

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه سندھ

دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد - گرایش پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی کوه شاه (شمال شرق بافت)

نگارش:

زہرا صادقی

استاد راهنما:

دکتر حسین مہدی زادہ

استاد مشاور:

دکتر محمود صادقیان

بہمن ۱۳۸۴

تقدیم به :

پدر و مادر عزیز

و

همسر صبور و مهربانم

که عاشقانه به من مهر ورزیده و همواره مشوق و راهنمایم بوده اند.

تشکر و قدردانی

ایزد یکتا را سپاس می گویم که مرا در ادامه تحصیل و به پایان رساندن این مقطع از تحصیلاتم موفق گردانید. این امر محقق نمی شد، مگر با الطاف خداوند و راهنماییها و مساعدتهای اساتید گرانقدر و دوستان گرامی. لذا بر خود لازم می دانم مراتب سپاس و تشکر خود را از ایشان ابراز نمایم.

از جناب آقای دکتر حسین مهدیزاده که راهنمایی این پایان نامه را قبول کردند و موجبات بهره گیری از تجربیات ارزشمند علمی خود را برای اینجانب فراهم نمودند، صمیمانه سپاسگزاری می نمایم.

از جناب آقای دکتر محمود صادقیان که بزرگواری نموده و مشاوره این پایان نامه را عهده دار شدند، به جهت راهنماییهای ارزنده شان در طی مراحل این تحقیق تقدیر و تشکر می نمایم.

از داوران محترم این رساله آقایان دکتر فردوست و دکتر همام که زحمت مطالعه دقیق این پایان نامه را بر خود هموار ساخته و با ارائه راهکارهای مناسب، در جهت هر چه پربارتر بودن این رساله تلاش کردند، کمال سپاسگزاری را دارم.

همچنین از زحمات و عنایات اساتید محترم آقایان دکتر غلام حسین کرمی، دکتر حبیب الله قاسمی، دکتر عزیزالله طاهری، دکتر پرویز امیدی و دکتر فریبرز مسعودی که هر یک به نوعی در پیشرفت این تحقیق موثر بودند، بینهایت سپاسگزارم.

از همکاری صمیمانه آقایان میرباقری، شاه حسینی، یاقوتی و شاهینی و سرکار خانم سعیدی کمال تشکر را دارم.

همچنین لازم می دانم که از اداره فرهنگ، راهداری و فرمانداری شهرستان بافت، سازمان سنجش از دور و کارکنان شرکت پارس کانی به ویژه آقایان رشیدی، حاجب، مقصودی و خانم کرمی تشکر کنم.

در پایان نسبت به دوستان و بستگانی که در تهیه این مجموعه مرا یاری نمودند، به ویژه خانمها سمیه پارویی، فروغ طبسی و مرضیه صادقی و آقایان علیرضا خانعلی زاده، مالک کرد، اکبر رضانی، اکبری و علی صادقی مراتب سپاسگزاری و قدردانی خود را ابراز می دارم.

چکیده

منطقه مورد مطالعه با مساحت حدود ۶۵۰ کیلومترمربع در شمال شرق شهرستان بافت، در استان کرمان و در زون ایران مرکزی واقع شده است. این توده دارای ترکیب سنگ شناسی آکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و کوارتز دیوریت می باشد. این توده در بین سنگ های ولکانوکلاستی به سن ائوسن تزریق گردیده است. کانی فلسیک غالب در تمام سنگهای نفوذی منطقه پلاژیوکلاز است که معمولاً ترکیبی در حد اولیگوگلاز- آندزین دارد و اکثراً داموریتی شده است. آکالی فلدسپارها نیز از نوع ارتوکلاز و دارای بافت میکروپریتی می باشند. کانیهای فرومنینزین غالب از نوع هورنبلند و بیوتیت بوده و تأییدی بر تبلور ماگما در حضور آب هستند. وجود کانیهای ثانوی فراوان نظیر کلریت، اپیدوت، داموریت، سریست و کانیهای رسی در اکثر نمونه ها بیانگر عملکرد آلتراسیون هیدروترمال دمای متوسط تا پایین است. آنکلاوهای میکروگرنولار مافیک موجود در این توده های گرانیتوئیدی دارای ترکیب سنگ شناسی دیوریت، کوارتز دیوریت تا گابرو می باشد. شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی عملکرد یک فرآیند اختلاط ماگمایی را تأیید می نماید.

جوان ترین واحد سنگی که توسط این توده گرانیتوئیدی قطع گردیده است، آهک های اولیگومیوسن می باشد. در اثر دگرگونی مجاورتی متأثر از تزریق این توده گرانیتوئیدی، اسکارنی با ترکیب کانی شناسی متنوع شامل گروسولار، دیوپسید، ولاستونیت، مالاکیت و مگنتیت بوجود آمده است.

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نمونه های مورد مطالعه حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی توده و تشکیل آن از تفریق یک ماگمای بازیک اولیه است. از لحاظ تقسیم بندی های ژنتیکی، توده گرانیتوئیدی مذکور از نوع گرانیتوئیدهای I و سری مگنتیت می باشد. در دیاگرام های ژئوشیمیایی این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت متالومین و کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا می باشد. دیاگرام های بهنجار شده عناصر کمیاب و ناسازگار این سنگ ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی شدگی آنها از عناصر کمیاب سبک و ناسازگار و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین را نشان می دهد. این ویژگی از خصوصیات بارز سنگ های کالکوالکالن قوس آتشفشانی زون های فرورانش حاشیه قاره ای است. با توجه به نمودارهای مختلف تمایز محیط تکتونیکی، این توده از نوع VAG (گرانیت های قوس آتشفشانی) می باشد و حاصل فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره ای ایران مرکزی است.

در ارتباط با جایگزینی این توده گرانیتوئیدی، دگرسانی سیلیسی، آرژیلیتی و پروپیلیتی گسترده ای، سنگ های گرانیتوئیدی و سنگ های میزبان آن را تحت تاثیر قرار داده و همراه این دگرسانی ها کانسارسازی از نوع مس، سرب، روی و طلا صورت گرفته است.

نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب هنجار شده نسبت به کندریت ها و گوشته اولیه نمونه های مورد مطالعه قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای زون دالات در ویتنام و سیرا نوادا در کالیفرنیا هستند. کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، ایران، ارومیه دختر، سنگهای گرانیتوئیدی، بافت.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف	تشکر و قدردانی
ب	چکیده
ج تا ز	فهرست مطالب
ح	فهرست جداول
ط تا م	فهرست اشکال و تابلوها
ن	مقدمه

فصل اول - کلیات

۱-۱	موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه
۲-۱	آب و هوا و پوشش گیاهی
۳-۱	جغرافیای انسانی
۴-۱	تاریخ و فرهنگ
۵-۱	ژئومورفولوژی
۶-۱	مطالعات قبلی
۷-۱	هدف کلی از این مطالعه
۸-۱	روشهای مطالعاتی

فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲	پیکره های سنگی اصلی منطقه کوه شاه
۱-۱-۲	واحد های ائوسن
الف	واحد رسوبی ائوسن میانی
ب	کمپلکس ولکانیکی رازک
۲-۱-۲	واحد های الیگوسن
۳-۱-۲	واحد های میوسن
۴-۱-۲	واحد های پلیوسن
۵-۱-۲	کواترنری
۲-۲	زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه مورد مطالعه

صفحه	عنوان
۲۱	۲-۲-۱- فاز چین خوردگی
۲۱	۲-۲-۲- گسل ها
۲۱	الف- گسل دهشیر(نائین _ بافت)
۲۱	ب- گسل های مکرر و نرمال
۲۲	ج- گسل های معدن قنات مروان
۲۲	۲-۳- زمین شناسی اقتصادی و منابع معدنی منطقه
۲۲	۲-۳-۱- معدن سرب و روی قنات مروان
۲۳	۲-۳-۲- اندیس مس پای نگین
۲۳	۲-۳-۳- اسکارن هرازان
۲۵	- محدوده آنومالی A
۲۵	- محدوده آنومالی B
۲۶	- محدوده آنومالی C
۲۶	- محدوده آنومالی D
۲۷	۲-۴- آلتراسیون
۲۷	الف- دگرسانی سیلیسی
۲۸	ب - دگرسانی آرژیلیتی
۲۸	ج - دگرسانی پروپیلیتی
۳۰	فصل سوم - پتروگرافی توده گرانیتوئیدی کوه شاه
۳۱	۳-۱- آلکالی فلدسپار گرانیتها
۳۱	الف- کانیه های اصلی
۳۲	ب - کانیه های فرعی
۳۴	ج- کانیه های ثانویه
۳۶	۳-۲- گرانیته ها
۳۶	الف- کانیه های اصلی
۳۸	ب- کانیه های فرعی
۳۹	ج- کانیه های ثانویه
۴۱	۳-۳- گرانودیوریت ها

عنوان	صفحه
الف- کانیهای اصلی	۴۱
ب- کانیهای فرعی	۴۳
ج- کانیهای ثانویه	۴۴
۴-۳ - دیوریت و کوارتز دیوریت ها	۴۷
الف- کانیهای اصلی	۴۷
ب- کانیهای فرعی	۴۸
ج- کانیهای ثانویه	۴۹
۵-۳- ترتیب تبلور کانی ها	۵۱
۶-۳- آنکلاوها	۵۳
الف- زینولیت ها	۵۳
ب- رستیت ها	۵۳
ج- اتولیت ها	۵۳
د- آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی (میکروگرانولار مافیک)	۵۴
۳-۶-۱- میکرو آنکلاو های مافیک موجود در منطقه مورد مطالعه	۵۴
۳-۷- نتایج حاصل از مطالعه پتروگرافی توده گرانیتوئیدی کوه شاه	۵۷
فصل چهارم- ژئوشیمی و پترولوژی	۵۸
۴-۱- ژئوشیمی	۵۹
۴-۱-۱- آماده سازی و تصحیح داده های تجزیه شیمیایی	۶۱
۴-۱-۲- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی	۶۳
۴-۱-۳- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه	
در رده بندی و نامگذاری شیمیایی توده گرانیتوئیدی کوه شاه	۶۵
الف- طبقه بندی براساس ترکیب نورماتیو	۶۵
- رده بندی نورماتیو اکائر (۱۹۶۵)	۶۵
- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن ولومتر (۱۹۷۹)	۶۶
- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (۱۹۷۷) و کمک گرفتن	
از نمودار اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۶)	۶۶
ب- طبقه بندی شیمیایی	۶۸

عنوان	صفحه
- طبقه بندی دبون و لو فور (۱۹۸۳)	۶۸
- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)	۶۸
- طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۸۹)	۶۸
- طبقه بندی باربارن (۱۹۹۸)	۶۹
۴-۱-۴- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ های آتشفشانی میزبان توده (اوسن) و جواتر از توده (میوسن)	۷۳
۴-۱-۵- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات آنها)	۷۶
الف- دیاگرام درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)	۷۶
ب- دیاگرامهای اندیس تفریق در مقابل اکسیدهای عناصر اصلی (تورتن، ۱۹۶۰)	۷۸
ج - دیاگرامهای اندیس انجماد در برابر اکسیدهای عناصر اصلی (کونو، ۱۹۵۹)	۸۱
۴-۱-۶- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی برخی عناصر فرعی و کمیاب نمونه های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات آنها	۸۳
الف- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس	۸۳
ب- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر	۸۵
ج- مقایسه پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در گرانیتوئیدهای کوه شاه	۸۸
- نمودار Y در مقابل Zr	۸۸
د- نمایش داده های عناصر کمیاب به صورت نمودارهای عنکبوتی	۸۸
ر- نمودارهای مقایسه ای	۹۱
۱- گرانیتوئیدهای زون دالات در جنوب ویتنام	۹۱
۲- باتولیت سیرا نوادا در کالیفرنیا	۹۲
۴-۲- پترولوژی	۹۷
۴-۲-۱- سری های ماگمایی	۹۷
الف- دیاگرام مجموع آکالن در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)	۹۷
ب- دیاگرام AFM (ویلسون، ۱۹۸۹)	۹۷
ج- دیاگرام سیلوستر (۱۹۸۹)	۹۷

۹۸	د- دیاگرام K_2O در برابر SiO_2 (ریکوود، ۱۹۸۹)
۹۸	۴-۲-۲- درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی منطقه کوه شاه
۱۰۰	- دیاگرام $A/NK - A/CNK$ (شاند، ۱۹۴۹)
۱۰۰	- دیاگرام $A/CNK-SiO_2$ (وایت و چپل، ۱۹۷۴)
۱۰۰	- دیاگرام $A/CNK-SiO_2$ (عبد الرحمن، ۱۹۹۰)
۱۰۲	۴-۳- نتیجه گیری
۱۰۴	فصل پنجم- منشاء و محیط تکتونیکی
۱۰۵	۵-۱- انواع رده بندی گرانیتوئیدها
۱۰۸	۵-۲- معیارهای لازم برای تشخیص گرانیت‌های نوع I و S
۱۱۰	۵-۲-۱- معیارهای صحرایی
۱۱۰	۵-۲-۲- معیارهای سنگ‌شناسی
۱۱۲	۵-۲-۳- معیارهای شیمیایی
۱۱۲	الف- نمودار SiO_2 در مقابل Rb / Zr (هریس ، ۱۹۸۶)
۱۱۲	ب- نمودار Na_2O+K_2O/CaO در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷)
۱۱۲	ج- نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (چاپل و وایت، ۱۹۸۳)
۱۱۳	د- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (وایت و چاپل، ۲۰۰۱)
۱۱۳	۵-۳- گرانیتوئیدهای دو رگه (هیرید)
۱۲۰	۵-۴- جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
۱۲۲	۵-۴-۱- نمودارهای متمایز کننده بر پایه استفاده از عناصر اصلی
	۵-۴-۲- نمودارهای متمایز کننده بر پایه استفاده از عناصر کمیاب (پیرس و همکاران،
۱۲۷	۱۹۸۴)
۱۲۹	- نمودار متمایز کننده $Nb - SiO_2$
۱۲۹	- نمودار متمایز کننده براساس $Nb-Y$
۱۲۹	- نمودار های متمایز کننده براساس $Rb-(Y+Nb)$
۱۳۲	۵-۵- نتیجه گیری

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۱-۲- ستون چینه شناسی واحد های مختلف سنگی موجود در منطقه و ترتیب وقایع زمین شناسی.....	۲۰
جدول ۲-۲- نتایج آنالیز کیفی XRD بر روی نمونه های اسکارن هرازان.....	۲۴
جدول ۲-۳- ویژگیهای کانسارها، معادن و نشانه های معدنی منطقه مورد مطالعه.....	۲۵
جدول ۳-۱- ترتیب تبلور کانی های توده گرانیتوئیدی کوه شاه.....	۵۲
جدول ۴-۱- شماره، موقعیت و نام سنگ شناسی نمونه های انتخاب شده جهت آنالیز	۵۹
جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه ها.....	۶۰
جدول ۴-۳- پارامتر های Q'' , P' , ANOR, P , Q' و Q نمونه های آنالیز شیمی.....	۶۹
جدول ۴-۴- ویژگیهای شیمیایی سنگ های گرانیتوئیدی بر اساس مبانی پیشنهاد شده توسط باربارن (۱۹۹۸) به منظور طبقه بندی آنها.....	۷۲
جدول ۴-۵- نمونه های مورد مطالعه در طبقه بندی های مختلف.....	۷۳
جدول ۴-۶- پارامترهای DI و SI نمونه های مورد مطالعه.....	۸۳
جدول ۴-۷- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های زون دالات.....	۹۳
جدول ۴-۸- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های سیرا نوادا.....	۹۵
جدول ۴-۹- پارامترهای A,C,N,K و نسبت A/CNK در نمونه های مورد مطالعه.....	۱۰۰
جدول ۵-۱- مشخصات گرانیت های تیپ I, S و A از کلیمن وتیست (۱۹۸۹).....	۱۰۹
جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S.....	۱۱۰
جدول ۵-۳- معیارهای کانی شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیت های نوع I و S.....	۱۱۱
جدول ۵-۴- ویژگیهای شیمیایی گرانیت های نوع I و S.....	۱۱۴
جدول ۵-۵- ویژگیهای عمده گرانیت های محیط های کوهزایی (کاسترو، ۱۹۹۱).....	۱۱۹
جدول ۵-۶- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با محیط تکتونیکی و منشاء احتمالی آنها، باربارن (۲۰۰۰).....	۱۲۴
جدول ۵-۷- تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی (بلوین، ۲۰۰۴).....	۱۲۶
جدول ۵-۸- مقایسه ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با انواع گرانیتوئیدهای CAG و CCG, IAG.....	۱۲۷

فهرست اشکال و تابلوها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات استان کرمان و راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.....	۳
شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن.....	۱۰
شکل ۲-۲- تقسیم بندی ناحیه کرمان از دیدگاه دیمتریویچ (۱۹۷۳).....	۱۰
شکل ۳-۲- تصویر ماهواره ای و نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ (گروه یوگسلاو).....	۱۳
شکل ۴-۲- راهنمای نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.....	۱۴
شکل ۵-۲- نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه.....	۱۵
شکل ۶-۲- تصویری از رسوبات ماسه سنگی و سیلتستون قرمز رنگ سازند قرمز فوقانی.....	۱۹
شکل ۷-۲- نمای کلی ارتفاعات لاله زار و قله کوه شاه.....	۱۹
شکل ۸-۲- نمای توده های گرانیتوئیدی واقع در انتهای شمال رودخانه لار.....	۱۹
شکل ۹-۲- نمای کلی ولکانوکلاست های ائوسن در منطقه هرازان.....	۱۹
شکل ۱۰-۲- شمای نزدیک گنبد داسیتی قله سنگ عشق.....	۱۹
شکل ۱۱-۲- نمای دایکهای آندزیتی که ولکانوکلاستهای ائوسن را قطع کرده اند.....	۱۹
شکل ۱۲-۲- نمای کلی از اسکارن های منطقه هرازان.....	۲۹
شکل ۱۳-۲- تصویری از یک توده ولاستونیت در معدن هرازان.....	۲۹
شکل ۱۴-۲- تصویری از بلورهای درشت گارنت در معدن هرازان.....	۲۹
شکل ۱۵-۲- نمای کلی از دگرسانی آرژیلیتی سنگ های ولکانوکلاستی پای نگین.....	۲۹
شکل ۱۶-۲- تصویری از پروپیلیتی زاسیون بر روی دیواره های سنگ های آندزیتی.....	۲۹
شکل ۱-۳- بافت سابهدرال گرانولار در یک آلکالی فلدسپار گرانیته.....	۳۵
شکل ۲-۳- بافت گرافیکی در یک آلکالی فلدسپار گرانیته.....	۳۵
شکل ۳-۳- داموریتی شدن در مرکز پلاژیوکلازها.....	۳۵
شکل ۴-۳- کائولینیتی شدن پتاسیم فلدسپار.....	۳۵
شکل ۵-۳- کلریتی شدن بیوتیت و حضور کانیه های اپک به صورت اذخال را در بیوتیت.....	۳۵
شکل ۶-۳- تبدیل تیتانومگنتیت به اسفن.....	۳۵
شکل ۷-۳- بافت سابهدرال گرانولار در یک گرانیته.....	۴۰

عنوان	صفحه
شکل ۳-۸- رشد تأخیری ارتوز.....	۴۰
شکل ۳-۹- بلور های ریزی از بیوتیت در گرانیت.....	۴۰
شکل ۳-۱۰- تصویر رگه تورمالین در یک گرانیت.....	۴۰
شکل ۳-۱۱- بافت سابهدرال گرانولار در یک گرانودیوریت.....	۴۵
شکل ۳-۱۲- بافت پورفیروئیدی.....	۴۵
شکل ۳-۱۳- تصویر یک پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی سینتتیک و زونینگ عادی.....	۴۵
شکل ۳-۱۴- تصویر یک هورنبلند سبز شکل دار.....	۴۵
شکل ۳-۱۵- اورالیتی شدن پیروکسن.....	۴۵
شکل ۳-۱۶- دگرسانی هورنبلند به بیوتیت.....	۴۵
شکل ۳-۱۷- تصویر حضور بلور زیرکن به صورت ادخال در کوارتز.....	۴۶
شکل ۳-۱۸- تصویر حضور بلور آپاتیت به صورت ادخال در یک پلاژیوکلاز.....	۴۶
شکل ۳-۱۹- تصویر تبدیل تیتانومگنتیت به اسفن.....	۴۶
شکل ۳-۲۰- نمایی از تصویر میکروسکوپی یک زون پروپیلیتی.....	۴۶
شکل ۳-۲۱- تصویر فراوانی هورنبلند های سبز.....	۵۰
شکل ۳-۲۲- تصویر حاشیه واکنشی تبدیل هورنبلند به بیوتیت.....	۵۰
شکل ۳-۲۳- بافت اینترگرانولار.....	۵۰
شکل ۳-۲۴- نمایی از بلور های پیروکسن.....	۵۰
شکل ۳-۲۵- تصویر فراوانی کانی های اپک.....	۵۰
شکل ۳-۲۶- کلریتی شدن بیوتیت.....	۵۰
شکل ۳-۲۷- نمایی از یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک.....	۵۶
شکل ۳-۲۸- نمایی از میکروآنکلاو گابرویی.....	۵۶
شکل ۳-۲۹- نمایی از میکروآنکلاو دیوریتی.....	۵۶
شکل ۳-۳۰- نمایی از حضور آنکلاو های میکروگرانولار مافیک.....	۵۶
شکل ۳-۳۱- تصاویر تجسمی یا مرحله ای اختلاط ماگمایی.....	۵۶
شکل ۴-۱- طبقه بندی نورماتیو An-Ab-Or اکائر (۱۹۶۵) برای سنگهای گرانیتوئیدی..	۶۷

عنوان	صفحه
شکل ۴-۲- طبقه بندی Q-ANOR اشتريکايزن و لومتر (۱۹۷۹).....	۶۷
شکل ۴-۳- نمودار مولر و براون (۱۹۷۷) برای تعيين درصد فلدسپاتهای آلکالن سنگ... ۷۰	۷۰
شکل ۴-۴- دياگرام QAP مودال اشتريکايزن (۱۹۷۶) و موقعيت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن بر اساس روش اصلاحي مولر و براون..... ۷۰	۷۰
شکل ۴-۵- طبقه بندی شيميایي دبون و لو فور (۱۹۸۳) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعيت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۱	۷۱
شکل ۴-۶- طبقه بندی شيميایي میدلموست (۱۹۸۵) برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعيت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۱	۷۱
شکل ۴-۷- طبقه بندی شيميایي کاکس و همکاران (۱۹۸۹)..... ۷۲	۷۲
شکل ۴-۸- طبقه بندی لو متر و همکاران (۱۹۸۹) برای سنگ های آتشفشانی و موقعيت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۴	۷۴
شکل ۴-۹- نمودار کاتیونی جنسن (۱۹۷۶) برای سنگ های آتشفشانی..... ۷۵	۷۵
شکل ۴-۱۰- نمودار تعيين سری ماگمایی (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)..... ۷۵	۷۵
شکل ۴-۱۱- دياگرامهای تغييرات اکسيدهای عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۷۹	۷۹
شکل ۴-۱۲- دياگرامهای اکسيد های عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل اندیس تفریق (تورنتن و تاتل ۱۹۶۰)..... ۸۰	۸۰
شکل ۴-۱۳- دياگرامهای تغييرات اکسيدهای عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل اندیس انجماد (کونو، ۱۹۵۹)..... ۸۲	۸۲
شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغييرات عناصر فرعی و کمیاب نمونه های مورد مطالعه در مقابل تغييرات SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۸۶	۸۶
شکل ۴-۱۵- الف- نمودار جفت عناصر ناسازگار در برابر هم..... ۸۷	۸۷
شکل ۴-۱۵- ب- نمودار عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار..... ۸۷	۸۷
شکل ۴-۱۶- دياگرام Y-Zr عبدالله و همکاران (۱۹۹۷)..... ۸۸	۸۸
شکل ۴-۱۷- الف- نمودار عنكبوتي نرمالایز شده نسبت به کندريت (سان، ۱۹۸۰)..... ۹۰	۹۰

عنوان	صفحه
شکل ۴-۱۷- ب- نمودار عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونالد، ۱۹۸۹)	۹۰
شکل ۴-۱۸- الف- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به کندریت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتوئیدی مربوط به زون دالات	۹۴
شکل ۴-۱۸- ب- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتوئیدی مربوط به زون دالات	۹۴
شکل ۴-۱۹- الف- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به کندریت نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتوئیدی مربوط به سیرا نوادا	۹۶
شکل ۴-۱۹- ب- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتوئیدی مربوط به سیرا نوادا	۹۶
شکل ۴-۲۰- نمودار تعیین سری ماگمایی سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. نمودار ایروین باراگار (۱۹۷۱)، ویلسون (۱۹۸۹)، سیلوستر (۱۹۸۹) و ریکوود (۱۹۸۹)	۹۹
شکل ۴-۲۱- نمودارهای تعیین درجه اشباع آلومین (ASI)، شاندر (۱۹۴۹)، وایت و چپل (۱۹۷۴) و عبدالرحمن (۱۹۹۰)	۱۰۱
شکل ۵-۱- نمودارهای لازم جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A هریس (۱۹۸۶)، والن و همکاران (۱۹۸۷)، چپل و وایت (۱۹۸۳) و وایت و چپل (۲۰۰۱)	۱۱۵
شکل ۵-۲- یک الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)	۱۱۸
شکل ۵-۳- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)	۱۲۴
شکل ۵-۴- الف، ب، ج، د- نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)	۱۲۵
شکل ۵-۵- الف، ب، ج - نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی بر اساس عناصر کمیاب (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)	۱۳۱

عنوان	صفحه
شکل ۵-۶- فرایندهای از دست دادن آب و تولید ماگما بر طبق ساختمان حرارتی	
گوشته سرد - پوسته گرم (وایلی، ۱۹۸۴).....	۱۳۱

تابلوها	
تابلو ۱-۲.....	۱۹
تابلو ۲-۲.....	۲۹
تابلو ۱-۳.....	۳۵
تابلو ۲-۳.....	۴۰
تابلو ۳-۳.....	۴۵
تابلو ۴-۳.....	۴۶
تابلو ۵-۳.....	۵۰
تابلو ۶-۳.....	۵۶

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در محدوده طولهای جغرافیایی $۵۶^{\circ} ۳۹'$ تا $۵۶^{\circ} ۵۹'$ شرقی و عرضهای جغرافیایی $۲۹^{\circ} ۱۶'$ تا $۲۹^{\circ} ۳۰'$ شمالی در شمال شرق بافت قرار دارد و بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی ایران در زون ارومیه دختر واقع شده است.

تاکنون بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمیایی دقیقی در مورد این توده صورت نگرفته است. اکثر مطالعات قبلی در ارتباط با افیولیت ها، نهشته های معدنی، ولکانیک ها و اسکارن های موجود در منطقه می باشد.

در این مطالعه پتروژنز این مجموعه گرانیتوئیدی با استفاده از آنالیزهای ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است.

نوشتاری که پیش رو دارید، مسلماً خالی از اشکال نبوده که از محققین و اساتید فن استدعا دارم با راهنمایی ها و ارائه نقطه نظرات خویش اینجانب را در هر چه پربارتر کردن این پژوهش یاری نمایند.

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق شهرستان بافت در محدوده طولهای جغرافیایی $۵۶^{\circ} ۳۹'$ تا $۵۶^{\circ} ۵۹'$ و عرضهای جغرافیایی $۲۹^{\circ} ۱۶'$ تا $۲۹^{\circ} ۳۰'$ واقع شده است. مساحت شهرستان بافت ۱۳۱۶۰ کیلومتر مربع، ارتفاع آن از سطح دریا ۲۲۵۰ متر و فاصله اش با مرکز استان کرمان ۱۵۶ کیلومتر می باشد. شهرستان بافت از شمال به شهرستان بردسیر از جنوب به استان هرمزگان از شرق به شهرستان جیرفت و از مغرب به شهرستان سیرجان محدود می شود (شکل ۱-۱).

بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه جزء حوضه استحفاظی شهرستان بافت محسوب می شود و بخش شمالی جزء حوضه استحفاظی شهر بردسیر می باشد. شبکه راههای ارتباطی در بافت و شهرها و روستاهای آن گسترش خوبی دارد و نقاط مختلف با راههای آسفalte درجه دو و راههای خاکی به هم مرتبط می باشند. بارزترین مسیرهای دسترسی به منطقه مطالعه شده عبارتند از (شکل ۱-۱):

۱. بافت- بزنجان- قلعه عسگر- هرازان

۲. بافت- بزنجان- قلعه عسگر- لاله زار

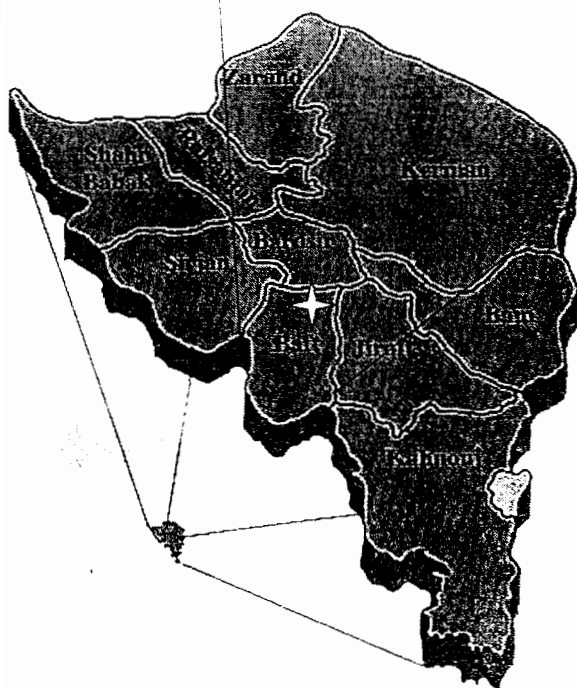
۳. بافت- بزنجان- رابر- پای نگین

۱-۲- آب هوا و پوشش گیاهی

شهرستان بافت به علت وجود کوهها و رودخانه هایی همچون رود رابر، رود خبر و غیره دارای آب و هوای متنوعی است. به طوری که قسمت شمالی این منطقه دارای آب و هوای کوهپایه ای و سردسیر و مناطق جنوبی آن از آب و هوای گرم برخوردار می باشد. میانگین دمای سالانه این منطقه $۱۴/۲$ درجه سانتیگراد است. از نظر پوشش گیاهی، منطقه به دو قسمت تقسیم می شود.

۱. درختان سردسیری از جمله درخت بنه، بادام، انجیر، انار، انگور، گردو و غیره.

۲. پوشش گیاهی گرم و خشک شامل شوره، کنار، کرکچ، نخل، مرکبات و غیره.



شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات استان کرمان و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه.

۱-۳- جغرافیای انسانی

بر اساس سرشماری سال ۱۳۷۵ شهرستان بافت ۱۲۲۹۶۷ نفر جمعیت داشته که بر اساس روند تکاملی و میزان رشد ۰/۶ درصد، جمعیت این شهرستان در سال ۱۳۸۴ برابر با ۱۸۹۳۸۷ نفر است. این شهرستان یکی از مناطق مهم عشایری استان کرمان محسوب می‌شود که با دارا بودن مناطق کوهستانی و دشتی، آب و هوای متنوع و مراتع نسبتاً مناسب، ایلات و عشایر متعددی را در خود جای داده است. دامداری و کشاورزی کار عمده مردم این خطه می‌باشد. زنان در روستاها به قالیبافی می‌پردازند و علاوه بر آن به یاری مردان در امور دامداری و کشاورزی می‌شتابند. اکثریت قریب به اتفاق مردم بافت، مسلمان شیعه ۱۲ امامی هستند.

۱-۴- تاریخ و فرهنگ

به گفته اهالی، چون مردمان این شهر (بافت) عشایر نشین بوده و کارشان بافندگی و بافت قالیه‌های افشاری بوده، این شهر به این نام شهرت پیدا کرده است. نام بافت به صورت امروزی، در کتاب "حدود العالم من المشرق الی المغرب" به سال ۳۷۲ هجری قمری آورده شده است. تپه یحیی، قلعه سنگ و قلعه خبر از آثار باستانی مشهور این شهرستان می‌باشند. حمدالله بنی اسد عسگری، شاعر شیرین سخن شهرستان بافت در مورد این دیار چنین می‌سراید:

ما از دیار بافت می‌گوییم

از سرزمین باغهای سبز

از سرزمین دشتهای گل

آنجا که کوه لاله زار آن پربرف و پا برجاست

آنجا که جنگل‌های بادامش همچون حریر سبز، بس زیباست

از سرزمین گوغر و زیبا بهارانش

ییلاق خوش آب و هوای دامدارانش

چشمه عروس رابر و آن چشمه سارانش

....."

۱-۵- ژئومورفولوژی

حدود ۴۵ درصد از کل وسعت اراضی شهرستان بافت را ارتفاعات بیش از ۲۰۰۰ متر و بقیه را سطوح ارتفاعی ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر تشکیل می دهند. از نظر ژئومورفولوژی بیش از ۸۰٪ مساحت این شهرستان کوهستانی و ۲۰٪ آن جلگه حاصلخیز می باشد که یکی از خوش آب و هواترین نقاط استان کرمان محسوب می شود. سطوح ارتفاعی شهرستان بافت شامل ارتفاعات لاله زار در شمال، ارتفاعات مشرف به دشت سیرجان در غرب، کوههای کم ارتفاع مشرف به دشت دشتاب در جنوب و ارتفاعات خانه گران و رابر در شرق است. کوه شاه با داشتن ارتفاع ۴۳۷۶ متر، مرتفعترین نقطه ارتفاعات لاله زار محسوب می شود. بزرگترین رود استان، هلیل رود از این شهرستان می گذرد. منشاء این رود کوههای مرتفع لاله زار است و اغلب پوشیده از برف می باشد.

۱-۶- مطالعات قبلی

در رابطه با چهار گوش بافت و به طور کلی استان کرمان مطالعات قبلی غالباً در قالب تهیه نقشه های زمین شناسی، اکتشافات معدنی و مطالعه افیولیت ها بوده است.

عمده مطالعاتی که در این ناحیه صورت گرفته، در خلال سال های ۱۹۷۳-۱۹۶۹ توسط مؤسسه زمین شناسی، اکتشافات معدنی و تحقیقات هسته ای و مواد خام یوگسلاوی انجام شده است و تهیه نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بافت و گزارش ورقه بلورد- بافت از جمله این فعالیت ها به شمار می رود.

خوئی و همکاران (۱۳۷۸) در کتاب خود تحت عنوان کانسارهای مس ایران مختصری به پتانسیل های معدنی منطقه مورد مطالعه اشاره کرده است. شرکت پارس کانی نیز در سالهای اخیر (۸۴-۱۳۸۳) طرح اکتشافات ژئوشیمیایی چهار گوش بافت را منتشر نموده است.

در خصوص معدن قنات مروان (معدن سرب و روی، شمال شرق شهرستان بافت) نوشته های پراکنده ای انتشار یافته که مهمترین آن ها گزارشی است که توسط گروه زمین شناسان یوگسلاوی در سال ۱۹۷۳ تهیه شده است. گزارشی مدون و علمی با عنوان بازدید زمین شناسی کانسار معدنی قنات مروان در سال ۱۳۵۸ توسط مؤمن زاده ارائه شده است. سبزه ای (۱۳۶۹) ویژگی سنگ شناسی و کانی شناسی و ساختاری معدن قنات مروان را بررسی کرده و شرکت مهندسين مشاور تهران پادير

(۱۳۷۰) گزارش عملیات ژئوفیزیکی در معدن قنات مروان را منتشر نموده است. ریسمانی (۱۳۷۳) در رساله کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین شناسی اقتصادی و پترولوژی محدوده کانسار قنات مروان پرداخته است. شایسته فر (۱۳۸۱) گزارش آنالیزهای داده های چند متغیره محدوده کانسار سرب و روی قنات مروان کرمان را ارائه کرده است.

چندین رساله کارشناسی ارشد نیز در باره آمیزه رنگین بافت نوشته شده است. حشمت بهزادی (۱۳۷۱)، در رساله خود به بررسی مکانیسم تشکیل و جایگزینی ذخایر کرومیت انبانی در آمیزه افیولیتی بافت پرداخته و کلانتری (۱۳۷۱)، پترولوژی و پتروگرافی آمیزه افیولیتی منطقه بافت را مورد بررسی قرار داده است.

مسعودی و همکاران (۸۴-۱۳۸۳) به بررسی زوناسیون و پتانسیل های اقتصادی اسکارن های بافت پرداخته اند.

تنها تحقیقی که به لحاظ پترولوژیکی بر روی منطقه مورد مطالعه صورت گرفته است، رساله کارشناسی ارشد پور میرزا لنگرودی (۱۳۷۹) با عنوان پترولوژی سنگ های آذرین منطقه لاله زار بافت می باشد که بیشتر بر روی ولکانیت های منطقه متمرکز شده و تنها اشاره مختصری به توده های نفوذی منطقه دارد.

عباس اکبرزاده نیز پایان نامه ای تحت عنوان پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی کوه سفید (جنوب منطقه مورد مطالعه) را در دست تهیه دارد.

۷-۱- هدف کلی از این مطالعه

با توجه به این نکته که تا کنون مطالعه دقیقی به لحاظ پترولوژیکی و ژئوشیمیایی بر روی توده گرانیتوئیدی کوه شاه صورت نگرفته است، این مطالعه شامل پتروگرافی، ژئوشیمی، پتروژنز و جایگاه تکتونیکی این توده می باشد.

۸-۱- روش های مطالعاتی

در آغاز، برای مطالعه دقیق این منطقه مقالات و مطالعات قبلی از طریق اینترنت و مطالعات کتابخانه ای جمع آوری شد. در مرحله بعد نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ و نقشه راههای ارتباطی منطقه گرد آوری شد. در گام بعدی اطلاعات

ماهواره ای (LANDSAT، 1998) از سازمان سنجش از دور فراهم گردید. سپس در چند مرحله عملیات صحرایی تعداد ۱۵۰ نمونه سنگی از واحدهای مختلف منطقه که به کمک GPS مختصات محل برداشت آن ها مشخص گردید، برداشت شد. پس از مطالعه نمونه های دستی، ۱۱۰ مقطع نازک و ۸ مقطع صیقلی تهیه و بعد از مطالعه دقیق پتروگرافی، ۱۳ عدد از نمونه ها توسط شرکت کانساران بینالود تحت آنالیز شیمی XRF و ۵ عدد از نمونه ها در دانشگاه تهران تحت آنالیز شیمی XRD قرارگرفت. نتایج حاصل از آنالیز شیمی توسط نرم افزار های Excel, Newpet, Igpert, Minpet پردازش و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی کوه شاه مشخص گردید. همچنین داده های دور سنجی منطقه توسط نرم افزار Geomatica freeview و Adobe illustrate پردازش شد و نقشه زمین شناسی منطقه در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ تهیه گردید (شکل ۲-۵).

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال شرق شهر بافت واقع شده است و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه دختر در حاشیه جنوبی پهنه ایران مرکزی می باشد (شکل ۲-۱).

ناحیه کرمان توسط دیمیتریویچ (Dimitrijevic, 1973) به پنج واحد زمین شناسی تقسیم بندی شده است (شکل ۲-۲). این واحدها عبارتند از:

۱- کمربند رفسنجان؛ ۲- کمربند دهج - ساردوئیه؛ ۳- کمربند آمیزه رنگین؛ ۴- کمربند اسفندقه - سبزواران و ۵- کمربند سیرجان.

- کمربند رفسنجان

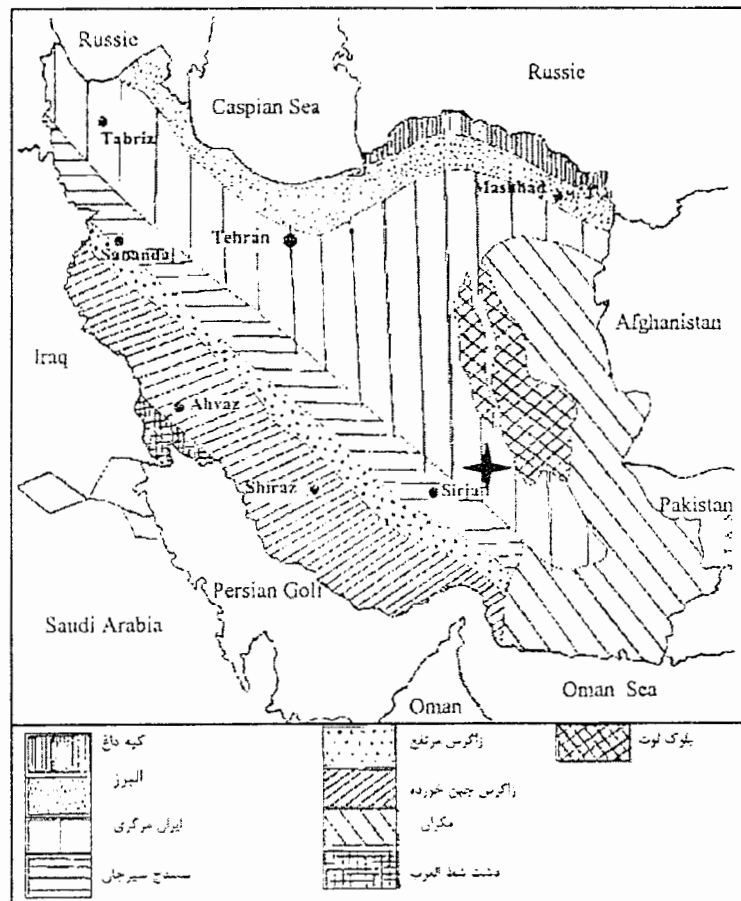
این کمربند شامل بلوک مراد، بلوک چوپار و بلوک گوگ می باشد. بلوک مراد از سازند غیر دگرگونی متعلق به پرکامبرین، سری ریزو مربوط به اینفراکامبرین، سازند بوج متعلق به اردوویسین - سیلورین، گروه کرشک مربوط به سیلورین - کربونیفر و تشکیلات ژوراسیک هجدک به همراه دو توده گرانیتوئیدی کوچک که احتمالاً سن ترشیاری دارند، تشکیل شده است. بلوک چوپار نیز از تخریبی ها، دولومیت های لیاس به همراه تشکیلات بادامو و هجدک که به طور ناپیوسته قرار گرفته اند و کنگلومرای کرمان که به طور دگرشیب و غیر دگرشیب ته نشست یافته، تشکیل شده است و در نهایت بلوک گوگ، سازند هجدک، آهک های ضخیم لایه متعلق به کرتاسه و در بخش هایی نیز کنگلومرای کرمان را شامل می شود.

- کمربند آمیزه رنگین

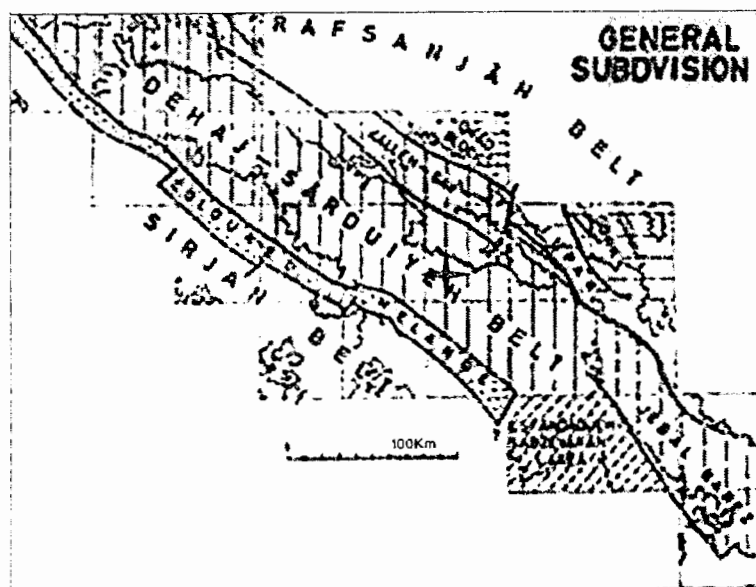
آمیزه رنگین سنونین، سنگ های گرانیتی قبلی، رسوبات ائوسن زیرین و میانی و ولکانیت های رازک در این کمربند قرار دارند.

