

دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی - گرایش پترولوژی

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی چشمه بید،
جنوب شرق زاهدان

نگارش :

مالک کرد

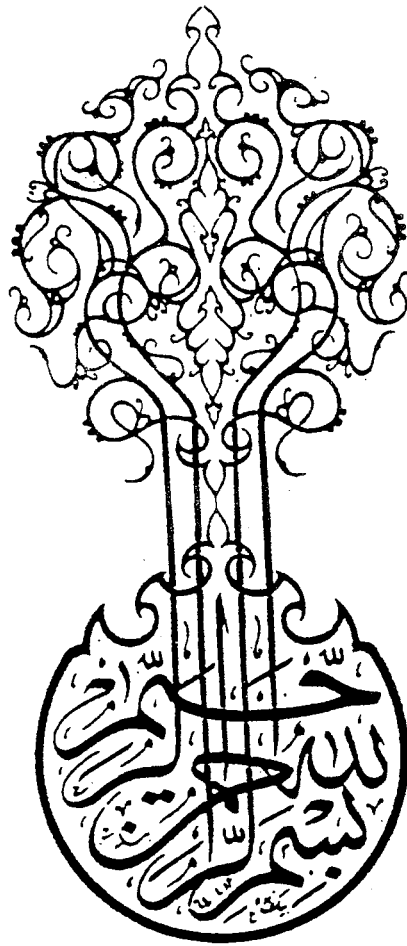
استاد راهنما :

دکتر حبیب ا... قاسمی

اساتید مشاور:

دکتر محمود صادقیان دکتر پرویز امیدی

بهار ۱۳۸۴



تقديم به:

...

تشکر و قدردانی

در ابتدا لازم می‌دانم که از پدر و مادر عزیزم که در تمامی مراحل زندگی صمیمانه مرا یاری نمودند، تشکر کنم.

و همچنین تشکر و سپاسگذاری می‌کنم از همهٔ استادان بزرگوار و ارجمندی که در طول تحصیل مرا یاری نمودند، به ویژه جناب آقای دکتر حبیب‌ا... قاسمی که اگر راهنمائیهای مستمر ایشان نبود بطور مسلم این تحقیق راه به جایی نمی‌برد.

همچنین از زحمات و عنایات استادان محترم آقایان دکتر محمود صادقیان و دکتر پرویز امیدی که به عنوان اساتید مشاور زحمات فراوانی را متحمل شدند و آقایان دکتر حسین مهدیزاده‌شهری، دکتر عزیزالله طاهری، دکتر ناصرحافظی‌مقدس، دکتر غلام‌عباس کاظمی و دکتر غلام‌حسین کرمی که هر یک به نوعی در پیشرفت این تحقیق موثر بودند، بینهایت سپاسگزارم.

در پایان نسبت به دوستانی که در تهیه این مجموعه مرا یاری نمودند، بویژه خانم ناجی و آقایان سیدرضا میرباقری، اکبر رضانی و مهدی امانیان مراتب سپاسگذاری و قدردانی خود را ابراز می‌دارم.

چکیده

توده گرانیتوئیدی چشمه بید به مساحت ۱۵۰ کیلومترمربع، در محدوده طولهای جغرافیایی ۵۳° ۶۰ تا ۱۷' ۶۱° شرقی و عرضهای جغرافیایی ۲۹° ۰۰ تا ۱۸' ۲۹° شمالی در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق زاهدان در استان سیستان و بلوچستان و در زون فلیش شرق ایران واقع شده است. این توده، بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان است، که به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲۰-۲ کیلومتر از شمال غرب زاهدان تا شمال شرق سراوان رخنمون دارد. سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه بید، دارای طیف ترکیبی دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، مونوزوگرانیت و سینیوگرانیت می‌باشند. دیوریتها غالباً بصورت توده هایی کوچک و شناور در گرانیتها دیده می‌شوند. آنها مافیک‌ترین و قدیمی‌ترین عضو مجموعه گرانیتوئیدی مورد مطالعه بوده، دارای بافت گرانولار و کانی‌شناسی ساده متشکل از هورنبلند، پلاژیوکلاز، بیوتیت و مقادیر کمی کوارتز، اسفن و آپاتیت هستند. بیوتیتها عمدتاً بر اثر عملکرد متاسوماتیسم پتاسیک بر هورنبلندها بوجود آمده‌اند. در این منطقه دایکهای با ترکیب آندزیتی تا داسیتی نیز دیده می‌شوند که دارای ترکیب شیمیایی مشابه با دیوریتها و کوارتز دیوریتها بوده و بنظر می‌رسد که بخشهای نیمه عمیق پیش رس و تفریقی آنها باشند. بخش عمده توده گرانیتوئیدی چشمه بید از گرانودیوریت، مونوزوگرانیت و سینیوگرانیت تشکیل شده و دارای آنکلاوهای فراوان میکاشیستی و دیوریتی - کوارتز دیوریتی می‌باشد. گرانیتها و گرانودیوریتها دارای بافت گرانولار و ترکیب کانی‌شناسی ساده متشکل از فلدسپات آلکان، پلاژیوکلاز (آلبیت - الیگوکلاز)، هورنبلندسبز، بیوتیت، اسفن، آپاتیت، آلانیت، مونازیت و زیرکن می‌باشند. این توده دارای مرز تدریجی، گنیسی و آناتکتیک با دگرگونه های میزبان می‌باشد و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که از ذوب بخشی (آتاکسی) این دگرگونه ها بوجود آمده است. بررسی دقیق شواهد صحرایی نشان می‌دهد که آنکلاوهای شیشی بقایای ذوب نشده سنگ میزبان شیشی هستند و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک نیز از گسیختگی سنگهای دیوریتی و دایکهای آندزیتی - داسیتی بوجود آمده‌اند. آنکلاوهای مافیک دارای حاشیه‌های اندکی تا کاملاً گرد شده هستند که حاکی از طبیعت نسبتاً گرم آنها در هنگام جایگزینی توده گرانیتی است. در محل تماس توده گرانیتوئیدی با دگرگونه‌های میزبان، آندالوزیت هورنفلس، سیلیمانیت هورنفلس، کاردیریت هورنفلس و اسکارنهای حاوی گارنت (گرسولار)، ولاستونیت و دیوپسید مشاهده می‌شود.

در دیاگرامهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی، سنگهای گرانیتوئیدی منطقه در محدوده‌های گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت واقع شده‌اند. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل سیلیس حاکی از وجود دو مجموعه جداگانه شامل دیوریتها - کوارتز دیوریتها - دایکهای آندزیتی - داسیتی و گرانیتهاست. اما هرکدام از مجموعه‌ها یک طیف ترکیبی پیوسته را تشکیل می‌دهند. این امر حاکی از دوگانه بودن ماگماتیسم است و با توجه به شواهد صحرایی دوزمانه بودن آن نیز محرز می‌باشد. دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت نمونه‌ها، حاکی از غنی شدگی آنها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک همچون Rb, Ba, Th, U, K, La, Sr و تهی شدگی آنها از عناصر سازگار و کمیاب سنگین همچون Ta, Nb, Ti, Y می‌باشد. اگر چه دیوریتها نیز از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک تا حدودی غنی شده اند ولی در مقایسه با گرانیتها غنی شدگی کمتری نشان می‌دهند. غنی شدگی گرانیتها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی شدگی آنها از عناصر سازگار و کمیاب سنگین حاکی از منشأ پوسته ای آنها و عکس این روند در دیوریتها حاکی از منشأ گوشته‌ای آنهاست. گرانیتها و گرانودیوریتها مورد مطالعه دارای طبیعت پرآلومین و دیوریتها دارای طبیعت متآلومین هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی و پترولوژیکی نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی چشمه بید در مجموع دارای ماهیت کالکوالکان و از نوع گرانیتوئیدهای VAG و CAG می‌باشد. بخشهایی از این توده در مراحل پایانی جایگزینی خود تحت تاثیر سیالات گرمایی قرار گرفته و زونهای دگرسانی آرژیلیتی و سیلیسی به همراه اندیس‌هایی از طلا و استینیت در آن بوجود آمده است.

کلمات کلیدی: پترولوژی، ژئوشیمی، توده گرانیتوئیدی، چشمه بید، زاهدان.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف	تشکر و قدردانی
ب	چکیده
ج، د، ه	فهرست مطالب
و	فهرست جداول
ز، ح	فهرست اشکال و تابلوها

فصل اول - کلیات

۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی
۴	۱-۲- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۴	۱-۳- ژئومورفولوژی
۴	۱-۴- مطالعات قبلی
۷	۱-۵- هدف کلی از مطالعه
۷	۱-۶- روشهای مطالعاتی

فصل دوم - زمین شناسی عمومی منطقه

۱۰	۲-۱- مقدمه
۱۲	۲-۲- واحدهای ساختاری منطقه مورد مطالعه
۱۲	۲-۲-۱- واحد فلیشی
۱۴	۲-۲-۲- واحد گرانیتوئیدی زاهدان
۲۱	۲-۲-۳- واحدهای سنگی - آبرفتی کواترنر
۲۱	۲-۳- زمین شناسی ساختمانی
۲۲	۲-۳-۱- شکستگی ها و گسلها
۲۲	الف - روندهای شمال غربی - جنوب شرقی
۲۲	ب - روندهای شمالی - جنوبی
۲۳	ج - روندهای N170
۲۳	د - روندهای گسلی N100 تا N110
۲۴	ه - روندهای گسلی N20
۲۵	و - روندهای گسلی N100 و N20
۲۵	ز - روندهای گسلی N100
۲۵	ح - روندهای تقریباً شرقی - غربی

فصل سوم - پتروگرافی

۲۸ ۱-۳ مقدمه
۲۸ ۲-۳ طبقه بندی مودال سنگهای آذرین
۳۱ ۳-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی گرانیت‌های معمولی (مونزوگرانیت - سینوگرانیت)
۳۴ ۱-۳-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی آپلیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها
۳۹ ۲-۳-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی پگماتیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها
۴۲ ۴-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی گرانودیوریت‌ها
۵۳ ۱-۴-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی آپلیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها
۵۷ ۲-۴-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی پگماتیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها
۶۱ ۵-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها
۶۵ ۶-۳ پتروگرافی و سنگ‌شناسی آنکلاوها
۶۵ ۱-۶-۳ آنکلاوهای مشتق شده از سنگهای دگرگونی
۶۵ ۲-۶-۳ آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک

فصل چهارم - ژئوشیمی و پترولوژی

۷۳ ۱-۴ مقدمه
۷۴ ۲-۴ آماده‌سازی و تصحیح داده‌های تجزیه‌های شیمیایی
۷۷ ۳-۴ استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی
۷۸ الف- طبقه‌بندی براساس ترکیب نورماتیو
۷۹ ب- طبقه بندی شیمیایی
 ۲-۳-۴ استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در
۸۲ بررسی روندهای تغییرات آنها
۸۲ الف - بررسی روندهای تغییرات عناصر اصلی در گرانیتوئیدها
۸۵ ب - بررسی روندهای تغییرات عناصر اصلی در دایکهای آندزیتی - داسیتی
 ۳-۳-۴ استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی در بررسی تغییرات برخی از عناصر فرعی و
۸۷ خاکی نادر
۹۰ ۴-۳-۴ نمایش داده‌های عناصر کمیاب بصورت نمودارهای عنکبوتی
۹۰ الف - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت
۹۱ ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته
۹۳ ج - نمودار مقایسه‌ای
۹۶ ۴-۴ پترولوژی
۹۶ ۱-۴-۴ سری ماگمایی
۹۹ ۲-۴-۴ درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید

فصل پنجم - منشأ و محیط تکتونیکی

۱۰۲ ۱-۵ مقدمه
۱۰۲ ۲-۵ تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیت‌ها
۱۰۴ ۳-۵ معیارهای لازم برای تشخیص گرانیت‌های نوع I و S
۱۰۴ ۱-۳-۵ معیارهای صحرایی
۱۰۵ ۲-۳-۵ معیارهای سنگ‌شناسی
۱۰۶ ۳-۳-۵ معیارهای شیمیایی
۱۱۴ ۴-۵ دیاگرام‌های استفاده شده جهت تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و S
۱۱۴ ۱-۴-۵ نمودار A/CNK در مقابل SiO_2
۱۱۴ ۲-۴-۵ نمودار CaO در مقابل FeO
۱۱۴ ۳-۴-۵ نمودار Na_2O+K_2O/CaO در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$
۱۱۶ ۵-۵ رده‌بندی گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید براساس محیط تکتونیکی
 ۱-۵-۵ نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها بر پایه استفاده از
۱۱۶ عناصر اصلی
 ۲-۵-۵ نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها بر پایه استفاده از
۱۲۲ عناصر کمیاب
۱۳۰ ۶-۵ نتیجه گیری

فهرست منابع

۱۳۳ الف - منابع فارسی
۱۳۶ ب - منابع لاتین

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۲۹	جدول ۳-۱- نتایج آنالیز مودال ۱۰ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید
۷۳	جدول ۴-۱- مختصات دقیق نمونه‌های برداشت شده توسط GPS
۷۶	جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه
۹۴	جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Seria Nevada
۱۰۴	جدول ۵-۱- معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع S و I
۱۰۵	جدول ۵-۲- معیارهای کانی‌شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع S و I
۱۰۶	جدول ۵-۳- ویژگیهای شیمیایی گرانیت‌های نوع S و I
۱۰۷	جدول ۵-۴- ویژگیهای صحرایی، کانی‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
۱۱۳	جدول ۵-۵- ویژگیهای عمده انواع گرانیتوئیدهای وابسته به محیطهای کوهزایی (اوروژنیک)، با گرانیتوئیدهای مورد مطالعه
۱۲۱	جدول ۵-۶- مقایسه ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با انواع گرانیتوئیدهای CCG و IAG, CAG

فهرست اشکال و تابلوها

صفحه	عنوان
۳	شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه
۸	شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در مقیاس ۱:۱۲۰۰۰۰
۱۱	شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن
۱۳	شکل ۲-۲- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان
۲۴	شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده جنوب شرق ایران
۳۰	شکل ۱-۳- نمودار مودال اشتريکایزن
۷۸	شکل ۱-۴- نمودار مثلثی An-Ab-Or جهت تعیین موقعیت ترکیبی سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید
۸۰	شکل ۲-۴- رده‌بندی شیمیایی کاکس و همکاران
۸۱	شکل ۳-۴- رده‌بندی شیمیایی دبون و لوفور
۸۱	شکل ۴-۴- رده‌بندی شیمیایی میدلموست
۸۴	شکل ۵-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس (گرانیتوئیدها)
۸۶	شکل ۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس (دایکها)
۸۸	شکل ۷-۴- نمودارهای هارکر نشان دهنده تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل سیلیس
۸۹	شکل ۸-۴- نمودارهای هارکر نشان دهنده تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل سیلیس
۹۲	شکل ۹-۴- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت برای نمونه‌های مورد مطالعه
۹۲	شکل ۱۰-۴- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته برای نمونه‌های مورد مطالعه
۹۵	شکل ۱۱-۴- مقایسه دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت باتولیت Seria Nevada با نمونه‌های مورد مطالعه
۹۵	شکل ۱۲-۴- مقایسه دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته باتولیت Seria Nevada با نمونه‌های مورد مطالعه
۹۷	شکل ۱۳-۴- دیاگرام مجموع آلکان در مقابل سیلیس
۹۷	شکل ۱۴-۴- دیاگرام AFM ویلسون
۹۸	شکل ۱۵-۴- دیاگرام FeO / MgO در مقابل SiO ₂
۱۰۰	شکل ۱۶-۴- دیاگرامهای تفکیک کننده سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس درجه اشباع آلومین
۱۱۱	شکل ۱-۵- چهار مرحله ایده‌آل برای بیان فرایندهای درگیر در پتروژنز گرانیتوئیدهای هیبرید

۱۱۲ آنها	شکل ۵-۲- یک الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی
۱۱۵	شکل ۵-۳- دیاگرامهای متمایز کننده گرانیتوئیدهای نوع I و S
۱۱۸	شکل ۵-۴- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی
۱۲۰	شکل ۵-۵- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر پایه عناصر اصلی
۱۲۴	شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر پایه عناصر فرعی
۱۲۵	شکل ۵-۷- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی، بر اساس نسبت Rb/Zr در مقابل SiO_2
۱۲۷	شکل ۵-۸- موقعیت ژئودینامیکی مرکز و جنوب شرق ایران در اواخر کرتاسه - اوایل پالئوسن
۱۲۸	شکل ۵-۹- مدل پیشنهادی تیروول و همکاران، برای فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان
۱۲۹	شکل ۵-۱۰- فرایند از دست دادن آب و تولید ماگما بر طبق ساختمان حرارتی گوشته گرم و پوسته سرد

تابلوها

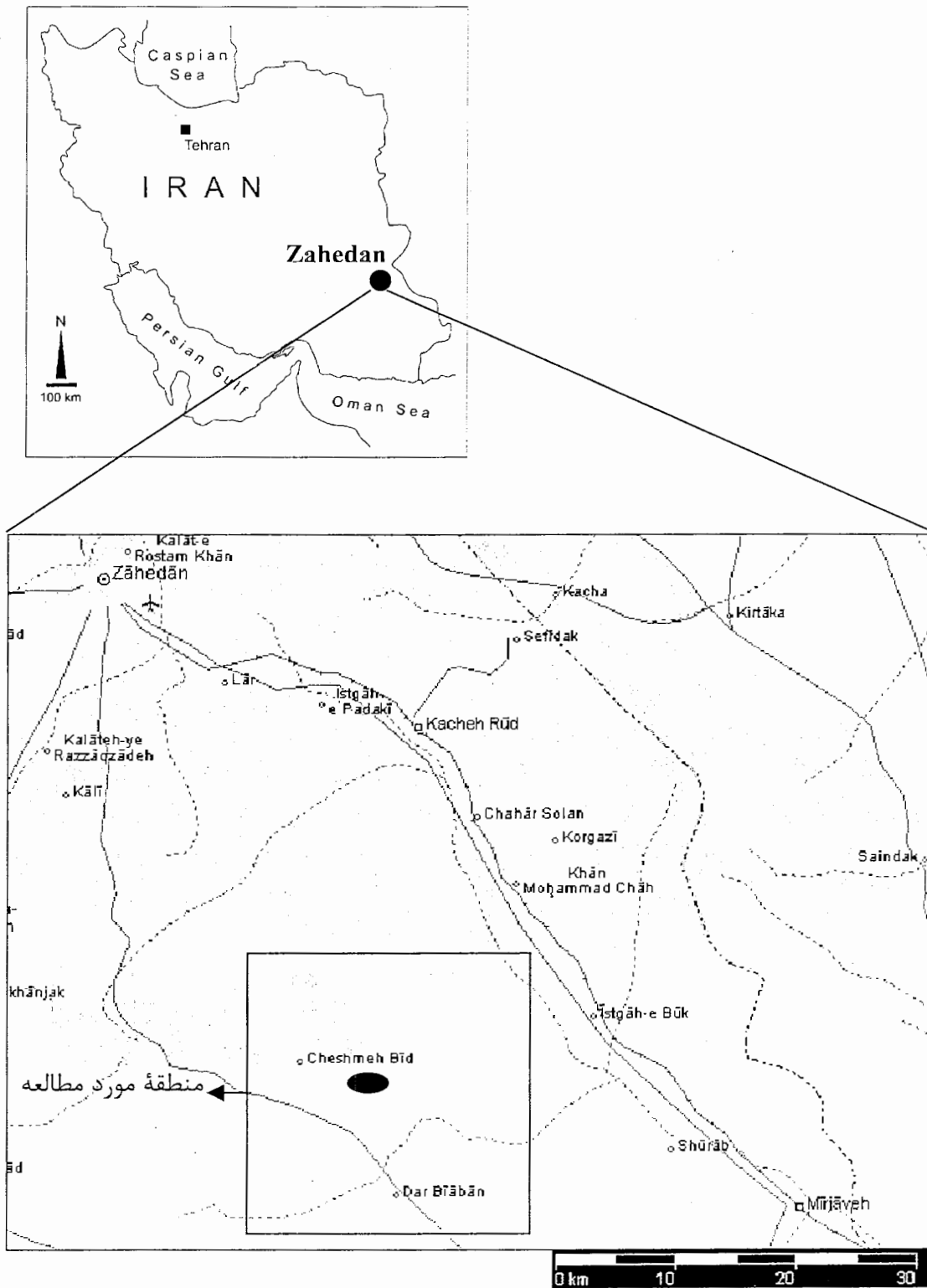
۱۷	تابلوی ۲-۱
۲۰	تابلوی ۲-۲
۳۶	تابلوی ۳-۱
۳۸	تابلوی ۳-۲
۴۱	تابلوی ۳-۳
۴۵	تابلوی ۳-۴
۴۸	تابلوی ۳-۵
۵۲	تابلوی ۳-۶
۵۶	تابلوی ۳-۷
۶۰	تابلوی ۳-۸
۶۴	تابلوی ۳-۹
۶۷	تابلوی ۳-۱۰
۷۱	تابلوی ۳-۱۱

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی

منطقه مورد مطالعه در جنوب - جنوب شرق شهر زاهدان (مرکز استان سیستان و بلوچستان) بین طولهای جغرافیایی "۲۱' ۵۳" ۶۰° الی "۱۷' ۰۰" ۶۱° شرقی و عرضهای جغرافیایی "۴۵' ۲۹° الی "۱۵' ۱۸" ۲۹° شمالی واقع شده است. دسترسی به این منطقه از طریق راههای آسفalte زاهدان - خاش و زاهدان - میرجاوه امکان پذیر است. تعداد زیادی راههای فرعی آسفalte، شنی و خاکی دیگر نیز وجود دارد که دسترسی به بخشهای داخلی منطقه مزبور را میسر می سازد (شکل ۱-۱). در منطقه مورد مطالعه روستاهای چشمه بید، درگیابان، توزگی، توحیدآباد، حکیم آباد، کوچکی و کاشی قرار دارند، که راههای ارتباطی کلیه این روستاها خاکی درجه ۲ می باشد.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و نقشه راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.

روستای چشمه‌بید



۲-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

به طور کلی استان سیستان و بلوچستان یکی از خشک‌ترین و کم باران‌ترین استانهای کشور محسوب می‌شود که اختلاف درجه حرارت آن بین حداکثر ۳۲ درجه سانتیگراد و حداقل ۱۴ درجه سانتیگراد متغیر می‌باشد. منطقه مورد مطالعه بین اقلیم بیابانی تا نیمه بیابانی قرار می‌گیرد، نزولات جوی آن اندک و غالباً به صورت رگبارهای شدید می‌باشد.

این منطقه فقیر از پوشش گیاهی است، به همین دلیل تعداد کمی روستا با جمعیت بسیار کم و به طور پراکنده در این منطقه یافت می‌شود. با توجه به شرایط آب و هوایی منطقه، تقریباً در تمامی طول سال انجام کارهای صحرایی امکان‌پذیر است، اما عواملی از قبیل گرمای تابستان، بادهای ۱۲۰ روزه سیستان و سرمای خشک زمستان سرعت انجام کار را کاهش می‌دهند.

۳-۱- ژئومورفولوژی

این منطقه دارای مورفولوژی بسیار متنوع متشکل از دشتهای پست کم ارتفاع تا کوههای نسبتاً مرتفع می‌باشد. در فواصل بین مناطق مرتفع، دشتهای پست و کم ارتفاع کوچک و بزرگی وجود دارد که روستاها و فعالیت‌های کشاورزی و اقتصادی عمدتاً در این نقاط تمرکز یافته است. در مناطق پست تعدادی رودخانه و آبراهه فصلی وجود دارد، که در بعضی از سالها و فصلها آب در آنها جریان دارد. مناطق دگرگونی که از قابلیت فرسایش بیشتری برخوردار هستند، دارای کوههای کم ارتفاع تری می‌باشند و مورفولوژی ملایم‌تری دارند.

۴-۱- مطالعات قبلی

به طور کلی در ارتباط با این منطقه مطالعات معدودی صورت گرفته است. مطالعات انجام شده به چند مورد تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی کوچک مقیاس، بزرگ مقیاس و چند مورد پروژه‌هایی معطوف می‌شود که به منظور شناخت پتانسیلهای معدنی در این منطقه صورت گرفته است. با این وجود مطالعات انجام شده قبلی عبارتند از:

- ایتال کنسولت (۱۹۶۰-۱۹۵۹)، طرح سازماندهی، توسعه اجتماعی - اقتصادی ناحیه جنوب شرق ایران.
- تخشا و همکاران (۱۳۶۵-۱۳۶۲)، گزارش پی جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان، انتشارات سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۶۷)، گزارش عملیات طرح پتانسیل یابی مواد معدنی و تهیه دفترچه مشخصات معادن استان سیستان و بلوچستان در سالهای ۱۳۶۰ تا ۱۳۶۶.
- یوسفی (۱۳۶۷)، نقشه شدت کل مغناطیسی (۶ برگه)، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقاباتی (۱۳۷۰)، نقشه سنگهای ماگمایی ایران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۷۰)، گزارش وضع معادن استان سیستان و بلوچستان در سال ۱۳۷۰.
- سامانی، بهرام و اشتری، شادی (۱۳۷۱)، تکوین زمین شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۴، صفحات ۱۴ تا ۲۵.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۷۳)، سیمای معادن استان سیستان و بلوچستان.
- موسسه تحقیقات علوم و فنون زمین (۱۳۷۵)، گزارش مقدماتی پروژه متالورژی استان سیستان و بلوچستان (مبتنی بر کارهای انجام شده قبلی).
- صاحب زاده، بهروز (۱۳۷۷)، پترولوژی و جایگاه تکتونیکی باتولیت لوچان (بخشی از گرانیتوئیدهای زاهدان) رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- موسسه تحقیقات علوم و فنون زمین (۱۳۷۷)، بررسی های متالورژی استان سیستان و بلوچستان.

- کپتین (۱۸۴۶)، گزارش زمین‌شناسی تپه‌های بلوچستان که در مجله زمین‌شناسی لندن جلد ۲ به چاپ رسیده است.

- گریفیس و همکاران (۱۹۷۸)، گزارش مقدماتی شناسایی اندیسه‌های معدنی شرق ایران.

- کمپ و گریفیس (۱۹۸۲)، ویژگیها، ژنز و جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین جوش خورده سیستان که در شماره ۱۵ مجله لیتوس منتشر شده است.

- گریفیس (۱۹۸۳)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میرجاوه، انتشارات سازمان اکتشافات معدنی و زمین‌شناسی کشور.

- تیروول و همکاران (۱۹۸۳)، زون جوش خورده سیستان در شرق ایران که در مجله سازمان زمین‌شناسی آمریکا به چاپ رسیده است.

- بربریان (۱۹۸۳)، نقشه زمین‌شناسی زاهدان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

- قرشی (۱۹۸۵)، عملکرد گسلهای سنوزوئیک پایانی در جنوب شرق ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

- بهروزی (۱۹۹۳)، نقشه زمین‌شناسی زاهدان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

- بلوو (۱۹۹۷)، گزارش مقدماتی تفسیر تصاویر ماهواره ای استان سیستان و بلوچستان، گزارش داخلی موسسه تحقیقات علوم و فنون.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف آنتیموان سفید، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف مس خیرآباد، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف تراورتن خیرآباد، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.

- تیوای، محمدجعفر (۱۳۸۱)، پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای تیره فراوان در جنوب غرب زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.
- کاوش کانسار (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف و شناسایی مواد معدنی در جنوب زاهدان، مشتمل بر زمین شناسی، ژئوشیمی و داده های حاصل از آنالیز نمونه ها به روشهای مختلف.
- صادقیان (۱۳۸۳)، ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جاگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، رساله دوره دکتری زمین شناسی (گرایش پترولوژی)، دانشگاه تهران.

۱-۵ - هدف کلی از مطالعه

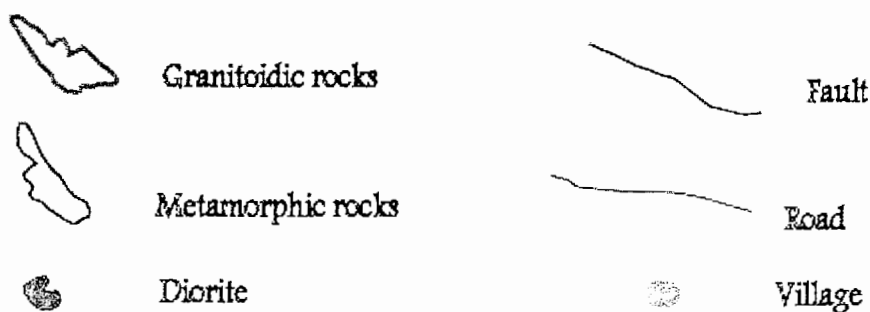
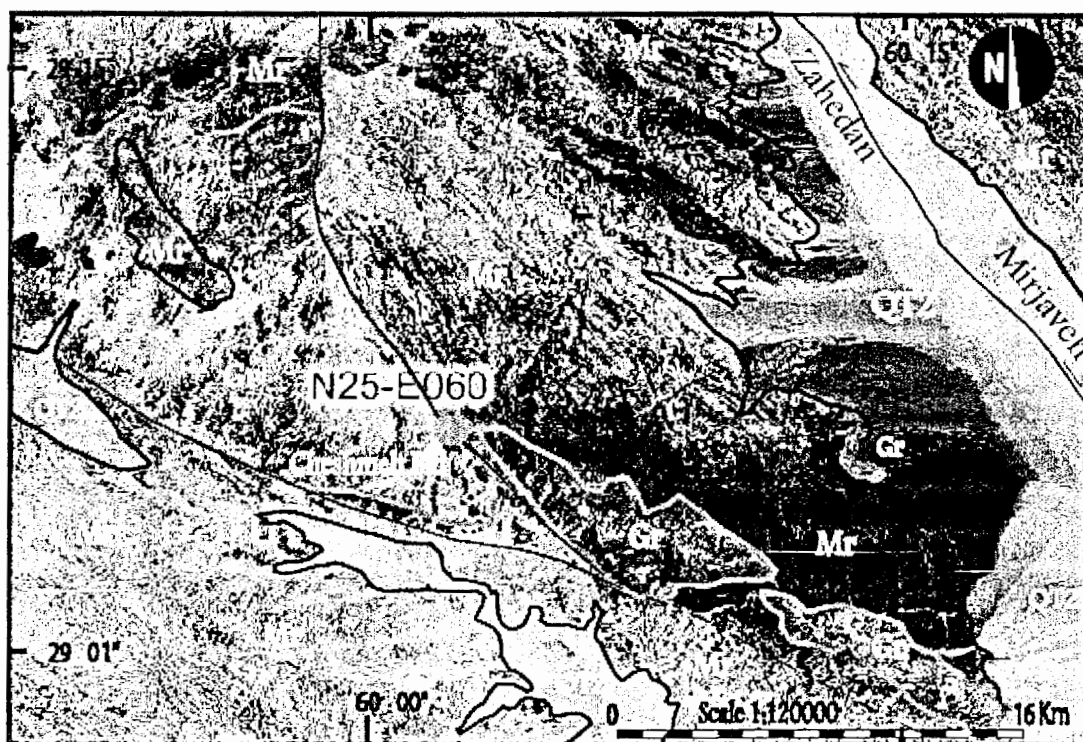
نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان یکی از ویژگیهای بارز و شاخص زمین شناسی جنوب شرق ایران می باشد. گرانیتوئیدهای منطقه چشمه بید که در جنوب شرق این نوار گرانیتوئیدی قرار دارند، تاکنون از نظر پترولوژیکی و ژئوشیمیایی کمتر مورد توجه قرار گرفته اند. مطالعات معدودی که قبلاً صورت گرفته، بیشتر به تهیه نقشه های زمین شناسی و یا پروژهای با هدف شناخت پتانسیل های معدنی فلزی و غیر فلزی، معطوف گردیده است، لذا انجام این رساله می تواند ما را در رسیدن به اهداف ذکر شده یاری نماید.

۱-۶- روشهای مطالعاتی

به منظور انجام این مطالعه ابتدا عکسهای هوایی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، نقشه های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰، نقشه های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، نقشه راههای ارتباطی و اطلاعات ماهواره ای منطقه تهیه گردید، سپس مطالعات کتابخانه ای راجع به منطقه مورد مطالعه انجام شد. مطالعات صحرایی منطقه در آذر و دی ۸۲ و مرداد ۸۳ انجام پذیرفت. طی مطالعات صحرایی منطقه، از همه رخنمونهای موجود، نمونه برداری انجام پذیرفت و به کمک GPS مختصات محل برداشت آنها مشخص گردید.

از نمونه‌های برداشت شده مقطع نازک تهیه شد و پس از انجام مطالعات پتروگرافی ۱۰ نمونه از سنگ کل جهت تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی Actlab در کانادا مورد تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS قرار گرفتند.

تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در مقیاس ۱:۱۲۰۰۰۰، از سایت Earth sat تهیه و پس از تفکیک واحدهای مختلف زمین‌شناسی بر روی آن، در شکل (۱-۲) به تصویر کشیده شده است.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در مقیاس ۱:۱۲۰۰۰۰.

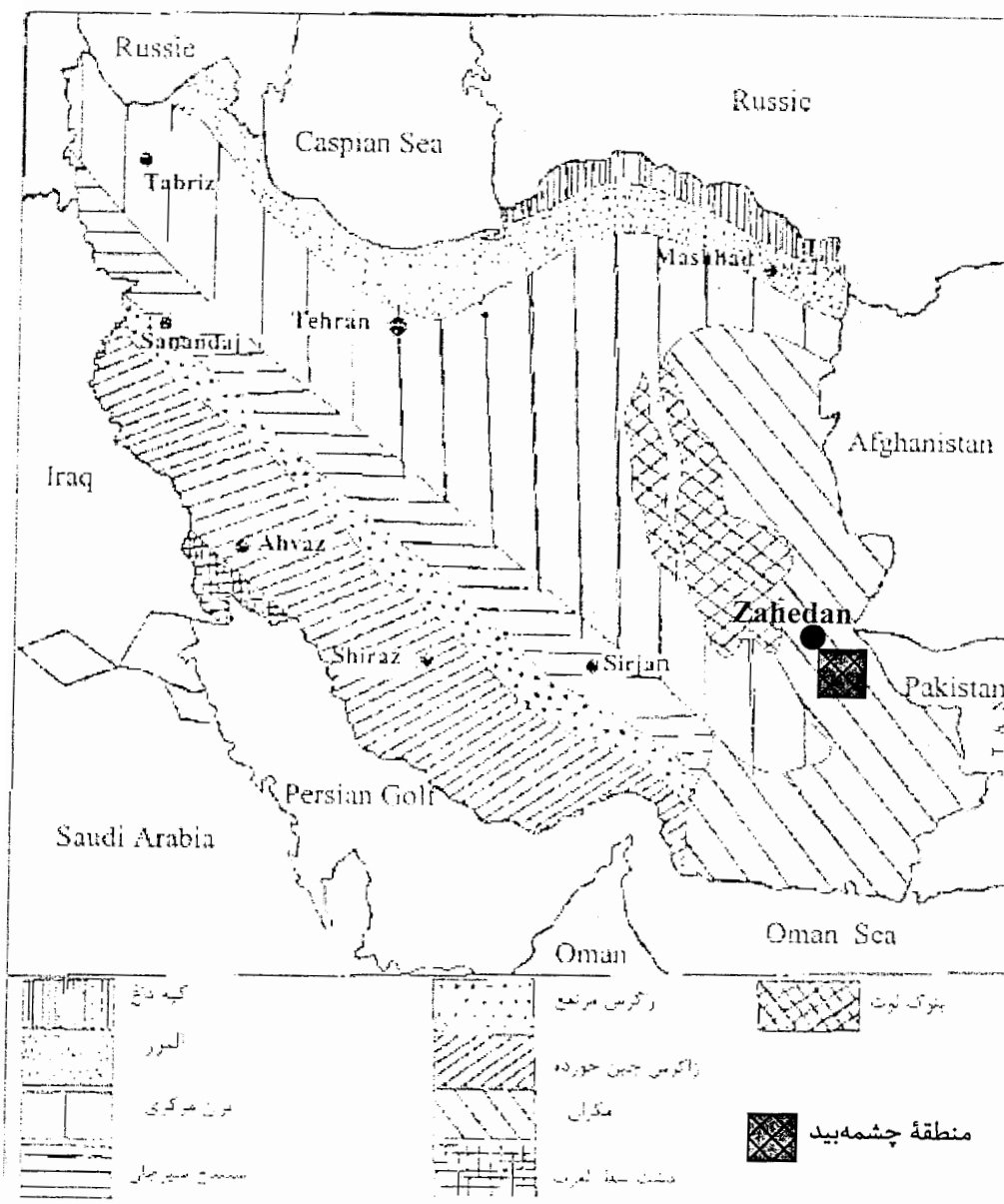
فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه

استان سیستان و بلوچستان بخشی از نوار کوهزایی آلپ هیمالایا را شامل می‌شود، این سرزمین برمبنای واحدهای ساختاری، تکتونیکی، ماگماتیسم، متامورفیسم و غیره، به پهنه‌ها و زیر پهنه‌هایی شامل پهنه لوت - بزمان، پهنه سیستان و پهنه مکران تقسیم می‌شود. پهنه ساختاری مکران در جنوب استان سیستان و بلوچستان با روند تقریباً شرقی - غربی تا مرز پاکستان ادامه دارد که منطقه مورد مطالعه در این بخش از زون مکران واقع شده است (شکل ۱-۲)، و ادامه غربی آن در استان هرمزگان به واسطه زون گسلی میناب یا زندان از پهنه ساختاری زاگرس جدا می‌شود. ادامه شرقی پهنه مکران را گسل چمن در پاکستان قطع می‌کند. مرز شمالی پهنه مکران، پهنه سیستان و گودال جازموریان است. فرو رفتگی جازموریان حوضه جوانی است، انباشته از نهشته‌های اواخر سنوزوئیک که جدا کننده پهنه لوت - بزمان و مکران است (موسسه تحقیقات علوم و فنون زمین، ۱۳۷۷).

در پی مطالعات گسترده زمین شناسی که در ناحیه مکران صورت گرفته، دیدگاه‌های جدید و تعیین کننده‌ای در دیدگاه زمین شناسان مطرح گردیده است که ما را در شناخت بیشتر این پهنه و ارزیابی تکوین ساختاری آن یاری می‌دهد.



شکل ۱-۲- نقشه واحدهای ساختاری ایران (اشتوکلین، ۱۹۷۲) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در آن.

۲-۲- واحدهای ساختاری منطقه مورد مطالعه

به طور کلی واحدهای ساختاری منطقه مورد مطالعه از قدیم به جدید عبارتند از:

۲-۲-۱- واحد فلیشی

گسترده‌ترین واحد سنگی دربر گیرنده گرانیتوئیدهای زاهدان، واحد فلیشی به سن ائوسن می‌باشد که در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان با نماد EF_2 مشخص شده است (شکل ۲-۲). این واحد طیف وسیعی از رسوبات فلیشی با تناوبی از شیل، ماسه‌سنگ، سیلتستون، کنگلومرا، مارن، آهک‌نومولیتی کرم تا سبز رنگ و گهگاه میان لایه‌هایی از سنگهای آتشفشانی حدواسط تا بازیک را شامل می‌شود. این واحد از گسترش قابل توجهی برخوردار است و روند کلی آن شمال غرب - جنوب شرق می‌باشد. این مجموعه، دگرگونی ناحیه‌ای گسترده‌ای را متحمل شده است و درجه دگرگونی ناحیه‌ای آن در حد رخساره شیست‌سبز و رخساره آمفیبولیت تحتانی می‌باشد. این مجموعه، ماسه‌سنگها، سیلتستونها و آهکهای تجدید تبلور یافته، اسلیت‌ها، فیلیت‌ها، میکاشیست‌ها، گارنت میکاشیست‌ها و سنگهای آتشفشانی حدواسط تا بازیک دگرگون شده را شامل می‌شود (بربریان، ۱۹۸۳). در بعضی لایه‌های کربناته این واحد که دگرگونی کمتری را متحمل شده‌اند میکروفسیل‌های زیادی یافت می‌شود که شاخص دوره ائوسن می‌باشند. با توجه به شرح حاشیه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زاهدان مجموعه میکروفسیل‌های زیر در این سنگها شناسایی شده‌اند:

Alveolina(*Glomoalveolina*) *sp*, *Alveolina sp*, *Assilina leymerei*, *Assilina sp*, *Assilina pustulosa*, *Discocyclina sp*, *Flusculia sp*, *Nummulites aturicus*, *Nummulites incrassatus*, *Nummulites sp*, *Operculina sp*.

