





دانشکده علوم زمین - پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد

موضوع:

پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ظفرقند

(جنوب شرق اردستان)

نگارش:

محبوبه غفاری

استاد راهنما:

دکتر محمود صادقیان

استاد مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

آبان ماه ۱۳۸۹

دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده: علوم زمین - پترولوژی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم محبوبه غفاری
تحت عنوان:
پتروگرافی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ظفرقند
(جنوب شرق اردستان)

در تاریخ ۱۳۸۹/۸/۲۹ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد مورد
ارزیابی و با درجه بسیار عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	استاد مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی: دکتر حبیب الله قاسمی		نام و نام خانوادگی: دکتر محمود صادقیان

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی:
			نام و نام خانوادگی:

اگر ما آموختیم که از آفتی بالاتر از فراز کوهها به پایین
بنگریم؛ اگر آموختیم که در لایه به لایه سنگها باید به
دنبال گمشده‌های گشت، شاید راه و رسم زندگی را نیز در
همان افق‌های لاجوردی آموخته باشیم.

سنگ آرایش کوهستان نیست

همچنانی که فلز زیوری نیست به اندام گلنگ.

در کف دست زمین کوه‌نمایدایی است

که رسولان همه از تابش آن خیره شدند.

پی کوه‌باشید

نقطه‌ها را به چراگاه رسالت سپرد.

سراب‌سپری

تقدیم ہے:

پدر و مادر عزیزم

کہ لطف و مہر شان ہمراہ ہمیشگی من است۔

تقدیم ہے:

خواہرم کہ بی دریغ و صمیمانہ یاریم کرد۔

و تقدیم ہے:

ہمہ کسانہ کہ دوستان دارم۔

تشکر و قدردانی

سپاس خدای را عزوجل که طاعتش موجب قربت است و به شکر اندرش مزید نعمت. سپاس مخصوص اوست که آفریدگار عشق است و زیبایی.

سپاسم را تقدیم به راهنمایان راهم می‌دارم که بی دریغ و صمیمانه مرا یاری کردند. آنانی که ذکر نامشان را برای جبران محبت‌هایشان، هرچند به قدر ذره‌ای باشد، بر خود لازم می‌دانم. تشکر می‌کنم از بی‌همتا همراهانم، از پدر دلسوز و مادر عزیزم که محبت‌های بی‌دریغشان همواره پشتوانه من بوده است. کمال تشکر و قدردانی را دارم از فهیمه که سپاس من از او در این مجال نمی‌گنجد. سلامتی و کامیابیشان را از درگاه خداوند متعال خواستارم.

از استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر محمود صادقیان که در تمام مراحل، راهنما و همراه من بودند و با صبر و حوصله مرا در این راه یاری کردند، کمال تشکر و امتنان را دارم. از جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمی که مشاوره این پایان نامه را بر عهده داشتند، بسیار سپاسگزارم و از ایشان کمال سپاس و تشکر را دارم.

از اساتید و کارمندان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، به‌ویژه دکتر کرمی، دکتر فردوست، مهندس میرباقری، مهندس خانعلی‌زاده و همچنین از خانم فارسی و خانم سعیدی قدردانی می‌نمایم.

از تمامی دوستان خوبم به ویژه: علیرضا غفاری، محمد مهدی غفاری، سمیرا الله‌یاری، زهرا دلاور، عبدالله شمس‌ی به خاطر کمک‌ها و محبت‌هایشان صمیمانه تشکر می‌نمایم و برای همه آنها پیروزی و موفقیت آرزومندم.

و در نهایت از تمام کسانی که به نحوی در تدوین این پایان‌نامه کمک کرده‌اند و ذکر نام همگی آنها امکان پذیر نبود متشکرم.

محبوبه غفاری

آبان ۱۳۸۹

اینجانب محبوه غفاری تأیید می‌نمایم، کلیه مطالب مندرج در این پایان‌نامه نتیجه تحقیقات خودم می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده‌ام.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان‌نامه متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

آبان ۱۳۸۹

چکیده

توده گرانیتوئیدی ظفرقند در شمال شرق اصفهان و جنوب شرق اردستان قرار دارد و در محدوده‌ای با وسعت ۷۰ کیلومتر مربع و با مختصات $52^{\circ} 18'$ تا $52^{\circ} 29'$ طول جغرافیایی شرقی و $32^{\circ} 59'$ تا $33^{\circ} 12'$ عرض جغرافیایی شمالی رخنمون دارد. این منطقه به زون ساختاری ارومیه-دختر تعلق دارد. این توده به شکل چند استوک و دایک رخنمون پیدا کرده است و دارای روند کلی شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. توده مورد مطالعه، در درون سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی-رسوبی ائوسن جایگزین شده است.

مطالعات پتروگرافی و مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی ظفرقند دارای طیف ترکیبی گابروی الیوین‌دار، گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد. با توجه به مجموع شواهد زمین‌شناسی، توده مورد مطالعه دارای دو گروه سنگی ۱- مافیک- حدواسط (گابروی الیوین‌دار، گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت) و ۲- فلسیک (گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپار گرانیت) می‌باشد. سنگ‌های گروه مافیک- حدواسط نسبت به سنگ‌های گروه فلسیک دارای تقدم سنی هستند ولی بر اساس شواهد اختلاط ماگمایی، اختلاف سنی بین این دو گروه چندان زیاد نیست و تقریباً هم‌منشأ و همزمان می‌باشند. مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً از پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز (کانی‌های اصلی) و به مقدار کم آپاتیت، مگنتیت، زیرکن و اسفن (کانی‌های فرعی) تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار، افیتیک، میرمیکیتی، گرافیکی و پورفیروئیدی نشان می‌دهند.

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و نادر حاکی نمونه‌های سنگی متعلق به بخش‌های مختلف این توده حاکی از نوعی بایمودالیتی (دوگانگی ترکیبی) در آنهاست. این امر مؤید مطالعات میکروسکوپی (پتروگرافی) و مشاهدات صحرایی است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های سازنده این توده نفوذی کالک‌آلکالین پتاسیم متوسط تا بالا و متالومین می‌باشند. در نمودارهای ژئوشیمیایی (دیاگرام‌های هارکر، عناصر سازگار- سازگار، ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار)، سنگ‌های مورد مطالعه روند خطی یا تقریباً خطی نشان می‌دهند که مبین تبلور تفریقی است. حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک مؤید اختلاط ماگمایی صورت گرفته در طی تحول ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی آن‌ها از HFSE بیانگر ماگماتیسیم متالومین نوع I قوس‌های آتشفشانی (VAG) است. نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی نیز حاکی از نفوذ این توده گرانیتوئیدی در یک محیط مرتبط با قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای است که با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی متناسب می‌باشد. با در نظر گرفتن ویژگی‌های ژئوشیمیایی، ماگمای سازنده این سنگ‌ها، احتمالاً از ذوب بخشی یک منشأ گارنت آمفیبولیتی در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری حاصل شده است.

کلمات کلیدی: گرانیتوئید، ظفرقند، اردستان.

لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

- ۱- پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان) - بیست و هفتمین گردهمائی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران- تهران ۱۳۸۸.
- ۲- سرگذشت تکوین توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان) - چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمائی علوم زمین- ارومیه ۱۳۸۹.
- ۳- پروژنز توده گرانیتوئیدی ظفرقند- آماده چاپ در مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان.
- ۴- پروژنز و مکانیزم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند- بیست و نهمین گردهمائی علوم زمین - تهران ۱۳۸۹.
- ۵- پترولوژی، ژئوشیمی و بررسی نحوه جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند- بیست و نهمین گردهمائی علوم زمین - تهران ۱۳۸۹.

