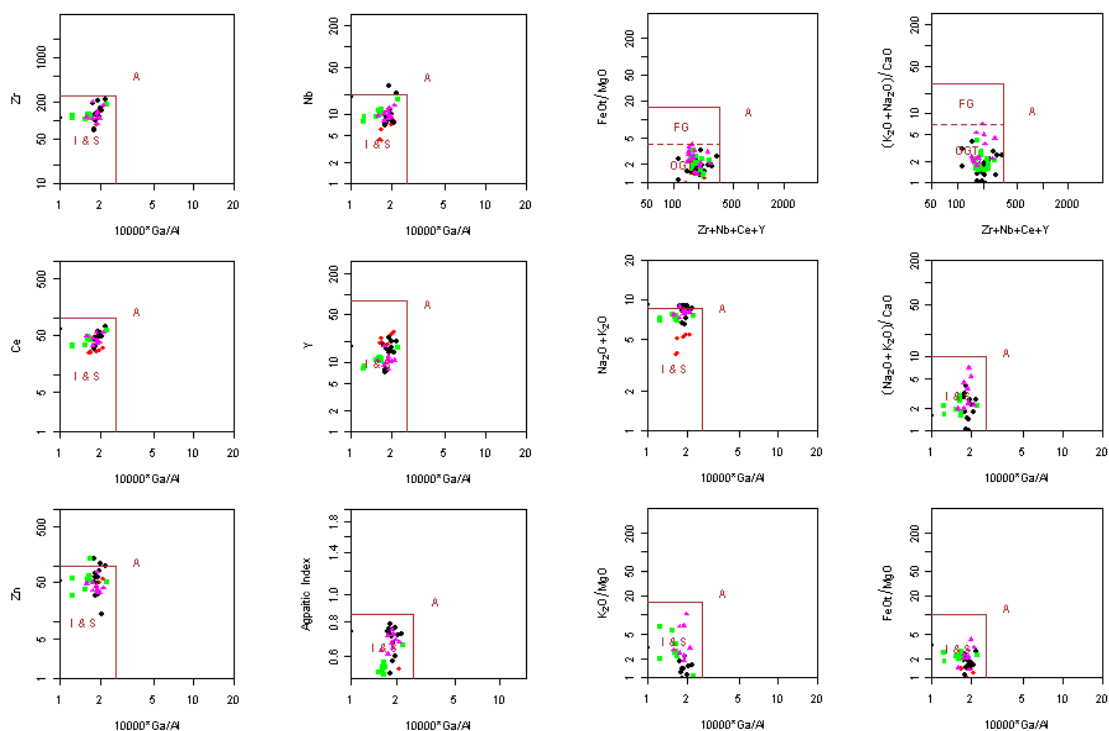
همانطور که قبلاً ویژگیهای سنگ‌شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه بررسی گردید، به نظر می‌رسد با داشتن ویژگیهای بافتی (پلاژیوکلازهای هضم شده) و شرایط تشکیلی که بر اثر نفوذ ماگماهای حاصل از گوشته (ماگمای بازیک) به داخل پوسته قاره‌ای به وجود آمده‌اند، با گرانیتوئیدهای نوع Hss شباهت بیشتری دارد.

### ۳-۵ - نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل FeO/MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

جهت تمایز گرانیت‌های نوع A از سایر انواع گرانیت‌ها (انواع FG<sup>۲</sup> یا تفریق یافته و انواع OG<sup>۳</sup> یا معمولی) از نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل FeO/MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷) استفاده می‌شود (شکل ۵-۱). اکثر نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار در محدوده گرانیت‌های نوع S و I واقع می‌شوند و نوع A بودن آنها منتفی می‌باشد. به منظور تفکیک گرانیتوئیدهای S و I از نمودار A/NK- Na<sub>2</sub>O در مقابل K<sub>2</sub>O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) استفاده خواهیم کرد.

---

1 - Senso stricto  
2 - Fractionated granites  
3 - Ordinary granites

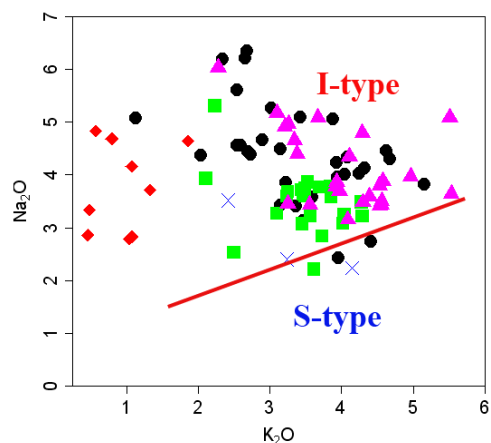


شکل ۵-۱- نمودار Zr+Nb+Ce+Y در مقابل  $FeO_t/MgO$  (والن و همکاران، ۱۹۸۷) جهت تفکیک گرانیتوئیدهای I، S، و A.

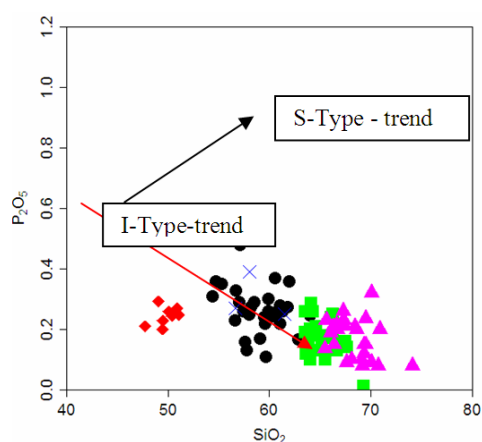
۵-۴- نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (چپل و وایت، ۲۰۰۱) و  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  (چپل و وایت،

۱۹۹۲)

نمودارهای  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (چپل و وایت، ۲۰۰۱) (شکل ۵-۲) و نمودار  $P_2O_5$  در مقابل  $SiO_2$  (چپل و وایت، ۱۹۹۲) (شکل ۵-۳) نشان می‌دهند که سنگهای مورد مطالعه عمدتاً به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند. این ویژگی توسط شواهد پتروگرافی نظیر حضور گسترده اوژیت، هورنبلندسبز، اسفن، آپاتیت و مگنتیت تأیید می‌گردد. البته قرار گرفتن تعداد اندکی از نمونه‌ها در قلمرو گرانیتوئیدهای نوع S به دلیل مشارکت بیشتر بخش پوسته‌ای در تشکیل آنها می‌باشد که با حضور بیشتر تورمالین و بیوتیت و کاهش قابل ملاحظه هورنبلندسبز مشخص می‌شود.



شکل ۵-۲- نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل K<sub>2</sub>O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.



شکل ۵-۳- نمودار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub> (چپل و وایت، ۱۹۹۲) جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

به منظور اطمینان از صحت نتایج بدست آمده ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی شمال معلمان با ویژگیهای گرانیتوئیدهای نوع S و I (چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشی‌هارا، ۱۹۷۷، و چپل و وایت، ۲۰۰۱) در جدول (۱-۵) مورد مقایسه قرار گرفته است. این مقایسه نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه دارای ویژگیهای بسیار مشابه با گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد و در نتیجه تعلق داشتن این توده‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I تأیید می‌گردد.

جدول ۵-۱- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در منطقه شمال معلمان

نوع I	نوع S	گرانیتوئیدهای شمال معلمان
معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.	گرانیتوئیدهای شمال معلمان به صورت استوک در بین سنگهای میزبان نفوذ کرده‌اند.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو-دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو-دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال معلمان، گابرو، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شود.
با معادل‌های آتشفشانی خود همراه هستند.	با معادل‌های آتشفشانی خود همراه نیستند.	در منطقه شمال معلمان، سنگ‌های آتشفشانی اندزی-بازالتی به فراوانی یافت می‌شوند.
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم‌های مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری با بیوتیت است.	در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه مقدار زیادی هورنبلند یافت می‌شود. در مونزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها هورنبلند فراوانتر از بیوتیت می‌باشد.
اسفن به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	در گرانیت‌ها کانی اسفن به صورت اولیه و ثانویه وجود دارد.
دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند و برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت هستند.	در ترکیبات سنگی مورد مطالعه، مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می‌شود.
فاقد کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	دارای کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	هیچ یک از کانیهای دگرگونی در سنگ‌های مورد مطالعه یافت نمی‌شوند.
ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارد.	کانی آپاتیت به صورت بلورهای شکل‌دار و سوزنی در گابروها، گرانودیوریت‌ها و مونزونیت‌ها مشاهده می‌شود.
کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره	کانه زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی مس، سرب، طلا در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.
دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۵۷ تا ۷۳ درصد است.	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۶۶ تا ۷۹ درصد است.	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۴۹ تا ۷۴ درصد است.
Na <sub>2</sub> O بالا به طوری که در سنگهای فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگ‌های مافیک، ۲/۲ درصد وزنی است. Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O > 1	مقدار Na <sub>2</sub> O پایین است بطوری که مقدار آن در سنگ‌های دارای ۱۵ درصد Na <sub>2</sub> O، K <sub>2</sub> O کمتر از ۳/۲ درصد است و در سنگهای دارای ۲ درصد Na <sub>2</sub> O، K <sub>2</sub> O کمتر از ۲ درصد است.	Na <sub>2</sub> O و K <sub>2</sub> O نسبتاً بالاست. به طور متوسط Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O = 1/18 می‌باشد.
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارد و یا دارای دیوپسید است.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.	در نورم دارای دیوپسید می‌باشد ولی فاقد کروندوم است.
مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> بیشتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> کمتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO <sub>2</sub> ، ۳/۵ درصد است.
مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> کمتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> بیشتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO <sub>2</sub> کمتر از ۱۵۰ ppm است.
دیاگرام‌های تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.	دیاگرام‌های تغییرات، نامنظم و بی‌قاعده هستند.	دیاگرام‌های تغییرات، نزدیک به خطی و گاهی نامنظم هستند.

## ۵-۵- تعیین محیط تکتونیکی

بر اساس معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و نمودارهای ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از نوع I می‌باشند. در اینجا، با استفاده از نمودارهای مختلف عناصر اصلی و کمیاب تمایز محیط تکتونیکی، به تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه خواهیم پرداخت.

## ۵-۶- طبقه بندی محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی

مانیار<sup>۱</sup> و پیکولی<sup>۲</sup> (۱۹۸۹)، سنگ‌های گرانیتوئیدی را بر اساس عناصر اصلی به دو گروه گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیرکوهزایی و به هفت زیر گروه تقسیم کردند.

بر اساس این نمودارها نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های کوهزایی واقع می‌شوند (شکل ۵-۱). این ویژگی با ماهیت گرانیت‌های نوع I، که در نمودارهای قبلی تعیین شده، مطابقت دارد و در ضمن با شواهد زمین‌شناسی، صحرایی و سنگ‌شناسی سنگ‌های مورد مطالعه نیز سازگار است.

## ۵-۶-۱- گرانیتوئیدهای کوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها با حادثه کوهزایی مرتبط هستند و انواع زیر را شامل می‌شوند:

- ۱- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)؛ ۲- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)؛ ۳- گرانیتوئیدهای مناطق برخورد قاره‌ای (CCG)؛ ۴- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)

## ۵-۶-۲- گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها به سه گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

- ۱- گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG)؛ ۲- گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG) و ۳- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP).