- کمربند اسفندقه - سبزواران

تخریبی های ریزدانه تریاس، نهشته های ولکانیک - رسوبی ژوراسیک میانی همراه با سنگ های گرانیتی قدیمی تر، تخریبی های ژوراسیک فوقانی و آهک هایی که به طور ناپیوسته وجود دارند، در این کمربند دیده می شوند. همچنین آهک آلبین - سنومانین، کمپلکس بحر آسمان و رسوبات ائوسن میانی همگی به طور ناپیوسته نسبت به هم در این منطقه وجود دارند.



شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختمانی ایران (Stocklin, 1972) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن.



منطقه مورد مطالعه

شکل ۲-۲- تقسیم بندی ناحیه کرمان از دیدگاه دیمیتریویچ (Dimitrijevic, 1973).

- کمر بند سیرجان

در این کمر بند دگرگونی‌هایی با سن نامعلوم در اطراف سیرجان، کمپلکس دگرگونی خواجهو، توربیدایت‌های پرمین زیرین، آهک پرمین میانی - بالایی، سنگ‌های گرانیتی قدیمی تر و آهک‌های ژوراسیک - کرتاسه و آهک معادل قم به طور ناپیوسته وجود دارند.

- کمر بند دهج - ساردوئیه

محدوده مورد مطالعه در شمال کمر بند آمیزه رنگین در زون دهج - ساردوئیه جای گرفته است. در این کمر بند فلش‌های کرتاسه در طول حاشیه شمال شرق قرار دارد. فلش‌های ائوسن زیرین و به دنبال آن کمپلکس ولکانیکی بحر آسمان در امتداد کمر بند یاد شده مشاهده می شوند. در ائوسن میانی، کمپلکس رسوبی به همراه یک افق توربیدایتی و تخریبی دانه درشت در اطراف بافت دیده شده و کمپلکس ولکانیکی رازک نیز بطور ناپیوسته مشاهده می شود. در این منطقه، ولکانیک‌های الیگوسن اطراف بافت، لایه‌های قرمز زیرین، آهک‌های الیگو - میوسن زیرین، توده‌های نفوذی الیگو - میوسن و لایه‌های قرمز فوقانی با سن میوسن دیده می شوند.

در ادامه به شرح مختصری در خصوص زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با تکیه بر گزارش نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهار گوش بافت (گروه یوگسلاو، ۱۹۷۲) می پردازیم.

۲-۱- پیکره های سنگی اصلی منطقه کوه شاه

قسمت اصلی منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های آذرین و به مقدار کمتر سنگ‌های رسوبی ترشیری تشکیل می دهند. قدیمی ترین سنگ های این ناحیه، سنگ های رسوبی متعلق به ائوسن میانی است که واحدهای آتشفشانی ائوسن میانی - بالایی (رازک) بر روی آن ها قرار گرفته اند. بر روی این واحد آتشفشانی نیز، یک سری رسوبات آهکی با فسیل های شاخص اولیگوسن زیرین وجود دارد. توده های نفوذی متعلق به بعد از ائوسن (میوسن) به درون ولکانیک های کمپلکس رازک نفوذ نموده و آنها را دگرسان کرده است. گنبد های داسیتی، به عنوان فاز نهایی فعالیت ماگمایی منطقه به درون سنگ های ولکانیکی (ائوسن) نفوذ نموده اند.

۲-۱-۱- واحدهای ائوسن

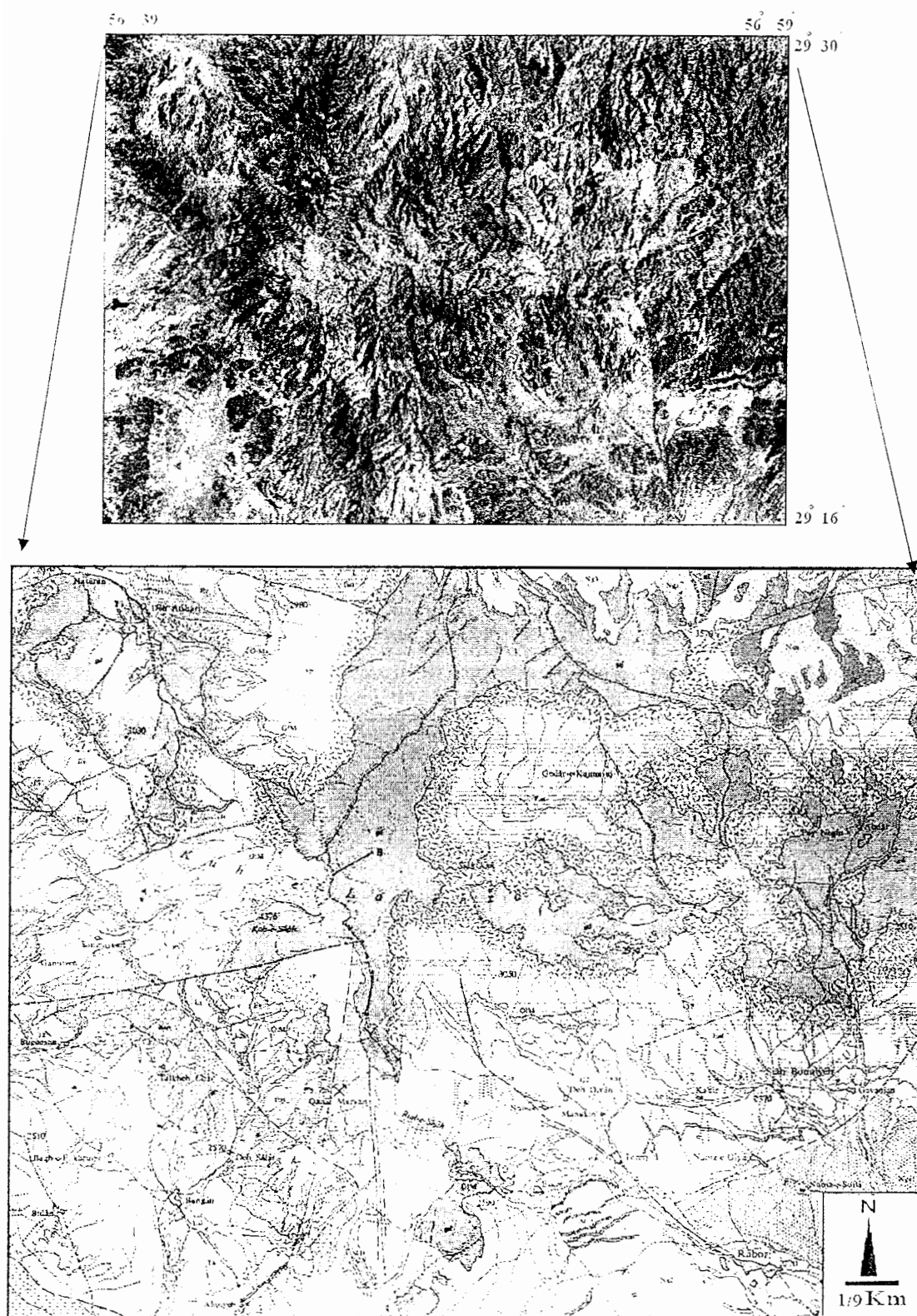
این واحد دارای گسترش شمالغربی- جنوبشرقی است و عمدتاً از سنگ های آذرآواری تشکیل شده است. ترکیب شیمیایی آن در جهت قائم تا حدود زیاد مشابه و در جهت جانبی به مقدار زیادی نامتجانس است و بدین جهت ارتباط جانبی کامل آنها مشکل است. علاوه بر این، فسیل های بخش های رسوبی این مجموعه به طور معمول دامنه سنی وسیعی دارند و بنابر این سن داده شده به این مجموعه در اغلب موارد بسیار کلی است (ائوسن پائینی - میانی، میانی - بالایی).

الف - واحد رسوبی ائوسن میانی

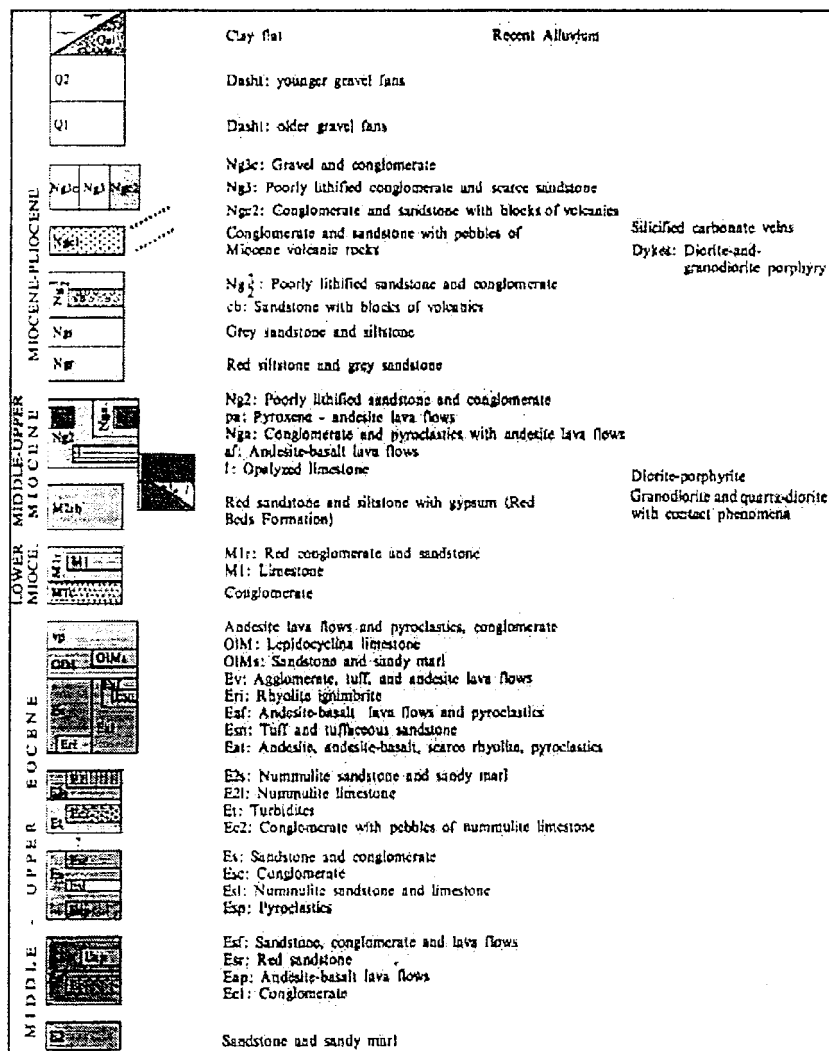
این واحد رسوبی که در قسمت جنوبغرب منطقه برونزد دارد. در ابتدا رسوبگذاری به صورت ماسه سنگ و کنگلومرا (Es) بوده و با توربیدایت ها (E5) و مارن ها (E2s) و آهک ها (E21) ادامه می یابد. در برخی از افق های این کمپلکس فسیل نومولیت و دیگر فسیل های با سن ائوسن میانی و احتمالاً قسمت پائینی ائوسن بالایی یافت شده است.

ب - کمپلکس ولکانیکی رازک

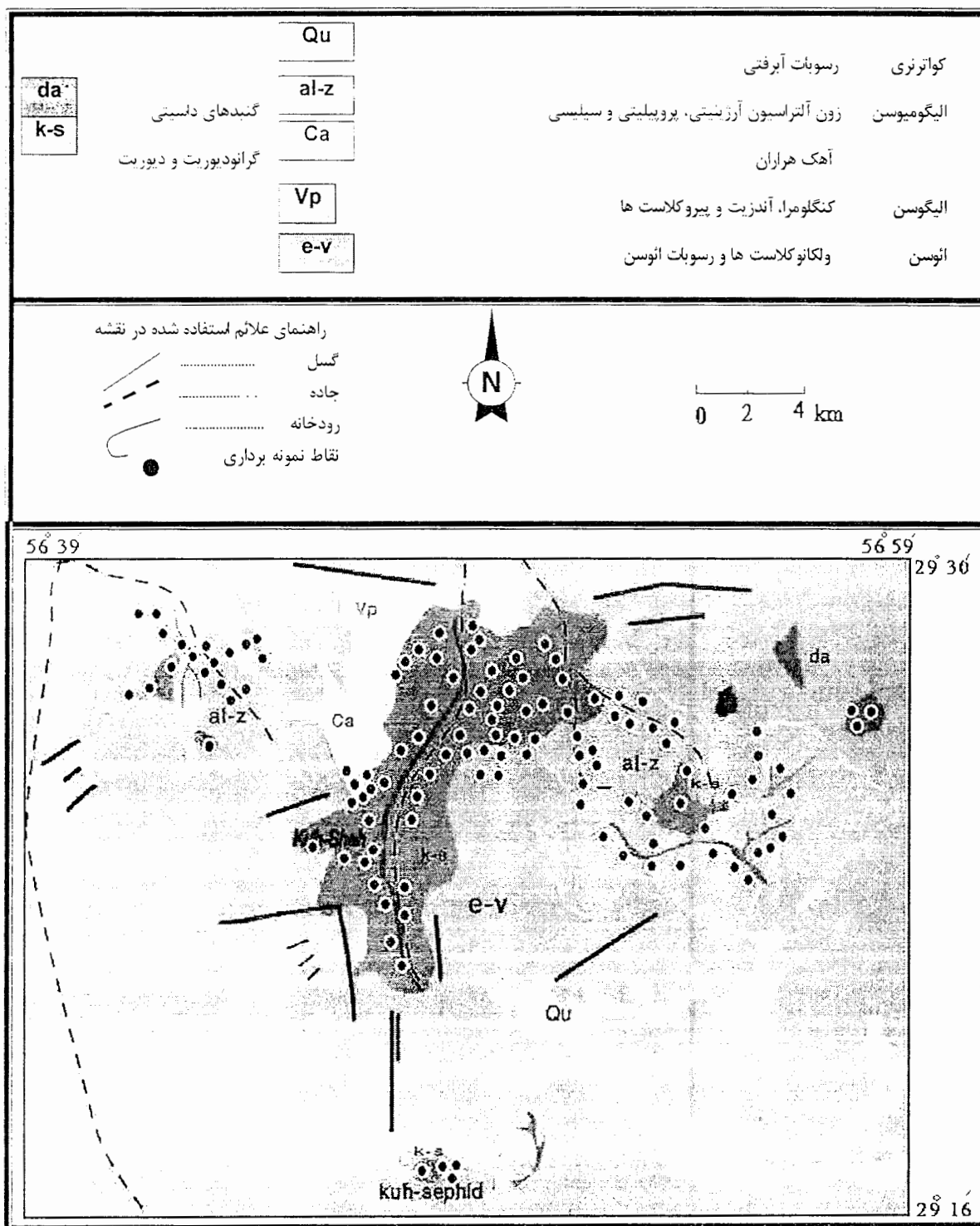
کمپلکس رازک به طور هم شیب بر روی رسوبات ائوسن میانی قرار دارد و در صورت فقدان این رسوبات نهشته های قدیمی تر را به صورت ناپیوسته می پوشاند. در اکثر مناطق به سه بخش زیر واحد پائینی (عمدتاً بازیک)، میانی (اسیدی) و بالایی (بازیک) قابل تقسیم است. این کمپلکس در چهارگوش بافت در طول یال های غربی کوه لاله زار دیده می شود. در قاعده ایگنمبریت های ریولیتی (Eri) با ضخامت متفاوت قرار دارد که در قسمت های شمال ورقه بافت دیده نمی شود. این واحد توسط واحدی ضخیم از جنس آگلومرا، توف و جریان های گدازه ای آندزیتی (Ev) پوشیده می شود. در قسمت های شرق ورقه، در شرق دهکده سیه بنوئیه جریان های گدازه ای آندزیت - بازالت و پیروکلاستیک ها (Eat) با واحدهای توف و ماسه سنگ توفی (Esn) واقع شده است. آندزیت ها حاوی فنوکریست های درشت پلاژیوکلاز (آندزین) و باقی مانده هایی از کانی های مافیک در زمینه جریان های ریولیت ها با بلورهای کوچک کوارتز و فلدسپات های هوازده با زمینه ای تقریباً تبلور مجدد یافته و آغشته به رنگدانه های آهن هستند. ایگنمبریت ها دارای پورفیروکلاستهای از کوارتز و فلدسپات آلکالن در زمینه ای شیشه ای هستند.



شکل ۲-۳ - تصویر ماهواره ای (LANDSAT-1998) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه واقع در شمال شرق ورفه بافت (گروه یوگسلاو، ۱۹۷۳). بر اساس این نقشه زمین شناسی تهیه گردیده است. گرانودیوریت تشکیل شده است.



شکل ۲-۴- راهنمای نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه (شمال شرق ورقه بافت).



شکل ۲-۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه مورد مطالعه که بر اساس تصاویر ماهواره ای و نرم افزار Adobe illustrate ترسیم شده است. همچنین نقاط نمونه برداری از منطقه مورد مطالعه نیز در این تصویر آورده شده است.

۲-۱-۲- واحد های الیگوسن

در ورقه بافت زیر کمپلکس رازک توسط یک افق شاخص متشکل از آهک های حاوی لپیدوسیکیلینا (Olm) به طور هم شیب پوشیده می شود. همچنین دیگر فسیل های این واحد سن احتمالی الیگوسن را نشان می دهند. به سمت شمال ورقه بافت، این آهک به صورت جانبی به ماسه سنگ ها و مارن های ماسه ای مبدل می شود (OlmS). این افق به وسیله جریان های گدازه ای آندزیت و پیروکلاستیک و در کوه شاه بوسیله کنگلومرا (VP) پوشیده می شود.

قلمقاش (۱۳۸۰) در گزارش خود در مورد ورقه بردسیر (ورقه شمالی بافت) به سنگ های آتشفشانی الیگوسن می پردازد که به طور محدود در نیمه جنوبی ورقه بردسیر با روند شمال باختری- جنوب خاوری از شمال روستای لاله زار آغاز شده و تا روستای گزجرد امتداد پیدا می کند. حجم اصلی این واحد آتشفشانی را تناوب توف، برش و لاپیلی توف تشکیل می دهد. در بخش های میانی واحد آتشفشانی مذکور افق هایی از توف های ریزدانه ریولیتی ژئولیتی شده وجود دارد.

۲-۱-۳- واحد های میوسن

در جنوب کوه شاه، واحد الیگوسن با مرز نا هم شیب توسط کنگلومرا (M1c) پوشیده می شود که به سمت بالا به کنگلومرا و ماسه سنگ های قرمز (M1R) مبدل می شود. این لایه ها حاوی افق های متعدد آهکی (M1) با فسیل های جلبک با سن میوسن پائینی هستند. طبقات قرمز بالایی (M2rb) در جنوب شرقی برکه ظاهر مشخصی دارند (شکل ۲-۶) و شامل سیلتستون قرمز (در بخش بالایی سازند مایل به خاکستری) و لایه های ضخیم آهکی و ماسه سنگی هستند. فسیل های با سن میوسن (احتمالاً میانی) در این سازند یافت شده اند (گروه یوگسلاو، ۱۹۷۲).

توده های گرانیتوئیدی (gd) در قسمت های شمال شرق ورقه بافت دیده می شوند که بخش اصلی کوه شاه (ارتفاعات لاله زار) را تشکیل می دهند (شکل ۲-۷). اکثر این توده های آذرین را گرانودیوریتها (شکل ۲-۸) تشکیل می دهند، دیوریت ها نیز به میزان کمتر و به صورت توده های کوچک و غیر قابل نقشه برداری و نامنظم در درون این گرانودیوریت ها قرار گرفته اند. گرانیتوئیدها، ولکانیت ها (شکل ۲-۹) و رسوبات افوسن _ الیگوسن را قطع کرده اند. اما سن نسبی آن ها نسبت به طبقات قرمز مشخص نیست (ریسمانی، ۱۳۷۳). نفوذ توده در سنگ های میزبان آندزیتی ولکانوکلاستی تظاهر خوبی ندارد

ولی جایی که در آهک های هرازان نفوذ می کند، ولاستونیت را ایجاد کرده که بیانگر رخساره پیروکسن هورنفلس است.

در بخش های شمال شرقی ورقه بافت، گنبد های داسیتی رخنمون دارند که ولکانیت ها و رسوبات ائوسن - الیگوسن را قطع کرده اند اما سن نسبی آنها نیز مانند توده های آذرین گرانودیوریتی نسبت به طبقات قرمز مشخص نیست. در توضیحات نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بافت، جنس این سنگ ها دیوریت پورفیری ذکر شده است، اما نمونه برداری های این بخش نشان داد که سنگ های این قسمت دارای ترکیب داسیتی می باشند. این سنگ ها قله ساز و دارای دیواره قائم می باشند و با شکل گنبدی و رنگ سفید تا کرم در صحرا کاملاً قابل تشخیص هستند (شکل ۲-۱۰). این گنبد های داسیتی، آخرین تظاهرات ماگمایی این بخش از ارومیه دختر می باشند (مرادیان و همکاران، ۱۳۸۱).

در بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه، توده کوارتز دیوریتی کوه سفید با سن میوسن میانی (Srdic et al., 1972) قرار دارد که به درون سنگ های پیروکلاستی ائوسن نفوذ کرده است (اکبرزاده، ۱۳۸۳). این توده کوارتز دیوریتی با بخش های دیوریتی توده گرانیتوئیدی کوه شاه از نظر پتروگرافی، ژئوشیمیایی و خصوصیات صحرایی مشابهت های زیادی دارد و احتمال داده می شود که هر دو ناشی از یک ماگمای مادر باشند.

پورمیرزا لنگرودی (۱۳۷۹) به دایک های آندزیتی با ضخامت حدود ۲ الی ۵ متر در قسمت های جنوبی منطقه، یعنی شمال غرب روستای اسکر اشاره کرده است. همچنین قلمقاش در گزارش ورقه بردسیر (ورقه بالایی منطقه مورد مطالعه) به دایک های آندزیتی - داسیتی اشاره می کند. مرز این دایک ها با توده نفوذی مشخص نیست اما سنگ های ائوسن و جوان تر از توده را قطع کرده اند (شکل ۲-۱۱). در محل تماس سنگ های گرانیتوئیدی با آهک های الیگومیوسن، اسکارن شکل گرفته است (در صفحات آینده در همین فصل بدان پرداخته خواهد شد).

۲-۱-۴- واحد های پلیوسن

در جنوب شهر بافت، توالی نئوژن ضخیمی با سیلتستونهای قرمز و ماسه سنگهای خاکستری (Ngr) شروع می شود که مشابه تشکیلات قرمز بالایی است. این لایه ها با ماسه سنگ ها و سیلتستونهای خاکستری (Ngs) و در نهایت بوسیله تخریبی ها (Ng^3_2) ادامه می یابد. این سه واحد هم پوشانی متفاوتی را به سمت شرق نشان می دهند. به طوری که در شرقی ترین قسمت حوزه واحد Ngc1 که شامل کنگلومرا و ماسه سنگ های ولکانیکی میوسن است، مستقیماً روی طبقات قرمز قرار می گیرد. این واحد از طبقات فوقانی اش که قله های ولکانیکی (Ngc2) هستند بر روی نقشه قابل جدایش است. در این حوزه شرقی، رسوبگذاری با گراول و کنگلومراهای سست پایان می یابد. در شرق رابر کنگلومراها و ماسه سنگ های (Ngc1) برونزد دارند که بوسیله دایک های آندزیتی قطع شده اند. سن این واحد، احتمالاً کمی قدیمی تر از دیگر تخریبی های نئوژن بالایی می باشد.

۲-۱-۵- کواترنری

رسوبات کواترنری مخروط افکنه های ماسه ای قدیمی (Q1) و جوان (Q2)، آبرفت های عهد حاضر و یک پهنه رسی (Qal) در جنوب بافت را تشکیل می دهند. تقسیم بندی دشت به قدیمی و جدید در برخی مکان ها مشکل است زیرا برخی به نظر قدیمی تر می آیند اما بوسیله جریان های سطحی قطع شدگی نیافته اند.



شکل ۲-۷- نمای کنی ارتفاعات لاله زار و قله کوه شاه



شکل ۲-۶- تصویری از رسوبات ماسه سنگی و سیلتستون قرمز رنگ سازند قرمز فوقانی.



شکل ۲-۹- نمای کنی و لکانو کلاست های ائوسن در منطقه هرازان.



شکل ۲-۸- نمای توده های گرانیتوئیدی واقع در انتهای شمالی رود خانه لار (دره لاله زار).



شکل ۲-۱۱- نمایی از دایک های آندزیتی که و لکانو کلاست های ائوسن را قطع کرده اند.



شکل ۲-۱۰- شمایی نزدیک گنبد داسیتی قله سنگ عشق.

جدول ۲-۱- ستون چینه شناسی واحد های مختلف سنگی موجود در منطقه و ترتیب وقایع زمین شناسی.

دگرسانی	رسوبی	پلوتونیزم	ولکانیزم	سن
	آبرفت های عهد حاضر			عهد حاضر
پدیده دگرسانی مرتبط با توده گرانیتوئیدی		دایک های آندزیتی- دیابازی	گنبد های داسیتی - تراکی آندزیتی	بعد از آئوسن (میوسن- پلیوسن)
		تشکیل سنگ های آذرین درونی تا حد واسط		میوسن
			ولکانیک های الیگوسن	الیگوسن
	رسوبات آهکی سازند قم			الیگوسن زیرین تا الیگوسن میانی
			کمپلکس ولکانیکی رازک	آئوسن میانی - آئوسن بالایی
	ماسه سنگ همراه با کنگلومرا			آئوسن میانی
	توف های آئوسن میانی			

۲-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه مورد مطالعه

از آئوسن زیرین تا انتهای آئوسن، کمر بند دهج _ ساردوئیه قسمتی از یک باز شدگی وسیع قاره ای بوده که از بالکان ترکیه و شمال ایران، به طرف گودال جازموریان و جنوب شرق ناحیه کرمان ادامه داشته است. در طول این باز شدگی مقادیر عظیمی از مواد ولکانیکی در طول آئوسن بیرون ریخته شده است (ریسمانی، ۱۳۷۳). در مرحله بعدی توده های نفوذی نیمه عمیق با سن الیگومیوسن، میوسن (?) سنگ های میزبان را تحت تأثیر قرار داده اند.

منطقه مورد مطالعه در میوسن شروع به فرونشست کرده و حوضه ای را بوجود آورده که طبقات قرمز و رسوبات بعدی نئوژن در آن رسوبگذاری کرده است. چین خوردگی طبقات قرمز در قسمت های مرکزی این حوضه، کاملاً محرز است. اما طبقات جوان تر تنها اندکی از حالت افقی خارج شده اند و برخی حتی به صورت افقی باقی مانده اند (پور میرزا لنگرودی، ۱۳۷۹).

۲-۲-۱- چین خوردگی

عمده‌ترین فاز چین خوردگی منطقه، فاز چین خوردگی میوسن تا میوسن میانی است که بیشتر به صورت خشکی زایی بوده و موجب بجای‌گذاری رسوبات قرمز فوقانی گردیده است (فاز استرین).

۲-۲-۲- گسل‌ها

الف) گسل دهشیر (نایین _ بافت)

طول این گسل ۳۵۰ کیلومتر است و دارای روند شمال شمال غربی _ جنوب جنوب شرقی می‌باشد. شیب نزدیک به قائم دارد که از جنوب غرب شهرستان نایین شروع و تا نزدیک سیرجان ادامه می‌یابد. از دهشیر تا شهر بابک، قسمتی از آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی در بخش غربی آن و در طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر رخنمون دارد که ممکن است نشانگر مرز جنوب غربی خرده قاره ایران مرکزی باشد. از دهشیر به طرف شمال این گسل تغییر جهت داده و تا نایین ادامه می‌یابد (نبوی، ۱۳۵۵). تغییر جهت گسل دهشیر، مدیون گسل دیگری به نام ندوشن _ مروست می‌باشد، کفه ابرقو _ سیرجان، سبب جابه‌جایی گسل دهشیر شده است. ادامه جنوبی این گسل روشن نیست ولی ممکن است تا فروافتادگی جازموریان و حتی مرز پاکستان ادامه داشته باشد. بریده شدن رسوبات کواترنری به وسیله این گسل، گویای حرکات کواترنری آن است.

جهت این گسل شمال غرب _ جنوب شرق بوده و به موازات راندگی زاگرس کشیده شده است. گسل دهشیر - بافت در زمین‌های کویر لوت یعنی شمال غرب منطقه کرمان با گسل درونه تلاقی دارد. گسل مذکور از شمال سیرجان و جنوب بافت عبور می‌کند (درویش زاده، ۱۳۷۰).

ب) گسل‌های مکرر (en ,echelon) و نرمال

این گسل‌ها در چهارگوش بافت، چرخش چپگردی در امتداد کلیه واحدهای ائوسن و آهک‌های لپیدوسیکلینا تا شمال روستای بنگان ایجاد کرده است و روند NW-SE آن‌ها را پس از چرخش به روند NE-SW در سمت دیگر و حتی در برخی مناطق شمالی - جنوبی کرده است. این گسل‌ها روندی N-S و ۸۰-۹۰ درجه شیب دارند (ریسمانی، ۱۳۷۳).

ج) گسل های معدن قنات مروان

در جنوب کوه شاه در محدوده معدنی قنات مروان دو سیستم اصلی گسله وجود دارد. یکی سیستم های گسله اصلی با روند N45-50E که کنترل کننده اصلی کانی سازی در محدوده معدن قنات مروان است و به صورت گسل نرمال چپگرد با شیبی حدود ۶۰-۸۰ درجه به سمت شمال غرب می باشد و جزئی از سیستم گسل های مکرر و نرمال است. دسته گسل های فرعی دیگر که جدیدتر از سیستم اشاره شده می باشند و به جا به جایی تعدادی از گسل های قدیمی تر منجر شده اند (شرکت مهندسی مشاور تهران پادیر، ۱۳۷۰).

۳-۲- زمین شناسی اقتصادی و منابع معدنی منطقه :

منطقه مورد مطالعه در بخش جنوبی زون ارومیه دختر واقع شده است. این محیط تکتونیکی ویژه، حضور توده های نفوذی گرانیتوئیدی کم عمق با سن الیگو میوسن و آلتراسیون های گسترده، منطقه مورد مطالعه را مستعد پیدایش کانسارهای متنوعی کرده است. حضور سرباره های ذوب سنگهای حاوی مس در چندین نقطه از جمله شمال شرق طغرکوئیه، شرق کیسگان و غیره، وجود فعالیت های معدنی در معادن متروکه سرب-روی-منگنز قنات مروان و معدن مس پای نگین مؤید این ادعاست. اسکارن زایی و تشکیل اسکارنهای حاوی گارنت و ولاستونیت در جنوب شرق هرازان نیز به تنوع معدنی این منطقه افزوده است. در ادامه برخی از آنها را به اختصار معرفی می کنیم.

۳-۲-۱- معدن سرب و روی قنات مروان

کانسار سرب و روی قنات مروان در شمال روستای آهویییه و در ۳۰ کیلومتری شمال شرقی بافت واقع شده است. این کانسار دارای ۳۰ تا ۳۰۰ متر عرض و حداکثر یک کیلومتر طول است. کانی زایی در سیستم رگه ای استوک ورک در بخش میانی زون دگرسانی (آرژیلیتی و پروپیلیتی) و در منطقه ای محدود شکل گرفته است. عیار نقره نیز در این کانسار قابل توجه است.

کانه اصلی این کانسار گالن است و همراه با آن مقادیر بسیار اندک اسفالریت، کالکوپریت و پیریت نیز یافت می شود. باریت، کوارتز و کلسیت باطله های اصلی این کانسار را تشکیل می دهند. (ریسمانی، ۱۳۷۳).

کانی زایی به حالت استوک ورک در زون دگرسانی در محدوده ای به پهنای ۵ تا ۳۰ متر پدید آمده است. عیار سرب در آن از ۶ تا ۲۰ درصد و ذخیره ممکن آن ۲/۶ میلیون تن برآورد شده است.

این معدن پس از ۱۵ سال فعالیت، در اثر انجام معدنکاری نادرست در سال ۱۳۶۰ تخریب و سپس متروکه شد.

۲-۳-۲- اندیس مس پای نگین

این اندیس در شمال غرب روستای پای نگین (۱۵ کیلومتری رابر)، در ارتفاع ۳۰۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد. وسعت ناحیه کانه سازی شده نزدیک به ۰/۱ کیلومتر مربع است و روند شمالی - جنوبی دارد. کانی سازی به صورت رگچه های منفصل و باریک است و آلتراسیون در طول زون برشی گسلی کمی شدید تر است.

مجموعاً تعداد ۸ مطبق صیقلی از این کانسار تهیه شد که ضمن مطالعه آنها توسط میکروسکوپ انعکاسی کانی های کالکوپیریت، کوولین، فیروزه، مالاکیت، بورنیت، کالکوسیت، آزوریت، هماتیت، لیمونیت، پیرولوزیت و کوارتز شناسایی شدند.

۲-۳-۳- اسکارن هرازان

در فاصله ۴۵ کیلومتری شمال شرق بافت و مختصات جغرافیایی $45^{\circ} 56'$ طول شرقی و $29^{\circ} 29'$ عرض شمالی، در محل تماس توده گرانیتوئیدی کوه شاه با سنگ های آهکی، اسکارن زایی در محدوده ای به وسعت ۵۰۰ متر مربع دیده می شود (شکل ۲-۱۲). تبدیل آهک های الیگومیوسن به اسکارن نشان دهنده سن جوان تر توده نفوذی نسبت به آهک هاست.

در سالهای گذشته از محل این اسکارن، گارنت استخراج می شده، اما اکنون هیچگونه فعالیت معدنی در این محل صورت نمی گیرد، اگرچه دارای ذخیره گارنت صنعتی قابل توجهی می باشد.

بر اساس مشاهدات صحرایی (شکل ۲-۱۳ و ۲-۱۴) و ۵ مورد آنالیز XRD کانی های ولاستونیت، گارنت، کلسیت، دولومیت، کوارتز، دیوپسید، مالاکیت، مگنتیت، کالکوپیریت، آزوریت، فیروزه، آپاتیت، کلسیت، اپیدوت و اندکی کانی های رسی در اسکارن منطقه دیده می شود (جدول ۲-۲).

اسکارن‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی به دو نوع اسکارن‌های کلسیک و منیزیم دار تقسیم می‌شوند. کانی‌های شاخص اسکارن‌های منیزیم دار شامل فورستريت، مونتی سئیت، دیوپسید، فلوگوپیت، اسپینل، کانیه‌های گروه هومیت، مارکازیت، سرپانتین و کانی‌های اصلی اسکارن‌های کلسیک شامل گارنت (گروسولار-آندرادیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید، هیدنبرژیت)، وزوویانیت، اپیدوت، ولاستونیت، مگنتیت و ... است. با توجه به نوع کانی‌های شکل گرفته، اسکارن مورد نظر را می‌توان در گروه اسکارن‌های کلسیک طبقه بندی کرد.

اسکارن‌ها همچنین بر اساس اینکه در توده نفوذی و یا در سنگ واکنشی تشکیل شده باشند، به دو دسته اندو اسکارن و اگزو اسکارن تقسیم می‌شوند. زمانی که اسکارن زایی در درون سنگ‌های آذرین رخ دهد، اسکارن را درون اسکارن و در صورتی که کانی‌های اسکارن در داخل سنگ‌های کربناته (میزبان) ایجاد شوند، اصطلاح برون اسکارن به آن‌ها اطلاق می‌گردد. بر این اساس اسکارنی که در این تحقیق، مورد مطالعه قرار گرفته، عمدتاً جزء برون اسکارن و به طور موضعی درون اسکارن می‌باشد زیرا کانیه‌های کالک سیلیکاته عمدتاً در سنگهای کربناته ایجاد شده است اما در مواردی بسیار محدود در سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز دیده می‌شود.

اسکارن مورد مطالعه همچنین بر اساس شکل در گروه اسکارن‌های عدسی شکل قرار می‌گیرد. از نظر درجه دگرگونی تشکیل ولاستونیت و دیوپسید حد بالای رخساره هورنبلند هورنفلس (۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد) تا اوایل رخساره پیروکسن هورنفلس را نشان می‌دهد.

در محل تشکیل اسکارن مورد نظر، توده گرانیتوئیدی در توف‌ها نیز نفوذ نموده است. نمونه‌های محدودی از حضور گارنت و اپیدوت در توف‌ها مشاهده شد که بیانگر اسکارن زایی در توف‌ها علاوه بر کربنات‌ها می‌باشد.

جدول ۲-۲- نتایج آنالیز کیفی XRD بر روی نمونه‌های اسکارن هرازان.

Sam. Nu	Mineral Assemblages
1	Calcite +Wolastonite
2	Diopside aluminium + Kaolinite
3	Grossular + Magnetite + Calcite
4	Diopside aluminium + Grossular + Magnetite + Dolomite ferroan + Strontium apatite
5	Diopside aluminium + Grossular + Magnetite + Dolomite ferroan + Strontium Diopside aluminium

جدول ۲-۳- ویژگیهای کانسارها، معادن و نشانه های معدنی منطقه مورد مطالعه .

نام معدن	سرب و روی قنات مروان	اسکارن هراوان	اندیس مس پای نگین
نوع کانه	گالن ، اسفالریت، پیرولوزیت	گروسولار، آندرادیت	کالکوپیریت، کوولین، فیروزه، مالاکیت، آزوریت
نام ماده معدنی	سرب ، روی، منگنز	گارنت، ولاستونیت	مس
جنس سنگ میزبان	ولکانو کلاستیک های حدواسط	اسکارن حاصل از گرانیتوئید	گرانیت برشی شده
ژنز	هیدروترمال (مزوترمال)	اسکارن	هیدروترمال (مزوترمال)
سن سنگ میزبان	انوسن	الیگومیوسن	انوسن
فعالیت معدن	غیر فعال	غیر فعال	غیر فعال
روش استخراج	زیرزمینی	رو باز	زیرزمینی
موقعیت جغرافیایی	۵۶° ۴۶' ۴۹" ۲۹° ۲۰' ۴۲"	۵۶° ۴۴' ۴۰" ۲۹° ۲۹' ۵"	۵۶° ۵۵' ۵۱" ۲۹° ۲۵' ۵۱"

در تحقیقی که توسط شرکت پارس کانی در خلال سالهای ۸۴-۱۳۸۳ انجام شد، چهار محدوده به عنوان مستعدترین مناطق برای پی جویی های تفضیلی مشخص گردید.

- محدوده آنومالی A

این محدوده در شمال روستای سیه بنوئیه و در برگه ۱:۵۰۰۰۰ رابر قرار دارد. برونزد سنگهای گرانودیوریتی، دیوریتی، آندزیت پرفیری و سنگهای ولکانو کلاستی در این ناحیه دیده میشود و عناصر $Pb, As, Sb, Cd, Ag, Au, Cu, Mo$ و ناهنجاری نشان می دهند. در مطالعه کانی سنگین کانیهای آمفیبول، گوتیت، همتایت، منیتیت، اولیژیست، پیریت، باریت، زیرکن، آپاتیت، پیرولوزیت و گالن مشاهده شده است. در این منطقه گسلها و شکستگی ها تراکم بالا دارند و در نتیجه منطقه به شدت خرد شده است. دگرسانی های سیلیسی و آرژیلیتی و پروپیلیتی در این منطقه توسعه یافته اند. این منطقه با شواهد کانی سنگین و لیتوژنوشیمیایی در کنار شواهد دگرسانی با مس پرفیری تطابق نشان می دهد.

- محدوده آنومالی B

این آنومالی در جنوب غرب روستای هراوان در برگه ۱:۵۰۰۰۰ بزنجان واقع است. برونزد سنگهای گرانودیوریت، دیوریت پرفیری، آندزیت، ولکانو کلاست ها، آهک، و لیتیک توف در این منطقه دیده می شود.

عناصر Mo , Cd و Cu در این منطقه آنومالی نشان می دهند. کانی های پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت کالکوسیت، ولاستونیت، گارنت، تورمالین، آزوریت، فیروزه و هماتیت در این محدوده مشاهده شده است و مطالعه کانی سنگین نشانگر کانی های آمفیبول، گوتیت، مگنتیت، اولیژیست، پیریت، اپیدوت، گارنت، سرپانتین، ایلمنیت، و پیرولولزیت بوده است. دگرسانی سیلیسی در این منطقه گسترش دارد. شواهد دگرسانی و ژئوشیمیایی در این آنومالی نشانگر بیشترین شباهت با کانی سازی مس پورفیری است.

- محدوده آنومالی C

این محدوده در شمال روستای آهویی و در برکه های ۱:۵۰۰۰۰ رابر و بزنجان قرار گرفته است. آندزیت پرفیری، آندزیت برشی، لیتیک توف، ماسه سنگ و آهک در این محدوده رخنمون دارند. در این محدوده عناصر Hg, Ba, Sb, Ag, Cd, Pb و Zn آنومالی نشان داده اند. عناصر دارای آنومالی شامل عناصر کانساری Ba, Cd, Ag, Pb و Zn می باشند و کانی های مالاکیت، گالن، مگنتیت، اولیژیست، پیریت، کلریت، باریت، زیرکن و آپاتیت در مطالعه کانی سنگین مشاهده شده اند. این آنومالی در تفاسیر شواهد گوناگون نشانگر پلی متال سرب و روی بوده است و در آن یک معدن متروکه سرب و روی (قنات مروان) نیز دیده می شود.

- محدوده آنومالی D

این محدوده در شمال شرق روستای گنجان در برکه ۱:۵۰۰۰۰ رابر قرار گرفته است و در آن برونزد واحدهای گرانودیوریتی، آندزیت پرفیری، لیتیک توف، داسیت، ماسه سنگ و شیل، واحدهای ولکانو کلاستی و مگنتیت دیده می شود.

در این محدوده عناصر Ag, Sb, As, Au, Mo, Cd, Pb و Zn آنومالی نشان می دهند. رگه های مالاکیتی، زئولیت و کوارتز و دگرسانی های آرژیلیتی و پروپلیتی در این محدوده گسترش دارند. کانی های هماتیت، گالن، گوتیت، پیریت و آپاتیت طی مطالعه کانی سنگین این منطقه شناسایی شده اند.

۲-۴- آلتراسیون (Alteration)

به طور کلی هر گونه تغییر در کانی شناسی سنگ که توسط عوامل فیزیکی یا شیمیایی صورت گرفته باشد، دگرسانی شناخته می شود. این پدیده می تواند در شریطی از نظر فشار، دما و خصوصیات شیمیایی واقع شود که دیگر پدیده ها مانند هوازدگی با آن همراه باشند. در منطقه مورد مطالعه وجود توده های نفوذی نیمه عمیق و همچنین جنس سنگ میزبان (سنگ های ولکانیکی) که نسبت به تأثیر حرارت چندان حساس نیستند و نفوذپذیری پائین این سنگ ها که مانع حرکت راحت سیالات شده، دگرگونی مجاورتی بسیار ضعیف در حد دگرسانی را بوجود آورده است. دگرسانی سیلیسی، آرژیلیتی (شکل ۲-۱۵)، پروپیلیتی (شکل ۲-۱۶) در مقیاس گسترده در توده نفوذی و سنگ های میزبان دیده می شوند. این دگرسانی ها ناشی از تأثیر محلول های هیدروترمال است.