فهرست مطالب

صفحه

تشکر و قدردانی	ه
اقرارنامه و واگذاری حقوق	ز
چکیده	ح
لیست مقالات مستخرج از پایان نامه	ط
فهرست مطالب	ی
فهرست جداول	س
فهرست اشکال	ع

فصل اول - کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی	۲
۲-۱- راه‌های ارتباطی	۲
۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی	۴
۴-۱- ژئومورفولوژی	۴
۵-۱- مطالعات پیشین در منطقه مورد مطالعه	۵
۶-۱- هدف کلی از مطالعه	۷
۷-۱- روش مطالعه	۷

فصل دوم- زمین‌شناسی عمومی منطقه

۱-۲- مقدمه	۱۱
۲-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه	۱۲
۱-۲-۲- آئوسن (مجموعه آتشفشانی، آتشفشانی- تخریبی و آتشفشانی- رسوبی)	۱۴
۲-۲-۲- دایک‌های نسل اول (D ₁)	۱۷
۳-۲-۲- واحدهای سنگی میوسن (توده‌های نفوذی مورد مطالعه)	۱۹
۱-۳-۲-۲- گابرو	۲۱
۲-۳-۲-۲- گابرو دیوریت	۲۱
۳-۳-۲-۲- دیوریت	۲۲
۱-۳-۳-۲-۲- پگماتوئید دیوریت	۲۴
۴-۳-۲-۲- کوارتز دیوریت	۲۵
۵-۳-۲-۲- گرانودیوریت	۲۶
۶-۳-۲-۲- گرانیت	۲۸
۷-۳-۲-۲- آلکالی‌فلدسپار گرانیت	۳۰

- ۳۲..... دایک‌های نسل دوم (دایک‌های سین‌پلوتونیک آندزیتی) (D₂).....
- ۳۳..... آپلیت‌ها.....
- ۳۴..... آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک.....
- ۳۷..... ارتباط بین سنگ‌های مافیک- حدواسط، فلسیک و سنگ‌های میزبان.....
- ۴۰..... پیامدهای جایگزینی توده نفوذی ظفرقند.....
- ۴۰..... الف- تشکیل گارنت در درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیتی.....
- ۴۱..... ب- دویتریفیکاسیون.....
- ۴۱..... ج- اپیدوت‌زایی.....
- ۴۲..... ۶-۲-۲- کواترنری (آبرفت و مخروط افکنه).....
- ۴۲..... ۳-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه.....
- ۴۳..... ۱-۳-۲- گسل قم- زفره.....
- ۴۳..... ۲-۳-۲- گسل ماربین- رنگان.....
- ۴۴..... ۳-۳-۲- گسل کچومثقال- گنجان.....
- ۴۴..... ۴-۳-۲- گسل برگهر.....
- ۴۷..... ۴-۲- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه.....
- ۴۸..... ۵-۲- نتیجه‌گیری.....

فصل سوم - پتروگرافی

- ۵۰..... ۱-۳- مقدمه.....
- ۵۱..... ۲-۳- گابرو و گابرویدیوریت.....
- ۵۱..... الف- کانی‌های اصلی.....
- ۵۶..... ب- کانی‌های فرعی.....
- ۵۷..... پ- کانی‌های ثانویه.....
- ۵۹..... ۳-۳- دیوریت‌ها و کوارتزیدیوریت‌ها.....
- ۶۰..... الف- کانی‌های اصلی.....
- ۶۳..... ب- کانی‌های فرعی.....
- ۶۴..... پ- کانی‌های ثانویه.....
- ۶۵..... ۴-۳- آنکلاوهای میکروگرانولار.....
- ۶۷..... ۵-۳- گرانودیوریت‌ها.....
- ۶۸..... الف: کانی‌های اصلی.....
- ۷۴..... ب- کانی‌های فرعی.....
- ۷۴..... پ- کانی‌های ثانویه.....
- ۷۶..... ۶-۳- گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها.....

۷۶	الف- کانی های اصلی
۷۹	ب- کانی های فرعی
۸۰	پ- کانی های ثانویه
۸۲	۷-۳- آپلیت‌ها
۸۳	۸-۳- دایک‌های آندزیتی- داسیتی
۸۴	۹-۳- ترتیب تبلور سنگ‌های نفوذی منطقه ظفرقند
۸۶	۱۰-۳- نتیجه‌گیری

فصل چهارم- ژئوشیمی

۸۹	۱-۴- مقدمه
۹۵	۲-۴- آماده سازی نمونه‌ها، برای تجزیه شیمیایی
۹۵	۳-۴- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی
۹۵	۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف مواد فرآر (L.O.I.)
۹۶	۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO
۹۷	۴-۴- کاربرد داده‌های تجزیه شیمیایی
۹۷	۵-۴- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی
۹۷	۱-۵-۴- طبقه‌بندی نورماتیو
۹۹	نمودار طبقه بندی اکانر (۱۹۶۵)
۹۹	۲-۵-۴- طبقه‌بندی شیمیایی
۱۰۰	الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)
۱۰۰	ب- نمودار R1-R2 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)
۱۰۱	ج- نمودار دبون و لوفور (P-Q) (۱۹۸۳)
۱۰۲	د- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵)
۱۰۲	ه- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۹۴)
۱۰۳	۶-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات
۱۰۳	۱-۶-۴- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)
۱۱۰	۲-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 (نمودار هارکر)
۱۱۱	الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل سیلیس
۱۱۳	ب- نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل سیلیس
۱۱۶	۳-۶-۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب
۱۱۷	۱-۳-۶-۴- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار
۱۱۹	۲-۳-۶-۴- نمودار تغییرات نسبت- نسبت
۱۲۰	الف- نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb

- ب- نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb ۱۲۰
- ج- نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr و نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 ۱۲۰
- د- نمودار تغییرات Zr/Sm در مقابل SiO_2 ۱۲۰
- ه- نمودار تغییرات Nb/Y در مقابل Rb/Y ۱۲۰
- ی- نمودار تغییرات REE در مقابل P_2O_5 ۱۲۲
- ۴-۷- تعیین سری ماگمایی ۱۲۳
- ۴-۸- نمودارهای عنکبوتی ۱۲۷
- ۴-۸-۱- نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه ۱۲۹
- ۴-۸-۲- نمودار عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت ۱۳۲
- ۴-۸-۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE) ۱۳۳
- ۴-۹- نتیجه‌گیری ۱۳۵

فصل پنجم - پتروژنز

- ۵-۱- مقدمه ۱۳۸
- ۵-۲- انواع تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها ۱۳۸
- ۵-۲-۱- ویژگی‌های توده‌های گرانیتوئیدی ظفرقند ۱۴۲
- ۵-۲-۱-۱- ویژگی‌های صحرایی ۱۴۲
- ۵-۲-۱-۲- ویژگی‌های کانی‌شناسی ۱۴۳
- ۵-۲-۱-۳- ویژگی‌های ژئوشیمیایی ۱۴۳
- ۵-۲-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک‌کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای S و I ۱۴۴
- ۵-۲-۳- نمودار Zr در مقابل SiO_2 و نمودار مثلثی ACF ۱۴۵
- ۵-۲-۴- نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 و Pb در برابر SiO_2 ۱۴۶
- ۵-۲-۵- نمودار Na_2O در مقابل K_2O ۱۴۶
- ۵-۲-۶- ویژگی‌های انواع گرانیتوئیدهای نوع I ۱۴۸
- ۵-۳- تعیین محیط تکتونیکی ۱۵۵
- ۵-۳-۱- طبقه‌بندی محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی ۱۵۶
- ۵-۳-۱-۱- نمودار کاتیونی R_2 و R_1 ۱۵۶
- ۵-۳-۲- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب ۱۵۷
- ۵-۳-۲-۱- نمودارهای تمایزی (Rb-(Y+Nb), Nb-Y, Rb-(Ta+Yb), Ta-Yb) ۱۵۸
- ۵-۳-۲-۲- نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 و نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th ۱۵۸
- ۵-۳-۲-۳- نمودار سه‌تایی Hf, Rb/30, Ta*3 ۱۵۸
- ۵-۴- تخمین شرایط تقریبی دما و فشار در تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند ۱۶۰
- ۵-۵- فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمای گرانیتوئیدی ظفرقند ۱۶۲

- ۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند ۱۶۴
- ۵-۷- نتیجه گیری ۱۷۰