با توجه به این میکروفسیلها و سن‌هایی که از آنها استنباط می‌شود، سن مجموعه رسوبی فلیشی پالئوسن - ائوسن می‌باشد، منتهی در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ زاهدان، به طور کلی بیشتر بر دوره سنی ائوسن تاکید گردیده است (بربریان، ۱۹۸۳ و بهروزی، ۱۹۹۳).

شواهد سنی و چینه‌شناسی ارائه شده توسط بربریان (۱۹۸۳) و یافت شدن میکروفسیلهای شاخص ائوسن میانی، همه مبین آن است که سن سنگهای میزبان توده گرانیتوئیدی زاهدان، پالتوسن - ائوسن (غالباً ائوسن) می‌باشد. سنگهای فلیشی سپس بر اثر تنش‌های وارده به آنها، مجموعه متنوعی از ساخت‌های زمین‌شناسی نظیر تاقدیس و ناودیس را به نمایش گذاشته‌اند. ساخت‌های ریز مقیاس نظیر چین‌های کوچک مقیاس، کینک باند و... نیز در این سنگها مشاهده می‌شود. گسل‌های کوچک و بزرگی نیز در این مجموعه مشاهده می‌شود، که گسل‌های تراستی دارای امتداد NW-SE می‌باشند و شیب آنها به سمت شمال‌شرق است و گسل‌هایی که دارای امتداد NE-SW هستند در درجه دوم اهمیت قرار می‌گیرند.

۲-۲-۲- واحد گرانیتوئیدی زاهدان

با توجه به تعیین سن‌های معدودی که از گرانیتوئیدهای زاهدان در دسترس است (۳۲ میلیون سال، کمپ و گریفیس، ۱۹۸۲)، می‌توان نتیجه گرفت که آنها در آغاز الیگوسن تشکیل و جایگزین گردیده‌اند. بحث مربوط به سنگ‌شناسی آنها در فصل‌های بعدی بطور مفصل ارائه خواهد شد. جایگزینی این گرانیتوئیدها در بین سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای باعث گردیده است که سنگهای دگرگونی ناحیه‌ای در محدوده وسیعی تحت تأثیر دگرگونی مجاورتی قرار گیرند و طیف متنوعی از سنگهای دگرگونی مجاورتی را به وجود آورند که عبارتند از:

۱- آندالوزیت هورنفلس، ۲- سیلیمانیت هورنفلس، ۳- کردیریت هورنفلس، ۴- کالک‌سیلیکاتها یا مرم‌های گروسولار و ولاستونیت‌دار (صادقیان، ۱۳۸۳).

گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه دارای روند کلی شمال‌غرب - جنوب‌شرق هستند. مشاهدات صحرائی که در بیش از ۵۰ ایستگاه در این منطقه صورت گرفت نشان داد که بخش عمده منطقه مورد مطالعه را گرانیت‌های معمولی (سینوگرانیتها و مونزوگرانیتها) به خود اختصاص می‌دهند. این گرانیتها بخش انتهایی جنوب شرق و بخش‌های حاشیه‌ای توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند و ارتباط تنگاتنگی با سنگهای دگرگونی دارند (تابلوی ۱-۲- شکل الف).

در مجاورت گرانیت‌های معمولی، سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای متحمل دگرگونی مجاورتی گردیده‌اند و در آنها کانیهای شاخص دگرگونی مجاورتی نظیر آندالوزیت، کلدیریت و سیلیمانیت تشکیل گردیده است. در واحدهای آهکی دگرگون شده تشکیل کانیهای گرسولار، دیوپسید و ولاستونیت نیز از جمله شاخص‌های دگرگونی مجاورتی در این منطقه می‌باشد. رخنمونهای آهکی دگرگون شده نیز در شرق روستای چشمه‌بید، جنوب شرق روستای چشمه‌بید و جنوب روستای زراگی دیده می‌شوند. گرانیت‌های معمولی حاوی مقادیر قابل توجهی آنکلاوهای دگرگونی با ترکیب سنگ‌شناسی متنوع می‌باشند. ولی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانیت‌های معمولی حضور ندارند. این گرانیتها در قسمت‌های حاشیه‌ای و مناطق نزدیک به گسلها دگر شکلی قابل ملاحظه‌ای را متحمل گردیده‌اند که منظره‌ای شبه گنیسی به آنها بخشیده است و در ضمن بعضی اوقات در اثر جدایش موضعی نوارهای تیره و روشن نشان می‌دهند (تابلوی ۱-۲- شکل ب). مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که گاهی این گرانیتها با شیب کم در بین سنگ‌های دگرگونی تزریق گردیده‌اند و در نتیجه به نظر می‌رسد بین ذوب سنگ‌های میکاشیستی و تشکیل گرانیت‌های معمولی رابطه‌ای منطقی وجود داشته باشد. حضور آنکلاوهای گارنت‌دار در معدن گرانیت بوگ می‌تواند شهادی بر این ادعا باشد (تابلوی ۱-۲- شکل ج).

پس از گرانیت‌های معمولی، دیوریتها و گرانودیوریتها عمده‌ترین واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌باشند. دیوریتها در امتداد دره تنگه ندام به طور پراکنده رخنمون دارند و حداکثر وسعت آنها به ۱ تا ۲ کیلومتر مربع می‌رسد (تابلوی ۱-۲- شکل د). این سنگها شواهد بارزی از گسیختگی و اختلاط ماگمایی نشان می‌دهند، که به صورت لخته‌های بیوتیت و هونبلند قابل مشاهده است (تابلوی ۲-۲- شکل الف). همچنین شواهدی از فلدسپات‌زایی به صورت لکه‌های سفید رنگ بر روی دیوریتها مشاهده می‌شود.

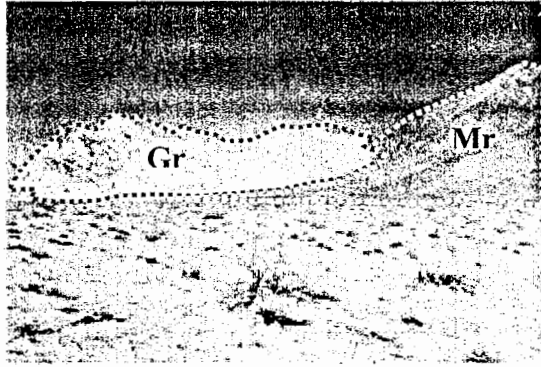
تابلوی ۱-۲ :

شکل الف : تصویری از کنتاکت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با سنگهای دگرگونی.

شکل ب : تصویری از نوارهای تیره و روشن، در گرانیت‌های معمولی (در اثر جدایش موضعی).

شکل ج : آنکلاوهای گارنت‌دار موجود در گرانیت‌های معدن گرانیت بوگ.

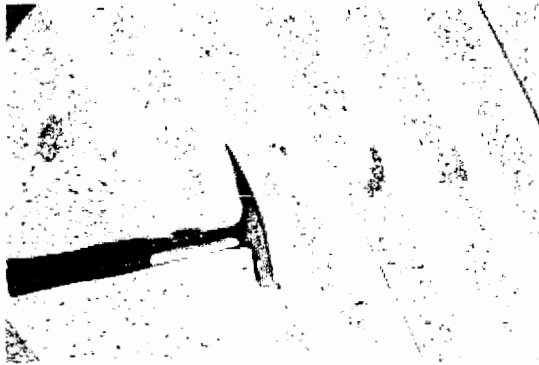
شکل د : تصویر مربوط به دیوریت‌های موجود در منطقه مورد مطالعه.



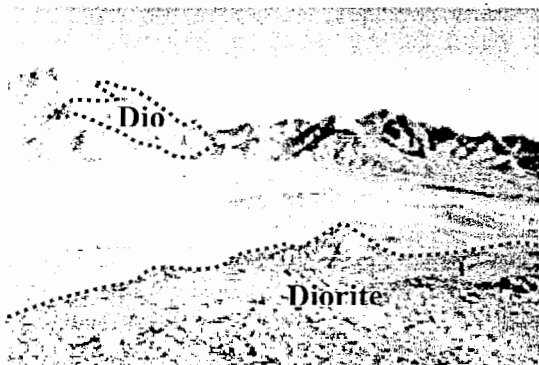
شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د

تابلوی ۱-۲

سنگهای دیوریتی ارتباط تنگاتنگی با سنگهای گرانودیوریتی نشان می‌دهند و از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی شباهت خیلی زیادی بین این دو مشاهده می‌شود، به ویژه در محل کنتاکت این دو آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اشکال و ابعاد متنوع به وفور در داخل گرانودیوریتها یافت می‌شود. گرانودیوریتها پس از گرانیت‌های معمولی عمده‌ترین سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه می‌باشند. این سنگها دارای بافت دانه متوسط با رنگ خاکستری روشن می‌باشند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک به صورت لخته‌های تیره رنگ در این سنگها حضور دارند و ابعاد آنها از مقیاس میلیمتری تا دسیمتری متغیر است (تابلوی ۲-۲- شکل ب و ج).

گرانودیوریتها از ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای از قبیل هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات‌های آلکالن تشکیل شده‌اند. حجم آنکلاوهای با ماهیت دگرگونی در این سنگها کم است و غالباً حضور آنها به محل کنتاکت آنها با سنگهای دگرگونی محدود می‌شود.

این سنگها غالباً از رنگ و استحکام خوبی برخوردارند و میتوان از آنها برای مصارف معدنی - ساختمانی استفاده نمود. در برخی نقاط نظیر جنوب غرب روستای چشمه‌بید این سنگها به طور موضعی دگرسانی آرژیلیتی قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند (تابلوی ۲-۲- شکل د)، به طوریکه در محدوده کوه درگیابان این فرایند به تشکیل کانساری از طلا و نقره منجر شده است. این کانسار در گذشته دور مورد بهره‌برداری قرار گرفته و آثار معدن‌کاری شدادی در این محل به صورت حفر تعداد زیادی ترانشه، چاهک و وجود چند دیوی ماده معدنی و مقدار قابل ملاحظه‌ای سرباره مشخص می‌گردد.

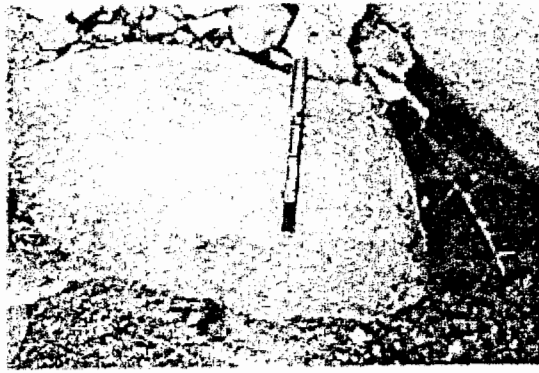
از زمان تشکیل گرانیتها تا عهد حاضر فعالیت‌های زمین‌شناسی صرفاً به صورت تعدادی رخنمونهای تراورتنی قابل مشاهده است. که در محدوده مورد مطالعه رخنمون ندارد ولی در مناطق همجوار مشاهده می‌شود.

تابلوی ۲-۲ :

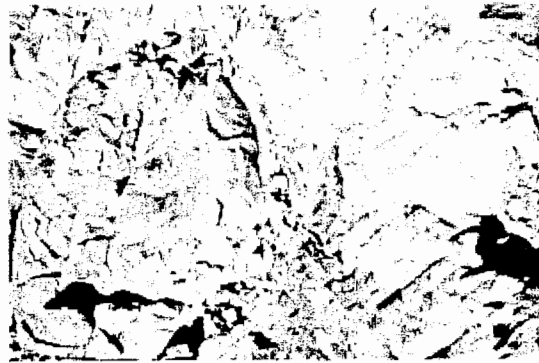
شکل الف : شواهد مربوط به اختلاط ماگمایی موجود در منطقه مورد مطالعه (لخته‌های بیوتیت و هورنبلند).

شکل‌های ب و ج : آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه.

شکل د : تصویری از دگرسانی آرژیلیتی ایجاد شده در گرانیتوئیدهای جنوب غرب روستای چشمه‌بید.



شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د

تابلوی ۲-۲

۳-۲-۲- واحدهای سنگی - آبرفتی کواترنر

این واحد طیف وسیعی از مخروط افکنه‌های قدیمی و جوان، ماسه‌های بادی و رسوبات رودخانه‌ای و آبراهه‌ای عهد حاضر را شامل می‌شود.

۳-۲- زمین شناسی ساختمانی

استان سیستان و بلوچستان بخشهایی از زون ارومیه دختر، ایران مرکزی (بلوک لوت)، زون زابل، زون فلش سیستان و زون مکران را شامل می‌شود و پهنه‌های لوت - بزمان، سیستان و مکران را در بر می‌گیرد. در محدوده این استان تنوع گسترده‌ای از سنگهای آذرین، رسوبی و دگرگونی با منشأهای مختلف وجود دارد. این سنگها نوارهای افیولیتی، نوارهای گرانیتوئیدی، نوارهای آتشفشانی و توالیهای گسترده رسوبی دگرگونی از جمله فلشهای ائوسن را شامل می‌شوند. با نگرشی بر عناصر مورفولوژی این استان مشاهده می‌شود که ارتفاعات و فرورفته‌گیهای آن از سه روند عمومی پیروی می‌کنند:

الف) روندهای شمالی - جنوبی بیشتر نواحی شمالی استان را شامل می‌شود.

ب) روندهای شمال غرب - جنوب شرق در بخشهای جنوبی سیستان، در حد واسط سراوان و ایرانشهر تا محدوده خاش قرار دارند.

ج) روندهای تقریباً شرقی - غربی که روند غالب ارتفاعات مکران داخلی و خارجی در جنوب گودال جازموریان و جنوب رودخانه ماشکیت تا سواحل دریای عمان می‌باشد.

در یک مقایسه کلی بین گسلهای استان و این روندها به خوبی منشأ مورفوتکتونیکي اشکال ناحیه و نقش ساختاری در شکل‌گیری آنها استنتاج می‌گردد. علاوه بر روندهای مورفولوژی و گسلی ذکر شده چهره مبهم ساختارهای حلقوی در نواحی تفتان و بزمان جلب توجه می‌کند، که با تحلیل دقیق عناصر ساختاری می‌توان به اهمیت در نقش ساختار گنبدی در تکوین مورفوتکتونیکي ناحیه پی برد (موسسه تحقیقات علوم زمین، ۱۳۷۷).

۲-۳-۱- شکستگی ها و گسلها

شکستگی‌ها به ویژه گسلها از عناصر ساختاری عمده هستند، لذا شناسایی آنها شناخت ما را نسبت به درک و فهم سایر پدیده‌های زمین شناسی آسان می‌سازد.

نقشه زمین‌شناسی ساده شده جنوب شرق ایران (صادقیان، ۱۳۸۳)، که در آن تمامی گسلهای مربوط به جنوب شرق ایران مشخص گردیده، در شکل (۲-۳) به تصویر کشیده شده است.

روندهای گسلی اصلی شناسایی شده در نوار گرانیوتیویدی زاهدان - سراوان عبارتند از :

الف - روندهای شمال غربی - جنوب شرقی

این روند با راستای حدود N135 از کوه آساگی تا مرز مکران ادامه دارد. این روند محور اصلی ریفت‌زایی و گسترش مجموعه‌های افیولیتی در پهنه سیستان بوده است حرکت و جابجایی این مجموعه گسلی در بسیاری اوقات به گسترش شکستگی‌های مرتبه دوم منجر شده است، این گسلها همچنین در ترکیب با جابجایی گسلهای دارای روند شمال - شمال شرق در خمیده‌گی روند افیولیتی نهبندان - ایرانشهر نقش داشته است جابجایی پلکانی این مجموعه گسلی روندی با راستای حدود N153 در محور افیولیتی نصرت آباد تا ایرانشهر بوجود آورده است که در واقع مرز شرقی حوضه کسکین، واقع در جنوب پهنه لوت - بزمان را می‌سازد.

ب - روندهای شمالی - جنوبی

سیستم گسلهای شمالی - جنوبی عامل اصلی در چرخش روندهای N135 و ایجاد اشکال شمالی - جنوبی در لوت و شرق ایران می باشد. این مجموعه گسلی با جابجایی عمومی راستالغز راست‌گرد عامل اصلی در ایجاد زونهای کششی در ترکیب با روندهای N135 می باشد. حرکت گسلهای شمالی - جنوبی، به توسعه و گسترش گسله‌هایی با روند N7 تا N13 در امتداد گسله‌های نهبندان و کهورک در مرز خاوری لوت منجر گردیده است.

جابجایی پهنه گسله نهندان که وابسته به سیستم گسستگی‌های شمالی - جنوبی است، عامل جابجایی و خمش پهنه یا پهنه‌های افیولیتی اصلی از شمال بیرجند تا تفتان و سراوان است. جابجایی کلی در راستای این پهنه گسلی بالغ بر چندین کیلومتر می‌باشد.

لازم به ذکر است که این مجموعه گسلی در آخرین مراحل و دگرشکلی خود یک گسل فشارشی همگرا با مؤلفه قابل ملاحظه راستالغز است. ترکیب این سیستم گسلی با سیستم های N135، سطوح چرخشی و پیچشی پیچیده‌تری را در بین اشکال ساختاری ناحیه به وجود می‌آورد که در بسیاری موارد پیچش و چرخش سطوح محوری چین های تحت تأثیر جابجایی این مجموعه گسلی شکل گرفته‌اند.

ج - روندهای N170

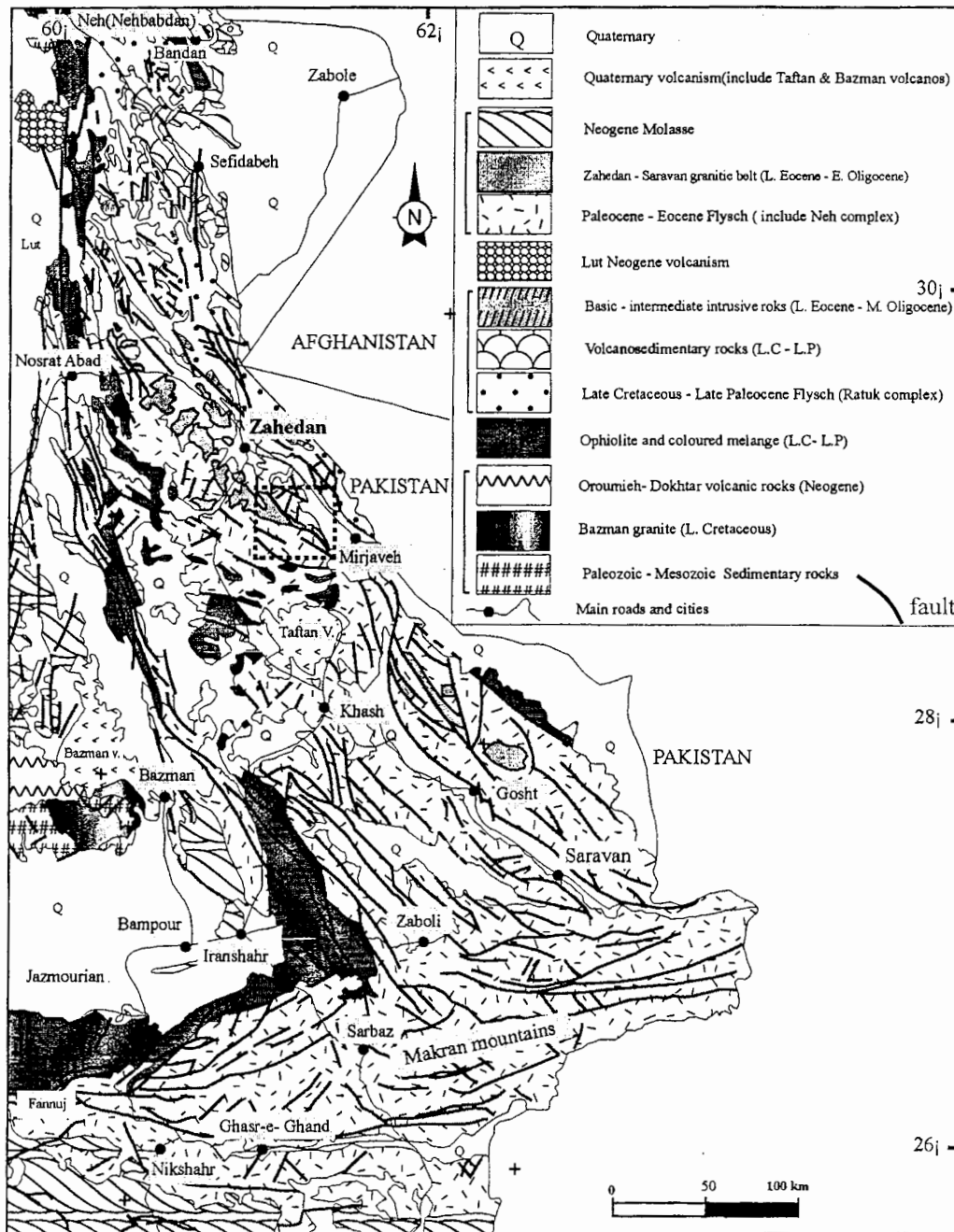
روند N170، در بین روندهای غالب پهنه سیستان و لوت - بزمان روند شاخصی به حساب می‌آید. این روند در شرق واحد تکتونیکی سفیدابه (غرب دشت زابل) و مرز شرقی حوضه فلیشی - مولاسی کسکین به چشم می‌خورد. این گسل ها با روندهای مشابه در زاگرس و ایران مرکزی مانند روند گسلهای دهشیر، زفره، میناب - زندان و دنا - کازرون، ایذه و دیگر روندها قابل مقایسه است. در هر حال، مجموعه گسلهای شمالی - جنوبی و روندهای N170، N13 و N7 در مرز بندیهای شمالی - جنوبی شرق ایران نقش اصلی را ایفا می‌کنند.

د - روندهای گسلی N100 تا N110

در محدوده پهنه سیستان مجموعه‌ای از گسلها با روند N100 تا N110 وجود دارند که مهمترین آنها، پهنه گسلی شمال تفتان است که مرز بین واحدهای تکتونیکی زاهدان و تفتان را تشکیل می‌دهد. این پهنه گسلی در انحاء یافتگی فلیشی زاهدان و باتولیت‌های همراه آن به سوی شرق ادامه دارد.

ه - روندهای گسلی N20

مهمترین این روندها، گسل مهمی است که در مرز شرقی مجموعه تفتان با روند N20 مشاهده می شود و بر روی نقشه خطواره های ماهواره ای و روندهای مورفوتکتونیک کاملاً مشخص می باشد. این گسل را گسل شرق تفتان نامیده اند.



شکل ۲-۳. نقشه زمین شناسی ساده شده جنوب شرق ایران (صادقیان، ۱۳۸۳).

و - روندهای گسلی N100 و N20

این گسلها یک مجموعه مزدوج و همزمان تلقی می‌شوند. گسل شرق تفتان نیز با جابجایی راست‌لغز موجب انحناء یافتگی روند عمومی باتولیت گرانیته و فلیش‌های سراوان به سوی شمال گردیده است. فضای محدود بین گسلهای شرق تفتان و شمال تفتان و پهنه گسلی نهبندان - ایرانشهر مجموعه‌ای از سیستمهای کششی را به وجود آورده است که عامل ساختاری کنترل کننده در شکل‌گیری گنبد یا ساختار حلقوی تفتان هستند.

ز - روندهای گسلی N100

این روندها، روندهای غالب در مرزهای شمالی و جنوبی بزمان و نیز بخشهایی از پهنه گسترده جنوب جازموریان می‌باشند. روند زیر پهنه ماگمایی در جنوب لوت نسبت به روند عمومی نوار ماگمایی ارومیه دختر چرخش چپ گردی را نشان می‌دهد که ناشی از برخورد روندهای اصلی با روندهای حاکم بر پهنه لوت می‌باشد. مورفولوژی فرورفتگی جازموریان نیز تحت تأثیر این روندها و روندهای N170 شکل گرفته است.

ح - روندهای تقریباً شرقی - غربی

این روندها، روند غالب در پهنه مکران می‌باشند و روند عمومی لوت - بزمان و سیستان را به طور شاخص قطع می‌کنند. ادامه این روندها در بلوچستان پاکستان تا گسل چین ادامه دارد. روند این گسلها به موازات خط ساحلی مکران است، این موضوع نشان می‌دهد که احتمالاً خط ساحلی منطبق بر خط تکتونیک می‌باشد. مرز پهنه جنوبی سیستان در جنوب ماشکید به وسیله گسلهایی با همین روند قطع می‌شود که ادامه آن در منتهی الیه شرقی گودال جازموریان با پهنه افیولیتی نهبندان - ایرانشهر برخورد می‌نماید. پهنه گسترش جنوب جازموریان که گستره افیولیت‌های تیپیک ناحیه می‌باشد، توسط همین سیستم گسلی مرزبندی می‌شود. این سیستم گسلی، گسلهای اصلی معکوس و تراستی را شامل می‌شود که بر روند تغییرات رخساره‌ای، رخساره‌های فلیشی و نریتی مکران انطباق دارد. شیب عمومی این گسلها به سمت شمال است و در مقیاس تکتونیک صفحه‌ای وجود گسلهای

لیستریک در منشورهای به هم افزوده فلیشی باعث گردیده است که فلس‌های فلیشی بر روی یکدیگر رانده شوند. کاهش سن نهشته‌های مکران از شمال به جنوب و محدود شدن آنها به گسل‌های اصلی می‌تواند بر جوان‌تر شدن سن تشکیل آنها به سمت سواحل جنوبی مکران دلالت نماید. برخی گسل‌های موازی این سیستم در مکران ساحلی دارای ویژگی گسل‌های ثقلی نرمال می‌باشند. به نظر می‌رسد شیب مجموعه گسل‌های مکران داخلی (گسل‌های تراستی) کمتر و شیب سیستم‌های گسلی جنوبی بیشتر و در برخی موارد نزدیک به قائم می‌باشد.

دو سیستم گسلی مزدوج امتداد لغز چپ‌گرد و راست‌گرد به طور قرینه مجموعه گسل‌های طولی مکران را قطع می‌نماید. اغلب این گسلها که نتیجه جابجایی درزه‌های مرتبط با چینها هستند، دارای ابعاد محلی بوده و در شکل‌گیری ساختار ناحیه تأثیر کمتری داشته‌اند.

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری، قسمتی از علم سنگ‌شناسی است که ضمن آن ترکیب، مشخصات و طبقه‌بندی سنگها مورد بحث قرار می‌گیرد. در این بخش نتایج بررسیهای سنگ‌نگاری سنگهای منطقه که بر اساس خصوصیات بافتی و کانی‌شناسی طبقه‌بندی شده‌اند ارائه می‌گردد. نظر به اهمیت مطالعات سنگ‌نگاری، از تمامی واحدهای آذرین منطقه نمونه‌گیری و مقطع نازک تهیه شده است. سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید در چند گروه مجزا مشتمل بر مونزوگرانیتها و سینوگرانیتها (گرانیت‌های معمولی)، گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها، دایکهای آپلیتی و پگماتیتهای مرتبط با گرانیت‌های معمولی و دایکهای آپلیتی و پگماتیتهای مرتبط با گرانودیوریت‌ها قرار می‌گیرند. با توجه به ماهیت درونی و طبیعت اسیدی این سنگها در این فصل ابتدا به طبقه‌بندی مودال آنها می‌پردازیم و سپس هر یک از گروههای اصلی آنها را به تفصیل مورد بررسی قرار می‌دهیم.

۳-۲- طبقه‌بندی مودال سنگهای آذرین

در این فصل با استفاده از روش طبقه‌بندی مودال اشتریکایزن (۱۹۷۶)، سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه طبقه‌بندی شده‌اند. در این طبقه‌بندی به کمک دستگاه شمارنده نقاط، کانیهای موجود در سنگ شمارش می‌شوند. سپس عدد شمارش شده برای هر کانی در عدد ۱۰۰ ضرب و بر مجموع کل نقاط شمارش شده تقسیم می‌شود تا درصد فراوانی هر کانی مشخص گردد. آنگاه با استفاده از دیاگرام اشتریکایزن نام سنگ تعیین می‌گردد. به منظور نامگذاری سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه به روش مودال، تعداد ۱۰ نمونه مقطع نازک از گروههای سنگی مذکور انتخاب و آنالیز مودال شده و با روش اشتریکایزن (۱۹۷۶) طبقه‌بندی و نامگذاری گردیده‌اند.

- طبقه‌بندی مودال اشتریکایزن (۱۹۷۶)

این طبقه‌بندی که روش پیشنهادی کمیته سنگ‌شناسی اتحادیه بین‌المللی علوم زمین (I.U.G.S) می‌باشد، با استفاده از نسبت‌های مودال کوارتز Q، فلدسپات آلکان A، پلاژیوکلاز P و فلدسپاتوئید F صورت می‌گیرد. از آنجا که گرانیتوئیدها فاقد فلدسپاتوئید هستند، بنابراین مقدار F برای این سنگها صفر بوده و علامات اختصاری A، P و Q به ترتیب عبارتند از:

A = مقدار مودال فلدسپاتهای آلکان و به عبارت بهتر مجموع فلدسپاتهای پتاسیک و هر پلاژیوکلازی با ترکیب سدیک تر از An_5 (با آنورتیت درصد کمتر از ۵). همچنین حالت پرتیت در سنگهای گرانیتوئیدی جزء A قرار می‌گیرد.

Q = کوارتز و پلی‌مورفهای آن.

P = مجموع پلاژیوکلازها با ترکیب بالاتر از An_5 .

برای تعیین محل هر نمونه در دیاگرام مثلی اشتریکایزن، ابتدا تشکیل دهنده‌های سه رأس مثلث را به ۱۰۰ رسانده و سپس نقاط معرف هر نمونه را به دیاگرام منتقل می‌نمایند. داده‌های کوارتز و فلدسپات آلکالن و پلاژیوکلاز حاصل از آنالیز مودال ۱۰ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در جدول (۱-۳) رابه ۱۰۰ رسانده و به دیاگرام مثلی QAP (اشتریکایزن، ۱۹۷۶)، منتقل نموده‌ایم. نقاط مربوط به سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در دیاگرام شکل (۱-۳) نمایش داده شده‌اند. مطابق این طبقه‌بندی، سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در محدوده‌های سینوتامونزوگرانیت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند.

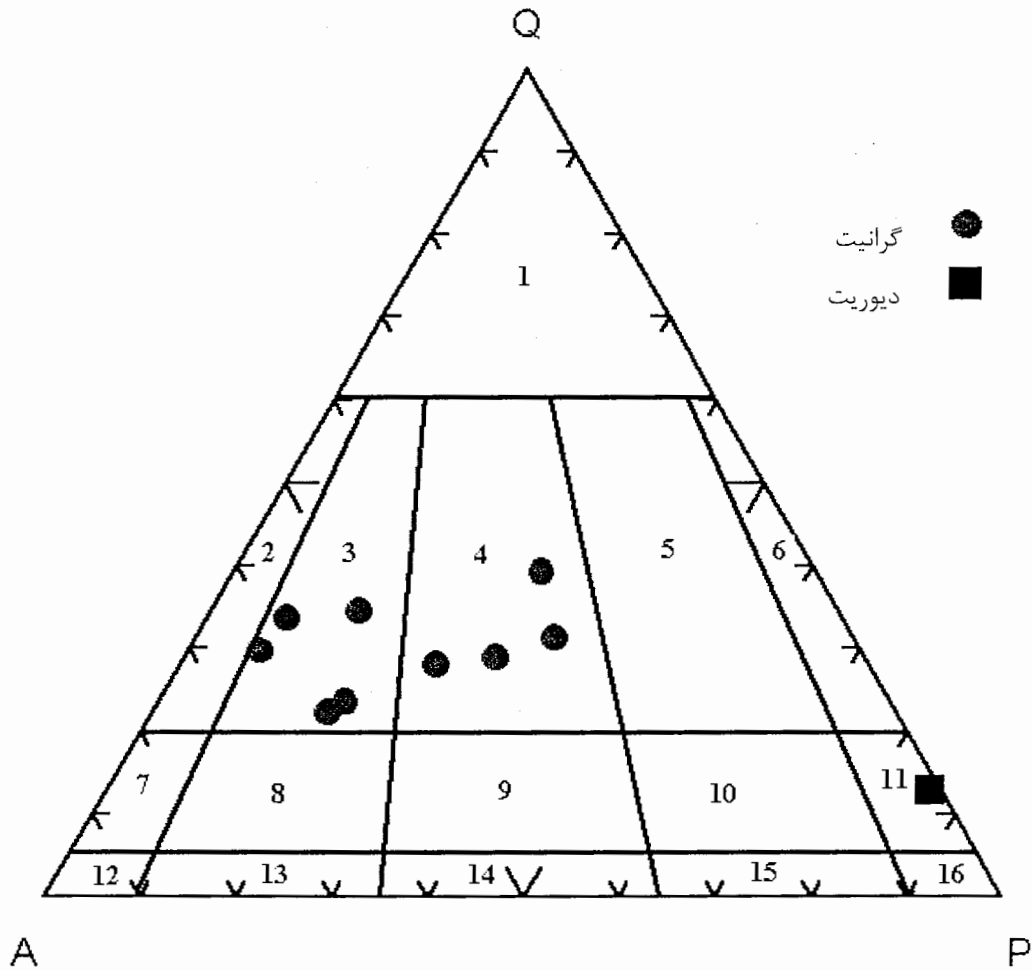
لازم به ذکر است که این طبقه بندی هر چند که دارای مزایایی از قبیل سهولت کاربرد در صحرای ساده و آسان بودن و غیر ژنتیکی است ولی دارای معایب چشمگیری به شرح زیر است (فروست، ۲۰۰۱).

۱- این تقسیم بندی تنوعات و اختلافات ترکیبی را نادیده می‌گیرد، بنابراین گرانیتوئیدهای مافیک و فلسیک در محدوده یکسان و مشابه قرار می‌گیرند، در حالیکه به طور مشخص ترکیبات شیمیایی متفاوت دارند.

۲- این تقسیم بندی نمی‌تواند حضور یا عدم حضور فازهای فرعی همچون موسکویت را نمایان سازد. لذا امروزه رده بندیهای شیمیایی ترجیح داده می‌شوند.

جدول ۱-۳- نتایج آنالیز مودال ۱۰ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید.

شماره نمونه ها										نوع کانیها
Mz-1.2	Mz-37.1	Mz-31.1	Mz-39.1	Mz-45.2	Mz-28.2	Mz-22.1	Mz-16.1	Mz-20.1	Mz-49.1	
۲۲	۱۸	۲۴	۲۳	۲۵	۱۱	۱۲	۳۳	۲۷	۳۱	کوارتز
۵۵	۴۸	۲۲	۳۷	۲۵	۱	۲۹	۲۴	۵۷	۴۵	فلدسپات آلکالن
۸	۱۵	۲۷	۲۲	۳۰	۷۳	۱۰	۲۷	۷	۱۴	پلاژیوکلاز
۴	۱۹	۱۷	۱۴	۱۵	۱۳	۲۶	۱۰	۸	۹	بیوتیت
-	-	-	۱	۵	۲	۵	۴	-	-	آمفیبول
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	پیروکسن
۱	-	-	۳	-	-	۱۸	۲	۱	۱	کلریت
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	اپیدوت
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	اسفن
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	تورمالین
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	کلسیت
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	اپک



شکل ۳- ۱- نمودار مودال اشتريکايزن (۱۹۷۶)

محدوده‌های به کار برده شده به ترتیب معرف سنگهای زیر می‌باشند: ۱- گرانیتوئیدهای غنی از کوارتز، ۲- آلکالی‌فلدسپارگرانیت، ۳- سینوگرانیت، ۴- مونزوگرانیت، ۵- گرانودیوریت، ۶- تونالیت، ۷- کوارتز آلکالی‌فلدسپار سینیت، ۸- کوارتزسینیت، ۹- کوارتزمونزونیت، ۱۰- کوارتزمونزودیوریت - کوارتزمونزوگابرو، ۱۱- کوارتزدیوریت - کوارتزگابرو، ۱۲- آلکالی‌فلدسپارسینیت، ۱۳- سینیت، ۱۴- مونزونیت، ۱۵- مونزودیوریت - مونزوگابرو، ۱۶- دیوریت - گابرو - آنورتوزیت.

۳-۳- پتروگرافی و سنگ‌شناسی گرانیت‌های معمولی (مونزوگرانیت - سینوگرانیت)

گرانیت‌های معمولی عمده‌ترین حجم سنگهای گرانیتی را به خود اختصاص می‌دهند، این سنگها دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن و گاه متمایل به کرم می‌باشند، تماماً بلورین و دانه‌درشت هستند (تابلوی ۳-۱، شکل الف). این سنگها دگرشکلی قابل ملاحظه‌ای را متحمل شده‌اند و در نتیجه کانیه‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوز اشکال چشمی، سینوسی و زیگمایی نشان می‌دهند.

اختصاصات میکروسکپی

این سنگها دارای بافت دانه‌ای بوده و کانیه‌های تشکیل دهنده آنها غالباً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند. فلدسپاتهای آلكالن، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند کانیه‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگها می‌باشند (تابلوی ۳-۱، شکل ب). زیرکن، اسفن، آلانیت، آپاتیت، مونازیت، ایلمنیت و روتیل کانیه‌های فرعی این سنگها می‌باشند. کلریت، سریسیت، موسکویت و کلسیت کانیه‌های ثانویه حاصل دگرسانی این سنگها هستند. گارنت به عنوان یک کانی دیرگداز و باقی مانده از ذوب سنگهای مادر (پروتولیت) در این سنگها یافت می‌شود. تورمالین گهگاه در این سنگها و پگماتیت‌های مرتبط با آنها مشاهده می‌گردد.

نکته: تصاویر میکروسکپی با بزرگنمایی ۲۰ برابر عکسبرداری شده‌اند.

کانیه‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار یافت می‌شود و به طور میانگین در حدود ۳۰-۳۵ درصد کانیه‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سینتتیک واضح و ساخت منطقه‌ای کاملاً مشخصی هستند، در داخل بلورهای پلاژیوکلاز ادخالهایی از قبیل بیوتیت، فلدسپاتهای آلكالن، کوارتز و موسکویت مشاهده می‌شود. این کانی متحمل آلتراسیون شده و به بخشهایی از آن به سرسیت تبدیل گردیده است، که این سرسیتیزاسیون در مرکز پلاژیوکلازها شدیدتر از حاشیه آنها می‌باشد و این فرآیند نشان دهنده آن است که پلاژیوکلازها از حاشیه به سمت مرکز کلسیک‌تر هستند. در داخل پلاژیوکلازها اپیدوت نیز مشاهده می‌شود که مربوط به فرآیند سوسوریتیزاسیون است. اندازه و قطر این کانی از ۰/۳ میلی متر تا بیش از ۲ میلی متر می‌باشد.

فلدسپاتهای آلكالن

فلدسپاتهای آلكالن موجود در سنگهای منطقه مورد مطالعه که شامل ارتوز و میکروکلین می‌باشند به صورت بلورهایی بی شکل تا نیمه شکل‌دار هستند که به طور میانگین در حدود ۳۵ تا ۴۵ درصد کانیه‌های سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانیه‌ها به کانیه‌های رسی تجزیه شده‌اند و دارای ادخالهایی از بیوتیت، بیتوتیت‌های کلریتیزه شده، پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپاتهای آلكالن و اسفن هستند. فلدسپاتهای آلكالن همچنین سرسیتی شده‌اند که این سرسیتیزاسیون در فلدسپاتهای آلكالن نسبت به پلاژیوکلازها بیشتر است (تابلوی ۳-۱، شکل ج). فلدسپاتهای آلكالن دارای شکستگی‌هایی

هستند که بوسیله بیوتیت، سرسیت و کانیه‌های رسی پر شده‌اند. اندازه و قطر این کانی از ۰/۴ میلیمتر تا بیش از ۲ میلیمتر می‌باشد.