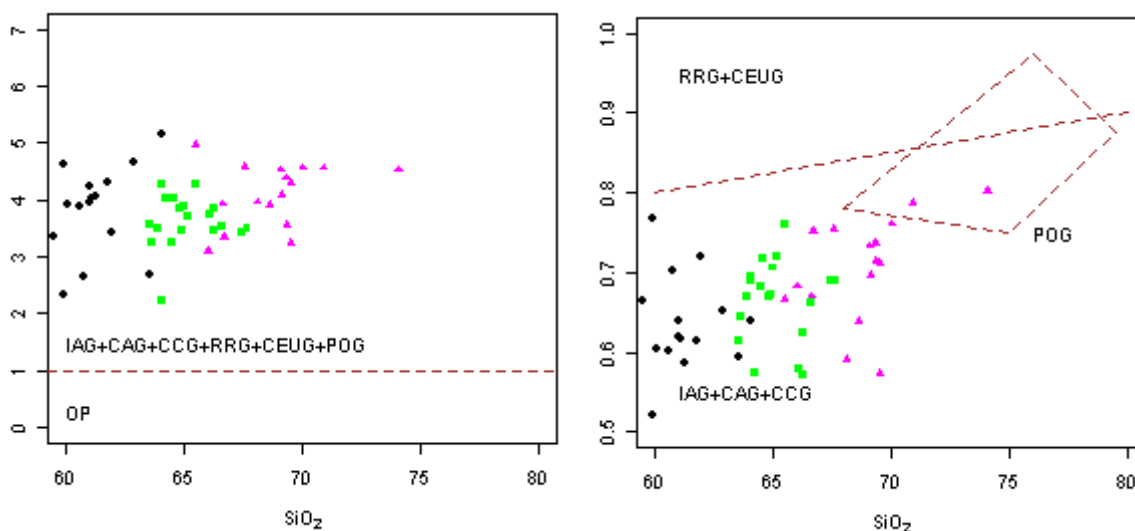
---

1 - Maniar

2 - Picooli



با توجه به نمودارهای (شکل ۵-۴) و نیز ویژگیهای گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، همچون طیف گسترده و وسیع گرانیتوئیدها و نیز تعلق داشتن به سری‌های کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی که از ویژگیهای گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) می‌باشد، گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، از نوع گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) می‌باشند.



شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (مانیاری و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

#### ۵-۷- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب

علاوه بر تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها، بر اساس عناصر اصلی، با استفاده از عناصر کمیاب نیز می‌توان محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را تعیین و طبقه‌بندی کرد. بر پایه طبقه‌بندی پیرس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱- گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی<sup>۲</sup> (ORG)، که معادل پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی بوده و به دو گروه وابسته و غیر وابسته به فرورانش تقسیم می‌شوند و شامل گرانیت‌های همراه با پشته‌های

1 - Pearce  
2- Oceanic ridge granites

اقیانوسی نرمال، گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی غیر عادی، گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه پشت قوس و حوضه جلوی قوس می‌باشند.

۲- گرانیت‌های قوس آتشفشانی<sup>۱</sup> (VAG)، که خود بدو گروه تقسیم می‌شوند:

الف) گرانیت‌های قوس اقیانوسی، که غالباً تولییتی بوده و در نمودار اشتريکایزن (۱۹۷۹) در محدوده تونالیت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.

ب) گرانیت‌های قوس آتشفشانی قاره‌ای، که مربوط به حاشیه قاره‌ها بوده و طیف وسیعی از سنگ‌های گرانیتوئیدی را شامل می‌شود و متعلق به سری‌های کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیت است.

۳- گرانیت‌های درون صفحه‌ای<sup>۲</sup> (WPG) که شامل گرانیت‌های همراه با کمپلکس‌های حلقوی درون قاره-ای، گرانیت‌های ناشی از پوسته قاره‌ای نازک شده و گرانیت‌های مرتبط با جزایر اقیانوسی، هستند.

۴- گرانیت‌های مناطق برخوردی<sup>۳</sup> (COLG) که به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند:

الف) گرانیت‌های برخورد قاره-قاره (گرانیت‌های همزمان با برخورد و بعد از برخورد).

ب) گرانیت‌های برخورد قوس-قاره (گرانیت‌های همزمان با برخورد).

۵-۸- نمودارهای **Ta-Yb و Rb-(Ta+Yb)**، **Nb-Y**، **Rb-(Y+Nb)** (پیرس و همکاران،

(۱۹۸۴)

در نمودارهای **Ta-Yb و Rb-(Ta+Yb)**، **Nb-Y**، **Rb-(Y+Nb)** (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) از یکدیگر متمایز می‌شوند.

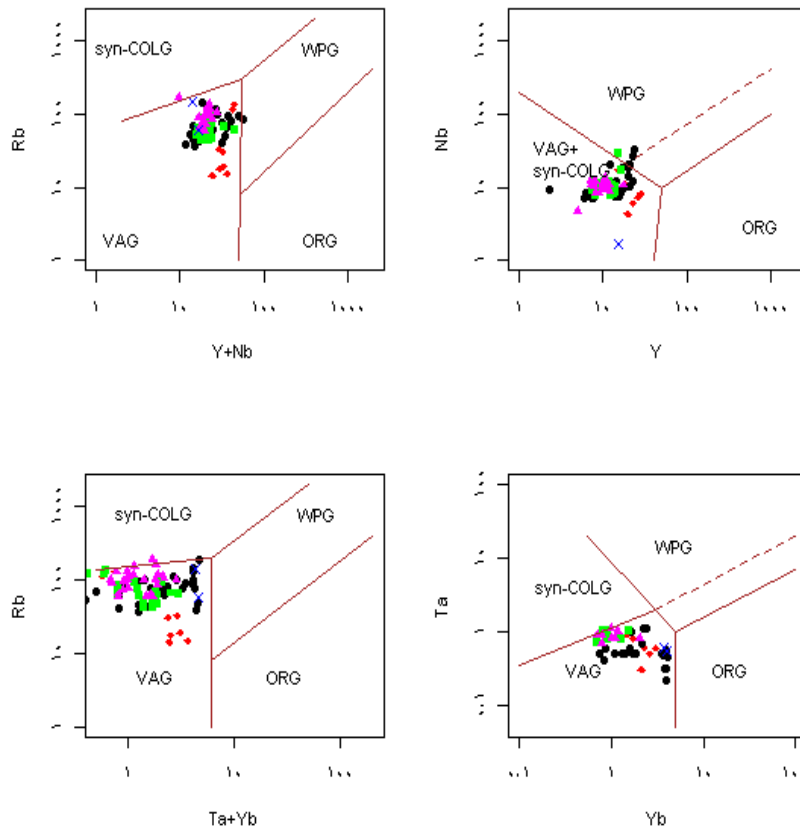
با توجه به اینکه سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، دارای طیف وسیعی از گرانیتوئیدها می‌باشند و متعلق به سری‌های کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشند و قرابت و نزدیکی با

---

1- Volcanic arc granites  
2- Within plate granites  
3- Collision Granites

گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی دارند، لذا گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه، از نوع گرانیتوئیدهای

قوس آتشفشانی (VAG) می‌باشند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- نمودارهای  $Rb-(Y+Nb)$ ،  $Nb-Y$ ،  $Rb-(Ta+Yb)$  و  $Ta-Yb$  (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین نفوذی شمال معلمان.

### ۵-۹- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای شمال معلمان با آداکیتها (کاستیلو، ۲۰۰۶)

سنگهای نفوذی مورد مطالعه از نظر ژئوشیمیایی دارای شباهت زیادی با آداکیتها هستند. برای تأیید

این موضوع ابتدا به شرح مختصری در مورد آداکیتها اکتفا می‌کنیم و سپس با ارائه مدارک مستند

تعلق داشتن سنگهای مورد مطالعه به آداکیتها را نشان خواهیم داد.

واژه آداکیت در سال ۱۹۹۰ توسط دوفان و درومون معرفی گردید و برای سنگهای نفوذی یا خروجی قوسهای سنوزوئیک همراه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی جوان (با سن کمتر یا مساوی ۲۵ میلیون سال) استفاده شده است. این سنگها دارای ترکیب اسیدی تا حدواسط می‌باشند که عموماً در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده حاصل می‌شوند (دوفان و درومون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵ و زن<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۴). آداکیتها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و همچنین از عناصر Na، Sr و Al غنی هستند (پیکاک<sup>۳</sup>، ۱۹۹۴).

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

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

-  $Na_2O$  و  $Al_2O_3$  تقریباً مشخص

- غنی‌شدگی از عناصر LREE

- تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین و همچنین Y.

- این ماگماها در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی جوان تشکیل می‌شوند (کای<sup>۴</sup>، ۱۹۷۸).

آداکیتها در اثر ذوب بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده و تبلور تفریقی ماگمای حاصله در فشار بالا به وجود آمده‌اند یا ماگمای حاصل از ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده‌ای هستند که بالای ورقه اقیانوسی فرورونده شده قرار دارند. در جریان تشکیل ماگمای آداکیتی، با ذوب بخشی سنگ منشأ (سنگهای متابازیک)، پلاژیوکلاز ذوب شده و وارد محیط مذاب می‌گردد، در نتیجه مقدار Sr افزایش

---

1- Defant & Drummond

2- Sen

3- Peacock

4- Kay

می‌یابد. در مقابل به علت دیرگداز بودن گارنت، این کانی ذوب نمی‌شود و Y موجود در آن نیز در خود گارنت محفوظ باقی می‌ماند و در نتیجه مقدار Y فاز مذاب کاهش می‌یابد (گومز<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). با توجه به جدول (۵-۲) و مقایسه سنگهای منطقه مورد مطالعه با معیارها و ویژگیهای ژئوشیمیایی ارائه شده توسط کاستیلو (۲۰۰۶) برای آداکیتها، اکثر موارد ذکر شده در جدول، با ویژگیهای آداکیتها همخوانی داشته و می‌توان واژه آداکیتها را نیز برای سنگهای منطقه مورد مطالعه به کار برد.

جدول ۵-۲- مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با ویژگیهای ژئوشیمیایی مطرح شده در مورد آداکیتها توسط کاستیلو (۲۰۰۶).

معیارهای شناخت آداکیتها	مقادیر محاسبه شده گرانیتهای معلمان
$56\%SiO_2 >$	میانگین = 62.29%
$15\%Al_2O_3 \geq$	میانگین = 16.57%
$3\%MgO <$	میانگین = 2/51 %
Sr > 300 ppm	میانگین = 610/21 ppm
فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu
Y < 15 ppm	میانگین = 11/52 ppm
Sr/Y > 20 ppm	میانگین = 16/30 ppm
Yb < 1.9 ppm	میانگین = 1/18 ppm
La/Yb > 20 ppm	میانگین = 15/50 ppm
مقدار کم FSE (Nb, Ta)	مقدار کم
$Sr^{86}/Sr^{87} < 0.7040$	محاسبه نشده است.
مقدار کم K/La ppm	میانگین = 0.38 ppm
مقدار کم Rb/La ppm	میانگین = 4/47 ppm
مقدار کم Ba/La ppm	میانگین = 21/1 ppm
آداکیتهای پتاسیک موجود در غرب کمربند کوهزایی هیمالیا (تبت جنوبی) که در اثر برخورد صفحه هند و آسیا حاصل شده‌اند.	قوس آتشفشانی
اواسط میوسن	بعد از ائوسن

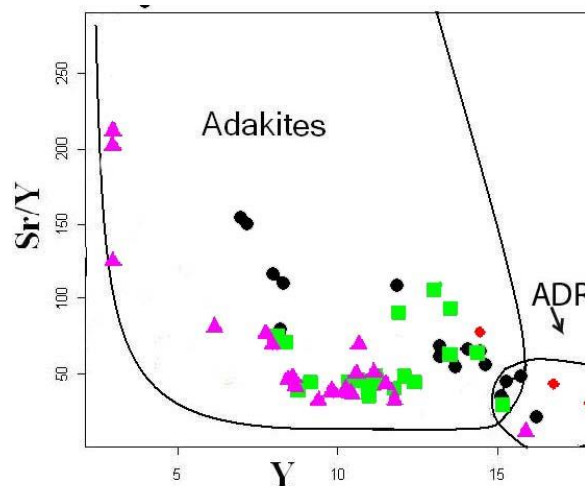
## ۵-۱۰- تقسیم بندی آداکیتها بر اساس میزان سیلیس