الف - دگرسانی سیلیسی

دگرسانی سیلیسی به صورت تشکیل زون ها و رگه های سیلیسی در منطقه تظاهر پیدا می کند. سیالات داغ غنی از آب که دارای منشاء ماگمایی هستند و یا آبهای جوی که به سیستم ماگمایی وارد و سپس گرم شده اند، در سنگ های درونی نیمه عمیق و بیرونی منطقه چرخش می کنند. این فرآیند با تجزیه و تخریب کانی های سیلیکاته به ویژه فلدسپار ها همراه است و در ضمن در برخی موارد به آزاد شدن سیلیس منجر می شود. در نتیجه این سیالات از سیلیس اشباع می شوند، سپس با فراهم شدن شرایط ژئوشیمیایی مناسب، سیلیس محلول به صورت کلسدوئن، کوارتز های دانه ریز و دانه متوسط و همچنین سیلیس آمورف نهشته می شود. علاوه بر این به صورت جانشینی به جای کانی های از قبل موجود نیز مشاهده می شوند.

در شمال روستای دیزوماه و جنوب غرب روستای پای نگین زون ها و رگه های سیلیسی بسیاری دیده می شوند.

ب- دگرسانی آرژیلیتی

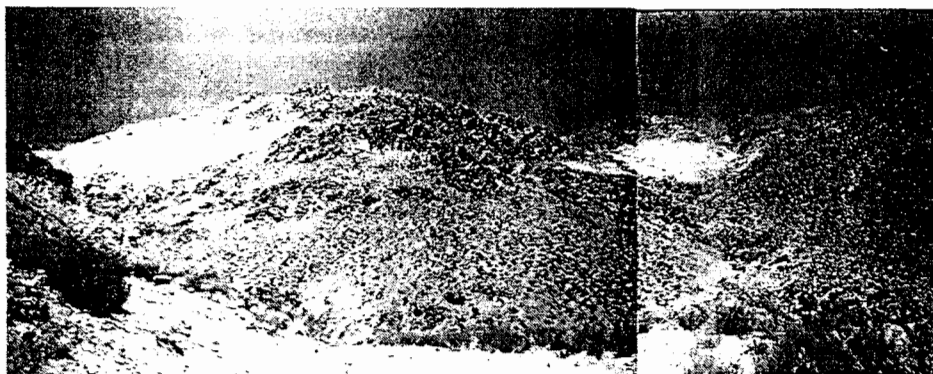
در منطقه مورد مطالعه آلکالی فلدسپار گرانیت ها و به مقدار کمتر گرانیت ها، گرانودیوریت ها و دیوریت ها دچار این دگرسانی گردیده اند. کانی های ارتوز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در نتیجه تحمل فرآیند هیدرولیز به مجموعه ای از کانی های سریسیت، کائولینیت، کلسیت، اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده و آلتراسیون آرژیلیتی را ایجاد کرده اند. این دگرسانی در منطقه با رنگ زرد یا کرم متمایل به قهوه ای (آجری) دیده می شود.

شواهد این دگرسانی در حوالی روستاهای لاله زار، پای نغین، هرازان و روستای دیزومه به طور گسترده دیده می شود.

ج - دگرسانی پروپیلیتی

در این دگرسانی کانی های کلسیت، اپیدوت و کلریت به همراه کوارتز ایجاد می شوند که قابل مقایسه با پاراژنز کانی ها در رخساره شیست سبز هستند.

شواهد این دگرسانی به صورت گسترده در حوالی روستاهای سیه بنوئیه، هرازان، روستای هویج و اسکر دیده می شود. در شرق ارتفاعات لاله زار سنگ ها بوسیله دگرسانی هیدروترمال دگرسان شده و سپس در نتیجه فرآیند هوازدگی یک مجموعه گوسانی (سوپر ژن) را بوجود آورده اند (به سنگ های حاوی آهن اطلاق می گردد که در سطح زمین، اکسید آهن در آنها بوجود آمده است). در این مناطق در امتداد سطوح درزه ها، گسل ها و شکستگی ها کانی هایی نظیر اپیدوت و کلریت به وفور دیده می شوند. در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ ها نیز کانی های اپیدوت، کلریت و کلسیت که حاصل تجزیه و تخریب پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت هستند، یافت می شوند.



شکل ۲-۱۲- نمایی کلی از اسکارن های منطقه هرازان.



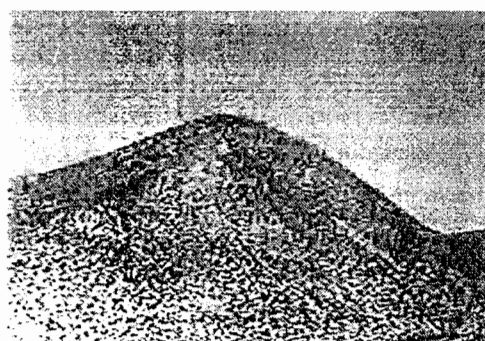
شکل ۲-۱۴- تصویری از بلورهای درشت گارنت در معدن هرازان.



شکل ۲-۱۳- تصویری از یک توده ولاستونیت در معدن هرازان.



شکل ۲-۱۶- تصویری از پروپیتیز سیون بر روی دیواره سنگ های آندزیتی.



شکل ۲-۱۵- نمایی کلی از دگرسانی آرزینیتی سنگ های ولکانوکلاستی در نزدیک معدن مس بای نگین.

تابلوی ۲-۲

فصل سوم

پتروگرافی توده گرانیٲوئیدی

کوه شاه

پتروگرافی یا سنگ نگاری، مبحثی از علم زمین شناسی است که به بررسی ویژگیهای میکروسکوپی سنگ ها می پردازد.

به منظور بررسی ویژگیهای میکروسکوپی سنگهای تشکیل دهنده باتولیت گرانیتوئیدی کوه شاه، بیش از ۱۰۰ مقطع نازک تهیه گردید. بر اساس این مطالعات، سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در چهار گروه آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت تا کوارتز دیوریت قرار می گیرند که در این فصل به شرح آن ها خواهیم پرداخت.

۳-۱- آلکالی فلدسپار گرانیت ها

این سنگ ها بخش کوچکی از گرانیتوئیدهای منطقه را تشکیل می دهند و تنها در بخش های شمالی ارتفاعات لاله زار (در جنوب روستای لاله زار) دیده می شوند. تمام بلورین و دانه متوسط تا دانه درشت هستند. بافت میکروسکوپی آن ها از سابهدرال گرانولار تا آنهدرال گرانولار تغییر می کند (شکل ۳-۱). بافت گرافیکی (شکل ۳-۲) و پرتیتی نیز در بعضی مقاطع دیده می شود. بافت گرافیکی، بیانگر تبلور همزمان و آرام کوارتز و پتاسیم فلدسپار در نقطه اوتکتیک، از یک مذاب در حال سرد شدن در عمق کم و تحت فشار آب پائین می باشد (Clarke, 1992). کانی های اصلی این سنگها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار و کانی های فرعی شامل بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی های اپک می باشند. کانی های ثانویه نیز عبارتند از: کلریت، تورمالین، داموریت، سریسیت، اسفن و کانی های رسی.

الف - کانی های اصلی

کوارتز

این کانی به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و پرکننده حفرات مابین کانی ها است. خاموشی موجی، خردشدگی و شکستگی در آن دیده می شود و این امر می تواند ناشی از اعمال تنش خفیف در هنگام تزریق توده نفوذی به خصوص در حاشیه های آن باشد. دارای ادخال های ریزی از پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، آپاتیت، زیرکن، بیوتیت و کانی های اپک است. از لحاظ ابعاد ذرات به طور نسبی غیر هم بعد بوده و در حد ۰/۳ تا ۲ میلیمتر می باشند.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا شکل دار است و دارای ماکل پلی سینتیک و منطقه بندی است. از لحاظ ترکیب در حد اولیگوکلاز - آندزین بوده و دارای ادخال هایی از بیوتیت، آپاتیت و کانی های اپیک است. حضور بخار آب در محیط تبلور، حتی به مقدار کم، درجات حرارت سولیدوس و لیکیدوس را به نحو بارزی کم می کند. بنابراین هرگاه در هنگام تبلور ماگما، فشار بخار آب تغییر کند، ترکیب زون های مختلف نیز تغییر خواهد کرد. حضور بیوتیت در اکثر مقاطع بیانگر وجود بخار آب در محیط تبلور سنگ های منطقه مورد مطالعه است و می توان زونینگ پلاژیوکلاز ها را به حضور بخار آب و تغییر فشار آن نسبت داد. به علت آلتراسیون هیدروترمال اغلب پلاژیوکلاز ها به داموریت (شکل ۳-۳) و کانی های رسی تجزیه شده اند.

پتاسیم فلدسپار

ارتوز نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و اندازه آن از ۰/۲ تا ۳ میلیمتر متغیر است. خاموشی موجی در آن دیده می شود که ناشی از تحمیل تنش بر آن می باشد. دارای ادخال هایی از کوارتز، پلاژیوکلاز، اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی های اپیک می باشد. تحت تأثیر آلتراسیون هیدروترمالی اغلب به سریسیت و کانی های رسی (شکل ۳-۴) تجزیه شده است.

ب - کانی های فرعی:

بیوتیت

این کانی حدود ۲ درصد کانی های سنگ را تشکیل می دهد و اکثراً کلریتی شده است. در دماهای پائین تا متوسط، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می شود. در نور عادی به رنگ قهوه ای کمرنگ تا پررنگ، قهوه ای متمایل به قرمز دیده می شود و دارای چند رنگی شدید و مستقیم می باشد. بیوتیت دارای ادخال هایی از زیرکن، اسفن و کانی های اپیک است. اکثراً کانی های اپیک سنگ های منطقه با بیوتیت ها همراه هستند. زیرا آهن موجود در بیوتیت صرف تشکیل کانی های اپیک گردیده است (شکل ۳-۵).

زیرکن

زیرکن در ابعاد بسیار کوچک و اتومورف در داخل بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار، به صورت اذخال دیده می شود. در نور عادی بیرنگ تا قهوه ای کمرنگ است و دارای برجستگی بسیار بالایی است. معمولاً بیوتیت بوسیله هاله ای تیره رنگ احاطه می شود که حاصل تشعشعات ناشی از عناصر رادیواکتیو موجود در آن است.

آپاتیت

به صورت بلورهای ریز و سوزنی شکل (اتومورف) در داخل فلدسپات ها دیده می شود. شکل سوزنی آپاتیت ها با سرعت سرد شدن ناگهانی مذاب و احتمالاً آمیختگی ماگمای بازیک و اسیدی (Didier, 1973 ; Reid, 1983) و تشکیل ماگمای هیبرید، در ارتباط می باشد. از سوی دیگر این تظاهر گویای این نکته است که ماگمای مافیک با میزان کلسیم بالا از گوشته نشأت گرفته و ضمن تبلور پلاژیوکلاز، کلسیم در ساختمان آپاتیت های پیش رس نیز شرکت کرده است (کریمی قره بابا و همکاران، ۱۳۸۳).

اسفن

یکی از فراوانترین و مهم ترین کانی های فرعی است که در این سنگ ها، از حضور همه جانبه ای برخوردار است و در اکثر نمونه های برداشت شده مشاهده می گردد. اسفن به صورت بلورهای بی شکل با ابعاد ریز و به طور پراکنده در این سنگ ها یافت می شود و می توان آن را به دو نوع 'ولیه و ثانویه دسته بندی نمود. اسفن های اولیه به صورت بلورهای مستقل و ریز تبلور یافته اند و به صورت اذخال در سایر کانی ها یافت می شوند.

اسفن های ثانویه به صورت حاشیه واکنشی در اطراف تیتانومگنتیت ها و یا در اطراف بیوتیت ها دیده می شوند. اسفن های ثانویه محصول واکنش TiO_2 آزاد شده از بیوتیت و تیتانو مگنتیت با CaO و SiO_2 موجود در محیط می باشند (شکل ۳-۶).

کانی های اپک

این کانی ها به صورت اذخال های پراکنده در بیوتیت، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می شوند. معمولاً از نوع تیتانومگنتیت هستند و غالباً در حاشیه به اسفن تبدیل شده اند.

ج- کانی های ثانویه

کلریت

در بعضی نمونه ها، این کانی به مقدار اندک یافت می شود و حاصل دگرسانی بیوتیت می باشد.

تورمالین

تورمالین با رنگ آبی تا قهوه ای و پلی کروئیسزم معکوس خود در نور طبیعی کاملاً مشخص است. در بعضی مقاطع تورمالین به صورت رگه های پراکنده وجود دارد. محلول های هیدروترمال بوردار (B) با نفوذ در سنگ های اطراف و دریافت آهن و منیزیم تورمالین را به وجود می آورند. تورمالین ها را بر اساس خاستگاه به دو دسته اصلی تقسیم می نمایند، تورمالین های هیدروترمال - متاسوماتیسم و تورمالین های ماگمایی (London, 1995). تورمالین های ماگمایی و هیدروترمال هر دو خصوصیات نوری یکسانی را در زیر میکروسکوپ های پلاریزان نشان می دهند و رنگ های پلی کروئیسزم هر دو یکسان است. تفاوت آن ها در ترکیب شیمیایی آنهاست. تورمالین های هیدروترمال معمولاً حاوی Mg بالاتری نسبت به سایر تورمالین ها هستند و ترکیب شیمیایی تورمالین های متاسوماتیسم معمولاً مشابه سنگ میزبان است. در تورمالین های ماگمایی نسبت Fe/Mg و مقدار F بالا است و در مکان کاتیون های دوظرفیتی، میزان Al بالاست.

داموریت

داموریت، میکای سفیدی است که به صورت پولک های باریکی در امتداد صفحات رخ و ماکل جهت یافته شده است و از دگرسانی پلاژیوکلاز ها به دست می آید (Marcel Roubault, 1963).

سریسیت

سریسیت به ذرات ریز میکای سفید آبدار اطلاق می شود. این کانی در نتیجه تجزیه پتاسیم فلدسپار تشکیل می شود.

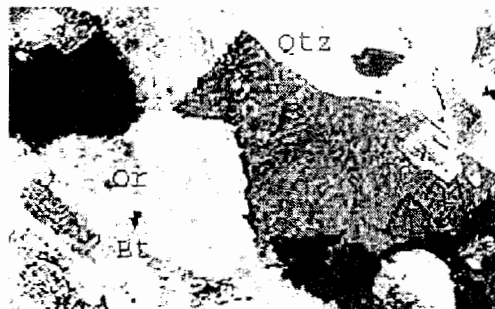
کانی های رسی

اکثر فلدسپات های آلكالن در این سنگ ها به علت کائولینیتیزه شدن به صورت مات و کدر دیده می شوند. کائولینیت یک کانی ثانویه است و از هوازدگی یا تجزیه هیدروترمال سیلیکاتهای آلومینیوم دار، مخصوصاً فلدسپات ها بوجود می آید.



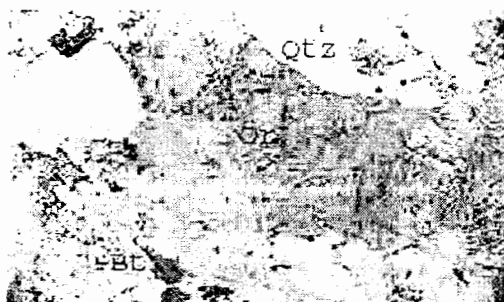
ppl

شکل ۲-۳



ppl

شکل ۱-۳



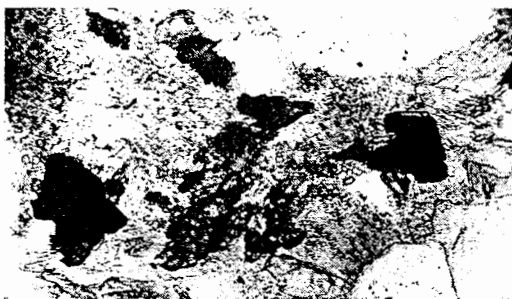
xpl

شکل ۴-۳



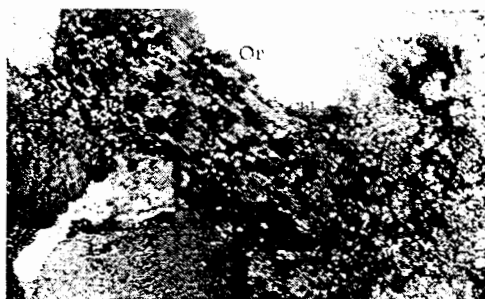
ppl

شکل ۲-۳



xpl

شکل ۶-۳



ppl

شکل ۵-۳

بیوتیت: Bt اپیک: Op کلریت: Chl کوارتز: Qtz پلاژیوکلاز: Plg ارتوز: Or
 شکل ۱-۳- بافت سایپیدرال گرانولار در یک آنکالی فلدسپار گرانیته به خوبی نمایان است (ppl . 32x).
 شکل ۲-۳- این تصویر، بافت گرافیکی را در یک آنکالی فلدسپار گرانیته نشان می دهد (ppl . 50x).
 شکل ۳-۳- داموریتی شدن در مرکز پلاژیوکلازها در این تصویر مشخص است (ppl . 100x).
 شکل ۴-۳- تصویر، کائولینیت حاصل از دگرسانی پتاسیم فلدسپار را نشان می دهد (xpl . 100x).
 شکل ۵-۳- این تصویر، کلریتی شدن بیوتیت و حضور کانی های اپیک به صورت ادخال را در بیوتیت نشان می دهد (ppl . 32x).
 شکل ۶-۳- تبدیل تیتانومگنتیت به اسفن دیده می شود (xpl . 200x).

تابلوی ۱-۳

۲-۳- گرانیت ها

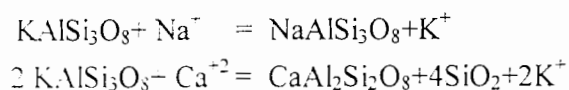
گرانیت ها سهم اندکی از کل توده گرانیتوئیدی کوه شاه را به خود اختصاص داده اند. با این وجود نسبت به آلکالی فلدسپار گرانیت ها، از فراوانی بیشتری برخوردار می باشند. غالباً در دامنه شمالی کوه شاه جای گرفته اند. این سنگ ها تماماً بلورین، دانه متوسط تا دانه درشت هستند. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می شوند. کانی های کوارتز و ارتوز در نمونه های دستی این سنگ ها مشاهده می شوند. بافت میکروسکوپی آن ها غالباً سابهدرال گرانولار (شکل ۳-۷) تا آنهدرال گرانولار است. کوارتز، پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز کانی های اصلی و هورنبلند سبز، بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی های اپک، کانی های فرعی تشکیل دهنده این سنگ ها می باشند. آلانیت، تورمالین، کلریت، داموریت، سربیسیت، اسفن و کانی های رسی، کانی های ثانویه حاصل دگرسانی این سنگ ها هستند.

الف - کانی های اصلی:

کوارتز

کوارتز غالباً نیمه شکل دار است و دارای ابعاد ریز و درشت می باشد. از آنجایی که این کانی در مراحل پایانی تبلور ماگما متبلور می شود، عمدتاً به صورت پرکننده فضای بین سایر کانی ها ظاهر می شود و در بعضی موارد تجمعاتی از بلورهای کوارتز را تشکیل می دهد. در اکثر نمونه ها حالت خردشدگی و خاموشی موجی در کوارتز دیده می شود. بعضی از آن ها دارای ادخال های ریزی از فلدسپات آلکالن، آپاتیت و کانی های اپک هستند. اندازه بلورها متغیر بوده و از چند دهم میلیمتر تا چند میلیمتر تغییر می کند. بافت میرمکیتی کوارتز در بعضی مقاطع مشاهده می شود.

قابل قبول ترین نظریه برای تشکیل میرمکیت ها نظریه بک (Beck, 1908) است، که بر اساس آن محلولهای سدیم و کلسیم دار بصورت زیر با پتاسیم فلدسپار واکنش داده و سیلیس آزاد می شود.



متفاوت بودن نسبت Al / Si در پتاسیم فلدسپار و کلسیم فلدسپار، باعث آزاد شدن سیلیس می شود و به علت تحرک ناپذیری نسبی آلومینیوم و سیلیسیم، کوارتز با فلدسپات یک هم‌رشدی میکروسکوپی تشکیل می دهد (آسیابانها، ۱۳۷۴).

پتاسیم فلدسپار

ارتوز غالباً بی شکل تا نیمه شکل دار است و به صورت ریز و درشت در این سنگ ها یافت می شود. اندازه آن بین $0/5$ تا 3 میلیمتر متغیر است و دارای اذخال هایی از آپاتیت، کوارتز، بیوتیت و کانی های ایک است. تجزیه ارتوز به کانی های رسی و سربست در گرانیته ها نسبت به آلکالی فلدسپار گرانیته ها با شدت کمتری رخ داده است. شواهد پتروگرافی بیانگر آن است که پس از تبلور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز، مذاب باقی مانده از پتاسیم غنی شده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز پیش رفته است. در عین حال واکنش پلاژیوکلاز با این مذاب غنی از پتاسیم، باعث تبدیل تدریجی پلاژیوکلاز به ارتوز پرتیتی گردیده است. آثار این پدیده به صورت خوردگی و از بین رفتن حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل ارتوز به صورت لکه های پراکنده در حاشیه پلاژیوکلازها دیده می شود (شکل ۳-۸).

پلاژیوکلاز

این کانی سهم عمده ای از کانی های اصلی سازنده سنگ های گرانیته را به خود اختصاص می دهد و به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار مشاهده می شود. دارای ماکل پلی سینتتیک و منطقه بندی است. اندازه آن از $0/5$ تا 3 میلیمتر متغیر است. این کانی، اذخال هایی از بیوتیت، آپاتیت و کانی های ایک را داراست. برخی از پلاژیوکلازها داموریتی شدن ضعیفی را نشان می دهند. همچنین تجزیه به کانی های رسی در اکثر پلاژیوکلازها دیده می شود، البته شدت تجزیه پلاژیوکلازها در گرانیته ها، نسبت به پلاژیوکلازهای موجود در آلکالی فلدسپار گرانیته ها کمتر است. در بعضی نمونه ها مرز بین پلاژیوکلازها و ارتوز حالت خوردگی داشته که بیانگر شرایط عدم تعادل و رشد تأخیری پتاسیم فلدسپار می باشد.

ب- کانی های فرعی

هورنبلندسبز

بلورهای ریز هورنبلند سبز به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل در بعضی نمونه ها به میزان اندک دیده می شود. فراوانی این کانی به ندرت از ۵ درصد فراتر می رود. حضور هورنبلند سبز در گرانیته ها می تواند مبین این امر باشد که گرانیته ها و گرانودیوریت ها از ماگمای مشترکی با مقادیر تفریق یافتگی مختلف متبلور گردیده اند.

بیوتیت

بیوتیت عمده ترین کانی آهن و منیزیم دار گرانیته ها می باشد و اکثراً به کلریت دگرسان شده است. به طور تقریبی ۷ - ۵ درصد کانی های سازنده سنگ را تشکیل می دهد (شکل ۳-۹). به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل، با ابعاد ریز و درشت یافت می شود. دارای ادخال های زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی های اپک می باشد.

زیرکن

به صورت بلورهای ریز اتومورف با برجستگی بالا در بعضی از نمونه ها دیده می شود و اکثراً به صورت ادخال در درون هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و ارتوز مشاهده می گردد.

آپاتیت

به صورت بلورهای ریز و سوزنی شکل در داخل بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز دیده می شود.

اسفن

این کانی به دو صورت اولیه و ثانویه یافت می گردد. اسفن های ثانویه محصول دگرسانی بیوتیت و تیتانومگنتیت ها هستند.

کانی های اپک

این کانی ها به صورت پراکنده در بیوتیت، ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می شود. به احتمال قریب به یقین از نوع تیتانومگنتیت می باشند، زیرا غالباً در حال تبدیل به اسفن هستند.

ج- کانی های ثانویه

آلانیت

دارای چند رنگی قهوه ای کمرنگ تا تیره و برجستگی متوسط است. این کانی در واقع نوعی اپیدوت سریم دار می باشد. اذخال هایی از کوارتز و کانی های اپیک در آن دیده می شود.

تورمالین

تورمالین با رنگ آبی تا قهوه ای و پلی کروئیسیم معکوس خود در نور طبیعی کاملاً مشخص است. در بعضی مقاطع تورمالین به صورت رگه های پراکنده وجود دارد. حضور رگه های پراکنده سیلیس و تورمالین بیانگر ورود محلول های هیدروترمال در مراحل پایانی تبلور به درون سنگ می باشد (شکل ۳-۱۰).

کلریت

این کانی به مقدار اندک و در نتیجه دگرسانی بیوتیت در بعضی مقاطع نازک دیده می شود.

داموریت

به صورت پولک های باریکی در امتداد سطوح رخ در پلاژیوکلاز ها دیده می شود.

سریسیت

به صورت بلور های بسیار ریز و سوزنی در سطح فلدسپات های پتاسیم دار دیده می شود.

کانی های رسی

کانی های فلدسپاتی بویژه انواع پتاسیم دار به کانی های رسی تجزیه شده اند. شدت این دگرسانی در گرانیته ها ضعیف تر از آلکالی فلدسپار گرانیته ها است.



ppl

شکل ۸-۳



ppl

شکل ۷-۳



xpl

شکل ۹-۳



ppl

شکل ۱۰-۳

بیوتیت: Bt کوارتز: Qtz پلاژیوکلاز: Plg ارتوز: Or

شکل ۷-۳- بافت سابهدرال گرانولار در یک گرانیت (40x . ppl).

شکل ۸-۳- رشد تأخیری ارتوز، این عمل با تحلیل رفتگی یا خوردگی پلاژیوکلاز همراه است (40x . ppl).

شکل ۹-۳- بلورهای ریز بیوتیت در یک گرانیت (40x . xpl).

شکل ۱۰-۳- تصویر رگه تورمالین در یک گرانیت (40x . ppl).

تابلوی ۲-۳

۳-۳- گرانودیوریت ها

بیشترین حجم توده های نفوذی منطقه مورد مطالعه را گرانودیوریت ها تشکیل می دهند و در گستره وسیعی رخنمون دارند. در نمونه دستی تمام بلورین بوده به طوری که می توان فلدسپات ها، کوارتز و کانی های فرومنیزین را در سطح سنگ مشخص ساخت. دارای رنگ سفید تا خاکستری روشن می باشند و دانه ریز تا دانه متوسط هستند. در مقاطع میکروسکوپی معمولاً دارای بافت سابهدرال (شکل ۳-۱۱) تا آنهدرال گرانولار هستند. گاهی اوقات بافت پورفیروئیدی (شکل ۳-۱۲) و اینترگرانولار نیز در آن ها مشاهده می شود. کوارتز، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار، هورنبلند و بیوتیت کانی های اصلی و پیروکسن، زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی های اپک، کانی های فرعی این سنگ ها را تشکیل می دهند. تورمالین، کلریت، اپیدوت، داموریت، سریسیت، اسفن و کانی های رسی، کانی های حاصل از دگرسانی این سنگ ها می باشند.

الف - کانی های اصلی

کوارتز

این کانی سهم قابل توجهی از سنگ های گرانودیوریتی را تشکیل می دهد. معمولاً به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل یافت می شوند. حالت خردشدگی و خاموشی موجی در آن به خوبی نمایان است. اندازه دانه های آن بین $0/2$ تا $0/7$ میلیمتر است و دارای ادخال هایی از هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوز، زیرکن و کانی های اپک است.

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی گرانودیوریت ها می باشد. ترکیب آن در حد اولیگوکلاز - آندزین است. به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و در ابعاد مختلف در این سنگ ها یافت می شود. دارای منطقه بندی و ماکل پلی سینتتیک است (شکل ۳-۱۳). ادخال هایی از ارتوز، آپاتیت و کانی های اپک در آن دیده می شود. بلورهای پلاژیوکلاز در برخی موارد دگرسان شده و به بلورهای ریز داموریت، کلریت و اپیدوت تبدیل گردیدند.

پتاسیم فلدسپار

ارتوز غالباً دارای بافت پرتیتی است و در سنگ های گرانودیوریتی معمولاً به صورت یک فاز تأخیری تشکیل گردیده و در نتیجه سایر کانی ها مانند هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آپاتیت را در برگرفته است. دلیل دیگری که می توان برای تأخیری بودن تبلور ارتوز ذکر کرد، بی شکل بودن و اندازه متغیر این کانی است. دارای ادخال هایی از پلاژیوکلاز، بیوتیت و آپاتیت است.

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز، فراوانترین کانی مافیک اولیه موجود در گرانودیوریت می باشد. غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار است (شکل ۳-۱۴). هورنبلندها در بعضی مقاطع احتمالاً دو نسلی هستند، زیرا در مواردی کاملاً سالم و در مواردی کاملاً دگرسان شده هستند. همچنین در تعدادی از نمونه ها متاسوماتیسم پتاسیک، هورنبلند سبز را به بیوتیت تبدیل کرده است. در طی فرآیند بیوتیت زایی مقادیری اسفن و کانی اپیک تشکیل گردیده که به صورت ادخال در هورنبلند مشاهده می شود. برخی از بلورهای هورنبلند به طور کامل به کلریت تبدیل شده و علاوه بر کلریت مقدار اندکی اسفن نیز تشکیل شده است.

بعضی از هورنبلندها توسط حاشیه های واکنشی بیوتیت احاطه شده اند. در برخی موارد هورنبلندهای سبز به کلریت، اپیدوت و مقداری اکسید آهن دگرسان گردیده اند. تبدیل پیروکسن (اورثیت) به آمفیبول (اورالیت) در برخی مقاطع دیده می شود (شکل ۳-۱۵). اورالیت یک اکتینوت با ترکیبی متغیر است.

بیوتیت

این کانی حدود ۱۵-۱۰ درصد کانی های این سنگ ها را تشکیل می دهد. نیمه شکل دار تا شکل دار است. غالباً دو نسل بیوتیت دیده می شود. برخی به صورت کانی اولیه و برخی ناشی از بیوتیت زایی آمفیبول ها (۳-۱۶) هستند. حاوی ادخال هایی از کوارتز، آپاتیت، زیرکن و کانی های اپیک هستند. همراهی اسفن و کانی های اپیک با بیوتیت در اکثر موارد دیده می شود. برای توجیه این مسئله می توان گفت، بیوتیت حاوی مقداری تیتانیم می باشد، تیتانیم آزاد شده در طی دگرسانی بیوتیت با CaO و SiO_2 موجود در محیط (که معمولاً از دگرسانی کانی های دیگری نظیر کلریت و پلاژیوکلاز ایجاد می شود) در تشکیل اسفن مشارکت نموده است. این نوع اسفن که اسفن ثانویه به حساب

می‌آید معمولاً ریز دانه و بی‌شکل است و عمدتاً همراه بیوتیت‌های دگرسان شده یافت می‌شود. همچنین آهن موجود در بیوتیت نیز صرف تشکیل کانی‌های اپک می‌گردد. در برخی نمونه‌ها، بیوتیت به کلریت و اپیدوت دگرسان شده است.

ب- کانی‌های فرعی

پیروکسن

پیروکسن به مقدار اندکی در برخی از گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها دیده می‌شود. با برجستگی بالا و رنگ سبز متمایل به زرد، از هورنبلندها متمایز می‌گردد. به علت اندازه کوچک آن‌ها تشخیص نوع پیروکسن مشکل است. معمولاً توسط حاشیه‌های واکنشی هورنبلند و بیوتیت احاطه شده است.

زیرکن

این کانی به صورت بلورهای منشوری کوتاه و نیز دانه‌های ریز بی‌شکل با برجستگی بالا یافت می‌شود. زیرکن در بیشتر موارد به صورت اذخال در پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت و کوارتز دیده می‌شود (شکل ۳-۱۷).

آپاتیت

این کانی به صورت بلورهای ریز و مستطیلی شکل و به شکل اذخال در کانی‌های مختلف بویژه پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۱۸).

اسفن

این کانی به صورت اولیه و ثانویه در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شود. اسفن‌های اولیه به صورت بلورهای مستقل و ریز تبلور یافته‌اند و به صورت اذخال در هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز‌ها یافت می‌گردند. اسفن‌های ثانویه محصول دگرسانی بیوتیت‌ها و تیتانومگنتیت‌ها (شکل ۳-۱۹) هستند.

کانی‌های اپک

کانی‌های اپک به دلیل حضور اسفن در حواشی آن‌ها، از نوع تیتانومگنتیت هستند. اغلب به صورت اذخال در داخل کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کانی‌های اپک به شکل اولیه و همچنین ثانویه وجود دارند. در حالت ثانویه این کانی‌ها بر اثر بیوتیت‌زایی هورنبلند ایجاد شده‌اند. در برخی نمونه‌ها همراه بیوتیت، کانی‌های اپک و اسفن مشاهده می‌شوند که این امر بیانگر

آن است که بیوتیت از نوع تیتانیم دار است. آهن بیوتیت برای تشکیل کانی های اپیک و تیتانیم آن جهت ساخت اسفن مصرف گردیده است.

ج - کانی های ثانویه

تورمالین

تورمالین به صورت رگه ای و پراکنده دیده می شود و محصول حضور محلولهای بوردار در سنگ های گرانیتی است.

کلریت

این کانی در نتیجه دگرسانی هورنبلند و بیوتیت حاصل می شود. تبدیل هورنبلند و بیوتیت به کلریت مستلزم خروج Na^+ ، Ca^{+2} و K می باشد. پدیده کلریت زایی با تشکیل مقادیری اکسیدهای آهن، کانی های اپیک و اسفن همراه است.

اپیدوت

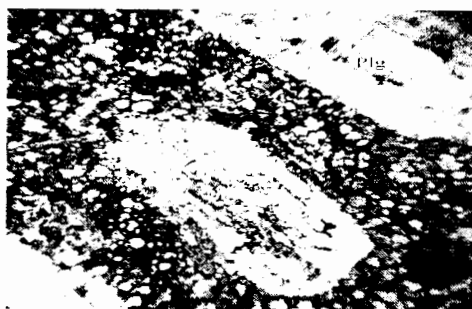
اپیدوت حاصل دگرسانی پروپیلیتی کانی های هورنبلند و پلاژیوکلاز است و در برخی از نمونه ها دیده می شود (شکل ۳-۲۰).

داموریت

این کانی از دگرسانی پلاژیوکلازها ایجاد می شود.

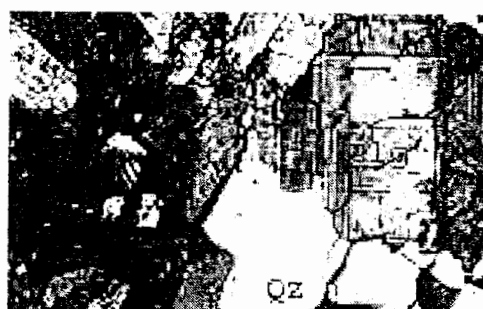
کانی های رسی

کانی های رسی به میزان اندک و کمتر از گروههای سنگی قبلی در فلدسپات ها یافت می شوند.



ppl

شکل ۱۲-۳



ppl

شکل ۱۱-۳



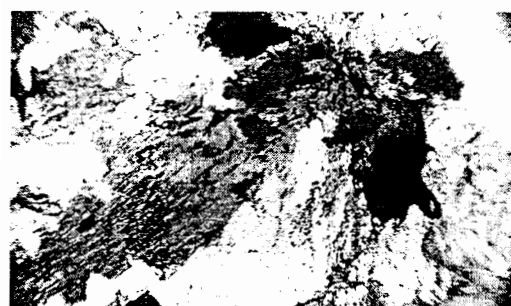
xpl

شکل ۱۴-۳



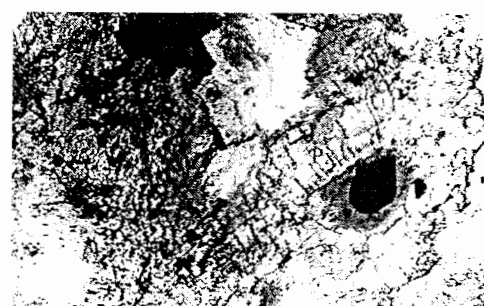
ppl

شکل ۱۳-۳



xpl

شکل ۱۶-۳



xpl

شکل ۱۵-۳

بیوتیت : Bt کوارتز : Qtz پلاژیوکلاز : Plg هورنبلند : Hb پیروکسن : Px

شکل ۱۱-۳ - بافت ساینده‌ال گرانولار در یک گرانودیوریت (x100 . ppl).

شکل ۱۲-۳ - بافت پورفیروئیدی در یک گرانودیوریت (x32 . ppl).

شکل ۱۳-۳ - تصویر یک پلاژیوکلاز با مگر پی سنتتیک و منطقه بندی (x40 . ppl).

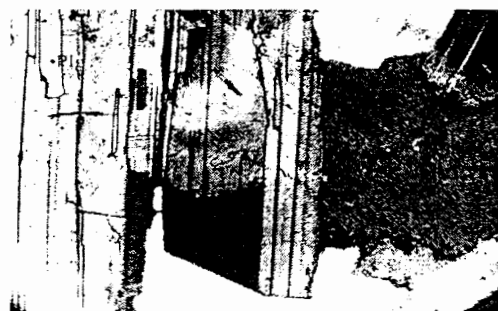
شکل ۱۴-۳ - تصویر یک هورنبلند سبز شک دار (x40 . xpl).

شکل ۱۵-۳ - پیروکسن به تدریج از قسمت های درونی در حال تبدیل به آمفیبول است. این فرآیند به نام

اورالیتی شدن شهرت دارد (x32 . xpl).

شکل ۱۶-۳ - دگرسانی هورنبلند به بیوتیت (متسوماتیسم پتاسیک) (x32 . xpl).

تابلوی ۳-۳



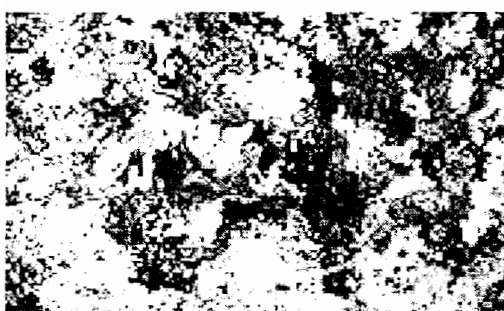
ppl

شکل ۱۸-۳



ppl

شکل ۱۷-۳



ppl

شکل ۲۰-۳



ppl

شکل ۱۹-۳

کوارتز : Qtz پلاژیوکلاز : Plg زیرکن : Zr آپاتیت : Ap
 شکل ۱۷-۳- تصویر حضور بلور زیرکن به صورت ادخال در کوارتز (ppl . 200x).
 شکل ۱۸-۳- تصویر حضور بلور آپاتیت به صورت ادخال در یک پلاژیوکلاز (ppl . 200 x).
 شکل ۱۹-۳- تصویر تبدیل تیتانومگنتیت به اسفن (ppl . 100 x).
 شکل ۲۰-۳- نمایی از دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز به اپیدوت در یک زون پروپیلیتی (ppl . 50x).

تابلوی ۴-۳

۳-۴- دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها

این سنگ‌ها دارای رخنمون پراکنده‌ای هستند و وسعت رخنمون‌های آن‌ها به بیش از چند صد مترمربع نمی‌رسد و لذا قابل نقشه برداری نیستند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز تیره متمایل به سیاه می‌باشند. دانه متوسط تا دانه ریز هستند. هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز در نمونه دستی قابل تشخیص هستند. با افزایش مقدار کوارتز، ترکیب دیوریت‌ها به سمت کوارتز دیوریت تغییر می‌یابد. بافت غالب این سنگ‌ها سابهدرال گرانولار بوده و در موارد نادری بافت اینترگرانولار و پورفیروئیدی نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. کانی‌های تشکیل دهنده آن‌ها، شکل دار تا نیمه‌شکل دار می‌باشد. کوارتز، پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز کانی‌های اصلی و پیروکسن، بیوتیت، آپاتیت، ارتوز، اسفن و کانی‌های اپک کانی‌های فرعی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند. کانی‌های ثانویه این گروه عبارتند از: هورنبلندسبز، بیوتیت، اسفن، کلریت و اپیدوت.

الف-کانی‌های اصلی

کوارتز

این کانی به صورت پرکننده فضای بین سایر کانی‌ها یافت می‌شود. غالباً بی‌شکل بوده و از فراوانی نسبتاً کمی برخوردار می‌باشد. میزان کوارتز در برخی موارد به ۱۰ درصد می‌رسد که در این صورت از اصطلاح کوارتز دیوریت استفاده می‌کنیم.

پلاژیوکلاز

عمده‌ترین کانی روشن موجود در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است. این کانی بخش اعظم دیوریت‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. نیمه‌شکل دار تا شکل دار و از نظر اندازه متوسط تا دانه درشت است. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سینتتیک، منطقه بندی و اذخال‌هایی از هورنبلند سبز، پیروکسن، آپاتیت و کانی‌های اپک می‌باشند. این کانی در اثر دگرسانی هیدروترمال به داموریت، اپیدوت و کلریت تجزیه شده است.

هورنبلند سبز

هورنبلند سبز فراوان ترین کانی مافیک دیوریت ها و کوارتز دیوریت ها می باشد (شکل ۳-۲۱). این کانی به صورت بلورهای غالباً نیمه شکل دار تا شکل دار یافت می شود. برخی از هورنبلند ها به بیوتیت تجزیه شده اند (شکل ۳-۲۲). این کانی دارای ادخال هایی از پیروکسن و کانی های اپک است. در برخی مقاطع نازک بلورهای پلاژیوکلاز، هورنبلند ها را در بر گرفته اند (شکل ۳-۲۳).

ب- کانی های فرعی

پیروکسن

میزان این کانی در دیوریت ها حداکثر به ۵٪ می رسد. به علت دانه ریز بودن، تعیین نوع پیروکسن ها به سختی امکان پذیر است (شکل ۳-۲۴) ولی با برجستگی بالاتر، از هورنبلند سبز قابل تشخیص می باشند. در مقاطعی که ابعاد پیروکسن ها درشت تر است (حداکثر ۱ میلی متر)، حاشیه های واکنشی هورنبلند و بیوتیت آن را در بر می گیرند. در برخی مقاطع از تجزیه پیروکسن، اورالیت (نوعی اکترینوت) بوجود آمده است.

بیوتیت

این کانی حدود ۵ تا ۱۰ درصد کانی های سازنده سنگ های دیوریتی را تشکیل می دهد و به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می شود. در نور عادی به رنگ قهوه ای کمرنگ تا پررنگ و قهوه ای متمایل به قرمز دیده می شود و دارای چند رنگی شدید و مستقیم می باشد. بیوتیت های اولیه، در برخی موارد به کلریت، اسفن، کانی های اپک و مقادیری اکسیدهای آهن دگرساں شده و دارای ادخال هایی از اسفن و کانی های اپک می باشد. بیوتیت های ثانویه ناشی از متاسوماتیسم پتاسیک (بیوتیت زایی) هورنبلند ها می باشند.

آپاتیت

این کانی به صورت بلورهای مستطیلی شکل، ریز و باریک و به صورت ادخال در داخل پلاژیوکلازها دیده می شود.

پتاسیم فلدسپار

ارتوز کمتر از ۵ درصد کانی های سنگ را تشکیل می دهد. نیمه شکل دار تا بی شکل بوده و ادخال هایی از پلاژیوکلاز را در بر می گیرد.