کوارتز

این کانی به صورت بلورهای بی شکل دیده می‌شود و دارای خاموشی موجی می‌باشد و به طور میانگین در حدود ۲۵-۲۰ درصد کانیه‌های سنگ را تشکیل می‌دهد. کوارتزها در فضای مابین کانیه‌های دیگر از قبیل پلاژیوکلازها، فلدسپاتهای آلكالن، هورنبلند سبز و بیوتیت قرار گرفته‌اند. بلورهای کوارتز از نظر اندازه به صورت غیرهم بعد هستند و قطر آنها از ۰/۰۲ میلی متر تا ۱/۲ میلیمتر می‌باشد.

بیوتیت

این کانی به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار می‌باشد و به طور میانگین در حدود ۵ درصد کانیه‌های موجود در سنگ را تشکیل می‌دهد. در نور عادی به رنگ قهوه‌ای و با خاموشی مستقیم دیده می‌شود و دارای سطوح رخ مشخصی می‌باشد. در برخی مقاطع بیوتیتها به دلیل خاصیت ارتجاعی و شکل پذیری که دارند کاملاً جهت یافته شده‌اند و در اطراف کانیهایی از قبیل پلاژیوکلاز، فلدسپات آلكالن و کوارتز حالت آناستاموزینگ را نشان می‌دهند (تابلوی ۳-۱، شکل ۵). بیوتیتها دارای ادخالهایی از آپاتیت و زیرکن هستند.

هورنبلند سبز :

این کانی به صورت نیمه شکل دار تا کاملاً شکل دار می‌باشد، در نور عادی به رنگ سبز تا سبز متمایل به زرد دیده می‌شود و خاموشی مایل دارد. هورنبلندها در برخی مقاطع دارای رخ لوزی کاملاً مشخص بوده و در داخل آنها ادخالهایی از کوارتز، فلدسپات آلكالن و بیوتیت دیده می‌شود.

کانی‌های فرعی

آپاتیت :

این کانی به صورت ریز بلورهای منشوری و سوزنی شکل دار در داخل بیوتیتها و فلدسپاتهای آلكالن مشاهده می‌شود.

اسفن

این کانی به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا کاملاً شکل دار مشاهده می‌شود و با برجستگی زیاد و بی رفرنزانس بسیار بالای خود کاملاً مشخص می‌باشد (تابلوی ۳-۲، شکل الف).

کانیه‌های اپک :

کانیه‌های اپک به صورت ادخالهایی در داخل پلاژیوکلازها، فلدسپاتهای آلكالن و بیوتیت دیده می‌شوند که اکثراً اکسید آهن و ایلمینیت هستند.

کانیهای ثانویه

کلریت

کلریت‌های موجود در سنگهای منطقه مورد مطالعه در اثر دگرسانی بیوتیتها و طی فرآیند کلریتیزاسیون حاصل شده‌اند.

سریسیت

در اثر دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها، بلورهای ریز و درشتی از موسکویت که به سریسیت معروفند در سطح پلاژیوکلازها و فلدسپاتهای آلکالن دیده می‌شوند (تابلوی ۳-۱، شکل ج)، که به این فرآیند سریسیتیزاسیون گویند و این سریسیتیزاسیون به سمت مرکز پلاژیوکلازها دارای شدت بیشتری است و نشان دهنده این موضوع می‌باشد که ترکیب پلاژیوکلازها از سمت حاشیه به طرف مرکز آنها کلسیک‌تر است.

تورمالین

تورمالین‌ها در نمونه‌های ماکروسکوپی به رنگ تیره و سیاه دیده می‌شوند و در زیر میکروسکوپ و در مقاطع نازک، در نور پلاریزه به رنگ آبی و زرد تا قهوه‌ای دیده می‌شوند و در نور طبیعی با پلی کروئیسیم معکوس واضح خود، به رنگ سبز متمایل به زرد دیده می‌شوند. این کانی به صورت بلورهای بی شکل تا نیمه شکل دار می‌باشد.

کلسیت

کلسیت در اثر سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها تشکیل شده است و به مقدار اندک در برخی از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

اپیدوت

این کانی نیز در اثر سوسوریتیزاسیون پلاژیوکلازها حاصل شده است و در برخی از نمونه‌های منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود.

۳-۱-۳- پتروگرافی و سنگ‌شناسی آپلیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها

آپلیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها به صورت توده‌های کوچک، آپوفیزهای کوچک، دایک‌ها، سیل‌ها و رگه‌هایی یافت می‌شوند که در درون گرانیت‌ها یا در درون سنگهای میزبان قابل مشاهده هستند (تابلوی ۲-۳، شکل ب). آپلیت‌هایی که به صورت دایک و رگه‌های کم ضخامت دیده می‌شوند، گهگاه حالت چین‌خورده نشان می‌دهند که مبین اعمال تنش‌های تراکمی بر آنها در زمان تشکیل‌شان می‌باشد. این آپلیت‌ها غالباً دارای رنگ روشن (لوکوکرات) هستند. تنها کانی فرومینزین قابل مشاهده در این سنگها بیوتیت است. آپلیت‌ها دارای رنگ سفید، گاهی کرم یا متمایل به زرد می‌باشند. این سنگها تماماً بلورین و دانه‌ریز هستند. کانی‌های بیوتیت و گارنت در بعضی نمونه‌ها مشاهده می‌شوند. سنگهای مزبور غالباً دارای بافت همگن می‌باشند. گارنت به صورت دانه‌های ریز صورتی یا لکه‌های قهوه‌ای رنگ مشاهده می‌شود. این پگماتیتها دارای بافتهای گرانولار ریزدانه، گرانوفیری و پرفیروئیدی هستند. اکثر کانیهای این سنگها بی‌شکل و دانه‌ریز می‌باشند (تابلوی ۲-۳، شکل ج).

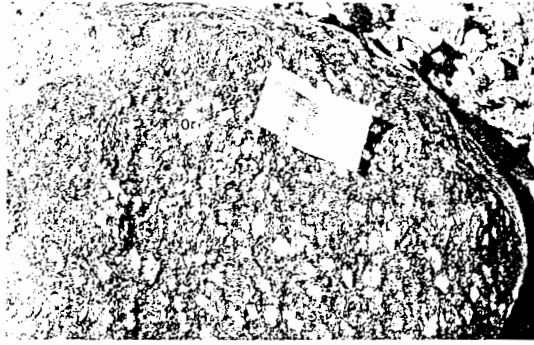
آپوفیزهای آپلیتی معمولاً در حاشیه خود حاوی قطعاتی از سنگهای میزبان می‌باشند، به ویژه آنهایی که در سنگهای میزبان میکاشیستی جای گرفته‌اند. بعضی از دایکهای آپلیتی، شدیداً تحت تأثیر تنش‌های تراکمی قرار گرفته‌اند و فولیاسیون بسیار جالبی به نمایش گذاشته‌اند که با فولیاسیون سنگهای دگرگونی میزبان موازی هستند، این آپلیت‌ها در مقاطع میکروسکوپی بافت میلونیتی یا کاتاکلاستیکی نشان می‌دهند. بعضی از توده‌های آپلیتی، در حاشیه توده نفوذی به صورت تپه‌های کم ارتفاع ظاهر می‌شوند.

شکل الف - تصویری از مگا کریست‌های ارتوز در گرانیت‌های غرب توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید.

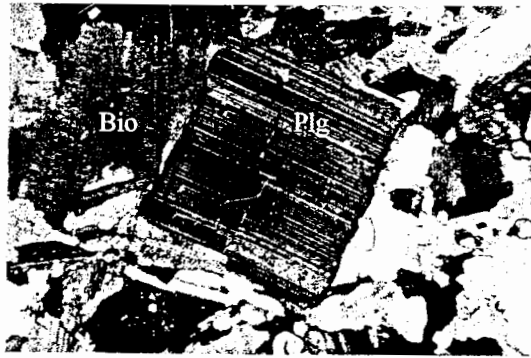
شکل ب - تصویری از کانیه‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتی.

شکل ج - تصویری از فرایند سربیسیتیزاسیون در فلدسپات‌های آلکالن.

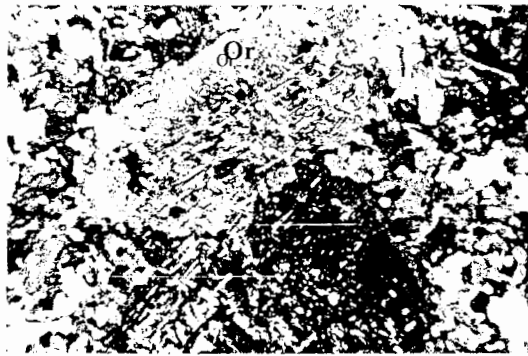
شکل د - تصویری از حالت آناستاموزینگ بیوتیت‌ها، در اطراف کانیهایی از قبیل پلاژیوکلاز ، فلدسپات‌های آلکالن و کوارتز در یک نمونه میلونیتی شده.



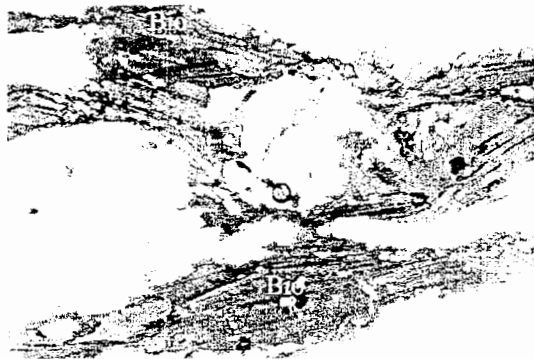
شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د
تابلوی ۱-۳

شکل الف - تصویر میکروسکپی کانی اسفن در گرانیت‌های مورد مطالعه.

شکل ب - تصویری از یک دایک آپلیتی چین‌خورده. این پدیده مبین یک حالت جایگزینی سین‌تکتونیکی می‌باشد (محل: جنوب غرب روستای خیرآباد).

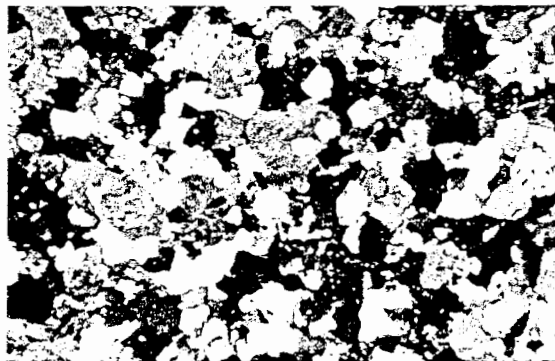
شکل ج - تصویر میکروسکپی یک نمونه آپلیت گرانیتی که از دانه‌های ریز کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوز تشکیل شده است.



شکل الف



شکل ب



شکل ج

تابلوی ۲-۳

۳-۳-۲- پتروگرافی و سنگ‌شناسی پگماتیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها

پگماتیت‌های مرتبط با گرانیت‌ها سهم اندکی از خانواده سنگ‌های گرانیتی را به خود اختصاص می‌دهند ولی با این وجود از ترکیب سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی جالب توجهی برخوردار هستند. پگماتیت‌ها به صورت رگه‌های کوچک و بزرگ و با ضخامت متغیر یا توده‌های کوچک یافت می‌شوند. این رگه‌ها علاوه بر سنگ‌های گرانیتی در سنگ‌های دگرگونی میزبان نیز مشاهده می‌گردند. پگماتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی حاصل تفریق پیشرفته گرانیت‌ها می‌باشند در حالیکه پگماتیت‌های موجود در سنگ‌های دگرگونی میزبان حاصل مراحل اولیه ذوب بخشی میکا شایسته‌ها هستند. پگماتیت‌ها علاوه بر کانیهای متداول، حاوی تورمالین، گارنت و مسکوویت نیز می‌باشند (تابلوی ۳-۳، شکل‌های الف و ب). رگه‌های پگماتیتی در محدوده مطالعه شده چندان فراوان نیستند ولی در خارج از این محدوده به سمت شمال غرب در گرانیت‌های منطقه پولکی خیرآباد از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. پگماتیت‌های مذکور شواهد جالبی عرضه می‌کنند که عبارتند از:

الف - هم‌رشدی گارنت و کوارتز (تابلوی ۳-۳، شکل ج)، ب - وجود گارنت، آندالوزیت و مسکوویت، ج - دگرسانی آندالوزیت و ارتوز به سریسیت، د - زوناسیون ترکیبی تورمالین، ه - حضور مسکوویت دارای حالت پرمرغی.

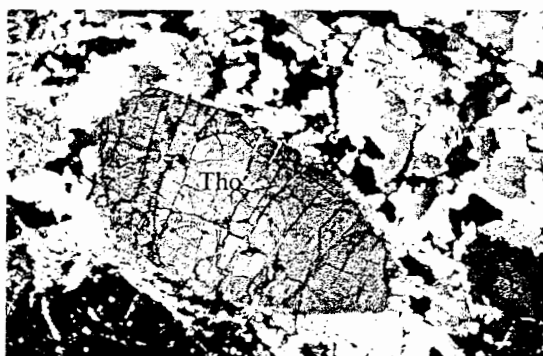
شکل الف - تصویری از نمونه دستی پگماتیت‌های حاوی گارنت، تورمالین و مسکوویت.

شکل ب - تصویر میکروسکپی بلور تورمالین دارای زوناسیون رنگی و ترکیبی موجود در پگماتیت‌ها.

شکل ج - حضور بازز گارنت و بافت شبه گرافیکی حاصل از هم‌رشدی گارنت و کوارتز را نشان می‌دهند.



شكل الف



شكل ب



شكل ج

تابلوی ۳-۳

۴-۳- پتروگرافی و سنگ‌شناسی گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها و اعضاء وابسته به آنها (نظیر آپلیت‌ها، پگماتیت‌ها و رگه‌های سیلیسی) بعد از گرانیت‌های معمولی، عمده‌ترین بخش توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید را به خود اختصاص می‌دهند و در گستره وسیعی رخنمون دارند.

گرانودیوریت‌ها دارای خصوصیات بارزی هستند که اهم آنها عبارتند از:

۱- دارا بودن بافت گرانولار دانه متوسط تا دانه ریز، ۲- حضور همه جانبه هورنبلند سبز، ۳- وفور اسفن و آپاتیت به عنوان کانیهای فرعی، ۴- رشد تأخیری پتاسیم فلدسپار و دربرگرفته شدن سایر کانیها توسط آن، ۵- وفور لخته‌های مافیک حاوی مقادیر قابل توجهی هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در مقیاس صحرایی، نمونه دستی و میکروسکپی، ۶- فراوانی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب غالباً دیوریتی - کوارتز دیوریتی، ۷- فقدان مسکوویت، ۸- فقدان کانیهای دارای منشاء دگرگونی از جمله گارنت، آندالوزیت، کلدیریت و ... ، ۹- کمیاب بودن تورمالین به عنوان یک کانی سیلیکاته، ۱۰- گسیختگی آنکلاوها، ۱۱- میرمیکیت‌زایی و بیوتیت‌زایی به عنوان پدیده‌ای شایع، ۱۲- فلدسپاتزایی، میرمیکیت‌زایی و بیوتیت‌زایی در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، ۱۳- محدود شدن حضور آنکلاوهای دگرگونی یا زینولیت‌ها به حاشیه‌های توده نفوذی و کنتاکت آن با سنگهای دربرگیرنده، ۱۴- همراهی با قطب مافیک‌تر یعنی سنگهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی.

گرانودیوریت‌ها تمام بلورین و دارای رنگ سفید تا خاکستری روشن می‌باشند و دانه ریز تا دانه متوسط هستند. گلبولها و تجمعات فراوانی از هورنبلند و بیوتیت در آنها یافت می‌شود. در مواردی که دگرسان شده‌اند، رنگ آنها به زرد، کرم و کرم متمایل به قهوه‌ای گرایش پیدا کرده است. در بعضی موارد، این سنگها تحت تأثیر عوامل جوی به ویژه بادهای قرار گرفته‌اند و منظره تافونی نشان می‌دهند (تابلوی ۳-۴، شکل الف). گرانودیوریت‌ها در منطقه زاهدان کوهها و ارتفاعات بلندی را به خود اختصاص می‌دهند، بطوریکه دسترسی به بعضی از مناطق آنها، مشکل و مستلزم ساعتها پیاده روی است. این سنگها در گستره وسیعی تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته‌اند و دگرسانی پروپلیتی، آرژیلیتی و سیلیسی فراگیری را متحمل شده‌اند، سنگهای گرانودیوریتی دگرسان شده عمدتاً در بخش مرکزی توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید رخنمون دارند، غالباً رنگ کرم یا زرد متمایل به قهوه‌ای نشان می‌دهند (تابلوی ۳-۴، شکل ب).

اختصاصات میکروسکپی

این سنگها دارای بافت گرانولار دانه متوسط تا دانه ریز می‌باشند. اغلب کانیها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، هورنبلند سبز، بیوتیت بعنوان کانی‌های اصلی و اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مگنتیت بعنوان کانی‌های فرعی در این سنگها یافت می‌شوند (تابلوی ۳-۴، شکل‌های ج و د). کانی‌های کلسیت، کلریت، سربیسیت و بخشی از اسفن‌ها کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در این سنگها مشاهده می‌شوند.

کانیهای اصلی

پلاژیوکلاز

یکی از بارزترین کانیهای اصلی گرانودیوریتها می باشد، این کانی به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و گاه بی شکل در ابعاد مختلف در این سنگها یافت می شود و در مجموع یکی از فراوانترین کانیهای روشن آنها می باشد. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سینتتیک و خاموشی منطقه ای می باشند. همچنین بلورهای پلاژیوکلاز در برخی موارد دگرسان شده اند و به بلورهای ریز سربیسیت، کلسیت و اپیدوت تبدیل گردیده اند. به جز در زونهای دگرسانی، پلاژیوکلازها ندرتاً دگرسان شده اند و غالباً سالم و دگرسان نشده می باشند.

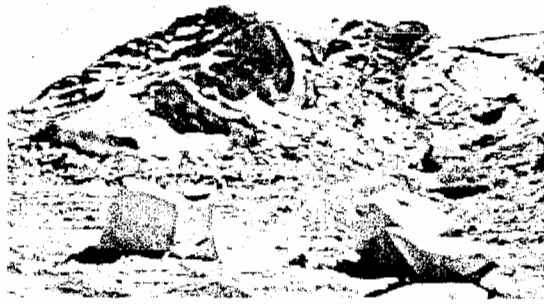
شواهد پتروگرافی نشان می دهند که پس از تبلور هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز، مذاب باقیمانده از پتاسیم غنی گردیده و ترکیب ماگما به سمت تبلور ارتوز پیش رفته است. از این مذاب غنی از پتاسیم، ارتوز متبلور گردیده و در عین حال در حین تماس پلاژیوکلازها با این مذاب غنی از پتاسیم، نوعی واکنش یا تبادل عنصری بین این دو صورت گرفته است. این امر باعث گردیده است که پلاژیوکلازها به تدریج به فلدسپار پتاسیک از نوع ارتوز پرتیتی تبدیل شوند. حالت های جزئی تا کاملی از این نوع تبدیل شدگی در مقاطع نازک این سنگها مشاهده می گردد. در مراحل اولیه، آثار این پدیده به صورت خوردگی و از بین رفتن حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل ارتوز به صورت لکه های پراکنده در حاشیه یا در داخل پلاژیوکلاز و بعضی اوقات با ظهور میرمکیت مشخص می گردد. در مراحل پیشرفته تر پلاژیوکلازها دچار خوردگی و تحلیل رفتگی زیادی شده اند و به قطعات ناپیوسته ای تبدیل گردیده اند. در این حالت دارای حاشیه های کاملاً مضرّس هستند و با میرمکیت زایی شایعی همراه می باشند. در مراحل بسیار پیشرفته، لکه ها یا بخش های کوچکی با ترکیب پلاژیوکلاز در زمینه ای از ارتوز دیده می شود و در بعضی موارد نیز فقط شبحی از پلاژیوکلاز باقی مانده است. در این حالت ارتوز، مجموعه ای از کانیهای هورنبلند سبز، بیوتیت، اسفن، زیرکن، مگنتیت، آپاتیت و بخش های باقیمانده از بلورهای پلاژیوکلاز را دربرمی گیرد. در این موارد منظره ای متجلی می گردد که شبیه شناور شدن سایر کانیها در دریایی از ارتوز می باشد. این پدیده یکی از پدیده های بسیار بارز سنگهای گرانودیوریتی می باشد (تابلوی ۳-۵، شکل الف).

شکل الف - منظره تافونی در گرانیته‌ها، تحت تأثیر عوامل جوّی به ویژه باده‌ها.

شکل ب - تصویری از دگرسانی آرژیلیتی تحمیل شده بر سنگهای گرانودیوریتی.

شکل ج - تصویر میکروسکپی مبین حضور گسترده کانی اسفن در سنگهای گرانودیوریتی.

شکل د - منظره میکروسکپی کلی سنگهای گرانودیوریتی، که دارای ساخت ماگمایی هستند و از هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار و کوارتز تشکیل شده‌اند.



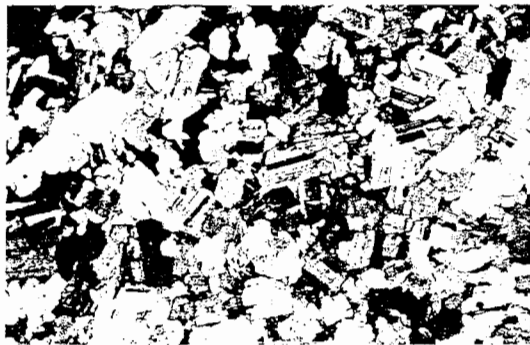
شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د
تابلوی ۳-۴

ارتوز

در سنگهای گرانودیوریتی بیشتر به صورت یک فاز تأخیری رشد نموده و در نتیجه سایر کانیها از جمله پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، اسفن، آپاتیت و زیرکن را دربر گرفته است. این کانی در مراحل غنی شدگی ماگما از پتاسیم، تبلور یافته است. در طی تشکیل ارتوز، مذاب و سیالات ماگمایی با کانیهای پلاژیوکلاز و هورنبلند واکنش داده‌اند و باعث گردیده‌اند تا کانی‌های مذکور به ترتیب به ارتوز پرتیتی و بیوتیت تبدیل شوند. این پدیده با میرمکیت‌زایی و حضور کوارتزهای گرمی شکل همراه می‌باشد (تابلوی ۳-۵، شکل ب).

رشد تأخیری ارتوز باعث گردیده است که این کانی در اکثر موارد بی‌شکل باشد و شکل خاصی را نشان ندهد، به همین دلیل، اندازه بلورهای ارتوز بسیار متغیر است و از چند میکرون تا چند میلیمتر متغیر است. بلورهای ریز ارتوز در فضای بین سایر کانیها یافت می‌شوند و بلورهای بزرگ ارتوز نیز خود تعداد زیادی از سایر کانیها را دربر می‌گیرند. بلورهای ارتوز عمدتاً بافت پرتیتی رشته‌ای و لکه‌ای نشان می‌دهند. فراوانی ارتوز در سنگهای گرانودیوریتی متغیر است ولی در مجموع کمتر از فراوانی پلاژیوکلاز می‌باشد.

هورنبلند سبز

فراوان ترین کانی مافیک اولیه موجود در گرانودیوریت‌ها می‌باشد. هورنبلند سبز عمدتاً به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود و مقاطع طولی و عرضی جالبی را به نمایش می‌گذارد. این بلورها دارای ابعاد مختلف بوده و دانه ریز تا دانه درشت می‌باشند. در برخی از بلورهای هورنبلند، ادخالهایی از پلاژیوکلاز، اسفن، آپاتیت و مگنتیت مشاهده می‌شود. لازم به ذکر است که بیوتیت نیز به صورت ادخال دیده می‌شود ولی غالباً حاصل تبدیل شدگی بخشی هورنبلند سبز به بیوتیت می‌باشند. بلورهای هورنبلند سبز گاهی اوقات به صورت تجمعاتی دیده می‌شود، که در نمونه دستی به صورت لخته‌ها و گلبولها مشاهده می‌گردند.

بلورهای هورنبلند سبز تحت تأثیر واکنش با مذاب و سیالات ماگمایی پتاسیم‌دار به بیوتیت تبدیل گردیده‌اند (بیوتیت‌زایی). مقدار جایگزینی و تبدیل شدگی هورنبلند به بیوتیت بسیار متغیر است و حالت‌های بسیار ناقص تا بسیار پیشرفته‌ای را می‌توان مشاهده نمود. بلورهای بیوتیت تازه تشکیل شده در جهات مختلف رشد کرده‌اند، رشد بیوتیت‌ها از حاشیه، در امتداد مرزها و کلیواژها شروع گردیده و گاه کل بلور را فرا گرفته است. بعضی از بلورهای بیوتیت دقیقاً عمود بر دیواره بلورهای هورنبلند سبز رشد کرده‌اند. از آنجایی که بعضی از بلورهای بیوتیت همدیگر را قطع می‌کنند و عمود بر یکدیگر رشد کرده‌اند احتمالاً بیوتیت‌زایی در طی دو یا چند مرحله صورت گرفته است.

لخته‌ها یا گلبولهای مافیک حاصل از تجمع بلورهای هورنبلند سبز نیز تحت تأثیر پدیده بیوتیت‌زایی قرار گرفته‌اند و بخش قابل ملاحظه‌ای از هورنبلندهای آنها به بیوتیت تبدیل گردیده است. همراه این گلبولهای مافیک مقادیر قابل ملاحظه‌ای کانیهای اوپاک نیز مشاهده می‌شود. بخشی از این کانیهای اوپاک در طی پدیده بیوتیت‌زایی حاصل گردیده‌اند (تابلوی ۳-۵، شکل ج).

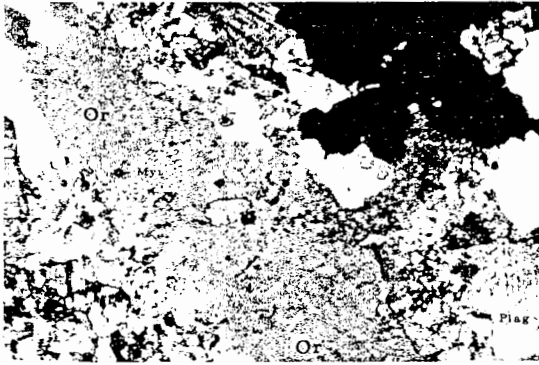
شکل الف - تصویری از تبلور تأخیری پتاسیم فلدسپار از نوع ارتوز.

شکل ب - در این تصویر سیر پیشرونده تحلیل رفتگی ارتوز و تشکیل میرمیکیت مشاهده می‌شود.

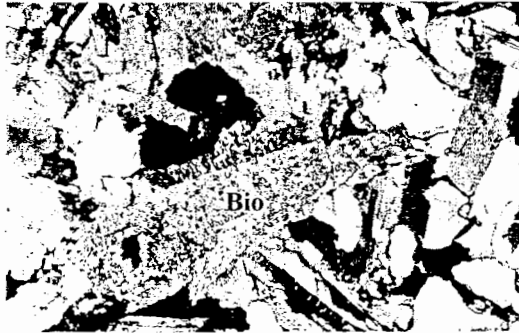
شکل ج - تصویری از پدیده تبدیل هورنبلند به بیوتیت در گلبولهای مافیک موجود در گرانودیوریت‌ها.



شکل الف



شکل ب



شکل ج

تابلوی ۵-۳

بیوتیت

معمولاً به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل یافت می شود. در اکثر موارد دانه متوسط بوده و به صورت پراکنده در سنگ مشاهده می شود و دارای ادخالهای ریزی از آپاتیت، زیرکن و روتیل می باشد. بیوتیتها در برخی موارد به کلریت، اسفن و مقادیری کانی اوپاک (اکسیدهای آهن) گردیده اند. بخشی از بیوتیتها نیز از طریق تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت حاصل شده اند.

کانیهای فرعی

اسفن

یکی از فراوانترین و مهم ترین کانیهای فرعی است که در این سنگها، از حضور همه جانبه ای برخوردار است و در اکثر نمونه های برداشت شده مشاهده می گردد. اسفن به صورت بلورهای شکل دار تا بی شکل با ابعاد ریز تا درشت و به طور پراکنده در این سنگها یافت می شود و می توان آنها را به دو نوع اولیه و ثانویه دسته بندی نمود. اسفن های اولیه غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند (تابلوی ۳-۶، شکل الف و ب) و نسبت به انواع ثانویه دانه درشت تر بوده و در اکثر موارد به صورت بلورهای مستقل تبلور یافته اند. این کانی به صورت ادخال در سایر کانیها یافت می شود و خود نیز حاوی ادخالهایی از پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز، و کانی های اوپاک می باشد. اسفن های ثانویه بی شکل هستند و از دگرسانی هورنبلندسبز، بیوتیت و کانی اوپاک تیتانیوم دار حاصل گردیده اند. اسفن های مورد نظر در امتداد رخها و یا حواشی هورنبلندهای سبز، بیوتیتها و کانیهای اوپاک دگرسان شده یافت می شوند.

زیرکن

به صورت بلورهای منشوری کوتاه و نیز دانه های ریز بی شکل یافت می شود. زیرکن در بیشتر موارد به صورت ادخال در سایر کانیها به ویژه بیوتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز و فلدسپاتهای آلکالن مشاهده می گردد.

آپاتیت

به صورت بلورهای سوزنی شکل کوچک و به شکل ادخال در کانیهای مختلف به ویژه در پلاژیوکلازها یافت می شود. در گرانودیوریت هایی که ترکیب آنها بیشتر به سمت قطب دیوریتی گرایش پیدا می کنند، آپاتیت از حضور بیشتری برخوردار است.

آلنیت

به صورت کاملاً شکل دار تا نیمه شکل دار با رنگ قهوه ای تیره یا قهوه ای متمایل به قرمز در گرانودیوریتها یافت می شود (تابلوی ۳-۶، شکل ج). فراوانی آلنیت در گرانودیوریتها نسبت به گرانیتها، به مقدار قابل ملاحظه ای بیشتر می باشد.

مگنتیت

به صورت دانه های شکل دار تا نیمه شکل دار و بطور پراکنده در سنگهای گرانودیوریتی یافت می شود (تابلوی ۳-۶، شکل د). درصد حجمی اندکی از مگنتیتها حاصل آلتراسیون هورنبلند و بیوتیت می باشند، که غالباً بی شکل هستند و با کانیهای ثانویه ای نظیر کلریت همراهند.

کلریت

حاصل دگرسانی هورنبلند و بیوتیت می‌باشد. تشکیل کلریت از کانیهای هورنبلند و بیوتیت مستلزم خروج Ca^{+2} ، Na^+ و K می‌باشد. در ضمن مقادیر سایر عناصر نیز با تغییراتی همراه است. پدیده کلریت‌زایی با تشکیل مقادیری اکسیدهای آهن، کانی‌های اوپاک و اسفن نیز همراه است.

کلسیت و سربیسیت

از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل گردیده‌اند. کلسیت به صورت لکه‌های پراکنده و به مقدار کم یافت می‌شود. با نزدیک شدن به زونهای دگرسانی و در داخل زونهای دگرسانی، کلسیت و سربیسیت از حضور بارزتری برخوردار هستند.

شکل الف - تصویر میکروسکوپی مبین حضور گسترده کانی اسفن در سنگهای گرانودیوریتی. همانطور که در این تصویر مشاهده می کنید اغلب بلورهای اسفن کاملاً شکل دار هستند.

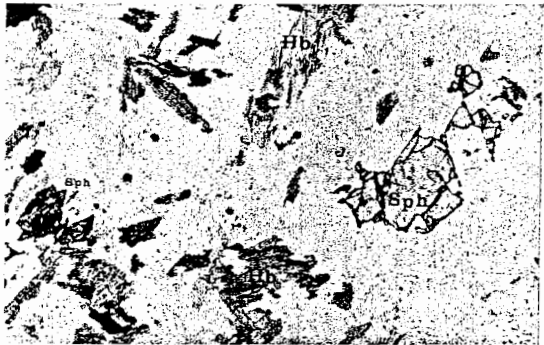
شکل ب - تصویری از حضور همزمان اسفن های اولیه و ثانویه در سنگهای گرانودیوریتی.
Sph = اسفن و Hb = هورنبلندسبز.

شکل ج - تصویر میکروسکوپی که حضور کانی آلانیت را در سنگهای گرانودیوریتی نشان می دهند.

شکل د - تصویر میکروسکوپی مبین حضور بارز مگنتیت در سنگهای گرانودیوریتی (نور عادی).



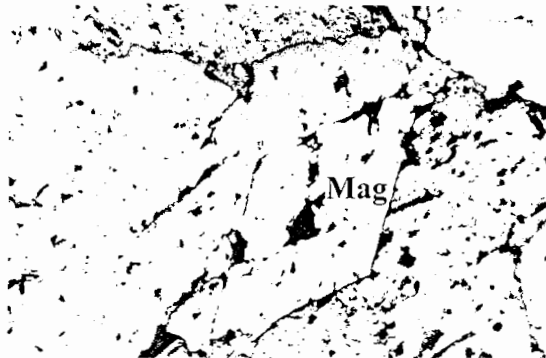
شكل الف



شكل ب



شكل ج



شكل د

تابلوی ۳-۶

۳-۴-۱- پتروگرافی و سنگ‌شناسی آپلیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها

آپلیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها به صورت رگه‌ها، رگچه‌ها و آپوفیزهایی مشاهده می‌شوند. این آپلیت‌ها در سراسر توده نفوذی بطور پراکنده رخنمون دارند ولی از فر اوانی متغیری برخوردار هستند. آپلیت‌ها غالباً سفید رنگ هستند و از کانیهای پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز، بیوتیت و تورمالین تشکیل گردیده‌اند. رگه‌ها و رگچه‌های آپلیتی در جهات مختلف گسترش یافته‌اند (تابلوی ۳-۷، شکل الف و ب).

اختصاصات میکروسکپی

این سنگها دارای بافت گرانولار دانه‌ریز هستند. بافت گرانوفیری و گرافیکی نیز در آنها مشاهده می‌شود. اکثر دانه‌های سازنده آنها، ریز و بی‌شکل می‌باشند.

کانیهای اصلی

ارتوز

به صورت بلورهای ریز و درشت غالباً بی‌شکل یافت می‌شود. برخی از بلورهای ارتوز همراه با کوارتز بافت گرافیکی یا گرانوفیری نشان می‌دهند. در بافت گرافیکی دانه‌های کوارتز با آرایش خاصی در درون ارتوز جای گرفته‌اند. این امر مبین رشد همزمان ارتوز و کوارتز می‌باشد. در بافت گرانوفیری دانه‌های کوارتز به صورت زنجیروار در اطراف بلور ارتوز و در نزدیکی حاشیه‌های آن، تمرکز پیدا می‌کنند (تابلوی ۳-۷، شکل ج). این امر مبین تبلور همزمان کوارتز و ارتوز، در مراحل نهایی رشد ارتوز می‌باشد. ارتوز ادخالهایی از سایر کانیها نظیر بیوتیت و پلاژیوکلاز را دربرمی‌گیرد، و در برخی موارد دگرسانی آرژیلیتی ضعیفی نشان می‌دهد. گاهی اوقات ارتوز بافت پرتیتی ظریف و ماکل کارلسباد نشان می‌دهد. میرمکیت‌زایی نیز در این آپلیت‌ها مشاهده می‌شود.

پلاژیوکلاز

به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل ریزدانه مشاهده می‌شود و دارای ماکل پلی‌سینتتیک و خاموشی زونه‌ای می‌باشد. تعدادی از پلاژیوکلازها در واکنش با سیالات ماگمایی سازنده ارتوزها، دچار خوردگی و تحلیل رفتگی شده‌اند و در امتداد مرزهای آنها، میرمکیت‌زایی دیده می‌شود. پلاژیوکلازها در بعضی موارد به سریسیت دگرسان شده‌اند.

بیوتیت

به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار، ریزدانه و پراکنده در آپلیت‌ها یافت می‌شود. بیوتیت‌ها در برخی موارد کلریتی شده‌اند. فراوانی بیوتیت در آپلیت‌ها چندان قابل توجه نیست.

کوارتز

به صورت بلورهای عمدتاً بی‌شکل و دانه‌ریز یافت می‌شود و دارای حاشیه‌های مضرّس و خاموشی موجی می‌باشد. در مقاطع نازک، کوارتز اکثراً به صورت بین‌دانه‌ای مشاهده می‌گردد.

کانیهای فرعی

زیرکن و اسفن

زیرکن و اسفن از کانیهای فرعی آپلیت‌های مرتبط با گرانودیوریتها می‌باشند. این کانیها از فراوانی بسیار کمی برخوردارند و بیشتر به صورت ادخال در سایر کانیها یافت می‌شوند. تورمالین نیز گاهی اوقات همراه با آپلیت‌ها مشاهده می‌شود که غالباً ریزدانه می‌باشد.

کانیهای ثانویه

کلریت، کلسیت و سربیسیت کانیهای ثانویه‌ای هستند که به ترتیب از دگرسانی بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوز حاصل شده‌اند.

شکل الف و ب - تصویری از حضور رگه‌های آپلیتی در گرانودیوریت‌ها.

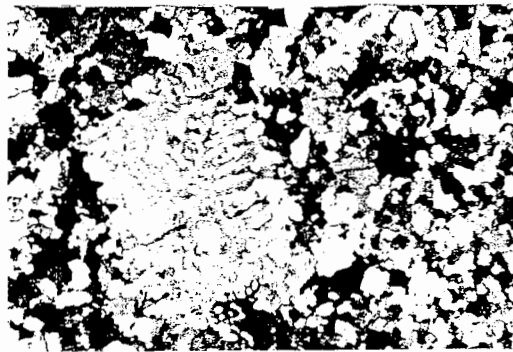
شکل ج - تصویر میکروسکپی یک سنگ آپلیتی گرانیتی، که بلورهای درشت ارتوز موجود در آن با کوارتز هم‌رشدی نشان می‌دهند و بافت گرافیکی بسیار جالبی را به نمایش گذاشته‌اند.



شکل الف



شکل ب



شکل ج

تابلوی ۳-۷

۳-۴-۲- پتروگرافی و سنگ‌شناسی پگماتیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها

پگماتیت‌ها غالباً بصورت رگه‌های باریک به ضخامت چند میلیمتر تا چند سانتیمتر یافت می‌شوند امتداد این رگه‌ها در نقاط مختلف متغیر است ولی غالباً دارای امتداد شمالی - جنوبی می‌باشند. آنها در بخش مرکزی توده نفوذی لوچو، حوالی روستاهای خیرآباد، منزل آب و دره بیدی از تمرکز بیشتری برخوردار هستند. این رگه‌ها که گرانودیوریت‌ها و آنکلاوهای آنها را قطع می‌کنند از ترکیب کانی‌شناسی ساده‌ای نظیر ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز و ندرتاً تورمالین برخوردارند (تابلوی ۳-۸، شکل الف و ب). در برخی موارد بلورهای درشت بیوتیت نیز به این مجموعه اضافه می‌شود. در موارد نادری نیز، این پگماتیت‌ها حاوی تورمالین می‌باشند. کانیهای نظیر گارنت، مسکوویت و آندالوزیت که در پگماتیت‌های مرتبط با گرانیتها دیده می‌شوند در این پگماتیت‌ها حضور ندارند. به این دلیل که پگماتیت‌های مرتبط با گرانودیوریت‌ها حاصل تفریق گرانودیوریتها می‌باشند. در حالیکه پگماتیت‌های مرتبط با گرانیتها در اثر ذوب بخشی سنگهای دگرگونی تشکیل شده‌اند.

پگماتیت‌ها دارای رنگ سفید متمایل به صورتی می‌باشند، دانه درشت هستند و در نمونه دستی آنها کانیهای ارتوز، پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت مشاهده می‌شود. بافت گرافیکی ناشی از هم‌رشدی کوارتز و ارتوز در نمونه‌های دستی قابل رؤیت است. در تعداد معدودی از نمونه‌ها لکه‌های سیاه رنگ حاصل تجمع بلورهای تورمالین دیده می‌شود، این لکه‌ها دارای اشکال و اندازه‌های متنوع و متفاوتی هستند و به صورت پراکنده یافت می‌شوند.

اختصاصات میکروسکپی

پگماتیت‌ها دارای بافت گرانولار دانه درشت (پگماتیتی) هستند. بافتهای پرتیتی و گرافیکی در آنها دیده می‌شود بیوتیت نیز به صورت پراکنده در این سنگها وجود دارد.