فصل ششم - نتیجه گیری و پیشنهادات

- ۶-۱- نتیجه گیری ۱۷۳
- ۶-۲- پیشنهادات ۱۷۴
- منابع ۱۷۵

فهرست جداول

- جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی ۵۳
- جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت آنالیز شیمیایی ۹۳
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۹۴
- جدول ۴-۳- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۹۵
- جدول ۴-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO ۹۶
- جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مجموع آن‌ها در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO (لطیفی، ۱۳۷۹) ۹۷
- جدول ۴-۶- درصد کانیهای محاسبه شده از طریق نورم خشک (CIPW)، برای نمونه‌های مورد مطالعه ۱۰۱
- جدول ۵-۱- درصد کانی‌های اصلی در گرانیت‌های دمای بالا و دمای پایین و مقایسه آن با سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند ۱۵۶
- جدول ۵-۲- مشخصات پتروگرافی گرانیت‌های دمای بالا و دمای پایین و مقایسه آن با سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند (چپل و وایت، ۲۰۰۴) ۱۵۶
- جدول ۵-۳- معیارهای صحرايي، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آن‌ها با ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند واقع در منطقه جنوب شرق اردستان ۱۵۸
- جدول ۵-۴- مقایسه گرانیت‌های نوع I کردیلرایی و کالدونیایی بر اساس تقسیم‌بندی پیچر (۱۹۸۲) ۱۵۹
- جدول ۵-۵- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با محیط تکتونیکي و منشأ احتمالی آن‌ها (باربارن، ۱۹۹۰) ۱۶۰

جدول ۵-۶- مقایسه ویژگی‌های زمین‌ساختی محیط‌های ریفتی و محیط‌های فرورانش ۱۶۹

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه در اطلس راه‌های ایران (منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است) ۳
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه برگرفته از نرم‌افزار Google Earths ۴
- شکل ۱-۳- دورنمای کلی منطقه مورد مطالعه بسمت جنوب غرب. در این تصویر، روستای ماربین در بین درختان دیده می‌شود ۵
- شکل ۱-۴- دورنمای کلی منطقه در دره بیدشک و حالت کوهستانی منطقه ۵
- شکل ۱-۵- نقشه سه‌بعدی منطقه مورد مطالعه با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه بر روی نقشه توپوگرافی توسط نرم‌افزار Global Mapper ۸
- شکل ۱-۶- نقشه اصلاح شده توده گرانیتوئیدی ظفرقند و مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های نمونه برداری ۹
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵) با □ مشخص شده است ۱۱
- شکل ۲-۲- تصویری از رسوبات مربوط به زمان مزوزوئیک و محل تقریبی عبور گسل قم- زفره. دید به سمت جنوب غرب ۱۲
- شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده با توجه به لیتولوژی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (گوانجی، ۱۳۸۹) ۱۳
- شکل ۲-۴- واحدهای سنگی موجود در منطقه با توجه به نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده منطقه مورد مطالعه ۱۳
- شکل ۲-۵- تصویری از دورنمای سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و دایک‌های نسل اول موجود در آن‌ها در غرب روستای همت‌آباد ۱۵
- شکل ۲-۶- تصویری از دورنمای سنگ‌های آتشفشانی- توفی غرب روستای همت‌آباد ۱۵
- شکل ۲-۷- تصویری از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی که در یک محیط قاره‌ای کم عمق نهشته شده‌اند ۱۵
- شکل ۲-۸- تصویری از سنگ‌های میزبان آندزیتی پورفیری ۱۵
- شکل ۲-۹- تصویری از ایگنمبریت‌های رخنمون یافته در شرق تقی‌آباد. به اندازه و زاویه‌دار بودن قطعات توجه فرمایید. ۱۵
- شکل ۲-۱۰- تصویری از آنکلاو توفی سیلتستونی موجود در سنگ‌های آندزیتی میزبان ۱۵
- شکل ۲-۱۱- تصویری از گنبد داسیتی موجود در آندزیت‌های میزبان، در شمال غرب اونج. ۱۶

- شکل ۲-۱۲- تصویری از دگرگونی مجاورتی (کنتاکت متامورفیسم) در اثر تزریق توده‌های نفوذی در آندزیت‌های میزبان که به صورت دویتریفیکاسیون و اپیدوت‌زایی گسترده تجلی پیدا کرده است و در حد رخساره آلبیت- اپیدوت هورنفلس می‌باشد. ۱۶.....
- شکل ۲-۱۳- تصویری از اسفرولیتی شدن سنگ‌های میزبان، که حاصل پدیده دویتریفیکاسیون می‌باشد ۱۷.....
- شکل ۲-۱۴- تصویری از ساخت بادامکی در سنگ‌های میزبان ۱۷.....
- شکل ۲-۱۵- تصویری از سنگ‌های آندزیتی میزبان که توسط دایک نسل اول قطع گردیده‌اند و در نهایت توده نفوذی گرانیتی باعث قطع مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و دایک شده است ۱۷.....
- شکل ۲-۱۶- مرز شارپ بین سنگ میزبان و توده گرانیتی ۱۷.....
- شکل ۲-۱۷- تصاویری از زبانه‌های گرانیتی در سنگ‌های آندزیتی میزبان. ۱۷.....
- شکل ۲-۱۸- تصاویری از آندزیت‌های شناور در توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در اندازه‌های بزرگ و کوچک ۱۷.....
- شکل ۲-۱۹- تصویری از دایک‌های آندزیتی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان در غرب روستای همت‌آباد ۱۹.....
- شکل ۲-۲۰- تصویری از دایک نسل اول در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان، که توسط گسل‌های متعدد دچار جابجایی و تغییر مسیر شده است. ۱۹.....
- شکل ۲-۲۱- تصویری از تغییر ضخامت در دایک‌های نسل اول در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان. ۱۹.....
- شکل ۲-۲۲- تصویری از جابه‌جایی یک لایه توف سیلتستونی در امتداد دایک نسل اول که معرف تزریق دایک در امتداد یک محیط گسلی می‌باشد. ۱۹.....
- شکل ۲-۲۳- تصویری از یک دایک آندزیتی که به علت قرارگیری در یک زون گسلی به شدت خرد شده است. ۱۹.....
- شکل ۲-۲۴- تصویری از یک دایک که تحت تأثیر سیالات گرمابی اپیدوتی شده است. ۱۹.....
- شکل ۲-۲۵- تصویر ماهواره‌ای دایک‌های نسل اول با امتداد شمال غرب - جنوب شرق در سنگ‌های میزبان (برگرفته از Google earth). ۲۰.....
- شکل ۲-۲۶- رزیدیاگرام دایک‌های آندزیتی نسل اول قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان توده گرانیتوئیدی ظفرقند ۲۰.....
- شکل ۲-۲۷- طرح نمادین توده گرانیتوئیدی ظفرقند با توجه به لیتولوژی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. ۲۱.....
- شکل ۲-۲۸- نمای کلی سنگ‌های گابرویی. ۲۲.....
- شکل ۲-۲۹- تصویری از رگه‌های گرانیتی که سنگ‌های گابرویی را قطع کرده‌اند و معرف جوان‌تر بودن آن‌ها می‌باشد. ۲۲.....
- شکل ۲-۳۰- قطع شدن گابروها توسط سنگ‌های گرانیتی- گرانودیوریتی. ۲۲.....