اسفن

در این سنگ‌ها اسفن به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شود. این کانی، غالباً بی‌شکل و دانه ریز است و به صورت ادخال در هورنبلند، پلاژیوکلاز و بیوتیت یافت می‌گردد.

کانی‌های اپک

این کانی‌ها بیشتر از نوع تیتانومگنتیت می‌باشند. غالباً به صورت ادخال در داخل بیوتیت، هورنبلند و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. کانی‌های اپک به شکل اولیه شکل دار تا نیمه شکل دار و ثانویه، ناشی از تجزیه هورنبلند و بیوتیت‌ها دیده می‌شوند. حضور فراوان کانی‌های اپک در این سنگ‌ها بیانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تبلور سنگ‌هاست (شکل ۳-۲۵).

ج-کانی‌های ثانویه

هورنبلند سبز

بخشی از آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها ثانویه بوده و ناشی از دگرسانی پیروکسن‌هاست. در این حالت آمفیبول به صورت حاشیه‌ای در اطراف پیروکسن‌ها دیده می‌شود.

بیوتیت

بخشی از بیوتیت‌های موجود در این سنگ‌ها ثانویه بوده و ناشی از متاسوماتیسم پتاسیک (بیوتیت زایی) هورنبلند‌هاست.

کلریت

این کانی در نتیجه دگرسانی هورنبلند و بیوتیت بوجود آمده است (شکل ۳-۲۶).

اپیدوت

کانی‌های گروه اپیدوت که شامل زوئیزیت، کلینوزوئیزیت و ... هستند، در نتیجه فرآیند پروپلیتی شدن از هورنبلند و پلاژیوکلاز حاصل می‌شوند.



xpl

شکل ۲۲-۳



xpl

شکل ۲۱-۳



xpl

شکل ۲۴-۳



ppl

شکل ۲۳-۳



xpl

شکل ۲۶-۳



ppl

شکل ۲۵-۳

هورنبلند: Hb پیروکسن: Px اپک: Op پلاژیوکلاز: Plg کلریت: Chl
 شکل ۲۱-۳- تصویر فراوانی هورنبلند های سبز و بافت گرانولار در یک دیوریت (xpl . 50x).
 شکل ۲۲-۳- تصویر حاشیه واکنشی تبدیل هورنبلند به بیوتیت را نشان می دهد (xpl . 50x).
 شکل ۲۳-۳- تصویر بافت اینترگرانولار (حاطه شدن هورنبلند ها توسط پلاژیوکلازها) (ppl . 50x).
 شکل ۲۴-۳- نمایی از بلورهای پیروکسن (xpl . 32x).
 شکل ۲۵-۳- تصویر فراوانی کانی اپک (ppl . 50x).
 شکل ۲۶-۳- کمریتی شدن بیوتیت (xpl . 50x).

تابلوی ۵-۳

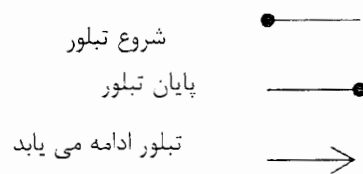
۳-۵- ترتیب تبلور کانی‌ها

ترتیب تبلور کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین متأثر از شرایط محیط تبلور و ترکیب شیمیایی آن می‌باشد. برای تعیین ترتیب تبلور باید نحوه درگیر شدن کانیها با همدیگر و مورفولوژی آن‌ها را مد نظر قرار دارد.
معمولاً:

- ۱- کانی‌های مافیک بر کانی‌های روشن تقدم دارند و در بین کانی‌های مافیک، کانی‌های دمای بالاتر بر کانی‌های دمای پائین تر تقدم دارند.
 - ۲- پلاژیوکلازهای کلسیک تر بر انواع سدیک تر، تقدم دارند.
 - ۳- کانی‌های شکل دار بر کانی‌های بی شکل تقدم دارند.
 - ۴- ادخال‌ها بر کانی در برگیرنده، تقدم دارند.
 - ۵- در کانی‌های که مرز خلیجی شکلی با کانی دیگری دارند، کانی که در قعر خلیج قرار می‌گیرد، جوانتر از کانی خلیجی شکل است.
 - ۶- کوارتز در مراحل پایانی متبلور می‌شود و یا به صورت هم رشدی با فلدسپات‌های آلکالن دیده می‌شود.
- کانی‌های ثانویه در تعیین ترتیب تبلور نقشی ایفا نمی‌کنند. از این رو فقط کانی‌های اولیه جهت تعیین ترتیب تبلور مورد استفاده قرار می‌گیرند.
- در جدول ۳-۱- ترتیب تبلور کانی‌های توده گرانیتوئیدی کوه شاه آورده شده است.

جدول ۳-۱- ترتیب تبلور کانی‌های توده گرانیتوئیدی کود شاه.

گروه‌های سنگی کود شاه مجموعه کانی‌ها	دیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	آلکالی فلدسپار گرانیت
زیرکن		•	•	•
کانی اپک	•	•	•	•
پیروکسن	•	•	•	
اسفن	•	•	•	•
آمفیبول	•	•	•	
بیوتیت	•	•	•	•
آپاتیت	•	•	•	•
پلاژیوکلاز	•	•	•	•
پتاسیم فلدسپار	•	•	•	•
کوارتز	•	•	•	•



 شروع تبلور

 پایان تبلور

 تبلور ادامه می یابد

۳-۶- آنکلاوها

توده های گرانیتوئیدی غالباً دارای آنکلاوهای مختلفی هستند. دیدیه و باربارن (1991, Didier and Barbarin) آنکلاوهای موجود در سنگ های گرانیتوئیدی را به طور کلی به چهار دسته اصلی تقسیم بندی کرده اند:

الف- زینولیت ها

قطعاتی از سنگ های میزبان می باشند که در طی جایگزینی توده های گرانیتوئیدی، توسط آن ها در بر گرفته شده اند (Bowen, 1922). چپل و وایت (Chappell and White, 1977) در ولی زاده (۱۳۸۰) معتقدند که زینولیت ها مواد پوسته ای هستند که در نزدیک سطح جایگزین توده و یا سطوح عمیق تر، از سنگهای دیواره کنده و وارد توده شده اند. مشخصات آن ها شامل شکل زاویه دار، حاشیه های مشخص و رنگ تیره نسبت به گرانیتوئید میزبان است. ترکیب زینولیت ها متغیر بوده و به نوع سنگ های مسیر حرکت توده گرانیتوئیدی وابسته است.

ب- رستیت ها

بقایای جامد ذوب نشده حاصل از آناتکسی سنگ های پوسته ای می باشند. چپل و وایت (Chappell and White, 1974) رستیت ها را در دو دسته به شرح زیر طبقه بندی کرده اند.

- رستیت های نوع اول: اساساً توسط گرانیتوئید های نوع S در بر گرفته شده اند، حاوی کانی های غنی از آلومینیوم بوده و دارای بافت دگرگونی آشکاری هستند.

- رستیت های نوع دوم: عمدتاً توسط گرانیتوئید های نوع I در بر گرفته شده اند. دارای بافت آذرین هستند و ترکیب کانی شناسی آن ها با ترکیب کانی شناسی آنکلاو های میکروگرانولار مافیک متداول مشابه می باشد.

ج- اتولیت ها

این آنکلاو ها حاصل تبلور اولیه در آشیانه ماگمای گرانیتی هستند، یا اینکه اساساً تجمعاتی از کانی های فرعی، کانی های مافیک و پلاژیوکلاز می باشند (Gilbert, 1906).

د- آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی (آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک)

این آنکلاوها اغلب در گرانیتوئیدهای نوع I، در برخی سینیت ها، نفیلین سینیت ها، مونزونیت ها و دیوریت ها دیده می شوند و معمولاً حاصل اختلاط ناقص ماگمای بازیک و اسیدی یا حد واسط هستند (Dorais, 1990). ماگمای اسیدی در این حالت می تواند پوسته ای یا گوشته ای (حاصل از تفریق ماگمای بازیک) باشد. این آنکلاوها در بیشتر گرانیتوئیدهای کالکوآلکالین، خصوصاً در گرانیتوئیدهای کالکوآلکالین حاشیه قاره ای و جزایر قوسی به فراوانی دیده می شوند (Bitman, 1989) در ولی زاده (۱۳۸۰).

آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک به طور بارزی گرد شده و بیضوی می باشند و اشکال زاویه دار نشان نمی دهند. بنابراین آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دایره ای شکل از زینولیت های زاویه دار و زینولیت هایی که شکل آن ها توسط درزه ها کنترل شده است و حاصل شکسته شدن سنگ های جامد می باشند، متمایز می گردند. سطوح تماس آن ها با سنگ میزبان شان غالباً حاد و مشخص است.

۳-۶-۱- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در منطقه مورد مطالعه

در برخی از سنگ های گرانودیوریتی و دیوریتی منطقه مورد مطالعه، آنکلاوهای میکروگرانولار گابرویی و دیوریتی وجود دارند. این آنکلاوها تقریباً در سراسر بخش گرانودیوریتی و دیوریتی حضور دارند اما میزان فراوانی آن ها در نقاط مختلف متفاوت است. لازم به ذکر است که آلکالی گرانیست و گرانیست های منطقه فاقد آنکلاو می باشند.

اندازه این آنکلاوها بین چند میلیمتر تا چند سانتیمتر متغیر است. سطح تماس حاد و مشخص با سنگ های در برگیرنده (شکل ۳-۲۷)، مرز هلالی شکل، ترکیب کانی شناسی مشابه با اعضای مافیک توده نفوذی و شواهد گسیختگی در این آنکلاوها، از مواردی است که می توان به استناد آنها، آنکلاوهای منطقه مورد مطالعه را در دسته آنکلاوهای میکروگرانیتوئیدی (آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک) قرار داد.

میکروآنکلاوهای گابرویی شامل پیروکسن، بیوتیت، پلاژیوکلاز، اسفن و کانی های اپک می باشند (شکل ۳-۲۸) و بافت میکروگرانولار و پوئی کیلیتی نشان می دهند.

مجموعه کانی های آنکلاوهای دیوریتی نیز شامل هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، اسفن و بافت مشاهده شده در آن ها بافت میکروگرانولار و افیتیک می باشد.

فاز مافیک کوه شاه با تشکیل آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک متعدد تظاهر پیدا می کند. ماگمای مافیک مشخصاً بایستی ترکیبی مافیک تر از آنچه که در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک بازتاب یافته است، داشته باشد چرا که یک ماگمای اولیه دیوریتی و کوارتز دیوریتی نمی تواند از گوشته حاصل شده باشد. با توجه به حضور آنکلاوهای گابرویی می توان نتیجه گرفت که ماگمای مادر مشتق از گوشته دارای ترکیب گابرویی بوده است و آنکلاوهای دیوریتی نیز حاصل بخش تفریق یافته این ماگما هستند.

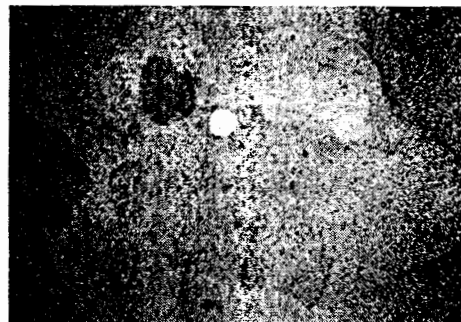
در طی گسیخته شدن ماگمای دیوریتی و گابرویی، تشکیل آنکلاو و راه یابی آن به درون مذاب سازنده سنگ های گرانودیوریتی و دیوریتی، واکنش ها و فعل و انفعالاتی بین ماگمای سازنده گرانودیوریت و آنکلاو صورت می گیرد، از جمله این واکنش ها، تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت بر اثر انتشار پتاسیم و راه یابی آن از سنگ میزبان به درون آنکلاو می باشد (شکل ۳- ۲۹).

در پی توجه به آنکلاوهای دیوریت و کوارتز دیوریتی، شواهدی از گسیختگی آنکلاوها به دست آمد. شکل (۳-۳۰) شواهدی بر این ادعاست. در شکل (۳-۳۱) مراحل ایده آل گسیختگی نمایش داده شده است (Didier and Barbarin, 1991).



xpl

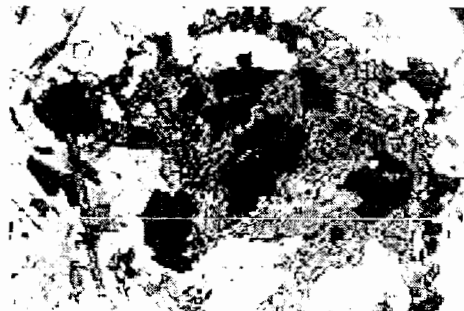
شکل ۲۸-۳



شکل ۲۷-۳



شکل ۳۰-۳



xpl

شکل ۲۹-۳

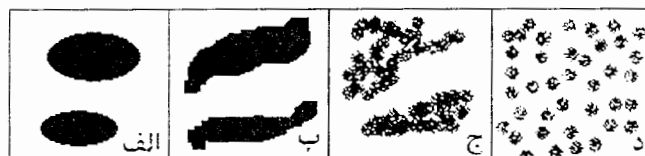
هورنبلند: Hb پیروکسن: Px کزیت: Chl

شکل ۳-۲۷- نمای از یک آنکلاو میکرو گرانولار مافیک دایره ای و بیضوی در یک سنگ گرانودیوریتی، مرز آنکلاو با سنگ در برگیرنده اش کاملاً حاد و مشخص است.

شکل ۳-۲۸- نمای از میکرو آنکلاو گابروبی در یک سنگ کوارتز دیوریتی (xpl . 40x).

شکل ۳-۲۹- نمای از یک میکرو آنکلاو دیوریتی در سنگ گرانودیوریتی، تبدیل هورنبلند به بیوتیت کاملاً مشخص است (xpl . 40x).

شکل ۳-۳۰- نمای از حضور آنکلاو های میکرو گرانولار مافیک در یک سنگ گرانودیوریتی، گسیختگی در آنکلاو ها دیده می شود.



شکل (۳-۳۱) تصاویر تجسمی یا مرحله ای اختلاط ماگمایی، که دگرشکلی و تغییر شکل آنکلاوهای موجود در ماگماهای آمیخته شده را نشان می دهد (الف، ب، ج). سرانجام پدیده انتشار سبب می شود تا ماگمای آمیخته شده به یک وضعیت دورگه ای تحول پیدا کند (د).

تابلوی ۳-۶

۷-۳- نتایج حاصل از مطالعه پتروگرافی توده گرانیتوئیدی کوه شاه

- سنگ های سازنده توده گرانیتوئیدی کوه شاه از نظر سنگ شناسی متنوع بوده، از آلكالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت تا کوارتز دیوریت تغییر می کند.
- بافت گرانولار، پرتیتی، گرافیکی، میرمکیتی، پورفیروئیدی و اینترگرانولار در این توده مشاهده می شوند.
- حضور بافت های پرتیتی، گرافیکی و میرمکیتی نشانگر تشکیل توده نفوذی در عمق کم است.
- کانی های فرومنیزین غالب منطقه مورد مطالعه هورنبلند و بیوتیت است که این امر بیانگر تبلور ماگما در حضور آب می باشد.
- کانی روشن غالب در اغلب سنگ های منطقه مورد مطالعه پلاژیوکلاز از نوع اولیگوکلاز - آندزین بوده و اغلب ساختمان منطقه ای داشته و به شدت دگرسان شده است.
- آلكالی فلدسپارهای توده های مورد مطالعه از نوع ارتوز هستند و غالباً دارای بافت میکروپرتیتی می باشند.
- فراوانی کانی های کلریت، اپیدوت، سریسیت و کانی های رسی بیانگر عملکرد گسترده آلتراسیون هیدروترمال بر روی سنگ های این منطقه است. فعالیت گسل ها و همچنین شگستگی های ناشی از آن ها، زمینه لازم را برای چرخش محلول ها و در نتیجه افزایش شدت آلتراسیون را ایجاد کرده است.
- برخی از اسفن ها به صورت ثانوی دیده می شوند و این امر حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO به دست آمده از تخریب پلاژیوکلازها و SiO_2 موجود در محیط می باشد.
- حضور آنکلاوهای میکروگرانولار دیوریتی و گابرویی در سنگ های دیوریتی و گرانودیوریتی منطقه بیانگر اختلاط ماگمای گابرویی با ماگمای گرانیتی است.
- وفور کانی های آپاتیت و اسفن، وجود بیوتیت و هورنبلند فراوان، فقدان کانیهای دگرگونی مانند گارنت و سیلیکاتهای آلومین (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) و فقدان مسکویت همگی از شواهد پتروگرافی انتساب این توده به گرانیت های نوع I می باشد.
- با وجود شواهد کانی شناختی نظیر حضور Ap , Bt , Hb , Cpx , زیرکن، مگنتیت و اپیدوت در اغلب نمونه ها و فقدان فایالیت و کانی های آلومینوسیلیکاته به نظر می رسد که توده نفوذی کوه شاه از نوع متالومین باشد.

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوجی

۴-۱- ژئوشیمی

آنالیزهای شیمیایی و نمودارهای ژئوشیمیایی در کنار مطالعات پتروگرافی در بررسی نحوه تشکیل توده‌های آذرین، ژنز و خصوصاً طبقه بندی آن‌ها بسیار مفید می باشد. بخشی از دیاگرام‌ها در مورد طبقه بندی، گروهی دیگر در تعیین سری ماگمایی، بخشی نیز در ارتباط با نحوه تشکیل ماگما و محیط بوجود آمدن سنگ‌ها مفید می باشند. به منظور بررسی تحولات ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی کوه شاه، ۱۳ نمونه سالم و فاقد هوازدگی که نماینده تیپ‌های سنگی مختلف بودند، پس از مطالعه بیش از ۱۰۰ مقطع نازک انتخاب و به آزمایشگاه کانسارن بینالود ارسال شد. نتایج به دست آمده توسط نرم افزارهای پترولوژیکی پردازش گردید. محل دقیق این نمونه‌ها به کمک GPS تعیین و در جدول ۴-۱ به نمایش در آمده است. نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها نیز در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

جدول ۴-۱- شماره، موقعیت و نام سنگ شناسی نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز شیمی.

نام سنگ	موقعیت	شماره نمونه
گرانودیوریت	N: 29° 24' 25.4'' E: 56° 54' 33.4''	LS - 59
دیوریت	N: 29° 28' 10'' E: 56° 52' 10.9''	LS - 61
دیوریت	N: 29° 23' 40.3'' E: 56° 53' 09.9''	LS - 73
دیوریت	N: 29° 23' 48.9'' E: 56° 51' 54.6''	LS - 78
گرانودیوریت	N: 29° 22' 57.1'' E: 56° 55' 57''	LS - 86
آلکالی گرانیت	N: 29° 27' 09.3'' E: 56° 49' 17.6''	LS - 90
گرانیت	N: 29° 28' 39.9'' E: 56° 49' 21.8''	LS - 92
آلکالی گرانیت	N: 29° 28' 07.5'' E: 56° 49' 57.7''	LS - 94
دیوریت	N: 29° 27' 10'' E: 56° 49' 17.9''	LS - 96
تراکی آندزیت	N: 29° 26' 56.5'' E: 56° 56' 56.2''	B - 41
کوارتز دیوریت	N: 29° 16' 40'' E: 56° 47' 32.3''	S - 42
دیوریت	N: 29° 28' 14.1'' E: 56° 42' 56.7''	Z - 18
گرانودیوریت	N: 29° 25' 26.1'' E: 56° 45' 39.2''	Hmic

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی و ترکیب کانی شناسی نورماتیو نمونه های منطقه مورد مطالعه.

Sam-nu	LS -59	LS -61	LS -73	LS -78	LS -86	LS -90	LS -92	LS -94	LS -96	B - 41	S - 42	Z - 18	Hmic
SiO2 wt%	67.04	62.5	59.05	61.775	66.875	71.59	72.90	69.95	58.98	66.45	60.3	61.67	68.39
Al2O3 "	14.215	13.89	14.135	14.08	14.37	13.6	13.02	13.35	14.415	15.15	14.845	14.17	13.95
Fe2O3 "	3.53	6.02	8.62	6.64	3.985	2.53	2.45	2.69	7.79	3.22	4.905	6.12	3.29
MnO "	0.066	0.117	0.166	0.104	0.127	0.69	0.047	0.025	0.159	3.90	0.118	0.128	0.072
MgO "	2.48	3.1	4.35	3.79	2.86	0.96	1.14	1.44	4.28	5.09	3.94	3.30	0.97
CaO "	4.22	6.91	7.86	7.155	3.57	2.03	2.60	2.59	8.61	1.44	6.13	6.96	5.59
Na2O "	3.9	3.73	2.68	2.74	3.55	4.3	2.37	3.38	2.58	3.50	3.37	3.145	3.39
K2O "	2.38	1.98	0.06	1.64	2.20	4.22	4.27	4.73	0.84	0.378	1.20	0.92	3.56
TiO2 "	0.391	0.694	0.561	0.609	0.411	0.253	0.317	0.307	0.657	0.020	0.413	0.424	0.385
P2O5 "	0.129	0.165	0.089	0.144	0.112	0.043	0.065	0.062	0.15	0.096	0.13	0.07	0.085
LOI "	1.04	0.68	1.55	0.93	1.92	0.17	0.40	1.13	0.95	0.44	4.03	2.74	0.23
Cl ppm	66	355	76	366	42	381	216	298	132	7	83	74	190
S "	12	10	288	10	13	10	10	15	15	5	12	17	12
Ba "	285	204	186	154	323	510	304	345	64	476	122	177	281
Ce "	36	20	8	15	35	6	44	42	102	51	14	12	7
Ga "	18	15	16	14	18	14	15	17	20	15	19	22	12
Hf "	12	19	19	18	24	16	27	16	15	13	15	15	17
Co "	7	12	21	12	10	1	1	3	19	4	5	11	8
Cr "	6	10	1	13	3	1	1	1	20	1	5	1	1
Cu "	19	46	17	129	39	1	1	5	82	43	35	19	1
Nb "	4	4	5	2	4	3	5	7	2	1	1	2	6
Ni "	17	18	10	18	21	8	8	8	20	7	7	1	5
Pb "	11	8	12	34	43	26	9	17	12	23	12	4	12
Rb "	61	65	9	56	44	124	191	185	25	86	38	21	97
Sr "	446	247	302	292	408	143	157	148	291	473	645	285	370
V "	56	96	103	94	60	29	37	39	131	44	61	86	59
W "	3	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Y "	12	19	12	15	13	24	1	28	13	14	14	12	19
Zr "	98	87	52	84	114	158	144	169	63	113	76	74	120
Zn "	63	57	60	79	139	67	34	46	83	59	63	62	62
Mo "	1	1	1	1	1	1	1	1	1	4	1	1	1
U "	1	1	1	1	1	3	3	2	1	1	1	1	9
Th "	6	4	5	2	2	5	8	9	3	7	3	2	13

ادامه از صفحه قبل

Sam-nu	LS -59	LS - 61	LS - 73	LS - 78	LS-86	LS-90	LS - 92	LS -94	LS- 96	B - 41	S - 42	Z - 18	Hmic
AN%	30.14	32.66	52.20	47.85	35.75	12.80	37.97	20.30	53.63	1592	43.35	45.06	30.06
Q	24.26	16.70	17.59	19.96	26.12	25.85	36.04	26.18	17.17	15.59	18.70	21.37	25.06
ab	33.60	31.97	23.26	23.60	30.73	36.56	20.23	29.05	22.29	43.45	29.99	27.57	28.81
Or	14.35	11.85	3.63	9.86	13.31	25.06	25.45	28.39	5.10	20.87	7.49	5.63	21.13
an	14.50	15.50	25.41	21.66	17.10	5.37	12.38	7.40	25.79	8.22	22.95	22.62	12.39
di	4.68	14.64	11.49	10.95	0.21	3.47	0.15	4.07	13.72	7.95	6.52	10.34	5.72
wo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.195	0	0	3.18
mt	2.79	3.22	3.06	3.11	2.83	1.75	1.07	1.78	3.19	2.74	2.91	2.89	2.74
il	0.75	1.33	1.09	1.17	0.79	0.48	0.60	0.59	1.27	0.72	0.82	0.83	0.73
hem	0	0	0	0	0	0.55	1.08	0.60	0	0	0	0	0
ap	0.30	0.38	0.21	0.33	0.26	0.100	0.15	0.14	0.35	0.22	0.31	0.168	0.19

۴-۱-۱- آماده سازی و تصحیح داده های تجزیه های شیمیایی

برای بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگ ها، که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی آن ها استوار است، ابتدا باید به فرایندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگ ها را تحت تأثیر قرار دهند نگاهی داشته باشیم. مهمترین این فرایندها شامل موارد زیر می باشد (Rollinson, 1992):

- آلیش

آلیش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است. این آلیش می تواند در طول خرد کردن و پودر کردن نمونه از نمونه هایی که قبلاً آماده شده اند و یا از خود دستگاه ایجاد شود که این مورد با تمیز کردن دقیق، آلوده کردن دستگاه با نمونه ای که خرد یا آسیاب می شود و استفاده از یک آسیاب با کیفیت بالا مرتفع می گردد. همچنین آلیش می تواند از رسوبات ناشی از محلولهای آب زیرزمینی یا آب دریا و به طور کلی از طبیعت حاصل شود. این مورد بوسیله شستشوی تکه های سنگ بعد از بریدن و قبل از پودر کردن با اسید کلریدریک یک مولار به مدت چند دقیقه مرتفع می شود. آلیش به وسیله معرفهای ناخالص مصرف شده در انحلال و آماده سازی نمونه نیز حتی با وجود استفاده از مواد شیمیایی فوق العاده خالص می تواند مهم باشد. اندازه گیری

مقدار آلاینش ناشی از این مواد را می توان به وسیله تجزیه خود معرف ها در غلظت های مورد مصرف در آماده سازی و تعیین ترکیب شیمیایی استاندارد بدست آورد.

- خطاهای ناشی از کالیبراسیون

در تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنجی جرمی، غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخصی یا نسبت به یک منحنی کالیبره می کنند. این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی های کالیبراسیون یا معرف های بسیار خالص شیمیایی و یا نمونه های بین المللی مرجع هستند (Eby, 1989) در خانعلی زاده، ۱۳۸۴).

- خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روشهای تجزیه ای مورد استفاده در ژئوشیمی سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی های نمونه صورت می گیرد که تنها مورد استثناء آن در طیف سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا قله ها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه گیری شده در اثر همپوشی پیکهای اضافی عنصر دیگر موجود در سنگ بطور مجازی بالا خواهند بود. تأثیر این تداخلات باید محاسبه و رفع شود.

بنابراین برای دستیابی به یک نتیجه مطلوب باید:

الف: بر تعداد زیادی از تجزیه های شیمیایی استناد کرد.

ب: بر روشهای صحرایی و میکروسکوپی تاکید شود تا نتایج با هم مطابقت داشته باشند و همچنین با الگوهای شناخته شده توزیع عناصر در سنگها و محیطهای تکتونیکی سازگار باشد.

ج: انحرافات را نمی توان با صراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۷۹).

قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد. در تجزیه های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت کل Fe_2O_3 ارائه شده است. در تعیین مقدار آهن فریک و فرو ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی هایی که از طریق نورم به دست می آیند، می گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای

مگنتیت نورماتیو بیشتری است. بنابراین FeO کمتری برای ساختن کانی های سیلیکاتی چون دیوپسید و هیپرستن باقی می ماند. از طرفی مقادیر SiO_2 باقیمانده حاصل از نورم در این سنگها بیشتر خواهد شد. در این مورد جهت تعدیل این نسبت، روشهای متعددی ارائه شده که در اینجا از روش Irvin - Baragar و نرم افزار Minpet استفاده شده است.

۴-۱-۲- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی

پس از انجام تصحیحات لازم بر روی نتایج حاصل از تجزیه های شیمیایی، این داده ها قابل پردازش و تفسیر می گردند. از این داده ها می توان برای طبقه بندی و نامگذاری سنگها و نیز در تشکیل تغییرات (دو متغیره و سه متغیره)، تعیین سری های ماگمایی، جایگاه تکتونیکی و بالاخره شناسایی خصوصیات منشأ سنگ های آذرین منطقه سود جست.

قبل از استفاده از این داده ها به توضیح مختصری راجع به عناصر اصلی و فرعی و کمیاب و ایزوتوپی و اهمیت آنها در ژئوشیمی سنگهای گرانیتوئیدی می پردازیم.

- عناصر اصلی

عناصر اصلی، عناصری هستند که در هر تجزیه شیمیایی غالبند و در حد بیشتر از ۱٪ وزنی حضور دارند. این عناصر شامل: Si , K , Na , Ca , Mg , Mn , Fe , Al می باشند و غلظت آنها به درصد وزنی (wt%) اکسید بیان می شود.

در گرانیتوئیدها کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ هستند که تراکم فراوانی عناصر اصلی را کنترل می کنند (برای مثال کوارتز SiO_2 ، پلاژیوکلاز CaO , Na_2O و Al_2O_3 و فلدسپاتهای آلکان K_2O , Al_2O_3 و Na_2O و سیلیکاتهای فرومنیزین و اکسیدها تراکم فراوانی FeO و MgO را کنترل می کنند).

- عناصر فرعی

این عناصر در حد بین ۰/۱ تا ۱ درصد وزنی حضور دارند. اگر چه معمولاً این عناصر همراه با عناصر اصلی گزارش می شوند ولی TiO_2 و P_2O_5 , MnO به طور مشخص سه عنصر فرعی متفاوتند.

- عناصر کمیاب

عناصر کمیاب به عناصری اطلاق می شود که در حد کمتر از ۰/۱٪ در ترکیب سنگ حضور دارند و غلظتشان به صورت قسمت در میلیون (ppm) و ندرتاً قسمت در بیلیون (ppb) بیان می شود. این عناصر در جدول تناوبی به چند گروه تقسیم بندی می شوند. یک گروه از آنها به عناصر کمیاب خاکی یا لانتانیدها معروف بوده و عناصری با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ (Lu تا La) را شامل می شوند. عناصری از این گروه که دارای عدد اتمی پایین هستند، عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE)، عناصری که دارای عدد اتمی بالا هستند، عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و به عناصر میانی (Ho تا Sm) عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) می گویند.

این عناصر به هنگام ذوب گوشته زمین یک رفتار ترجیحی نسبت به فاز مذاب یا جامد نشان می دهند. عناصری که ترجیح می دهند در فاز جامد باقی بمانند سازگار و عناصری که ترجیحاً وارد فاز مذاب می شوند را ناسازگار گویند. منظور از ناسازگار بودن یک عنصر کمیاب این است که این عنصر با ساختار کانی، ناسازگار بوده و در اولین فرصت آن را ترک خواهد کرد. تقسیم بندی عناصر ناسازگار بر اساس نسبت بار به شعاع نیز می تواند مفید باشد، این نسبت را شدت میدان یا پتانسیل یونی یک عنصر گویند. بر طبق این تقسیم بندی کاتیون های کوچک با بار بزرگ را عناصر با شدت میدان بالا (HFS) گویند (پتانسیل یونی بالاتر از ۲) و شامل لانتانیدها، Ta, Nb, Ti, Hf, Zr, Th, Y, Sc و Pb بوده و غیرمتحرکند. کاتیونهای بزرگ با بار کوچک را عناصر با شدت میدان پایین (LFS) گویند (پتانسیل یونی کمتر از ۲) و شامل Pb, Sr, Ba, K, Rb, Cs و Eu می باشند. این عناصر را عناصر لیتوفیل بزرگ یون نیز می گویند. این عناصر متحرکند همچنین فلزات واسطه Mn, Zn و Cu نیز مخصوصاً در دماهای بالا میل به تحرک دارند. در صورتی که V, Ni, Co و Cr غیرمتحرکند.

مطالعه عناصر کمیاب نسبت به عناصر اصلی در تمایز فرایندهای پترولوژیکی از اهمیت بیشتری برخوردار است زیرا این عناصر دارای کمترین قابلیت انحلال بوده و در طی فرایندهای هوازدهی، دگرگونی و دگرسانی هیدروترمال نسبتاً غیرمتحرکند.

۴-۱-۳- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در رده‌بندی و

نامگذاری شیمیایی توده گرانیتوئیدی کوه شاه

به منظور رده‌بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه از رده‌بندی‌های شیمیایی مختلف استفاده شده است.

در طبقه بندی نورماتیو از رده بندی اکانر (Oconnor,1965)، اشتريکایزن و لومتر (1979)، روش اصلاحی مولر و براون (Muller and Brown,1977) و در رده‌بندی شیمیایی از رده‌بندی دیون و لو فور (Debon and Lefort,1983)، میدلموست (1985)، (Middlemost)، کاکس و همکاران (Cox et al., 1989) و باربارن (Barbarin, 1998) استفاده شده است که به هر کدام به طور جداگانه می‌پردازیم.

الف- طبقه‌بندی براساس ترکیب نورماتیو

محاسبه نورم روشی است که تشکیل کانی را از طریق تجزیه شیمیایی میسر ساخته و در زمینه طبقه‌بندی سنگها، یک روش مجازی است. نورم CIPW روش محاسباتی بسیار متداول بوده و در اوایل قرن بیستم توسط سه پترولوژیست به نامهای کراس، ایدینگز و پیرسون و یک ژئوشیمیست به نام واشینگتن ابداع شد و از این رو به طور مخفف CIPW نامیده می‌شود. در محاسبه نورم CIPW، شیمی سنگ به نسبت های مولی تبدیل می‌شود و در خاتمه محاسبه، نسبت های کانی های نورماتیو بوسیله ضرب کردن در وزن مولکولی محاسبه می‌شود و این به عنوان نورم درصد وزنی شناخته می‌شود.

- رده بندی نورماتیو اکانر (Oconnor,1965)

اکانر (Oconnor,1965)، بارکر (Barker,1979) و عبدالرحمن (Abdol Rahman,1990)، گرانیتوئیدها را با استفاده از دیاگرام مثلثی آلپیت - ارتوز - آنورتیت نورماتیو طبقه بندی نموده‌اند (شکل ۴-۱). این طبقه‌بندی در مورد سنگ‌هایی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو دارند، به کار برده می‌شود. مطابق این رده بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند. مقادیر نورم این کانی‌ها در جدول ۴-۲ آمده است.

- رده بندی نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (Streckeisen and Le Maitre, 1979)

در این طبقه بندی مقادیر نورماتیو کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی و به کمک نرم افزار Igpet محاسبه شده‌اند به صورت دو معادله یا دو پارامتر به شرح زیر تعریف شده و سپس همانند شکل (۴-۲) در مقابل یکدیگر ترسیم شده‌اند.

$$Q' = \{ Q/Q+Or+Ab+An \} * 100 \quad ANOR = (An/An+Or) * 100$$

مطابق این رده بندی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، مونزو گرانیت، مونزونیت، گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند. پارامترهای های ANOR و Q' نمونه‌های مورد مطالعه در جدول (۴-۳) آورده شده است.

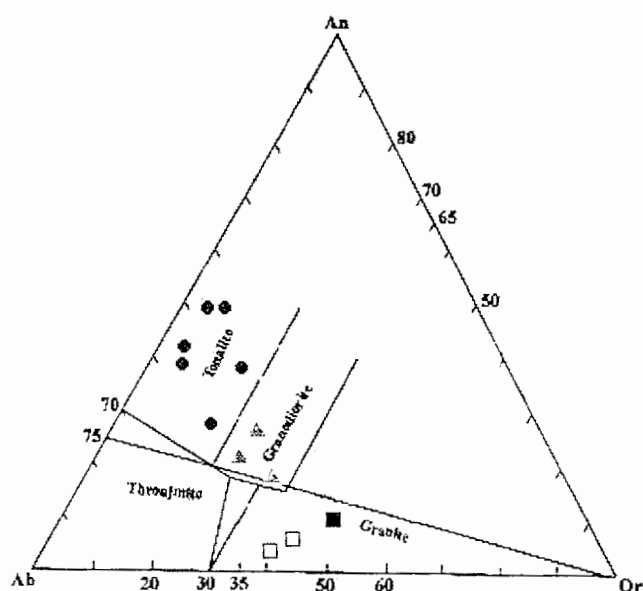
- رده بندی نورماتیو با استفاده از روش اصلاحی مولر و براون (Muller and Brown, 1977) و کمک گرفتن از نمودار اشتريکایزن (Streckeisen, 1976)

در این روش مقادیر نورماتیو کوارتز، ارتوز، آلبیت و آنورتیت را محاسبه و از این میان درصد سه پارامتر ارتوز، آلبیت و آنورتیت آنها را نسبت به مجموع آنها محاسبه می‌کنیم. سپس درصد ارتوز و آنورتیت نورماتیو را به ترتیب بر روی محورهای X و Z نمودار مولر و براون منتقل می‌نماییم (شکل ۴-۳). نقطه ای بر روی نمودار مولر و براون بدست خواهد آمد. منحنی که به موازات سایر منحنی‌ها از این نقطه می‌گذرد، وتر نمودار مثلی را در نقطه‌ای قطع می‌کند که معرف فلدسپاتهای آکالن سنگ مورد نظر (a) نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ و کسر آن از عدد ۱۰۰ معرف مقدار پلاژیوکلاز (p) نسبت به کل فلدسپاتهای سازنده آن سنگ خواهد بود. در ادامه می‌نویسیم:

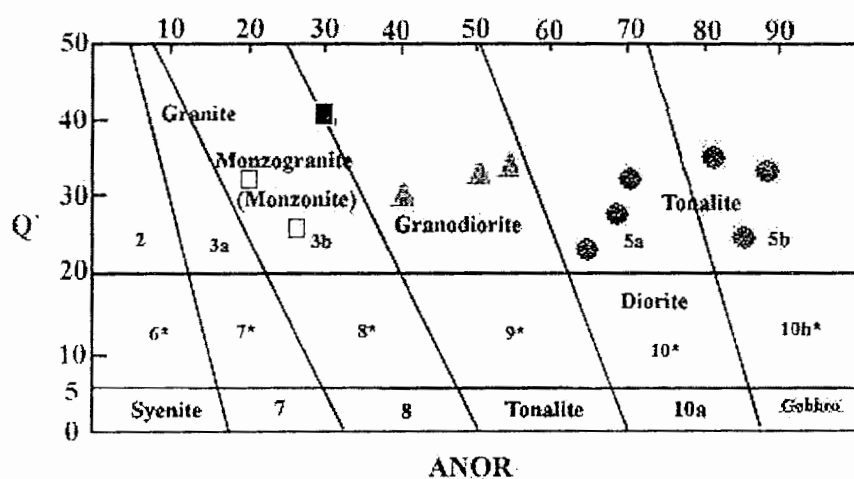
درصد نورماتیو کوارتز - ۱۰۰ = درصد کل فلدسپاتها (f)

$$100 / (f) \times (a) = \text{درصد آکالی فلدسپار پس از محاسبه و تصحیح (A)}$$

$$100 / (f) \times (p) = \text{درصد پلاژیوکلاز پس از محاسبه و تصحیح (P)}$$



شکل ۱-۴- طبقه‌بندی An-Ab-Or نورماتیو اکاتر (Oconnor, 1965)، برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.



شکل ۲-۴- طبقه بندی Q'-ANOR، اشتريکایزن و لومتر (Streckeisen and Le Maitre, 1979)، برای سنگهای گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.
۲: آلکالی فلدسپار گرانیت، ۳: گرانیت، ۴: گرانودیوریت، ۵: تونالیت، ۶: سینیت، ۷: سینیت، ۸: مونزونیت
۹: مونزودیوریت و ۱۰: دیوریت.

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □

در پایان مقادیر به دست آمده A, P و Q را بر روی نمودار مثلثی QAP، اشتريکایزن (1976, Streckeisen در صادقیان، ۱۳۸۳) ترسیم می کنیم، که در این نمودار سنگ های مورد مطالعه در محدوده های سینو - مونزو گرانیته، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتز مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت قرار می گیرند (شکل ۴-۴).

ب - طبقه بندی شیمیایی

در این روش با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و نسبت های کاتیونی سنگ های آذرین را طبقه بندی می نمایند.

- طبقه بندی دیون و لوفور (Debon and Lefort, 1983)

در این رده بندی از پارامترهای Q'' و P' استفاده می شود. این پارامترها از طریق معادلات زیر به دست می آیند و در آنها از مقادیر میلی کاتیونی عناصر استفاده می شود.

$$Q'' = (Si/3) - (K + Na + 2/3 Ca)$$

$$P' = K - (Na + Ca)$$

با توجه به نمودار Q'' در مقابل P' ارائه شده در شکل (۴-۵) نمونه های مورد مطالعه در محدوده های گرانیته، آداملیت، گرانودیوریت و تونالیت قرار می گیرند. پارامترهای Q'' و P' نمونه های مورد مطالعه در جدول (۴-۳) آورده شده است.

- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (Middlemost, 1985)

در دیاگرام میدلموست نیز، همانند دیاگرام کاکس و همکاران از مجموع آلکالن در مقابل سیلیس استفاده می شود. هر چند تقسیمات داخلی و فرم کلی در آن ها متفاوت است. نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام در محدوده های گرانیته، گرانودیوریت، کوارتز مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت قرار می گیرند (شکل ۴-۶).

- طبقه بندی کاکس و همکاران (Cox et al., 1989)

در این طبقه بندی مجموع آلکالن ($Na_2O + K_2O$) در مقابل سیلیس مورد بررسی قرار می گیرد. محدوده سنگ های مختلف در این دیاگرام مشخص شده و قلمرو سنگهای ساب آلکالن از آلکالن مجزا

گردیده است. با توجه به این دیاگرام سنگ های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده های دیوریت، کوآرتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلكالی گرانیت قرار می گیرند (شكل ۴-۷).

– طبقه بندی باربارن (Barbarin, 1998)

باربارن انواع مختلف سنگ های گرانیتوئیدی را بر اساس پارامترهای شیمیایی همچون شاخص اشباع شدگی آلومینیم (ASI)، عدد آهن $Fe = FeO_{(t)} / FeO_{(t)} + MgO$ و نسبت های ایزوتوپی Sr^{87} / Sr^{86} و ϵNd و مقادیر δO^{18} و δS^{34} به شش گروه با علامات اختصاری MPG, KCG, CPG, RTG, ACG و PAG تقسیم کرده است (جدول ۴-۴). این علامات اختصاری معرف شش گروه سنگ های گرانیتوئیدی در این طبقه بندی است.

MPG = گرانیتوئیدهای پرآلومین مسکویت دار؛

CPG = گرانیتوئیدهای پرآلومین غنی از بیوتیت و کلدیریت دار؛

KCG = گرانیتوئیدهای کالک آلكال پورفیری غنی از فلدسپار پتاسیم و غنی از پتاسیم؛

ACG = گرانیتوئیدهای کالک آلكال غنی از آمفیبول؛

RTG = گرانیتوئیدهای تولیتی پشته ای و

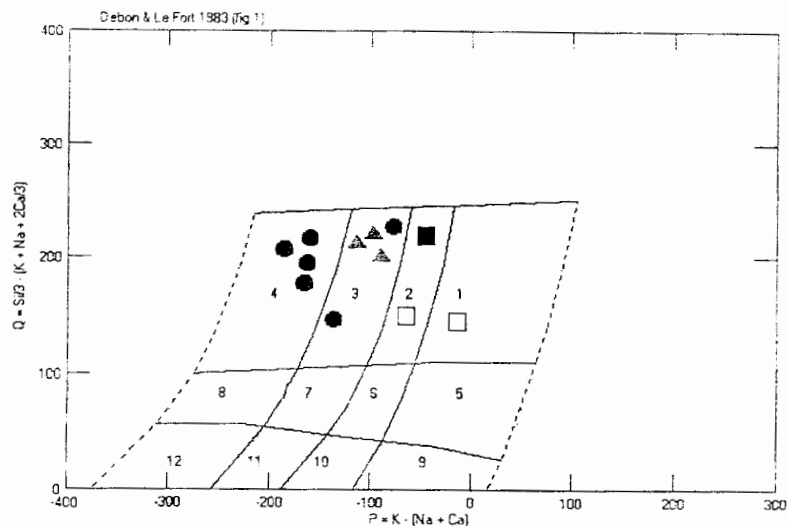
PAG = گرانیتوئیدهای آلكال و پرآلكال.