کانیهای اصلی

ارتوز

از فراوانترین کانیهای سازنده این پگماتیت‌هاست و غالباً شکل دار تا نیمه شکل دار می‌باشد و بافت پرتیت رشته‌ای نیز نشان می‌دهد. در برخی موارد ارتوز با کوارتز هم‌رشدی نشان می‌هد و بافت گرافیکی به نمایش می‌گذارد (تابلوی ۳-۸، شکل ج). ارتوز دارای ادخالهایی از کوارتز، پلاژیوکلاز و بیوتیت می‌باشد.

پلاژیوکلاز

غالباً شکل دار، دانه درشت و دارای ماکل پلی‌سینتتیک ظریف می‌باشد. در بعضی موارد پلاژیوکلاز و کوارتز بافت گرافیکی نشان می‌دهد. تبلور همزمان ارتوز و کوارتز و یا ارتوز و پلاژیوکلاز مبین تبلور در شرایط مینیمم دمایی سیستم آلبیت - ارتوز - کوارتز می‌باشد (تابلوی ۳-۸، شکل د). پلاژیوکلازها دارای ادخالهایی از کوارتز و بیوتیت هستند.

کوارتز

در بیشتر موارد بین دانه‌ای و بی‌شکل می‌باشد و فضای بین بلورهای درشت ارتوز و پلاژیوکلاز را پر می‌کند. این بلورها دارای حاشیه‌های مضرّس بوده و خاموشی موجی نشان می‌دهند. بخشی از کوارتزها با پلاژیوکلاز و ارتوز بطور همزمان متبلور شده‌اند و بافت گرافیکی نشان می‌دهند.

بیوتیت

به میزان نسبتاً کم و به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل بطور پراکنده در پگماتیت‌ها یافت می‌شود در برخی موارد بیوتیت‌ها کلریتی شده‌اند. تبلور بیوتیت در پگماتیت‌ها بیانگر بالا بودن دما و حضور مقادیری آهن و منیزیم می‌باشد. حضور بیوتیت در پگماتیت‌های مرتبط با گرانودیوریتها، یکی از ویژگیهای بارز این نوع پگماتیت‌ها می‌باشد.

کانیهای فرعی

اسفن و زیرکن

اسفن و زیرکن کانی‌های فرعی پگماتیت‌ها هستند که به مقدار بسیار کم در این سنگها یافت می‌شوند.

کانیهای ثانویه

سرسیت

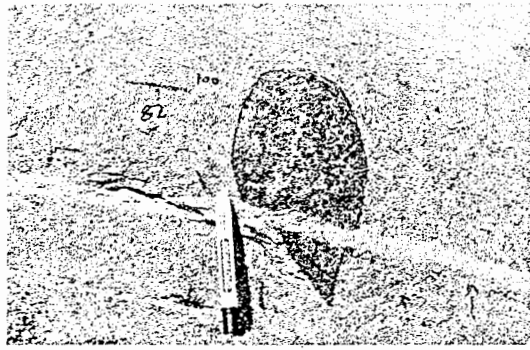
کانی ثانویه‌ای است از دگرسانی پلاژیوکلاز و ارتوز حاصل شده و از فراوانی بسیار کمی برخوردار است.

شکل الف - تصویری از یک رگه پگماتیتی که یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک اشکی شکل و گرانودیوریتها را قطع می کند.

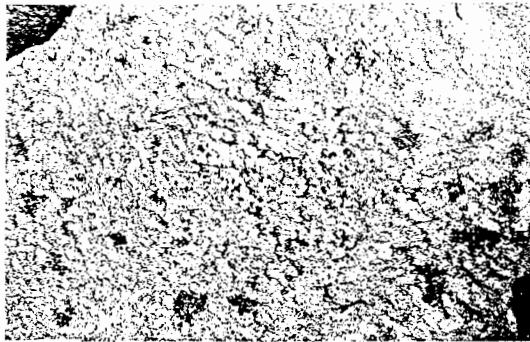
شکل ب - تصویری از حضور تورمالین به صورت تجمعات بلوری (لکه های سیاه رنگ) در پگماتیتها (دره کالی). قطر بزرگترین تجمعات بلورهای تورمالین در حدود ۵ سانتیمتر است.

شکل ج - تصویر میکروسکپی مبین حضور بافت پرتیتی زیبای ارتوز در پگماتیتها. علاوه بر کانیهای متداول پگماتیتها، بیوتیت نیز در آنها یافت می شود.

شکل د - تصویر میکروسکپی مبین بافت گرافیکی حاصل از رشد همزمان کوارتز و ارتوز، و کوارتز و پلاژیوکلاز در پگماتیتها مورد مطالعه.



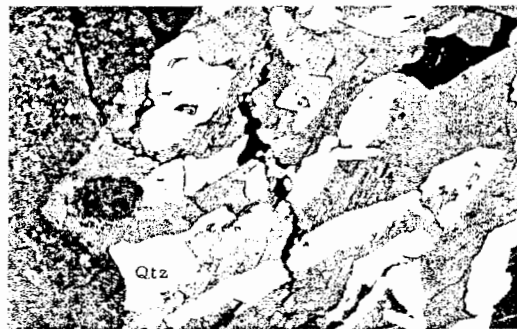
شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د

تابلوی ۳-۸

۳-۵. پتروگرافی و سنگ‌شناسی دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها

دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت سنگهای تیره رنگ تا تیره متمایل به سبز دانه‌ریزی هستند که به علت داشتن رنگ تیره‌تر نسبت به سایر سنگهای همجوارشان، از دور توجه هر بیننده‌ای را به خود جلب می‌کنند (تابلوی ۳-۹، شکل الف). این سنگها از هورنبلند و بیوتیت غنی هستند، پلاژیوکلاز و کوارتز تنها کانیهای روشن آنها می‌باشند. اسفن، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت کانیهای فرعی این سنگها هستند (تابلوی ۳-۹، شکل ب و ج).

اختصاصات میکروسکپی

این سنگها دارای بافت گرانولار هستند و کانیهای تشکیل دهنده آنها غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند. کانی‌های اصلی اولیه تشکیل دهنده این سنگها پلاژیوکلاز، هورنبلندسبز، و کوارتز هستند. بیوتیت که دارای فراوانی قابل ملاحظه‌ای نیز هست از متاسماتیسیم پتاسیک هورنبلند سبز حاصل گردیده است (فرایند بیوتیت‌زایی). زیرکن، اسفن، آپاتیت و مگنتیت کانیهای فرعی این سنگها می‌باشند. بیوتیت، کلسیت، کلریت، اکسیدهای آهن، اسفن، سریسیت و کوارتز (از نوع کرمی شکل) و ارتوز کانیهای ثانویه این سنگها هستند که با پدیده‌های هوازدگی، دگرسانی و متاسماتیسیم پتاسیک در ارتباط می‌باشند.

کانیهای اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی عمده‌ترین کانی روشن موجود در این سنگها است که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد و از نظر ابعاد نیز دانه درشت تا دانه متوسط است. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سینتتیک، خاموشی موجی و زونه‌ای هستند و دارای ادخالهایی از هورنبلند سبز، اسفن، زیرکن و آپاتیت می‌باشند. پلاژیوکلازها در بعضی موارد به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. در برخی موارد در اثر هجوم محلولهای حاوی پتاسیم و واکنش‌های صورت گرفته، پلاژیوکلازها دچار تحلیل رفتگی و خوردگی شده‌اند، این امر به تشکیل میرمکیت و ارتوزهای بی‌شکل منجر گردیده است. البته در طی متاسماتیسیم پتاسیک، تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت یا به عبارتی بیوتیت‌زایی نسبت به میرمکیت‌زایی از گسترش و فراوانی بیشتری برخوردار است.

هورنبلندسبز

این کانی به صورت بلورهای غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شود. بعضی از بلورهای هورنبلند سبز منطقه‌بندی ترکیبی بارزی را به نمایش می‌گذارند. بطوریکه دو بخش با رنگهای متمایز از یکدیگر را به نمایش می‌گذارند. بخش مرکزی تیره رنگ‌تر و بخش حاشیه‌ای روشن‌تر می‌باشد. این کانی دارای ادخالهایی از پلاژیوکلاز، کوارتز، اسفن، زیرکن و آپاتیت است. هورنبلند سبز فراوانترین کانی مافیک اولیه دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها می‌باشد و این امر باعث گردیده تا رنگ این سنگها از خاکستری به سبز گرایش پیدا کند.

کوارتز

این کانی به صورت پرکننده فضای بین سایر کانیها یافت می‌شود. غالباً بی‌شکل بوده و در ضمن از فراوانی نسبتاً کمی برخوردار است. درصد حجمی کوارتز حداکثر به ۱۰ درصد می‌رسد که در این موارد برای نامگذاری سنگ از اصطلاح کوارتز دیوریت استفاده می‌کنیم. مقدار اندکی کوارتز کرمی شکل حاصل از میرمکیت‌زایی نیز همراه این سنگها یافت می‌شود، که جزء کانیهای ثانویه محسوب می‌شود.

کانیهای فرعی

اسفن

این کانی به دو صورت در دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها یافت می‌شود که عبارتند از: ۱- اسفن‌های اولیه‌ای که مستقیماً از تبلور ماگما حاصل گردیده‌اند، این بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و در برخی موارد بافت اسکلتی نشان می‌دهند؛ ۲- اسفن‌هایی که با پدیده بیوتیت‌زایی و کلریت‌زایی هورنبلند در ارتباط می‌باشند. این نوع اسفن‌ها غالباً بی‌شکل و ریزدانه هستند و با کانیهای اوپاک حاصل از دگرسانی نیز همراه می‌باشند. در بعضی موارد تبدیل‌شدگی کانیهای اوپاک به اسفن نیز مشاهده می‌شود. اسفن معمولاً به صورت ادخال در هورنبلند، پلاژیوکلاز، و بیوتیت یافت می‌گردد ولی گاهی اوقات نیز پلاژیوکلاز، بیوتیت و سایر کانیها به صورت ادخال در اسفن حضور دارند.

زیرکن

این کانی به صورت بلورهای ریز شکل‌دار تا بی‌شکل با برجستگی بالا و رنگهای سری بالا یافت می‌شود. زیرکن معمولاً به صورت ادخال در بلورهای هورنبلند سبز، بیوتیت و پلاژیوکلاز حضور دارد.

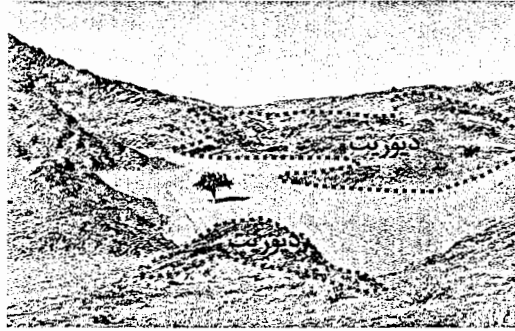
آپاتیت

این کانی به صورت بلورهای سوزنی شکل باریک در این سنگها یافت می‌شود. اگرچه بلورهای آپاتیت همگی دانه‌ریز هستند ولی در ابعاد آنها تفاوت قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود. گاهی اوقات بلورهای آپاتیت در امتداد خاصی آرایش یافته‌اند و احتمالاً به موازات جریان ماگمایی قرار گرفته‌اند. همچنین گاهی اوقات در یک بلور آپاتیت چند نسل از بلورهای آپاتیت ریزتر یافت می‌گردد که احتمالاً به رشد چند مرحله‌ای آپاتیت‌ها مربوط می‌گردد. فراوانی آپاتیت در دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت نسبت به سایر سنگهای توده گرانیتوئیدی زاهدان بسیار بیشتر است.

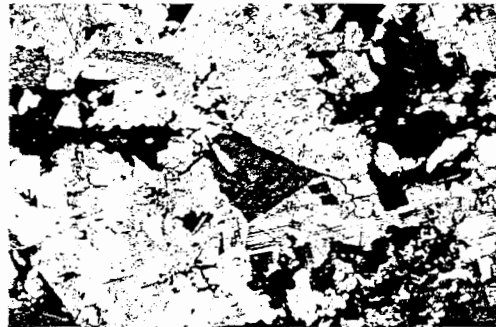
دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها در مجموع کمتر از ۱۰ درصد حجمی توده گرانیتوئیدی زاهدان را به خود اختصاص می‌دهند ولی علیرغم این حجم کم از پراکندگی زیاد برخوردار هستند و به صورت چندین استوک کوچک و بزرگ در چندین محل رخنمون دارند و یا در ابعاد چند ده متری یا چند صد متری همراه گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند.

شکل الف - تصویری از رخنمون سنگهای دیوریتی در شرق روستای علی‌گری.

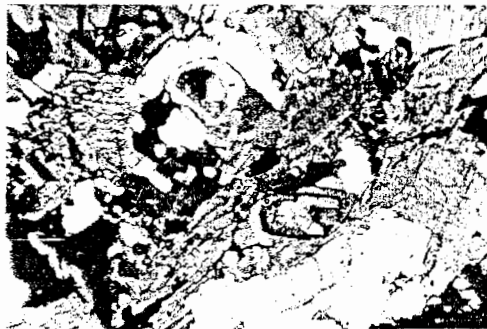
شکل ب و ج - تصویری از بافت میکروسکپی سنگهای دیوریتی.



شکل الف



شکل ب



شکل ج

تابلوی ۳-۹

۳-۶- پتروگرافی و سنگ‌شناسی آنکلاوها

در گرانیته‌ها و گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه آنکلاوهای زیادی با منشاءهای متفاوت یافت می‌شوند. با این وجود، می‌توان آنها را در دو دسته کلی طبقه‌بندی نمود: ۱- آنکلاوهای مشتق شده از سنگهای دگرگونی، ۲- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک.

۳-۶-۱- آنکلاوهای مشتق شده از سنگهای دگرگونی

این نوع از آنکلاوها عمدتاً دارای ترکیب متاپلیتی می‌باشند، برخی از آنها نیز دارای ترکیب ماسه‌سنگی و آهکی دگرگون شده می‌باشند.

آنکلاوها متاپلیتی (میکاشیستی و گارنت میکاشیستی) مذکور در طی اقامت خود در ماگما، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند و بلورهای ریزدانه آندالوزیت در آنها تشکیل گردیده است. این نوع آنکلاوها در گرانیته‌ها به وفور یافت می‌شوند و در محل کنتاکت گرانیته‌ها با سنگهای دگرگونی میزبانشان از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. این نوع آنکلاوها در حواشی گرانودیوریت‌ها و محل کنتاکت آنها با سنگهای دگرگونی نیز یافت می‌شوند و با دور شدن از کنتاکت مقدار آنها کاسته می‌شود و در بخش داخلی توده گرانودیوریتی حضور ندارند (تابلوی ۳-۱۰، شکل‌های الف و ب).

۳-۶-۲- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک

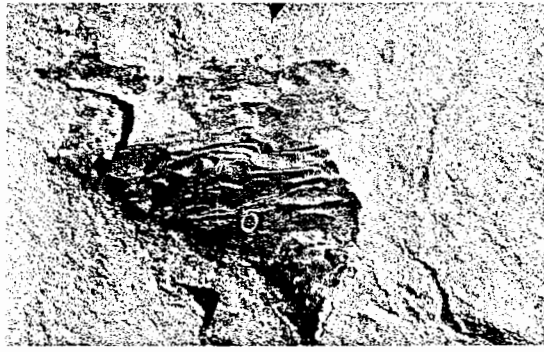
سنگهای گرانودیوریتی که حدود ۷۰ درصد از حجم توده نفوذی چشمه‌بید را به خود اختصاص می‌دهند دارای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و لخته‌های مافیکی هستند که عمدتاً از هورنبلند، بیوتیت، پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند و دارای ترکیب دیوریتی و کوارتز دیوریتی می‌باشند. در همین جا باید اظهار داشت این نوع آنکلاوها در سنگهای گرانیته یافت نمی‌شوند. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و به عبارتی آنکلاوهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی، تقریباً در سراسر بخش گرانودیوریتی توده نفوذی چشمه‌بید حضور دارند، البته درصد فراوانی آنها در نقاط مختلف متفاوت است. اندازه آنها از چند میلی‌متر تا بیش از ۲ کیلومتر متغیر است (تابلوی ۳-۱۰، شکل ج). این آنکلاوها اشکال بسیار متنوعی نظیر دوکی شکل، تقریباً کروی، مثلثی، بیضوی کشیده و گاه اشکال هندسی نامنظم زیادی را به نمایش می‌گذارند (تابلوی ۳-۱۰، شکل د). در پی توجه به آنکلاوهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی، شواهدی از گسیختگی آنکلاوها در مقیاس مختلف (از رخنمون صحرایی تا مقیاس میکروسکوپی) بدست آمد و در نتیجه مشخص گردید که آنها از گسیختگی توده‌هایی با ترکیب دیوریتی و کوارتز دیوریتی حاصل شده‌اند. مشاهدات و بررسی‌های انجام شده، وجود آنکلاوهای بسیار بزرگی از سنگهای دیوریتی و کوارتز دیوریتی را محرز ساخت.

شکل الف - تصویری از یک آنکلاو متاپلیتی، که در طی اقامت خود در ماگمای گرانودیوریتی متحمل دگرگونی مجاورتی شده است و بلورهای ریز آندالوزیت در آن تشکیل گردیده است.

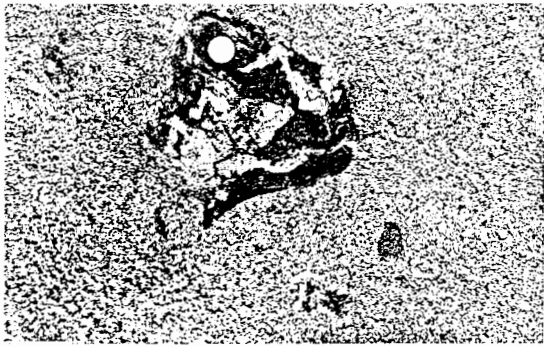
شکل ب - تصویری از قطعات سنگی متاپلیتی که توسط گرانودیوریت دربرگرفته شده‌اند، توده‌های کوارتزی بزرگی که در درون این آنکلاو‌ها مشاهده می‌شوند دارای منشاء دگرگونی هستند.

شکل ج - تصویری از سنگهای دیوریتی که به صورت یک مگاآنکلاو ظاهر شده‌اند و همانند تاجی بر فراز سنگهای گرانودیوریتی قرار گرفته‌اند (محل: شمال غرب روستای منزل‌آب).

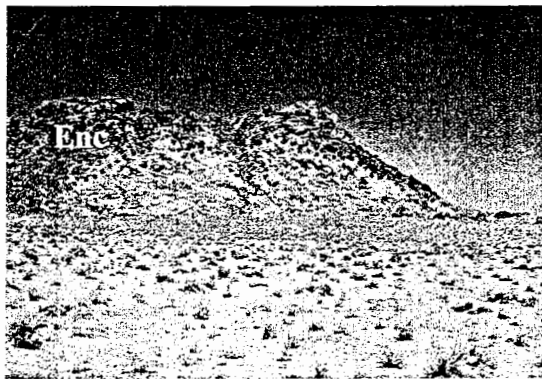
شکل د - گسیختگی توده‌های دیوریتی و تبدیل آنها به آنکلاوهایی با ابعاد کوچکتر، که این آنکلاوها توسط زمینه‌ای از سنگهای گرانودیوریتی در بر گرفته شده‌اند و دارای اشکال متنوعی هستند.



شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د

تابلوی ۳-۱۰

در جنوب غرب روستای خیرآباد و شمال روستای کوچکی، شواهد اختلاط ماگمایی به صورت حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ابعاد میلیمتری تا دسی متری مشاهده می شود. این آنکلاوها تقریباً ۵۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می دهند. در موارد پیشرفته تر، این گلبولها در درون ماگمای گرانودیوریتی توزیع گشته اند و به صورت لخته های مافیک در تمامی بخشهای توده نفوذی قابل مشاهده هستند.

در طی گسیخته شدن ماگمای دیوریتی، تشکیل آنکلاوها و راهیابی آنها به درون مذاب سازنده سنگهای گرانودیوریتی، واکنشها و فعل و انفعالاتی بین ماگمای سازنده گرانودیوریتها و آنکلاوها صورت گرفته است. بارزترین این واکنشها انتشار پتاسیم از ماگمای گرانودیوریتی به درون آنکلاوها می باشد. در اثر انتشار پتاسیم و راهیابی آن به درون آنکلاوها، هورنبلندسبز به تدریج به بیوتیت تبدیل گردیده است. میزان تبدیل شدگی بسیار متغیر است و ابتدا به صورت تشکیل پولکها یا تیغه های کوچک بیوتیت در امتداد کلیواژها، شکستگی ها، شکافها، حاشیه ها و مرز بین دانه ها آغاز می گردد، ولی در موارد پیشرفته تر ممکن است بلور هورنبلند بطور کامل به بیوتیت تبدیل شده باشد.

تغییر دیگری که صورت می گیرد تبدیل تدریجی پلاژیوکلاز به ارتوز می باشد. تبدیل شدگی پلاژیوکلاز به ارتوز، گاهی اوقات بقدری گسترده است که بخش قابل توجهی از زمینه سنگ بطور یکنواخت از ارتوز تشکیل می گردد. در چنین مواقعی معمولاً مقداری از پلاژیوکلازها از این جایگزینی مصون مانده اند و یا اینکه فقط بخشی از آنها به ارتوز تبدیل گردیده است در نتیجه تعداد زیادی از بلورهای پلاژیوکلاز غالباً نیمه شکل دار و دارای حاشیه های مضرس به صورت ادخال در درون زمینه ای از ارتوز مشاهده می شود. در شرایط پیشرفته تر فقط شبحی از پلاژیوکلازها باقی مانده است. در طی این تغییر و تحولات بلورهای کرمی شکل کوارتز (میرمکیت) نیز تشکیل می گردند و در درون ارتوز به صورت ادخال مشاهده می شوند. در بعضی مواد بلورهای ارتوز تازه تشکیل شده که غالباً نیز بی شکل هستند، تعداد زیادی از سایر کانیهها نظیر هورنبلندسبز، بیوتیت، اسفن، زیرکن، آپاتیت، مگنتیت و بقایای پلاژیوکلاز را به صورت ادخال دربرمی گیرند. این پدیده، منظره ای را به وجود می آورد که شبیه شناور شدن تعداد زیادی کانی در زمینه ای از ارتوز می باشد.

پدیده فلدسپاتزایی بطور گسترده ای، به صورت تشکیل لکه های سفید رنگ در سطح برخی از آنکلاوها قابل مشاهده است. معمولاً در طی اقامت آنکلاوها در ماگما، مقداری سیلیسیم نیز به درون آنها راه می یابد که به صورت تشکیل گلبولها کوارتزی تجلی پیدا می کند. کوارتزهای سازنده این گلبولها، معمولاً دانه درشت، بی شکل و دارای حاشیه های مضرس می باشند. بطور کلی سایر ویژگیهای میکروسکپی این آنکلاوها با دیوریتها و کوارتزدیوریتها مشابه است، با این توضیح که این آنکلاوها غالباً ریزدانه هستند، بافت پرفیری، میکروگرانولار یا پرفیری میکروگرانولار نشان می دهند و هورنبلندسبز و پلاژیوکلاز فنوکریستهای این مجموعه هستند (تابلوی ۳-۱۱، شکل الف).

اسفن به وفور در برخی از آنکلاوها یافت می شود و این اسفن ها غالباً دانه درشت و شکل دار هستند (تابلوی ۳-۱۱، شکل ب)، این امر مبتنی غنی بودن ماگمای سازنده آنها از TiO_2 می باشد. یکی از ویژگیهای بارز دیگر این آنکلاوها حضور مقادیر قابل توجهی آپاتیت های سوزنی شکل ریزدانه

می‌باشد که به ویژه در درون پلاژیوکلازها یا ارتوزهایی که جانشین پلاژیوکلازها شده‌اند، یافت می‌گردند. زیرکن و مگنتیت سایر کانیهای فرعی انکلاوها می‌باشند. در آنکلاوهایی که تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. کانیهای ثانویه‌ای نظیر کلسیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت و کمی اکسیدهای آهن یافت می‌شوند.

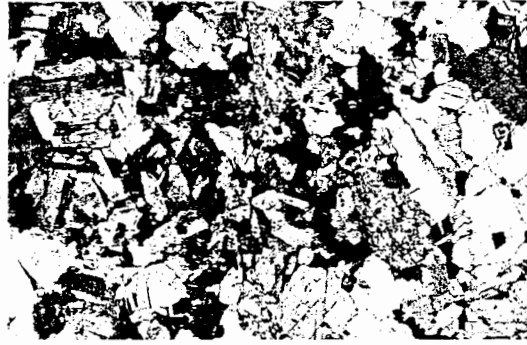
حال با توجه به آنچه ذکر شد، شواهد اختلاط ماگمایی از مقیاس صحرایی (بزرگ مقیاس) تا مقیاس میکروسکوپی قابل تعقیب است. در مقیاس میکروسکوپی این شواهد به صورت گلبولها یا لخته‌های مافیک در حال گسیخته شدن قابل مشاهده هستند (تابلوی ۳-۱۱، شکل‌های ج و د). اگر شواهد مذکور را با کارها و مقالات منتشر شده (صادقیان، ۱۳۸۳؛ Paterson و همکاران، ۲۰۰۴) مقایسه کنیم، به این حقیقت پی می‌بریم که بین ماگماهای سازنده دیوریت‌ها و گرانودیوریت‌ها اختلاط صورت گرفته است و به دنبال خود تغییر و تحولات زیادی را به همراه داشته است. مجموع شواهد ارائه شده، مبین نفوذ توده دیوریتی به درون سنگهای دگرگونی و در نتیجه ذوب این سنگها می‌باشد. در اثر این فرایند ماگمای گرانیتی ایجاد شده که با ماگمای دیوریتی اختلاط حاصل کرده است.

شکل الف - تصویر میکروسکپی نشان دهنده بافت میکروگرانولار و حضور کانیه‌های هورنبلندسبز، پلاژیوکلاز و بندرت کوارتز.

شکل ب - تصویر میکروسکپی نشان دهنده بافت میکروگرانولار و حضور کانی اسفن.

شکل ج - این تصویر پدیده فلدسپاتزایی را در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (در مقیاس میکروسکپی) نشان می‌دهد.

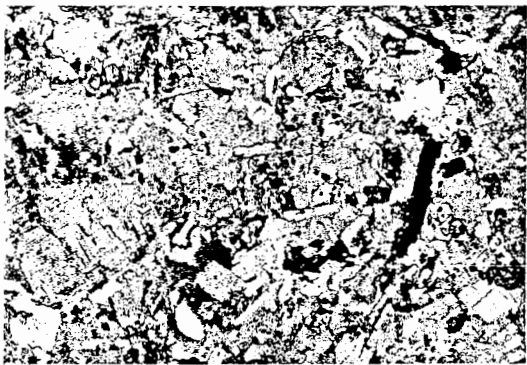
شکل د - تصاویری از گسیختگی پیشرفته گلبولها یا لخته‌های مافیک در مقیاس میکروسکپی.



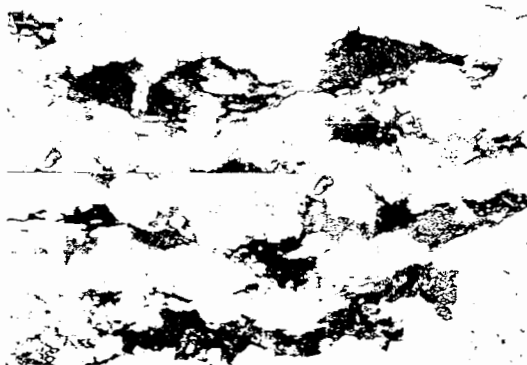
شکل الف



شکل ب



شکل ج



شکل د

تابلوی ۳-۱۱

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوژی

۱-۴- مقدمه

امروزه بررسی دقیق و همه جانبه سنگهای آذرین بدون انجام مطالعات ژئوشیمیایی امکان پذیر نیست. به منظور استفاده از ژئوشیمی، اولین گام درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می باشد (هندرسون، ۱۹۸۲). به عبارت صحیح تر، قویترین ابرازهای قابل دسترس برای تشریح منشأ و تحول سنگهای گرانیتوئیدی در اختیار ژئوشیمی است.

بعد از مطالعات صحرایی و پتروگرافی تعداد ۱۰ نمونه از سنگهای مختلف توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی معتبر Actlab کانادا آنالیز گردیده و توسط نرم افزارهای پترولوژیکی پردازش شده اند. محل دقیق این نمونه ها به کمک GPS تعیین و در جدول (۱-۴) به نمایش در آمده است.

نتایج آنالیز شیمیایی نمونه ها نیز در جدول ۲-۴ دیده می شود.

جدول ۱-۴- مختصات دقیق نمونه های برداشت شده توسط GPS.

شماره نمونه	موقعیت	محل برداشت نمونه	نام سنگ
MZ-1.2	N:29 08 415. E:61 11 487	گرانیت بوگ	سینو تا مونزوگرانیت
MZ-47.2	N:29 08 419. E:61 00 535	غرب چشمه بید	سینو تا مونزوگرانیت
MZ-48.1	N:29 07 953. E:60 59 830	چشمه بید	سینو تا مونزوگرانیت
MZ-49.1	N:29 08 152. E:61 01 517	شرق چشمه بید	سینو تا مونزوگرانیت
MZ-59.1	N:29 11 295. E:60 59 389	حاجی آباد	سینو تا مونزوگرانیت
MZ-16.1	N:29 11 396. E:60 55 381	شورچاه	گرانودیوریت
MZ-37.1	N:29 09 809. E:60 57 369	دره زراگی	گرانودیوریت
MZ-39.1	N:29 10 733. E:60 58 106	کلات	گرانودیوریت
MZ-22.1	N:29 13 504. E:60 53 910	کوچکی	دیوریت
MZ-28.2	N:29 13 153. E:60 54 258	حدفاصل کوچکی و کاشی	دیوریت

۴-۲- آماده‌سازی و تصحیح داده‌های تجزیه‌های شیمیایی

برای بحث و بررسی در مورد روابط ژئوشیمیایی سنگها، که بر پایه نتایج تجزیه شیمیایی آنها استوار است، ابتدا باید به فرایندهایی که ممکن است نتایج تجزیه شیمیایی سنگها را تحت تاثیر قرار دهند نگاهی داشته باشیم. مهمترین این فرایندها شامل موارد زیر هستند (رولینسون، ۱۹۹۲):

- آلیش

آلیش در طول آماده سازی نمونه، یک منبع مهم خطا در تجزیه ژئوشیمی است. به احتمال زیاد این اتفاق در طول خردکردن و پودرکردن نمونه رخ می‌دهد. آلیش ممکن است از نمونه‌هایی که قبلاً آماده شده‌اند و یا ناشی از خود دستگاه آسیاب باشد. آلیش با بقایای ناشی از نمونه‌های قبلی را می‌توان با تمیزکردن دستگاه، برطرف کرد. آلیش نوع دوم را نیز می‌توان با انتخاب آسیاب ساخته شده از آلیاژ مناسب کنترل کرد. برای تجزیه‌هایی با بیشترین دقت، آسیاب باید از نوع آگات باشد. کاربرد تنگستن، یک ماده پودر کننده رایج هم در هاون خردکننده و هم در آسیاب حلقه‌ای بوده و آلودگی قابل ملاحظه W, Co, Ta, Sc و مقدار جزئی Nb را سبب می‌شود (نیسبت و همکاران، ۱۹۷۹؛ هیکسون و جوراس، ۱۹۸۶؛ نورمن و همکاران، ۱۹۸۹؛ جچوم و همکاران، ۱۹۹۰). علاوه بر این، خطوط طیفی W روی خطوط عناصر دیگر می‌افتد و سبب افزایش ظاهری غلظت می‌شود مگر اینکه تشخیص داده شود. فولاد کروم‌دار، مقادیر قابل ملاحظه‌ای Cr, Fe مقادیر متوسطی Mn و مقدار جزئی Dy و فولاد با کربن بالا، مقادیر بالایی Fe, Cr, Cu, Mn, Zn و مقدار جزئی Ni وارد نمونه می‌کند (هیکسون و جچوم، ۱۹۸۶).

منابع دیگر آلیش، در طبیعت قرار دارند. ایجاد پوشش نازکی از رسوبات حاصل از محلول‌های آبی زیرزمینی یا آب دریا بر روی نمونه‌ها از این موارد است. این مورد بوسیله شستشوی تکه‌های سنگ قبل از خرد کردن برطرف می‌شود.

آلیش بوسیله معرف‌های ناخالصی که در طول انحلال و آماده سازی نمونه، استفاده می‌شوند نیز حتی با وجود استفاده از مواد شیمیایی فوق‌العاده خالص می‌تواند مهم باشد. اندازه‌گیری مقدار آلیش ناشی از این منبع را می‌توان بوسیله تجزیه خود معرف‌ها در غلظت‌های مورد مصرف در آماده سازی و تعیین ترکیب شیمیایی استاندارد بدست آورد.

- خطاهای ناشی از کالیبراسیون

تمامی روشهای تجزیه شیمیایی بجز روش طیف سنج جرمی غلظتها را نسبت به استاندارد با غلظت مشخص یا نسبت به یک منحنی کالیبره می‌کنند. این منحنی نیز بر اساس استانداردهایی با غلظت معلوم رسم شده است. استانداردهای مورد استفاده در ترسیم منحنی‌های کالیبراسیون یا معرف‌های بسیارخالص شیمیایی و یا نمونه‌های بین‌المللی مرجع هستند (گوین داراجو، ۱۹۸۴؛ ائی، ۱۹۸۹).

در بعضی موارد باید استانداردها با استفاده از روشهای بسیار دقیق تجزیه شوند. روشن است که صحت تجزیه نهایی بستگی به صحت تجزیه استانداردهای مورد مصرف در کالیبراسیون داشته و خطاهای سیستماتیک براحتی می‌توانند ایجاد شوند.

- خطاهای ناشی از پوشش پیکها

در اکثر روشهای تجزیه‌ای مورد استفاده در ژئوشیمی سعی اندکی در جدایش عنصر مورد تجزیه از بقیه سنگ یا کانی‌های نمونه صورت می‌گیرد. تنها مورد استثناء در طیف سنجی جرمی است. بنابراین امکان تداخل خطوط طیفی یا قله‌ها وجود دارد و در نتیجه مقادیر اندازه‌گیری 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 تجزیه شیمیایی استناد کرد.

ب- بر روشهای صحرائی 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 باشند.

ج - انحرافات را نمی‌توان باصراحت تمام دلیل وقوع یک فرایند خاص دانست (قاسمی، ۱۳۸۰).

قبل از استفاده از تجزیه های شیمیایی لازم است تغییراتی در آنها داده شود. از جمله این تغییرات می‌توان از حذف مواد فرار و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO نام برد.

در تجزیه های شیمیایی مقدار اکسید آهن به صورت کلی Fe_2O_3 ارائه می شود. در تعیین مقدار آهن فریک Fe_2O_3 و فرو FeO ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌هایی که از طریق نورم بدست می‌آیند می‌گذارد. بدین ترتیب که سنگ دارای مگنتیت نورماتیو بیشتری است. بنابراین FeO کمتری برای ساختن کانی‌های سیلیکاتی چون دیوپسید، 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 ابروین - باراگار و به کمک نرم افزار Igpert استفاده شده است.

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه.

Sample no	MZ-1.2	MZ-16.1	MZ-22.1	MZ-28.2	MZ-37.1	MZ-39.1	MZ-47.2	MZ-48.1	MZ-49.1	MZ-59.1
Rock type	Granite	Granodiorite	Diorite	Diorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granite
SiO ₂ wt%	72.81	63.28	54.65	56.33	63.59	64.14	71.82	67.15	67.33	65.81
Al ₂ O ₃ "	16.67	20.72	14.89	15.65	19.15	17.71	16.31	19.59	18.33	20.24
Fe ₂ O ₃ "	0.44	2.87	7.58	6.37	3.32	3.44	1.13	1.41	2.39	1.92
MnO "	0.055	0.051	0.117	0.101	0.054	0.057	0.022	0.021	0.040	0.038
MgO "	0.08	1.59	8.23	6.59	1.77	1.80	0.31	0.37	0.68	0.78
CaO "	0.97	2.84	6.67	6.65	3.41	3.13	1.24	1.38	1.77	2.25
Na ₂ O "	3.82	3.81	2.70	3.27	3.97	3.82	4.35	3.83	3.89	3.99
K ₂ O "	4.12	2.98	1.97	1.95	2.21	3.35	3.79	3.86	4.01	3.07
TiO ₂ "	0.029	0.463	1.120	0.976	0.565	0.572	0.145	0.196	0.343	0.293
P ₂ O ₅ "	0.03	0.14	0.24	0.21	0.16	0.20	0.06	0.07	0.12	0.09
LOI "	0.43	0.64	1.40	1.26	0.72	0.89	0.41	0.85	0.58	0.96
V ppm	-5	42	141	117	51	53	6	8	15	23
Cr "	-20	41	432	347	38	39	-20	-20	-20	-20
Co "	-1	7	37	29	9	9	1	2	3	3
Ni "	-20	-20	215	138	20	20	-20	-20	-20	-20
Cu "	-10	40	57	52	-10	20	18	37	12	14
Zn "	-30	42	70	64	67	44	41	52	72	49
Ga "	14	20	18	19	21	20	21	20	22	21
Ge "	1.4	1.0	1.3	1.3	1.0	1.0	1.1	0.8	0.9	0.9
As "	-5	-5	12	-5	-5	-5	-5	-5	-5	-5
Rb "	142	125	61	76	108	117	163	139	156	133
Sr "	87	326	435	458	393	383	191	233	294	333
Y "	24.3	11.3	17.8	18.1	8.0	11.2	5.0	4.6	5.6	7.3
Zr "	42	127	110	202	143	140	75	94	128	110
Nb "	10.6	11.4	10.9	10.1	10.7	10.5	11.4	9.5	13.6	9.2
Ag "	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
Sn "	1	2	1	-1	2	4	3	3	2	5
Cs "	2.3	9.3	4.3	7.9	9.8	7.4	7.6	4.2	9.5	10.9
Ba "	260	448	363	370	361	573	410	569	620	588
La "	15.3	25.7	23.1	26.3	31.0	27.5	24.4	22.5	24.6	24.8
Ce "	28.1	47.6	46.6	50.5	55.6	52.0	45.1	41.5	44.5	46.2
Pr "	2.88	4.80	5.31	5.46	5.45	5.34	4.49	4.08	4.47	4.53
Nd "	11.0	17.4	21.1	21.0	18.8	19.7	15.4	14.0	15.7	15.9
Sm "	3.01	3.40	4.71	4.41	3.08	3.54	2.75	2.47	2.92	2.83
Eu "	0.193	0.791	1.34	1.29	0.990	0.967	0.593	0.696	0.795	0.719
Gd "	3.31	2.56	4.15	3.88	2.25	2.81	1.76	1.51	1.83	1.97
Tb "	0.65	0.41	0.67	0.65	0.32	0.42	0.21	0.20	0.24	0.30
Dy "	4.19	2.19	3.78	3.60	1.64	2.27	1.01	0.96	1.12	1.51
Ho "	0.87	0.41	0.71	0.71	0.30	0.44	0.17	0.17	0.20	0.27
Er "	2.60	1.23	2.05	2.11	0.85	1.26	0.46	0.49	0.57	0.78
Tm "	0.390	0.182	0.286	0.310	0.122	0.180	0.067	0.072	0.080	0.108
Yb "	2.49	1.18	1.74	1.91	0.80	1.09	0.42	0.49	0.51	0.66
Lu "	0.351	0.174	0.244	0.276	0.119	0.156	0.062	0.074	0.079	0.095
Hf "	2.2	4.0	3.2	5.4	3.9	3.8	2.7	3.2	3.7	3.4
Ta "	1.41	1.35	0.73	0.78	0.58	0.89	1.17	0.74	0.91	0.83
W "	-0.5	1.1	-0.5	-0.5	0.7	-0.5	2.1	1.9	-0.5	0.9
Tl "	1.28	1.35	0.69	0.83	1.36	1.16	1.73	1.68	1.79	1.55
Pb "	50	29	18	23	32	27	43	121	41	38
Bi "	0.9	2.5	3.5	2.6	18.8	2.9	1.4	4.6	35.3	1.5
Th "	20.0	12.7	5.53	10.4	10.5	12.7	12.0	11.2	11.3	10.6
U "	4.11	2.87	1.09	2.56	1.39	1.92	1.59	1.49	1.28	1.48

۳-۴- 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 به روشهای گوناگون و برای مقاصد مختلف سود جست. مثلاً از داده های مربوط به عناصر اصلی و کمیاب می توان برای طبقه بندی و نامگذاری سنگها و نیز در تشکیل نمودارهای تغییرات (دو متغیره و سه متغیره)، تعیین سریهای ماگمایی، جایگاه تکتونیک و بالاخره شناسایی خصوصیات منشأ سنگهای 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 در حد بیشتر از ۱ درصد وزنی حضور داشته و شامل: K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Si می باشند و غلظت آنها به صورت درصد وزنی (wt%) اکسید بیان می شود. در گرانیتوئیدها کانیهای اصلی تشکیل دهنده سنگ هستند که تراکم فراوانی عناصر اصلی را کنترل می کنند (برای مثال کوارتز، SiO_2 ، پلاژیوکلاز، CaO , Na_2O , Al_2O_3 و فلدسپاتهای آلکان، K_2O , Al_2O_3 و Na_2O و سیلیکاتهای فرومنیزین و اکسیدها، MgO و FeO 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 P_2O_5 , MnO , TiO_2 به طور مشخص سه عنصر فرعی متفاوتند.