- شکل ۲- ۳۱- تصویر از گابرو دیوریت در توده نفوذی مورد مطالعه. ۲۳.....
- شکل ۲- ۳۲- تصویری از نمای کلی دیوریت. ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۳- تصویری از رگه گرانیتهی در دیوریت‌ها. ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۴- تصاویری از کنتاکت دیوریت با گرانودیوریت ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۵- تصاویری از قطع‌شدگی دیوریت‌ها توسط گرانیته‌ها و پلاژیوگرانیته‌ها، در شمال غرب روستای برگهر ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۶- تصویری از قطع‌شدگی یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های گرانودیوریتی حاوی آنکلاوهای متعدد توسط یک رگه یا دایک گرانیتهی. ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۷- تصویری از اپیدوتی شدن دیوریت‌ها در امتداد درزه‌ها و شکاف‌ها. ۲۴.....
- شکل ۲- ۳۸- تصویری از آنکلاو گابرویی در حال کلریتی و اپیدوتی شدن که در دیوریت‌ها یافت می‌شود. ۲۵.....
- شکل ۲- ۳۹- الف- آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی و کوارتز دیوریتی در گرانودیوریت‌ها که مبین اختلاط ماگمایی در این سنگ‌ها می‌باشد ۲۵.....
- شکل ۲- ۳۹- ب- تصویری از گسیختگی آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی توسط ماگمای سازنده سنگ‌های گرانودیوریتی. این پدیده یکی از شواهد بارز اختلاط ماگمایی می‌باشد. ۲۵.....
- شکل ۲- ۴۰- تصویری از تشکیل پگماتوئیدی شدن موضعی در سنگ‌های دیوریتی. ۲۶.....
- شکل ۲- ۴۱- تفریق‌یافتگی موضعی در دیوریت‌ها و تشکیل پگماتوئید دیوریت. ۲۶.....
- شکل ۲- ۴۲- تصویری از بلورهای درشت هورنبلند در پگماتوئید دیوریت‌ها، که اندازه آن‌ها گاهی به ۱۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد. ۲۶.....
- شکل ۲- ۴۳- تصویری از کانه‌زایی کالکوپیریت به همراه اپیدوت‌زایی در پگماتوئید دیوریت‌ها. ۲۶.....
- شکل ۲- ۴۴- تصویری از حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در کوارتز دیوریت‌ها. ۲۷.....
- شکل ۲- ۴۵- ساخت گرانولار در گرانودیوریت‌ها. ۲۸.....
- شکل ۲- ۴۶- تصویری از گرانودیوریت دارای ساخت گرانولار و کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در نمونه دستی ۲۸.....
- شکل ۲- ۴۷- تصویری از اختلاط ماگمایی پیشرفته در گرانودیوریت که با حاشیه خمیده و کنگره‌دار آنکلاو مشخص می‌شود ۲۸.....
- شکل ۲- ۴۸- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که معرف اختلاط ماگمایی در گرانودیوریت می‌باشد. ۲۸.....
- شکل ۲- ۴۹- تصویر دایک گرانودیوریتی افقی در سنگ‌های گرانیتهی ۲۹.....
- شکل ۲- ۵۰- دایک‌های شناور دیوریتی در سنگ‌های گرانودیوریتی، به شیب کم دایک‌ها توجه فرمایید. ۲۹.....
- شکل ۲- ۵۱- تصویری از دایک افقی مافیک و شناور در سنگ‌های گرانودیوریتی ۲۹.....

- شکل ۲-۵۲- تصویری از دایک افقی مافیک شناور و حاشیه‌های در حال گسیختگی این دایک، در سنگ‌های گرانودیوریتی ۲۹
- شکل ۲-۵۳- تصویری از سنگ‌های پلاژیوگرانودیوریتی که دایک‌های نسل اول و آندزیت‌های میزبان را قطع کرده‌اند. ۲۹
- شکل ۲-۵۴- تصویری از کنتاکت سنگ‌های گرانودیوریتی با پلاژیوگرانیت‌ها، در جنوب چاه- شیرین ۲۹
- شکل ۲-۵۵- تفریق یافتگی از گرانودیوریت به آلکالی فلدسپار گرانیت. ۳۰
- شکل ۲-۵۶- کنتاکت بین سنگ‌های گرانیتی با سنگ‌های میزبان آندزیتی در غرب روستای برگهر ۳۱
- شکل ۲-۵۷- پگماتیستی شدن همراه با تفریق یافتگی از گرانودیوریت به گرانیت. ۳۱
- شکل ۲-۵۸- کنتاکت بین گرانیت و سنگ مافیک، به نحوه نفوذ خمیر دندان مانند ماگمای مافیک به درون گرانیت توجه فرمایید. ۳۱
- شکل ۲-۵۹- تصویری از آنکلاو میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های گرانیتی که در آن کلریتی شدن و فلدسپاتی شدن صورت گرفته است. ۳۱
- شکل ۲-۶۰- تصویری از آنکلاو آندزیتی در حال هضم‌شدگی در سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه. ۳۱
- شکل ۲-۶۱- تصویری از دایک‌های نسل دوم (D_2) که سنگ‌های گرانیتی را قطع کرده‌اند. ۳۱
- شکل ۲-۶۲- تصویری از قطع‌شدگی دایک آندزیتی نسل اول و آندزیت میزبان آن، توسط گرانیت. به سنگ میزبان شناور در گرانیت توجه فرمایید ۳۲
- شکل ۲-۶۳- تصویری از کنتاکت گرانیت و آندزیت میزبان. به توده‌های نسبتاً بزرگ شناور شده در گرانیت توجه فرمایید. ۳۲
- شکل ۲-۶۴- نمای کلی پلاژیوگرانیت‌ها در الف- جنوب چاه شیرین و ب- شمال غرب ماربین. ۳۲
- شکل ۲-۶۵- تصویری از گسل خوردگی و میلونیتی شدن در حاشیه توده پلاژیوگرانیتی. ۳۳
- شکل ۲-۶۶- تصویری از تفریق یافتگی گرانودیوریت و تحول آن به آلکالی فلدسپار گرانیت. ۳۳
- شکل ۲-۶۷- تصویری از قطع‌شدگی گرانودیوریت‌ها توسط دایک آلکالی فلدسپار گرانیتی. ۳۳
- شکل ۲-۶۸- تصویری از دایک نسل دوم که گرانودیوریت‌ها را قطع کرده است. ۳۴
- شکل ۲-۶۹- تصویری از دایک نسل دوم که در بخش انتهایی خود نیزه‌ای شکل دیده می‌شوند و معرف بخش انتهایی دایک می‌باشد که ماگما به درون آن تزریق شده است. ۳۴
- شکل ۲-۷۰- تصویری از دایک‌های سین پلوتونیک با حاشیه سینوسی شکل در توده نفوذی مورد مطالعه. ۳۴
- شکل ۲-۷۱- تصویری از تغییر ضخامت دایک نسل دوم در سنگ گرانیتی ۳۵
- شکل ۲-۷۲- تصویری از اپیدوت‌زایی در یک دایک سین پلوتونیک در توده نفوذی مورد مطالعه. ۳۵
- شکل ۲-۷۳- تصویری از رگه‌های آپلیتی گرانیتی که سنگ‌های گرانیتوئیدی را قطع می‌کنند ۳۵

- شکل ۲-۷۴- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رگه‌های آپلیتی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی ظفرقند، بر گرفته از Google earth..... ۳۶
- شکل ۲-۷۵- رزدیاگرام آپلیت‌های قطع‌کننده سنگ‌های توده نفوذی مورد مطالعه ۳۶
- شکل ۲-۷۶- تصویری از آنکلاوهای فلسیک در توده نفوذی مورد مطالعه..... ۳۷
- شکل ۲-۷۷- تصویری از آنکلاوهای مافیک در توده نفوذی مورد مطالعه ۳۷
- شکل ۲-۷۸- تصویری از فراوانی آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک در توده گرانیتوئیدی ظفرقند..... ۳۷
- شکل ۲-۷۹- تصاویری از آنکلاوهای در حال کلریتی شدن و فلدسپات‌زایی در حاشیه آنکلاو میکروگرانولارمافیک..... ۳۸
- شکل ۲-۸۰- تصاویری از آنکلاوهای افقی در توده گرانیتوئیدی ظفرقند در نزدیک روستای برگره..... ۳۸
- شکل ۲-۸۱- تصویری از حاشیه سینوسی معرف اختلاط ماگمایی، در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند..... ۳۸
- شکل ۲-۸۲- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک با حاشیه سینوسی و در حال گسیخته شدن در سنگ‌های فلسیک توده مورد مطالعه که اختلاط ماگمایی را در توده مورد مطالعه نشان می‌دهد..... ۳۸
- شکل ۲-۸۳- تصاویری از گسیختگی توده‌های مافیک- حدواسط و تشکیل آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک..... ۳۹
- شکل ۲-۸۴- تصویری از فراوانی آنکلاوهای موجود در سنگ‌های فلسیک توده نفوذی مورد مطالعه که آشفستگی و اختلاط ماگمایی را در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد..... ۳۹
- شکل ۲-۸۵- تصویری از نفوذ سنگ‌های پلاژیوگرانییتی به درون سنگ میزبان آندزیتی ۴۰
- شکل ۲-۸۶- تصویری از زبانه گرانیتی که به داخل سنگ‌های میزبان آندزیتی نفوذ کرده است. به قطع شدگی دایک نسل اول (D_1) توسط توده گرانیتی توجه فرمایید..... ۴۰
- شکل ۲-۸۷- زمان تقریبی تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند ۴۱
- شکل ۲-۸۸- تصویر ماکروسکوپی مبین دگرگونی مجاورتی و تشکیل گارنت در سنگ‌های میزبان آندزیتی ۴۳
- شکل ۲-۸۹- تصاویر میکروسکوپی از حاشیه دوباره تبلور یافته اطراف بلورهای دارای خلیج- خوردگی کوارتز یا دویتریفیکاسیون در سنگ‌های میزبان ریوداسیتی (XPL, PPL)..... ۴۳
- شکل ۲-۹۰- تصاویری از اپیدوت‌زایی در انواع سنگ‌های میزبان..... ۴۴
- شکل ۲-۹۱- رزدیاگرام شکستگی‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند..... ۴۸
- شکل ۲-۹۲- تصویری نمادین از حوضه ساختاری- کششی منطقه ظفرقند در زمان ائوسن، در حاشیه فعال قاره‌ای..... ۴۸