با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی، نمونه های مورد مطالعه بر اساس این طبقه بندی در گروه

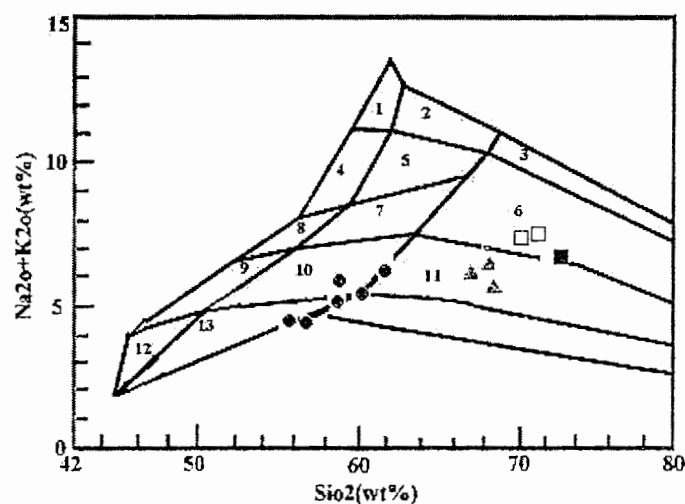
گرانیتوئیدهای کالک آلكال غنی از آمفیبول قرار می گیرند.

جدول ۴-۳- پارامترهای $Q, P, Q', ANOR, Q'', P'$ نمونه هایی که مورد آنالیز شیمی قرار گرفته اند.

Sam-nu	Q	A	P	Q'	ANOR	Q''	P'
Ls - 59	24.26	22.72	53.01	27.97	50.25	145.23	-150.46
Ls - 61	16.70	16.16	66.64	21.96	56.67	102.158	-201.54
Ls - 73	17.59	0	82.41	25.16	87.46	134.9	-213.89
Ls - 78	19.96	16	64.03	26.58	68.71	134.38	-181.18
Ls - 86	26.12	14.77	59.10	29.93	56.23	166.94	-131.64
Ls - 90	25.85	51.90	22.24	27.84	17.64	144.64	-85.35
Ls - 92	36.04	38.37	25.58	38.29	32.72	206.35	-32.18
Ls - 94	26.18	51.67	22.14	28.76	20.67	147.74	-54.82
Ls - 96	17.17	0	82.83	24.40	83.48	123.62	-218.84
S - 42	18.70	8.13	73.17	23.63	75.39	127.23	-192.55
Z - 18	21.37	0	78.63	27.68	80.07	138.28	-206.14
Hmic	25.06	37.47	37.47	28.67	36.96	127.94	-132.48



شکل ۴-۵. رده‌بندی شیمیایی دیون و لو فور (Debon and Lefort, 1983) محدوده‌های به کار برده شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می‌باشند: ۱- گرانیت، ۲- آداملیت، ۳- گرانودیوریت، ۴- تونالیت، ۵- کوارتز سیینیت، ۶- کوارتز مونزونیت، ۷- کوارتز مونزونودیوریت، ۸- کوارتز دیوریت، ۹- سیینیت، ۱۰- مونزونیت، ۱۱- مونزوگابرو، ۱۲- گابرو.



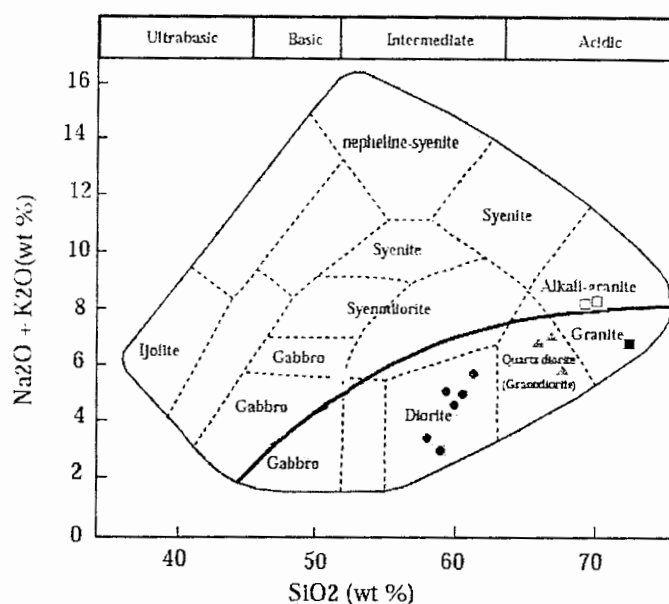
شکل ۴-۶. رده‌بندی شیمیایی میدلموست (Middlemost, 1985) برای سنگهای سازنده توده گرانیتیویدی کوه شاه. محدوده‌های شماره گذاری شده به ترتیب عبارتند از: ۱- آلکالی فلدسپار سیینیت، ۲- آلکالی فلدسپار کوارتزسیینیت، ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴- سیینیت، ۵- کوارتزسیینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوارتز مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوارتز مونزونودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتز دیوریت، ۱۴- تونالیت.

Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □



شکل ۴-۷- طبقه بندی شیمیایی کاس و همکاران (Cox et al., 1989)، برای سنگ های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

Alkali feldspar granite □ Granite ■ Granodiorite ▲ Diorite ●

جدول ۴-۴- ویژگیهای شیمیایی سنگ های گرانیتوئیدی بر اساس مبانی پیشنهاد شده توسط باربارین (1998). (Barbarin) به منظور طبقه بندی آنها.

CHEMISTRY	MPG	CPG	KCG	ACG	RTG	PAG	کده شاه
Alumina index A/CNK (molar)	A ≥ CNK ≥ 1		CNK > A > NK < 1			A ≤ NK alkaline	CNK > A A > NK NK < 1
Al ₂ O ₃	***	***	**	**	**	*	**
CaO	*	*	**	***	**	*	***
Na ₂ O	**	**	**	**	***	***	**
K ₂ O	**	***	***	**	*	***	**
Feot + mgot + mnot		**	**	***	* **	**	***
	*	*	**	***	***	**	-
Feot / Feot + mgot	< 0.8	< 0.8	0.8 - 1.0	< 0.8	> 0.8	> 0.8	-
⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr	0.706 to 0.760	> 0.708	0.706 to 0.712	0.709 to 0.708	≤ 0.704	0.704 to 0.712	< 0.8
Nd	- 4 to - 17	- 6 to - 9	- 4 to - 9		-	-	-
¹⁸ O	+ 10 to + 14	+ 10 to + 13	+ 5 to + 10		-	-	-
Σ S	- 12 to + 2		+ 5 to + 10		-	-	-

جدول ۴-۵- نمونه های مورد مطالعه در طبقه بندی های مختلف.

طبقه بندی	گرانیتوئید کوه شاه
Oconnor(1965)	تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت
Streckeisen and LeMaitre (1979)	گرانیت، مونزو گرانیت، مونزونیت، گرانودیوریت و تونالیت
Muller and Brown (1977)	سینو - مونزو گرانیت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتز مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت
Cox et al., (1989)	دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت
Debon and Lefort (1983)	گرانیت، آداملیت، گرانودیوریت و تونالیت
Middlemost (1985)	گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت
Barbarin(1998)	گرانیتوئیدهای کالک آلکالی غنی از آمفیبول

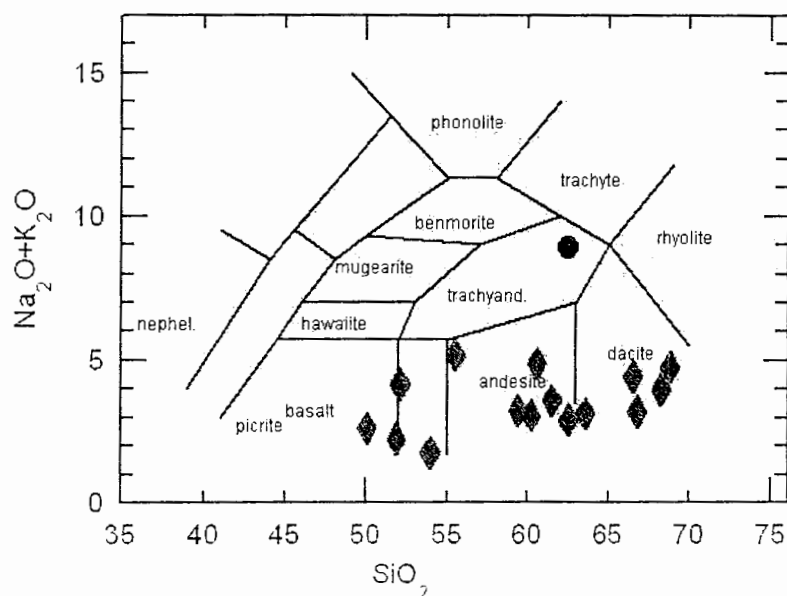
نتایج پتروگرافی نمونه های مورد مطالعه با طبقه بندی کاکس و همکاران همخوانی بیشتری نشان می دهند.

۴-۱-۴- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگ های آتشفشانی میزبان توده (اوسن) و جوان تر از توده (میوسن)

سنگ های آتشفشانی حجم اصلی سنگ های آذرین منطقه را به خود اختصاص داده اند که در زمان های ائوسن و میوسن فوران نموده و در بین واحدهای سنگی منطقه جای گرفته اند. حجم اصلی سنگ های آتشفشانی مربوط به ائوسن است. این سنگ ها حاصل تناوبی از فعالیت های آتشفشانی از نوع انفجاری و غیر انفجاری هستند که به صورت واحدهای گدازه ای و واحدهای آذر آواری و یا تناوبی از گدازه و توف در منطقه دیده می شوند. توده نفوذی کوه شاه با سن الیگو میوسن این سنگ ها را قطع می کند.

با توجه به اینکه مطالعات عمده این پایان نامه بر روی توده نفوذی کوه شاه است. از اینرو تنها به طبقه بندی سنگ های ولکانیکی اشاره می شود. به دلیل محدودیت تعداد نمونه ها برای آنالیز، از نتایج آنالیز ذکر شده توسط پورمیرزا لنگرودی (۱۳۷۹) استفاده شده است.

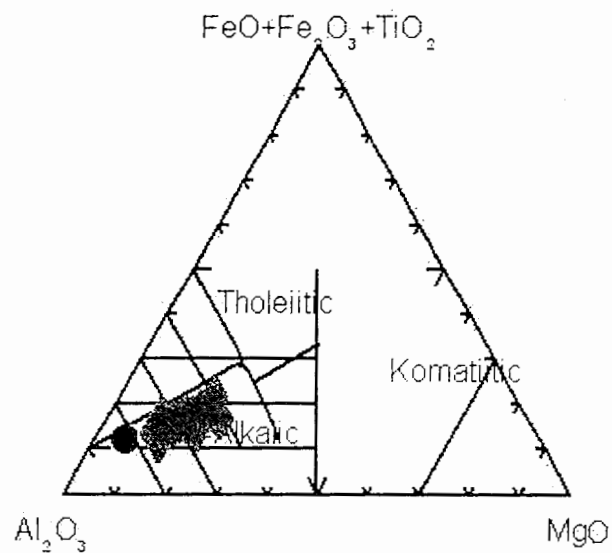
سنگ های میزبان توده در دیاگرام لومتر و همکاران (Le Maitre et al., 1989) در محدوده های بازالت، آندزیت و داسیت (شکل ۴-۸)، در دیاگرام جنسن (Jensen, 1976) در محدوده کالکوالکالن و در دیاگرام ایروین و باراگار (Irvin and Baragar, 1971) در محدوده ساب آلکالن (شکل ۴-۱۰) قرار می گیرند. یک نمونه از سنگ های آتشفشانی میوسن نیز به منظور آنالیز به آزمایشگاه کانساران بینالود ارسال گردید. این نمونه در دیاگرام های مذکور در محدوده تراکی آندزیت و کالکو آلکالن قرار می گیرد. مطالعات پتروگرافی طیف ترکیبی آندزیت تا داسیت این نمونه ها را نشان می دهد (در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بافت از این سنگ ها تحت عنوان دیوریت پورفیری نام برده شده است).



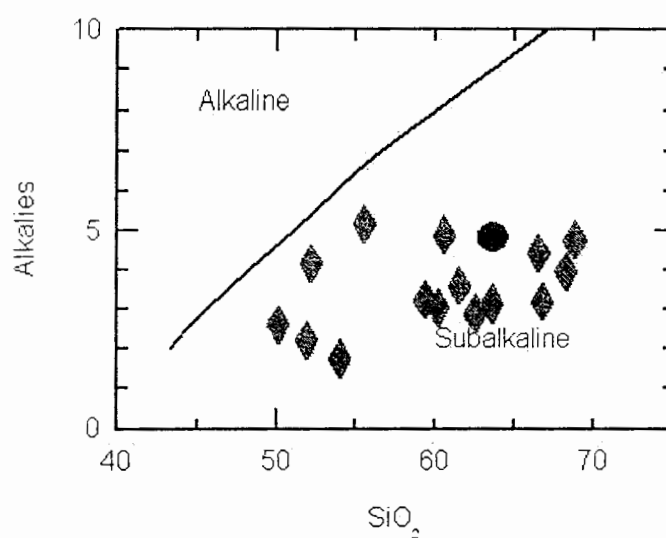
شکل ۴-۸- طبقه بندی لومتر و همکاران (Le Maitre et al., 1989)، برای سنگهای آتشفشانی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه بر روی آن.

◆ سنگ های آتشفشانی میزبان توده گرانیتوئیدی کوه شاه (اوسن)، اقتباس از پورمیرزا لنگرودی (۱۳۷۹).

● سنگ آتشفشانی میوسن.



شکل ۴-۹- نمودار کاتیونی جنسن (Jensen, 1976)، برای سنگهای آتشفشانی.



شکل ۴-۱۰- نمودار تعیین سری ماگمایی ایروین و باراگار (Irvin and Baragar, 1971).

سنگ های آتشفشانی میزبان توده گرانیتهوئیدی کوه شاه (اوسن)، اقتباس از پورمیرزا لنگرودی (۱۳۷۹).
 سنگ آتشفشانی میوسن .

۴-۵- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات آنها

به منظور مشاهده روند تغییرات عناصر اصلی و فرعی و به تصویر کشیدن تغییرات آنها در خلال انجماد ماگما و همچنین بررسی فرضیه‌های پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور توده گرانیتوئیدی کوه شاه، از دیاگرامهای درصد اکسید- درصد سیلیس هارکر (Harker, 1909)، درصد اکسید- ضریب تفریق تورنتن و تاتل (Thornton and Tuttle, 1960) و درصد اکسید- ضریب انجماد کونو (Kuno, 1959) استفاده می‌کنیم. دیاگرامهای مذکور همگی روند تحول ماگما را نشان می‌دهند.

الف- دیاگرام درصد اکسید- درصد هارکر (Harker, 1909)

نمودارهای تغییرات را که در آن‌ها SiO_2 در محور افقی و اکسیدهای دیگر در محورهای عمودی قرار می‌گیرند، نمودارهای هارکر می‌گویند. این نمودارها از سال ۱۹۰۹ بوسیله آلفرد هارکر در کتاب تاریخ طبیعی سنگ‌های آذرین عمومیت یافته است و به این دلیل به نمودارهای هارکر شهرت دارند. با کمک دیاگرام‌های هارکر می‌توان به فرآیندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای که در تشکیل یا تبلور ماگما صورت می‌گیرند، پی برد (Wilson, 1989). در دیاگرام‌های هارکر فرض بر این است که در حین تبلور ماگما مصرف هر اکسید تابع مصرف اکسید سیلیسیم است. موارد زیر در دیاگرام‌های هارکر صدق می‌کند:

- ۱- وقتی منحنی صاف باشد دلیل بر وجود تفریق ماگمایی است.
 - ۲- وقتی در منحنی افت و خیز وجود دارد دلیل بر جدا شدن یک کانی جدید یا تجمع بلور ها در نتیجه فرو رفتن و ته نشست یا شناور شدن آنهاست.
 - ۳- وقتی اغلب نقاط معرف سنگها در انتهای کم سیلیس منحنی‌ها پراکنده‌اند دلیل آن است که ماگمای مادر دارای ترکیبی نزدیک به انتهای کم سیلیس بوده است.
- اکنون تغییرات هر کدام از اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌ها مورد مطالعه را در قبال سیلیس به طور مجزا شرح می‌دهیم (شکل ۴-۱۱).

SiO₂ در مقابل Al₂O₃

با افزایش SiO₂ مقدار Al₂O₃ کاهش می‌یابد، این امر با کاهش سهم پلاژیوکلازها و گرایش کانی‌های روشن به سمت تشکیل فلدسپارسدیک و پتاسیک سازگار است.

SiO₂ در مقابل TiO₂ و MnO, MgO

با افزایش SiO₂ در نمودارهای MgO/SiO₂, MnO/SiO₂ و TiO₂/SiO₂ مقدار اکسیدهای مزبور کاهش می‌یابد، این اکسیدها در ترکیب پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و اسفن جای می‌گیرند و کاهش آن‌ها از کاهش فراوانی این کانی‌ها در سنگ‌های گرانیتی ناشی می‌شود.

SiO₂ در مقابل Fe₂O₃

با افزایش SiO₂ مقدار Fe₂O₃ کاهش می‌یابد و روند نزولی بارزی مشاهده می‌شود. این امر مبین آنست که با پیشرفت تفریق ماگمایی از مقدار Fe₂O₃ و در نتیجه کانی‌های Bt, Hb, Px و فرومنیزین یا کانی‌های اپک نظیر منیتیت کاسته می‌گردد.

SiO₂ در مقابل CaO و P₂O₅

با افزایش SiO₂ مقدار P₂O₅ و CaO در نمودارهای P₂O₅/SiO₂ و CaO/SiO₂ کاهش می‌یابد، این امر با گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلبیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت سازگار است. مشارکت دو عنصر کلسیم و سدیم در ساختمان پلاژیوکلازها از قوانین گلدشمیت در ژئوشیمی سنگهای آذرین تبعیت می‌کند، بدین شکل که کلسیم به خاطر بار یونی بزرگتر و شعاع یونی کوچکتر راحت‌تر از سدیم وارد شبکه فلدسپار می‌شود و بنابراین مقدار کلسیم در پلاژیوکلازهایی که در ابتدای تبلور ماگما تشکیل می‌شود بیشتر است.

SiO₂ در مقابل Na₂O

این اکسید در مراحل اولیه انجماد و تفریق ماگمایی به مقدار خیلی کم در ساختمان پلاژیوکلازها وارد می‌شود. بنابراین در جریان تفریق و همگام با افزایش SiO₂ مقدار آن در ماگمای باقیمانده افزایش می‌یابد.

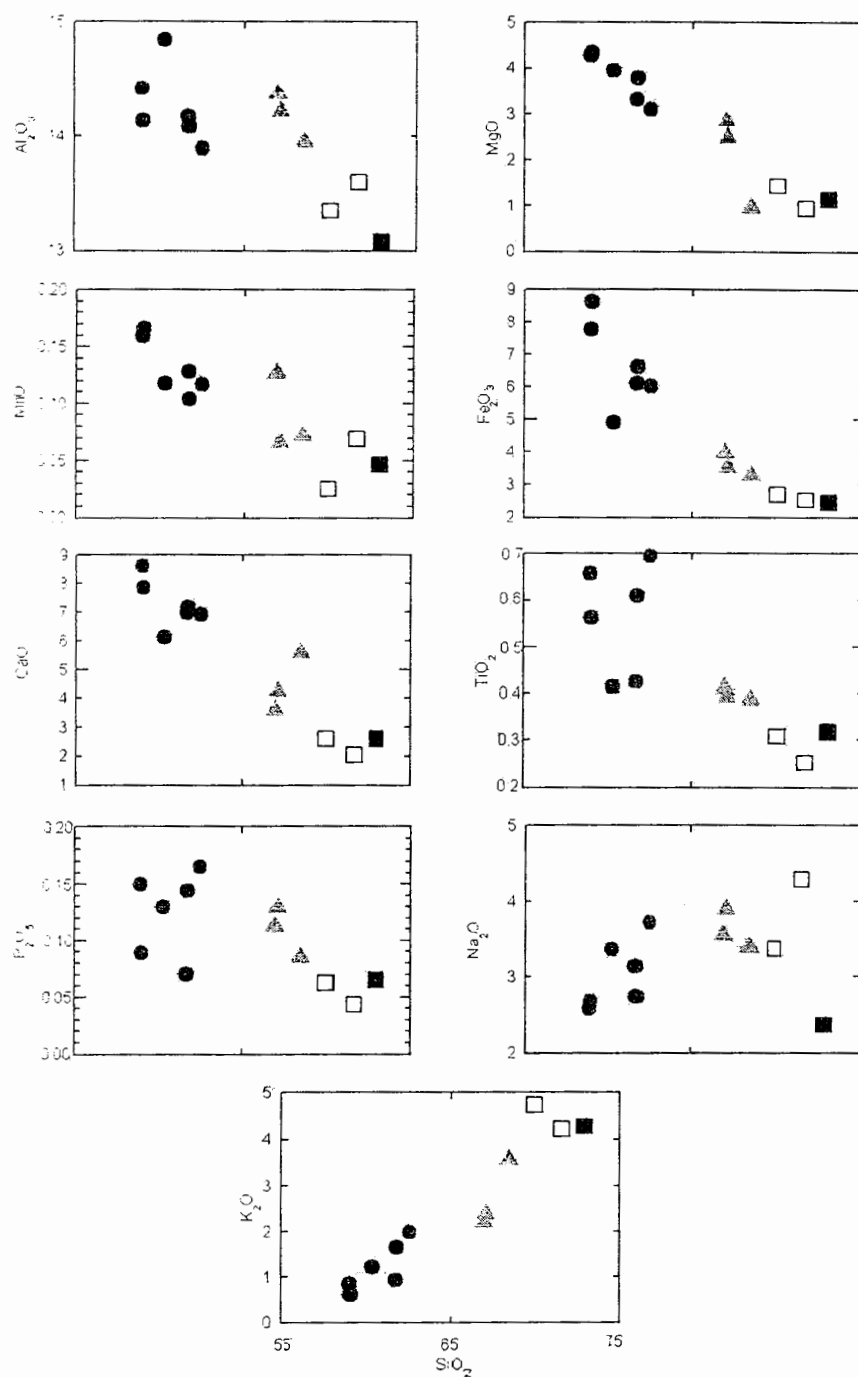
K₂O در مقابل SiO₂

پتاسیم به دلیل شعاع یونی زیاد خود در ترمهای بازیک در ساختمان کانیها وارد نمی‌شود و بنابراین در جریان تفریق مقدار آن به شدت زیاد می‌شود. شیب تغییرات آن شدیدتر از Na₂O می‌باشد. بالا بودن مقدار آن در ترمهای اسید به دلیل مشارکت آن در ساختمان فلدسپاتهای آلکالن پتاسیک و بیوتیت است.

ب- دیاگرام های اندیس تفریق در مقابل اکسیدهای عناصر اصلی ————— و تاتن (Thornton and Tuttle, 1960)

اندیس تفریق (D.I) برابر با مجموع کوارتز، ارتوز و آل بیت نورماتیو (در ترم های اشباع از سیلیس) و مجموع نفلین، کالیوفیلیت و لوسیت نورماتیو (در ترم های تحت اشباع از سیلیس) می باشد. در دیاگرام های اندیس تفریق برای بررسی تحول شیمیایی ماگما در جریان تفریق، از تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و کمیاب نسبت به اندیس تفریق بهره می گیرند. مقدار این اندیس در آلکالی گرانیات و گرانیات های منطقه مورد مطالعه حدود ۸۰، در گرانودیوریت ها حدود ۶۰ تا ۸۰ و در دیوریت ها به طور تقریبی مابین ۴۵ تا ۶۵ تغییر می کند. در نمودارهای نشان دهنده تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل اندیس تفریق (DI) مشاهده می گردد که با افزایش مقدار اندیس تفریق، مقادیر Na₂O, K₂O و SiO₂ افزایش می یابد. در حالی که مقدار اکسیدهای Al₂O₃, TiO₂, MnO, CaO, MgO و FeO کاهش می یابد (شکل ۴-۱۲).

این تغییرات مبین انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته در بین سنگ های گرانیتوئیدی مورد مطالعه می باشد. پارامتر DI، نمونه های مورد مطالعه در جدول (۴-۶) آورده شده است.



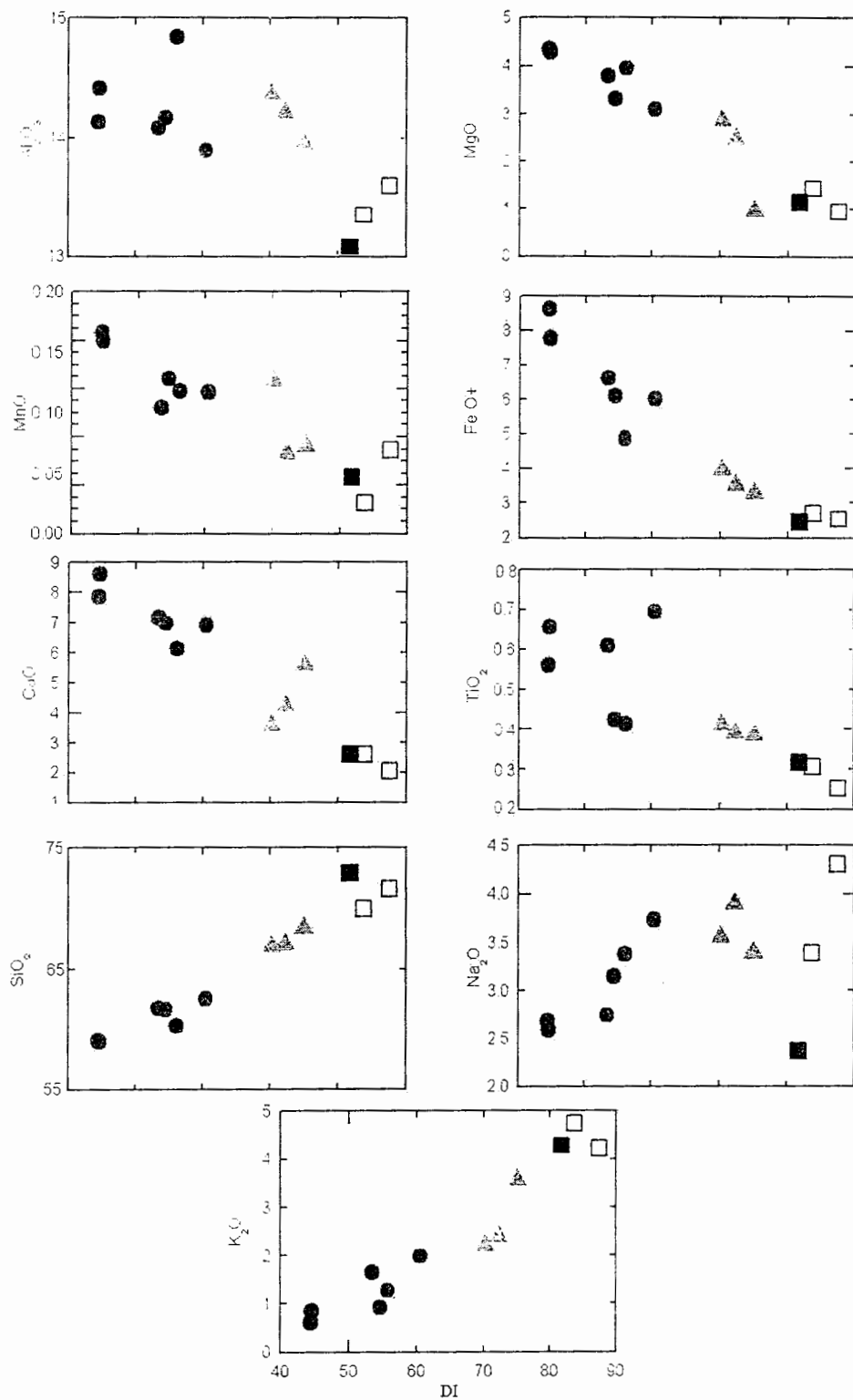
شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در مقابل تغییرات SiO_2 (Harker, 1909).

Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □



شکل ۴-۱۲ نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل اندیس تفريق تورنتن و تاتل (Thornton and Tuttle, 1960).

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □

ج- دیاگرام های اندیس انجماد در برابر اکسیدهای عناصر اصلی کونو (Kuno, 1959)

کونو (Kuno, 1959) ضریب انجماد S.I را اینگونه تعریف می کند.

$$S.I = [MgO / FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O] * 100$$

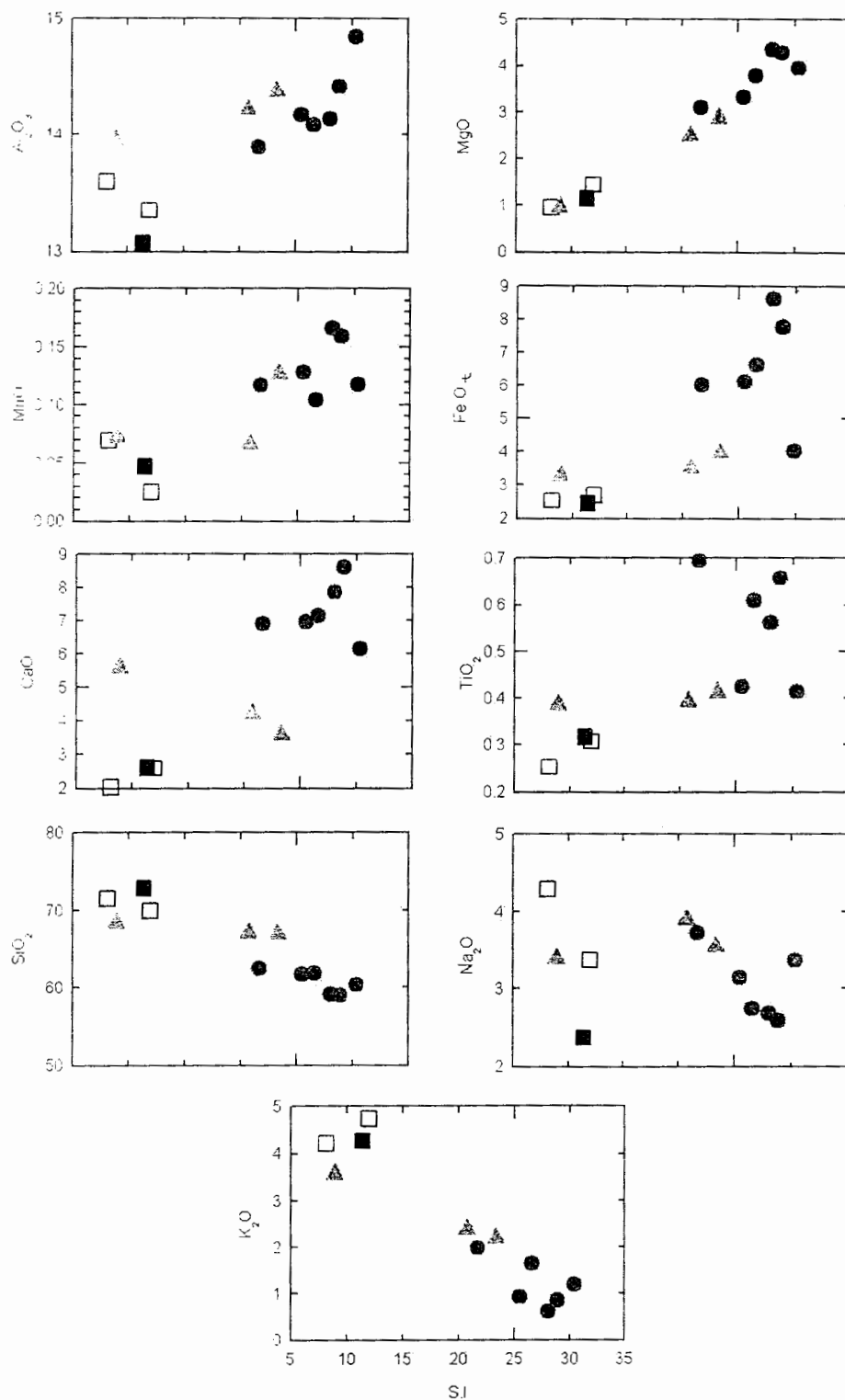
با توجه به این نکته که در جریان تفریق میزان Na_2O و K_2O افزایش می یابد و از مقدار S.I کاسته می گردد، از اینرو با پیشرفت تفریق، میزان ضریب انجماد کاهش می یابد.

کونو (Kuno, 1959) اظهار می دارد که اگر ضریب انجماد بین ۳۵ تا ۴۵ باشد سنگ بازالت اولیه و تفریق نیافته است و یا آنکه اندکی متحمل تفریق شده است. اما اگر اندیس انجماد کوچکتر از ۳۲ باشد نشانگر وجود ترمهای تفریق یافته است. شکل (۴-۱۳) دیاگرام های اکسیدهای عناصر اصلی را در مقابل اندیس انجماد کونو نشان می دهد. وجود ترم های تفریق یافته در نمونه های مورد مطالعه از روی ضریب انجماد بین ۸ تا ۳۰ در نمونه ها محرز است.

همانطور که از دیاگرام مشهود است، با افزایش ضریب انجماد مقادیر FeO , Al_2O_3 , MnO , CaO

TiO_2 و MgO افزایش و مقادیر K_2O , SiO_2 و Na_2O کاهش می یابد.

نتایج به دست آمده از دیاگرام های هارکر، اندیس تفریق و اندیس انجماد با نتایج حاصل از پتروگرافی مطابقت می کند. زیرا در پتروگرافی نیز مشخص گردید که هر چه از سمت دیوریت به سمت گرانیت و آلکالی گرانیت (افزایش SiO_2 ، افزایش DI و کاهش SI) پیش می رویم از میزان کانی های پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت، اسفن، آپاتیت و پلاژیوکلز (حاوی TiO_2 , MnO , CaO , MgO و Al_2O_3 و FeO) کاسته و بر میزان کانی های روشن مانند ارتوز و کوارتز (حاوی SiO_2 , K_2O و Na_2O) افزوده می شود. پارامتر SI، نمونه های مورد مطالعه در جدول (۴-۶) آورده شده است.



شکل ۴-۱۳ - نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در مقابل اندیس انجماد کونو (Kuno, 1959).

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □

جدول ۴-۶- پارامتر SI و DI نمونه های مورد مطالعه.

شماره نمونه	DI	SI
Ls - 59	72.31	20.20
Ls - 61	60.52	20.90
Ls - 73	44.49	26.79
Ls - 78	53.62	25.59
Ls - 86	70.16	22.68
Ls - 90	87.47	8
Ls - 92	81.72	11.14
Ls - 94	83.62	11.76
Ls - 96	44.56	27.64
S - 42	56.18	29.5
Z - 18	54.57	34.5
Hmic	75	8.65

۴-۱-۶- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی برخی از عناصر فرعی و کمیاب نمونه های مورد مطالعه

در بررسی روندهای تغییرات آنها

در این بخش ابتدا روند تغییرات تعدادی از عناصر کمیاب و فرعی گرانیتوئید کوه شاه را در مقابل سلیس بررسی خواهیم کرد، سپس از این عناصر برای مقایسه روند های تفریق و ذوب بخشی در منطقه مورد مطالعه سود خواهیم جست. در مرحله بعد به مطالعه نمودار های عنکبوتی منطقه پرداخته و در آخر به چند نمودار مقایسه ای با گرانیتوئید کوه شاه خواهیم پرداخت.

الف- نمودار های تغییرات عناصر کمیاب در برابر سلیس

عناصری همچون Sr, Rb و Ba مؤثرترین عناصر برای پی بردن به پدیده تبلور تفریقی در سنگهای گرانیتی هستند زیرا این سنگها به شدت وابسته به فازهای کانایی اصلی مانند فلدسپاتها و میکاها هستند (نیوا و همکاران، ۱۹۸۷).

در نمودار Ba / SiO_2 با افزایش SiO_2 ، Ba افزایش می یابد (شکل ۴-۱۴). زیرا این عنصر در شبکه سلیکات های حرارت بالا شرکت نمی کند و بنابر این مقدار آن همواره در طی تفریق ماگمایی افزایش

می‌یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان فلدسپات‌های سنگین (هیالوفانها) و بیوتیت می‌شود و یا در فازهای هیدروترمالی رگه‌های باریت را تشکیل می‌دهد.

در نمودار Rb / SiO_2 همگام با افزایش SiO_2 ، Rb نیز افزایش می‌یابد، زیرا این عنصر در کانی‌های پتاسیم‌دار عنصری پذیرفته شده است. از این رو در جریان تفریق افزایش Rb با افزایش کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر بیوتیت و ارتوز همراه است.

بار الکتریکی بالا، شعاع یونی بزرگ، عدم واکنش پذیری و تحرک Y سبب تجمع این عنصر در مراحل پایانی تبلور می‌گردد. از این رو با افزایش میزان SiO_2 ، مقدار Y نیز افزایش می‌یابد.

زیرکونیم به دلیل بار الکتریکی بالا و شعاع نسبتاً بزرگ ($A = 0.79$) وارد کانی‌های سنگ ساز رایج نگردیده و در فاز خاصی (معمولاً زیرکن) حضور می‌یابد. در نمودار Zr / SiO_2 با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار Zr افزایش می‌یابد. این روند صعودی در گرانیات آلکالن، گرانیات و گرانودیوریت‌ها به صورت حضور گسترده زیرکن تجلی پیدا می‌کند. Zr به عنوان یک عنصر شدیداً ناسازگار تا مراحل انتهایی تفریق ماگمایی در بخش مایع باقی می‌ماند.

در نمودار Pb / SiO_2 همگام با افزایش SiO_2 ، Pb نیز افزایش می‌یابد. این عنصر در سری‌های کالکوالکالن نسبت به سایر عناصر فرعی و کمیاب بیشترین تمرکز را در فازهای انتهایی تفریق نشان می‌دهد (Tatsumi and Eggins, 1996).

Sr به دلیل مشابهت بار الکتریکی با Ca می‌تواند در کانی‌های کلسیم‌دار به صورت عنصری پذیرفته شده جانشین کلسیم شود. از این رو در جریان تفریق و افزایش SiO_2 و گذر از پلاژیوکلازهای با آنورتیت بیشتر به آنورتیت کمتر، میزان این عنصر کاهش می‌یابد.

در نمودارهای نشان‌دهنده تغییرات عناصر انتقالی پایه نظیر Cr ، Ni و Co در مقابل SiO_2 ، به سمت آلکالی گرانیات، گرانیات و گرانودیوریت‌ها مقادیر این عناصر روند نزولی نشان می‌دهند و این موضوع با کاهش کانی‌های آهن و منیزیم، تحول یافتگی و تفریق ماگماهای سازنده این سنگ‌ها سازگار است.

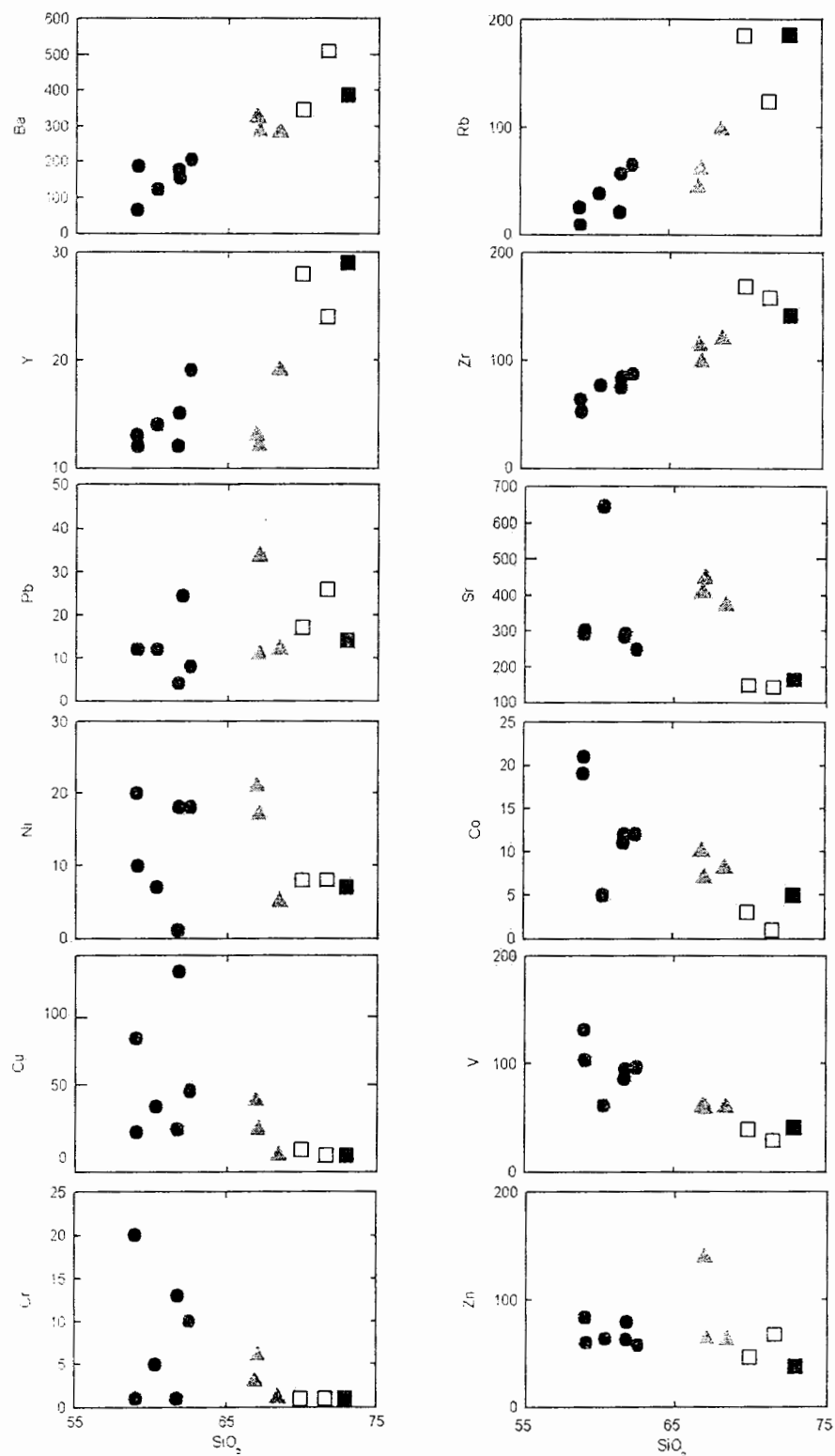
کاهش V در برابر SiO_2 به سبب این است که V به صورت V^{3+} در ماگما حضور داشته و جانشین Fe^{3+} در کانی‌هایی مانند آمفیبول و بیوتیت و به مقدار جزئی در کانی‌هایی مانند آپاتیت‌ها و

فلدسپات پتاسیم می گردد. با توجه به اینکه با پیشرفت روند تفریقی از میزان کانی های مافیک کاسته می شود، طبیعی است که این کاهش را در مقدار V مشاهده کنیم.