- عناصر کمیاب

این عناصر در حد کمتر از ۰/۱ درصد وزنی تا کمتر از ۱۰۰۰ ppm حضور داشته و غلظتشان به صورت قسمت در میلیون (ppm) 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 (La تا Lu) 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.

۳-۴-۱- استفاده از نتایج تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی نمونه های مورد مطالعه در رده بندی و نامگذاری شیمیایی آنها

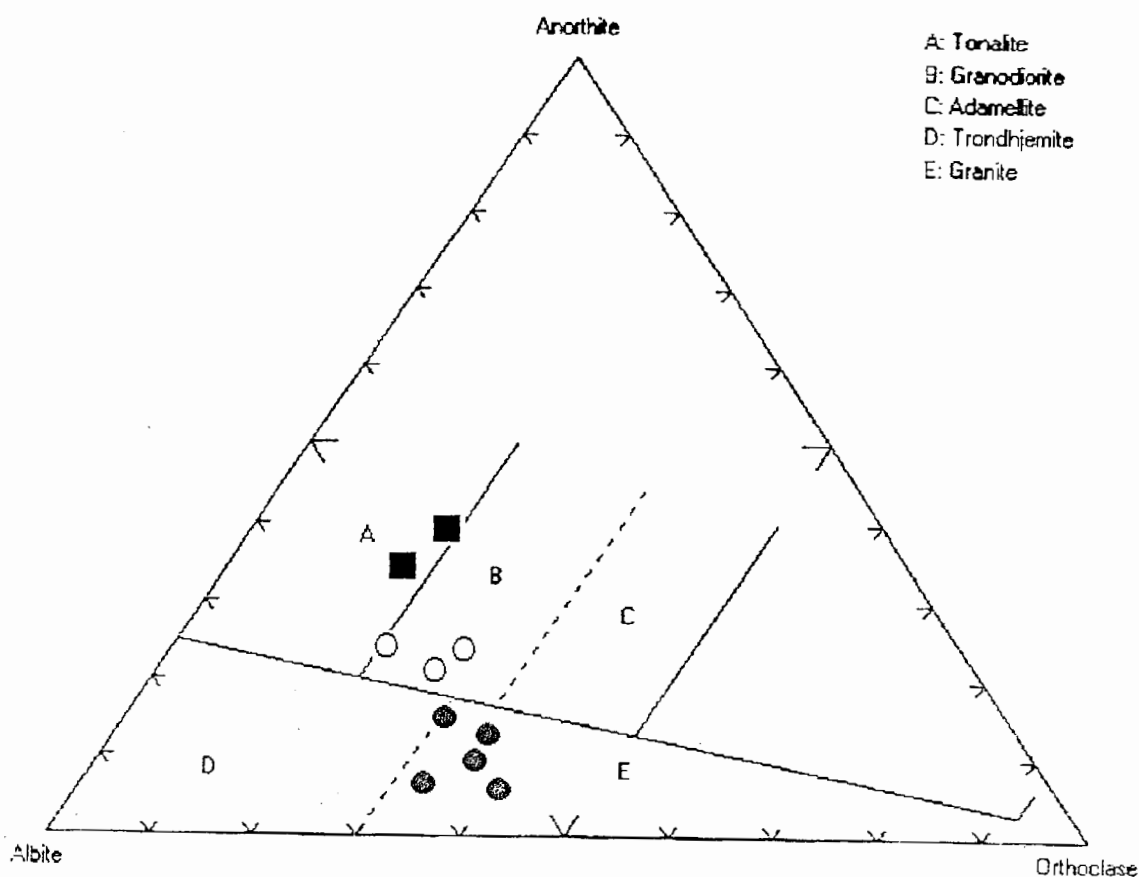
به منظور رده بندی و نامگذاری شیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه از رده بندیهای شیمیایی مختلف استفاده شده است که این رده بندیها عبارتند از: در طبقه بندی نورماتیو از رده بندی اکاتر (۱۹۶۵) و در رده بندی شیمیایی از رده بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، دیون و لوفور (۱۹۸۳)، میدلموست (۱۹۸۵)، استفاده شده است که هر کدام را به طور مجزا مورد بحث قرار می دهیم.

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 خیلی معمولی محاسباتی 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 این طبقه بندی، نورم سنگها یعنی ترکیب کانی‌شناسی مجازی سنگ که بر اساس نتایج آنالیزهای شیمیایی محاسبه می‌گردد، مبنای رده بندی قرار می‌گیرد.

- رده بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)

اکانر (۱۹۶۵)، بارکر (۱۹۷۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰)، گرانیتوئیدها را با استفاده از دیاگرام مثلثی آل بیت - ارتوز - آنورتیت نورماتیو طبقه بندی نموده‌اند (شکل ۴-۱). این طبقه بندی 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.



شکل ۴-۱- نمودار مثلثی An-Ab-Or (اوکانر، ۱۹۶۵) جهت تعیین موقعیت ترکیبی سنگهای سازنده توده

گرانیتوئیدی چشمه‌بید. ● گرانیت ○ گرانودیوریت ■ دیوریت

ب- طبقه بندی شیمیایی

در این روش با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگهای آذرین را طبقه بندی می‌نمایند علاوه بر این استفاده از نسبت های کاتیونی نیز برای طبقه بندی معمول است.

- طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

در این طبقه بندی مجموع آلکالن ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) در محور قائم وسیلیس در محور افقی آورده شده است. محدوده سنگهای مختلف در دیاگرام مشخص شده و قلمرو سنگهای ساب آلکالن از آلکالن مجزا گردیده است. با توجه به این دیاگرام سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده های دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).

- طبقه بندی دیون و لوفور (۱۹۸۳)

در این رده بندی از پارامترهای Q ، P استفاده می‌شود. این پارامترها از طریق معادلات زیر بدست می‌آیند و در آنها از مقادیر میلی کاتیونی عناصر استفاده می‌شود.

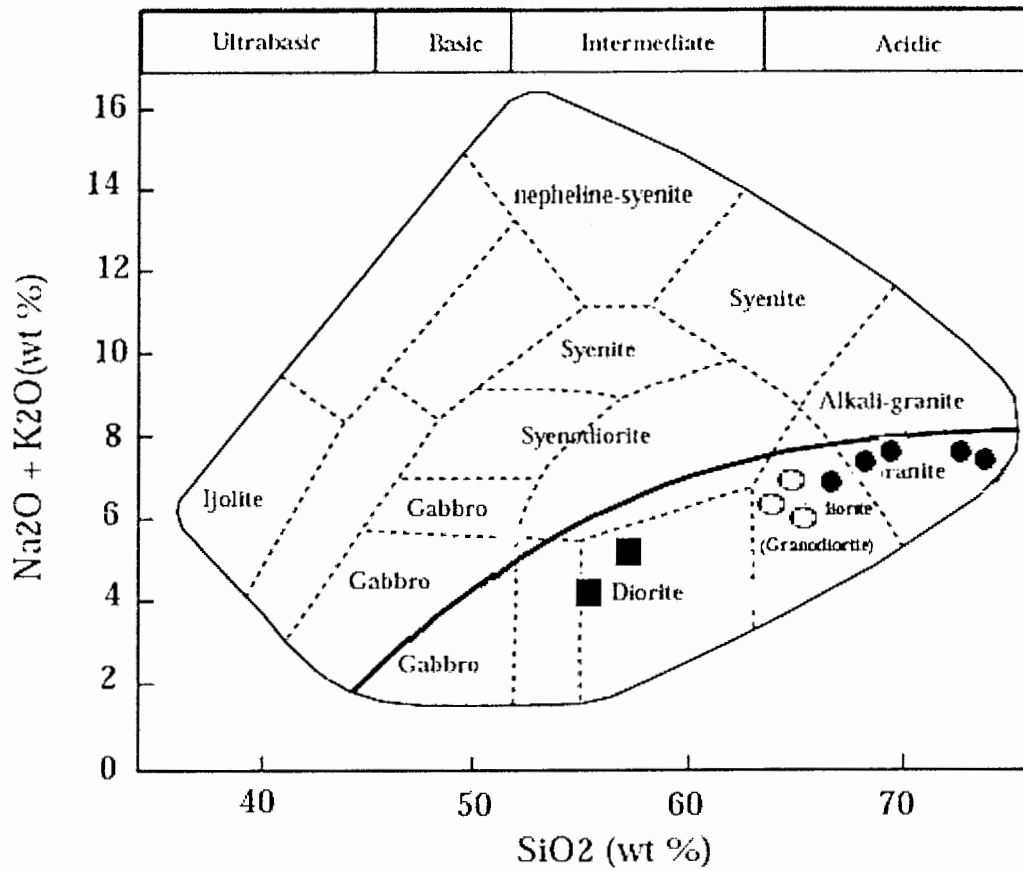
$$Q = (\text{Si}/3) - (\text{K} + \text{Na} + 2/3\text{Ca})$$

$$P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$$

با توجه به نمودار Q در مقابل P ارائه شده در شکل (۴-۳) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده های کوارتز دیوریت، کوارتز مونزو دیوریت، گرانودیوریت و آداملیت قرار می‌گیرند.

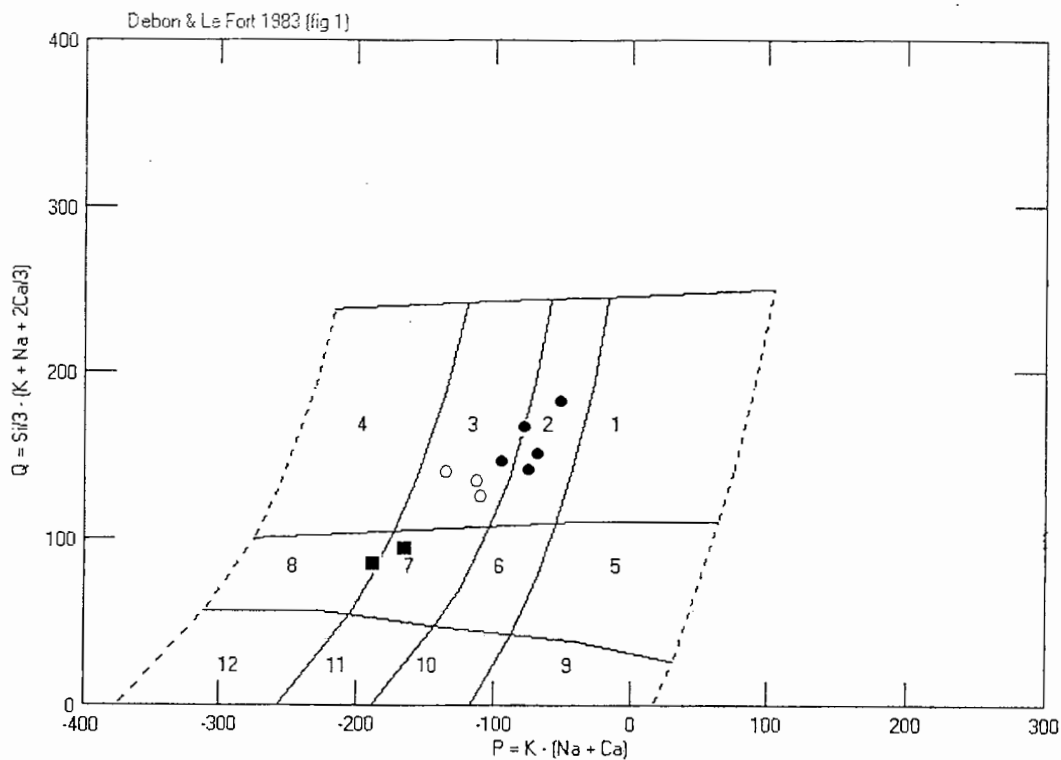
- طبقه بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵)

در دیاگرام میدلموست همانند دیاگرام کاکس و همکاران مجموع آلکالن در محور قائم وسیلیس در محور افقی آورده شده است. ولی تقسیمات داخلی و فرم کلی آنها متفاوت است. نمونه های مورد مطالعه در دیاگرام میدلموست در محدوده های کوارتز دیوریت، گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴).



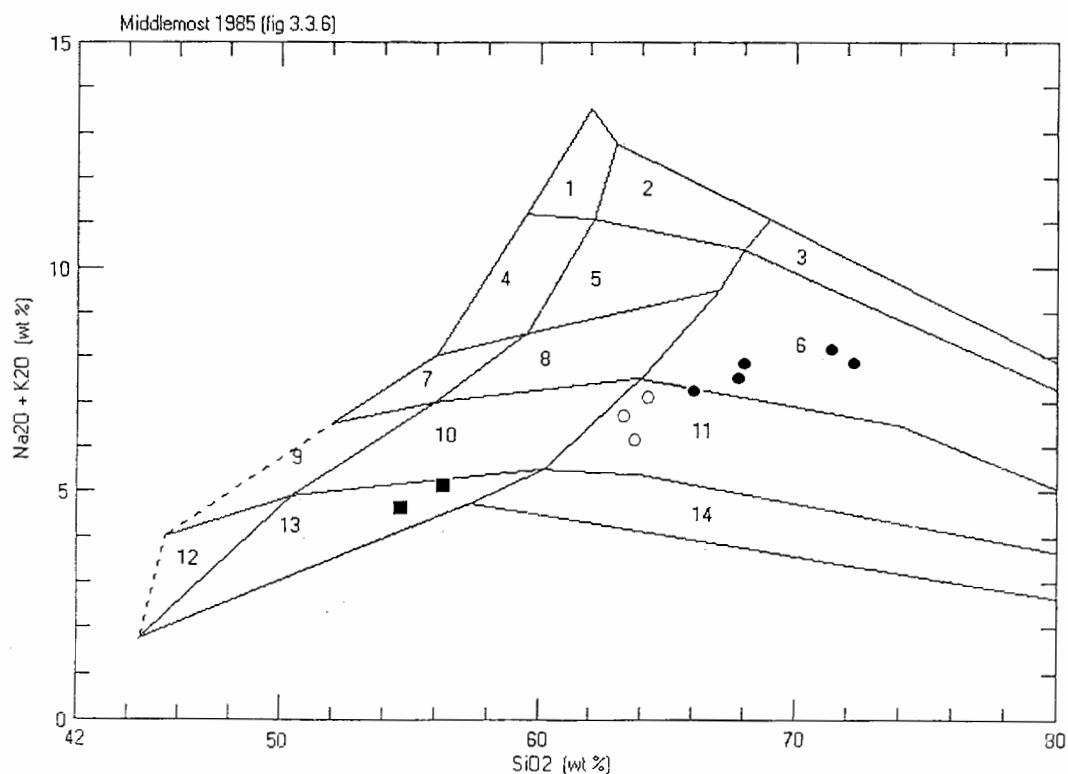
شکل ۲-۴. رده‌بندی شیمیایی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

- گرانیت
- گراندیوریت
- دیوریت



شکل ۴-۳. رده‌بندی شیمیایی دیون و لوفور (۱۹۸۳) 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 مونزودیوریت، ۸- کوارتز دیوریت، ۹- سیینیت، ۱۰- مونزونیت، ۱۱- مونزوگابرو، ۱۲- گابرو.

دیوریت
 گرانودیوریت
 گرانیت



شکل ۴-۴. رده‌بندی شیمیایی میدلموست (۱۹۸۵) برای سنگهای سازنده توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید. محدوده‌های شماره گذاری شده به ترتیب عبارتند از: ۱- آلکالی فلدسپار سیینیت، ۲- آلکالی فلدسپار کوارتز سیینیت، ۳- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴- سیینیت، ۵- کوارتز سیینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونزونیت، ۸- کوارتز مونزونیت، ۹- مونزودیوریت، ۱۰- کوارتز مونزودیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوارتز دیوریت، ۱۴- تونالیت.

دیوریت
 گرانودیوریت
 گرانیت

۴-۳-۲- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی نمونه‌های مورد مطالعه در بررسی روندهای تغییرات آنها

بررسی تغییرات ژئوشیمیایی بین سنگهای آذرین یک ناحیه که از نظر زمین شناختی به هم مرتبط هستند و همچنین روابط پتروژنتیکی بین این سنگها نیازمند استفاده از دیاگرامهای تغییرات شیمیایی است. در این دیاگرامها به سادگی اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در سنگها که ناشی از تبلور، ذوب بخشی و تحولات ماگمایی است نشان داده می‌شود. به منظور بررسی ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی زاهدان ابتدا از نمودارهای ساده هارکر (۱۹۰۹) استفاده می‌کنیم و تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی را در مقابل تغییرات SiO_2 مورد بررسی قرار می‌دهیم. با توجه به روند تغییرات دیاگرامهای هارکر می‌توان به فرایندها و تحولاتی نظیر ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی و آلودگی پوسته‌ای که در تشکیل یا تبلور ماگماها صورت می‌گیرند، پی برد (ویلسون، ۱۹۸۹). روندهای پیوسته تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی را می‌توان به عنوان شاهدهی بر روند تحول شیمیایی ماگما در نظر گرفت.

نمودارهای هارکر گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در شکل (۴-۵) نشان داده شده‌اند. در نگاه اول مشاهده می‌کنیم که گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها از SiO_2 غنی‌تر هستند. ولی از آنجایی که شواهد صحرایی دال بر قدیمی‌تر بودن گرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها می‌باشد (گرانیت‌ها توسط گرانودیوریت‌ها قطع می‌شوند یا به عبارت بهتر دایکهای با ترکیب گرانودیوریتی، گرانیت‌ها را قطع می‌کنند)، لذا این پدیده را نمی‌توان به پدیده تبلور تفریقی نسبت داد.

ضمناً با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی دایکها (صادقیان، ۱۳۸۳)، دریافتیم که همواره بین دیوریت‌ها و آنکلاوهای آندزیتی - داسیتی منطقه مورد مطالعه روابط منشائی نزدیکی وجود دارد. با توجه به نمودارهای ارائه شده در شکل (۴-۶)، می‌توان چنین نتیجه گرفت که دایکها بخش تفریق یافته دیوریت‌ها هستند که در آشیانه ماگمایی تفریق یافته‌اند.

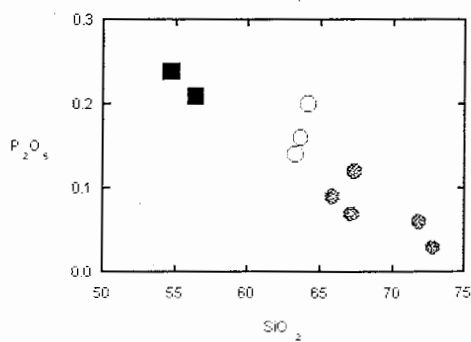
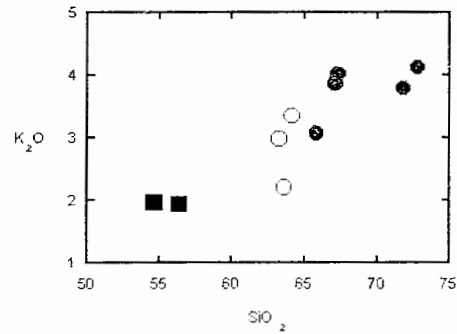
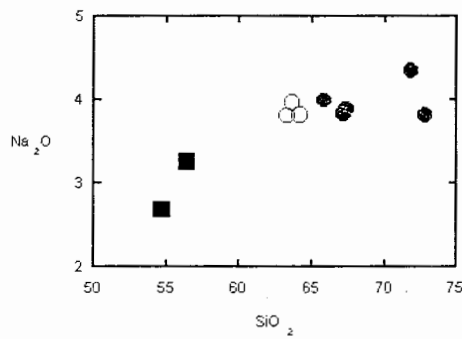
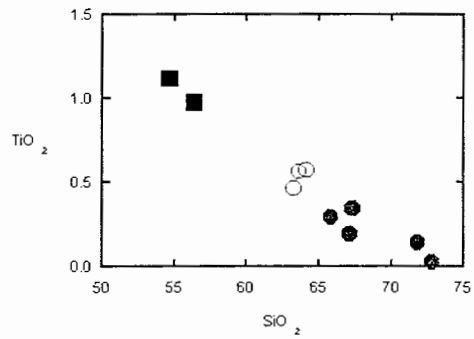
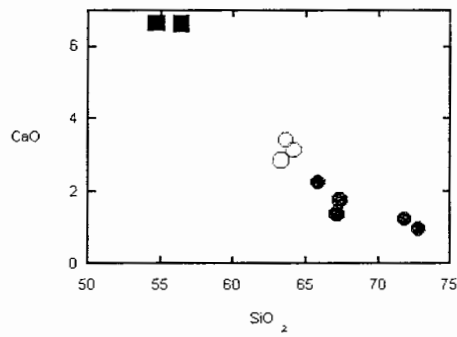
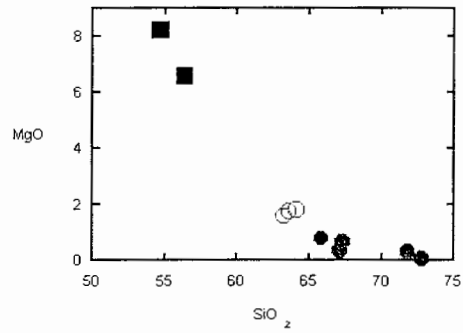
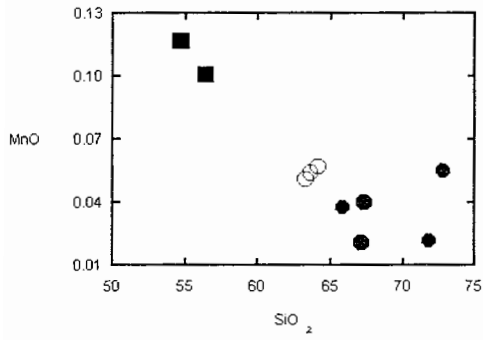
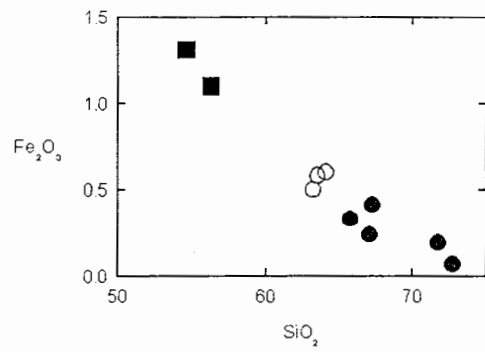
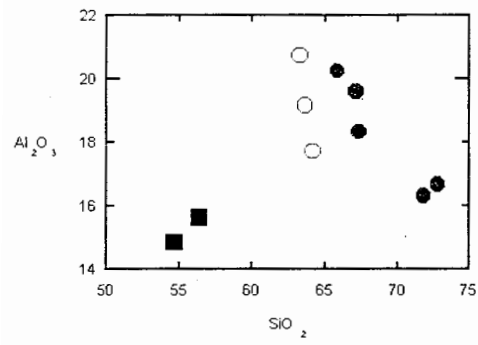
الف - بررسی روندهای تغییرات عناصر اصلی در گرانیتوئیدها

در شکل (۴-۵) نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی گرانیتوئیدها به نمایش گذاشته شده‌اند. نگاهی به این نمودارها نشان می‌دهد که بین دیوریت‌ها و گرانیت‌ها - گرانودیوریت‌ها وقفه ترکیبی قابل ملاحظه‌ای وجود دارد. با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و بررسی‌هایی که در بخشهای آتی ارائه خواهد شد درمی‌یابیم که دیوریت‌ها دارای منشأ گوشته‌ای و از نوع I می‌باشند، در حالیکه گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها دارای منشأ پوسته‌ای و از نوع S هستند. بنابراین تصور یک فرایند تفریقی از سمت دیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها کاملاً اشتباه می‌باشد. دیوریت‌ها به دلیل کم بودن تعداد آنالیزها و عدم تنوع ترکیبی، تغییرات ژئوشیمیایی خاصی نشان نمی‌دهند، لذا بحث خود را بیشتر بر روی بررسی گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها متمرکز می‌کنیم.

در نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ با افزایش SiO_2 مقدار Al_2O_3 کاهش می‌یابد، این امر با کاهش سهم پلاژیوکلازها و گرایش‌ها کانیهی روشن به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک سازگار

است. در نمودار Fe_2O_3/SiO_2 روند نزولی محسوسی مشاهده می‌شود که با کاهش مقدار بیوتیت، هورنبلند و ایلمنیت در این گرانیته‌ها متناسب است. در نمودارهای MgO/SiO_2 ، TiO_2/SiO_2 و MnO/SiO_2 با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای مزبور کاهش می‌یابد، این اکسیدها در ترکیب بیوتیت، ایلمنیت و اسفن جای می‌گیرند و کاهش آنها از کاهش فراوانی این کانیها در سنگها گرانیته ناشی می‌شود. کاهش مقدار CaO با افزایش SiO_2 در نمودار CaO/SiO_2 نیز با گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلبیت بیشتر سازگار است. کاهش مقدار P_2O_5 با افزایش SiO_2 ، در نمودار P_2O_5/SiO_2 با کاهش مقدار آپاتیت در سنگهای تفریق یافته قابل توجه است.

کاهش اندک Na_2O و افزایش بارز K_2O در نمودارهای Na_2O/SiO_2 و K_2O/SiO_2 با تبلور کمتر پلاژیوکلازها و افزایش تبلور فلدسپار پتاسیم سازگار است. وفور مگاکریستهای ارتوکلاز در بیوتیت گرانیته شاهدی بر این مدعا می‌باشد. در مجموع تبلور تفریقی محدود ولی محسوس در ترکیب گرانیته‌ها مشاهده می‌شود. غنی‌تر بودن گرانیته‌ها از K_2O با شواهد گسترده ذوب‌بخشی میکاشیست‌ها و گارنت میکاشیست‌ها و احتمال تشکیل گرانیته‌ها از طریق ذوب بخشی سنگهای دگرگونی متاپلیتی یا سنگهای قاعده پوسته سازگار است. حضور فراوان آنکلاوهای دارای ماهیت دگرگونی در گرانیته‌ها و عدم وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک می‌تواند شاهد دیگری بر این مدعا باشد.



شکل ۴-۵. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی

در مقابل سیلیس.

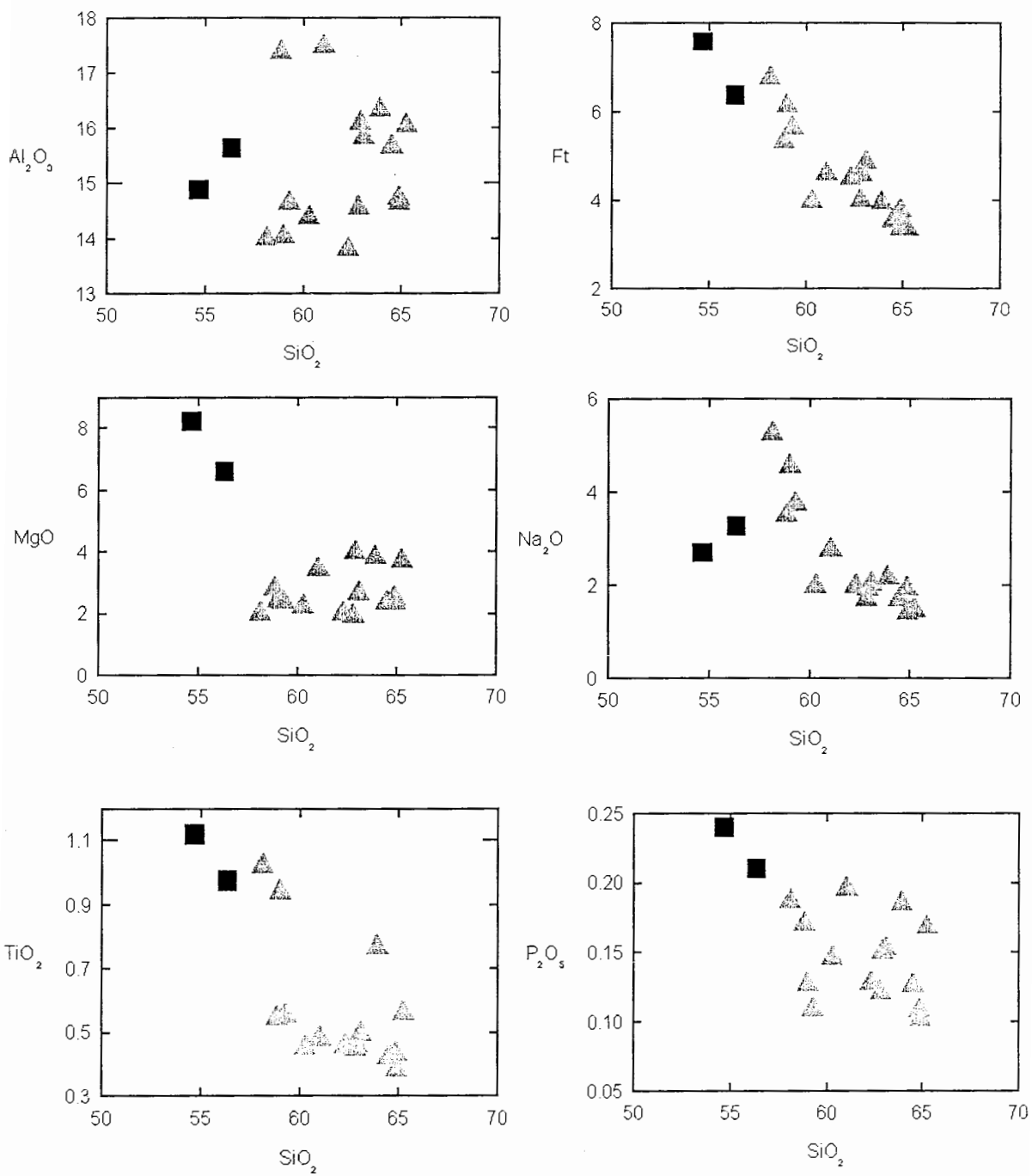
گرانیت

گرانودیوریت

دیوریت

ب - بررسی روندهای تغییرات عناصر اصلی در دایکهای آندزیتی - داسیتی

حال به بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی دایکها (شکل ۴-۶) می پردازیم. نمودار Al_2O_3/SiO_2 نشان می دهد که در دایکها مقدار Al_2O_3 تغییرات چندانی نشان می دهد. در نمودارهای Fe_2O_3/SiO_2 ، MgO/SiO_2 ، TiO_2/SiO_2 و P_2O_5/SiO_2 با افزایش SiO_2 مقادیر اکسیدهای مذکور کاهش می یابد این امر با کاهش مقادیر هورنبلند، کانیههای اوپاک و گرایش پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات با درصد An کمتر مطابقت می نماید. در نمودار Na_2O/SiO_2 روند صعودی بارزی مشاهده می شود. در مجموع این تحولات بیانگر آنست که ماگمای سازنده دایکها از ترکیبات آندزیتی به سمت ترکیبات داسیتی تحول یافته اند. بطور کلی می توان چنین نتیجه گرفت که دایکها بخش تفریق یافته دیوریتها هستند که در آشیانه ماگمایی تفریق یافته اند.



شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس.

دایک
 دیوریت

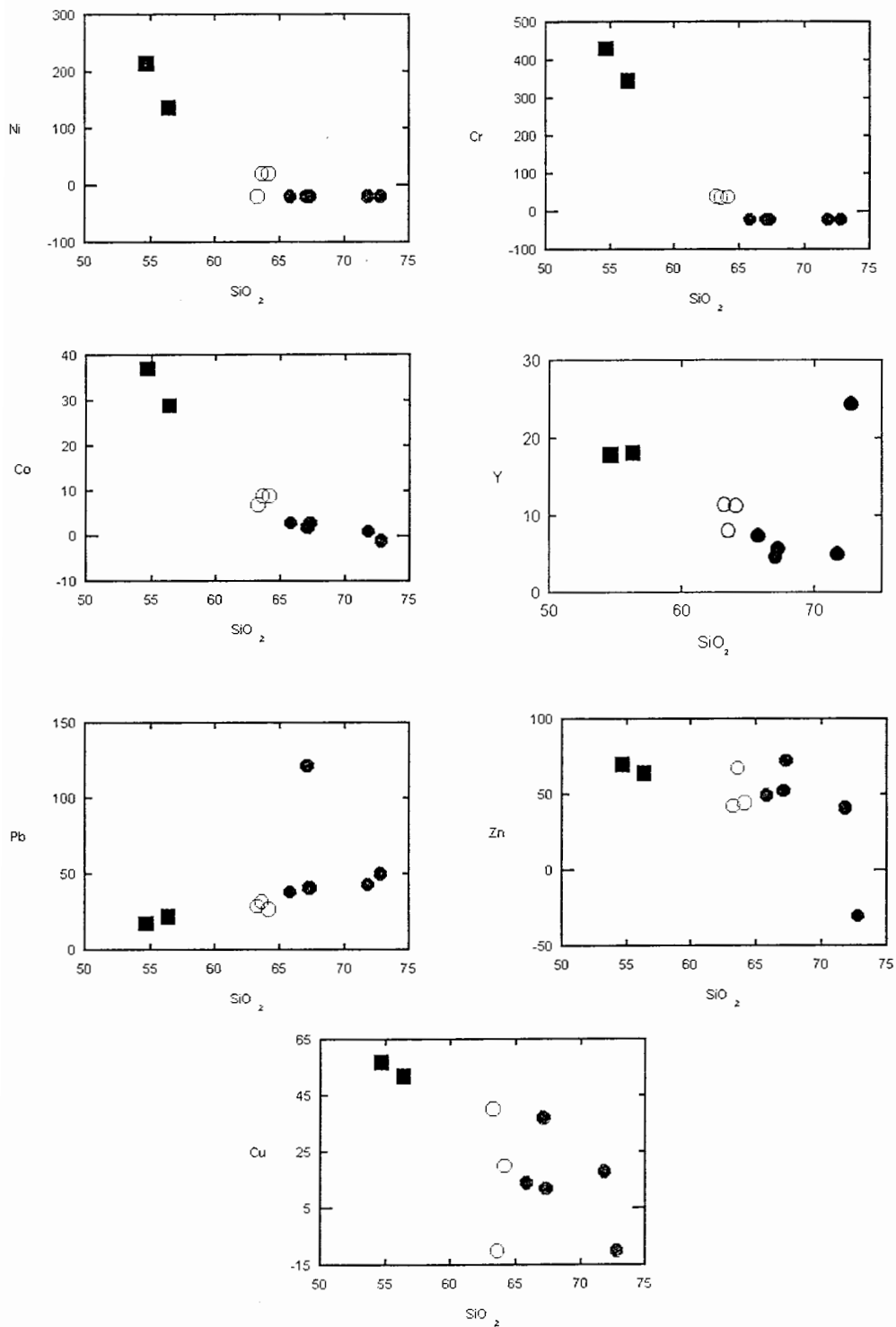
۳-۳-۴- استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی در بررسی تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر

در اینجا تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر را برای کل مجموعه سنگهای تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید، در قالب نمودارهای هارکر مورد بررسی قرار می‌دهیم. در نمودارهای نشان دهنده تغییرات عناصر انتقالی پایه نظیر Y, Co, Cr, Ni در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۷) به وضوح مشاهده می‌کنیم که به سمت گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها مقادیر این عناصر روند نزولی وجود دارد و مقادیر این عناصر به سرعت کاهش می‌یابد. این موضوع با کاهش کانیهای آهن و منیزیم، تحول یافتگی و تفریق ماگماهای سازنده این سنگها سازگار است.

در نمودار Pb/SiO_2 (شکل ۴-۷) با افزایش SiO_2 مقدار Pb، افزایش می‌یابد، این افزایش در گرانودیوریت‌ها و بطور خاص در گرانیتهای بارز است. این ویژگی با حضور و فراوانی کانیهای پتاسیم‌دار نظیر بیوتیت و ارتوز در ارتباط می‌باشد.

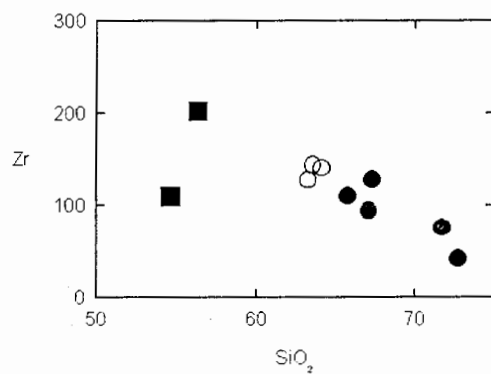
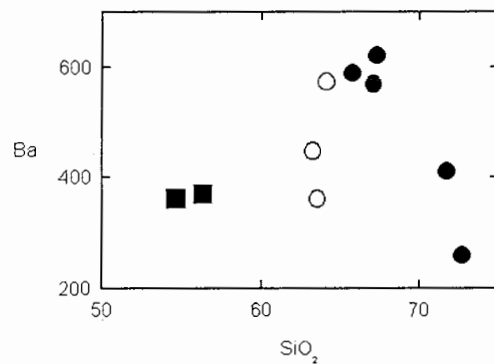
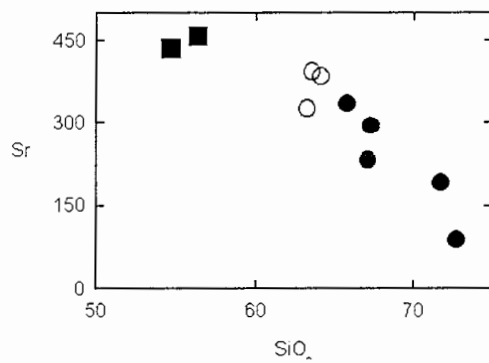
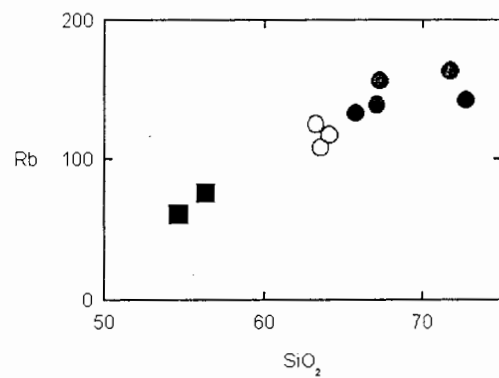
در نمودار Zn/SiO_2 (شکل ۴-۷)، روند نزولی کم شیبی دیده می‌شود. در نمودار Cu/SiO_2 (شکل ۴-۷) از دیوریت‌ها و کوآرتزدیوریت‌ها مقدار مس به سرعت کاهش می‌یابد (مقدار مس به نصف یا کمتر کاهش یافته است). کاهش مقادیر مس و روی با کاهش فراوانی هورنبلند و بیوتیت در ارتباط می‌باشد. در نمودار Rb/SiO_2 (شکل ۴-۸)، با افزایش SiO_2 مقدار Rb افزایش می‌یابد و روند صعودی بسیار بارزی نشان می‌دهد و در گرانیتهای به اوج خود می‌رسد. افزایش Rb با افزایش کانیهای حاوی K نظیر بیوتیت و ارتوز سازگار است. نکته جالب آنست که برای $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (شکل ۴-۵) نیز روند مشابهی وجود دارد. در نمودار Sr/SiO_2 (شکل ۴-۸) با افزایش مقدار Sr، در مجموع روند نزولی مشاهده می‌شود ولی در گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها محسوس‌تر است چون تبلور تفریقی و گذر از پلاژیوکلازهای با آنورتیت بیشتر به آنورتیت کمتر در این سنگها ملموس‌تر است.