بررسی ژئوشیمیایی آداکیتها نشان می‌دهد که این مجموعه سنگی را می‌توان به دو دسته غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس تقسیم کرد (مارتین<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۵):

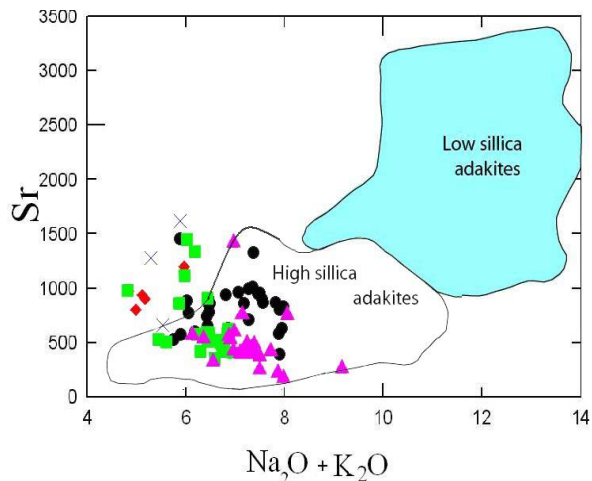
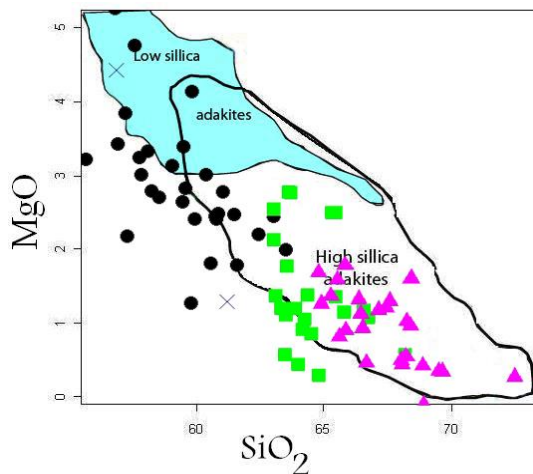
- ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس

- ماگمای آداکیتی فقیر از سیلیس

نمودارهایی جهت تفکیک این نوع ماگماها از دیگر ماگماهای سازنده سنگهای مناطق فرورانش، توسط محققین مختلف پیشنهاد گردیده است. این نمودارها شامل نمودار Sr/Y در مقابل Y (جهت تفکیک این ماگماها از دیگر ماگماهای سازنده سنگهای مناطق فرورانشی) (کاستیلو، ۲۰۰۶)، و نمودار MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> و نمودار Sr در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) (جهت تفکیک آداکیتهای غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس) می‌باشند. با توجه به موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای (شکل ۵-۶- الف، ب و ج)، سنگهای منطقه مورد مطالعه در قلمرو آداکیتها قرار می‌گیرند و در ضمن به آداکیتهای غنی از سیلیس تعلق دارند.



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



ب- نمودار Sr (ppm) در مقابل  $(Na_2O+K_2O)$  ج- نمودار MgO در مقابل  $SiO_2$  (بر حسب درصد وزنی)

شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده آداکیت‌های غنی از سیلیس و فقیر از سیلیس (مارتین و همکاران، ۲۰۰۵) و موقعیت نمونه‌های منطقه معلمان بر روی آن.

#### ۵-۱۱- نمودارهای ژو<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۸۳)

ژو و همکاران (۱۹۸۳)، از برخی نمودارهای هارکر ( $TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$ )، برخی از نمودارهای هارکر عناصر کمیاب (نمودار Yb در مقابل  $SiO_2$ ) و نمودار  $Zr/TiO_2-SiO_2$  برای پی بردن به منشأ آداکیتها استفاده کردند. این نمودارها با توجه به آنومالی متفاوت عناصر (اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب) در لایه‌های مختلف زمین (گوشته و پوسته)، برای منشأ ماگماهای آداکیتی ارائه شده است. برای آداکیتها منشأهای مختلفی پیشنهاد شده است که به شرح ذیل بیان می‌گردد.

۱- آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده که با گوشته پریدوتیتی واکنش داده است (ساجونا<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۰، پروتئو<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۹، بوردن<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۲ و مارتین و همکاران، ۲۰۰۵). اغلب آداکیت‌های جهان حاصل این منشأ بوده و از نظر سنی خیلی جوان هستند (۱۰ تا ۲۵ میلیون سال).

- 1- Zhu
- 2- Sajona
- 3- Proteo
- 4- Borden

۲- سنگهای آداکیتی از ذوب پوسته ضخیم تحتانی مافیک مشتق شده‌اند (آترتون و پتفورد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳، مؤیر<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۵، جانسون و همکاران<sup>۳</sup>، ۱۹۹۷ و وانگ و همکاران، ۲۰۰۴).

۳- برخی از آداکیتها در زونهای برخوردی دیده می‌شوند (ساجونا و همکاران، ۲۰۰۰؛ پروتو و همکاران، ۱۹۹۹؛ جهانگیری، ۲۰۰۷)، اما آنها در جایگاههای بعد از برخورد نیز دیده شده‌اند (ژو و همکاران، ۱۹۸۳). ذوب پوسته تحتانی در اثر تراوش ماگماهای عمیق غنی از پتاسیم صورت می‌گیرد. براساس نظر مارتین و همکاران (۲۰۰۵) آداکیتهای غنی از سیلیس شاخص مذابهای ورقه‌ای حاصل از سنگهای مافیک فرورونده هستند در حالی که آداکیتهای فقیر از سیلیس منطبق بر ذوب گوه گشته-ای پریدوتیتی هستند که ترکیب آنها توسط واکنش با مذابهای ورقه‌ای فلسیک تغییر یافته است. چنانکه در شکل (۵-۶-ب و ج) آداکیتهای منطقه از نوع غنی از سیلیس می‌باشند که شاخص مذابهای مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده هستند.

آداکیتهای حاصل از ذوب پوسته تحتانی Th و Th/Ce بیشتری نسبت به آداکیتهای حاصل از ذوب بخشی ورقه فرورونده دارند. همانطور که در نمودارهای عنکبوتی در فصل ژئوشیمی (فصل ۴) مشخص شد، نمونه‌های مورد مطالعه دارای آنومالی مثبتی از Th هستند.

همانگونه که در شکل‌های (۵-۷-الف تا ۵-۷-و) مشاهده می‌شود اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده (هاشور خورده درشت) که محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانده شده می‌باشد و همچنین در محدوده (هاشور خورده ریز) که محدوده آداکیتهای مشتق شده از پوسته تحتانی ضخیم است قرار می‌گیرند. در ضمن می‌توانیم بگوییم احتمالاً ذوب پوسته تحتانی نیز در گسترده‌تر شدن و تنوع طیف ترکیبی آنها بی‌تاثیر نیست.

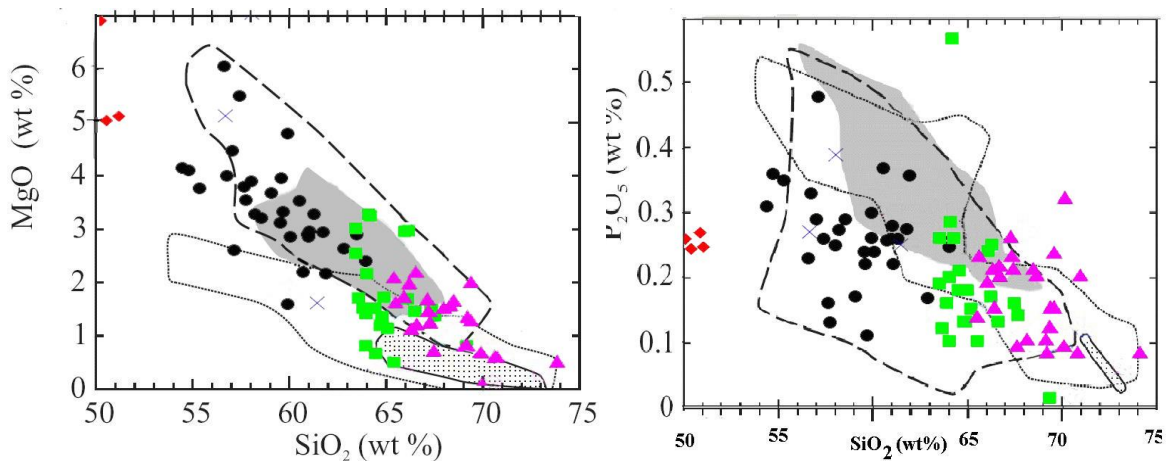
---

1- Atherton & Petford  
2 - Mueir  
3- Johnson



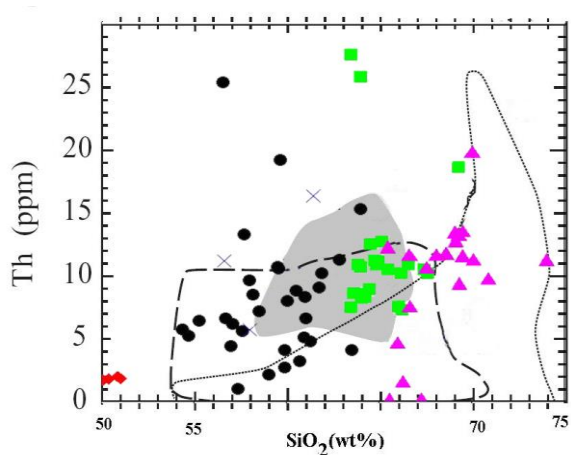
سنگهای آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و رسوبات همراه آن از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردار هستند که در مورد آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه این گونه سنگها با کانسارسازی گسترده طلا، مس، فیروزه، سرب و روی همراه هستند که از نمونه‌های بارز آن معدن طلای کوه‌زر، معدن مس چاه موسی، سرب و روی گندی و سوسنوار و معدن فیروزه باغو می‌باشند.

در شکل (۵-۷-۵) نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای (C) واقع شده‌اند.

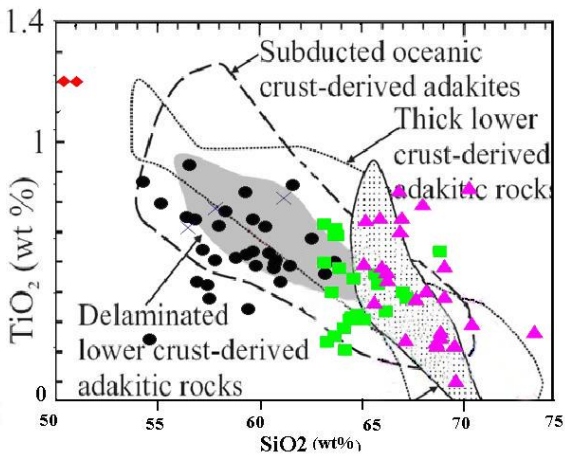


شکل-ب- نمودار MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پوسته ضخیم تحتانی.

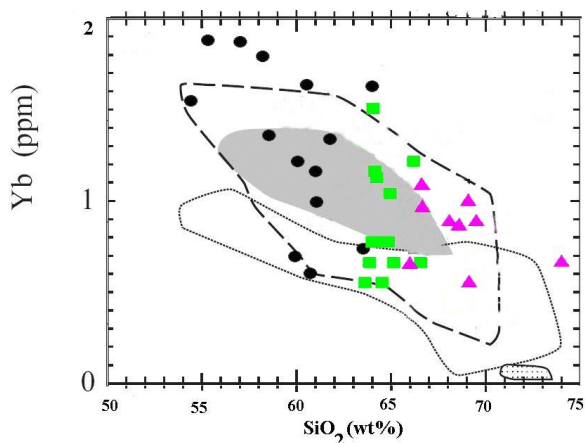
شکل-الف- نمودار P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در برابر SiO<sub>2</sub> (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه درون محدوده آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورانش شده و همچنین آداکیت‌های مشتق شده از پوسته تحتانی.