در نمودار Cu / SiO_2 و Zn / SiO_2 همراه با افزایش SiO_2 کاهش مقادیر مس و روی رخ می دهد و این امر با کاهش فراوانی هورنبلند و بیوتیت در جریان تفریق در ارتباط می باشد.

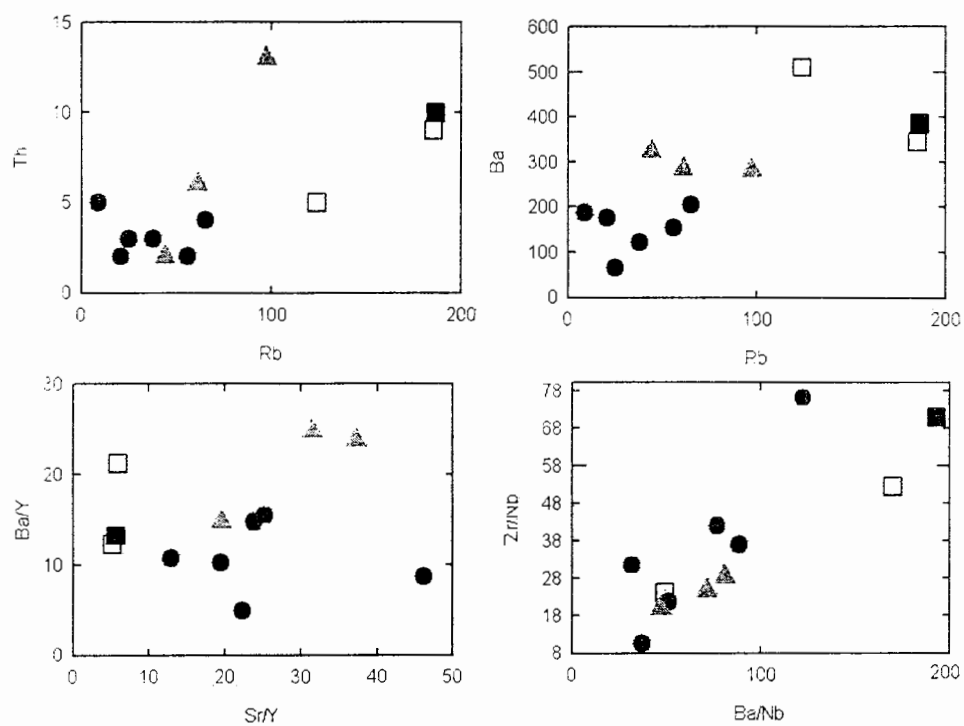
ب- نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر یکدیگر

عناصر کمیابی مانند Ba , Sr , Rb , Th , Zr و ناسازگار و عناصر Cr , V , Co و Ni سازگار می باشند. در این بخش از دیاگرام های جفت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و یک عنصر ناسازگار در مقابل یک عنصر سازگار استفاده می کنیم. روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار (شکل ۴-۱۵-الف) و روند خطی منفی در نمودارهای عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار (شکل ۴-۱۵-ب) بیانگر تبلور تفریقی در سنگ های منطقه مورد مطالعه است.

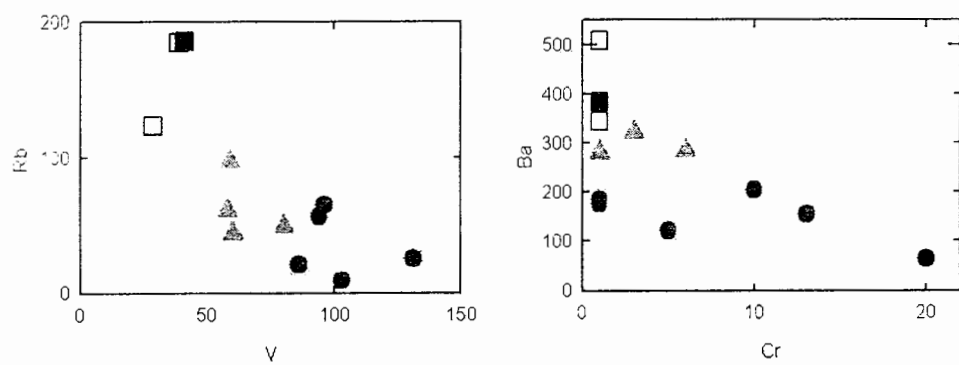


شکل ۴-۱۴- نمودارهای تغییرات عناصر فرعی و کمیاب نمونه های مورد مطالعه در مقابل تغییرات SiO₂ هارکر (Harker, 1909).

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □



شکل ۴-۱۵- الف- نمودار جفت عناصر ناسازگار در برابر هم.



شکل ۴-۱۵- ب- نمودار عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار.

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □

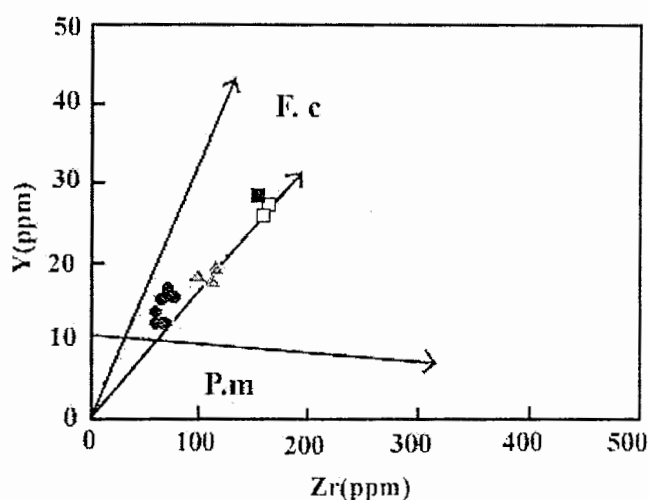
ج- مقایسه بین پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی در توده گرانیتوئیدی کوه شاه

در اینجا برای مقایسه پدیده ذوب بخشی با تفریق بلوری از نمودار Y در مقابل Zr استفاده می کنیم.

- نمودار Y در مقابل Zr

در نمودار Y در برابر Zr (عبدا... و همکاران، ۱۹۹۷ در رضانی، ۱۳۸۳) گرانیتوئیدهای مرتبط با ذوب بخشی (P.M) و تفریق بلوری (F.C) از هم تفکیک می شوند. نمونه های مورد مطالعه در راستای روند تبلور تفریقی واقع می شوند. لذا نتیجه می گیریم توده گرانیتوئیدی کوه شاه طی فرایند تبلور تفریقی تحول و تکامل پیدا کرده است (شکل ۴-۱۶).

شکل ۴-۱۶- نمودار Y (ppm) در مقابل Zr (ppm) عبدالله و همکاران (۱۹۹۷) برای تفکیک روندهای مربوط به پدیده های تبلور تفریقی و ذوب بخشی سنگ های گرانیتی. موقعیت نمونه های مورد مطالعه در امتداد راستای روند تبلور تفریقی واقع شده اند.



Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □

د - نمایش داده های عناصر کمیاب به صورت نمودارهای عنکبوتی

در نمودارهای عنکبوتی از داده های گوشته و یا کندریت برای نرمالایز کردن استفاده می شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه است. منظور از ترکیب اولیه، ترکیب اولیه منظومه شمسی است. عادی سازی نسبت به مقادیر کندریتی بهتر از عادی سازی نسبت به گوشته اولیه

می‌باشد زیرا ترکیب کندریت‌ها مستقیماً قابل اندازه‌گیری است، در صورتی که ترکیب گوشته اولیه تخمینی می‌باشد.

نرمالایز کردن نسبت به کندریت از دو جنبه دارای اهمیت است:

یکی به دلیل برطرف شدن تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد و دیگر اینکه هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر کمیاب نسبت به کندریت‌ها صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است. همچنین باید متذکر شد که چون عناصر کمیاب خاکی با عدد اتمی زوج پایدارتر و فراوانتر از عناصر کمیاب با عدد اتمی فرد هستند، در نتیجه در نمودار ترکیب فراوانی، الگوی زیگزاگ از خود نشان می‌دهند.

از دیگر نمودارهای عنکبوتی، نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه است. گوشته اولیه در حقیقت ترکیب گوشته قبل از تشکیل پوسته قاره ای است. در این نوع نمودارها ۱۹ عنصر بر اساس افزایش سازگاری و متناسب با درصد کم مذاب گوشته آرایش یافته اند.

نمودارهای عنکبوتی به کار رفته برای نمونه های منطقه مورد مطالعه، به شرح زیر می باشند:

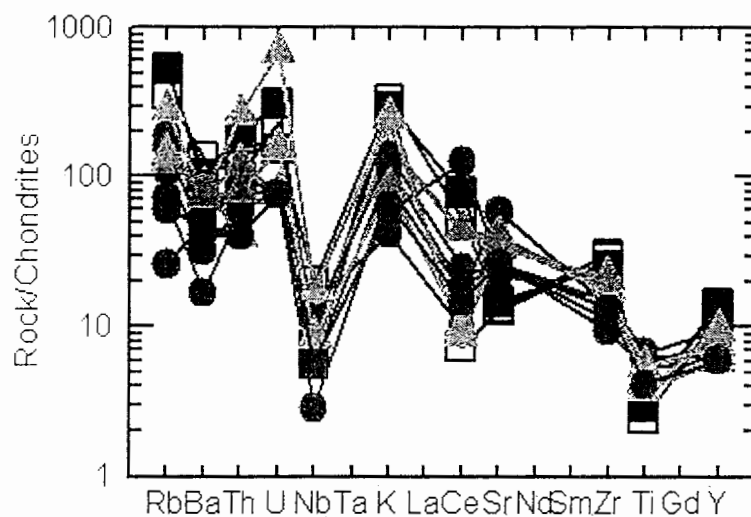
- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به کندریت (Sun, 1980).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

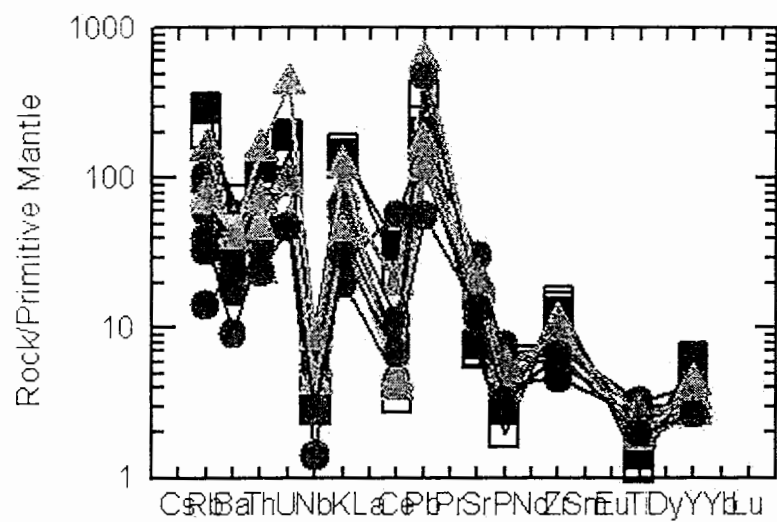
دیگرام های نرمالایز شده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ ها نسبت به کندریت (شکل ۴-۱۷-الف) و گوشته اولیه (شکل ۴-۱۷-ب)، غنی شدگی آن ها را از عناصر کمیاب سبک و تنهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین را نشان می دهد. این ویژگی از خصوصیات بارز سنگ های کالکوالکال قوس آتشفشانی زون های فرورانش حاشیه قاره ای است.

آنومالی منفی Nb بیانگر آغشتگی ماگما با مواد پوسته ای و یا ارتباط ماگما با منطقه فرورانش است. با توجه به شواهد قبلی، می توان با اطمینان گفت که ماگمای مولد توده گرانیتوئیدی کوه شاه در ارتباط با فرآیند فرورانش به وجود آمده است.

همانگونه که از دیگرام های عنکبوتی استنباط می گردد، اگرچه دیوریت ها نیز از عناصر کمیاب سبک تا حدودی غنی شده اند ولی در مقایسه با آنکالی گرانیت ها، گرانیت ها و دیوریت ها غنی شدگی کمتری را نشان می دهند.



الف



ب

شکل ۴-۱۷- نمودار عنکبوتی برخی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی منطقه کود شاد.

شکل- الف- نرمالایز شده نسبت به کندریت سان (Sun, 1980).

شکل- ب - نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □

ر- نمودار مقایسه ای

برای انتخاب یک توده گرانیوتوئیدی نمونه، ابتدا ویژگیهای توده گرانیوتوئیدی مورد مطالعه مشخص گردید و سپس با نمونه های مطالعه شده معتبر مقایسه شده، سپس معلوم گردید که زون گرانیوتوئیدی دالات در ویتنام و باتولیت سیرا نوادا در کالیفرنیا، دارای تشابهات بسیاری با گرانیوتوئید کوه شاه هستند که می توانند مبنای بررسی و مقایسه قرار گیرند. در این قسمت به شرح مختصری از ویژگیهای این مناطق می پردازیم.

۱- گرانیوتوئیدهای زون دالات در جنوب ویتنام

گرانیوتوئیدهای زون دالات واقع در جنوب ویتنام طیف سنگ شناسی گسترده ای از دیوریت تا گرانیت را در بر می گیرد. توی و همکاران (Thuy et al., 2003) نحوه تشکیل این گرانیوتوئیدها را اینگونه بیان کرده اند: "در نتیجه جایگزینی ماگمای بازالتی مشتق شده از گوشته در پوسته زیرین، حرارت لازم برای ذوب پوسته زیرین فراهم شده و سپس مواد ذوب شده همراه با ماگماهای بازالتی در طی فرایند تبلور تفریقی پس از راهیابی به ترازهای بالاتر پوسته گرانیوتوئیدهای مذکور را بوجود آورده است". این توده گرانیوتوئیدی از نوع گرانیوتوئیدهای I و سری کالکو آلكالین بوده و حاصل فروورانش پوسته اقیانوسی آرام به زیر ورقه آسیایی چین در طول کرتاسه بوده است.

در این بخش، به طور همزمان داده های عناصر کمیاب توده گرانیوتوئیدی مورد مطالعه و زون دالات، جهت مقایسه در نمودار های عنکبوتی نرمالایز شده مورد بررسی قرار گرفته اند.

نمونه های مورد مطالعه و نمونه های زون دالات هر دو غنی شدگی از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر سازگار و کمیاب سنگین را نشان می دهند (شکل ۴-۱۸). از مقایسه نمودار عنکبوتی این گرانیوتوئیدها با نمودار عنکبوتی رسم شده برای نمونه های منطقه مورد مطالعه متوجه می شویم که این نمودارها قابل مقایسه با یکدیگر بوده و شباهتهای ژئوشیمیایی بارزی با یکدیگر نشان می دهند. بررسیهای صحرایی و ژئوشیمیایی نحوه تشکیل مشابهی را برای گرانیتهای مورد مطالعه نشان می دهد. نتایج آنالیز ژئوشیمی نمونه های گرانیوتوئیدی این منطقه در جدول (۴-۷) آورده شده است.

۲- باتولیت سیرا نوادا در کالیفرنیا

این باتولیت حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشد و دارای ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت، گرانودیوریت و مقادیر کمی سنگ‌های مافیک‌تر می‌باشد. در این بخش، به طور همزمان، داده‌های عناصر کمیاب توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه و باتولیت سیرا نوادا، جهت مقایسه در نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده مورد بررسی قرار گرفته اند.

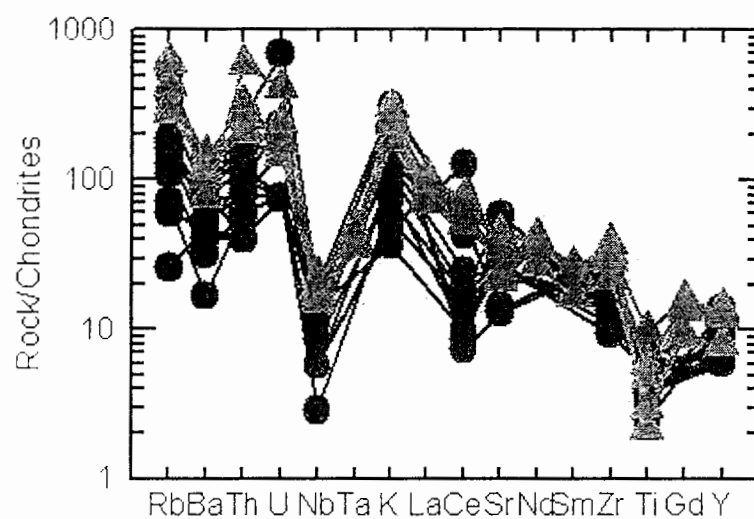
همانگونه که در این نمودارها (شکل ۴-۱۹) مشاهده می‌شود، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه و نمونه‌های باتولیت سیرا نوادا هر دو از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک غنی شدگی و از عناصر سازگار و کمیاب سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند.

نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه سیرا نوادا در جدول (۴-۸) آورده شده است. در پست (Best, 2003)، نحوه تشکیل این توده گرانیتوئیدی به صورت زیر تشریح شده است. "ماگماهای بازالتی مشتق از گوشته به درون پوسته تحتانی راه یافته و در آنجا مستقر گردیده، گرمای ناشی از وجود این ماگماهای بازالتی منجر به ذوب بخشی قابل ملاحظه‌ای از سنگهای سیالیک پوسته تحتانی شده است، مواد ذوب شده که دارای ترکیبی معادل گرانیت بوده‌اند با ماگماهای بازالتی مخلوط شده و در مجموع طی فرایند تبلور تفریقی همراه با فرآیند هضم، طیف گسترده‌ای از ترکیبات ماگمایی را بوجود آورده که پس از راه‌یابی به ترازهای بالاتر پوسته به صورت باتولیت‌های گرانیتی و گرانودیوریتی رخمون پیدا کرده‌اند."

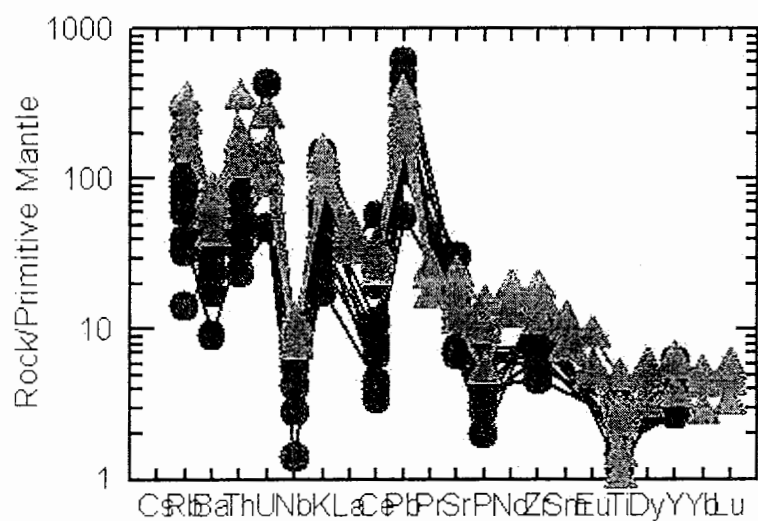
با توجه به شواهد ارائه شده، چنین استنباط می‌شود که در باتولیت گرانیتوئیدی کود شاد، ماگمای بازی مشتق شده از گوشته به داخل پوسته تحتانی تزریق شده و در این وضعیت بخش‌هایی از پوسته تحتانی را ذوب کرده است. به طور همزمان فرآیند تبلور تفریقی، باعث ایجاد دو ماگمای مافیک (گابرو- دیوریتی) در پائین و ماگمای فلسیک (گرانیتی، گرانودیوریتی) در بالای آشیانه ماگمایی گردیده و در محل تماس این دو ماگما اختلاط صورت گرفته و باعث ایجاد آنکلاوها و در حالت گسترده ماگمای هیبریدی گردیده است.

جدول ۴-۷. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های زون دالات.

Wt%	BQ- 3gd	BQ- 6gd	BQ- 7gd	BQ- 8gr	BQ- 12gd
SiO ₂	58.01	63.82	70.01	67.32	68.20
TiO ₂	1.02	0.61	0.22	0.50	0.31
Al ₂ O ₃	17.34	15.13	15.06	14.81	15.14
Fe ₂ O ₃	7.02	5.81	3.04	3.92	3.71
MnO	0.12	0.12	0.11	0.07	0.08
MgO	2.81	2.40	0.52	1.61	1.20
CaO	6.23	4.33	2.11	3.35	3.32
Na ₂ O	3.11	2.81	4.05	2.95	3.25
K ₂ O	2.61	3.52	3.84	4.34	3.42
P ₂ O ₅	0.32	0.21	0.11	0.11	0.21
Co	0	0.02	0.50	0.01	0.42
Cr	87	71	91	157	112
Ni	51	31	32	28	35
Sr	474	285	246	233	404
Ba	465	393	553	295	543
Zr	183	160	209	160	124
Rb	97	153	146	210	109
Cs	7.33	10.15	8.12	8.10	4.14
Nb	8	5.3	5.6	7.1	6.2
Ta	0.83	0.71	0.80	0.92	0.76
Th	10.3	12.6	15.6	29.2	10.6
U	2.25	1.87	2.36	5.41	3.12
Y	25	27	28	26	16
Pb	12	16	25	14	20
Zn	71	65	50	44	64
La	24.3	25.9	32.3	28.2	22.4
Ce	50.07	53.1	60.5	5.4	41.4
Pr	6.01	6.16	6.84	6.13	4.50
Nd	23.6	23.3	24.8	22.1	16.3
Sm	5.04	4.92	4.91	4.62	3.21
Eu	1.50	0.91	0.90	0.81	0.80
Lu	0.34	0.41	0.32	0.32	0.23



الف



ب

شکل ۴-۱۸- نمودار عنکبوتی چند عنصری نمونه های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتیویدی مربوط به زون دالات.

شکل - الف - نرمالایز شده نسبت به کندریت سان (Sun, 1980).

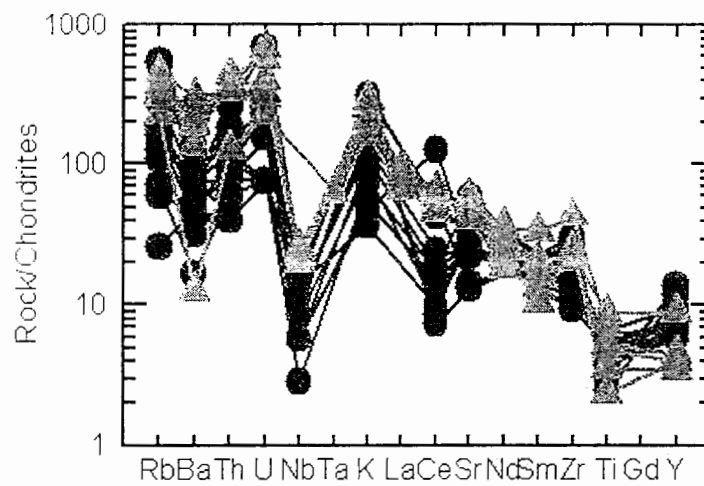
شکل - ب - نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

● نمونه های مورد مطالعه.

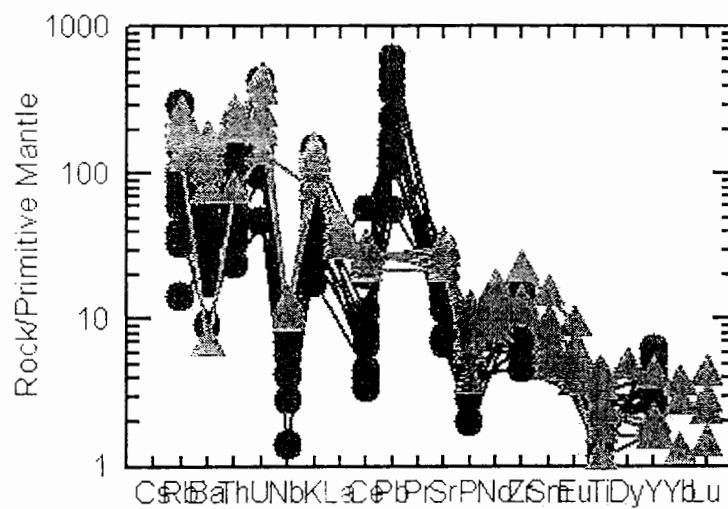
▲ نمونه های مربوط به زون دالات.

جدول ۸۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه سیرا نوادا.

SAM-NU	1	2	3	4	5	6
SiO ₂ "	61.52	58.59	65.61	67.83	69.76	71.65
TiO ₂ "	0.73	0.90	0.54	0.49	0.37	0.24
Al ₂ O ₃ "	16.48	16.93	15.44	15.44	15.49	14.87
Fe ₂ O ₃ "	-	2.26	1.76	1.55	1.24	0.84
FeO "	6.18	4.31		1.44	0.95	0.81
MnO "	0.11	0.11	2.38	0.06	0.05	0.04
MgO "	2.80	3.26	1.80	1.03	0.66	0.38
CaO "	5.42	6.25		3.22	2.52	1.87
Na ₂ O "	3.30	3.53	4.10	4.02	4.33	3.98
K ₂ O "	2.41	2.38	3.11	3.65	3.72	4.19
P ₂ O ₅ "	0.25	0.22		0.17	0.13	0.08
Rb ppm	79.8	108	0.16	129	137	158
Ba "	715	720	515	905	740	1170
Th "	6.37	16.6		18	18.4	16.8
U "	289	4.2	218	5.2	8.8	3.8
Nb "	-	8	7	7	8	9
la "	30.2	21	23	25	29	26
Ce "	53.9	47	38	44	49	49
Sr "	452	574	451	658	621	484
Nd "	21.7	18	11	13	21	15
Sm "	6.12	4	2.5	3	3	2
Zr "	241	126	116	119	126	138
Hf "	5.23	-	-	-	-	-
Eu "	1.52	1	0.7	0.9	0.8	0.6
Tb "	0.98	0.7	-	-	-	-
Dy "	3.41	-	-	-	-	-
Y "	-	18	9	8	7	8
Ho "	-	8	5.5	5	6.6	5.2
Yb "	1.77	1.3	1.3	0.6	0.6	0.6
Lu "	0.31	0.2	0.17	0.1	0.1	0.1
Cr "	22.8	17	9	6	1	1
Ni "	11	11	5	2	2	2
Sc "	9.66	16	8	4	3	2



الف



ب

شکل ۴-۱۹- نمودار عنکبوتی چند عنصری نمونه های مورد مطالعه و نمونه های گرانیتوئیدی مربوط به سیرا نوادا.

شکل - الف - نرمالایز شده نسبت به کندریت سان (Sun, 1980).

شکل - ب - نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

● نمونه های مورد مطالعه.

△ نمونه های مربوط به سیرا نوادا.

۴-۲- پترولوژی

در این بخش ابتدا نوع و سری ماگمای سازنده سنگهای منطقه کوه شاه و سپس درجه اشباع از آلومین آنها را مورد بررسی قرار می دهیم.

۴-۲-۱- سری های ماگمایی

به طور کلی امروزه پنج سری ماگمایی به شرح زیر شناخته شده است.

۱- سری تولیتی، ۲- سری کالکوآلکان، ۳- سری آلکان، ۴- سری شوشونیتی و ۵- سری تحولی.

با این هدف از دیاگرامهای مختلفی که توسط پترولوژیستها ارائه شده است استفاده می نمائیم. با

استفاده از این دیاگرامها می توان ماگمای سازنده سنگهای منطقه مورد مطالعه را مشخص نمود.

الف- دیاگرام مجموع آلکان در مقابل سیلیس (Irvin and Baragar , 1971)

این نمودار بر اساس درصد وزنی SiO_2 و مجموع آلکان رسم شده است. از این نمودار جهت تفکیک سری ماگمایی آلکان از ساب آلکان استفاده می شود. بر اساس این نمودار سنگ های مورد مطالعه در محدوده ساب آلکان قرار می گیرند (۴-۲۰- الف).

ب _ دیاگرام AFM ویلسون (Wilson , 1989)

سنگ های آذرین ساب آلکان می توانند از نوع تولیتی یا کالکوآلکان باشند. جهت تفکیک این دو گروه از یکدیگر می توان از نمودار AFM (Wilson , 1989) کمک گرفت. این نمودار بر اساس سه قطب $M = MgO$, $A = Na_2O + K_2O$, $F = FeO + Fe_2O_3$ ترسیم شده است. بر اساس این نمودار تمام سنگ های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکان قرار می گیرند (شکل ۴-۲۰- ب).

ج _ دیاگرام سیلوستر (Sylvester , 1989)

در این دیاگرام مقدار $(Al_2O_3 + CaO) / (FeO + Na_2O + K_2O)$ در مقابل $MgO + FeO + TiO_2 / SiO_2$ رسم می شود. این دیاگرام جهت تفکیک گرانیت های شدیداً تفریق یافته از گرانیت های کالکوآلکان و آلکان به کار می رود. بر اساس این نمودار سنگ های مورد مطالعه در محدوده کالکوآلکان قرار می گیرند (شکل ۴-۲۰- ج).

د- دیاگرام K_2O در برابر SiO_2 (Rickwood, 1989)

این دیاگرام بر اساس تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 بنا نهاده شده است، چهار سری تولیتی پتاسیم پائین، کالکوالکالن پتاسیم متوسط، کالکوآلکالن پتاسیم بالا و سری شوشونیتی در آن متمایز شده است. طبق این نمودار (شکل ۴-۲۰-د) نمونه های مورد مطالعه در قلمرو سری کالکوآلکالن پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا قرار گرفته اند.

۴-۲-۲- درجه اشباع از آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی منطقه کوه شاه

برای بررسی وضعیت اشباع از آلومینیوم توده گرانیتوئیدی کوه شاه از نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم (ASI) استفاده می شود. بر مبنای این شاخص سنگهای آذرین به چهار گروه پرآلومین، متالومین، ساب آلومین (Hyndman, 1979, 1985) و پرآلکالن (Shand, 1949) تقسیم می شوند.

این طبقه بندی بر مبنای مقادیر مولی CaO , K_2O , Na_2O و Al_2O_3 بوده و به شرح زیر است:

- پر آلومین $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$ که بر اساس تقسیم بندی کلارک (Clark, 1981) به دو

گروه پر آلومین نرمال (A/CNK , $1/1$ تا $1/2$) و هیپر آلومین ($A/CNK > 1/2$) تقسیم می شوند.

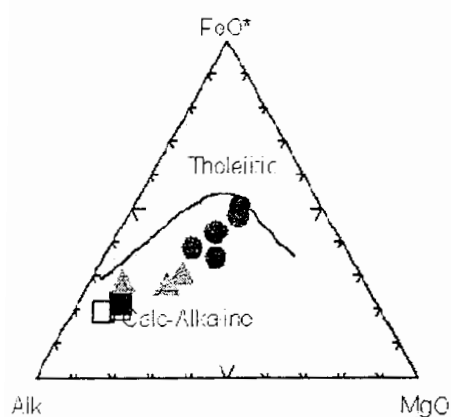
- متالومین $CaO + Na_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$

- ساب آلومین $Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$

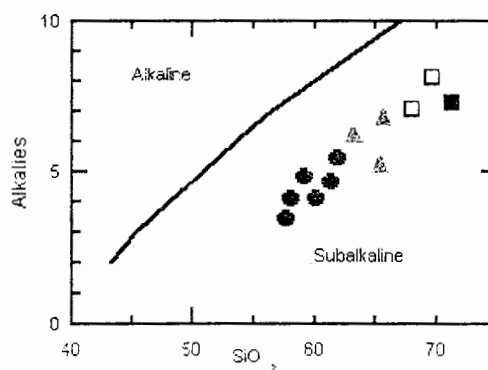
- پرآلکالن $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$

بر اساس این رده بندی سنگ های منطقه مورد مطالعه در محدوده متالومین قرار می گیرند.

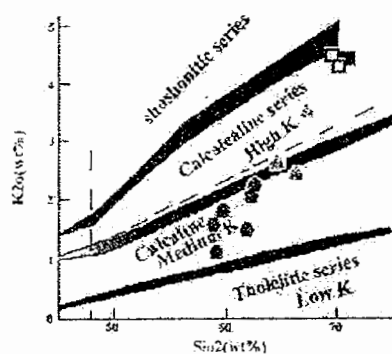
دیاگرامهایی که سنگها را بر اساس درجه اشباع آلومین تفکیک می کنند در ادامه معرفی می گردند.



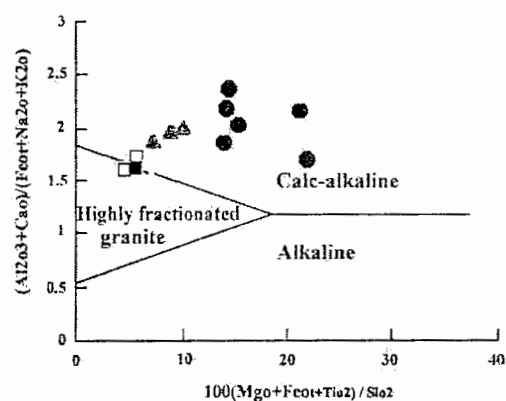
ب



الف



د



ج

شکل ۴-۲۰- دیاگرام های تعیین سری ماگمایی سنگ های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه های مورد مطالعه.

الف - نمودار ایروین و باراگار (Irvin and Baragar, 1971).

ب - دیاگرام AFM ویلسون (Wilson, 1989).

ج - دیاگرام سیلوستر (Sylvester, 1989).

د - نمودار SiO_2 - K_2O (Rickwood, 1989).

Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □

- دیاگرام A/NK - A/CNK (Shand, 1949)

تغییرات نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل Al_2O_3/Na_2O+K_2O نمونه های مورد مطالعه در این دیاگرام نشان داده شده است. بر اساس این رده بندی سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده متالومین قرار می گیرند (شکل ۴-۲۱-الف).

- دیاگرام A/CNK-SiO₂ (Chappell and White, 1974)

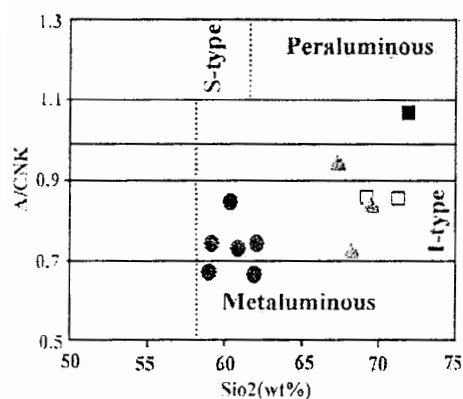
در این دیاگرام تغییرات نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO₂ برای نمونه های مورد مطالعه نشان داده شده است (شکل ۴-۲۱-ب) نمونه های مورد مطالعه در این مطالعه در این دیاگرام در محدوده متالومین قرار می گیرند. پارامترهای A, C, N, K و نسبت A/CNK و A/NK در جدول (۴-۹) آورده شده است.

- دیاگرام A/CNK-SiO₂ (Abdol Rahman, 1990)

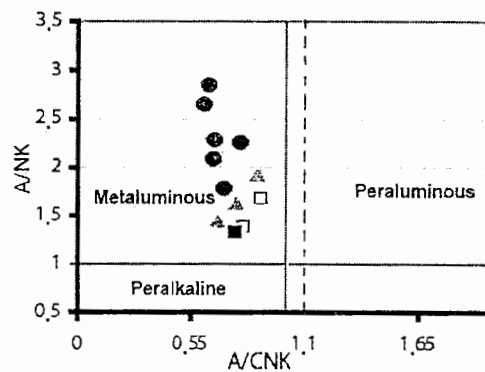
در این دیاگرام نیز، تغییرات نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO₂ ترسیم می گردد (شکل ۴-۲۱-ج). همانطور که مشاهده می گردد نمونه های مطالعه شده در محدوده متالومین قرار می گیرند.

جدول ۴-۹- پارامترهای A, C, N, K و نسبت A/CNK و A/NK در نمونه های مورد مطالعه.

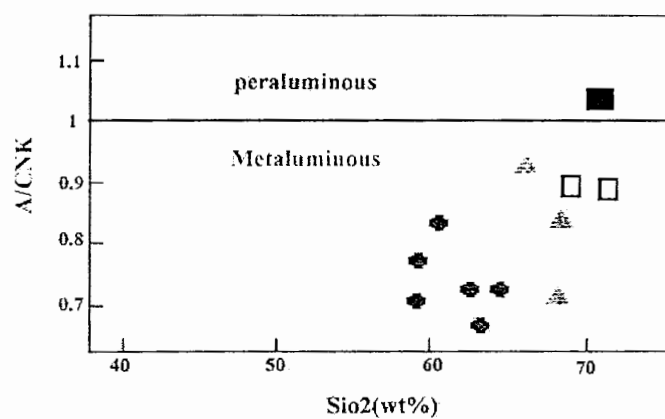
شماره نمونه	A	C	N	K	A/CNK	A/NK
Ls - 59	0.14	0.07	0.05	0.02	0.85	1.58
Ls - 61	0.14	0.12	0.06	0.02	0.66	1.67
Ls - 73	0.13	0.06	0.06	0.02	0.97	1.74
Ls - 78	0.14	0.13	0.04	0.02	0.73	2.24
Ls - 86	0.14	0.06	0.05	0.02	0.97	1.74
Ls - 90	0.13	0.03	0.07	0.04	0.88	1.16
Ls - 92	0.13	0.04	0.04	0.04	0.98	1.52
Ls - 94	0.13	0.04	0.05	0.05	0.87	1.25
Ls - 96	0.14	0.15	0.04	0.008	0.69	2.8
S - 42	0.14	0.11	0.05	0.13	0.82	2.17
Z - 18	0.14	0.12	0.05	0.009	0.75	2.29
Hmic	0.13	0.09	0.05	0.03	0.71	1.47



ج



الف



ج

شکل ۴-۲۱- نمودار های تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی کوه شاه.

الف - نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1949).

ب - نمودار SiO₂ در مقابل A/CNK (Chappell and White, 1974).

ج - نمودار SiO₂ در مقابل A/CNK (Abdol Rahman, 1990).

Diorite ●

Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □

۴-۳- نتیجه گیری

- بر اساس دیاگرام های طبقه بندی نورم و شیمیایی ارائه شده در این فصل، نمونه های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در محدوده های آلکالی گرانیت، گرانیت، مونزو گرانیت، مونزونیت، گرانودیوریت، تونالیت، آداملیت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزو دیوریت و دیوریت قرار می گیرند. این امر مبین تفریق گسترده در توده نفوذی مورد مطالعه و تنوع سنگی زیاد آن است.

- متاسوماتیسم پتاسیک تحمیل شده بر سنگهای دیوریتی مورد مطالعه، که به صورت بیوتیت زایی یا تبدیل هورنبلند به بیوتیت تجلی پیدا کرده است، باعث قرارگیری برخی از نمونه های دیوریتی در محدوده مونزودیوریت شده است و پتاسیم مصرف شده برای تشکیل بیوتیت در نمودارهای نامگذاری سنگها به صورت فلدسپاتهای پتاسیک منظور شده و باعث گردیده است که برخی از سنگهای دیوریتی به سمت محدوده مونزودیوریت گرایش پیدا کنند.

- با توجه به نمودارهای هارکر (Harker, 1909) می توان اظهار داشت که با افزایش SiO_2 مقادیر MgO , MnO , FeO_t , TiO_2 , CaO , P_2O_5 و Al_2O_3 کاهش می یابد و در مقابل مقادیر اکسیدهای K_2O و Na_2O افزایش می یابد. مجموع این تغییرات بیانگر این مطلب است که توده گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه یک توده تفریق یافته بوده و روند تفریق به صورت زیر است:

دیوریت ← گرانودیوریت ← گرانیت ← آلکالی گرانیت.

- ازجمله نکات حائز اهمیت در این نمودارها حضور مقادیر قابل توجهی TiO_2 و P_2O_5 در دیوریت ها و گرانودیوریت ها می باشد که با شواهد پتروگرافی نظیر حضور اسفن و آپاتیت سازگار است.

- در نمودارهای نشان دهنده تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل اندیس تفریق (DI) مشاهده می گردد که با افزایش مقدار اندیس تفریق مقادیر K_2O , Na_2O و SiO_2 افزایش می یابد. در حالی که اکسیدهای Fe_2O_3 , MnO , CaO , TiO_2 , Al_2O_3 و MgO کاهش می یابد. این تغییرات مبین انجام تفریق ماگمایی گسترده و پیوسته ای در بین سنگ های گرانیتوئیدی مورد مطالعه می باشد.

- روند خطی مثبت در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار و روند خطی منفی در نمودارهای عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار بیانگر تبلور تفریقی در سنگهای منطقه مورد مطالعه است.

- با توجه به نمودار عبدالله و همکاران (۱۹۹۷)، سنگ های سازنده توده گرانیتوئیدی کوه شاه در طی یک یا چند فرآیند تبلور تفریقی شکل گرفته است.

- در نمودارهای شیمیایی مختلف جهت تعیین درجه اشباع آلومین، سنگ های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده متالومین و تیپ I قرار می گیرند. این امر با شواهد پتروگرافی نظیر حضور گسترده اسفن و آپاتیت، حضور آنکلاوهای میکرو گرانولار مافیک، عدم حضور کانی های آلومینوسیلیکاته و همچنین شواهد صحرائی نظیر همراهی توده گرانیتوئیدی کوه شاه با ولکانی کلاست های غالباً آندزیتی - داسیتی و عدم وجود سنگ های میزبان دگرگونی تأیید می شود.

- مقدار نسبتاً پائین Ce, Y, Nb, Zr و Ga بیانگر تعلق گرانیتوئید مورد مطالعه به تیپ I است (Fuyan and other, 2002).

- در دیاگرام های ژئوشیمیایی این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت متالومین و کالکوآلکالین پتاسیم متوسط تا بالا می باشد.

- دیاگرام های نرمالایز شده عناصر کمیاب و کمیاب خاکی این سنگ ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی شدگی آن ها از عناصر کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین را نشان می دهد. این ویژگی از خصوصیات بارز سنگ های کالکوآلکالین قوس آتشفشانی زون های فرورانش حاشیه قاره ای است.

- آنومالی منفی Nb بیانگر آغستگی ماگما با مواد پوسته ای و یا ارتباط ماگما با منطقه فرورانش است. با توجه به شواهد قبلی، می توان با اطمینان گفت که ماگمای مولد توده گرانیتوئیدی کوه شاه در ارتباط با فرایند فرورانش تشکیل گردیده است.

- نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت و گوشته اولیه نمونه های مورد مطالعه قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای زون دالات در ویتنام و سیرا نوادا در کالیفرنیا هستند.

فصل پنجم
منشاء و محیط تکتونیکی

گرانیتوئیدها به دلیل فراوانی در پوسته فوقانی، رابطه تنگاتنگ با تکتونیک صفحه ای، همراه بودن با کانی سازی و به طور کلی به دلیل اینکه بخشی از درون زمین هستند، از دیر باز مورد توجه زمین شناسان قرار داشته اند.

اینکه گرانیت ها از چه منشائی حاصل آمده اند و ناشی از عملکرد چه فرآیندهایی هستند، نزدیک به دو قرن است که از جانب زمین شناسان مورد بحث و بررسی است. آغاز این مباحثات به قرن هجدهم و مناظرات تند بین پلوتونیست ها و نپتونیسیت ها بر می گردد. از آن زمان تاکنون نظریات مختلفی در این زمینه مطرح شده است. تنوع ژنتیکی گرانیت ها، چندگانگی مکانیسم های احتمالی ایجاد کننده، ژنزه های بعدی، فرایندهای تکاملی متنوع و جایگیری در تراز های ساختاری مختلف در محیط های ژئودینامیکی متفاوت از دلایل ایجاد این اختلاف است.