- شکل ۲-۹۳- نقشه پراکندگی گسل‌های اصلی ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳) و شکستگی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، بر اساس خطواره‌های قابل تعقیب بر روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان و ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان. ۴۹.....
- شکل ۲-۹۴- الف- تصویری از کانه‌سازی مس در منطقه مورد مطالعه. ۵۰.....
- شکل ۲-۹۴- ب- تصویر میکروسکوپی از کانه‌سازی مالاکیت، آزوریت، پیریت و کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه. ۵۰.....
- شکل ۲-۹۵- تصاویری از معادن‌های متروکه گرانیته در شمال و غرب ماربین. ۵۰.....
- شکل ۳-۱- الف- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند، الیوین و کانی اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۱- ب- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گرانولار و بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل-دار در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۲- پلاژیوکلازهای دو نسلی در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۳- منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز با هسته کلسیک در حال دگرسانی به اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۴- هم‌رشدی الیوین با کانی اوپک (مگنتیت) در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۵- تبدیل الیوین به پیروکسن و هورنبلند در حاشیه پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۷.....
- شکل ۳-۶- پراکندگی کانی اوژیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۷- اورالیتی شدن پیروکسن در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۸- الف- بافت پوئی‌کلیتیک در پیروکسن با حضور کوارتز در آن که نشان از اختلاط ماگمایی در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی دارد (XPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۸- ب- ادخال‌های پلاژیوکلاز در درون بلورهای پیروکسن در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۹- تبدیل پیروکسن به هورنبلند، اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۱۰- بافت اکسلوشن یا جدایش اوژیت (بلورهای نوار مانند) و ارتوپيروکسن در فاز جامد در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۸.....
- شکل ۳-۱۱- هم‌رشدی هورنبلند سبز با کانی‌های اوپک و بافت پوئی‌کلیتیک در هورنبلند در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۹.....
- شکل ۳-۱۲- دگرسانی هورنبلند سبز به کلریت و اپیدوت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL). ۵۹.....
- شکل ۳-۱۳- متاسوماتیسم پتاسیک در هورنبلند و تبدیل آن به بیوتیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL). ۵۹.....

- شکل ۳-۱۴- بیوتیت‌های اولیه تقریباً خود شکل و بیوتیت‌های ثانویه در اطراف کانی‌های اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۵۹
- شکل ۳-۱۵- کانی اوپک و مگنتیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۱۶- الف- تجمع بیوتیت در اطراف کانی‌های اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۱۶- ب- تصویری از مگنتیت‌های لخته‌ای شکل که توسط هاله‌ای از بیوتیت فراگرفته شده‌اند (PPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۱۷- کانی اوپک ژله‌ای شکل در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۱۸- حضور بارز آپاتیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۱۹- اسفن اولیه در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۶۱
- شکل ۳-۲۰- اسفن ثانویه حاصل دگرسانی بیوتیت همراه کلریت و کانی اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL)..... ۶۲
- شکل ۳-۲۱- تبدیل بیوتیت به کلریت، پمپلئیت و اسفن در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL)..... ۶۲
- شکل ۳-۲۲- بافت گرانولار در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۲۳- بافت گرانولار و کانی‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۲۴- تصویری از کوارتزهای بین‌دانه‌ای در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۲۵- تصویری از لخته‌های مافیک و بافت غربالی در هورنبلند سبز موجود در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۴
- شکل ۳-۲۶- تبدیل هورنبلند سبز به کلریت در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۲۷- دگرسانی هورنبلند سبز به بیوتیت و اسفن در سنگ‌های دیوریتی (PPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۲۸- تجمع موضعی هورنبلند سبز در اثر افزایش موضعی بخار آب در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۲۹- منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی که همراه با خاموشی منطقه‌ای تجلی پیدا کرده است (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۳۰- تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۳۱- بیوتیت اولیه شکل‌دار در اطراف کانی اوپک در سنگ‌های دیوریتی (PPL)..... ۶۵
- شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی مبین حضور بیوتیت که ادخال‌های هورنبلند آن در حال دگرسانی به اپیدوت، کلریت و اسفن، در سنگ‌های دیوریتی است (XPL)..... ۶۶
- شکل ۳-۳۳- تصویری از پیروکسن در حال تبدیل به هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (PPL)..... ۶۶
- شکل ۳-۳۴- تصویری از اسفن در کنار کانی اوپک در سنگ‌های دیوریتی (PPL)..... ۶۷
- شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود آپاتیت و دگرسانی هورنبلند سبز به اسفن و کلریت در سنگ‌های دیوریتی (PPL)..... ۶۷

- شکل ۳-۳۶- هم‌رشدی کانی اوپک با هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (PPL).....۶۷
- شکل ۳-۳۷- الف- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کلریت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).....۶۷
- شکل ۳-۳۷- ب- تصویر میکروسکوپی مبین وجود کلسیت و اپیدوت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).....۶۸
- شکل ۳-۳۸- الف- تصویری از حفرات ایجاد شده در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که از حاشیه به سمت داخل توسط ارتوز و کوارتز پر شده و بقیه فضاهای باقیمانده توسط کلریت و اپیدوت پر شده است و بافت آمیبی را به وجود می‌آورد (PPL).....۷۰
- شکل ۳-۳۸- ب- تصویر میکروسکوپی مبین پرشدگی حفرات ایجاد شده در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک توسط ارتوز، کوارتز و نهایتاً کلریت و کوارتز (XPL).....۷۰
- شکل ۳-۳۹- تصویر ماکروسکوپی فلدسپارزایی در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک.....۶۹
- شکل ۳-۴۰- تصویر ماکروسکوپی کنتاکت تدریجی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با سنگ میزبان گرانودیوریتی.....۶۹
- شکل ۳-۴۱- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های گرانودیوریتی. به حاشیه کنگره‌دار و شواهد گسیختگی در حاشیه آنکلاو توجه نمایید.....۷۳
- شکل ۳-۴۲- بافت گرانولار در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۳
- شکل ۳-۴۳- بافت پورفیروئیدی در سنگ‌های گرانودیوریتی که با حضور پورفیرهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه ریزتر مشخص می‌شود (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۴- الف- هورنبلندسبز اتومورف با ماکل ساده در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۴- ب- هورنبلندسبز دگرسان شده به کلریت، اپیدوت و اسفن در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۴- ج- بافت غربالی در هورنبلندسبز موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۵- الف- پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۵- ب- پلاژیوکلاز محاط شده با ارتوز و کوارتز (بافت گرافیکی) در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۴
- شکل ۳-۴۶- پلاژیوکلاز دو نسلی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۷- الف- پلاژیوکلاز دارای حاشیه خورده شده، در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۷- ب- پلاژیوکلاز با پوششی از ارتوز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۷- ج- بافت میرمکیت پیازی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۸- بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۹- الف- ارتوز پرتیتی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۵
- شکل ۳-۴۹- ب- ارتوز غبارآلود در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).....۷۶
- شکل ۳-۴۹- ج- حاشیه‌های سریسیتی شده ارتوز، در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).....۷۶