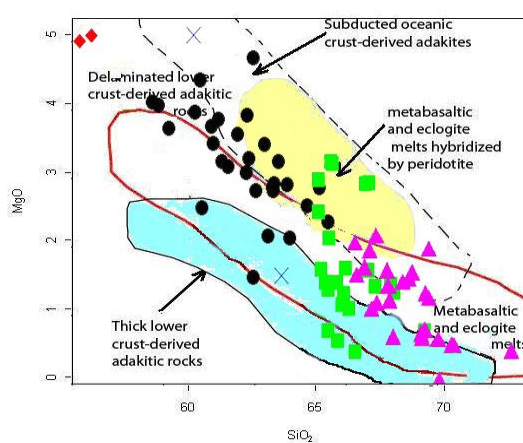
شکل - د- نمودار Th در مقابل  $\text{SiO}_2$  (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



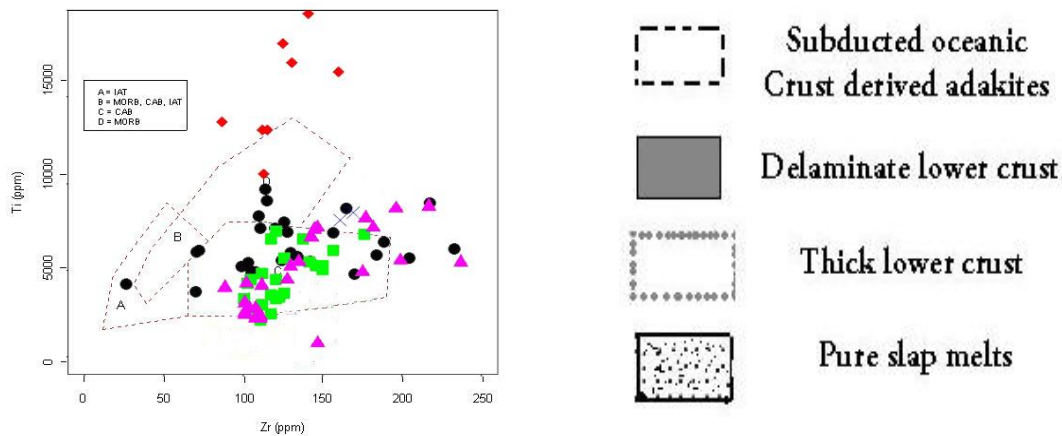
شکل - ج- نمودار  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل - و- نمودار Yb در مقابل  $\text{SiO}_2$  (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل - ه- نمودار MgO در مقابل  $\text{SiO}_2$  (استرن و کیلیان) و نمایش نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن

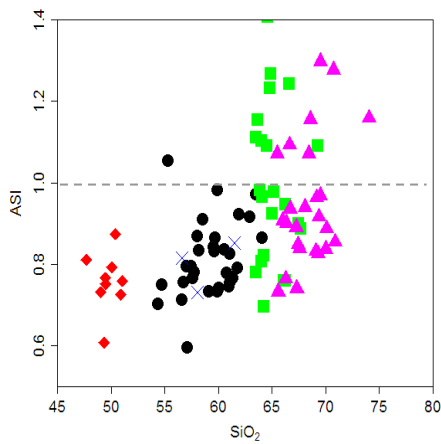


شکل- ۷- ی- نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و موقعیت سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای.

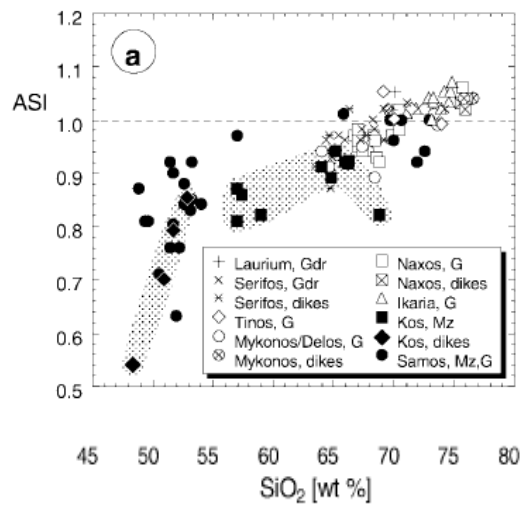
شکل ۵-۷- نمودار (ژو و همکاران، ۱۹۸۳) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن (الف تا و). نمودار MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> (استرن و کیلیان) (ه) و نمودار تکتونیکی Ti-Zr (پیرس و کان، ۱۹۷۳) و موقعیت سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده قوس قاره‌ای.

#### ۱۲-۵ - مقایسه منشاء گرانیتوئیدهای منطقه معلمان با منشاء گرانیتوئیدهای منطقه اطراف دریای اژه (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲)

بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی رسم شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با نمودارهای رسم شده برای نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) همانگونه که مشاهده می‌شود هماهنگی بسیار مشابهی را با هم نشان می‌دهند که نشان‌دهنده منشاء متبازالتی برای گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه می‌باشد شکل (۵-۸ تا ۵-۱۰).

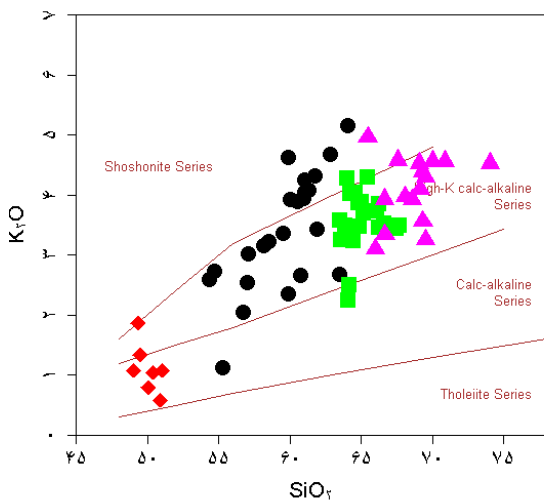


ب

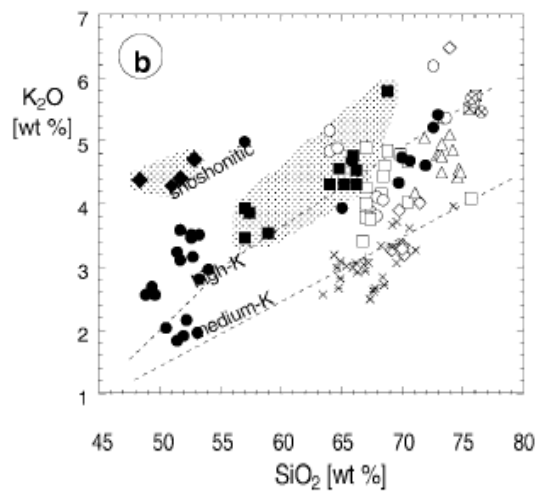


الف

شکل شماره ۵-۸- نمودار ASI در مقابل  $\text{SiO}_2$  نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، یونان (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (الف) و مقایسه با نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، یونان (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (الف) و مقایسه با نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، یونان (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (ب).

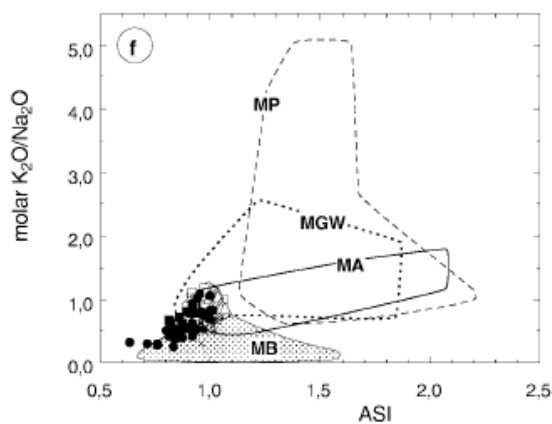
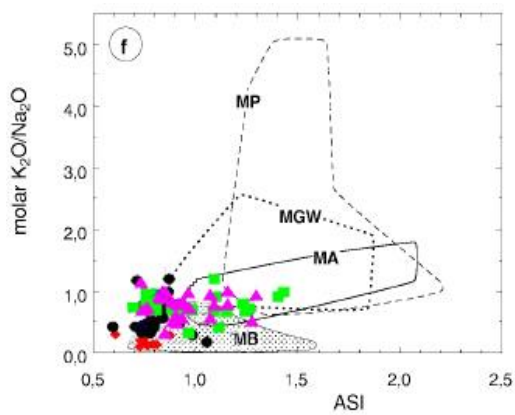
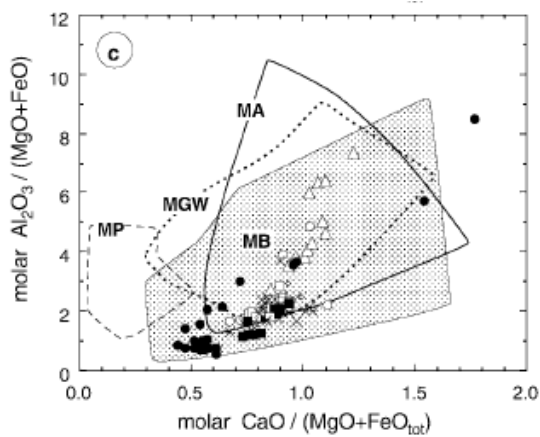
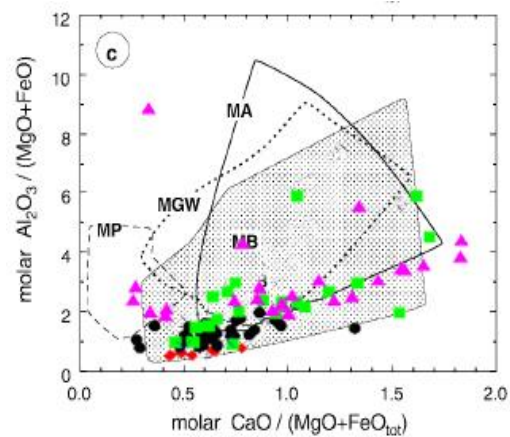
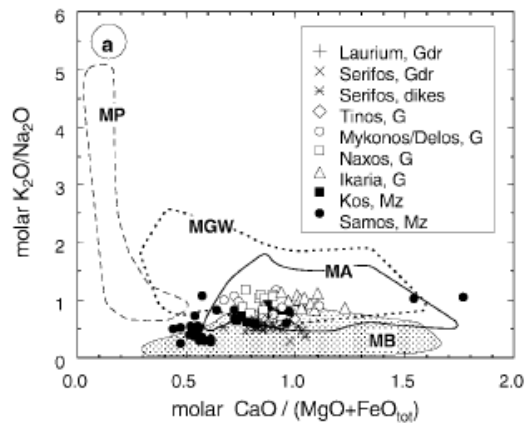
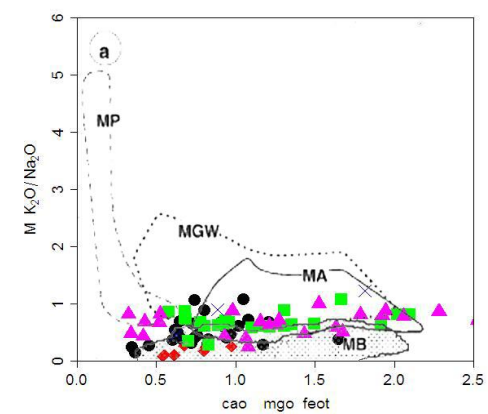


ب



الف

شکل شماره ۵-۹- نمودار  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{SiO}_2$  پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶) برای نمونه‌های گرانیتوئیدی و مونزونیتی منطقه دریای اژه، یونان (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (الف) جهت مقایسه با نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، یونان (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (ب).