در این فصل، سعی شده است با کمک اطلاعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای عنکبوتی ارائه شده در فصول قبل به پتروژنز توده گرانیتوئید کوه شاه پرداخته شود. این مبحث در بردارنده منشاء و فرایندهایی است که منجر به تشکیل این توده گردیده است.

۵-۱- انواع رده بندی گرانیتوئیدها

گرانیتوئیدها از نظر منشاء، دارای محدوده وسیعی از گوشته خالص تا پوسته خالص هستند و بوسیله فرایندهای مختلف، ترکیبات متفاوتی از گرانیتوئیدها را ایجاد می کنند. محیط های تکتونیکی مختلف، مسیرهای عبور ماگما، فرایندهای ثانویه بعد از تولید ماگمای اولیه و خصوصیات فیزیکی شیمیایی ماگمای اولیه و مذاب های انتهایی از عواملی هستند که باعث تنوع سنگ شناسی در گرانیتوئیدها می شوند. از این رو تعیین پارامترهایی پایه ای و اساسی برای رده بندی گرانیتوئیدها که مورد تأیید اکثریت زمین شناسان باشد، بسیار مشکل است.

طبقه بندی های مختلفی توسط افراد متفاوتی طی سالیان متمادی برای این نوع سنگ ها انجام گرفته، که هر یک معیارهای خاصی را مدنظر قرار داده اند و از این میان می توان به معیارهای شیمیایی، کانی شناسی و ژنتیکی که بیشتر مورد توجه بوده اند، اشاره کرد.

شاند(Shand,1947)، مانیار و پیکولی(Maniar and Picooli,1989) و عبدالرحمن(1990, Abdol Rahman) سنگ های گرانیتوئیدی را به سه نوع پرآلومین، متالومین و پرآلکالن تقسیم می کنند.

ایشی هارا(Ishihara,1977) سنگ های گرانیتی ژاپن را به سریهای مگنتیتی و ایلمنیتی تقسیم نمود. وی اساس تقسیم بندی خود را بر حضور کانی های مگنتیت و ایلمنیت قرار داده و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانی ها می داند. وی معتقد است که در گوشته فوقانی یا پایین ترین بخش پوسته به علت کمبود ترکیبات کربن دار جهت انجام واکنش با اکسیژن، فوگاسیته اکسیژن ماگماهای حاصل از این اعماق بالا بوده در نتیجه نسبت Fe_2O_3/FeO در این ماگماها بالا رفته و شرایط مساعد برای تشکیل مگنتیت فراهم می گردد. اما در پوسته فوقانی به دلیل حضور مواد کربنی و واکنش بین ماگماهای حاصل از این اعماق با مواد مزبور، فوگاسیته اکسیژن کاهش یافته و در نتیجه نسبت Fe_2O_3/FeO پائین بوده و شرایط مساعد برای تشکیل ایلمنیت فراهم می گردد.

بر اساس ویژگی ژنتیکی، گرانیتوئیدها به چهار نوع I, S, M و A طبقه بندی می شوند(بر اساس دلایلی که در ادامه به آن اشاره خواهد شد، قراردادن نوع A در این طبقه بندی چندان صحیح به نظر نمی رسد).

چپل و وایت(Chappell and White,1974) بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی گرانیتوئیدها را به انواع I و S تقسیم نمودند. گرانیت های نوع I از ذوب بخشی سنگ های آذرین قدیمی تر دگرگون شده، حاصل شده اند. استقرار این نوع سنگ ها به بالازدگی یا بالا آمدگی و افت فشار وابسته است که بعد از بسته شدن یک حوضه اقیانوسی اتفاق می افتد. گرانیت های نوع S دارای ویژگیهایی هستند که نتیجه اشتقاق آنها از سنگهای رسوبی دگرگون شده می باشد. معمولاً این گرانیت ها از بخش های عمیق تر پوسته مشتق گردیده و در ترازهای بالاتر جای گرفته اند.

تاکاهاشی و همکاران(Takahashi et al. , 1980) اعتقاد دارند، گرانیت های سری مگنتیت با گرانیت های نوع I قابل مقایسه هستند، ولی گرانیت های سری ایلمنیت می توانند هم به گرانیت های نوع I و هم به گرانیت های نوع S تعلق داشته باشند.

لوئیس و ونز(Loisell and Wones) در سال ۱۹۷۹، برای توصیف زون های ریفت قاره ای (غیر کوهزایی) گرانیت های نوع A را عنوان نمودند. این گرانیت ها معرف ماگماتیسم وابسته به ریفت

مناطق سپری بوده و همچنین معرف حادثه نفوذی نهایی در نوار کوهزایی می باشند و می توانند به وسیله اشتقاق از ماده بخش تحتانی ذوب شده در بالای دیپایر های گوشته ای به عنوان الگو و مدل مورد توجه قرار گیرند (Pitcher, 1982).

کلیمن و توئیست (Kleeman and Twist, 1989) این گرانیت ها را حاصل ذوب بخشی گرانولیت فلسیک می دانند که بعد از خروج مذاب های بخشی گرانیت های قبلی، باقیمانده اند (جدول ۵-۱).

گرانیت های نوع A هم می توانند از نوع I و هم از نوع S باشند و غنی شدگی بیشتری از Ga/Al و Th نسبت به این گرانیت های I و S دارند (Collins et al., 1982). مقادیر پائین عناصر کمیاب فرومنیزین مانند Ni, Co, Cr و V در گرانیت های نوع A نسبت به گرانیت های نوع I ناشی از مشتق شدن گرانیت های نوع A از منابع فلسیک تر، نسبت به گرانیت های نوع I است (Collins et al., 1982). نهایتاً اینکه گرانیت های نوع A دارای خاستگاه تکتونیکی غیر کوهزایی بوده به طوری که بیشتر محققان این گرانیت ها را به کشیدگی پوسته قاره ای وابسته می دانند. از دلایل وابستگی این نوع گرانیت ها به نواحی غیر کوهزایی می توان به وجود دگر شکی نادر در آنها و همچنین رخداد آنها بعد از جوانترین رویداد دگر شکلی اشاره نمود.

گروه دیگری از گرانیت ها تحت عنوان گرانیت های نوع M توسط وایت (White)، در سال ۱۹۷۹ معرفی شد. این نوع گرانیت ها غالباً نوعی پلاژیوگرانیت کالکوالکالن هستند (White, 1979) و در واقع نوعی گرانیت I محسوب می شوند. گرانیت های M در جزایر قوسی و از ماگماهای مادر اولیه که مستقیماً از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی اشتقاق یافته اند، دیده می شوند و با فعالیت آتشفشانی جزایر قوسی ارتباط نزدیکی دارند. نوع مشابه I بیشتر احتمال دارد که در طی فرایند دو مرحله ای از چنین ماده مشتق شده ای حاصل شده باشد که نخست در حاشیه های همگرای اقیانوس - قاره در زیر پوسته قاره ای قرار داشته و سپس به صورت مذاب در آمده است.

بعد از بررسی طبقه بندی های مختلف این موضوع قابل ذکر است که طبقه بندی گرانیتوئیدها به انواع I و S به ترتیب بر داشتن منشأهای آذرین و رسوبی دلالت می کند، اصطلاح گرانیتوئیدهای تیپ M نیز منشأ گوشته ای را می رساند، در صورتی که اصطلاح تیپ A معرف محیط تکتونیکی (غیر کوهزایی) است و لذا قرار دادن آن در طبقه بندی ژنتیکی منطقی به نظر نمی رسد.

علاوه بر این، اشکالات دیگری نیز در این طبقه بندی ها وجود دارد که مهمترین آنها عبارتند از:

- ۱- عناوینی که برای بیان هر نوع به کار رفته تمام ویژگیهای آن نوع را دارا نمی باشد.
 - ۲- در انواع M و I و S حتی درون یکی از گروههای کوچک شناخته شده قلمرو ترکیبات ماگما در ناحیه منشأ، تحت تأثیر عملکرد دما، فشار و ترکیب شیمیایی تغییر می کند. به علاوه فرایندهایی نظیر تفریق بعدی و تغییرات ساب سولیدوس در سنگهای آذرین، گستردگی و تنوع وسیع ترکیب اصلی حاصل از مذابهای بخشی را فراهم خواهد آورد.
 - ۳- عدم پاسخگویی به سؤال بسیار ساده ای که آیا هر توده گرانیتوئیدی مشتق از پوسته بیشتر تحت تأثیر منشأهای آذرین شکل می گیرد یا منشأهای رسوبی؟
- با وجود اشکالاتی که به آن ها اشاره شد، این طبقه بندی ها اطلاعات بسیار مفیدی در راستای درک منشأ سنگ های گرانیتی عرضه می کند. لذا نمی توان از آن ها صرف نظر کرد ولی برای کارآمدتر شدن این طبقه بندی ها شایسته است تغییراتی به شرح ذیل در آنها بوجود آید.
- ۱- گرانیتوئیدهای نوع A از طبقه بندی خارج شوند.
 - ۲- مسأله هم پوشانی ویژگیهای مشترک نوع M و I باز نگری شده و تصحیح شود که اساساً نوع M زیر مجموعه ای از I بوده و خود گروه مستقلی به حساب نمی آید.
 - ۳- بپذیریم که منابع منشأیی که برای انواع تیپ ها معرفی می نمائیم صرفاً نوعی پیش بینی و احتمال است.

۵-۲- معیارهای لازم برای تشخیص گرانیت های نوع I و S

روش هایی که برای تمایز گرانیت I از S به کار می رود، روش های صحرایی، سنگ شناسی و ژئوشیمیایی است. در این بخش نمونه های مورد مطالعه با این معیارها مقایسه می گردد تا جایگاه این توده گرانیتوئیدی، در این طبقه بندی ها مشخص گردد.

جدول ۵-۱- مشخصات گرانیت‌های تیپ S, I و A از کلیمن و توئیست (Kleeman and Twist, 1989).

گرانیت های نوع S	گرانیت های نوع I	گرانیت های نوع A
۱- رژیم تکتونیکی آن کوهزایی است.	۱- رژیم تکتونیکی آن کوهزایی است.	۱- در محیط های غیر کوهزایی بوجود می آیند.
۲- بر اثر ذوب بخشی سنگ های رسوبی دگرگون شده بوجود می آیند.	۲- از ذوب بخشی سنگهای آذرین بوجود می آیند.	۲- از ذوب بخشی گرانولیت فلسیک که پس از خروج مذابهای بخشی گرانیت قبلی باقیمانده است بوجود می آید.
۳- دارای زینولیت های فراوان و تبلور یافته حاصل از رسوبات هستند.	۳- دارای زینولیت های مافیک هورنبلند دار و بدون زینولیت های رسوبی هستند.	۳- زینولیت ها، عارضه ای هستند و ماگما کاملاً مذاب بوده و رستیت وجود ندارد.
۴- هر گز با گابرو همراه نیستند.	۴- با گابرو همراه هستند.	۴- گاهی با گابرو یا بازالت همراه هستند و در آخرین سیکل ماگمایی تزریق شده اند و یا در پی سنگی که متحمل ذوب شده نفوذ کرده اند.
۵- هورنبلند ندارند.	۵- هورنبلند در انواع مافیک فراوان وجود دارد.	۵- هورنبلند به صورت بین دانه ای و دارای مقادیر بالای آهن و مقادیر کم منیزیم است.
۶- مسکویت و بیوتیت دارند.	۶- عموماً مسکویت اولیه ندارند و بیوتیت هم کم دارند.	۶- مسکویت اولیه ندارد و بیوتیت غنی از آنیت به صورت بین دانه ای که عموماً دارای انکلوژ یون فلئورین می باشد.
۷- فلدسپات ها عموماً هیپر سالووس هستند.	۷- فلدسپات ها عمدتاً ساب سالووس هستند.	۷- فلدسپات ها عموماً هیپر سالووس هستند.
۸- از نظر شیمی کل دارای سیلیس بالا هستند.	۸- دارای طیف وسیع ترکیب شیمیایی از مافیک تا فلسیک هستند.	۸- شیمی کل آنها محدود به گرانیت است.
۹- مقدار Na آنها پایین و Na_2O در سنگ های با ۵ درصد K_2O ، کمتر از ۳/۳ درصد است.	۹- دارای Na بالا و Na_2O در سنگ ها فلسیک بیشتر از ۳/۳ درصد و در انواع مافیک به کمتر از ۱/۸ درصد کاهش می یابد.	۹- میزان Na نسبتاً بالا و مقدار Na_2O عموماً بیشتر از ۳/۳ درصد می باشد.
۱۰- از نظر شاخص اشباع آلومین، پرآلومین هستند.	۱۰- از نظر اشباع آلومین، متا لومین هستند.	۱۰- از نظر شاخص اشباع آلومین، هیپر آلومین هستند.
۱۱- در نورم بیش از ۱ درصد کربندوم دارند.	۱۱- در نورم کمتر از ۱٪ کربندوم دارند و یا دیوپسید در نورم دارند.	۱۱- در نورم دارای آنکالی متاسیلیکات همراه یا بدون آکمیت می باشد.
۱۲- نسبت استرانسیوم ۸۷ به استرانسیوم ۸۶ آن بیشتر از ۰/۷۰۸ می باشد.	۱۲- نسبت استرانسیوم ۸۷ به استرانسیوم ۸۶ آن بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ می باشد و ایزوکرونها توزیع منظم نقاط را نشان می دهند.	۱۲- از نظر نسبت استرانسیوم ۸۷ به استرانسیوم ۸۶ اولیه بسیار متغیر بوده و از ۰/۷۰۳ تا بیشتر از ۰/۷۲۰ تغییر می کند.

۵-۲-۱- معیارهای صحرایی

عملیات صحرایی اساس تمام مطالعات زمین شناسی می باشد. لذا توجه ویژه به این معیارها همواره از جانب زمین شناسان بزرگ توصیه گردیده است. معیارهای صحرایی جهت تشخیص گرانیت‌های S و I (Hyndman, 1985; Hine et al., 1978; Chappell and White, 1974) و همچنین خصوصیات صحرایی توده گرانیتوئیدی کوه شاه برای مقایسه در جدول (۵-۲) آورده شده است.

جدول ۵-۲- معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S.

نوع S	نوع I	توده گرانیتوئیدی کوه شاه
معمولاً به صورت توده های نفوذی کوچک دیده می شوند.	معمولاً به صورت توده های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می شوند.	این توده نفوذی دارای حجم بزرگی است.
طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو، دیوریت (۲٪)، گرانو دیوریت (۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می باشد.	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می باشد.	طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی گرانیت می باشد.
فاقد آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	دارای آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	دارای سنگ های آتشفشانی میزبان داسیتی و آندزیتی هستند.
دارای روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.	فاقد روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.	فاقد روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.

۵-۲-۲- معیارهای سنگ شناسی

در رده بندی بین المللی IUGS، گرانیت‌های نوع I شامل مونزوگرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، کوآرتز دیوریت‌ها و دیوریت‌ها بوده، درحالی که گرانیت‌های نوع S شامل مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها هستند (Didier et al., 1982).

معیارهای کانی شناسی و پتروگرافی جهت تمایز گرانیت‌های نوع S و I (Chappell, White, 1974; Clark, 1992; Pitcher, 1982; Didier et al., 1982; Oneil et al., 1977)

و (Chappell and White, 2001) و همچنین خصوصیات کانی شناسی و پتروگرافی توده گرانیتوئیدی کوه شاه در جدول (۵-۳) آورده شده است.

جدول ۵-۳- معیارهای کانی شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیت های نوع ۱ و S و مقایسه نمونه های مورد مطالعه با آنها.

نوع S	نوع I	توده گرانیتوئیدی کوه شاه
بنون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود داشته باشد باز هم برتری با بیوتیت است.	دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. بیوتیت دارای پلی کروئیسیم قهوه ای پر رنگ تا کم رنگ است.	دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و $Hb > Bt$.
اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد مونازیت به صورت کانی فرعی وجود دارد.	اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن به صورت ثانویه و اولیه و آلانیت تنها به صورت اولیه وجود دارد.
موسکویت به صورت اولیه و اصلی وجود دارد.	موسکویت به صورت فرعی و ثانویه و در اقسام بسیار فلسیک وجود دارد.	موسکویت وجود ندارد.
دارای ایلمنیت.	دارای ایلمنیت و مگنتیت اما برتری با مگنتیت است.	دارای مگنتیت می باشد.
میکروکلین به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می شود.	ارتوز با بافت پرتیتی دیده می شود	ارتوز با بافت پرتیتی دیده می شود.
امکان وجود کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت.	فاقد کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت.	فاقد کانیهای دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت.
ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت های سوزنی به صورت ادخال در پلاژیو کلاز ها وجود دارد.
زینولیت های رسوبی دگرگونی به صورت غالب و زینولیت های هورنبلنددار مافیک به صورت نادر دارند.	زینولیت های هورنبلنددار مافیک در آنها غالب است.	آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (دیوریتی و گابرویی) به فراوانی در دیوریت ها و گرانودیوریت ها دیده می شود.
کانه زایی قلع.	کانه زایی تنگستن، مس و مولیبدن.	کانه زایی مس، مولیبدن، روی، سرب، طلا، نقره.

۵-۲-۳- معیارهای شیمیایی

ویژگیهای شیمیایی، اساسی ترین پارامترها برای مطالعه سنگ های آذرین و به خصوص گرانیتوئیدها هستند. مطالعات نشان می دهد، هر محیط تکتونیکی، دارای اختصاصات خاص خود است که آنرا در ترکیب شیمیایی ماگمای مربوطه منعکس می سازد. در جدول (۴-۵) پارامترهای شیمیایی مشخص کننده برای تمایز سری های I و S گرد آوری شده است (1974, Pitcher, Chappell and White, 1978, Hine, 1987, Didier et al., 1982). Clark, 1992 و Chappell and White, 2001). ویژگیهای شیمیایی نمونه های مورد مطالعه نیز برای مقایسه در این جدول آورده شده است.

همچنین برای تمایز گرانیتوئید های A, I و S می توان از دیاگرام های خاص ژئوشیمیایی بهره برد که در این قسمت به آنها می پردازیم.

الف - نمودار SiO_2 در مقابل Rb / Zr (Harris, 1986)

در این نمودار (شکل ۵-۱-الف) گرانیتوئیدهای S از گرانیتوئیدهای A و I متمایز شده اند. مطابق این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای A و I قرار می گیرند.

ب - نمودار $\text{FeO} + \text{MgO}$ در مقابل $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ (Whalen et al., 1987)

در این نمودار (شکل ۵-۱-ب) گرانیتوئیدهای S و I عادی از یک طرف از گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته و از طرف دیگر از گرانیتوئیدهای نوع A متمایز شده اند. در این دیاگرام علامت اختصاری FRAC مخفف fractionated I-type granitoid یعنی گرانیت های نوع I تفریق یافته می باشد. مطابق این نمودار نمونه های کوه شاه در محدوده گرانیتوئیدهای S و I عادی قرار می گیرند.

ج- نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (Chappell and White, 1983)

در این نمودار نسبت مولی $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 رسم می شود. مطابق این دیاگرام گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرند (شکل ۵-۱-ج).

د- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001)

در این نمودار مقدار درصد وزنی Na_2O نمونه‌ها در مقابل درصد وزنی K_2O آنها رسم می‌شود. با استفاده از این نمودار می‌توان گرانیتوئیدهای نوع I و S را از هم متمایز کرد. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵-۱-د). بر اساس معیارهای صحرایی، کانی شناسی و شیمیایی که برای گرانیت های I و S تا کنون ارائه شد، توده گرانیتوئیدی کوه شاه در گروه گرانیت های I قرار می‌گیرد.

۵-۳- گرانیت های دورگه (هیبرید)

همانطور که در فصل‌های قبل به آن اشاره شد، شواهد صحرایی و حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، مبین اختلاط ماگمایی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. کاسترو و همکاران (Castro and Others, 1991) معتقدند که اگر منشأ اختلاط ماگمایی یک نوع از گرانیتوئیدها از شواهد صحرایی و سنگ شناختی اثبات و توسط تغییرات شیمیایی و ایزوتوپی تأیید گردد، باید گونه‌ای جدید از گرانیتوئیدها به نام گرانیتوئید هیبرید (دورگه) برای آن منطقه تعریف شود. ایشان با مطالعه بر روی سنگ های نفوذی کالکو آلکالن، ۵ مرحله را برای تشکیل گرانیتوئید های دورگه در نظر گرفته‌اند.

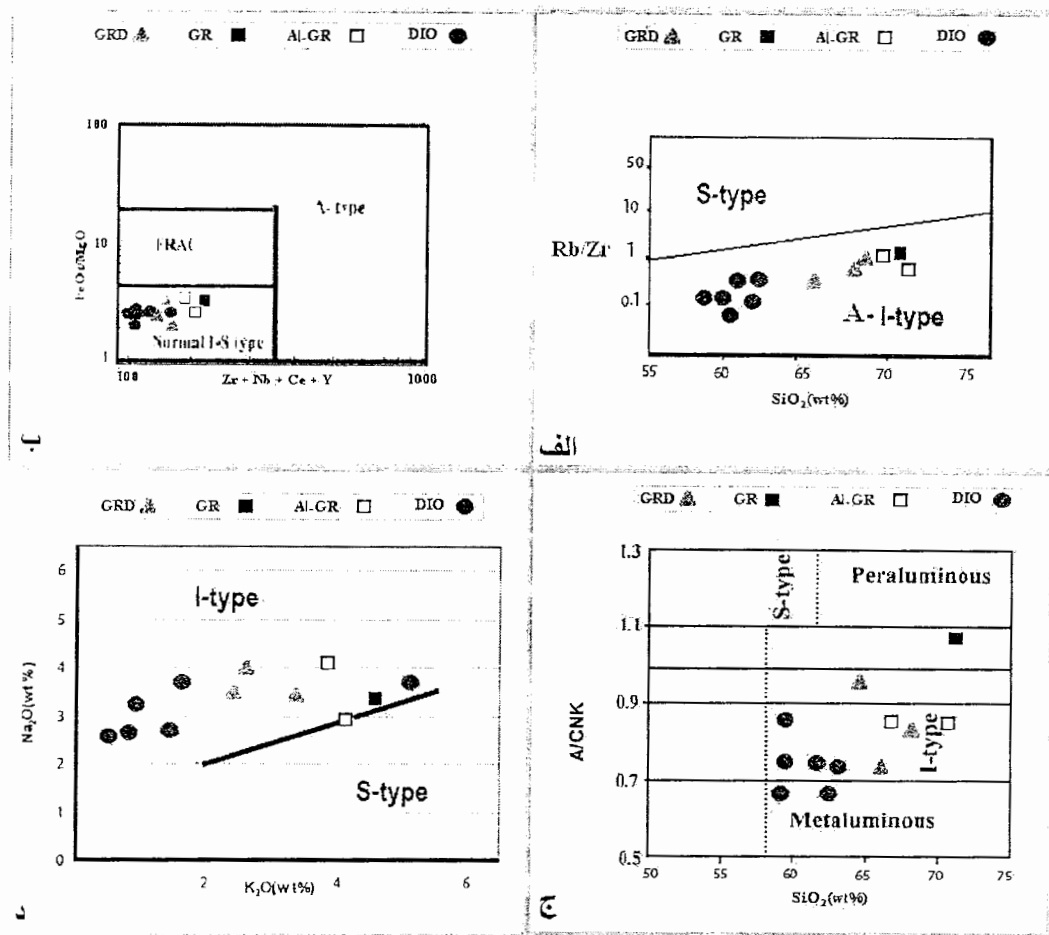
۱- تزریق: در این مرحله، ماگمای مافیک (به صورت دایک) به درون میزبان فلسیک تزریق می‌شود.

۲- ایجاد تعادل حرارتی: در نتیجه تزریق ماگمای مافیک به درون آشیانه ماگمایی فلسیک به تدریج درجه حرارت بطور موضعی بالا رفته و مقدار مذاب افزایش می‌یابد. افزایش مقدار مذاب ممکن است ناشی از ورود مواد فرار از ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک نیز باشد، زیرا در نتیجه این امر درجه حرارت ذوب کاهش یافته و مقدار مذاب افزایش می‌یابد. این فرایندها در مجموع منجر به کاهش ویسکوزیته ماگما می‌شوند.

۳- کنوکسیون: با وجود اینکه در پائین آشیانه ماگمایی، به طور موضعی تعادل حرارتی برقرار می‌شود، اما در نتیجه نفوذ ماگمای مافیک چگالتر، لایه‌بندی حرارتی ایجاد می‌شود و موجب برقراری یک جریان گرمایی رو به بالا می‌شود. این امر بر وجود یک منطقه بندی چگالی و ناپایدار ناشی از کنوکسیون در آشیانه ماگمایی اشاره دارد.

جدول ۴-۵- ویژگیهای شیمیایی گرانیت‌های نوع I و S و مقایسه نمونه های مورد مطالعه با آنها.

نوع S	نوع I	توده گرانیتوئیدی کوه شاه
نسبت مولی A/CNK ۱/۱	نسبت مولی A/CNK ۱/۱	نسبت مولی A/CNK از ۰/۶۶ تا ۰/۹۸
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹ درصد	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳ درصد	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۸ تا ۷۳ درصد
Na_2O پایین به طوری که مقدار آن در سنگهای دارای ۵ درصد وزنی K_2O کمتر از ۳/۲ درصد و در سنگهای دارای ۲ درصد وزنی K_2O مقدار آن کمتر از ۲ درصد وزنی است.	Na_2O بالا به طوریکه مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگهای مافیک ۲/۲ درصد وزنی است.	میانگین Na_2O برابر ۳/۱۷ و بیشتر از میانگین K_2O برابر با ۲/۲۹.
نسبت $Fe_2O_3/FeO_t < ۰/۲$	نسبت $Fe_2O_3/FeO_t > ۰/۲$	نسبت $Fe_2O_3/FeO_t > ۰/۲$
$FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = ۲/۶\%$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد.	$FeO_t + MgO + MnO + TiO_2 = ۵/۶\%$ با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد.	$FeO_t + MgO + MnO + TiO_2$ دامنه تغییرات ۳ - ۱۳ درصد.
در نورم CIPW بیش از ۱ درصد کروندم.	در نورم CIPW کمتر از ۱ درصد کروندم و یا دارای دیوپسید.	در نورم CIPW دارای دیوپسید.
مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۳/۷ درصد.	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳/۷ درصد.	مقدار CaO ۲ درصد تا ۸/۶ درصد.
مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm.
نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بالاتر از ۰/۷۰۸.	نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶.	-
$\delta^{18}O/^{16}O > 9\%$	$\delta^{18}O/^{16}O < 9\%$	-
$^{143}Nd/^{144}Nd < 0$	$^{143}Nd/^{144}Nd = 0$	-
فراوانی بالای عناصر کمیاب Ni, Co, Cr, V, Ba, Cu, La, Th, Rb, Zn, Ce, Y و در مقایسه با نوع I	فراوانی پایین عناصر کمیاب V, Cr, Co, Ni, Cu, La, Th, Rb, Ba, Zn, Ce, Y و در مقایسه با نوع S	فراوانی پایین عناصر کمیاب V, Cr, Co, Ni, Cu, La, Th, Rb, Ba, Zn, Ni, Ce, Y و در مقایسه با نوع S
ایزوکرونها پراکندگی نقاط را نشان می‌دهد.	ایزوکرونها توزیع منظم نقاط را عرضه می‌دارند.	-
دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و بی‌قاعده هستند.	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.	دیاگرامهای تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.
محل منشأ پوسته زیرین تا میانی.	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زیرین.	محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زیرین.



شکل ۵-۱- نمودار های لازم جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A.

شکل الف- نمودار هریس (Harris, 1986), جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A و موقعیت نمونه های مورد مطالعه.

شکل ب- نمودار والن و همکاران (Whalen et al., 1987), جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A و موقعیت نمونه های مورد مطالعه.

شکل ج- نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 چیل و وایت (Chappell and White, 1983), جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A و موقعیت نمونه های مورد مطالعه.

شکل د- نمودار Na_2O در مقابل K_2O چیل و وایت (Chappell and White, 2001), جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S, I و A و موقعیت نمونه های مورد مطالعه.

Diorite ● Granodiorite ▲ Granite ■ Alkali feldspar granite □

۴- گسیختگی دایکها و اختلاط: جریان کنوکسیون منجر به گسیختگی دایکهای همزمان با توده نفوذی می‌شود. قطعات گسیخته شده در ماگمای فلسیک وارد شده و اختلاط کاملی از راه اختلاط بلوری و انتشار بین این قطعات مافیک و ماگمای فلسیک صورت می‌گیرد. جریان کنوکسیون برای از هم پاشیدن و مخلوط نمودن قطعات مافیک ضروری می‌باشد.

۵- تولید انکلوزیون: جریان کنوکسیون در نهایت منجر به انتقال قطعات مافیک دایکها به داخل ماگمای فلسیک در حال اختلاط شده و آنها را متلاشی می‌نماید. قطعات مزبور در نتیجه انتقال، شکل گرد شده به خود می‌گیرند. بخشهایی از آنها که کاملاً متلاشی نمی‌شود، سرانجام به صورت انکلوزیونهای میکروگرانولار در توده ماگمایی فلسیک در حال انجماد باقی می‌ماند.

اما آیا ماگمای بازی می‌تواند با ماگمای فلسیک آمیخته شده و نهایتاً آنکلاوهای با ترکیب دیوریتی را حاصل نماید. آیا دانسیته نسبتاً بالای این ماگمای بازی به عنوان عامل بازدارنده، مانع پیشرفت عمل آمیزش ماگمایی نمی‌شود.

بتمن (Batman, 1995) دو مکانیسم راجعت رفع مسئله اختلاف دانسیته مابین ماگمای مافیک و فلسیک مطرح می‌نماید. آزاد شدن گازهای محلول به عنوان اولین مکانیسم مؤثر شناخته می‌شود.

ایچلبرگر (Eichelberger, 1980) بیان می‌دارد که اگر یک ماگمای بازی محتوی بیش تر از ۲-۳ در صد آب باشد. ممکن است، vesiculation در فشار جانبی حدود یک کیلو بار در آن انجام گیرد و این مسئله باعث شناور شدن ماگمای بازی و گرایش بیشتر آن جهت اختلاط با ماگمای فلسیک خواهد شد.

توماس و همکاران (Thomas, 1993) نیز مسئله اختلاط در طی صعود حباب های گازی حل شده را مطرح می‌نمایند. البته به نظر می‌رسد این مسئله فقط در اعماق کم تأثیر گذار باشد (Batman, 1995). مکانیسم دیگری که می‌تواند در کاهش دانسیته ماگمای بازی مؤثر باشد، فرایند تفریق است. تصور می‌شود که لاقط قسمتی از تفریق ماگمای بازی به علت سرد شدگی این ماگما در اثر رویارویی با ماگمای فلسیک رویی باشد. این عامل نسبت به عامل قبلی کاربردی تر است. بدین ترتیب مذاب باقی مانده ای با چگالی پائین تر تولید می‌گردد و امکان آمیزش و اختلاط ماگمایی به خوبی فراهم می‌آید. البته واکنش مابین ماگمای بازی با ماگمای فلسیک رویی در محدوده حد فاصل

دو ماگما نیز از جمله عواملی است که باعث نزدیک تر شدن ترکیب ماگمای بازی به طرف ترکیب های حد واسط نظیر دیوریت و در نتیجه توسعه یک ماگمای هیبریدی می گردد.

نسبت هر کدام از ماگماهای نوع M یا S می تواند نوع خاصی از سنگهای دورگه را ایجاد کند. آنها به ترتیب عبارتند از هیبرید S (H_s) یا M (H_m)، (شکل ۵-۲).

گرانیتوئیدهای نوع H_{ss} سنگهای دورگه ای هستند که در آنها مشارکت هر کدام از ماگمای S و M کم و بیش برابر بوده و همگن سازی حاصل از جریان ماگمایی، اشکال اولیه هر نوع ماگما را از بین برده است.

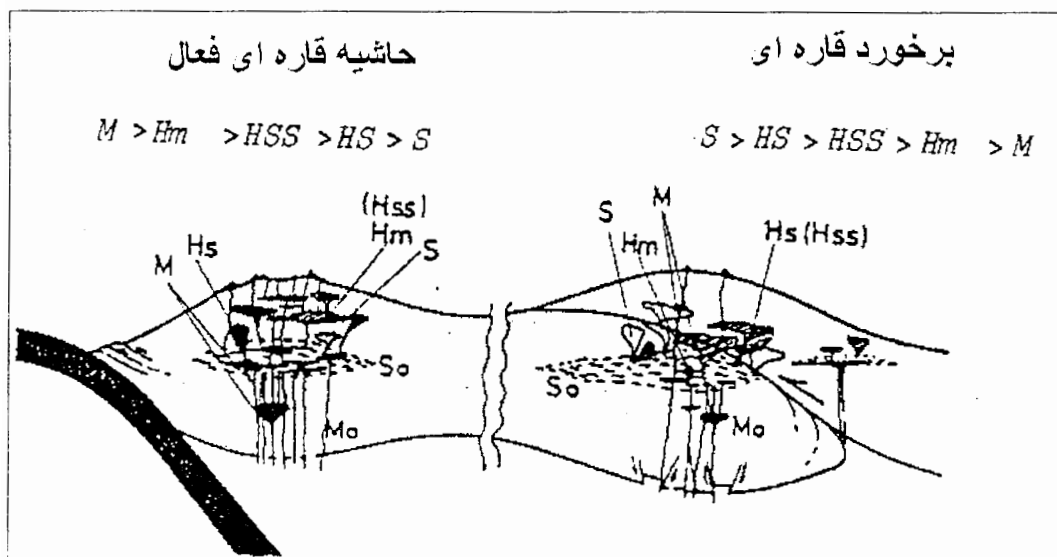
گرانیتوئیدهای نوع H_s سنگهای دورگه ای هستند که در آنها عضو نهایی فلسیک (نوع S) فراوانتر است. آنها دارای اشکال بافتی نوع S بوده و علاوه بر پرآلومین بودن دارای رستیت های دگرگونی، انکلوزیونهای تونالیتی و پلاژیوکلازهای هضم شده هستند.

گرانیتوئیدهای نوع H_m ، سنگهای دورگه ای هستند که در آنها مشارکت ماگمای مافیک (نوع M) بیشتر از ماگمای فلسیک (نوع S) است.

احتمال تشکیل این گرانیتوئیدهای هیبریدی در هر محیط کوهزایی که ماگمای حاصل از گوشته به داخل یک پوسته قاره ای کم و بیش تحول یافته نفوذ نماید، وجود دارد. در محیطهای نوع آندی ماگماتیسم نوع M مهمتر از نوع S بوده و در نتیجه گرانیتوئیدهای نوع M و H_m فراوان و انواع H و H_s و نیز در حجمهای کوچک وجود دارند در حالی که گرانیتوئیدهای نوع S از ویژگیهای محیطهای برخورد قاره به قاره بوده و در آنها نوع M کمیاب است (قاسمی، ۱۳۷۳).

ویژگیهای عمده انواع گرانیتوئیدهای وابسته به محیط های کوهزایی به ویژه، گرانیتوئید های هیبرید در جدول ۵-۵ آمده است.

با توجه به این ویژگیها و مقایسه آنها با ویژگیهای نمونه های مورد مطالعه می توان نتیجه گرفت، سنگ های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به طور حتم از نوع گرانیت های هیبریدی H_{ss} می باشند.



شکل ۵-۲- الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها.
 M_0 و S_0 ماگماهای اولیه نوع M و S هستند (Castro et al., 1991).

جدول ۵-۵- ویژگیهای عمده انواع گرانیتوئیدهای وابسته به محیطهای کوهزایی (اوروژنیک)، (Castro et al., 1991).

M-type	H _m -type	H _{ss} -type	H _s -type	S-type	توده گرانیتوئیدی کوه شاه
کوارتز دیوریت ها و تونالیت	تونالیت ها (عمدتاً ریز دانه)	گرانودیوریت ها و تونالیت ها	مونزوگرانیتها تا گرانودیوریت ها	لوکوگرانیتها (دو میکایی)، سیننوگرانیتها تا مونزوگرانیتها	آلکالی گرانیت تا دیوریت
فقط آنکلاوهای با ظاهر کومولایی	کمبود آنکلاو، کمبود یا فقدان رستیت ها	فراوانی آنکلاوهای مافیک	رستیتهای دگرگونی، کمبود آنکلاوهای مافیک	رستیت های دگرگونی (بیوتیت، سیلیمانیت و...)	فراوانی آنکلاوهای مافیک
فازهای پایدار فرومنیزیم، فقط واکنش های پرینکتیک	لخته های Hb حاصل از واکنش های: تبدیل Px و Bi به Hb	مگاکریست های K-feld تحلیل رفته. تبدیل Cor به Bi. لخته های Hb-Bi	مگاکریست های Cor و K-feld حاصل از واکنش مذاب با لخته های بیوتیت	فازهای باقی مانده از واکنش مذاب Sil, Cor (...) لخته های بیوتیت سیلیمانیت	لخته های Hb-Bi
زونینگ ساده و ناپوسته. فقدان زینوکریست ها	پلاژیوکلازهای کمپلکس زونه ای با زون های آشکار تحلیل رفته زینوکریستهای Qtz, k-feld	زینوکریستهای لخته ای Hb	زینوکریست (آپاتیت سوزنی؟)	زونینگ ساده در plg عدم وجود زینوکریست	پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی
عموماً در ارتباط با توده های فرعی سنگهای مافیک	معمولاً در ارتباط با گرانیتوئیدهای تیپ S, M در باتولیت های بزرگ با کنتاکت انتقالی. در سطح ای زون، هر تیپ می تواند به صورت منفرد ظاهر شود.				ارتباط با گرانیتوئید های تیپ M
نسبت اولیه $Sr < 0.0704$	نسبتهای ایزوتوپی بسیار متغیر، این نسبتها معمولاً بین نسبتهای گوشته ای و پوسته ای می باشند، خطوط اختلاط مشخص است.			نسبت اولیه $Sr < 0.0708$	-
$K_2O/Na_2O < 1$ ASI < 1	$K_2O/Na_2O < 1$ ASI < 1	K_2O/Na_2O نزدیک به یک ASI نزدیک به یک	$K_2O/Na_2O > 1$ ASI > 1		
از تفریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته به وجود آمده اند.	از طریق اختلاط ماگما (هیبریداسون) بین ماگماهای مشتق شده از گوشته (M-type) و ماگماهای سوپر -اکراستال (S- type) به وجود آمده اند.			ذوب بخشی سنگهای رسوبی دگرگون شده، تغییرات ترکیبی به وسیله عدم اختلاط رستیت قابل توضیح است.	از طریق ذوب بخشی گوشته فوقانی، اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک و تفریق در مراحل بعدی

۵-۴- جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید های مورد مطالعه

مانیار و پیکولی (Maniar and Picooli, 1989) گرانیتوئیدها را به هفت گروه به شرح زیر تقسیم بندی نمودند:

۱- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)

این گرانیتوئیدهای ناشی از فرو رانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر بوده و ماگمای تشکیل دهنده آنها از نوع کالکوالکالن ترونجمیتی (پتاسیم پایین) است.

۲- گرانیتوئیدهای قوس قاره ای (CAG)

این گرانیتوئیدها ناشی از فرو رانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره ای بوده و در حاشیه های فعال قاره ها تشکیل می گردند. ماگمای آنها کالکوالکالن گرانودیوریتی (پتاسیم متوسط) است.

۳- گرانیتوئیدهای برخورد قاره ای (CCG)

این گرانیتوئیدها در جریان برخورد قاره به قاره یک واقعه کوهزایی و در محل اتصال دو قاره به دلیل اصطکاک و افزایش گرما و ذوب پوسته ای ایجاد می گردند.

۴- گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)

این گرانیتوئیدها پس از کوهزایی در مناطق برخورد قاره به قاره و عموماً پس از توقف دگرشکلی در ناحیه نفوذ نموده و از نظر زمانی و مکانی با واقعه کوهزایی در ارتباط می باشند. ماگمای آنها کالکوالکالن مونزونیتی (پتاسیم بالا) می باشد.

۵- گرانیتوئیدهای وابسته به ریف (RRG)

این گرانیتوئیدها با تشکیل ریف در پوسته قاره ای مرتبط بوده و ماگمای آنها از نوع کالکوالکالن (هیپرآلکالن) است. فرایند تشکیل ریف شامل سه مرحله بالازدگی پوسته، تشکیل گرابن ریف و ایجاد یک حوضه اقیانوسی است.

۶- گرانیتوئیدهای مربوط به بالا زدگی خشکی زایی قاره ای (CEUG)

این گرانیتوئیدها در مناطقی از پوسته قاره ای که تحت بالازدگی خشکی زایی پوسته ای قرار گرفته ولی منجر به تشکیل ریف نگردیده است، تشکیل می گردند.

۷- پلاژیوگرانیتهای اقیانوسی (OP)

اینها شامل گرانیتهایی هستند که در مقادیر کم و همراه با حجم عظیمی از سنگهای مافیک در جزایر اقیانوسی و پشته‌های میان اقیانوسی از تفریق ماگماهای مافیک بوجود می‌آیند. ماگمای این گرانیتهای تولیتی است.

سریهای مذکور توسط محققین به دو دسته عمده شامل: کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم گردیدند. سری کوهزایی شامل گرانیتهای IAG, CAG, CCG و POG و سری غیر کوهزایی شامل OP, RRG و CEUG می‌باشند.

نمونه‌های مورد مطالعه در این رده بندی در دسته گرانیتهای قوس قاره ای CAG قرار می‌گیرند. مراحل دستیابی به این نتیجه در صفحات آینده ارائه خواهد شد.

باربارن (Barbarin, 1999) و باربارن و همکاران (Barbarin et al., 2000 در رضانی، ۱۳۸۳) با مطالعه روابط بین انواع گرانیتهای منشأ آنها و محیطهای ژئودینامیکی، براساس ویژگیهای پتروگرافی کانی‌شناسی و ژئوشیمی هفت گروه گرانیتهای را به شرح زیر تشخیص دادند:

- گرانیتهای پرآلومین مسکوویت‌دار (MPG)؛
 - گرانیتهای پرآلومین بیوتیت و کردیریت‌دار (CPG)؛
 - گرانیتهای کالکوالکالان پرفیری غنی از پتاسیم و فلدسپات پتاسیک (KCG)؛
 - گرانیتهای کالکوالکالان غنی از آمفیبول (ACG)؛
 - گرانیتهای تولیتی وابسته به قوس (ATG)؛
 - گرانیتهای تولیتی وابسته به پشته (RTG) و
 - گرانیتهای آلکالان و پرآلکالان (PAG).
- روابط بین انواع گرانیتهای منشأ و محیط ژئودینامیکی آن‌ها در جدول (۵-۶) آورده شده است.

گرانیتهای کوه شاه در این طبقه بندی در گروه گرانیتهای کالکوالکالان غنی از آمفیبول (ACG) با منشأ مختلط گوشته‌ای و پوسته‌ای و وابسته به محیط ژئودینامیکی فرورانش

حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. گرانیتوئیدهای ACG به صورت باتولیت‌های عظیمی در حواشی فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند.