- شکل ۳- ۵۰- الف- بیوتیت حاصل از متاسوماتیسم هورنبلند سبز در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۶
- شکل ۳- ۵۰- ب- تجمع موضعی بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اوپک در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۶
- شکل ۳- ۵۰- ج- هم‌رشدی بیوتیت و کانی اوپک در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL)..... ۷۶
- شکل ۳- ۵۱- الف- اسفن اولیه در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۱- ب- ادخالهای اسفن در اسفن در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۲- الف- تصویری از کانی‌های اوپک خودشکل (پیریت ؟) در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۲- ب- هم‌رشدی کانی‌های اوپک با بیوتیت و هورنبلند در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۳- آپاتیت در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۴- الف- کلریت و اسفن حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL)..... ۷۸
- شکل ۳- ۵۴- ب- کلسیت و اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL)..... ۷۹
- شکل ۳- ۵۵- تصویری از رگه‌گرانیته که سنگ‌های آندزیتی ائوسن را قطع کرده است..... ۸۱
- شکل ۳- ۵۶- بافت‌های گرانولار و پورفیروئیدی در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۱
- شکل ۳- ۵۷- بافت گرانولار در سنگ‌های گرانیتیته، کوارتز در این سنگ‌ها به صورت دانه‌های بی‌شکل و ریز مشاهده می‌گردد (XPL)..... ۸۱
- شکل ۳- ۵۸- بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۱
- شکل ۳- ۵۹- ارتوز پرتیتی در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۱
- شکل ۳- ۶۰- ارتوز غبارآلود در سنگ‌های گرانیتیته (PPL)..... ۸۱
- شکل ۳- ۶۱- پلاژیوکلاز احاطه شده با ارتوز در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۲
- شکل ۳- ۶۲- منطقه‌بندی و حاشیه خورده شده در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۲
- شکل ۳- ۶۳- هورنبلند سبز تجزیه شده به اسفن، اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گرانیتیته (XPL)..... ۸۲
- شکل ۳- ۶۴- زیرکن با هاله رادیواکتیو در سنگ‌های گرانیتیته (PPL)..... ۸۴
- شکل ۳- ۶۵- تصویر میکروسکوپی مبین حضور آپاتیت در سنگ‌های گرانیتیته (PPL)..... ۸۴
- شکل ۳- ۶۶- الف- تصویر میکروسکوپی تجمع ادخال‌های اوپک در امتداد رخ‌ها و حاشیه‌های هورنبلندسبز در سنگ‌های گرانیتیته (PPL)..... ۸۴
- شکل ۳- ۶۶- ب- کانی اوپک خودشکل در سنگ‌های گرانیتیته (PPL)..... ۸۴

- شکل ۲-۶۷- تصویری از تبلور اکسید آهن به صورت تیغه‌ای (اولیژیست) در گرانیت‌ها (PPL).....۸۴
- شکل ۳-۶۸- اسفن اولیه در سنگ‌های گرانیتی (XPL).....۸۴
- شکل ۳-۶۹-الف- اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های گرانیتی (XPL).....۸۵
- شکل ۳-۶۹-ب- اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گرانیتی (XPL).....۸۵
- شکل ۳-۷۰- سریسیت در سنگ‌های گرانیتی (XPL). در این تصویر ارتوز در حالت خاموشی قرار دارد.....۸۵
- شکل ۳-۷۱- مگنتیت ثانویه در سنگ‌های گرانیتی (XPL).....۸۵
- شکل ۳-۷۲- بافت گرانولار در دایک‌های آپلیتی (XPL).....۸۶
- شکل ۳-۷۳- تصویر میکروسکوپی مبین حضور هورنبلندسبز در آپلیت‌ها (XPL).....۸۶
- شکل ۳-۷۴- بافت گرافیکی در آپلیت‌ها (XPL).....۸۶
- شکل ۳-۷۵- منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای موجود در آپلیت‌ها (XPL).....۸۶
- شکل ۳-۷۶- بافت میکروولیتی- جریانی در دایک‌های آندزیتی- بازالتی (XPL).....۸۷
- شکل ۳-۷۷- کوارتز دارای خلیج‌خوردگی در دایک‌های داسیتی (XPL).....۸۷
- شکل ۳-۷۸- نمایش ترسیمی ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه.....۸۸
- شکل ۴-۱- نمودار (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 (لومتر و دیگران، ۱۹۷۶).....۹۹
- شکل ۴-۲- رده‌بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. علائم در تمام نمودارهای این فصل یکسان است.....۱۰۲
- شکل ۴-۳- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). جهت رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه.....۱۰۳
- شکل ۴-۴- نمودار رده‌بندی دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه بر روی آن.....۱۰۴
- شکل ۴-۵- نمودار P-Q دیون و همکاران (۱۹۸۳).....۱۰۴
- شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵).....۱۰۵
- شکل ۴-۷- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 میدلموست (۱۹۹۴)، به موقعیت نمونه‌ها در نمودار توجه فرمایید.....۱۰۵
- شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ، هارکر (۱۹۰۹).....۱۱۲
- شکل ۴-۹- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO_2 هارکر (۱۹۰۹).....۱۱۹
- شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار.....۱۲۲
- شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb۱۲۴
- شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).....۱۲۴
- شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲).....۱۲۵

- شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO₂ (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹)..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr/Sm در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (کامگانگ، ۲۰۱۰)..... ۱۲۵
- شکل ۴-۱۷- نمودار P₂O₅ - REE از ژانگ و همکاران (۲۰۰۷)..... ۱۲۶
- شکل ۴-۱۸- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمائی (وینچستر و فلویید، ۱۹۷۱)..... ۱۲۸
- شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمائی (میاشیرو، ۱۹۷۴)..... ۱۲۸
- شکل ۴-۲۰- نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در موقعیت سری کالک‌آلکان. ۱۲۹
- شکل ۴-۲۱- نمودار درصد وزنی K₂O در مقابل SiO₂ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)..... ۱۲۹
- شکل ۴-۲۲- نمودار FeOt/(FeOt + MgO) در مقابل SiO₂ (فروست و همکاران، ۲۰۰۱)..... ۱۳۰
- شکل ۴-۲۳- نمودار CaO - (Na₂O + K₂O) در مقابل SiO₂ (فروست و همکاران، ۲۰۰۱)..... ۱۳۰
- شکل ۴-۲۴- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شانده، ۱۹۴۳)..... ۱۳۱
- شکل ۴-۲۵- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹)..... ۱۳۵
- شکل ۴-۲۶- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامسون، ۱۹۸۲)..... ۱۳۶
- شکل ۴-۲۷- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۱۳۸
- شکل ۵-۱- انواع گرانیتوئیدها و خاستگاه تکتونیکی آن‌ها (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۴۶
- شکل ۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدی نوع A از گرانیتوئیدهای نوع S و I (والن و همکاران، ۱۹۸۷)..... ۱۴۹
- شکل ۵-۳- نمودار Zr در مقابل SiO₂ (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲)..... ۱۵۰
- شکل ۵-۴- نمودار ACF (باگاس، ۲۰۱۰)..... ۱۵۰
- شکل ۵-۵- نمودار P₂O₅ در برابر SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۹۲)..... ۱۵۱
- شکل ۵-۶- نمودار Pb در برابر SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۹۲)..... ۱۵۱
- شکل ۵-۷- نمودار Na₂O در مقابل K₂O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)..... ۱۵۱
- شکل ۵-۸- بررسی تأثیر ترکیب و دمای ماگما بر روی حلالیت Zr (واتسون و همکاران، ۱۹۸۳)..... ۱۵۳
- شکل ۵-۹- الف- مقایسه رفتار عناصر Ba, Ce, Y در مقابل SiO₂ در گرانیت‌های نوع I دما پایین وبالا (چاپل و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۵۴

- شکل ۵-۹-ب- نمودار تغییرات Ba, Ce, Y, Zr در مقابل SiO₂ (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۱۵۵
- شکل ۵-۱۰- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO₂ در گرانیت‌های نوع I دمای بالا مربوط به توده‌های باگی پلین و مارولان از کمربند چین خورده لیچلان استرالیا (چپل و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۵۵
- شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO₂ در گرانیت‌های نوع I دمای پایین مربوط به توده-های مورویا و کوبارگو از کمربند چین خورده لیچلان استرالیا (چپل و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۵۵
- شکل ۵-۱۲- نمودار کاتیونی R₁ - R₂ (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)..... ۱۶۱
- شکل ۵-۱۳- نمودارهای Rb-(Y+Nb), Nb-Y, Rb-(Ta+Yb), Ta-Yb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)..... ۱۶۳
- شکل ۵-۱۴- نمودار Al₂O₃ در مقابل TiO₂ (مولر، ۱۹۹۳)..... ۱۶۳
- شکل ۵-۱۵- نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th (کوپائو و همکاران، ۲۰۰۶)..... ۱۶۳
- شکل ۵-۱۷- نمودار سه تایی Hf, Rb/30, Ta*3 (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)..... ۱۶۴
- شکل ۵-۱۸- نمودار مثلثی سیستم سه تایی کوارتز- آلبیت - ارتوز. محدوده دمای تشکیل توده-های نفوذی منطقه حدوداً بین ۷۰۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی گراد تخمین زده می‌شود (کسینوسکی، ۱۹۸۱ و چامنی، ۲۰۰۶)..... ۱۶۵
- شکل ۵-۱۹- نمودار مثلثی سیستم سه تایی کوارتز- آلبیت - ارتوز. در فشار بخار آب ۱ و ۵ کیلو بار (تاتل و باون، ۱۹۵۸ با اقتباس از هال، ۱۹۸۷)..... ۱۶۶
- شکل ۵-۱۹-الف- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO₂ (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹)..... ۱۶۸
- شکل ۵-۱۹-ب- نمودار K₂O/Na₂O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)..... ۱۶۸
- شکل ۵-۲۰- نقشه شکستگی‌های موجود در منطقه و نقش گسل‌های ماربین- رنگان و برگهر در جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند..... ۱۷۲
- شکل ۵-۲۱- مدل تفضیلی جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند..... ۱۷۲
- شکل ۵-۲۲- مدل پیشنهادی برای توده گرانیتوئیدی منطقه ظفرقند در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی..... ۱۷۳