ب

الف

MP متاپلیت

MGW متاگرایوک

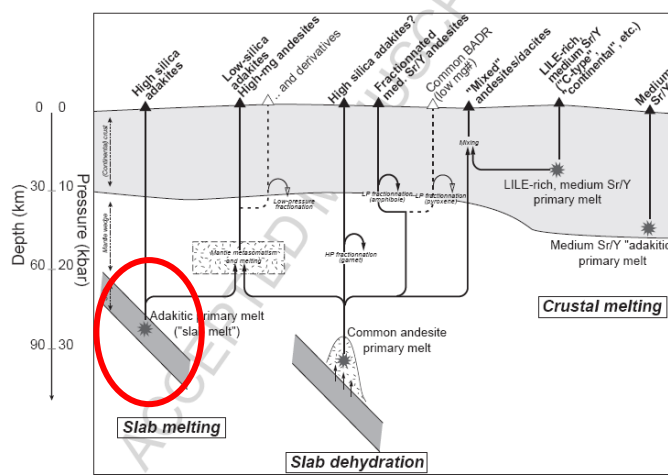
MA متاناندزیت

MB متابازالت

شکل شماره ۵-۱۰ - نمودارهای تعیین منشأ توده‌های گرانیتوئیدی اطراف دریای اژه (آلتر و همکاران، ۲۰۰۲) (الف) جهت مقایسه با نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه (ب).

## ۵-۱۳- نمودار نشان دهنده منشا تشکیل آداکیتها، موین (۲۰۰۹)

بر اساس نمودار موین (۲۰۰۹) محل تشکیل و منشاء انواع آداکیتها را نشان می‌دهد. با توجه به موارد ذکر شده در بخشهای قبل، این نتیجه حاصل می‌شود که ذوب ورقه (Slab) در اعماق ۷۰ تا ۸۰ کیلومتری و در فشار حدود ۲۵ تا ۳۰ کیلو بار، منجر به تشکیل ماگمای آداکیتی غنی از سیلیس، آداکیتهای منطقه مورد مطالعه شده است (شکل ۵-۱۱).



شکل ۵-۱۱- مدل پترولوژیکی تشکیل انواع ماگماهای آداکیتی در مناطق فرورانش قوس قاره‌ای (موین، ۲۰۰۹).

## خلاصه فصل

مطالعات حاصل از بررسیهای صحرائی، پتروگرافی و شیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی شمال معلمان، جهت تعیین خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی و ارائه الگوی تکتونو ماگمایی نشانگر نتایج ذیل است:

- گرانیت‌های مورد مطالعه بر اساس معیارهای مطرح شده توسط کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) از نوع گرانیت‌های هیبریدی HSS می‌باشند.
- با مقایسه ویژگیهای صحرائی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های مورد مطالعه با ویژگیهای گرانیت‌های نوع S و I مشخص شد که گرانیت‌های مورد مطالعه، با گرانیت‌های نوع I مشابه هستند.

- نمودارهای  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  (چپل و وایت، ۲۰۰۱) و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (چپل و وایت، ۱۹۹۲)

نشان می‌دهند که سنگهای مورد مطالعه به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند و تعداد اندکی نیز تمایل دارند در محدوده گرانیت‌های نوع S واقع شوند. این پدیده را می‌توان به مشارکت بیشتر بخش پوسته-ای در تشکیل ماگمای سازنده این سنگها (که عمدتاً نیز گرانیتی هستند) و تا حدودی دگرسانی تحمیل شده بر آنها نسبت داد. البته در نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند.

- با توجه به نمودارهای  $\text{Nb-Y}$ ،  $\text{Rb-(Y+Nb)}$  (پییرس و همکاران، ۱۹۸۴) گرانیتوئیدی شمال معلمان در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع می‌شوند.

- گرانیت‌های مورد مطالعه در نمودارهای مانیار و پیکولی، در محدوده گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) می‌باشد.

- با توجه به مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با معیارها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیتها (کاستیلو، ۲۰۰۶)، آنها از نوع آداکیت‌های غنی از سیلیس می‌باشند.

- نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده و همچنین آداکیت‌های مشتق شده از پوسته تحتانی قرار می‌گیرند.

- سنگهای آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردار هستند که در مورد آداکیت‌های منطقه مورد مطالعه این گونه سنگها با کانسارسازی گسترده طلا، مس، فیروزه، سرب و روی همراه هستند.

- با مقایسه نمودارهای ژئوشیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نمودارهای نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه اطراف دریای اژه، نشان‌دهنده منشاء متابازالتی برای گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

نتیجه نهایی



## نتیجه‌گیری نهایی

- سنگهای آذرین درونی عمیق و نیمه عمیق این مجموعه ماگمایی به صورت استوک یا دایک رخنمون یافته‌اند و از لحاظ ساختاری، منطقه تحت تاثیر گسل‌های بزرگ عمدتاً شرقی - غربی قرار گرفته و خرد شده‌اند.
- توده‌های نفوذی و نیمه نفوذی در قسمت‌های مختلف منطقه مورد مطالعه به درون سنگ‌های کربناته کرتاسه و سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن نفوذ نموده‌اند و پیامدهای متعدد و متنوعی از قبیل دگرگونی مجاورتی، متاسوماتیسم، دگرسانی گرمایی و کانه زایی را به همراه داشته‌اند.
- مجموعه ماگمایی شمال معلمان دارای طیف ترکیبی گابرودیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشد
- در سنگهای مورد نظر غالباً بافت گرانولار، میکروگرانولار، افیتیک و پورفیروئیدی مشاهده می‌شود.
- کانی فلسیک غالب در تمام سنگهای نفوذی منطقه، پلاژیوکلاز است که ترکیبی در حد آندزین تا الیگوکلاز دارد.
- بر مبنای آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های مورد مطالعه در گروه کلسیک قرار می‌گیرند و شامل انواع اکتینولیت، هورنبلند اکتینولیتی و منیزیوهورنبلند می‌باشند و در ضمن ترکیب بیوتیت‌ها به سمت فلوگوپیت متمایل است (قربانی و همکاران، ۱۳۸۴).
- با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی همچون وجود هورنبلندسبز، تیتانومگنتیت و آنکلاوهای هم‌منشاء با سنگ میزبان، مؤید منشاء ماگمایی نوع I برای این توده‌ها است.
- با توجه به دیاگرام‌های طبقه‌بندی نورماتیو و شیمیایی استفاده شده، سنگهای درونی منطقه مورد مطالعه در محدوده گابرو، مونزوگابرو، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت قرار می‌گیرند که این تنوع ترکیبی در سنگهای درونی، مبین تفریق گسترده در توده‌های نفوذی شمال معلمان می‌باشد.

- در نمودارهای ژئوشیمیایی، توده‌های نفوذی مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوالکالن، کالکوالکالن غنی از پتاسیم و شوشونیتی می‌باشند.

- ماگمای تشکیل دهنده توده‌های گرانیتوئیدی منطقه معلمان در اثر تبلور بخشی و تفریق ماگمایی، تحول یافته است و تحولاتی نظیر آلاینش پوسته‌ای یا مشارکت بخش پوسته‌ای بر روی روند تفریق تاثیر گذاشته است، بگونه‌ای که باعث ایجاد ناهمگنی در بعضی از عناصر شیمیایی شده و اثر آن بصورت پراکندگی عناصر در برخی نمودارها نمود پیدا کرده است.

- اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Sr, K و Pb غنی‌شدگی و از Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از Sr, K و Pb حاکی از منشاء گرفتن گابرو از گوشته غنی شده در نرخ ذوب کم می‌باشد.

- نمودارهای چپل و وایت، (۲۰۰۱ و ۱۹۹۲) نشان می‌دهند که سنگهای مورد مطالعه به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند.

- با توجه به نمودارهای Nb-Y, Rb-(Y+Nb) (پیپرس و همکاران، ۱۹۸۴) گرانیتوئیدی شمال معلمان در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) واقع می‌شوند.

- با مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه با معیارها و ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکیتها (کاستیلو، ۲۰۰۶)، آنها در زمره آداکیتهای غنی از سیلیس قرار گرفته و در محدوده آداکیتهای مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانده شده و همچنین آداکیتهای مشتق شده از پوسته تحتانی قرار می‌گیرند.

- سنگهای آداکیتی مشتق شده از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانده شده از توانایی زیادی برای داشتن کانسارهای مس و طلا برخوردار هستند که در مورد آداکیتهای منطقه مورد مطالعه این گونه سنگها با کانسارسازی گسترده طلا، مس، فیروزه، سرب و روی همراه هستند.

# منابع

## – منابع فارسی

- آسیابانها، ع (۱۳۷۴). بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۶۳۰ ص.
- پورحسینی، ف (۱۳۶۲)، پژوهشی در منشاء توده‌های آذرین ایران زمین، بررسی ژرف توده‌های نفوذی نطنز و بزمان، گزارش شماره ۵۳، سازمان زمین شناسی کشور.
- جعفریان، ع؛ ولی‌زاده، م (۱۳۶۸) بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه کوه‌ز - طرود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- خادمی، م (۱۳۸۶). "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین شناسی منطقه تروند"، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ صفحه
- ذوالفقاری، ص (۱۳۷۷) بررسی پترولوژی سنگهای آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران.
- رشید نژاد عمران، ن (۱۳۷۱) بررسی تحولات سنگ شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان) رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- شمعیان اصفهانی، غ (۱۳۸۱)، مطالعه دگرسانی گرمایی فلزات پایه و گرانبها در منطقه معلمان دامغان، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- علوی نائینی، م (۱۳۵۱)، بررسی زمین شناسی ناحیه جام، گزارش شماره ۲۳، سازمان زمین شناسی کشور.
- قربانی، ق (۱۳۸۴). "پترولوژی سنگهای ماگمایی جنوب دامغان"، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۵۰ صفحه.
- قربانی، ق؛ وثوقی عابدینی، م؛ قاسمی، ح؛ پور معافی، م (۱۳۸۴)، دما- فشار سنجی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه طرود- چاه شیرین (جنوب دامغان)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران.
- کهنسال، ر (۱۳۷۷)، بررسی توده‌های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان دامغان. رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.
- موحد اول، م (۱۳۴۷)، گزارش مقدماتی معدن فیروزه باغو ناحیه کوه‌ز، سازمان زمین شناسی کشور.
- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه طرود، سازمان زمین شناسی کشور.
- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان، سازمان زمین شناسی کشور.

- هلمهاکر (۱۸۹۸) و هنمک (۱۸۹۹)، پی جویی طلا در زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، در قربانی، ق (۱۳۸۴).  
پترولوژی سنگهای ماگمایی جنوب دامغان، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی.
- هوشمند زاده، ع؛ علوی نایینی، م؛ حقی پور، ع (۱۳۵۷)، تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه ترو، سازمان زمین شناسی کشور.