در نمودار Ba/SiO_2 (شکل ۴-۸) با افزایش SiO_2 ، مقدار Ba افزایش می‌یابد. زیرا عناصر Ba یا K سازگار است و با افزایش K_2O یا به عبارتی تبلور بیوتیت و ارتوز مقدار Ba افزایش می‌یابد. در نمودار Y در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۷)، تقریباً روند یکنواختی مشاهده می‌شود ولی در گرانیتهای افزایش Y محسوس‌تر است و در بعضی موارد به بیش از ۲ برابر مقدار آن در سایر سنگها می‌رسد. این امر با حضور گسترده آلانیت و گاهی اوقات موناژیت در گرانیتهای سازگار است. در نمودار Zr/SiO_2 (شکل ۴-۸) با افزایش SiO_2 مقدار Zr افزایش می‌یابد و روند صعودی بارزی نشان می‌دهد، به ویژه در گرانیتهای و گرانودیوریت‌ها. این امر با حضور گسترده زیرکن در سنگهای مذکور متناسب می‌باشد.



شکل ۴ - ۷ - نمودارهای هارکر نشان دهنده تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل سیلیس.

- گرانیت
- گرانودیوریت
- دیوریت



شکل ۴ - ۸ - نمودارهای هارکر نشان دهنده تغییرات برخی از عناصر فرعی و خاکی نادر در مقابل سیلیس.

- گرانیت
- گرانودیوریت
- دیوریت

۴-۳-۴- نمایش داده‌های عناصر کمیاب بصورت نمودارهای عنکبوتی

معمولاً غلظت عناصر کمیاب حاکی در سنگها نسبت به استاندارد خاصی که معمولاً متئوریت کندریتی است، هنجارمی‌شوند. دلیل انتخاب متئوریت‌های کندریتی، نیز این است که تصور می‌شود، این‌گونه متئوریتها نمونه‌هایی از منظومه شمسی هستند که بعد از تشکیل تا کنون نسبتاً تفکیک نشده باقی مانده‌اند. هنجار 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 حاکی 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 هنجارشده 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 یافته‌اند.

یکی دیگر از نمودارهای عنکبوتی که مخصوص گرانیتهایست نمودارهای عنکبوتی هنجارشده نسبت به گرانیتهای پشته اقیانوسی (ORG) است. در این نمودارها ۱۲ عنصر بر اساس افزایش سازگاری آرایش یافته‌اند.

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

- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب حاکی (REE) هنجار شده به مقادیر کندریتی (تامپسون، ۱۹۸۲).

- نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان ومک دونوف، ۱۹۸۹).

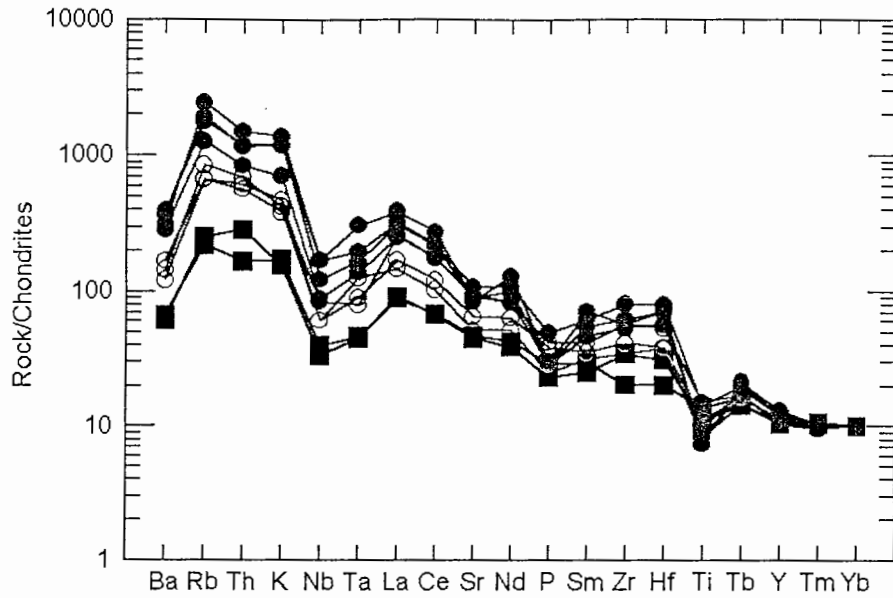
الف - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)

دیگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت نمونه‌ها، حاکی از غنی شدگی آنها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک همچون Rb, Ba, Th, U, K, La, Sr و تهی شدگی آنها از عناصر سازگار و کمیاب سنگین همچون Ta, Nb, Ti, Y می باشد. اگر چه دیوریتها نیز از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک تا حدودی غنی شده اند ولی در مقایسه با گرانیتهای غنی شدگی کمتری نشان می دهند.

غنی شدگی گرانیتهای از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر سازگار و کمیاب سنگین حاکی از منشأ پوسته‌ای آنها و عکس این روند در دیوریتها حاکی از منشأ گوشته‌ای آنهاست (شکل ۹-۴).

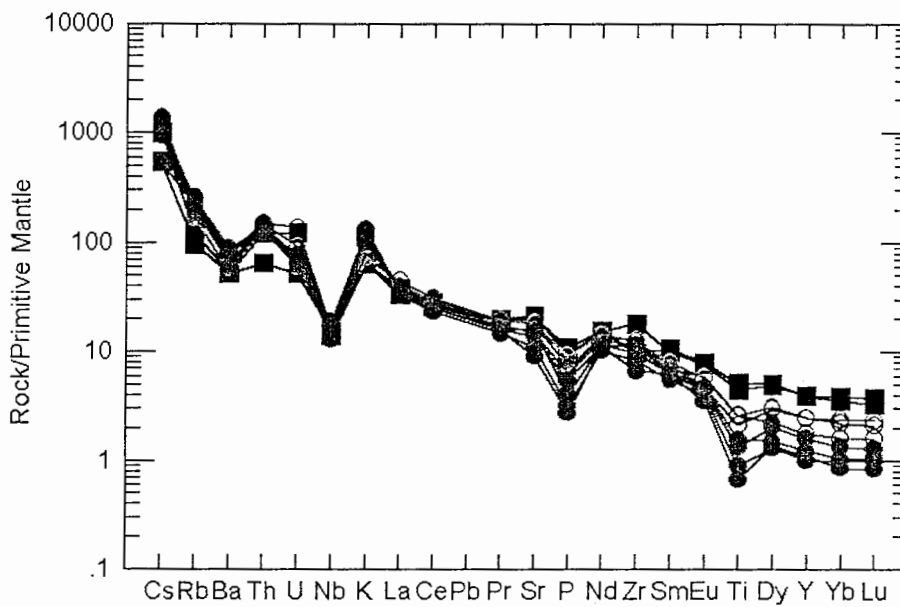
ب - نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)

دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته نمونه‌ها، حاکی از غنی شدگی آنها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک همچون Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Sr و تهی شدگی آنها از عناصر سازگار و کمیاب سنگین همچون Ta, Nb, Ti, Y می باشد. اگر چه دیوریتها نیز از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک تا حدودی غنی شده اند ولی در مقایسه با گرانیتها غنی شدگی کمتری نشان می دهند. غنی شدگی گرانیتها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر سازگار و کمیاب سنگین حاکی از منشأ پوسته‌ای آنها و عکس این روند در دیوریتها حاکی از منشأ گوشته‌ای آنهاست (شکل ۴-۱۰).



شکل ۹-۴- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

- گرانیت
- گرانودیوریت
- دیوریت



شکل ۱۰-۴- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

- گرانیت
- گرانودیوریت
- دیوریت

ج - نمودار عنکبوتی مقایسه‌ای

- باتولیت Seria Nevada در کالیفرنیا

این باتولیت که نمونه‌ای از باتولیت‌های حاصل از فرو رانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای می‌باشد، به منظور مقایسه با گرانیت‌های مورد مطالعه انتخاب شده است.

باتولیت Seria Nevada با داشتن ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت، گرانودیوریت و مقادیر کمی سنگ‌های مافیک‌تر و همچنین داشتن سنگ میزبانی متشکل از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی با باتولیت زاهدان (که گرانیت چشمه‌بید بخش جنوب‌شرقی این باتولیت را تشکیل می‌دهد) از تشابه بسیار زیادی برخوردار می‌باشد. همچنین نمودارهای عنکبوتی رسم شده برای سنگ‌های باتولیت Seria Nevada، با نمودارهای عنکبوتی ترسیم شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه قابل مقایسه بوده و شباهت‌های ژئوشیمیایی بارزی بین گرانیت‌های مورد مطالعه با باتولیت مذکور وجود دارد (شکل‌های ۴-۱۱ و ۴-۱۲). همانگونه که در نمودارها مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه و نمونه‌های باتولیت Seria Nevada هر دو غنی شدگی از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر سازگار و کمیاب سنگین را نشان می‌دهند.

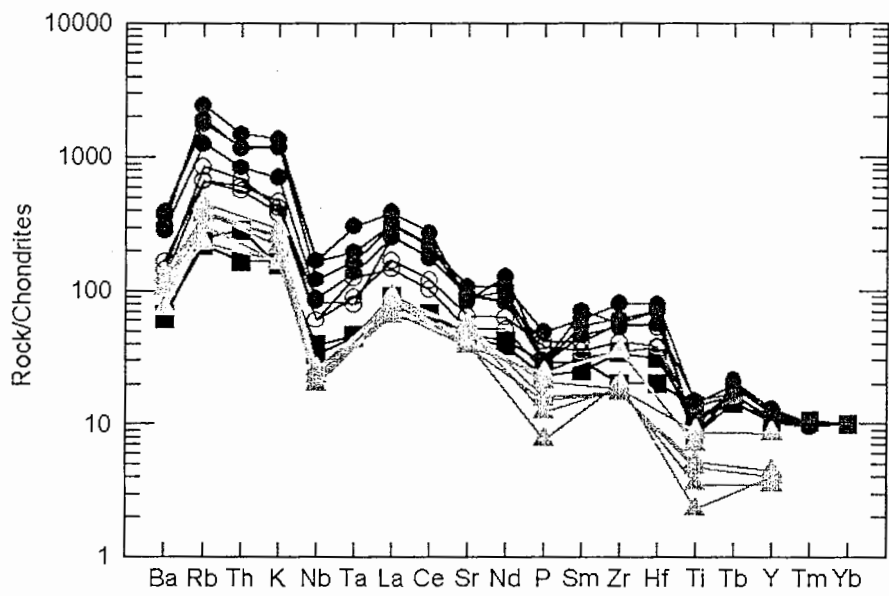
نتایج تجزیه‌شیمیایی سنگ‌های منطقه Seria Nevada در جدول (۴-۳) ارائه شده است.

در نتیجه‌گیری ذکر شده (صفحه ۳۸۴ کتاب Igneous Petrology, Best 2003)، چنین آمده است که ماگماهای بازالتی مشتق شده 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 هضم طیف گسترده‌ای از ترکیبات ماگمایی را بوجود آورده که پس از راه‌یابی به ترازهای بالاتر پوسته به صورت باتولیت‌های گرانیتی و گرانودیوریتی رخنمون پیدا کرده‌اند.

بررسی‌های صحرایی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های چشمه‌بید نشان می‌دهد که تشابه زیادی با موارد ذکر شده در Seria Nevada وجود دارد و می‌توان نحوه تشکیل مشابهی را برای گرانیت‌های مورد مطالعه تصور نمود.

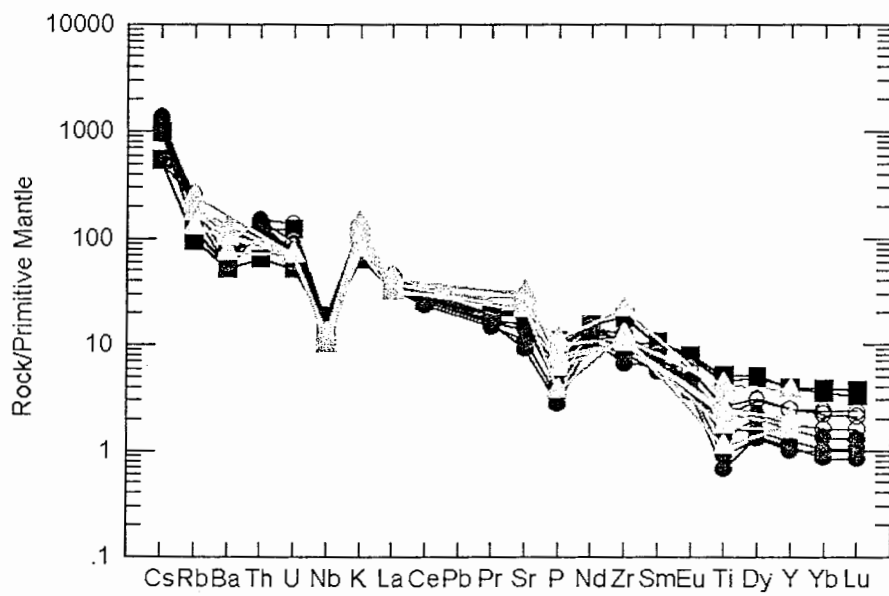
جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای منطقه Seria Nevada

	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	6.18t	4.31	2.38	1.44	0.95	0.81
MnO	0.11	0.11	0.80	0.06	0.05	0.04
MgO	(2.80)	3.26	1.80	1.03	0.66	0.38
CaO	(5.42)	6.25	4.10	3.22	2.52	1.87
Na ₂ O	3.30	3.53	3.62	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	0.16	0.17	0.13	0.08
H ₂ O ⁺	(1.04)	1.01	0.78	0.61	0.45	0.58
H ₂ O ⁻	(0.2)	0.14	0.14	0.1	0.09	0.17
Total	100.44	99.89	99.52	99.61	99.76	99.70
Rb	79.8	108	138	129	137	158
Ba	715	720	515	905	740	1170
Th	6.37	16.6	21.8	18	18.4	16.8
U	2.89	4.2	7.4	5.2	8.8	3.8
Nb		8	7	7	8	9
Ta	1.27					
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



شکل ۴-۱۱- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲).

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ● گرانیت ○ گرانودیوریت ■ دیوریت
 نمونه‌های منطقه Seria Nevada ▲ گرانیت و گرانودیوریت



شکل ۴-۱۲- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹).

نمونه‌های منطقه مورد مطالعه ● گرانیت ○ گرانودیوریت ■ دیوریت
 نمونه‌های منطقه Seria Nevada ▲ گرانیت و گرانودیوریت

۴-۴- پترولوژی

در این بخش سعی بر آن است که بر اساس دیاگرامهای متعدد پترولوژیکی ابتدا سری ماگمایی سنگهای آذرین نفوذی منطقه چشمه‌بید مشخص گردد و سپس درجه اشباع از آلومین آنها مورد بررسی قرار گیرد.

۴-۴-۱- سری ماگمایی

در آغاز پترولوژیست‌ها بر این عقیده بودند که تنها دوسری ماگمایی یعنی تولییتی و آلکان وجود دارد و سایر سنگها را از مشتقات این دو نوع ماگما می‌دانستند که از طریق تبلور بخشی حاصل آمده‌اند. لیکن در حال حاضر مشخص شده است که موضوع پیچیده‌تر از این بوده، اولاً تحولات ماگمایی تنها از راه تبلور بخشی کانیها صورت نمی‌گیرد، ثانیاً سریهای ماگمایی فقط به این دو نوع ماگما محدود نیست. به طور کلی امروزه پنج سری ماگمایی به شرح زیر شناخته شده است (معین وزیری، ۱۳۶۵).

الف) سری تولییتی
ب) سری آلکان
ج) سری کالکو آلکان
د) سری شوشونیتی
ه) سری تحولی

به منظور تعیین سری ماگمایی، دیاگرامهای متعددی توسط پترولوژیست‌ها ارائه گردیده است. در اینجا با بهره گرفتن از تعدادی از این دیاگرامها به مشخص نمودن ماگمای سازنده سنگهای منطقه چشمه‌بید می‌پردازیم.

- دیاگرام مجموع آلکان در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)

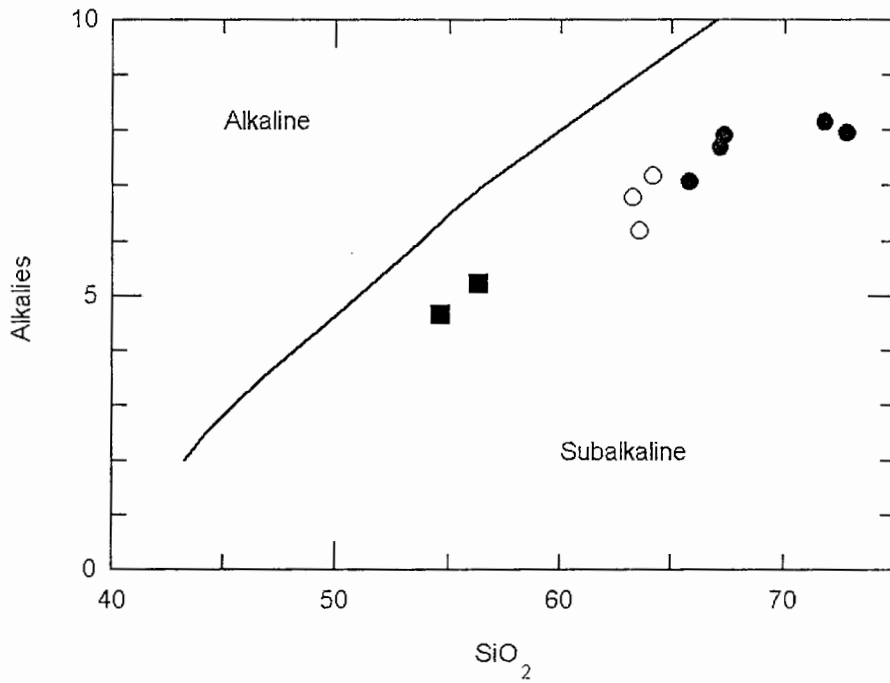
در این دیاگرام مقادیر $Na_2O + K_2O$ بر روی محور قائم و مقدار SiO_2 بر روی محور افقی آورده شده و قلمرو ماگماهای مختلف در داخل دیاگرام توسط خطوط منحنی یا مستقیم از هم جدا شده است. این دیاگرام توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱)، ارائه شده است و مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو ساب آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۳).

- دیاگرام AFM (ویلسون، ۱۹۸۹)

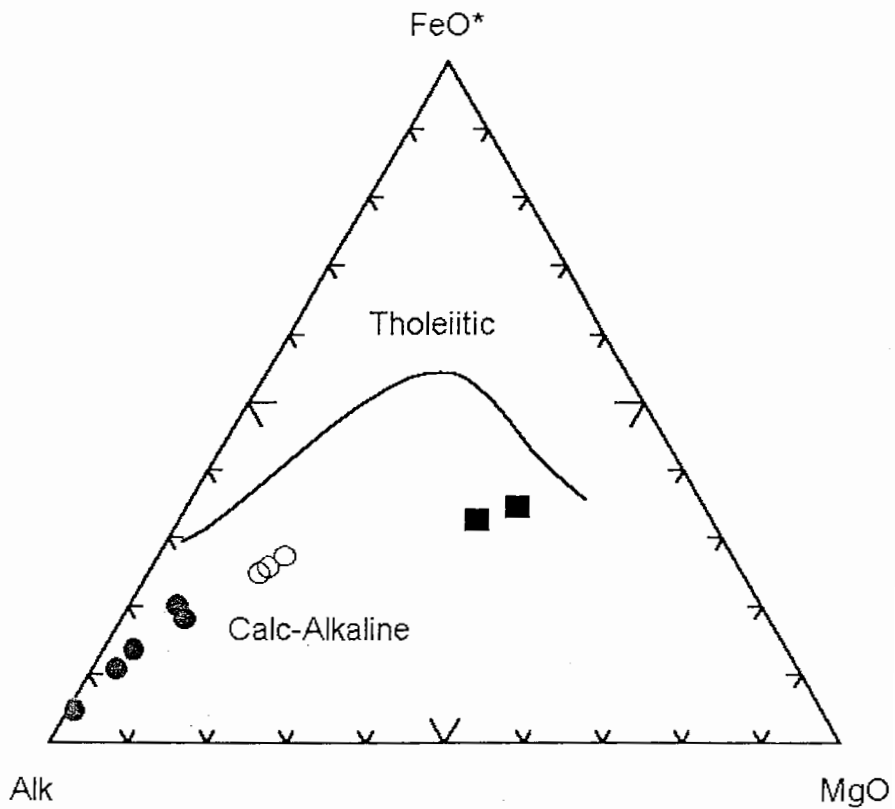
یکی از دیاگرامهای مثلثی معمول نمودار مثلثی AFM است که در آن $A = Na_2O + K_2O$ و $F = FeO + Fe_2O_3$ و $M = MgO$ است (شکل ۴-۱۴). این نمودار تغییرات مقدار آهن ماگما را در طی فرایند تفریق نشان می‌دهد. مطابق این دیاگرام تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالکو آلکان قرار می‌گیرند.

- دیاگرام FeO / MgO در مقابل SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴)

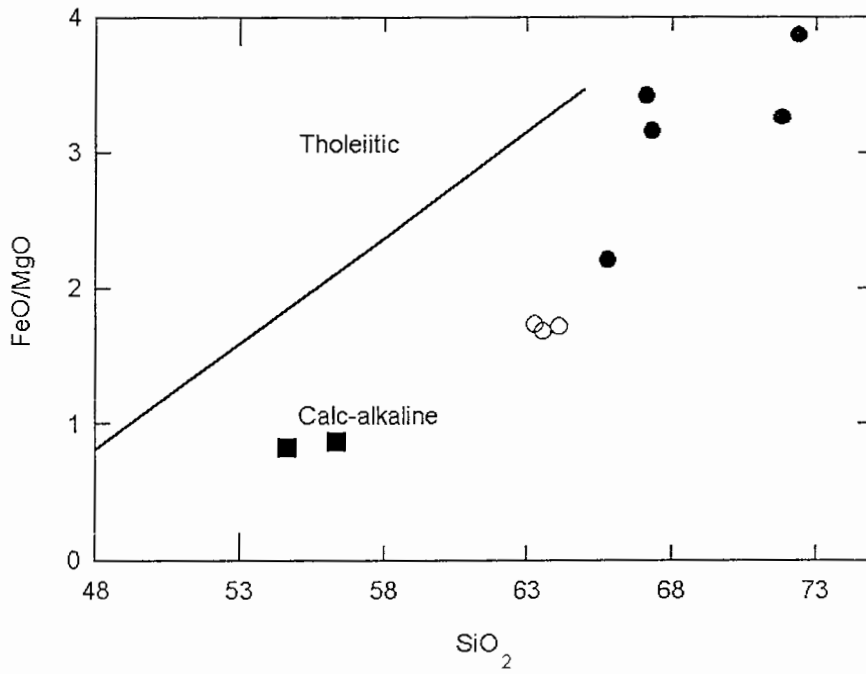
در این دیاگرام مقدار FeO / MgO بر روی محور قائم و مقدار SiO_2 بر روی محور افقی آورده شده و مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو کالکو آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۳- دیاگرام مجموع آلکان در مقابل سیلیس (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)



شکل ۴-۱۴- دیاگرام AFM (ویلسون، ۱۹۸۹)



شکل ۱۵-۴- دیاگرام FeO / MgO در مقابل SiO₂ (میاشیرو، ۱۹۷۴)

۴-۲-۴- درجه اشباع آلومین (ASI) سنگهای گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید

سنگهای آذرین را از نظر درجه اشباع آلومین به چهار گروه پرآلومین، متآلومین، ساب‌آلومین و پرآلکالن تقسیم می‌نمایند (هایندمن، ۱۹۸۵).

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

پرآلومین $Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$

متآلومین $CaO + Na_2O > Al_2O_3 > Na_2O + K_2O$

ساب آلومین $Al_2O_3 = Na_2O + K_2O$

پرآلکالن $Al_2O_3 < Na_2O + K_2O$

در این رده بندی نمونه های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه در محدوده پرآلومین و نمونه های دیوریتی در محدوده متآلومین قرار می گیرند. دیاگرامهایی که سنگها را بر اساس درجه اشباع آلومین تفکیک می نمایند مؤید این مساله می باشند.

- دیاگرام $A/CNK-A/NK$ (شانده، ۱۹۴۹)

در این دیاگرام تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ بر روی محور افقی و تغییرات نسبت مولکولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O بر روی محور قائم آورده شده و قلمروهای متآلومین، پرآلومین و پرآلکالن توسط دو خط عمود بر هم که از $A/CNK=A/NK=1$ می گذرند، مجزا شده است. همانگونه که از دیاگرام شکل (۴-۱۶-الف) مشخص است، نمونه های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه در محدوده پرآلومین و نمونه های دیوریتی در محدوده متآلومین قرار می گیرند.

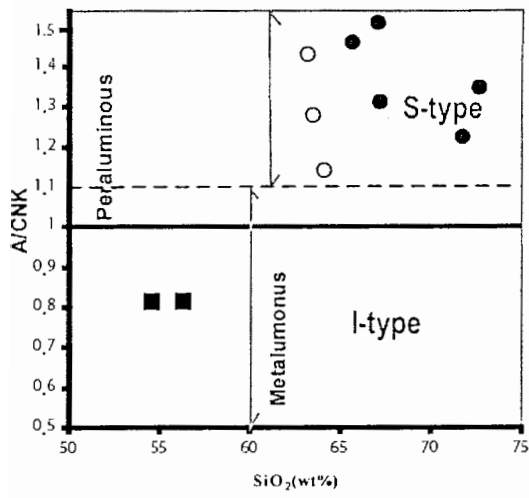
- دیاگرام $A/CNK - SiO_2$ (وایت و چیل، ۱۹۸۳)

در این دیاگرام مشابه نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می شود و نمونه های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه در محدوده پرآلومین و نمونه های دیوریتی در محدوده متآلومین قرار می گیرند (شکل ۴-۱۶-ب).

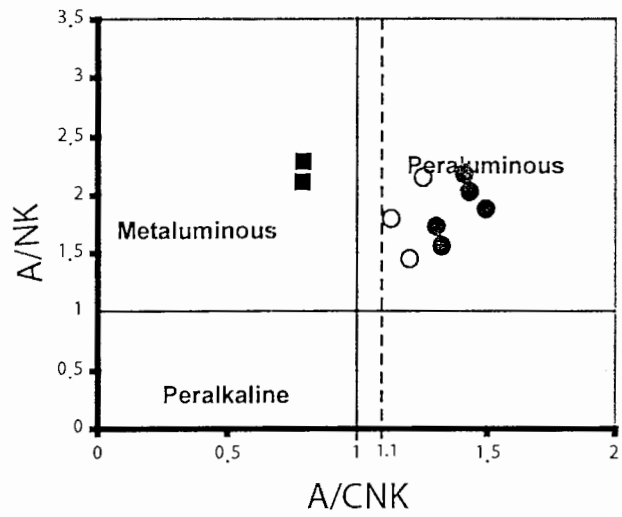
- دیاگرام $A/CNK-A/NK$ (مانیاری و بیکولی، ۱۹۸۹)

در این دیاگرام تغییرات نسبت مولکولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ بر روی محور افقی و تغییرات نسبت مولکولی Al_2O_3/Na_2O+K_2O بر روی محور قائم آورده شده و قلمروهای متآلومین، پرآلومین و پرآلکالن توسط دو خط عمود بر هم که از $A/CNK=A/NK=1$ می گذرند، مجزا شده است. همانگونه که از دیاگرام شکل (شکل ۴-۱۶-ج) مشخص است، نمونه های گرانیتی و گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه در محدوده پرآلومین و نمونه های دیوریتی در محدوده متآلومین قرار می گیرند.

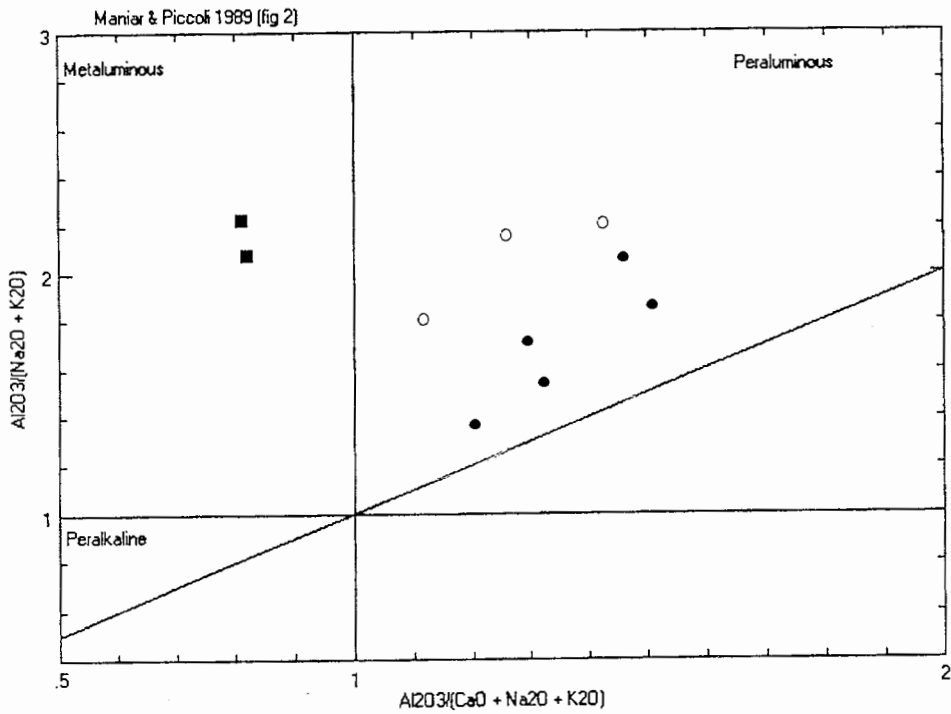
شکل ب



شکل الف



شکل ج



شکل ۴-۱۶- دیاگرامهای تفکیک کننده سنگهای منطقه مورد مطالعه بر اساس درجه اشباع آلومین

شکل الف - دیاگرام A/CNK-A/NK (شاند، ۱۹۴۹)

شکل ب - دیاگرام A/CNK - SiO₂ (وایت وچیل، ۱۹۸۳)

شکل ج - دیاگرام A/CNK-A/NK (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)

فصل پنجم

منشأ و محیط تکتونیکی

۵-۱- مقدمه

در فصول قبل روابط صحرایی، ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای منطقه مورد مطالعه را مورد بررسی قرار دادیم. در این فصل به بررسی پتروژنز سنگهای منطقه می‌پردازیم و در این راستا از اطلاعات صحرایی، پتروگرافی، شیمی سنگ کل و نمودارهای عنکبوتی ارائه شده بهره خواهیم گرفت.

درباره منشأ و تکامل سنگهای گرانیتی و در نتیجه تکامل قاره‌ها حداقل از اواخر قرن هجدهم عقاید و نظریات مختلفی عرضه شده و به مناظرات تندی بین پلوتونیست‌ها و نپتوننیست‌ها منجر گردیده‌است، از آن زمان تا کنون نظریات مختلفی در این رابطه ارائه شده است و همین نظریات بودند که پایه‌های تحول و دگرگونی را در نظریات مربوط به منشأ گرانیتها پی‌ریزی نمودند.

۵-۲- تقسیم‌بندی ژنتیکی گرانیت‌ها

پس از آنکه رید (۱۹۵۷) اختلاف در منشأ گرانیت‌ها را مورد تأکید قرار داد، مؤلفان مختلف تقسیم‌بندیهای ژنتیکی متفاوتی را برای این سنگها ارائه نمودند. شاید بتوان تنوع ژنتیکی گرانیت‌ها و چندگانگی مکانیسمهای احتمالی ایجادکننده، ژنهای بعدی، فرآیندهای تکاملی و جایگیری در ترازهای ساختاری مختلف در محیطهای ژئودینامیکی متفاوت را مسبب این تفاوتها دانست.

در سال ۱۹۷۴ چاپل و وایت گرانیت‌ها را به دو گروه I و S تقسیم نمودند. این مؤلفین گرانیت‌های نوع S را حاصل ذوب‌بخشی سنگهای رسوبی یا معادل‌های دگرگونی آنها و گرانیت‌های نوع I را حاصل تفریق ماگمای بازالتی یا ذوب‌بخشی سنگهای آذرین قدیمی قلمداد نمودند.

ایشی‌هارا (۱۹۷۷) سنگهای گرانیتی ژاپن را به سریهای منیتیتی و ایلمنیتی تقسیم نمود. وی اساس تقسیم‌بندی خود را بر حضور کانیهای منیتیت و ایلمنیت قرار داده و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانیها می‌داند. وی معتقد است که در گوشته فوقانی یا پایین‌ترین بخش پوسته به علت کمبود مواد کربنی 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 و شرایط مساعد برای تشکیل منیتیت فراهم می‌گردد. در صورتی که 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 و شرایط مساعد برای تشکیل ایلمنیت فراهم می‌گردد.

ایشی‌ها را در مورد سریهای منیتمیتی و ایلمینیتی به این نتیجه رسید که گرانیتوئیدهای سری منیتمیتی نسبتاً اکسید شده‌اند در حالیکه سری ایلمینیتی نسبتاً احیاء شده‌اند و همچنین هر دو سری با نهشته‌های معدنی همراهند.

فرآیندهایی که می‌توانند ناپایداری منیتیت را در سنگهای گرانیتی تحت تأثیر قرار دهند به سه دسته تقسیم می‌شوند:

۱- احیاء بوسیله سوختن کربن در خلال ذوب سنگهای رسوبی دگرگون شده (ایشی‌ها را، ۱۹۷۷).

۲- در سنگهای احیاء شده، مصرف از طریق واکنش با سیلیکاتهای آهن و منیزیم (فروست و همکاران ۱۹۹۱).

۳- در سنگهای پراآلکان، مصرف برای ساختن پیروکسن و آمفیبولهای سدیک.

تاکاهاشی و همکاران (۱۹۸۰) این رده‌بندی را مدنظر قرار داده و در ضمن آن را با رده‌بندی گرانیت‌ها به انواع S و I مورد مقایسه قرار دادند و در نهایت نتیجه گرفتند که گرانیت‌های سری منیتمیت با گرانیت‌های نوع I قابل مقایسه هستند ولی گرانیت‌های سری ایلمینیت می‌توانند هم به گرانیت‌های نوع I و هم به گرانیت نوع S تعلق داشته باشند. در همین ایام گرانیت‌های نوع A توسط لوئیس و ونز (۱۹۷۹) به عنوان گرانیت‌های نواحی غیرکوهزایی معرفی گردیدند.

از ویژگیهای بارز این گرانیت‌ها می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

نسبتاً سدیک، دارای نسبت FeO/FeO+MgO بالا، دارای Zr بالا و بدون آب هستند. همچنین دارای خاستگاه تکتونیکی غیرکوهزایی بوده به طوریکه بیشتر محققین این گرانیت‌ها را وابسته به کشیدگی پوسته قاره‌ای می‌دانند (والن و همکاران، ۱۹۸۷؛ ابی، ۱۹۹۰؛ فروست، ۱۹۹۷). از دلایل وابستگی این نوع گرانیت‌ها به نواحی غیرکوهزایی می‌توان به وجود دگرشکلی نادر در آنها و همچنین رخداد آنها بعد از جوانترین رویداد دگرشکلی اشاره کرد. لازم به ذکر است که این گروه هم می‌تواند از نوع S و هم از نوع I باشد. گروه دیگری از گرانیت‌ها تحت عنوان گرانیت‌های نوع M توسط وایت (۱۹۷۹) ارائه شد این نوع گرانیت‌ها در واقع نوعی گرانیت I هستند و ویژگی آنها این است که به خصوص در خاستگاههای جزایر قوسی از گوشته فوقانی نشأت می‌گیرند. این واژه اغلب برای پلاژیوگرانیت‌های کالکوآلکان بنیان گردید. نوع دیگری از گرانیت‌ها تحت عنوان گرانیت‌های نوع C توسط کیل پاتریک و الیس در سال ۱۹۹۲ مطرح شد. این نوع گرانیت‌ها توسط این محققین به عنوان گرانیتوئیدهای چارنوکیته معرفی شده‌اند، ایشان عقیده داشتند که یک نوع ماگمای چارنوکیته مشخص در میان هر دو سنگهای پلوتونیک و ولکانیک قابل تشخیص است. این گرانیتوئیدها دارای کانیهای نظیر ارتوپیروکسن، فایالیت و پیژونیت هستند. با توجه به آنچه ذکر گردید نوع M را می‌توان به عنوان اینکه از یک ماگمای والد اولیه مستقیماً از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرو رانده شده در زیر قوسهای آتشفشانی، مشتق گردیده باشد، در نظر گرفت. حال آنکه نوع I مشابه، بیشتر احتمال دارد که در طی فرایند دو مرحله‌ای از چنین ماده مشتق شده‌ای حاصل گردیده که نخست در حاشیه‌های همگرایی اقیانوس - قاره‌ای در زیر پوسته قاره‌ای قرار داشته و سپس به صورت مذاب درآمده است. نوع S دارنده ویژگیهای مناطق تصادم قاره‌ای و نیز درون کراتونی نوارهای مجاری برش خوردگی است. در مکان مزبور در هر دو حالت پوسته

به اندازه کافی از طریق تکتونیکی ضخیم گردیده که بتواند سبب بالا رفتن دما در عمق شود، به این ترتیب ذوب مجدد را موجب می‌گردد. انواع A معرف ماگماتیسیم وابسته به مناطق سپر است و هم معرف حادثه نفوذی نهایی در نوارهای کوهزایی می‌باشد، و می‌تواند به وسیله اشتقاق از ماده بخش تحتانی پوسته ذوب شده در بالای دیابیرهای گوشته‌ای به عنوان الگو و مدل مورد توجه قرار گیرد. (پیچر، ۱۹۸۲). اولین اشکال طبقه‌بندی توصیفی آن است که عناوینی که برای بیان آن نوع بکار رفته کلیه ویژگیهای آن نوع را دارا نیست.

دومین اشکال این است که 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 می‌کند. 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. متأسفانه، تشخیص و تفکیک منشأهای سنگهای آذرین بسیار مشکل است و گرانیتوئیدهای تیپ S (پرالومین) که به داشتن چندین منشأ از جمله ماحصل تحول تیپ I (هالیدی و همکاران، ۱۹۸۱؛ لیگت، ۱۹۹۰؛ میلر و همکاران، ۱۹۹۰) شناخته و معروف هستند، از این امر مستثنی نمی‌باشند، بنابراین طبقه‌بندی‌های ژنتیکی در بهترین حالت‌ها نیز ابهام‌آمیز می‌باشند. سومین اشکال در طبقه‌بندی S-I-M به توانمندی آن در پاسخ‌گویی به یکی از سؤالات ساده برمی‌گردد و آن اینکه آیا هر توده گرانیتوئیدی مشتق از پوسته عمدتاً تحت تأثیر منشأهای آذرین شکل می‌گیرد یا از منشأهای رسوبی؟ بررسی وضعیت پیچیده پوسته با استفاده از داده‌های شیمیایی و ژنتیکی نشان می‌دهد که وجود گرانیتوئیدهایی با منشأ دو رگه (هیبرید) یک امر قطعی و مسلم است.

۳-۵- معیارهای لازم برای تشخیص گرانیت‌های نوع I و S

۱-۳-۵- معیارهای صحرایی

معیارهای صحرایی جهت تشخیص گرانیت‌های I و S (چاپل و وایت، ۱۹۷۴؛ وایت و چاپل، ۱۹۷۷؛ هاین و همکاران، ۱۹۷۸؛ هیندمن، ۱۹۸۵ و کلارک، ۱۹۹۲) در جدول (۵-۱) آورده شده است.

جدول ۵-۱- معیارهای صحرایی جهت تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I و S

نوع I	نوع S
معمولاً به صورت توده های نفوذی بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو، دیوریت (۲٪)، گرانو دیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.
دارای آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.	فاقد آتشفشانهای مرتبط با آنهاست.
فاقد روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.	دارای روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.