در این قسمت قصد داریم با استفاده از دیاگرام‌های تکتونو _ ماگمایی عناصر اصلی و کمیاب، محیط تکتونیکی گرانیتوئید کوه شاه را مشخص کرده و در نهایت یک الگوی تکتونو _ ماگمایی برای توده گرانیتوئیدی مذکور ارائه دهیم. این نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی، ماگماهای تولید شده در جایگاه‌های متفاوت تکتونیکی را بر اساس ترکیب شیمی آنها از یکدیگر متمایز می‌نماید. اما باید توجه داشت که این نمودارها در بهترین حالت، فقط احتمال وجود یک محیط تکتونیکی را اعلام می‌دارد و هرگز نباید از آن‌ها برای اثبات وجود یک محیط تکتونیکی استفاده کرد.

۵-۴-۱- نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها بر پایه استفاده از عناصر اصلی

مانیار و پیکولی (Maniar and Piccoli, 1989) با استفاده از داده‌های شیمیایی عناصر اصلی مراحل تدریجی تفکیک تکتونیکی گرانیتوئیدها را در سه مرحله اساسی به شرح زیر ارائه داده‌اند.

مرحله اول - تفکیک OP (پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی) از دیگر گروه‌ها

در این مرحله با استفاده از دیاگرام K_2O در مقابل SiO_2 پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی از سایر گرانیتوئیدها تفکیک می‌گردند (شکل ۵-۳-۱ step). البته این تفکیک با بررسی‌های صحرایی نیز امکان‌پذیر است، زیرا پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی معمولاً در داخل توده‌های مافیک و الترامافیک (افیولیتی) قرار دارند. در استفاده از دیاگرام K_2O در مقابل SiO_2 همواره بایستی به این مسأله توجه داشت که K_2O یک سازنده بسیار متحرک بوده و ممکن است در گرانیتوئیدهای بسیار دگرسان شده هر محیط تکتونیکی مقدار آن به طور غیرعادی کاهش یافته باشد. این دگرسانی توسط مطالعات پتروگرافی به آسانی قابل تشخیص است. مطابق این نمودار و مطالعات پتروگرافی و صحرایی گرانیتوئیدهای منطقه کوه شاه در گروه OP قرار نمی‌گیرند و در محدوده سایر گرانیتوئیدها جای می‌گیرند.

مرحله دوم - تمایز بین گروههای IAG, CAG, CCG, RRG, CEUG و POG

در این مرحله برای تمایز گروههای IAG, CAG, CCG, RRG, CEUG و POG به ترتیب از دیاگرامهای $(\text{FeO}(t)/\text{FeO}(t)+\text{MgO}-\text{SiO}_2)$, $\text{FeO}(t)-\text{MgO}$, $\text{FeO}(t)+\text{MgO}-\text{CaO}$ استفاده می گردد (شکل ۵-۴).

نکته قابل توجه این است که در دیاگرامهای $\text{FeO}(t)-\text{MgO}$, $\text{FeO}(t)+\text{MgO}-\text{CaO}$ از داده‌های مستقیم اکسیدهای عناصر اصلی استفاده نشده است. دیاگرام ۵-۴ ج، در واقع یک دیاگرام سه تایی AFM بوده که در اینجا تنها دو ضلع آن ترسیم شده است. در این دیاگرام رأس A آن عبارت از: $A=\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ، رأس F شامل $F=\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ و رأس M شامل $M=\text{MgO}$ می باشد. دیاگرام ۵-۴ د، نیز یک دیاگرام ACF بوده که رأس A آن شامل $A=\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ رأس C شامل $C=\text{CaO}$ و رأس F شامل $F=\text{FeO}(t)+\text{MgO}$ می باشد.

این پارامترها بر مبنای نتایج آنالیز شیمی محاسبه شده، سپس به ۱۰۰ رسانده می شود و در نهایت دو پارامتر F و M یا F و C که مجدداً محاسبه شده اند در مقابل یکدیگر ترسیم می شوند. مطابق این دیاگرامها گرانیتوئیدهای منطقه کوه شاه در محدوده گرانیتوئیدهای CCG, CAG و IAG قرار می گیرند.

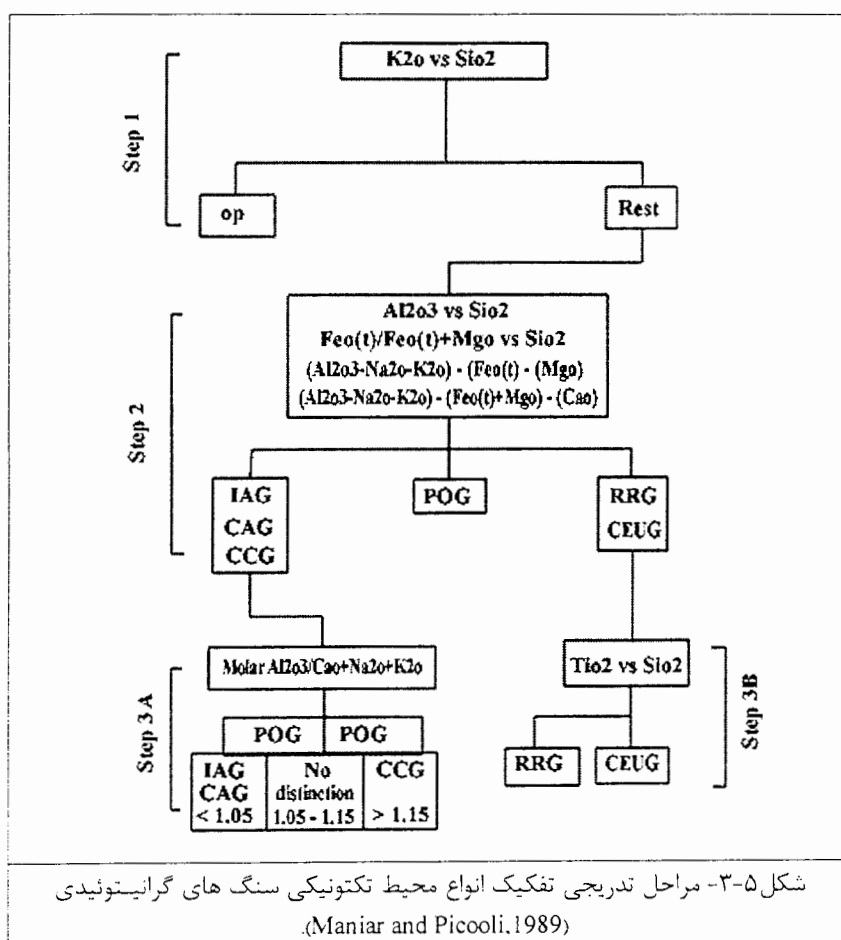
مرحله سوم - تمایز بین سریهای CAG, CCG و IAG

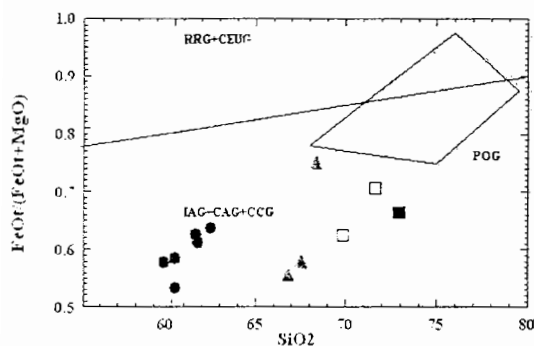
در این مرحله برای تفکیک این سه سری از نسبت اشباع شدگی آلومینیم (ASI) استفاده می شود. همانطور که از دیاگرام (۴-۲۱) بر می آید، این نسبت در نمونه های سنگی توده گرانیتوئیدی کوه شاه کمتر از ۱/۱۵ می باشد، بر این اساس و با توجه به شکل ۵-۳ گرانیتوئیدهای مذکور به یکی از دو گروه IAG و CAG تعلق خواهند داشت.

حال با توجه به آنکه گرانیتوئیدهای نوع IAG یا گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، حاصل فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر می باشند و این امر با شواهد زمین شناسی منطقه منطبق نیست، در نتیجه گرانیتوئیدهای کوه شاه به تنها گروه باقیمانده یعنی گرانیتوئیدهای قوس قاره ای (CAG) تعلق دارند.

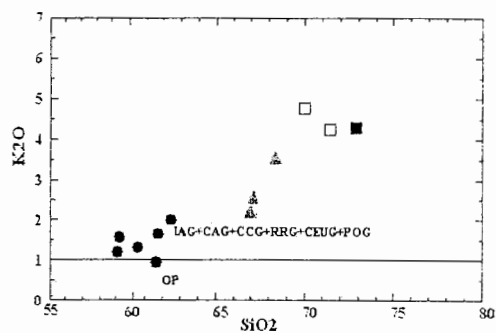
جدول ۵-۶- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با محیط تکتونیکی و منشأ احتمالی آنها (Barbarin, 2000).

انواع گرانیتوئیدها	منشأ	محیط ژئودینامیکی
MPG گرانیتوئیدهای پرآلوکسین حاوی مسکوب	منشأ یونستد ای گرانیتوئیدهای پرآلوکسین	برخورد قاره ای
CPG گرانیتوئیدهای پرآلوکسین حاوی کرب		
KCG گرانیتوئیدهای کالک آلکالین غنی از پتاسیم یا کلسیم یا این	منشأ مختلف گرانیتوئیدهای کالک آلکالین متالومین	رژیم های انتقالی
ACG گرانیتوئیدهای کالک آلکالین حاوی آمفیبول یا پتاسیم یا این و کلسیم یا لا		غرو رانش
ATG گرانیتوئیدهای تولیتیکی	منشأ کوشته ای گرانیتوئیدهای پرآلوکالین، آلکالین و تولیتیکی	باز شدگی اقیانوسی با ریختنی شدن و گنبدی شدن قاره ای
RTG گرانیتوئیدهای تولیتیکی پشه اقیانوسی		
PAG گرانیتوئیدهای آلکالین و پرآلوکالین		

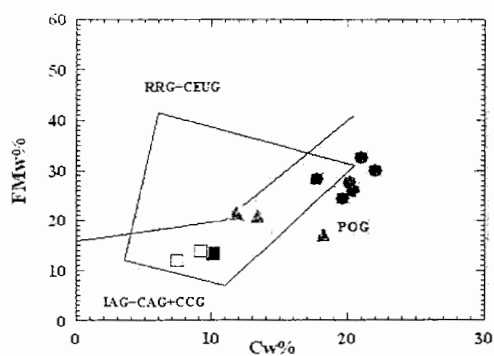




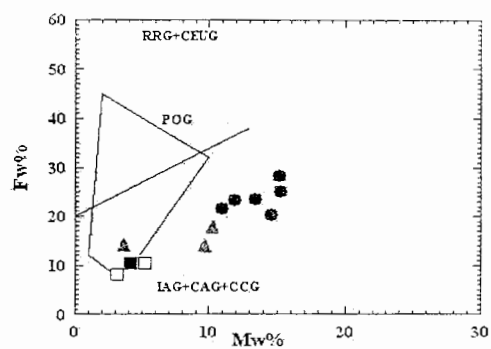
ب



الف



د



ج

شکل ۵-۴- نمودارهای متمایز کننده محیط های تکتونیکی گرانیتوئید های مورد مطالعه (Maniar and Piccoli, 1989).

شکل الف - نمودار متمایز کننده بر اساس $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$.

شکل ب - نمودار متمایز کننده بر اساس $\text{FeO}(t)/\text{FeO}(t)+\text{MgO} - \text{SiO}_2$.

شکل ج - نمودار متمایز کننده بر اساس $\text{FeO}(t) - \text{MgO}$.

شکل د - نمودار متمایز کننده بر اساس $\text{FeO}(t)+\text{MgO} - \text{CaO}$.

Diorite ●

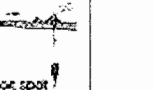
Granodiorite ▲

Granite ■

Alkali feldspar granite □

ویژگیهای گردآوری شده از منابع مختلف، توسط (Blevin, 2004) در جدول شماتیک (۵-۷) ارائه شده است. در جدول (۵-۸) ویژگیهای عمده گرانیتوئیدهای IAG, CAG و CCG جهت مقایسه با ویژگیهای بارز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آورده شده است.

جدول ۵-۷- تقسیم بندی گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی (Blevin, 2004).

	کوهزایی			انتقالی	غیر کوهزایی	
	Oceanic Island Arc	Continental Arc	Continental Collision	Post-Orogenic Uplift/Collapse	Continental Rifting, Hot Spot	Mid-Ocean Ridge, Ocean Islands
 underplated mantle melts						
ژئوشیمی	تولیتی > کالکوالکان هیبرید M و I، نوع M متالومین	کالکوالکان نوع I < نوع S پر- متالومین	کالکوالکان نوع S پر- آلومین	کالکوالکان نوع I، نوع S و A پر- متالومین	آلکان نوع A پر آلکان	تولیتی نوع M متالومین
تنوع سنگی	کوارتز دیوریت در کمان های بالغ	تونالیت، گرانودیوریت < گرانیت یا گابرو	میگماتیت و لوکوگرانیت	گرانودیوریت بایمودال+ دیوریت، گابرو	گرانیت، سینیت + دیوریت، گابرو	پلاژیوگرانیت
مجموعه کانی شنسی	Hb>Bt	Bt+Hb	Bt+Hb Ms, Grt, Crd,	Hb>Bt	Bt+Hb Arf, Rbk, Fayalite, augerine	Hb
مجموعه آشفشانی	بازالت جزایر کمائی تا آندزیت	آندزیت و داسیت در حجم وسیع	-	بازالت و ریولیت	آلکانی ماگما+توف+ کالدرا	بازالت های جزایر اقیانوسی و مورب
طبقه بندی Barbarin 1990.	T _u	H _{CA}	C _{ST} , C _{CA} , C _{CI} انواع قاره ای	H _{LO}	A	T _{CH}
Pearce و همکاران، 1998 و Maniar و Picooli 1989.	VAG گرانیت های کمان آشفشانی		COLG گرانیت های برخوردی		WPG, ORG گرانیت های پشته اقیانوسی و درون قاره ای	
	IAG گرانیت های جزایر کمائی	CAG گرانیت های کمان های برخوردی	CCG گرانیت های برخورد قاره ای	POG گرانیت های بعد از کوهزایی	PRG GEUG نقاط داغ و ریفت	OP پلاژیوگرانیت های اقیانوسی
منشأ	ذوب بخشی سنگ های مافیک پوسته زیرین سرچشمه گرفته از گوشته	ذوب بخشی سنگ های مافیک پوسته زیرین سرچشمه گرفته از گوشته به علاوه مشارکت مواد پوسته ای	ذوب بخشی مواد پوسته ای راد یافته به چرخه مجدد ذوب	ذوب بخشی گوشته، پوسته زیرین و مشارکت پوسته میانی	ذوب بخشی گوشته، پوسته تحتانی بدون آب	ذوب بخشی گوشته و تبلور تفریقی
مکانیسم ذوب	فرورانش: انتقال سیالات و مواد جدا شده از ورقه به درون گوده گوشته ای، ذوب گوده و انتقال گرما به سمت بالا		ضخیم شدگی تکتونیکی- گرمای ناشی از مواد رادیویک پوسته ای	گرمای پوسته ای به علاوه گرمای گوشته ای ناشی از بالا آمدگی استئوسفر به علاوه ماگماها	نقاط داغ و یا بالا آمدگی آدیاباتیک گوشته	

جدول ۵-۸- مقایسه ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با انواع گرانیتوئیدهای IAG, CAG و CCG.

CCG	CAG	IAG	ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه	نوع ویژگی مورد مطالعه
۷۰-۷۶	۶۲-۷۶	۶۰-۶۸	۵۸-۷۳	طیف تغییرات درصد وزنی SiO_2
تک قله ای	تک قله ای	تک قله ای	تک قله ای	وضعیت نمودار تغییرات درصد وزنی SiO_2
کالک آلکالی تا آلکالی کلسیک	کالک آلکالی	کلسیک تا آلکالی-کلسیک	کالک آلکالی	وضعیت شاخص آلکالی-کلسیک
پرآلومین	متالومین-پرآلومین	غالباً متالومین	متالومین - پرآلومین	شاخص شاند
۲-۱۰	< ۴	۱	۰/۲-۳/۱۱	(Na_2O/CaO)
۰/۴-۱/۵	۰/۴-۲	۰/۴-۳	۴/۴۶-۰/۵	(Na_2O/K_2O)
۰/۵-۰/۶	۰/۱-۰/۵	۳۰-۰/۸۵	۰/۲-۰/۸	($MgO/FeO_{(t)}$)
۲۰-۴۵	۲۰-۳۸	۱۲-۳۸	۱۳-۵۷	(MgO/MnO)
> ۱/۱	> ۱/۱	> ۱/۵	> ۱/۱	$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$
الیگوکلاز	الیگوکلاز	الیگوکلاز-آندزین	الیگوکلاز-آندزین	نوع پلاژیوکلاز
بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	کانیهای متشکله
مسکوویت	+ هورنبلند	+ هورنبلند	+ هورنبلند	
+ تورمالین	+ کلینوپیروکسن	+ پیروکسن	+ پیروکسن	
+ کوردیریت				
+ سیلیمانیت				
+ گارنت				

۵-۴-۲- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها بر پایه استفاده از عناصر کمیاب

پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984) با مطالعه بر روی ۶۰۰ گرانیت منتخب، نشان دادند که عناصر Zr, Sm, Ce, Ta, Nb, K, Ba, Yb و Hf به طور قابل توجهی، گرانیت‌های مربوط به جایگاههای مختلف تکتونیکی را از هم متمایز می‌کنند.

این محققین گرانیت‌ها را به چهار گروه تقسیم کردند که عبارتند از:

۱- گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG)

این گرانیت‌ها شامل گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی نرمال، گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی غیر عادی، گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه پشت‌قوس و گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه جلوی قوس می‌باشند.

۲- گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG)

گرانیت‌های قوس‌های اقیانوسی که عمدتاً شامل بازالت تولیتی‌اند، گرانیت‌های قوس‌های اقیانوسی که عمدتاً شامل بازالت کالک آکالین‌اند و گرانیت‌های حاشیه‌های فعال قاره‌ای در گروه این گرانیت‌ها قرار می‌گیرند.

۳- گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)

گرانیت‌های کمپلکس‌های حلقوی درون قاره‌ای، گرانیت‌های پوسته قاره‌ای نازک شده، گرانیت‌های جزایر اقیانوسی را شامل می‌شود.

۴- گرانیت‌های برخوردی قاره‌ای (COLG)

گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره-قاره، گرانیت‌های پست تکتونیک همراه با برخورد قاره-قاره و گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره-قوس را در بر می‌گیرد. در این بخش برای تفکیک این گرانیت‌ها از یکدیگر، از نمودارهای مختلف عناصر کمیاب (Pearce et al., 1984) استفاده می‌گردد که به چند مورد از آن‌ها اشاره می‌کنیم.

نمودار متمایز کننده بر اساس Nb - SiO₂

در این نمودار محدوده گرانیتوئیدهای COLG + VAG + ORG از گرانیتوئیدهای WPG (درون صفحه ای) تفکیک می گردد. همانطور که در شکل ۵-۵-الف مشخص است نمونه های توده گرانیتوئیدی کوه شاه در محدوده COLG + VAG + ORG قرار می گیرند.

نمودار متمایز کننده بر اساس Nb-Y

همانطور که در شکل ۵-۵-ب مشخص است، سه محدوده گرانیت های اقیانوسی (ORG)، گرانیت های درون صفحه ای (WPG) و گرانیت های قوس آتشفشانی (VAG) و همزمان با برخورد Syn-COLG در این دیاگرام از هم تفکیک می گردند. مطابق این نمودار نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت های قوس آتشفشانی به همراه گرانیت های همزمان با برخورد قرار می گیرند.

نمودار های متمایز کننده بر اساس Rb-(Y+Nb)

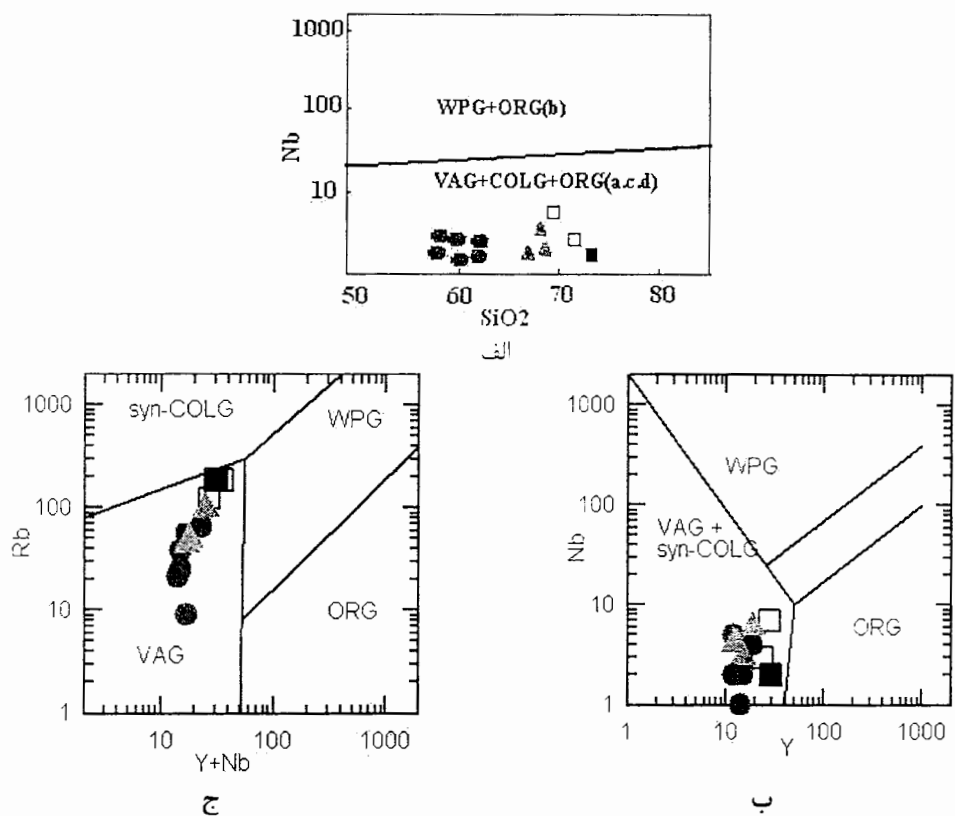
این نمودار مشابه نمودار Nb-Y است، با این مزیت که گرانیت های قوس آتشفشانی (VAG) را نیز از گرانیت های همزمان با برخورد Syn-COLG متمایز می کند. نمونه های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده گرانیت های قوس آتشفشانی (VAG) قرار می گیرند (شکل ۵-۵-ج). برای تشکیل توده گرانیتوئیدی کوه شاه مدل گوشته گرم- پوسته سرد وایلی (Wyllie, 1984) تطابق خوبی را با تغییر و تحولات منطقه نشان می دهد.

همانطور که در شکل (۵-۶) نشان داده شده است، در بالای بخشهای گرین شستی و آمفیبولیتی ورقه فرورونده، در گوشته ذوب صورت می گیرد. لازم به ذکر است که در پوسته اقیانوسی فرورونده سرد هیچگونه عمل ذوبی صورت نمی گیرد. ولی سیالات آزاد شده از ورقه فرورونده و مواد سنگی همراه و ورود آنها به بخش پریدوتیتی، به ایجاد آمفیبول متاسوماتیک در پریدوتیت ها منجر می گردد. سپس ورقه فرورونده به سمت اعماق بیشتر انتقال می یابد و هنگامی که منحنی ذوب آمفیبول را قطع می کند، آب را از دست می دهد و در ضمن، نزدیک نقطه N ماگما تولید می شود. با انتقال ورقه به سمت پائین، با افزایش حرارت بر مقدار ماگمای حاصل افزوده می شود که با شدت گرفتن قابل توجه از دست دادن آب و ذوب ناسازگار آمفیبولیت باز هم مقدارش افزایش می یابد. در این مرحله ماگما از میزبان متبلور خود احتمالاً جدا شده و از میان گوشته به سمت بالا حرکت کرده و در

قاعده پوسته قاره ای جای می گیرد. جریان ماده مذاب آبدار به داخل پوسته قاره ای یا قرار گرفتن ماگما در زیر قاره، در H خواهند توانست از سنگ های پوسته ای ماگمای اضافی ایجاد نمایند. ماگما، می تواند به سمت بالا حرکت کرده و در ناحیه B به صورت باتولیت و در V به صورت سنگ های آذرین خروجی تجلی پیدا کنند.

یک موضوع مباحثه انگیز در مورد ماگماتیسم پالئوژن در زون ارومیه دختر، نوع رژیم تکتونیکی است که ولکانیسم تحت آن بوقوع پیوسته است (Berberian, 1981). دونظر اصلی در این باره وجود دارد. یکی اینکه این حادثه ولکانیسم را به ریفتینگ قاره ای نسبت می دهند و طرفداران این نظریه در مقابل سابداکشن در ایران استدلال می کنند (Amidi and michel, 1984). در مقابل طرفداران نظریه فرورانش معتقد به برخورد بین ورقه عربی و ایران مرکزی در کرتاسه پایانی هستند (Berberian and King, 1981; Stocklin, 1974) و به نظر آن ها، ماگماتیسم ترشیاری یک حادثه پس از برخورد را نشان می دهد. حالت دومی نیز برای فرضیه اخیر وجود دارد که فرض می کند فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، در طول زمان ترشیاری، نه همه آن ادامه داشته و بنابراین حادثه ماگمایی را به فرایندهای قوس قاره ای از نوع آندی مربوط می سازد. با در نظر گرفتن مجموع شواهد زمین شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی در منطقه مورد مطالعه، حالت دوم ایده فرورانش برای این منطقه، منطقی تر به نظر می رسد.

با استناد به این ایده و با توجه به سن اولیگومیوسن این توده ها، می توان گفت که این توده ها نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره ای ایران مرکزی می باشند.



شکل ۵-۵- نمودار های متمایز کننده محیط های تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه (Pearce et al., 1984).

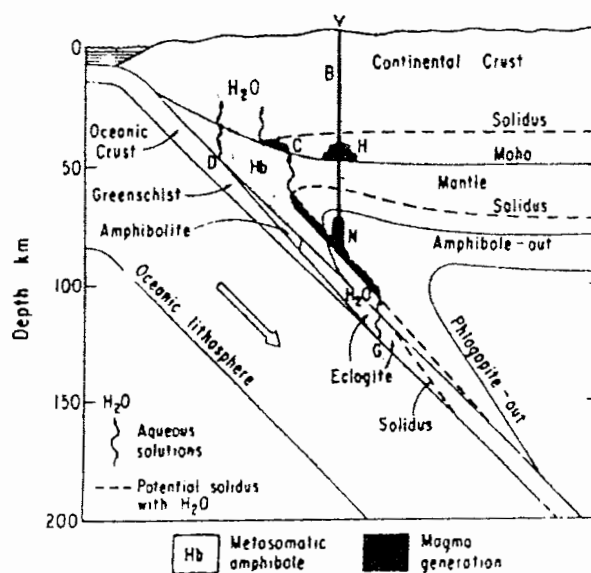
الف- نمودار تغییرات $Nb - SiO_2$.

ب- نمودار متمایز کننده بر اساس $Nb - Y$.

ج- نمودار متمایز کننده بر اساس $Rb - (Y + Nb)$.

Alkali feldspar granite □ Granite ■ Granodiorite ▲ Diorite ●

شکل ۵-۶- فرایند از دست دادن آب و تولید ماگما بر طبق ساختمان حرارتی گوشته گرم و پوسته سرد (Wyllie, 1984 در ولی زاده، ۱۳۷۱).



۵-۵- نتیجه گیری

- سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی کوه شاه از نظر سنگ شناسی متنوع بوده و شامل آلکالی فلدسپار، گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت، کوآرتز دیوریت و دیوریت می باشند.
- دیاگرام های نرمالایز شده عناصر کمیاب و ناسازگار این سنگ ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه، غنی شدگی آن ها از عناصر کمیاب سبک و ناسازگار و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین را نشان می دهد. این ویژگی از خصوصیات بارز سنگ های کالکو آلکالین قوس آتشفشانی زون های فرورانش حاشیه قاره ای است.
- گرانیتوئیدهای مذکور از لحاظ محیط تکتونیکی قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای وابسته به قوسهای آتشفشانی بوده و در گروه گرانیتوئیدهای قوس قاره ای قرار می گیرند.
- نمونه های مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوآلکالین و طبیعت متالومین هستند.
- با توجه به مطالبی که در مورد ویژگیهای گرانیتوئیدهای S، I، M، H و A ذکر شد و با توجه به دیاگرامهای ارائه شده جهت تمایز بین گرانیتوئیدهای I و S و مقایسه با خصوصیات گرانیتوئیدهای منطقه کوه شاه، می توان گفت که این گرانیتوئیدها از نوع I می باشند.
- براساس فراوانی آنکلاوهای مافیک، حضور لخته های Hb-Bi، $K_2O/Na_2O < 1$ ، $ASI < 1$ ، مکانیسم ژنز (ذوب بخشی گوشته فوقانی، اختلاط ماگمای مافیک و فلسیک و تفریق در مراحل بعدی)، محیط تکتونیکی و پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی، می توان توده گرانیتوئیدی کوه شاه را از نوع گرانیت های هیبریدی Hss هستند.

منابع فارسی

- آروین، م؛ درگاهی، س (۱۳۸۱) تأثیر عملکرد متقابل دو فاز ماگمایی مافیک و فلسیک در منطقه چنار شهر بابک، شمالغرب کرمان، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- آسیابانها، ع (۱۳۷۴) بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره).
- آقائباتی، ع (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- اکبرزاده، ع؛ امیری، ع (۱۳۸۳) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده نفوذی کود سفید، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- امامی، م. ه (۱۳۷۹) ماگماتیسم در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سازمان جغرافیای وزارت دفاع و پشتیبانی نیروهای مسلح (۱۳۸۲) فرهنگ جغرافیایی آبادیهای استان کرمان، شهرستان سیرجان.
- پارس کانی (۱۳۸۴) گزارش پایانی طرح اکتشافات ژئوشیمیایی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ بافت، ۱۸۲ صفحه، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پورمیرزا لنگرودی، س (۱۳۷۹) مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ های آذرین منطقه لاله زار بافت، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران.
- خانعلی زاده، ع (۱۳۸۴) پترولوژی و ژئوشیمی توده کوارتز مونزونیتی تویه - دروار، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خوئی، ن؛ قربانی، م؛ تاجبخش، پ (۱۳۷۸) کانسار های مس ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درویش زاده، ع (۱۳۷۰) زمین شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۷۰ صفحه.
- رضانی (۱۳۸۳) زمین شناسی ، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتی سیلی جرد شمال غرب ساوه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- ریسمانی، ع (۱۳۷۳) مطالعه زمین شناسی اقتصادی و پترولوژی محدوده کانسار سرب و روی قنات مروان (کرمان)، پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه شهید بهشتی.
- سبزه ای، م (۱۳۶۹) ویژگیهای سنگ شناسی و کانی شناسی و ساختاری معدن قنات مروان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سهیلی، م. ر (۱۹۹۵) نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سیرجان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- شایسته فر (۱۳۸۱) آنالیز داده های چند متغیره محدوده کانسار سری و روی قنات مروان کرمان، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- شرکت مهندسین مشاور تهران پادیر (۱۳۷۰) گزارش عملیات ژئوفیزیکی معدن قنات مروان.
- صادقیان، م (۱۳۸۳) ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، رساله دکتری، دانشکده علوم دانشگاه تهران، گروه زمین شناسی، ۴۵۰ صفحه.
- قاسمی، ح (۱۳۷۳) پترولوژی و زمین شناسی سنگ های آذرین نفوذی منطقه بوئین و میاندشت (جنوبشرق الیگودرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قاسمی، ح (۱۳۷۹) پترولوژی، ژئوشیمی و منشاء مواد معدنی مجموعه اولترامافیک - مافیک سیخوران، جنوبشرقی ایران، پایان نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس.
- قلمقاش، ج (۱۳۷۸) گزارش ورقه بردسیر، انتشارات سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور.
- کریم زاده ثمرین، ع (۱۳۸۲) کاربرد داده های ژئوشیمیایی (ترجمه)، نشر دانشگاه تبریز.
- کریمی قره بابا، ح؛ عامری، ع؛ کلانتری، ع؛ جهانگیری (۱۳۸۳) مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای پلوتونیک منطقه هریس (استان آذربایجان شرقی)، مجموعه مقالات هشتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- مرادیان، ع؛ بیابانگرد، ح (۱۳۸۱) بررسی آلاش توده های داسیتوئیدی شمال شیر بابک براساس رفتار ژئوشیمیایی، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- مسعودی، ف (۱۳۸۳-۸۴) بررسی زوناسیون و پتانسیل های اقتصادی اسکارن های بافت کرمان، معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت معلم .
- مؤمن زاده، م (۱۳۵۸) گزارش بازدید زمین شناسی کانسار معدنی قنات مروان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مهدی زاده شهری، ح (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ های درونزاد (ترجمه)، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود.
- معین وزیری، ح (۱۳۷۱) پترولوژی و پتروگرافی سنگ های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- ولی زاده، م. و (۱۳۷۱) پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلد دوم : آندزیتها و گرانیتها) (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران.
- ولی زاده، م. و؛ صادقیان، م؛ اکرمی، م. ع (۱۳۸۰) آنکلاوها و پترولوژی گرانیتها، انتشارات دانشگاه تهران.

References

- Abdol Rahman, A. m.,(1990). Petrology of early - orogenic diorites, tonalities and post orogenic trondhjemites in Nubian shield. *Journal petrology* 31, 1285-1312.
- Amidi, S. M., Emani, M.H. and Michel, R.,(1984). Alkaline Character of Eocene Volcanism in the middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geol Rund.*, 73, 917- 932.
- Barbarin. B., (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605-626.
- Barker, F.,(1979). Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origion In: Barker. F.,(eds), *Trondhjeites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdams, pp. 1-12.
- Batman, R.,(1995). The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers. *Earth sci. Rev.*, 39 : 91-106
- Becke, F.,(1908). *Uber myrmekit*. *Min. Pet. Mitt.*, 27, 377- 90.
- Berberian, M. and King, G. C. P.,(1981). Towards a paleogeography and evolution of Iran. *Canad. J. Sci.*, 20: 163-183.
- Best, M.,(2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Black weii sciencelta. pub.
- Blevin, P. L.,(2004). *Metalogeny of Granites*. Geoscience Australia, Ishihara symposium.
- Bowen, N. L.,(1922). The behavior of inclusions in igneous magmas. *J.G.*, 30 : 513-570.
- Castro, A., Movenio-Ventas, I. De La Rosa, J. D.,(1991). H - type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite - type classification and nomeclature.
- Chappell. B. W. and White, A .G . R., 1974. Two contrasting granite types. *Pac. Geol.*, 8: 173-174.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R.,(2001). Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, Vol. 48, 489-499.
- Clarke. D. B.,(1992). *granitoid rocks*. Champan & hall. pub.
- Collins. W. J., Beams, S. D., White, A. J. R.,(1982) Nature and origion of A-typ granites with particular refrence to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol*, 80: 189-200.
- Cox. K. G., Bell. J. D.,(1989).*The interpretation of igneous rocks*.W. H. freeman and company pub.

- Debon, F., Lefort, P.,(1983). A chemical mineralogical classification of common plutonic rock and association, R. Soc. Edinb., Trans., 73. 135-149.
- Dimitrijevic. M. D.,(1973). Geology of kerman region. Geol. Surv. Iran, Yu/52.334p.
- Didier, J.,(1973). Granites and their enclaves. Amesterdam: Elsevier.
- Didier. J.,(1982). Mantel and crustal granites: genetic classifications of orogenic granites and the nature of their enclaves. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14 : 125-132.
- Didier. J.,(1987). Contribution of enclaves studies to the understanding of origion and evolution of granitic magmas. Geol. Rundsh 76, 41-50.
- Didier. J., Barbarin, B.,(1991). The different types of enclaves in granites- In: J., Barbarin. B. (Eds.0, Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13. Elsevier, Amsterdam, pp. 19-23.
- Dorais, M.J., Whitney, J. A. and Roden, M. F.,(1990). Origion of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. J. Pet., 31, 853-81.
- Eichelberger, J. C.,(1980). Vesiculation of mafic magma during replenishment of silicic magma reservoirs. Nature, 288: 446-450.
- Frost, P.,(2001). A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology. Vol. 42. pp. 19 - 41.
- Gilbert, G. K.,(1906). Gravitational assemblage in granite. Geol. Soc. Am. Bull., 17: 321-328.
- Harker, A.,(1909). The natural history of igneous rocks Methneu, Lond., P. 344.
- Harris. N. B.W., Pearce. J. A., Tinkle, A.G.,(1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P., Ries, A.C.(Eds), Collision Tectonics. Geological Society London, Special Publication 19, pp. 67 -81.
- Hine, R., and Mason, D.R.,(1978). Intrusive rocks associated with porphyry copper mineraliztion. New Britain, Papu New Guinea. Econ. Geol. 73, 749-760.
- Hyndman, D.W.,(1985). Petrology of igneous and metamorphic rocks. Donnelly sone company pub.
- Irvin. T. N., S Baragar, W. R. A.,(1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks. Can. Jour. Earth. Sci., No. 8, PP. 235 – 458.
- Ishihara. S.,(1977). The magnetite-series and ilmenite granitic rocks. Mining geology 27. 293-305.
- Kleeman. G., twist, D.,(1989). The compositionally zoned shet like granite pluton of the Bushveld complex. Evidence bearing on the nature of A- type magmatism. Journal petrology; volume. 30; pp. 1383-1414.

- Kuno, H.,(1959). Origion of Cenozoic petrographic provinces of Japon and surrounding areas. Bull. Volcanol., 20, 37-76.
- Le Maitre, R.W.,(1989). A Classitication of igneous Rocks and Glossary of terms. Black well. Oxfor: pp.193.
- Loisell, M. C. and Wones, D. R.,(1979). Characteristics and origion of anorogenic granites. Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 11:468.
- London, D., and. D. Manning.,(1995). Chemical variation an significance of tourmaline from SW England: Economic Geol., V. OP. 495-519.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M.,(1989). Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. of Am. Bull., Vol. 101, pp. 635 – 643.
- Middlemost, E. A. K.,(1985). Magma and magmatic rocks, An Introduction to igneous petrology. Longman Group U. K., pp. 73 – 86.
- Oconnor. J. T.,(1965). A classification for quartz - rich igneous rocks based on feldspar ratios, Ustr. Geol. sur. paper 25 & B: p. 1379-1384.
- Oneil. J. R., Chappell, B. W.,(1977). Oxygen and hydrogen isotope relations in the Berrikale batholith, J. Geol. Soc. London 133.
- Roubault, M. L.,(1963). Determination des mineraux des recites.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Thindle, A. G.,(1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock, Journal of Petrology, 25: 956 – 983.
- Pitcher, W. S.,(1982). Granite type and tectonic environment. IN: Hsu, K. J. (ED.), Mountain Building Processes. Academic Press, London, PP. 19-40.
- Reid, J. B., Jr., Evans, O.C., and Fates, D.G.,(1983). Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California: Earth and Planetary Sience Letters, v. 66, pp. 243-261.
- Rickwood. P.C.,(1989). Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. Lithos, 22, pp. 247-263.
- Rollinson, H. R.,(1992). Using geochemical data: evalution presentation interpretation. Longman.
- Shand. S. J.,(1949). Eruptive rocks. Their genesis. composition, classification and their relation to ore deposits. Thomas Murby and Co., London, 488 pp.
- Srdic. A., Cvetic, S., Dimitrigevic, M.D.,(1972). Geological map of Baft. scale 1:100000. Geol. surv. Iran. Tehran.

- Stocklin, J.,(1974B). Possible Ancient Continental Margins in Iran, in: Bruke C. A. and Drake. C. L.(eds) The Geology of continental Margins. Springer Verlag, pp.873-887.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R.,(1979). A chemical approximation to the Modal QAPF classification of igneous rocks. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 136, 169-206.
- Sun, S. S.,(1980), Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges. Ocean island and island arcs. Phil. Trans. R. Soc., 297, 409-445.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M. J.(Eds.), Magmatism in the Ocean Basins. Blackwell, Oxford, UK, PP. 313-346.
- Sylvester, P. J.,(1989). Post collisional alkaline granites. J. Geol. 97, 261-280.
- Takahashi, M., Aramaki, S. and Ishihara, S.,(1980). Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids, Mining geology special issue, No. 8, p. 13-28.
- Tatsumi, Y., Eggins, S.M.,(1996). Subduction zone magmatisms, black well since, Australia. P. 211.
- Thomas, N., Tait, S., and Koyaguchi, T.,(1993). Mixing of stratified liquids by the motion of gas bubble: applications to magmad mixing. Earth planet. Sci. lett., 1150: 161-176.
- Thornton, C. P., Tuttle, O. F.,(1960). Chemistry of igneous rocks: Pt. I, differentiation index Amer. J. Sci., 258, 664-684.
- Thuy, N., Satir, M.,(2003). Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from Dalat zone southern Vietnam. Journal of Asian Earth Sciences 23: 467-482.
- Wilson, M.,(1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach: Unwin Hyman Ltd, London 466. p.

Abstract

The study region with appraisal area 650 km² is located in north East Baft in kerman province in Iran central structural zone.

Lithological composition of this pluton include Alkali feldspar granite, granite, granodiorite, diorite and Q-diorite. Kuh-Shah pluton intruded in Eocene volcanoclastics rocks. The prevailing felsic mineral in all plutonic rocks is plagioclase that its composition range between oligoclase-andesine and altered to damurite. The alkali feldspar is orthoclase with micropertitic texture. Hornblende and biotite are the dominant ferromagnesian minerals support the crystallization of magma in the presence of the water. Existence of secondary minerals such as, Chlorite, Epidote, Damorite, Serisite and Clay minerals in these rocks indicate the moderate to low temperature hydrothermal alteration effects. there are numerous microgranular mafic enclaves in these rocks that their petrological composition is varying between diorite, Q-diorite to gabbro. Field, petrography and geochemical evidences show the effects of magma mixing process.

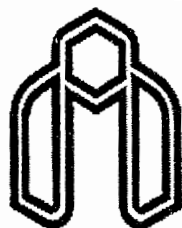
The youngest lithological units disconnected by this pluton are oligo-miocene limestones. Because of contact metamorphism produced by this intrusion, a skarn with wide variety mineralogical composition including a grossular, diopside, wollastonite, malachite and magnetite.

Variation diagram trends of major, trace of samples indicate that intrusions have continuous compositional spectrum and they are formed from differentiation of a basic magma. From genetic classification point of view the studied granitoidic pluton is from I type granite and it belong magnetite series. Kuh-Shah granitoids pluton have metauminous, high and medium potassic calkalkaline nature, high amounts of LILE and low amount of HFSE elements indicate that former magma of these rocks is similar to continental margin arc magmas. Also, based on tectonic setting discrimination diagrams this pluton is belong to VAG type and therefore it resulted from subduction of neotethis oceanic crustal beneath central Iran continental crust.

In relation to emplacement of this granitoidic pluton propylitic, argillitic and silicic alterations are affected the granitoidic body and their host rocks. Associated with these alterations, there are mineralizations of Cu, Pb, Zn and Au epithermal and mesothermal deposits.

Spider diagrams of samples normalized by condorite and primitive mantle are similar to Dalat zone in Vietnam and Serbia Nevada in California.

Key words: Petrology, Geochemistry, Iran, uranium dokhtar, Granitoid rocks, Baft.



Shahrood University of Technology
Faculty of Geology

**Petrology and Geochemistry of kuh-shah granitoidic pluton
(NE Baft)**

By:

Z. Sadeghi

Supervisor:

Dr. H. Mehdizadeh

Advisor:

Dr. M. Sadeghian

Feb 2006