#### - منابع لاتین

- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., langer, Kreuzer, H. (2002).** *High potassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, pp: 51-73.*
- Atherton, M. P. Petford, N. (1993).** *Generation of sodium rich magmas from newly - under plated basaltic crust. Earth and Planetary Science Letters, vol. 192, PP. 561-570.*
- Bonin B. (2007).** *A-type granites and related rocks : Evolution of a concept, problems - and prospects. Lithos, xx, xxx-xxx.*
- **Bourdon, E., Eissen, J. P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Cotton, J. & Hall, M. L. (2002).** *Adakite-like lavas from Antisana volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath the Andean Northern Volcanic Zone. Journal of Petrology 43, 199-217.*
- . *An over view of adakite petrogenesis, Chinese science bulletin, )2006(- Castillo, P. R. report No, pp. 257-268.*
- **Castro, A, Movenno, Ventas, I. De La Rosa, J. D,(1991).** *H- type (hybrid) granitoids: aproposed revision of the granite- type classification and nomenclature.*
- **Chappell, B.W.,White. A.J.R. (1974).** *Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.*
- **Chappell, B.W., White, A.J.R., (1992).** *I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, 1-26.*
- **Chappell, B.W.,White. A.J.R. (2001).** *Two contrasting granite types. 25 years later, austramin.Journal of eart sciences.48.pp.48.pp.489-499.*
- **Clark, D. B. (1992).** *granitiod rocks. Champan & hall. Pub.*
- **Cox, K.G., Bell, J.D., and Pankhurst, R.J. (1979).** *The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450p.*

- **Dall Agnol R., Carvalho D.O. (2007).** Oxidized, magnetite- series, rapakivi- type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A- type granites. *Lithos*, 93, 215-233.
- Debon, F., Lofort, D. (1983).** *A chemical mineralogical classification of plutonic rocks and associations. Earth science. 73. PP.135-149.*
- . *Mount St. Helens: potential example of the )1995(- Defant, M. J., Drummond, M. S. volcanic arc, . Journal of Geology, vol. partial melting of the subducted lithosphere in a 66. pp 343-345.*
- Dichal, E., (1944),** *Beitrag Zur kenntnic der Erzfundestellen Irans, Schweiz miner . petrgr.mitt. V.24, Zurich.*
- . *A )1980(- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M. classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses \_ its relationship and current nomenclature. Chem. Geol., 29, 183-210.*
- Gomez, A., Lagatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutierrez, F., - . Temporal control of subduction magmatism in the eastern )2003(Carrasco-Nunez, G. Trans-Mexican contamination. *Geochem. Geophys, Geosyst, vol. 61, pp. 456-459.***
- **Hyndman, D.W. (1985).** *Petrology of igneous and metamorphic rocks. Donnelly company pub.*
- **Hou, Z. Q., Gao, Y. F., Qu, X. M., Rui, Z. Y. & Mo, X. X. (2004).***Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. Earth and Planetary Science Letters . vol 220.PP 139-155.*
- Harker, A. (1909).** *The natural history of igneous rocks. Methuen & co.London.-*
- **Huber,H., (1957),** *Geology of the east Semnan Area . N.A.O.C. Geology report. unpublished , 40p.*
- **Huber,H., Stocklin,j., (1956),** *Geological Report of the Torud – Moalleman Area .N.I.O.C. unpublished report.*
- Irvine T. N ., Baragar W.R.A., (1971).** *A guide to the chemical classification of the - common volcanic roks , Canadian journal of earth science , 8, 503- 548*
- Ishihara, S. (1977).** *The magnetite- series and ilmenite granitic rocks. Mining Geology, - 27, 293- 305.*
- . *Petrological and Geochemical Area Ahar Songoon Granitoids in )2004(- Jahangiri, A the NW Iran. Journal of petrology. vol 36, 1508-1587.*

- **Jahangiri, A. (2007).** *Geochemical and geodynamic implications Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran.*
- **Johnson, K., Barnes, C. G. & Miller, C. A. (1997).** *Petrology, geochemistry, and genesis of high-Al tonalite and trondhjemites of the Cornucopia stock, Blue Mountains, Northeastern Oregon. Journal of Petrology, vol. 38, pp1585-1611.*
- **Kuno, H. (1968).** Differentiation of basalt magmas. In: *Hess H.H. and polderraat A.(eds.), Basalts: The poldervaat treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, Newyork, PP. 623-688.*
- . *Aleutianma gnesianandesites-melts from subducted Pacific ocean )1978( .- Kay, R.W crust. J. Volcanol.Geotherm. Res. 4, pp.117–132.*
- . *Characteristics and origin of anorogenic )1979(- Loiselle, M. C. and Wones, D.R. granites. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 11: 468.*
- **Maniar, P.D., and Picooli, P.M. (1989).** *Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. of Am. Bull., Vol. 101 , P. 635 – 643*
- **Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. & Champion, D. (2005).** *An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. Lithos 79, 1–24.*
- **Middlemost E.A.K. (1985).** *Magmas and magmatic roks. An introduction to igneous petrology. Longman Grop U.K., PP.73-86.*
- meaning of the , High Sr/Y and La/Yb ratios: The.Moyen, Jean-Francois, (2009)- adakitic signature”, LITHOS*
- **Mueir, R. J., Weaver, S. D., Bradshaw, J. D., Eby, G. N. Evans., J. A. (1995).** *Geochemistry of the cretaceous Separtion Point Batholith, New Zealand: granitoid magmas formed by melting of mafic lithosphere. Journal of the Geological Society, London, vol. 152, pp. 689-701.*
- **Nakamura, M., and Shimakita, S. (1998).** *Dissolution origin and syn-entrapment compositional change of melt inclusion in plagioclase. Earth and Planetary Science Letters, 161, 119-133.*
- **Nakamura, N., (1974).** *Determination of REE , Ba , Fe,Mg, Na , and K in carbonaceous and ordinary chondrites . Geochim.Cosmochim.Acta , 38,757-775*

- **Patino Douce A. E.,(1999)** *What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magma ? Geol. Soc. London, Spec Publ., VI68,55-73.*
- . *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic )1976(-* **Peccerillo, A., Taylor, S.R.** *rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-91.*
- **Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B, (1994).** *Partial melting of subducting oceanic crust. Earth and Planetary Science Letter, vol. 121, pp.227-244.*
- **Pearce, J.A., and Cann, J.R., (1973).** *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.*
- **Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G. (1984).** *Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology. 25. PP. 956-983.*
- **Prouteau, G., Pichavant, M. Maury, R.C. (1999).** *Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, vol.410,pp. 197–200.*
- **Rollinson, H.R. (1993).** *using geochemical data: Evalusion, presentation, And interpretation: Exess, England, Longman scientific and The chemical, 325 pp*
- **Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Leterrier, J., Bellon, H. & Cotton, J.** *. Magmatic source enrichment by slab-derived melt in a yong post-collision setting )2000( central Mindano (Philippines). Lithos, vol.54, pp. 173-206.*
- **Sen, N. Dunn, NG . (1994).** *C. Sen and T. Dunn, Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites, Contrib. Mineral. Petrol. Vol. 117, pp. 394–409.*
- **Shand, S.J. (1943).** *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to depsits. Thomas Murby and co., London 488pp.*
- **Shtreckeisen, A., LeMaitre, R. (1979).** *A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb. Mineral. Abh.136,169-206.*
- **Stern, C. R. Kilian, R., (1996).** *Role of the subducted slab mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. Jornal of petrology, vol. 36, pp.1505-1527.*
- **Sun, S.S., and Mc Donough, W.F. (1989).** *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D.*



- **Taghizadeh, N.,(1968).** *Turquoise and copper mineralization, Bagho Area , Southwest of damghan. G.S.I.*
- **Villaseca, C., Barbero, L., & Heneros, V. (1998).** *A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. Transactions of the Royal Society of Edinburge, Earth Sciences, 89, 113- 119.*
- **Wang, Y. J., Liao, C. L., Fan, W. Peng, T. P.( 2004).** *Early Mesozoic OIB-type alkaline in basalt in central Jiangxi Province and its tectonic implication .Geochemica, vol. 33, pp. 109-117. (in Chinese with English abstract).*
- **Whalen, J.B., Currie, K.L.B.W. (1987).** *A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contib. Mineral. Petrol.,95.407-419.*
- **Wilson, M. (1989).** *Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Unwin Hyman Ltd., London, 466p.*
- **Zhu G, Wang D X., (1983).** *Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional Tectonic Setting: Dexing, South China: Implications for the Genesis of Porphyry Copper Mineralization. Journal of petrology, vol.17, pp. 457-459*

پیوست

- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های توده نفوذی منطقه طرود، قربانی (۱۳۸۴)،  
جدول ۱ تا ۵.

(۱)

sample	GI9	GI6	GI4	GI3	GITO	Gro1	Gro7	Gro45	Gb5
SiO2	61	60.03	61.06	60.96	61.29	59.88	57.09	59.5	58.5
Al2O3	15.6	15.96	16.4	16.17	16.32	16.78	16.99	16.1	16.9
Fe2O3	5.57	4.81	5.2	5.2	5.1	5.71	4.23	6.83	7.25
Feo	5.01	4.33	4.68	4.68	4.59	5.13	3.8	6.15	6.53
MgO	2.83	2.83	2.92	2.87	3.25	1.56	2.57	3.09	3.17
CaO	4.2	5.63	5.89	5.95	5.34	5.78	9.11	5.4	4.8
Na2O	4.02	4.23	4.01	3.96	4.33	4.45	5.26	3.4	3.85
K2O	4.25	3.93	4.04	3.95	4.08	4.63	3.03	3.37	3.22
TiO2	0.51	0.5	0.52	0.49	0.44	0.67	0.44	0.77	0.7
P2O5	0.28	0.24	0.22	0.26	0.26	0.3	0.48	0.24	0.29
MnO	0.09	0.08	0.09	0.03	0.03	0.11	0.03	0.13	0.09
Cr2O3	0	361	412	250	312	347	226	80	0
Ni	0	181	207	164	187	220	161	22	225
Sc	13	9.7	11.1	11	11	7	11	17	15
Ba	700	548	509	636	564	453	648	500	400
Be	0	2.2	2.1	2.2	2.1	3.1	2.4	0	0
Co	18	16.9	19.6	19.5	15.1	13.7	8.9	17	17
Cs	0	1	1.1	1.3	0.6	1.8	0.5	0	0
Ga	0	15.7	16.4	4.82	5.14	8.85	6.55	0	0
Hf	0	0.9	1.1	1.3	3.7	1.7	1.1	0	0
Nb	8.2	8.4	8.5	8.2	7	18.2	20	33	9.5
Rb	95	73.6	78.5	68.7	52.8	64.1	41.5	83.5	104
Sr	965	952	818	918	906	781	1290	550	695
Ta	0	0.5	0.5	0.5	0.4	0.8	0.8	0	0
Th	8.3	8	6.6	5.1	4.8	4.1	6.2	10.7	7.2
U	0	2	2	1.02	0.8	1.05	1.73	0	0
V	155	135	142	117	110	80	119	175	190
W	0	1.6	2.4	1.42	1.42	0.96	0.77	0	0
Zr	135	124	134	103	105	111	108	165	126
Y	15.5	15	13.9	6.28	6.04	17.1	12.2	24	16.5
La	28.5	24.5	20.7	23.6	20.5	26.6	37	27.5	22.5
Ce	53	45	39.5	54.7	48	63.2	110	57	44.5
Pr	0	5.6	5	0	0	0	0	0	0
Nd	24.5	21.2	19.7	0	0	0	0	26.5	21.5
Sm	4.6	4.3	4.1	4.57	4	4.47	7.84	5.45	4.05
Eu	1.19	1.1	1.1	0	0	0	0	1.22	1.18
Gd	3.65	3.6	3.3	0	0	0	0	4.9	3.4
Tb	0	0.4	0.4	0	0	0	0	0	0
Dy	2.7	2.6	2.4	0	0	0	0	4	2.85
Ho	0	0.5	0.4	0	0	0	0	0	0
Er	1.45	1.4	1.2	0	0	0	0	2.15	1.45
Tm	0	0.2	0.2	0	0	0	0	0	0
Yb	1.25	1.3	1.1	0	0	0	0	2.05	1.43
Lu	0	0.2	0.2	0	0	0	0	0	
Mo	0	5.9	6.8	5.7	5.7	6.4	5.1	0	0
Cu	0	17	61	57.1	30	24.4	21.6	0	0
Pb	0	8	11	11	10.5	16.7	19.2	0	0
Zn	0	61	48	29.7	38.7	54	47	0	0
Ni	0	181	207	164	187	220	161	22	225