گرانیت‌های نوع S اگر به صورت اتوکتون باشند همیشه با میگماتیت‌ها و سایر سنگهای دگرگونی حرارت بالا همراه بوده و در این موارد تشخیص صحرایی نوع آنها بسیار ساده خواهد بود، اما اگر آلوکتون باشند تشخیص نوع آنها به مطالعات دقیق پتروگرافی و شیمیایی نیاز دارد.

۵-۳-۲- معیارهای سنگ‌شناسی

در رده‌بندی بین المللی IUGS (اشتریکایزن، ۱۹۷۶)، گرانیت‌های نوع I شامل مونزوگرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، کوارتزدیوریت‌ها و دیوریت‌ها بوده، در حالی که گرانیت‌های نوع S شامل مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها هستند (دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲).

جدول (۵-۲) ویژگیهای کانی‌شناسی و پتروگرافی گرانیت‌های نوع I و S را عرضه می‌دارد (چاپل و وایت، ۱۹۷۴؛ انیل و همکاران، ۱۹۷۷؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ پیچر، ۱۹۸۲؛ کلارک، ۱۹۹۲؛ وایت و چاپل ۲۰۰۱).

جدول ۵-۲- معیارهای کانی‌شناسی و پتروگرافی جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I و S

نوع I	نوع S
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. بیوتیت دارای پلی کرونیسم گاهی تا شکلاتی است.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود داشته باشد باز هم برتری با بیوتیت است.
اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد مونازیت به صورت کانی فرعی وجود دارد.
موسکویت به صورت فرعی و ثانویه و در اقسام بسیار فلسیک وجود دارد.	موسکویت به صورت اولیه و اصلی وجود دارد.
دارای ایلمنیت و منیتیت اما برتری با منیتیت است.	دارای ایلمنیت
ارتوز به رنگ صورتی دیده می‌شود.	میکروکلین به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می‌شود.
فایده‌کانیهای دگرگونی کردیریت، گرونا، آندالوزیت و سیلیمانیت	امکان وجود کانیهای دگرگونی کردیریت، گرونا، آندالوزیت و سیلیمانیت
ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.
زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک در آنها غالب است.	زینولیت‌های رسوبی دگرگونی به صورت غالب و زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک به صورت نادر دارند.
کانه زایی تنگستن، مس و مولیبدن	کانه زایی قلع
ضریب رنگینی $\bar{x} = 12/3$ با دامنه تغییرات ۵ تا ۲۷ و شامل مجموعه‌های مونزوگرانیت، آداملیت، گرانودیوریت و دیوریت است.	ضریب رنگینی $\bar{x} = 4$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۱۰ و شامل مجموعه‌های لوکوگرانیت، آلاسکیت، لوکوگرانودیوریت، مونزوگرانیت و آداملیت است.

در مکانهایی که هر دو نوع گرانیت I و S با همدیگر در باتولیت‌های مرکب دیده می‌شوند، گرانیت‌های نوع S معمولاً به صورت زودرس در توالی توده نفوذی دیده می‌شوند و آنها غالباً فولیاسیون ثانویه‌ای

دارند که توسط توده‌های نفوذی دیررس نوع I که به صورت توده‌ای هستند یا فولیاسیون اولیه غالب دارند، قطع می‌گردد.

۵-۳-۳- معیارهای شیمیایی

ویژگیهای شیمیایی اساسی‌ترین پارامتری هستند که راه را برای مطالعه سنگهای آذرین هموار نموده‌اند. در سالهای اخیر داده‌های عناصر اصلی و کمیاب و مطالعات ایزوتوپی (پایدار و ناپایدار) سنگهای آذرین دریچه‌ای نو برای تعیین محیط تکتونیکی و منشأ آنها، خصوصاً گرانیت‌ها گشوده است. بدیهی است که هر محیط تکتونیکی دارای اختصاصات خاص خود است که آنرا در ترکیب شیمیایی ماگمای مربوطه منعکس می‌سازد. جدول (۵-۳) فاکتورهای شیمیایی تعیین کننده برای تشخیص سریهای I و S را نشان می‌دهد (چاپل و وایت، ۱۹۷۴؛ اونیل و همکاران، ۱۹۷۷؛ وایت و چاپل، ۱۹۷۷؛ هاین و همکاران ۱۹۷۸؛ ایشی‌هارا، ۱۹۷۷؛ پانکهورث، ۱۹۸۰؛ دیدیه و همکاران، ۱۹۸۲؛ پیچر، ۱۹۸۲؛ مک کولاج و چاپل، ۱۹۸۲؛ کلارک، ۱۹۹۲؛ ریموند، ۱۹۹۵؛ چاپل و وایت، ۲۰۰۱). در جدول (۵-۴)، ویژگیهای صحرائی، کانی‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آورده شده است.

جدول ۵-۳- ویژگیهای شیمیایی گرانیت‌های نوع I و S

نوع I	نوع S
نسبت مولکولی $A/CNK < 1/1$	نسبت مولکولی $A/CNK > 1/1$
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۷ تا ۷۳	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۶ تا ۷۹
Na_2O بالا به طوریکه مقدار آن در سنگهای فلسیک ۳/۲ درصد وزنی و در سنگهای مافیک ۲/۲ درصد وزنی است.	Na_2O پایین به طوری که مقدار آن در سنگهای دارای ۵٪ وزنی K_2O کمتر از ۳/۲٪ و در سنگهای دارای ۲٪ وزنی K_2O مقدار آن کمتر از ۲٪ وزنی است.
نسبت $Fe_2O_3 / Fe_{(II)} > 0.12$	نسبت $Fe_2O_3 / Fe_{(II)} < 0.12$
$Fe_{(II)} + MgO + MnO + TiO_2 = 51.6\%$ با دامنه تغییرات ۲ تا ۱۱ درصد.	$Fe_{(II)} + MgO + MnO + TiO_2 = 21.6\%$ با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد.
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندم و یا دارای دیوپسید	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندم
مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۳/۷ درصد	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۳/۷ درصد
مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm
نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr / ^{86}Sr$ اولیه بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶	نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr / ^{86}Sr$ اولیه بالاتر از ۰/۷۰۸
$^{143}Nd / ^{144}Nd = 0$	$^{143}Nd / ^{144}Nd < 0$
فراوانی پایین عناصر کمیاب V, Cr, Zn, Cu, Ni, CO, Ba, Rb, Th, La, Ce و Y در مقایسه با نوع S	فراوانی بالای عناصر کمیاب V, Cr, Zn, Cu, Ni, CO, Ba, Rb, Th, La, Ce و Y در مقایسه با نوع I
ایزوکرونها توزیع منظم نقاط را عرضه می‌دارند.	ایزوکرونها پراکندگی نقاط را نشان می‌دهد.
دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و بی‌قاعده هستند.	دیاگرامهای تغییرات، نامنظم و بی‌قاعده هستند.
محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زیرین	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی

جدول ۴-۵- ویژگیهای صحرایی، کانی‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه

دیوریت‌های مورد مطالعه	گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه	ویژگیهای صحرایی
به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.	به صورت توده‌های نفوذی بزرگ با وسعت چند صد کیلومتر مربع هستند.	
۱۰ درصد دیوریت	۲۰ درصد گرانیت و ۷۰ درصد گرانودیوریت	
فاقد سنگهای آتشفشانی هستند.	فاقد سنگهای آتشفشانی هستند.	
فاقد روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.	دارای روابط صحرایی نزدیک و تدریجی با سنگهای دگرگونی هستند.	ویژگیهای کانی‌شناسی و پتروگرافی
دارای هورنبلند و بیوتیت هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد. فاقد پیروکسن هستند.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترمهای مافیک اگر هم هورنبلند وجود داشته باشد باز هم برتری با بیوتیت است.	
اسفن به صورت اولیه وجود دارد.	اسفن به صورت اولیه و ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی وجود دارد.	
فاقد موسکویت هستند.	موسکویت بندرت یافت می‌شود.	
دارای منیتیت هستند.	دارای ایلمنیت و منیتیت هستند.	
ارتوز به رنگ سفید دیده می‌شود.	میکروکلین به رنگ خاکستری متمایل به سفید دیده می‌شود.	
فاقد کانیه‌های دگرگونی هستند.	دارای گارنت و آندالوزیت هستند.	
ادخالهای آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	ادخالهای آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارند.	
زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک در آنها غالب است.	زینولیت‌های رسوبی دگرگونی به صورت غالب و زینولیت‌های هورنبلنددار مافیک به صورت نادر دارند.	
فاقد کانه‌زایی هستند.	دارای کانه‌زایی طلا و استینیت هستند.	
ضریب رنگینی $\bar{x} > 2$ و شامل مجموعه‌های دیوریتی و کوآرتز دیوریتی هستند.	ضریب رنگینی $\bar{x} = 1/5 - 2$ و شامل مجموعه‌های لوکوگرانیت، سینوگرانیت تا مونزوگرانیت، آداملیت هستند.	

ادامه جدول ۴-۵

دیوریت‌های مورد مطالعه	گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه	ویژگی‌های ژئوشیمیایی
نسبت مولکولی $A/CNK < 1/1$	نسبت مولکولی $A/CNK > 1/1$	
دامنه تغییرات SiO_2 بین ۵۴ تا ۵۶	دامنه تغییرات SiO_2 بین ۶۳ تا ۷۲	
Na_2O بین ۲/۷۰-۳/۲۷	Na_2O بین ۳/۸۱-۴/۳۵	
K_2O بطور میانگین ۱/۹	K_2O بین ۲/۲۱-۴/۱۲	
نسبت $Fe_2O_3/FeO_{(t)}$ بطور میانگین ۰/۱۷	نسبت $Fe_2O_3/FeO_{(t)}$ بطور میانگین ۰/۱۶	
$FeO_{(t)} + MgO + MnO + TiO_2 = ۱۵/۵۴\%$ با دامنه تغییرات ۱۴ تا ۱۷ درصد.	$FeO_{(t)} + MgO + MnO + TiO_2 = ۳/۴\%$ با دامنه تغییرات ۵/۸ تا ۰/۱۶ درصد.	
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندم	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندم	
مقدار CaO در مجموع بیش از ۳/۷ درصد و بطور میانگین ۶/۶ درصد می‌باشد.	مقدار CaO در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بطور میانگین ۱/۶ درصد می‌باشد.	
مقدار Zr بین ۱۱۰-۲۰۲ ppm می‌باشد.	مقدار Zr در ترمهای دارای ۶۶ درصد SiO_2 بین ۹۴-۱۲۸ ppm می‌باشد.	
فراوانی پایین عناصر کمیاب Ni, CO, Cr, V ، $Ce, La, Th, Rb, Ba, Zn, Cu$ و Y در مقایسه با نوع S	فراوانی بالای عناصر کمیاب Ni, CO, Cr, V ، $Ce, La, Th, Rb, Ba, Zn, Cu$ و Y در مقایسه با نوع I	
محل منشأ گوشته فوقانی یا قاعده پوسته زیرین	محل منشأ پوسته زیرین تا میانی	

با توجه به جدول (۴-۵)، می‌توان چنین نتیجه گرفت که ویژگی‌های گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه بیشتر با گرانیتوئیدهای نوع S مطابقت دارد و دیوریت‌های مورد مطالعه کاملاً ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند.

کاسترو و همکاران (۱۹۹۱)، نوع جدیدی از گرانیتوئید به نام گرانیتوئید دو رگه (نوع H) معرفی کردند. این مطالعات که بر روی سنگهای نفوذی کالکوالکالن صورت گرفته است، همبستگیهای صحرایی و سنگ شناختی همراه با استنباطهای قوی با فرایندهای درگیر در منشأ آنها را آشکار می‌سازد. حضور انکلوزیونهای ماگمایی و زونهای اختلاط ماگمایی در این سنگها منشأ اختلاط ماگمایی آنها را تأیید می‌نماید. تغییرات ترکیبی و ناهنجاریهای ایزوتوپی، محک خوبی برای چنین مدل پتروژنتیکی هستند.

اغلب این سنگهای کالکوالکالن نفوذی که هم به محیطهای برخورد قاره به قاره و هم به حاشیه فعال ورقه‌ها مربوط می‌گردند در طبقه‌بندی چاپل و وایت (۱۹۷۴) به عنوان گرانیتوئیدهای نوع I (آذرین) و حاصل از ذوب بخشی سنگهای آذرین قدیمی تفسیر شده‌اند (مدل رستیت). اگر منشأ اختلاط ماگمایی یک نوع از گرانیتوئیدها از شواهد صحرایی و سنگ شناختی اثبات و توسط تغییرات شیمیایی و ایزوتوپی تأیید گردد بنابراین باید گونه‌ای جدید از گرانیتوئید به نام گرانیتوئید دو رگه معرفی گردد. این گونه جدید شامل اغلب گرانیتوئیدهای نوع I و بعضی از گرانیتوئیدهای نوع S می‌باشد. کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) مراحل زیر را برای تشکیل گرانیتوئیدهای دو رگه پیشنهاد نموده‌اند (شکل ۵-۱، اقتباس از قاسمی، ۱۳۷۱).

۱- تزریق: در این مرحله دایکهای از ماگمای مافیک در حال تزریق به درون میزبان فلسیک زون آناتکتیک نفوذ می‌نمایند.

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. در همین زمان ماگمای مافیک در حاشیه دایکها به طور کامل منجمد می‌شود.

۳- کنوکسیون: اگر چه به طور موضعی در ته آشیانه ماگمایی 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.

۴- گسیختگی دایکها و اختلاط: جریان کنوکسیونی 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 کنوکسیونی برای از هم پاشیدن و مخلوط نمودن قطعات مافیک ضروری می‌باشد.

۵- تولید انکلوزیون: جریان کنوکسیونی سرانجام 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.

وقوع فرآیند دو رگه‌ای شدن بین ماگماهای نوع M (گوشته‌ای مافیک) و مذابهای آناتکتیک بر حسب نسبت‌های هر کدام از آنها می‌تواند منجر به ایجاد گونه وسیعی از سنگهای دو رگه شود. در اغلب این سنگهای دو رگه اشکال اولیه S یا M به طور شدید تغییر نیافته و تا اندازه‌ای مشخص است. آنها می‌توانند به ترتیب به عنوان هیبرید S (HS) یا M (Hm) تلقی شوند. گرانیتهای نوع HS سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها عضو نهایی فلسیک (نوع S) فراوانتر است. آنها دارای اشکال بافتی نوع S بوده و علاوه بر پرآلومین بودن دارای رستیت‌های دگرگونی، انکلوزیونهای تونالیتی و پلاژیوکلازهای هضم شده هستند.

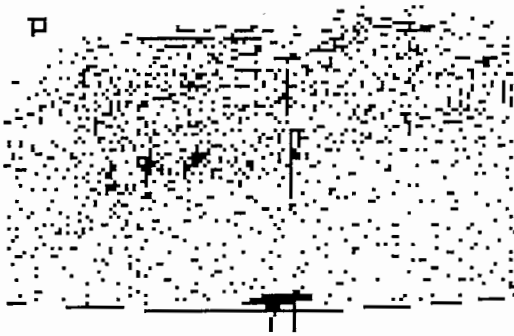
گرانیتهای نوع Hm، سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت ماگمای مافیک (نوع M) بیشتر از ماگمای فلسیک (نوع S) است. مشخص‌ترین حالت آن حضور زون کریست‌های حاصل از ماگمای فلسیک (اساساً کوارتز) است. بیشتر انکلوزیونهای تونالیتی موجود در گرانیتهای نوع HS در واقع تونالیت‌های نوع Hm هستند (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).

گرانیتهای نوع Hss سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت هر کدام از ماگمای (S) و M کم و بیش برابر بوده و همگن‌سازی حاصل از جریان ماگمایی، اشکال اولیه هر نوع ماگما را از بین برده است. این گرانیتهای را بر اساس روابط صحرایی (مثلاً زونهای اختلاط ماگمایی)، حضور انکلوزیونهای ریزدانه و بعضی شواهد و معیارهای بافتی (مثلاً پلاژیوکلازهای هضم شده) به عنوان گرانیتهای دو رگه می‌شناسند. دو رگه‌ای شدن فرایندی است که به هنگام ایجاد همزمان دو ماگماتیسم متضاد (مثلاً S و M) در یک زون معین صورت می‌گیرد.

این شرایط ممکن است در هر محیط کوهزایی که ماگماهای حاصل از گوشته به داخل یک پوسته قاره‌ای کم و بیش تحول یافته نفوذ می‌نمایند، مهیا گردد. به هر حال، در محیطهای نوع آندی ماگماتیسم نوع M مهمتر از نوع S بوده و در نتیجه گرانیتهای نوع M و Hm فراوان و انواع H و HS و S نیز در حجمهای کوچک وجود دارند در حالی که گرانیتهای نوع S از ویژگیهای محیطهای برخورد قاره به قاره بوده و در آنها نوع M کمیاب است.

شکل (۵-۲) تطابق تجربی بین انواع گرانیتهای و خاستگاه تکتونیکی آنها را براساس این ایده نشان می‌دهد. جدول (۵-۵) نیز ویژگیهای عمده انواع گرانیتهای وابسته به محیطهای کوهزایی (اوروژنیک) را با گرانیتهای مورد مطالعه نشان می‌دهد (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱). با توجه به این ویژگیها و مقایسه آنها با ویژگیهای نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان نتیجه گرفت که دیوریت‌های منطقه مورد مطالعه از نوع M، گرانیتهای و گرانودیوریتها از نوع S و Hss می‌باشند.

۱- ضخیم شدن پوسته



۲- کنوکسیون و گسیختگی دایکها، همزمان با توده



۳- کنوکسیون همراه با اختلاط ماگما



۴- مرحله نهایی جایگزینی



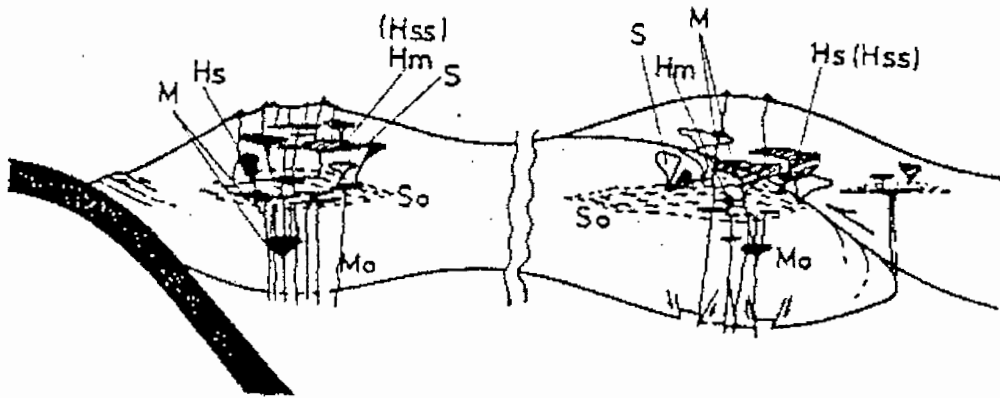
شکل ۵-۱- چهار مرحله ایده آل برای بیان فرایندهای درگیر در پتروژنز گرانیتوئیدهای هیبرید (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).

حاشیه ورقه‌ای فعال

برخوردهای

$M > Hm > HSS > HS > S$

$S > HS > HSS > Hm > M$



شکل ۵-۲- یک الگوی تکتونیکی ممکن در رابطه با انواع گرانیتوئیدها و محیط تکتونیکی آنها. M_0 و S_0 ماگماهای اولیه نوع M و S هستند (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱).

جدول ۵-۵- ویژگیهای عمده انواع گرانیتوئیدهای وابسته به محیطهای کوهزایی (اوروژنیک) (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)، با گرانیتوئیدهای مورد مطالعه.

دیوریت‌های مورد مطالعه	گرانیتها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه	S-type	H _s -type	H _{ss} -type	H _m -type	M-type
دیوریت تا کوارتز دیوریت	سینوگرانیت تا گرانودیوریت	لوکوگرانیتها (دو میکایی)، سینوگرانیتها تا مونزوگرانیتها	مونزوگرانیتها تا گرانودیوریتها	گرانودیوریتها و تونالیتها	تونالیتها (عمدتاً ریز دانه)	کوارتز دیوریتها و تونالیتها
وجود آنکلاوهای مافیک	فراوانی آنکلاوهای مافیک	رستیت‌های دگرگونی (بیوتیت، سیلیمانیت و...)	رستیت‌های دگرگونی، کمبود آنکلاوهای مافیک	فراوانی آنکلاوهای مافیک	کمبود آنکلاو، کمبود یا فقدان رستیتها	فقط آنکلاوهای با ظاهر کومولایی
لخته‌های Hb-Bi	مگاکریست‌های K-feld تحلیل رفته. لخته‌های Hb-Bi	فازهای باقی مانده از واکنش مذاب (Sil, Cor و...) لخته‌های بیوتیت سیلیمانیت	مگاکریست‌های K-feld و Cor حاصل از واکنش مذاب با لخته‌های بیوتیت	مگاکریست‌های K-feld تحلیل رفته. تبدیل Cor به Bi لخته‌های Hb-Bi	لخته‌های حاصل Hb از واکنش‌های تبدیل Px و Hb به Bi	فازهای پایدار فرومنیوم. فقط واکنش‌های پرتکتیک
پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی	پلاژیوکلازهای کمپلکس زونه‌ای تحلیل رفته. زینوکریست‌های لخته‌ای Hb	زونینگ ساده در plg عدم وجود زینوکریست	کمبود یا فقدان زینوکریست (آپاتیت سوزنی؟)	زینوکریست‌های لخته‌ای Hb	زینوکریست‌های Qtz, k-feld	زونینگ ساده و ناپیوسته. فقدان زینوکریستها
ارتباط با گرانیتوئیدهای تیپ M	ارتباط با گرانیتوئیدهای تیپ S و M		معمولاً در ارتباط با گرانیتوئیدهای تیپ S, M در باتولیت‌های بزرگ با کنتاکت انتقالی. در سطح ایی زون، هر تیپ می‌تواند به صورت منفرد ظاهر شود.			عموماً در ارتباط با توده‌های فرعی سنگهای مافیک
		نسبت اولیه Sr < ۰.۷۰۸	نسبت‌های ایزوتوپی بسیار متغیر، این نسبتها معمولاً بین نسبت‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای می‌باشند، خطوط اختلاط مشخص است.			نسبت اولیه Sr < ۰.۷۰۴
K ₂ O/Na ₂ O < 1 ASI < 1	K ₂ O/Na ₂ O نزدیک به یک ASI > 1	K ₂ O/Na ₂ O > 1 ASI > 1		K ₂ O/Na ₂ O نزدیک به یک ASI نزدیک به یک	K ₂ O/Na ₂ O < 1 ASI < 1	K ₂ O/Na ₂ O < 1 ASI < 1
از طریق ذوب بخشی گوشته فوئانی و تفریق در مراحل بعدی	احتمالاً از طریق ذوب بخش‌های رسوبی سنگهای رسوبی دگرگون شده	ذوب بخشی سنگهای رسوبی دگرگون شده، تغییرات ترکیبی به وسیله عدم اختلاط رستیت قابل توضیح است.	از طریق اختلاط ماگما (هیبریداسون) بین ماگماهای مشتق شده از گوشته (M-type) و ماگماهای سوپر-اکراستال (S-type) به وجود آمده‌اند.			از تفریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته به وجود آمده‌اند.

۴-۵- دیاگرامهای استفاده شده جهت تمایز گرانیتوئیدهای نوع I و S

۴-۵-۱- نمودار A/CNK در مقابل SiO_2 (چاپل و وایت، ۱۹۸۳)

در این نمودار نسبت مولی $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 رسم می‌شود و مرز بین گرانیتوئیدهای نوع I و S براساس نسبت مولی A/CNK برابر با ۱/۱ در نظر گرفته شده است. مطابق این دیاگرام، گرانیتها و گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای نوع S و دیوریتها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۳-۵-الف).

۴-۵-۲- نمودار CaO در مقابل FeO (وایت و چاپل، ۲۰۰۱)

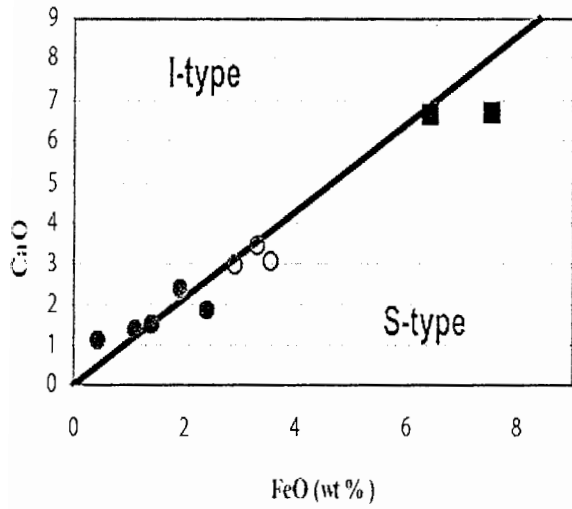
در این نمودار مقدار درصد وزنی CaO نمونه‌ها در مقابل درصد وزنی FeO آنها رسم می‌شود. با استفاده از این نمودار می‌توان گرانیتوئیدهای نوع I و S را از هم متمایز کرد. با توجه به این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه عمدتاً در امتداد مرز تفکیک محدوده‌های گرانیت‌های نوع S و I واقع می‌شوند (شکل ۳-۵-ب). زیرا گرانیتوئیدهای مورد مطالعه، از ذوب سنگهای گری‌وکی تشکیل شده‌اند و حاصل اختلاط ماگمایی نیز می‌باشند.

۴-۵-۳- نمودار Na_2O+K_2O/CaO در مقابل $Zr+Nb+Ce+Y$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

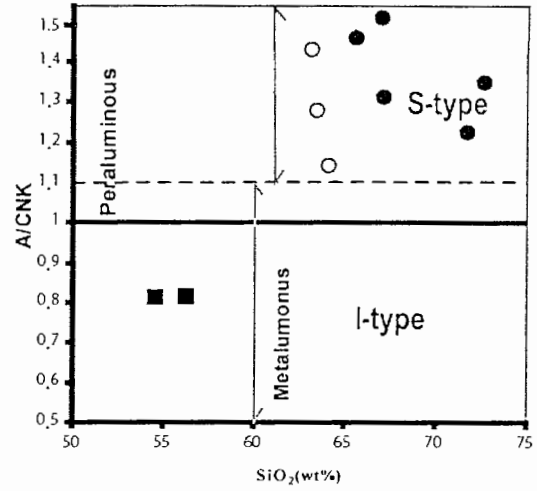
در این نمودار گرانیتوئیدهای S و I عادی از یک طرف از گرانیتوئیدهای نوع I تفریق یافته و از طرف دیگر از گرانیتوئیدهای نوع A متمایز شده‌اند. در این دیاگرام علامت اختصاری FRAC مخفف *fractionated I-type granitoid* یعنی گرانیت‌های نوع I تفریق یافته می‌باشد. مطابق این نمودار گرانیتها و گرانودیوریت‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای S و I عادی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۵-ج).

نکته: به دلیل اینکه نسبت لگاریتمی Na_2O+K_2O/CaO برای دیوریت‌های مورد مطالعه در دیاگرام والن و همکاران، ۱۹۸۷ کمتر از یک می‌باشد در نتیجه در محدوده‌های دیاگرام مورد نظر واقع نمی‌شوند.

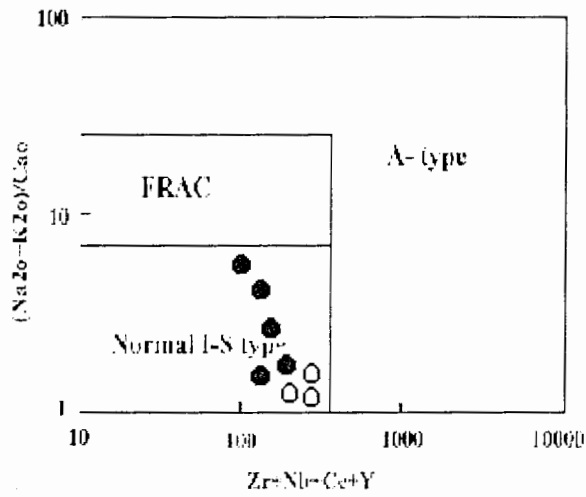
شکل ب



شکل الف



شکل ج



شکل ۳-۵- دیاگرامهای متمایز کننده گرانیتوئیدهای نوع I و S
 الف - نمودار A/CNK در مقابل SiO₂ (چاپل و وایت، ۱۹۸۳)
 ب - نمودار CaO در مقابل FeO (وایت و چاپل، ۲۰۰۱)
 ج - نمودار Na₂O+K₂O/CaO در مقابل Zr+Nb+Ce+Y (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

۵-۵- رده‌بندی گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید براساس محیط تکتونیکی

برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگهای گرانیتوئیدی روشهای متعددی ابداع و مطرح شده است. لیکن با توجه به داده‌های موجود و بررسیهایی که با توجه به این داده‌ها صورت گرفته است به این نتیجه رسیدیم که روشهای مطرح شده توسط مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) و پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، با شواهد صحرایی منطقه و ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی مورد مطالعه سازگارتر است و پاسخی منطقی‌تر ارائه می‌نمایند.

۵-۵-۱- نمودارهای متمایزکننده محیطهای تکتونیکی گرانیتوئیدها بر پایه استفاده از عناصر اصلی

مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) گرانیتوئیدها را به هفت گروه به شرح زیر تقسیم‌بندی نمودند:

- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)
 - گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)
 - گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)
 - گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG)
 - پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)
 - گرانیتوئیدهای وابسته به ریف (RRG)
 - گرانیتوئیدهای مربوط به بالازدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG)
- سریهای فوق‌الذکر توسط محققین نامبرده به دو دسته عمده شامل: کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم گردیدند. سری کوهزایی شامل گرانیتوئیدهای IAG, CAG, CCG و POG و سری غیر کوهزایی شامل RRG, OP و CEUG می‌باشند.
- جهت آگاهی بیشتر در اینجا به اختصار این گروهها را معرفی نماییم:
- ۱- گرانیتوئیدهای کوهزایی:

هر واقعه کوهزایی معمولاً با تغییر شکل، پلوتونیسیم و دگرگونی همراهی می‌شود. پلوتونیسیم مزبور ممکن است در هر مرحله از این حادثه صورت گیرد. گرانیتوئیدهای حاصل در خلال فعالیت‌های کوهزایی به شرح زیر می‌باشند.

الف- گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)

این گرانیتوئیدهای ناشی از فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه اقیانوسی دیگر بوده و ماگمای تشکیل‌دهنده آنها از نوع کالکوالکالن ترونجمیتی (پتاسیم پایین) است.

ب- گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)

این گرانیتوئیدها ناشی از فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای بوده و در حاشیه‌های فعال قاره‌ها تشکیل می‌گردند. ماگمای آنها کالکوالکالن گرانودیوریتی (پتاسیم متوسط) است.

ج- گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG)

این گرانیتوئیدها در جریان فاز برخورد قاره به قاره یک واقعه کوهزایی و در محل الحاق دو قاره به دلیل اصطکاک و افزایش گرما و ذوب پوسته‌ای ایجاد می‌گردند.

د- 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 می‌باشند. ماگمای آنها کالکوآلکالن مونزونیتی (پتاسیم بالا) می‌باشد.

۲- گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی:

این گرانیتوئیدها فاقد شواهد محیطهای کوهزایی از قبیل دگرشکلی و دگرگونی بوده و شامل سریهای زیر هستند:

الف- گرانیتوئیدهای وابسته به ریفت (RRG)

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

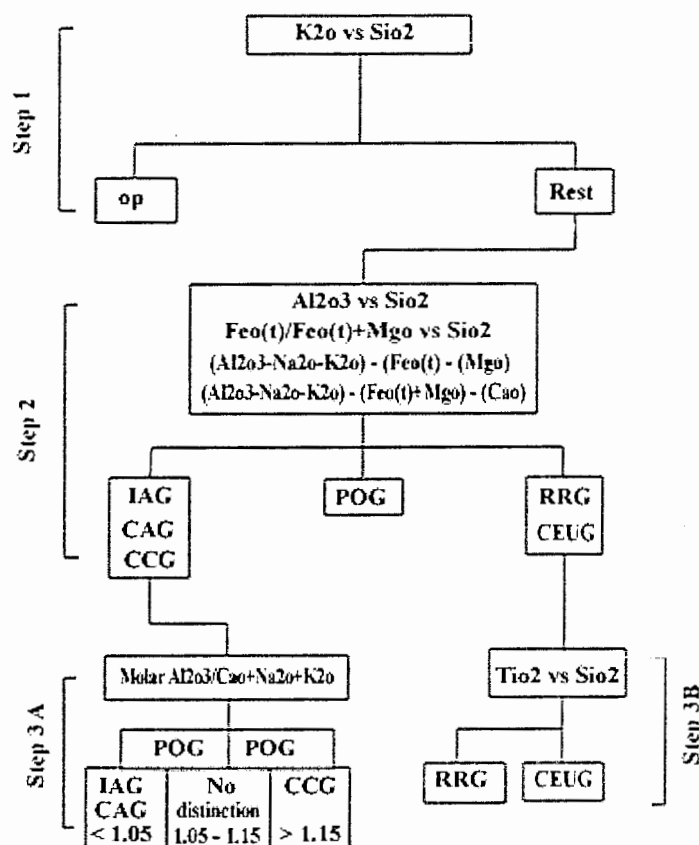
ب- گرانیتوئیدهای مربوط به بالا زدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG)

این گرانیتوئیدها در مناطقی از پوسته قاره‌ای که تحت بالازدگی خشکی‌زایی پوسته‌ای قرار گرفته ولی منجر به تشکیل ریفت نگردیده است، تشکیل می‌گردند.

ج- پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP)

اینها شامل گرانیتوئیدهایی 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 گرانیتوئیدها تولیتی است.

مانیاریوپیکولی (۱۹۸۹) با استفاده از داده‌های شیمیایی عناصر اصلی مراحل تدریجی تفکیک تکتونیک گرانیتوئیدها را نشان داده‌اند (شکل ۵-۴). در این شکل سه مرحله اساسی دیده می‌شود.



شکل ۵-۴- مراحل تدریجی تفکیک انواع محیط تکتونیک سنگهای گرانیتوئیدی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹)

مرحله I- تفکیک بین OP و دیگر گروهها

در این مرحله با استفاده از دیاگرام K_2O در مقابل SiO_2 تفکیک بین پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی و سایر گرانیتوئیدها به آسانی امکان پذیر می‌گردد (شکل ۵-۵- الف). البته این تفکیک با بررسیهای صحرایی نیز امکان پذیر 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 تکتونیک 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 چشمه‌بید در گروه OP قرار نمی‌گیرند.

مرحله II- تمایز بین گروههای (CEUG, RRG), CCG, CAG, IAG و POG

در این مرحله با استفاده از دیاگرامهای (۵-۵- ب، ج و د) این سه گروه از هم متمایز می‌گردند دیاگرام (۵-۵- ب) $(FeO(t)/FeO(t)+MgO-SiO_2)$ معیاری عالی برای تمایز گروههای (CCG-CAG-) و (IAG) و (CEUG-RRG) در مقادیر پایین SiO_2 می‌باشد. در اینجا باید اظهار داشت که در دیاگرامهای

FeO(t)-MgO و FeO(t)+MgO-CaO از داده‌های مستقیم اکسیدهای عناصر اصلی استفاده نشده است چون دیاگرام اولی 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:

رأس F شامل $F=FeO+Fe_2O_3$ و رأس M شامل $M=MgO$ می‌باشد. دیاگرام دومی یک دیاگرام ACF بوده که رأس A آن شامل $A=Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ رأس C شامل $C=CaO$ و رأس F شامل $F=FeO(t)+MgO$ می‌باشد.

این پارامترها بر مبنای نتایج آنالیز شیمی محاسبه شده، سپس به ۱۰۰ رسانده می‌شود و در نهایت دو پارامتر F و M یا F و C که مجدداً محاسبه شده‌اند در مقابل یکدیگر ترسیم می‌شوند. مطابق این دیاگرامها گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید در محدوده گرانیتوئیدهای CCG, CAG و IAG قرار می‌گیرند.

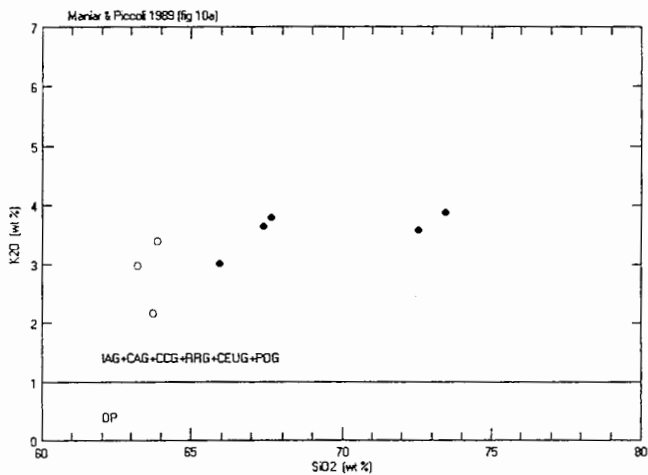
مرحله III- تمایز بین سربهای CAG, CCG و IAG

همانطور که از شکل (۴-۵) مشخص است مانیای وپیکولی جهت تفکیک این سه سری از نسبت اشباع شدگی آلومینیم (ASI) استفاده کرده‌اند. و بر همین اساس گرانیتوئیدهای نوع CCG دارای $1/15 < ASI > 1$ می‌باشند نگاهی به نمودار شاخص شاند (شکل ۴-۱۶-الف)، این واقعیت آشکار است که تمام نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی منطقه چشمه‌بید دارای مقدار ASI نزدیک به $1/15$ می‌باشند.

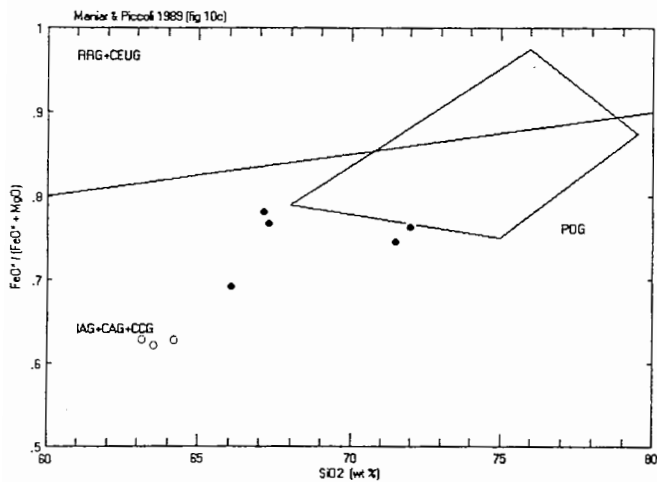
لذا این امر با ویژگیهای گروه CCG سازگار نیست. همچنین سایر شواهد زمین‌شناسی نیز برخورد قاره-قاره را در زمان تشکیل گرانیتوئیدهای مورد مطالعه تأیید نمی‌کند. در نتیجه گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به یکی از دو گروه IAG و CAG تعلق خواهند داشت. حال با توجه به آنکه گرانیتوئیدهای نوع IAG یا گرانیتوئیدهای جزایر قوسی، حاصل فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی دیگر می‌باشند و این امر با شواهد زمین‌شناسی منطقه منطبق نیست، در نتیجه گرانیتوئیدهای چشمه‌بید به تنها گروه باقیمانده یعنی گرانیتوئیدهای قوس‌قاره‌ای (CAG) تعلق دارند. این امر با تعریف آنها نیز سازگار است. از لحاظ ترکیبی نیز گروه CAG، تونالیت‌ها، گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها را دربرمی‌گیرد که این امر نیز با ترکیب سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه سازگار است، در این توده به جای تونالیت‌ها، دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها رخنمون دارند.

در جدول (۴-۵) ویژگیهای عمده گرانیتوئیدهای IAG, CAG و CCG جهت مقایسه با ویژگیهای بارز گرانیتوئیدهای مورد مطالعه آورده شده است.