(v)

sample	Gzb13	Gzbf1	Gz10	Gz131	Gzan10	DY-B1	GI1	GIA1	G120
SiO <sub>2</sub>	54.36	56.7	55.3	54.72	57	64.19	63.52	66.07	66.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.23	16.25	16.8	17.1	16.15	12.81	13.54	12.38	12.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.93	8.09	9.49	7.93	6.4	5.1	5.24	4.45	4.33
Feo	7.14	7.28	8.54	7.14	5.76	4.59	4.72	4	3.9
MgO	4.12	3.97	3.74	4.08	4.44	3.24	2.98	2.92	2.93
CaO	7.79	6.64	3.48	6.92	5.5	6.34	4.5	4.16	4.14
Na <sub>2</sub> O	4.55	4.37	5.08	4.39	4.55	2.53	3.22	2.84	3.07
K <sub>2</sub> O	2.6	2.04	1.13	2.73	2.55	2.5	3.57	3.73	3.45
TiO <sub>2</sub>	0.81	0.87	0.73	0.23	0.67	0.61	0.51	0.47	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31	0.33	0.35	0.36	0.29	0.57	0.26	0.24	0.25
MnO	0.15	0.11	0.09	0.03	0.17	0.13	0.01	0.06	0.08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	234	462	40	300	134	29	0	8.6	63
Ni	114	195	26	104	57	35	0	0	23
Sc	15.5	13.2	16	15	17	12	14	14.1	12
Ba	354	330	105	200	524	609	735	788	783
Be	1.4	1.9	0	0.2	0	2	3	3.2	3.1
Co	23.3	20.2	12	7.6	45	16.6	20.8	21	12.2
Cs	3.7	8.8	0	1.1	0	2.6	0.81	0.8	0.5
Ga	18	16.4	0	3.8	0	0	0	0	0
Hf	0.6	0.5	0	0.1	0	0	0	0	0
Nb	10.3	26.3	14.5	20	18	28.9	8.4	8.2	7.6
Rb	74.6	92.8	68	80	95.5	60.9	70.2	67.8	51.9
Sr	798	525	478	550	607	930	1290	1400	1070
Ta	0.6	1.1	0	0.9	0	0	0	0	0
Th	5.7	6.6	6.4	5.2	4.4	8.54	7.49	7.5	7.25
U	1.8	2.2	0	1.32	0	1.15	2.23	2.05	2.08
V	191	146	180	146	152	135	166	173	143
W	2.2	1.9	0	1.14	0	1.4	3.4	4	1.7
Zr	115	114	110	102	120	118	126	146	150
Y	20.7	23	20.3	21	20	15.4	14.3	13.7	12.3
La	24.3	26.7	20	13.5	27	41	31	35	29
Ce	47.3	54.2	39.5	26.2	50	98.9	62.6	60.2	56.4
Pr	6.1	7.1	0	0	0	10.2	0	0	0
Nd	24.7	27.1	20.2	0	23	37.6	0	0	0
Sm	5.2	5.7	4.2	0	4.3	5.67	0	0	0
Eu	1.4	1	0.8	0	1.13	1.79	0	0	0
Gd	4.4	4.9	3.65	0	8.7	6.99	0	0	0
Tb	0.6	0.7	0	0	0	0.62	0	0	0
Dy	3.3	4.2	3.25	0	3.35	2.97	0	0	0
Ho	0.6	0.8	0	0	0	0.5	0	0	0
Er	1.7	2.4	1.95	0	1.8	1.45	0	0	0
Tm	0.2	0.3	0	0	0	0.19	0	0	0
Yb	1.6	2.4	1.9	0	1.89	1.25	0	0	0
Lu	0.2	0.4	0	0	0	0.17	0	0	0
Mo	3.5	5.7	0	3.36	0	0.9	7.6	10.2	1.2
Cu	127	75	0	123	0	172	15.3	62.5	32.3
Pb	18	12	0	7	0	8.9	12.6	7.5	9.4
Zn	81	63	0	19	0	53	57	39	45
Ni	114	195	26	104	57	35	0	0	23

sample	(r)								
	Gro27	G1	GB1	GA2	Gb28	GbA1	GbA2	GbB	GbRR
SiO2	64.26	65.49	64.03	64.57	64.48	63.62	64.89	66.62	65.17
Al2O3	13.56	19	19.62	22.36	19.11	20.03	18.93	18.85	17.85
Fe2O3	4.81	1.62	1.89	1.75	3.52	3.35	2.99	3.1	3.1
Feo	4.33	1.46	1.7	1.58	3.17	3.02	2.69	2.79	2.79
MgO	3.22	0.46	0.77	0.62	1.47	1.67	1.31	1.42	1.09
CaO	3.89	1.81	4.08	3.38	4.45	4.26	2.85	2.73	4.41
Na2O	3.08	3.22	3.48	3.25	3.59	3.68	3.64	3.86	3.77
K2O	4.02	4.29	4.28	4.04	3.24	3.25	3.47	3.53	3.7
TiO2	0.49	0.3	0.24	0.19	0.27	0.22	0.31	0.33	0.32
P2O5	0.26	0.1	0.1	0.21	0.18	0.12	0.13	0.13	0.15
MnO	0.12	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.06	0.06	0.06
Cr2O3	82	11	13	12	13	12	13	15	35
Ni	28	6	6	5	10	7	9	11	10
Sc	16	3	5.2	3.9	7.1	5.1	6.4	6.8	5.9
Ba	928	425	392	341	480	375	464	475	451
Be	3	3.4	3.8	2.7	1.6	1.3	1.9	1.8	1.9
Co	15.9	4.2	4.1	3.5	7.7	5.8	6.7	7.4	7.1
Cs	0.8	1.9	1.7	2.9	2.6	2.5	2	2.2	3.5
Ga	0	3.12	16	14.7	16.9	13.2	16.5	16.1	15.7
Hf	0	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.8	0.9	0.6
Nb	10.3	11	9.4	7.9	10.4	9.4	11.5	11.7	12
Rb	75.3	86	63.1	50.4	42.7	43.4	63.3	54.3	68.6
Sr	861	366	357	298	524	366	459	463	436
Ta	0	0.8	0.9	0.7	0.8	0.7	1	0.9	1
Th	8.28	10.5	10.7	12.5	8.9	8.6	10.9	10.9	12.7
U	2.66	3.63	3.8	2.4	1.4	2.2	2.7	2.6	3.1
V	167	36	74	63	99	78	102	99	93
W	3.6	0.49	5.9	12.8	1	0.7	0.9	1	2.4
Zr	142	101	107	111	112	118	123	126	118
Y	14.3	8.79	11.1	8.3	11.4	8.8	11.2	11.3	10.3
La	34	23.2	19.3	20.2	23.4	18	25	24.7	24.3
Ce	62	47.7	33.7	33.9	39.8	31.3	43.6	42.6	43.9
Pr	6.38	0	2.9	2.6	3.6	2.7	3.6	3.5	3.2
Nd	23.9	0	9.9	8.8	12.6	9.4	12.4	12	11.1
Sm	4.16	2.44	1.9	1.6	2.4	1.7	2.3	2.2	2
Eu	1.29	0	0.5	0.5	0.7	0.5	0.7	0.7	0.6
Gd	5.7	0	1.8	1.5	2.3	1.6	2.2	2.1	2
Tb	0.55	0	0.2	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.2
Dy	2.58	0	1.4	1.1	1.7	1.2	1.6	1.5	1.5
Ho	0.44	0	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3
Er	1.36	0	0.8	0.6	0.9	0.7	0.9	0.9	0.8
Tm	0.18	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Yb	1.22	0	0.9	0.7	0.9	0.7	0.9	0.8	0.8
Lu	0.17	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Mo	2.1	0.7	0.7	2.1	0.7	0.5	0.3	0.6	1.9
Cu	84.5	6.7	5	13	262	81	210	203	85
Pb	40	15	16	14	18	17	17	16	18
Zn	75	22.2	37	30	133	58	59	57	66
Ni	28	6	6	5	10	7	9	11	10

sample	(€)								
	GbR1	GbR2	Gb16	Gb12	Gb21	GbR	GbF2	Gb2	G13
SiO2	63.87	64.81	67.66	65	66.23	67.46	69.51	69.34	70.03
Al2O3	18.13	18.32	15.97	15.5	15.95	15.93	15.77	15.29	14.34
Fe2O3	3.3	2.58	3.27	4.48	3.03	3.58	3.31	3.54	2.15
Feo	2.97	2.32	2.94	4.38	2.73	3.22	2.97	3.19	1.93
MgO	1.47	1.15	1.33	1.68	1.65	1.45	1.21	1.28	0.61
CaO	4.67	2.62	4.55	3.5	3.55	4.32	3.89	3.94	3.58
Na2O	3.75	3.58	3.59	3.76	3.78	3.71	3.45	3.43	3.44
K2O	3.49	3.86	3.49	3.89	3.85	3.44	3.25	3.56	4.56
TiO2	0.4	0.3	0.38	0.45	0.43	0.4	0.38	0.25	0.2
P2O5	0.16	0.13	0.14	0.18	0.17	0.16	0.15	0.15	0.09
MnO	0.06	0.06	0.04	0.1	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03
Cr2O3	15	16	28	0	0	232	233	65	297
Ni	11	9	11	0	0	160	154	11	181
Sc	6.8	7.1	6	7	6	5	5	4	5
Ba	470	466	496	550	459	517	506	477	334
Be	1.7	1.7	1.6	0	1.4	1.5	1.5	1.6	3.5
Co	7.5	6.9	80.1	14	11.3	10.1	10	8.1	8.4
Cs	2.9	2.7	2.6	0	3.4	2.1	3.3	2.9	2
Ga	16.2	15.8	3.45	0	0	3.71	3.01	3.46	3.25
Hf	0.7	0.7	0.8	0	0	1.3	0.7	0.7	0.5
Nb	11.6	11.7	9	10.6	10.5	12.3	11.9	10.9	12.2
Rb	60.8	47.3	64.2	93	94.7	65.3	65	61.2	73.8
Sr	468	448	538	570	530	531	515	482	364
Ta	1	1	3	0	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9
Th	10.9	11.2	10.2	11.1	10.2	10.5	11.4	9.2	19.7
U	2.4	2.4	1.98	0	1.4	2.02	2.69	1.9	3.24
V	100	95	54	88	81	60	57	51	49
W	0.9	1.1	1.28	0	2.3	1.5	1.39	0.59	1.81
Zr	121	121	103	150	112	105	102	104	111
Y	10.9	12.1	7.51	12.5	12.9	7.87	7.03	7.28	8.11
La	24.7	26.3	21.1	27	15.5	20	21	21.3	21.6
Ce	43	47	46.4	48	29.3	44.2	45.8	46.8	45.8
Pr	3.6	3.9	0	0	3.7	0	0	0	0
Nd	12.3	13.2	0	19	14.1	0	0	0	0
Sm	2.3	2.4	2.81	3.2	3	2.59	2.44	2.22	2.45
Eu	0.7	0.7	0	0.86	0.8	0	0	0	0
Gd	2.1	2.3	0	2.8	2.6	0	0	0	0
Tb	0.3	0.3	0	0	0.4	0	0	0	0
Dy	1.5	1.7	0	2.1	2.3	0	0	0	0
Ho	0.3	0.3	0	0	0.4	0	0	0	0
Er	0.9	0.9	0	1.15	1.3	0	0	0	0
Tm	0.1	0.1	0	0	0.2	0	0	0	0
Yb	0.8	0.9	0	1.14	1.3	0	0	0	0
Lu	0.1	0.1	0	0	0.2	0	0	0	0
Mo	1	1	3.2	0	8.2	4.7	5	4.1	6.4
Cu	71	74	397	0	88	242	72.3	94.6	41.3
Pb	15	17	14.5	0	13	16.8	14.7	15.7	14
Zn	54	54	43.5	0	48	43.8	45.6	47.3	17.9
Ni	11	9	11	0	0	160	154	11	181

(°)

sample	G20	G10	G11	G22	GA1	GA3	Gb100	Gb20
SiO <sub>2</sub>	70.9	67.57	69.31	69.09	74.06	69.13	68.09	68.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.2	15.58	14.52	14.89	15.36	15.75	16.5	15.35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.13	2.21	2.33	2.1	1.98	1.6	2.32	3.11
Feo	1.91	1.99	2.1	1.89	1.78	1.44	2.09	2.8
MgO	0.52	0.65	0.75	0.69	0.44	0.63	1.45	1.59
CaO	3.88	3.96	3.79	3.71	1.49	3.69	3.94	1.55
Na <sub>2</sub> O	3.51	3.88	3.59	3.79	3.42	3.15	3.69	3.77
K <sub>2</sub> O	4.56	4.58	4.39	4.53	4.53	4.09	3.97	3.92
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.22	0.23	0.21	0.25	0.2	0.37	0.4
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.2	0.09	0.12	0.1	0.08	0.08	0.1	0.2
MnO	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	178	0	0	0	14	11	330	0
Ni	155	178	201	152	6	5	140	0
Sc	3	2.6	2.8	3.7	4.9	4.3	5.7	7
Ba	474	400	450	502	395	417	500	560
Be	3.2	0.42	0.43	2.8	3.9	3.3	1.4	0
Co	7.2	6.2	7	7	4	3.1	7.1	9
Cs	1.5	0.47	1.04	2.2	1.7	2.3	3.8	0
Ga	2.94	3.15	3.44	14.8	16.1	14.6	13.8	0
Hf	0.5	0.1	0.1	0.5	0.5	0.5	0.5	0
Nb	9.1	8.5	10.2	8.9	9.3	8.2	9.6	10.8
Rb	77.6	90	95	121	59.3	64.5	101	134
Sr	344	320	340	365	352	268	506	475
Ta	1	0.7	0.9	0.8	0.9	0.9	0.8	0
Th	9.6	10.5	13.1	13.3	11.1	12.6	11.5	11.6
U	2.93	3.4	1.73	3.2	3.6	3	1.4	0
V	39	32	33	34	72	64	73	80
W	0	1.06	0.81	3	6.2	3.5	2	0
Zr	101	101	101	111	108	108	112	128
Y	9.61	8.18	9.69	12.1	10.4	9.1	10.6	11.8
La	15.5	19.3	16.6	24.6	21.5	19.6	27.8	29
Ce	33.3	33.8	29.8	39.3	37.1	32.8	47.3	53
Pr	0	0	0	4.4	3	2.8	5.7	0
Nd	0	0	0	14.9	9.7	9.6	19.7	20.5
Sm	2.09	0	0	2.6	1.7	1.8	3.4	3.3
Eu	0	0	0	0.7	0.6	0.6	0.8	0.89
Gd	0	0	0	2.2	1.8	1.7	2.8	2.6
Tb	0	0	0	0.3	0.2	0.2	0.3	0
Dy	0	0	0	1.8	1.4	1.2	1.9	1.85
Ho	0	0	0	0.3	0.3	0.2	0.3	0
Er	0	0	0	1.1	0.8	0.7	1	1
Tm	0	0	0	0.2	0.1	0.1	0.1	0
Yb	0	0	0	1.1	0.8	0.7	1	0.98
Lu	0	0	0	0.2	0.1	.1	0.2	0
Mo	26.1	5.82	6.21	5.4	0.7	0.5	4.6	0
Cu	10.7	17.5	9.2	12	6	12	69	0
Pb	12.9	1.7	2.7	15	13	12	14	0
Zn	25.7	12	14	37	34	36	48	0
Ni	155	178	201	152	6	5	140	0

- نتایج ژئوشیمی عناصر اصلی و همچنین عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های توده نفوذی منطقه معلمان، کهنسال (۱۳۷۷)، جدول ۶ تا ۷.

(۶)

sample	65	15	60	75	13	56	78	61	63b	19	38
SiO2	49.48	47.72	59.65	59.06	58.01	56.57	57.4	57.61	59.57	63.52	69.29
Al2O3	17.15	18.15	17.86	16.15	18.37	16.1	16.76	17.33	16.14	16.97	15.37
Fe2O3	4.39	3.42	5.04	4.24	2.89	3.71	5.01	6.13	5.26	2.74	2.09
Feo	5.6	6.03	0.59	2.44	2.57	2.15	1.36	0.38	1.79	3.75	2.34
MgO	8.75	10.6	3.3	3.64	3.87	6.03	5.47	3.77	3.93	2.51	0.77
CaO	8.98	9.43	6.43	5.5	7.06	7.29	5.97	6.45	5.26	3.57	3.58
Na2O	3.34	2.86	3.13	5.61	2.42	2.74	4.43	4.67	3.58	3.93	2.21
K2O	0.49	0.46	3.47	2.55	3.96	4.41	2.69	2.9	3.59	2.11	3.62
TiO2	1.48	0.95	0.34	0.53	0.52	0.68	0.56	0.43	0.54	0.65	0.55
P2O5	0.2	0.21	0.11	0.17	0.25	0.23	0.26	0.16	0.22	0.19	0.012
MnO	0.15	0.16	0.08	0.11	0.09	0.08	0.08	0.08	0.11	0.06	0.06
Ni	114	132	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	409	668	519	369	321	321	316	363	633	140	191
Co	53	48	8	15	12	18	15	10	15	0	0
Cs	0	0	2.32	2.12	2.12	2	2	2.37	2.08	0	0
Ga	17	24	0	0	0	0	0	0	0	11	8
Hf	0	0	0.2	3.87	8.28	8.61	7.35	1.93	2.64	6.14	0
Nb	0	0.7	0	9.3	18.43	0	11.9	0	0	0	0
Rb	114	132	134	39	146	188	49	77	102	119	138
Sr	1043	619	728	659	1417	738	859	896	813	452	471
Ta	0	0	0.31	0.51	0.47	0.46	0.55	0.32	0.51	0.59	0.61
Th	0	0	19.23	2.12	9.67	25.42	0.98	5.59	10.61	27.6	18.6
V	209	188	28	81	73	107	108	21	79	40.53	0
Zr	160	113	70	184	331	345	233	170	130	121	157
Y	43	44	0	2.26	0	0	23	0	0	0	0
La	5.28	5.46	0	0	0	0	0	0	0	8.31	0
Ce	47.69	85.09	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	46.32	81.79	19.09	13.26	11.95	7.53	8.58	17.89	17.89	0	0
Sm	0	0	0	0.85	0	0	0	0.46	0	17.2	1.68
Eu	3.01	4.74	0.79	2.28	0.63	0.93	2.71	1.78	1.08	0	0
Tb	0.57	0.76	3.77	3.91	3.58	4.12	3.95	3.96	3.53	0	0
Yb	0.57	0.76	3.77	3.91	3.58	4.12	3.95	3.96	3.53	0	0
Cu	113	157	77	71	69	47	59	43	91	0	5
Pb	0	0	30	34	48	39	49	62	9	0	0
Zn	55	35	70	77	85	97	92	101	38	33	8



(V)

sample	33	35	68	29	31	28	57	63	36
SiO <sub>2</sub>	70.75	66.37	66.29	68.42	67.4	70.08	56.62	58.03	61.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.31	16.36	14.88	15.25	14.99	15.11	17.47	15.4	17.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.46	3.54	1.02	2.89	2.55	1.96	3.76	3.91	1.81
Feo	0.36	0.22	2.19	1.21	1.73	0.35	2.73	1.55	3.98
MgO	0.53	1.05	1.91	1.49	1.18	0.02	5.09	7.02	1.58
CaO	0.59	3.98	4.32	1.04	2.89	1.48	7.68	6.95	6.55
Na <sub>2</sub> O	4.96	4.4	4.35	5.08	6.03	5.08	2.4	3.52	2.24
K <sub>2</sub> O	3.26	3.38	4.11	3.67	2.28	5.51	3.24	2.42	4.15
TiO <sub>2</sub>	0.78	0.49	0.67	0.72	0.67	0.07	0.64	0.71	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.15	0.21	0.21	0.21	0.32	0.27	0.39	0.25
MnO	0.01	0.06	0.06	0.03	0.06	0.01	0.1	0.11	0.07
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ba	356	237	393	711	800	195	302	125	322
Co	0	0	0	0	0	0	14	19	0
Cs	0	0	0	0	0	0	2	2	0
Ga	0	13	0	0	0	0	0	0	8
Hf	0	2.33	0	0	0	0	12.2	12.37	3.13
Nb	4.7	0	0	0	0	0	14.3	1.7	0
Rb	164	103	103	156	120	189	144	60	89
Sr	391	1376	197	369	436	207	1233	613	1579
Ta	1.84	0.68	0.98	1.14	1.12	1.69	0.59	0.55	0
Th	54.19	32.63	1.42	43.44	57.24	11.13	11.16	5.72	16.36
V	84	7.57	8	74	6	0	137	132	0
Zr	217	237	147	177	182	147	361	161	169
Y	5	0	0	0	0	0	0	15	0
La	0	18.09	0	0	0	0	0	0	36.89
Ce	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nd	0	0	0	0	0	0	10.41	7.96	0
Sm	17.83	7.19	0	20.87	8.42	0	0	0	4.61
Eu	0	0	0	0	0	0	0.71	1.84	0
Tb	0	0	0	0	0	0	3.72	3.99	0
Yb	0	0	0	0	0	0	3.72	3.99	0
Cu	12	5.21	14	22	10	13	70	236	0
Pb	0	0	0	0	0	0	39	9	0
Zn	28	43	33	57	66	11	79	0	8.8

## **Abstract**

Magmatic complex of north of Moalleman is located in the south of Damghan and in northern part of Central Iran structural zone. This magmatic complex includes a wide variety of intrusive, extrusive and subvolcanic rocks. This investigation includes a detailed evaluation of intrusive and subvolcanic rocks of this magmatic complex which exposed such as stocks or dikes. The studied rocks have compositional range of Gabbrodiorite, Monzonite, Granodiorite and Granit. Intrusion of these plutons into host rocks (fossiliferous cretaceous limestone and volcano-sedimentary and nonvolcanic limestones of middle Eocene) has been accompanied by contact metamorphism, metasomatism, hydrothermal, alteration and ore mineralization Garnet and garnet-vesuvianite skarns, magnetite mineralization and lead, zinc, copper and gold ore deposits confirm this subject. The studied rocks have high potassium calc-alkaline nature and metaluminous to alittle peraluminous. In variation diagrams there is a continuous trend between the mentioned rocks and indicates that they evolved by fractional crystallization. These rocks belong to I type, volcanic arc and Continental arc granitoids. Comparison the geochemical characteristics of these rocks with geochemical characteristics of adakite, show that these plutonic rocks of north of moalleman are high silica adakites which originated from partial melting of subducted oceanic slab.

**Keywords:** Magmatic complex, Granitoids, Adakites, Volcanic arc, Moalleman



Shahrood University of Technology  
Faculty of Earth Science

Subject:  
Petrology and Geochemistry of North of Moalleman  
Igneous plutons

By:  
Mohammad Hossein Khajehzadeh

Supervisor:  
Dr.Mahmoud Sadeghian

Consultant:  
Dr.Habibolah Ghasemi  
Dr. Ghasem Ghorbani

July 2009