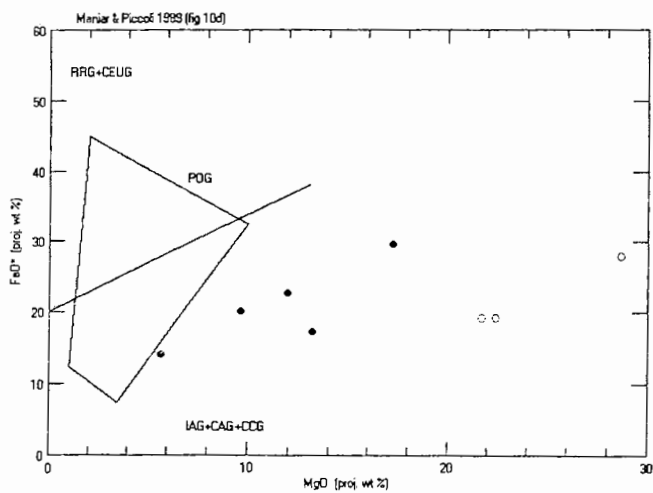
شکل الف



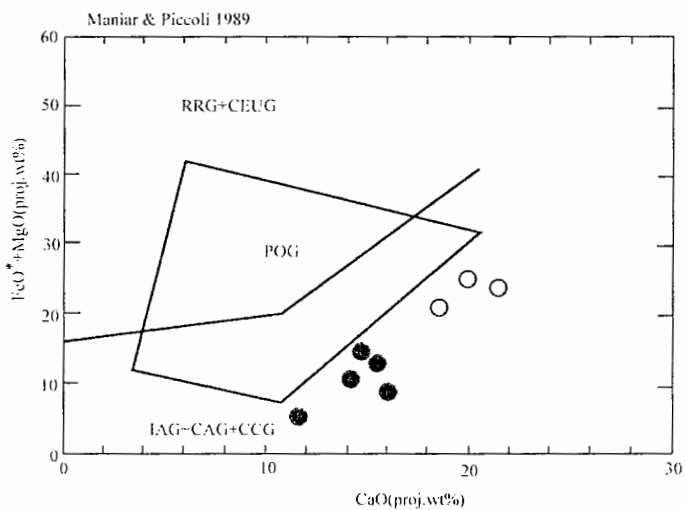
شکل ب



شکل ج



شکل د



شکل ۵-۵- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه (مانیاریو پیکولی، ۱۹۸۹)

شکل الف - نمودار متمایز کننده براساس $K_2O - SiO_2$

شکل ب - نمودار متمایز کننده براساس $FeO(t)/FeO(t)+MgO-SiO_2$

شکل ج - نمودار متمایز کننده براساس $FeO(t)-MgO$

شکل د - نمودار متمایز کننده براساس $FeO(t)+MgO-CaO$

جدول ۵-۶- مقایسه ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با انواع گرانیتوئیدهای IAG, CAG و CCG

نوع ویژگی مورد مطالعه	ویژگیهای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه	IAG	CAG	CCG
طیف تغییرات درصد وزنی SiO_2	۵۴-۷۲	۶۰-۶۸	۶۲-۷۶	۷۰-۷۶
وضعیت نمودار تغییرات درصد وزنی SiO_2	تک قله ای	تک قله ای	تک قله ای	تک قله ای
وضعیت شاخص آکالی-کلسیک	کالک آکالن	کلسیک تا آکالی-کلسیک	کالک آکالن	کالک آکالن تا آکالی کلسیک
شاخص شاند	متآلومین - پراآلومین	غالباً متآلومین	متآلومین - پراآلومین	پراآلومین
(Na_2O/CaO)	۱/۷-۳/۹	۱	< ۴	۲-۱۰
(Na_2O/K_2O)	۰/۹-۱/۷	۰/۴-۳	۰/۴-۲	۰/۴-۱/۵
$(MgO/FeO_{(t)})$	۰/۱۸-۰/۵	۳۰-۰/۸۵	۰/۱-۰/۵	۰/۵-۰/۶
(MgO/MnO)	۱۴-۳۲	۱۲-۳۸	۲۰-۳۸	۲۰-۴۵
$Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$	> ۱/۱	> ۱/۵	> ۱/۱	> ۱/۱
نوع پلاژیوکلاز	الیگوکلاز	الیگوکلاز- آندزین	الیگوکلاز	الیگوکلاز
کاتیهای متشکله	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت	بیوتیت
	+ هورنبلند	+ هورنبلند	+ هورنبلند	مسکوویت
	± گارنت	+ پیروکسن	+ کلینوپيروكسن	+ تورمالین
				+ کزدیریت
				+ سیلیمانیت
				+ گارنت

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

اولین مطالعه سیستماتیک ژئوشیمیایی گرانیت‌های جایگاههای تکتونیکی معلوم و شناخته شده، توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴) صورت گرفت. این محققین گرانیت‌ها را به چهار سری تقسیم کردند که هر سری به زیر شاخه‌هایی تقسیم می‌شود که عبارتند از:

۱- گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) شامل:

- گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی نرمال
- گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی غیر عادی
- گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه پشت قوس
- گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه جلوی قوس

۲- گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG)

- گرانیت‌های قوس‌های اقیانوسی که عمدتاً شامل بازالت تولئیتی‌اند.
- گرانیت‌های قوس‌های اقیانوسی که عمدتاً شامل بازالت کالک آلکان‌اند.

- گرانیت‌های حاشیه‌های فعال قاره‌ای

۳- گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)

- گرانیت‌های کمپلکس‌های حلقوی درون قاره‌ای
- گرانیت‌های پوسته قاره‌ای نازک شده
- گرانیت‌های جزایر اقیانوسی

۴- گرانیت‌های برخوردی قاره‌ای (COLG)

- گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره-قاره
- گرانیت‌های پست تکتونیک همراه با برخورد قاره-قاره
- گرانیت‌های سین تکتونیک همراه با برخورد قاره-قوس

در یک بررسی مقدماتی توسط محققین مذکور از غلظت عناصر کمیاب در مقابل مقدار سیلیس از مجموع ۶۰۰ گرانیت منتخب نشان داد که عناصر Y, Yb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr و Hf به طور مؤثری، گرانیت‌های مربوط به جایگاههای مختلف تکتونیکی را از هم متمایز می‌کنند. این متغیرها توسط پیرس و همکاران (۱۹۸۴) در دو مجموعه نمودار تغییرات، جهت طبقه‌بندی گرانیت‌ها براساس جایگاه تکتونیکی، به کار رفته‌اند.

- نمودار متمایز کننده براساس Nb-Y و Ta-Yb

نمودار دو متغیره Nb و Y به سه محدوده تقسیم می‌شود که در آنها گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-ColG) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶-الف). مطابق این نمودار گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید در محدوده گرانیت‌های قوس آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (Syn-ColG) قرار می‌گیرند.

نمودار مشابهی با استفاده از Ta و Yb محدوده‌های گرانیتهای همزمان با برخورد و قوس آتشفشانی را از هم متمایز می‌کند (شکل ۵-۶-ب). مطابق این نمودار گرانیتهای مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

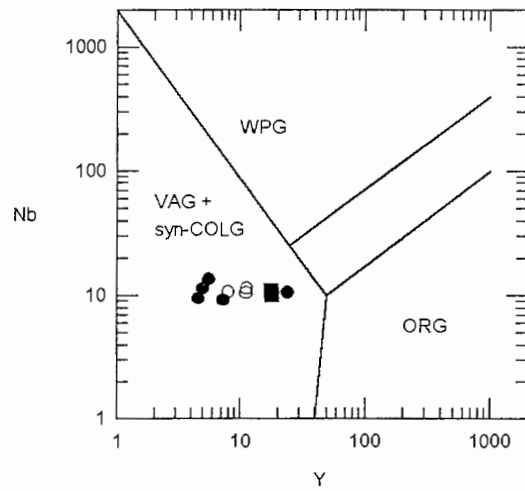
- نمودار های متمایز کننده بر اساس Rb-(Yb+Ta) و Rb-(Y+Nb)

نمودار دو متغیره Rb - (Y+Nb) به طور خیلی مؤثری گرانیتهای همزمان با برخورد را از گرانیتهای قوس آتشفشانی متمایز می‌کند. در ضمن، جدایش مشخصی بین گرانیتهای درون صفحه‌ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد (شکل ۵-۶-ج). مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند. نمودار مشابهی با استفاده از (Yb+Ta) در طول محور X نمودار دو متغیره مجموعه‌ای از محدوده‌های مشابه را مشخص می‌کند (شکل ۵-۶-د). مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند.

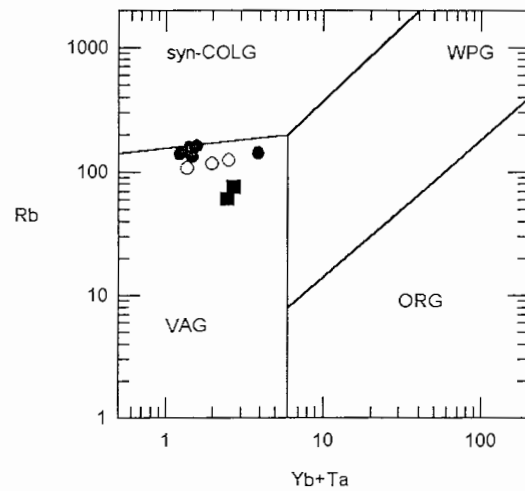
- نمودار متمایز کننده بر اساس نسبت Rb/Zr در مقابل SiO_2 (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶)

نمودار دو متغیره Rb/Zr و SiO_2 گرانیتهای همزمان با برخورد را از گرانیتهای بعد از برخورد و قوس آتشفشانی جدا می‌کند. مطابق این نمودار نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتهای بعد از برخورد و قوس آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷).

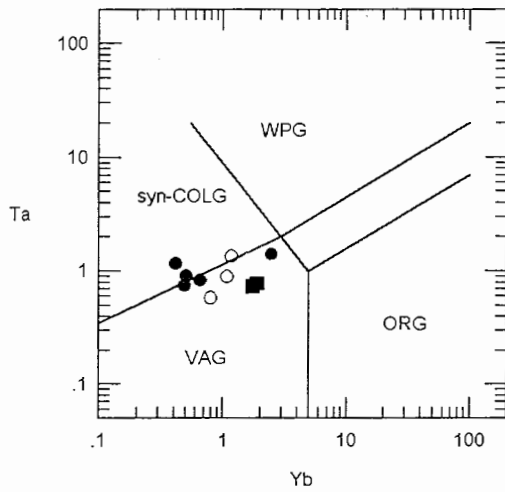
شکل الف



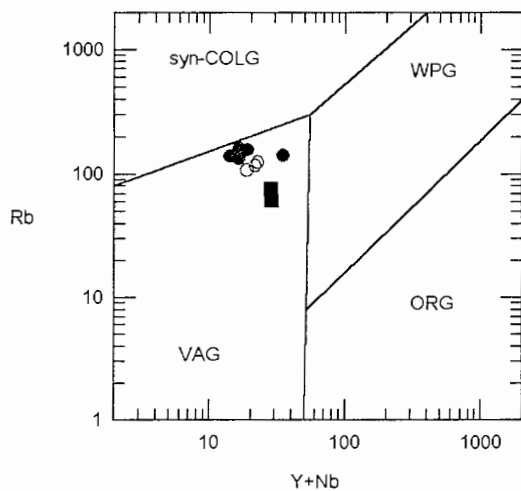
شکل ج



شکل ب



شکل د



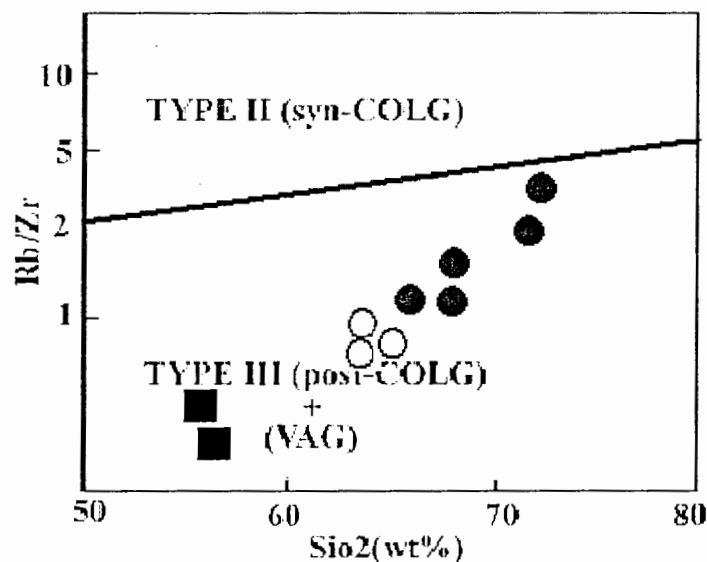
شکل ۵-۶- نمودارهای متمایز کننده محیطهای تکتونیکی برای گرانیتوئیدهای مورد مطالعه (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)

شکل الف - نمودار متمایز کننده براساس Nb-Y

شکل ب - نمودار متمایز کننده براساس Ta-Yb

شکل ج - نمودار متمایز کننده براساس Rb-(Yb+Ta)

شکل د - نمودار متمایز کننده براساس Rb-(Y+Nb)



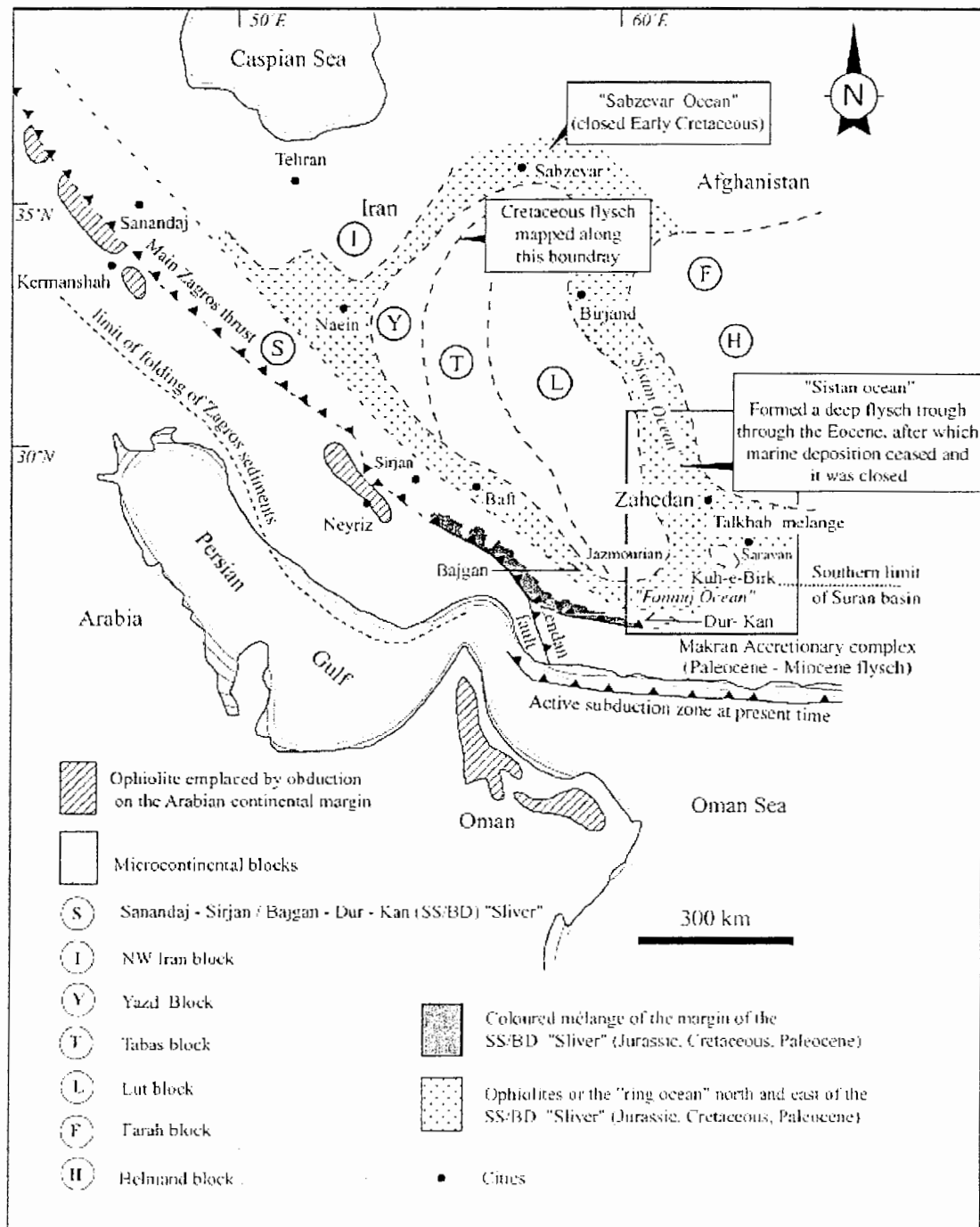
شکل ۵-۷- نمودار متمایز کننده محیط تکتونیکی، بر اساس نسبت Rb/Zr در مقابل SiO₂ (هاریس و همکاران، ۱۹۸۶)

با توجه به مطالبی که تا اینجا در مورد تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بیان شد نتیجه می‌گیریم که گرانیتوئیدهای مذکور حاصل فرورانش یک ورقه اقیانوسی به زیر یک ورقه قاره‌ای می‌باشند. مطالعاتی که توسط کمپ و گریفیس (۱۹۸۲)، تیروول و همکاران (۱۹۸۳) و مک‌کال (۱۹۹۷) در ارتباط با جنوب شرق ایران و در راستای تهیه نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ زاهدان، زابل، خاش، فنوج، نخیل آب و... صورت گرفته نتایج ارزشمندی را به همراه داشته است. موقعیت ژئودینامیکی مرکز و جنوب شرق ایران در اواخر کرتاسه - اوایل پالئوسن به روشنی در شکل (۵-۸، اقتباس از مک‌کال، ۱۹۹۷) نشان داده شده است. باتوجه به این شکل در آن زمان اقیانوس سیستان به صورت اقیانوسی طویل ولی کم عرض از شمال تا جنوب گسترش داشته و مجموعه‌های فلیشی شرق ایران (فلیش سیستان) و مجموعه‌های افیولیتی نهندان - خاش حاصل بسته شدن این اقیانوس می‌باشند.

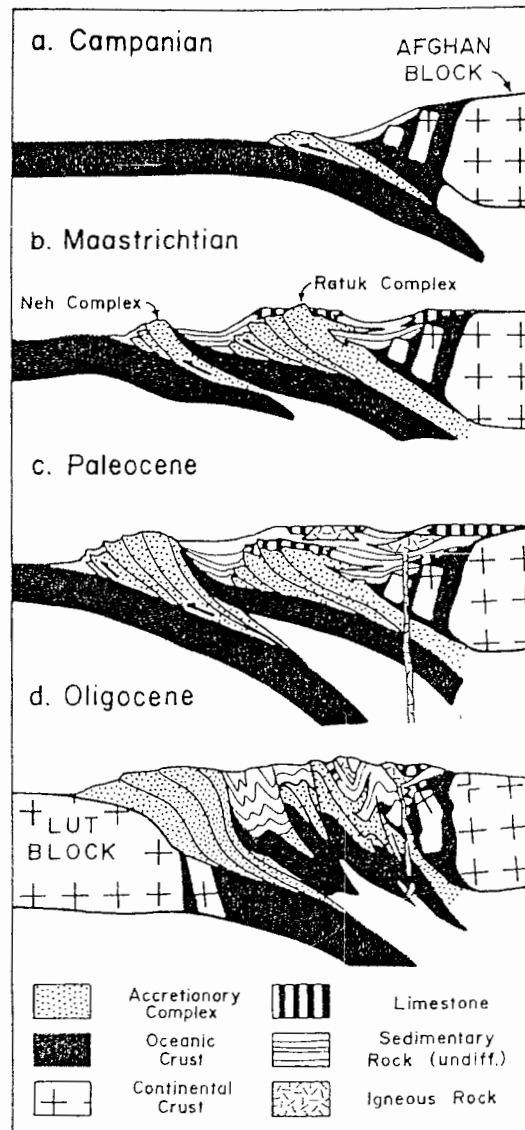
مطالعات تیروول و همکاران (۱۹۸۳)، مبین آن است که ورقه اقیانوسی سیستان به سمت شرق - شمال شرق به زیر بلوک افغان فرورفته است (شکل ۵-۹). پیامدهای مرتبط با این فرورانش به صورت نوار گرانیتوئیدی زاهدان - سراوان (که گرانیتوئیدهای چشمه‌بید بخشی از این نوار می باشد)، تجلی پیدا کرده است.

با در نظر گرفتن مجموع شواهد به نظر می‌رسد برای تشکیل توده گرانیتوئیدی چشمه‌بید، مدل گوشته گرم - پوسته سرد وایلی (۱۹۸۴) (شکل ۵-۱۰)، بهترین سازگاری را داشته باشد و جوابگوی تغییر و تحولات صورت گرفته می‌باشد. همانطور که در شکل مذکور نشان داده شده است جریان همرفتی در گوه گوشته‌ای به تغییر مرز بین پوسته قاره‌ای فوقانی منجر می‌شود و در بالای بخش‌های گرین‌شیستی و آمفیبولیتی ورقه فرو رونده، درون گوشته، ذوب صورت می‌گیرد. لازم به ذکر است در

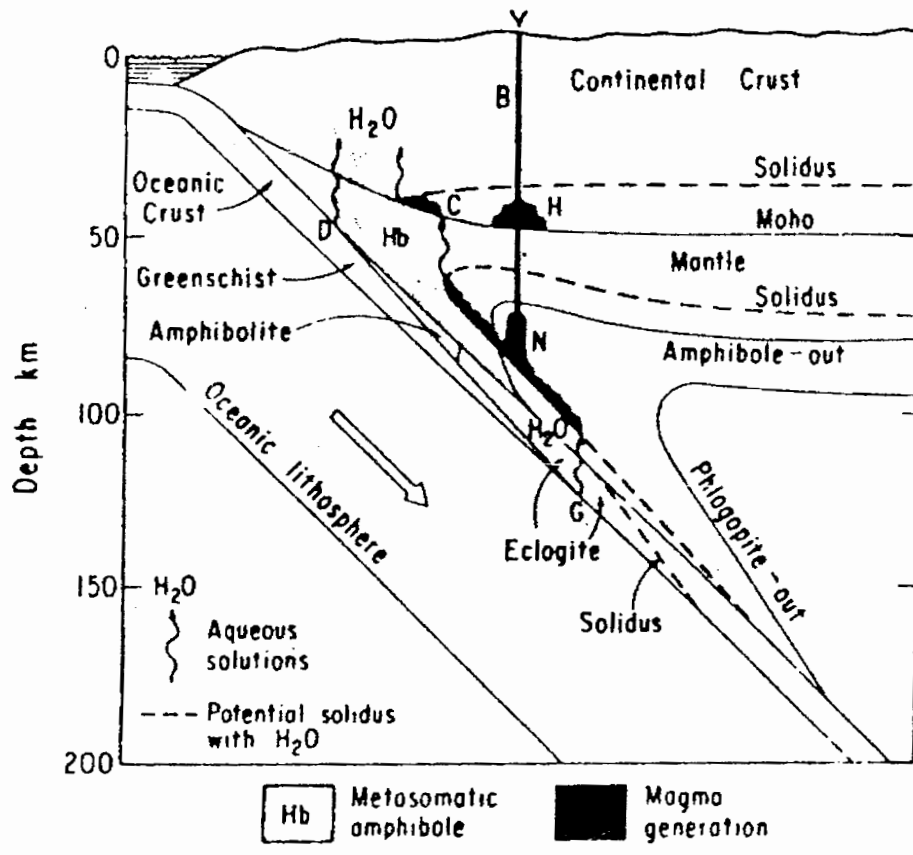
پوسته اقیانوسی فرو رونده سرد هیچگونه عمل ذوبی صورت نمی‌گیرد. ولی سیالات آزاد شده از ورقه فرو رونده و مواد سنگی همراه آن و ورود آنها به بخش پریدوتیتی، به ایجاد آمفیبول متاسماتیک در پریدوتیت‌ها منجر می‌گردد، سپس ورقه فرورونده به سمت اعماق بیشتر انتقال می‌یابد و هنگامی که منحنی حذف آمفیبول را قطع می‌کند، آب از دست می‌دهد و در ضمن، نزدیک نقطه N در شکل (۵-۱۰) ماگما تولید می‌شود. ماگمای به وجود آمده می‌تواند از محل تشکیل خود مهاجرت نموده و در ترازهای بالاتر پوسته جایگزین شود و یا از طریق دایکها یا مجاری آتشفشانی به نزدیک سطح زمین یا سطح زمین راه پیدا کند.



شکل ۵-۸- موقعیت ژئودینامیکی مرکز و جنوب شرق ایران در اواخر کرتاسه - اوایل پالئوسن (مک کال، ۱۹۹۷).



شکل ۵-۹- مدل پیشنهادی تیروول و همکاران، ۱۹۸۳ برای فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان.



شکل ۵-۱۰- فرایند از دست دادن آب و تولید ماگما بر طبق ساختمان حرارتی گوشته گرم و پوسته سرد (وایلی، ۱۹۸۴).

۵-۶- نتیجه گیری

با بررسی ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید می‌توان نتیجه گرفت که:

۱- سنگهای سازنده توده‌های گرانیتوئیدی مزبور از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده، و شامل سینو تا مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت می‌باشند.

۲- با توجه به دیاگرامهای طبقه‌بندی نورم و طبقه‌بندی شیمیایی سنگها، نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، آداملیت، دیوریت، کوارتزدیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند.

۳- متاسوماتیسم پتاسیک تحمیل شده بر سنگهای دیوریتی مورد مطالعه، که به صورت بیوتیت‌زایی یا تبدیل هورنبلند به بیوتیت تجلی پیدا کرده است، باعث قرارگیری برخی از نمونه‌های 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.

۴- دیاگرام عنکبوتی بهنجار شده به گوشته نمونه‌ها، حاکی از غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک همچون Cs, Rb, Ba, Th, U, K, La, Sr و تهی‌شدگی آنها از عناصر سازگار و کمیاب سنگین همچون Ta, Nb, Ti, Y می‌باشد. اگر چه دیوریتها نیز از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک تا حدودی غنی‌شده‌اند ولی در مقایسه با گرانیتها غنی‌شدگی کمتری نشان می‌دهند. غنی‌شدگی گرانیتها از عناصر ناسازگار و کمیاب سبک و تهی‌شدگی از عناصر سازگار و کمیاب سنگین حاکی از منشأ پوسته‌ای آنها و عکس این روند در دیوریتها حاکی از منشأ گوشته‌ای آنهاست.

۵- با توجه به مطالبی که در مورد ویژگیهای گرانیتوئیدهای S و I ذکر شد و با توجه به دیاگرامهای ارائه شده جهت تمایز بین گرانیتوئیدهای S و I و مقایسه با خصوصیات گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید و همچنین با توجه به طبقه‌بندی گرانیتوئیدها بوسیله کاسترو و همکاران، (۱۹۹۱) و با تکیه بر شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان گفت که گرانیتها و گرانودیوریتها منطقه مورد مطالعه از نوع S و Hss می‌باشند و دیوریتها منطقه مورد مطالعه از نوع I یا M هستند.

۶- با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی وجود آنکلاوهای غالباً متاپلیتی در گرانیتها مورد مطالعه حاکی از آن است که این سنگها حاصل ذوب آتاکسی سنگهای متاپلیتی می‌باشند و حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در گرانودیوریتها و تشابه ترکیب سنگ‌شناسی بین این آنکلاوها و سنگهای دیوریتی معرف انجام یک فرایند اختلاط ماگمایی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.

۷- با توجه به مدل‌های تکتونیکی ارائه شده و تمامی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی می‌توان چنین گفت که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای ماگمای گوشته‌ای ایجاد گردیده که با نفوذ به درون سنگهای فلیشی منطقه مورد مطالعه، منجر به ذوب این سنگها شده و گرانیتها نوع S را ایجاد کرده، سپس بخش تفریق یافته ماگمای گوشته‌ای با گرانیتها نوع S اختلاط حاصل کرده و انواع Hss (گرانودیوریتها) را تولید می‌کند.

- ۸- تمامی نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوالکالن هستند.
- ۹- گرانیتها و گرانودیوریتها منطقه مورد مطالعه دارای طبیعت پرآلومین می‌باشند و دیوریت‌های منطقه مورد مطالعه دارای طبیعت مت‌آلومین هستند.
- ۱۰- گرانیتوئیدهای منطقه چشمه‌بید از لحاظ محیط تکتونیکی قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای وابسته به قوسهای آتشفشانی (VAG) بوده و در گروه گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG) قرار می‌گیرند.

فہرست منابع

الف - منابع فارسی

- آقانباتی، علی (۱۳۷۰) نقشه سنگهای ماگمایی ایران با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰۰، طرح تدوین کتاب زمین شناسی ایران.

- بلوو، (۱۹۹۷) گزارش مقدماتی تفسیر تصاویر ماهواره‌ای استان سیستان و بلوچستان، گزارش داخلی مؤسسه تحقیقات علوم و فنون زمین.

- تخشاء، ن؛ و همکاران (۱۳۶۲) گزارش پی جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان، تهران سازمان صنایع و معادن و فلزات استان سیستان و بلوچستان.

- تخشاء، ن؛ هوشمند، د؛ زیادلو، د؛ سراوانی، م؛ سراوانی، ن. (۱۳۶۵) گزارش پی جویی مواد اولیه در استان سیستان و بلوچستان، اداره کل معادن و فلزات استان سیستان و بلوچستان، ۸۱ صفحه.

- تیوای، محمد جعفر (۱۳۸۱) پترولوژی و ژئوشیمی دایکهای تیره فراوان در جنوب غرب زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۵۰ صفحه .

- حسینی، محمد رضا (۱۳۸۱) پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای جنوب غرب زاهدان، پایان نامه کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۹۰ صفحه.

- درویش زاده، علی (۱۳۷۱) زمین شناسی ایران، انتشارات ندا، ۹۷۰ صفحه.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف تراورتن خیرآباد، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف مس خیرآباد، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.

- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۷۰)، گزارش وضع معادن استان سیستان و بلوچستان در سال ۱۳۷۰.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۶۷)، گزارش عملیات طرح پتانسیل یابی مواد معدنی و تهیه دفترچه مشخصات معادن استان سیستان و بلوچستان در سالهای ۱۳۶۰ تا ۱۳۶۶.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۷۳)، سیمای معادن استان سیستان و بلوچستان.
- سازمان صنایع و معادن استان سیستان و بلوچستان (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف آنتیموان سفید سنگ، در حد تهیه دفترچه مشخصات معدنی.
- سامانی، بهرام و اشتری، شادی (۱۳۷۱) تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان، فصلنامه علوم زمین، سال اول، شماره ۴ صفحات ۱۴ تا ۲۵.
- صاحب زاده، بهروز (۱۳۷۷) پترولوژی و جایگاه تکتونیکی باتولیت لوچان (بخشی از گرانیتوئیدهای زاهدان) رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.
- صادقیان، محمود (۱۳۸۳) ماگماتیسم، متالورژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، رساله دکتری، دانشکده علوم دانشگاه تهران، گروه زمین‌شناسی، ۴۵۰ صفحه.
- کاوش کانسار (۱۳۸۱)، طرح اکتشاف و شناسایی مواد معدنی در جنوب زاهدان، سه جلد، مشتمل بر زمین‌شناسی، ژئوشیمی و داده‌های حاصل از آنالیز نمونه‌ها به روش‌های مختلف.
- قاسمی، حبیب‌الله (۱۳۷۳) پترولوژی و زمین‌شناسی سنگهای آذرین نفوذی منطقه بویین ومیاندشت (جنوب شرق الیگودرز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قرشی، منوچهر (۱۹۸۵) عملکرد گسل‌های سنوزوئیک پایانی در جنوب شرق ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مؤسسه تحقیقات علوم و فنون زمین (۱۳۷۵)، گزارش مقدماتی پروژه متالورژی استان سیستان و بلوچستان (مبتنی بر کارهای انجام شده قبلی).

- مؤسسه تحقیقات علوم و فنون زمین (۱۳۷۷)، بررسی‌های متالوژنی در استان سیستان و بلوچستان، ۳۱۲ صفحه.

- مؤسسه تحقیقات علوم و فنون زمین (۱۳۷۷)، بررسی‌های متالوژنی استان سیستان و بلوچستان مشتمل بر دو جلد، زمین شناسی و داده‌های حاصل از آنالیزهای نمونه‌ها به روش‌های مختلف.

- یوسفی، ا. (۱۳۶۷) نقشه شدت کل مغناطیسی، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

ب – منابع لاتین

- Alavi, M., (compiler)(1991) Tectonic map of Middel East(1: 2500000). Pub. T.G. I.
- Anderiva, E. D., Bougatikov, O. A. and et al.(1987). Magmatic rocks. Moscovanedna pub.
- Batchelor, R. A. and Bowden, P., (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameteres, Chem. Geol., No. 48, P. 43-55.
- Best, M .(2003) -Igneous and metamorphic petrology. Black wci scienceIta. pub.
- Behruzi, A. (1993) Geological map of Zahedan (1:250,000). Geol. Surv. Iran, Teheran.
- Berberian, M. (1983) Geological map of Iran at 1/100,000. Sheet 8148, Zahedan. Geol. Surv. Iran, Teheran.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 15/3, 221-239.
- Castro, A., Movenó - Ventas, I. De La Rosa, J. D., (1991) H - type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite - type classification and nomeclature. Earth - Science Reviws. 31. 237 – 253.Chappell, B W, and White, A J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, vol. 8, 173-174.
- Clarke.D.B. 1992. granitoid rocks. Champan & hall.pub.

- Chappell, B. W., White, A. J. R. 1992. I and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transaction of the royal society of Edinburgh sciences*. 83.
- 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.
- Clemens, J. D., and Wall, V. J., (1981) Crystallization and origin of some peraluminous (S – type) granitic magmas, *Can. Min.*, No. 19, P. 111 – 132.
- 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.
- Frost, P. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. Vol. 42. PP. 19 - 41.
- Griffis, R. J., Meixner, H. M., Griffis, A. T., Bonder, W. F., Leitch, C. H. (1978) report on preliminary mineral reconnaissance East Iran project, for the Geological and Mineral Survey of Iran.
- Griffiths, P. S. (compiler) (1983) Geological map of Mirijaveh quadrangle (1:100000). Pub. G. S. I.
- Harker, A., (1909) *The natural history of igneous rocks* Methuen, Lond. , P. 344.
- Hall, A. 1987. *Igneous petrology* John Wiley sons, inc .pub.
- Hyndman, D. W. 1985. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. Donnelly sone company pub.
- Henderson, p. 1989. *Rare earth element geochemistry* Elsevier science. publishin company Inc.
- Irvin, T. N., Baragar, W. R. A., (1971) A guide to the classification of the common volcanic rocks, *Can. Jour. Earth. Sci.*, No. 8, PP. 235 – 458.

- Italconsult (1959–1960) Plan organization of Iran Socioeconomic development plan for the south-eastern region. Preliminary report geomining survey Iran.
- Maniar, P. D. and Picooli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 101 , P. 635 – 643 .
- McCall, G.J.H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Jour. Asian Earth Sciences*, 15/6, 517-531.
- Middlemost, E. A. K., (1985) Magma and magmatic rocks, *An Introduction to igneous petrology*. Longman Group U.K., PP. 73 – 86.
- Miyashiro, A. (1974) *Metamorphism and Metamorphic belts*, George Allen and unwin, London. P. 492
- Oconnor, J. T., (1965) A classification for quartz - rich igneous rocks based on feldspar ratios, *Ustr. Geol. sur. paper 25 & B: p.1379-1384*.
- Paterson, S. R., Pignotta, G. S., Vernon, R. H. (2004) the significance of microgranodiorite enclave shapes and orientations, *Journal of Structural Geology*, vol. 26, pp. 1465-1481.
- 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. (1993) *The nature and origin of granite*, Chapman & Hall publications, 321 pp.
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, pp. 247-263.
- Roberts, M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids, *Geology*, Vol. 21, p. 825-828.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304 – 310.

- Shand. S. J. (1949) Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. Thomas Murby and Co., London, 488pp.
- Stocklin, J. (1968) Geology of the central coastal Makran area (Iranian oil Company). Unpublished Report GR91c, field at the Nation (Iranian Oil Company, Tehran)
- 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.
- Tirrul, R., Bell, I.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 134-150.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, Vol. 20, pp. 325-343.
- Waight, T.E., Maas, R., Nichalls, I.A. 2001. Geochemical investigations of microgranitoid enclaves in the S-type Cowra granodiorite, Lachlan fold belt, Australia. lithos.56.PP.165-186.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, Vol. 20, pp. 325-343.
- Wilson, M. 1990. Igneous petrogenesis a global tectonic approach, unwin hyman land.pub.
- Wyllie, J.P., (1984) Physic of the earth and planetary interiors No. 35. P. 12- 18.

Abstract

Cheshmeh Bid granitoidic pluton with 150 km² is located 35 km SE of Zahedan in Sistan and Balouchestan province, between 60° 53' to 61° 17' of eastern longitude and 29° 00' to 29° 18' of northern latitude, which falls in flysch zone of east of Iran. This pluton is a part of Zahedan-Saravan granitoidic belt, with 250 km long and 2-20 km wide has been extended from NW of Zahedan to NE of Saravan. Cheshmeh Bid granitoidic pluton includes a wide compositional range composed of diorite, quartzdiorite, granodiorite, syenogranite and monzogranite. Most of diorites are placed in granites as small and buoyancy bodies in the granites. They are the most mafic and the oldest of the studied granitoidic complex, which have granular texture and simple mineralogical composition, including of hornblende, plagioclase, biotite and a little quartz, sphene and apatite. Biotites have been resulted from the potassic metasomatism of the hornblendes. In the study area, there are some andesitic to dacitic dykes which their compositions are similar to diorites and quartzdiorites. These dykes were the precursor, subvolcanic and differentiated parts of dioritic and quartzdioritic magmas. The main part of the Cheshmeh Bid granitoidic pluton composed of granodiorites, syenogranites and monzogranites including many enclaves of micaschists and diorite-quartzdiorite. The granites and granodiorites have a granular texture and a simple mineralogical composition, consisting of alkali-feldspars, plagioclase (albite-oligoclase), quartz, green hornblende, biotite, sphene, apatite, allanite, monazite and zircon. The boundary of this pluton and its metamorphic host is gradual, gneissic and anatectic. which field observations indicate that the granitic rocks resulted from partial melting (anatexis) of metamorphic pelitic rocks. More detailed field evidences shows that the micaschist enclaves are residues of non-melted metamorphic host rocks. microgranular mafic enclaves have been formed from segments of disrupted dioritic rocks and dacitic-andesitic dykes. Mafic enclaves have partly to completely rounded margins, which indicate they have been enough hot during replacing of granitic body. Andalusite hornfels, sillimanite hornfels, cordierite hornfels and garnet (grossular), wollastonite and diopside bearing skarns have been formed in contacts of granitoidic rocks with metamorphic host rocks. In the geochemical classification diagrams, granitoidic rocks plotted on the granites, granodiorites and quartzdiorites. harker diagrams indicates two separate complexes include granite-granodiorite and diorites and dacitic-andesitic dykes. Each of them include a continuous compositional range. This fact as well as field relations the bimodal magmatism. Condorite normalized spider diagram show an enrichment of incompatible and light trace elements such as Rb, Ba, Th, U, K, La, Sr and depletion of compatible and heavy elements such as Ta, Nb, Ti and Y. Although diorites have been enriched from incompatible and light trace elements but show lower enrichment in comparison with granites. Enrichment of granites from incompatible and light trace elements and depletion of compatible and heavy elements indicate that they have crustal origin, while the opposite situation for diorites denotes mantle origin. The granites and granodiorites have peraluminous nature whereas diorites have metaluminous nature. Geochemical and petrological investigations show that Cheshmeh Bid granitoidic pluton have calc-alkaline nature with of VAG and CAG types. Some parts of this pluton, were affected by late stage hydrothermal fluids during its emplacement which produced silicic and argillitic alteration zones and Au-Sb mineralization in some localities.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Granitoidic pluton, Cheshmeh Bid, Zahedan.



Shahrood University of Technology
Faculty of Geology

**Petrology and Geochemistry of Cheshmeh Bid granitoidic pluton,
Southeast of Zahedan**

By:

M. Kord

Supervisor:

Dr. H.Ghasemi

Advisors:

Dr. M.Sadeghiyan Dr. P.Omidi

Spring 2005