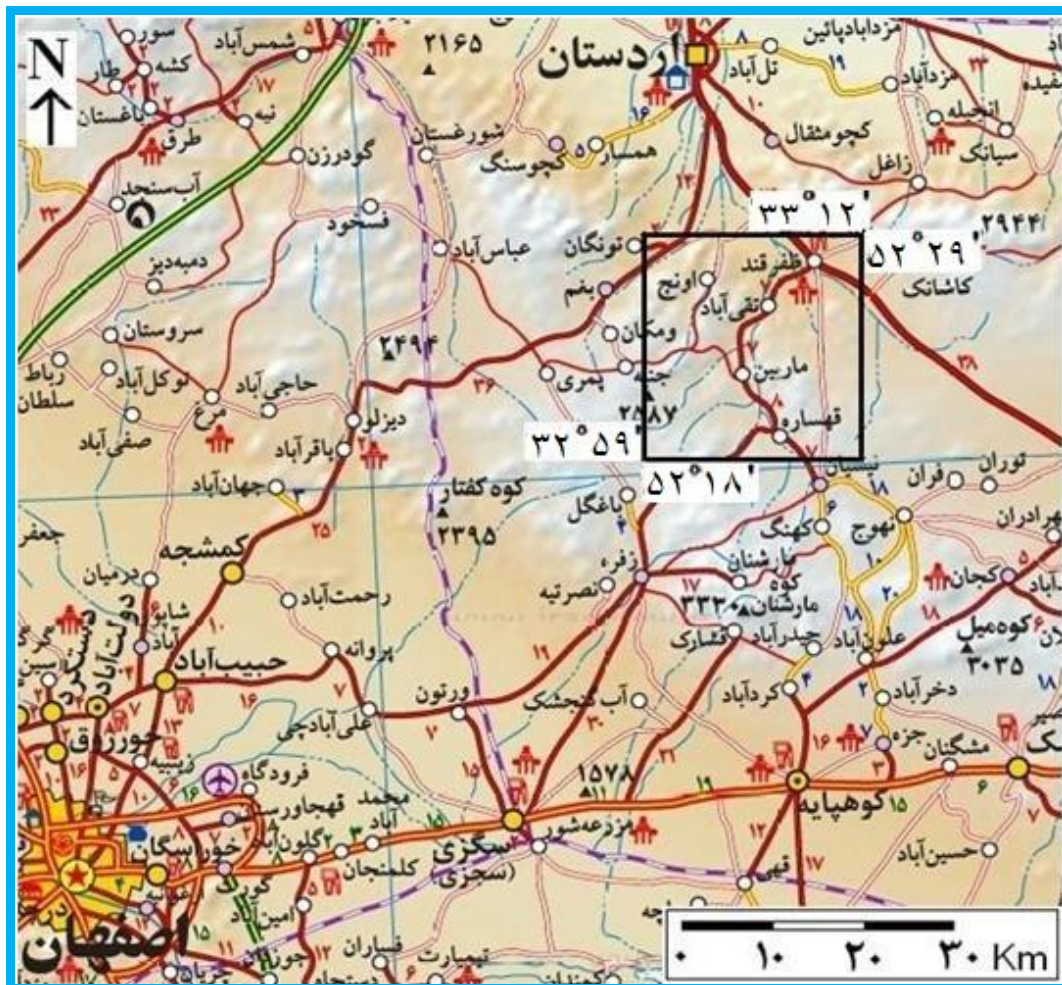
کتابت

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

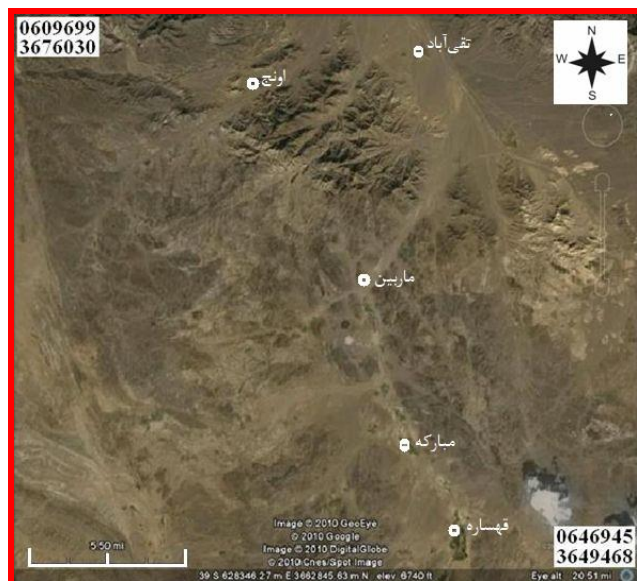
توده گرانیتوئیدی ظفرقند با مختصات جغرافیایی $52^{\circ} 18'$ تا $52^{\circ} 29'$ طول جغرافیایی شرقی و $32^{\circ} 59'$ تا $33^{\circ} 12'$ عرض جغرافیایی شمالی، در ۳۵ کیلومتری جنوب شرق اردستان واقع شده است و وسعتی بالغ بر ۷۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد. توده گرانیتوئیدی ظفرقند دارای روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی است (شکل ۱-۱).

۱-۲- راه‌های ارتباطی

توده گرانیتوئیدی ظفرقند در جنوب ظفرقند و در محدوده روستاهای قهساره، مبارکه، ماربین، تقی‌آباد و اونج قرار دارد. می‌توان این توده را به دو بخش شرقی و غربی تقسیم کرد. دسترسی به بخش شرقی توده مورد مطالعه از طریق راه‌های زیر امکان‌پذیر است: در جاده اصفهان- نائین پس از پلیس راه سگزی، جاده‌ای به سمت شمال شرق منشعب می‌شود که شهرهای زفره و ظفرقند را به هم متصل می‌کند. در این مسیر پس از گذر از زفره و قهساره به روستاهای مبارکه، ماربین، تقی‌آباد و بیدشک می‌رسیم. راه‌های منتهی به این روستاها و سایر راه‌های خاکی موجود در منطقه، دسترسی به این بخش را امکان‌پذیر می‌سازد. دسترسی به بخش غربی منطقه از طریق جاده اردستان- اصفهان امکان‌پذیر است. پس از خارج شدن از جاده اردستان- نائین (از محل سه راهی جاده اصفهان- نائین)، ۱۲ کیلومتر به سمت جنوب حرکت می‌نماییم، از آنجا جاده‌ای به سمت شرق منشعب می‌شود که با تابلوی راهنمای اونج مشخص شده است. پس از طی مسافت حدود ۱۰ کیلومتر به روستای اونج می‌رسیم. از شمال روستای اونج جاده‌ای به سمت شرق منشعب می‌شود که پس از گذر از روستای مخروبه برگره، دسترسی به بخش غربی را امکان‌پذیر می‌سازد (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه مورد مطالعه در اطلس راه‌های ایران (منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است).



شکل ۱-۲ تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه برگرفته از نرم‌افزار Google Earths.

۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی

آب و هوای منطقه، تابع وضعیت ریخت‌شناسی بوده و دارای تابستان‌های گرم و زمستان‌های سرد و خشک می‌باشد. میزان کم تا متوسط بارندگی در این منطقه باعث شده است که سفره‌های آب زیرزمینی به خوبی تغذیه نگردد. به همین علت تعداد کمی چشمه در منطقه وجود دارد و رودخانه‌های موجود در منطقه نیز غالباً فصلی هستند. قنات‌ها منبع اصلی تأمین‌کننده آب ساکنین این منطقه می‌باشند. به علت بارندگی کم و طبیعت خشک منطقه، پوشش گیاهی ضعیف و اغلب از نوع استپ بیابانی است. اغلب فعالیت‌های ساکنین مناطق اطراف توده نفوذی، باغداری، کشاورزی، دامداری و صنایع دستی می‌باشد. از مهمترین محصولات کشاورزی می‌توان به گندم، جو، صیفی‌جات، انار، بادام، انگور، سیب، گردو و انجیر اشاره کرد.

۱-۴- ژئومورفولوژی

مورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است. به طور کلی محدوده مورد مطالعه دارای مورفولوژی کوهستانی می‌باشد. اختلاف ارتفاع منطقه به چند صد متر می‌رسد. بلندترین نقاط ارتفاعی منطقه به ترتیب عبارتند از کوه جوگند به ارتفاع ۲۶۱۵ متر در جنوب شرق منطقه، کوه پلنگ ۲۵۵۲ متر و کوه کله سیاه ۲۳۲۰ متر در بخش میانی، کوه دورچین ۲۷۷۲ متر در شمال غرب و کوه لاسفید ۲۶۳۵ متر در جنوب غرب منطقه.

زمین ساخت منطقه و گسلش فراوان، تنوع لیتولوژیکی سنگ‌ها و رسوبات، نوع فرسایش و نحوه گسترش آن از عوامل اصلی تغییر ارتفاع در منطقه مورد مطالعه می‌باشد.
شکل‌های ۳-۱ و ۴-۱ دورنمایی از مورفولوژی و ارتفاعات منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهند.



شکل ۳-۱ دورنمای کلی منطقه مورد مطالعه دید به سمت جنوب غرب. در این تصویر، روستای ماربین در بین درختان دیده می‌شود.



شکل ۴-۱ دورنمای کلی منطقه در دره بیدشک و حالت کوهستانی منطقه (جهت دید به سمت غرب).

۵-۱- مطالعات پیشین در منطقه مورد مطالعه

- اشتوکلین (۱۹۵۴) از اولین محققانی بود که با هدف تهیه نقشه زمین شناسی ۱:۵۰۰۰۰۰، مناطق اصفهان، اردستان و کاشان را مورد مطالعه قرار داد.
- عمیدی (۱۹۷۵) در رساله دکتری خود به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی، پترولوژی و چینه‌شناسی منطقه نطنز- سروک پرداخته است. وی در رساله خود به طور مختصر به سنگ‌های نفوذی منطقه اردستان اشاره کرده و به روش پتاسیم- آرگون سنگ‌های مورد مطالعه را تعیین سن کرده و سن سنگ‌های نفوذی را به بعد از الیگوسن (۱۹ تا ۱۷ میلیون سال) نسبت داده است.
- پورحسینی (۱۹۸۱) در رساله دکتری خود چند مورد از توده‌های نفوذی نوار ماگمایی ارومیه- دختر را مورد بررسی قرار داده که توده نفوذی نطنز نیز از آن جمله است. نامبرده معتقد است، سن

توده‌های بازیک و حدواسط گابرو- دیوریتی (۳۳ میلیون سال) قدیمی‌تر از گرانیت‌ها (۱۷-۱۹ میلیون سال) است. اما با توجه به مشاهدات صحرایی انجام شده در این رساله، این فاصله زمانی منطقی به نظر نمی‌رسد.

- عمیدی و همکاران (۱۳۵۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان را تهیه نمودند و در همین راستا توده‌های نفوذی اردستان را نیز مطالعه کردند.

- سجادی (۱۳۶۹) در رساله کارشناسی ارشد خود به بررسی خصوصیات پترولوژی، چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی سنگ‌های منطقه نطنز- اردستان پرداخته است.

- کریمی (۱۳۷۰) هیدرواقليم منطقه نطنز- اردستان را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.

- خلعتبری جعفری (۱۳۷۱) پلوتونیسیم ترشیری منطقه اردستان را در رساله کارشناسی ارشد خود، مورد ارزیابی قرار داده است.

- محمدی (۱۳۷۴) ولکانیسم ترشیری منطقه اردستان را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود بررسی نموده است و خصوصیات پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی را مورد بحث و بررسی قرار داده است.

- لطیفی (۱۳۷۹) زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی جنوب و شمال‌غرب ظفرقند را در قالب رساله کارشناسی ارشد خود بررسی کرده است.

- محجل (۱۳۷۹) نقش فضاهای کششی نردبانی (ان‌اشلان) در فعالیت‌های سنگ‌های آذرین منطقه کاشان- اردستان را به عنوان الگویی برای شکل‌گیری کمان آتشفشانی ارومیه دختر مورد بررسی قرار داده است.

- یگانه‌فر (۱۳۸۵) ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های بازیک جنوب اردستان را بررسی کرده است.
- ترابی و همکاران (۱۳۸۵) سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده نفوذی ظفرقند و کانی‌های موجود در درز و شکاف‌های آن را بررسی کرده‌اند.

- بهرامیان (۱۳۸۶) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های توده نفوذی بغم در شمال‌شرق اصفهان (غرب منطقه مورد مطالعه) را مورد بررسی قرار داده است.

- نصر اصفهانی (۱۳۸۸) در قالب طرح پژوهشی به بررسی پترولوژی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند پرداخته است که البته هنوز داده‌ای از مطالعاتشان منتشر نکرده‌اند.

- گوانجی (۱۳۸۹) مکانیزم جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند را در قالب روش انیزوتروپی حساسیت مغناطیسی (AMS) بررسی کرده است.

- وهابی مقدم (۱۳۸۹) پترولوژی و خاستگاه ماگمایی توده دیوریتی دورجین در جنوب غرب اردستان را در رساله کارشناسی ارشد خود مورد بررسی قرار داده است.

۱-۶- هدف کلی از مطالعه

- هدف کلی این مطالعه بررسی دقیق و جامع ویژگی‌های پترولوژیکی سنگ‌های آذرین توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشد. در همین راستا اهداف زیر دنبال گردیده است:
- بررسی روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
 - بررسی پتروگرافی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه مورد مطالعه و سنگ میزبان آن‌ها.
 - بررسی ماهیت ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه به‌ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و کمیاب خاکی.
 - تعیین پتروژنز و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه.
 - مطالعه پتانسیل‌های معدنی احتمالی مرتبط با نفوذ سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه.

۱-۷- روش مطالعه

- سلسله اقداماتی که برای دستیابی به اهداف این رساله انجام شده به شرح ذیل است:
- بررسی مطالعات قبلی انجام شده در ارتباط با منطقه و مناطق مجاور.
 - گردآوری نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، توپوگرافی ۱:۲۵۰۰۰، نقشه راه‌های ارتباطی، تصاویر ماهواره‌ای.
 - استفاده از نرم‌افزار Global Mapper برای ترسیم نقشه سه بعدی منطقه (شکل ۱-۵).
 - استفاده از نرم‌افزار Google Earth برای تعیین نقاط نمونه‌برداری و مسیرهای پیمایش از منطقه مورد بررسی بر روی تصاویر ماهواره‌ای.
 - بازدید صحرایی و نمونه‌برداری منظم و سیستماتیک از واحدهای سنگی منطقه در آبان‌ماه ۱۳۸۷ تا آذرماه ۱۳۸۸ به مدت ۲۱ روز.
 - بررسی و مطالعه واحدهای سنگی مختلف و نحوه ارتباط این واحدها با یکدیگر، بررسی پراکندگی آنکلاوها، تشخیص امتداد دایک‌ها، بررسی پیامدهای گرمایی توده نفوذی و شناسایی ساخت‌های تکتونیکی از جمله درزه‌ها و گسل‌ها و... در منطقه مورد مطالعه.
 - تهیه مقاطع نازک و صیقلی و ارسال نمونه‌های منتخب برای تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا.

- پردازش داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله GCDkit و Excel.

- ترسیم نمودارها و مدل‌های تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه توسط نرم‌افزارهای گرافیکی از جمله Paint و Adobe Photoshop CS3.

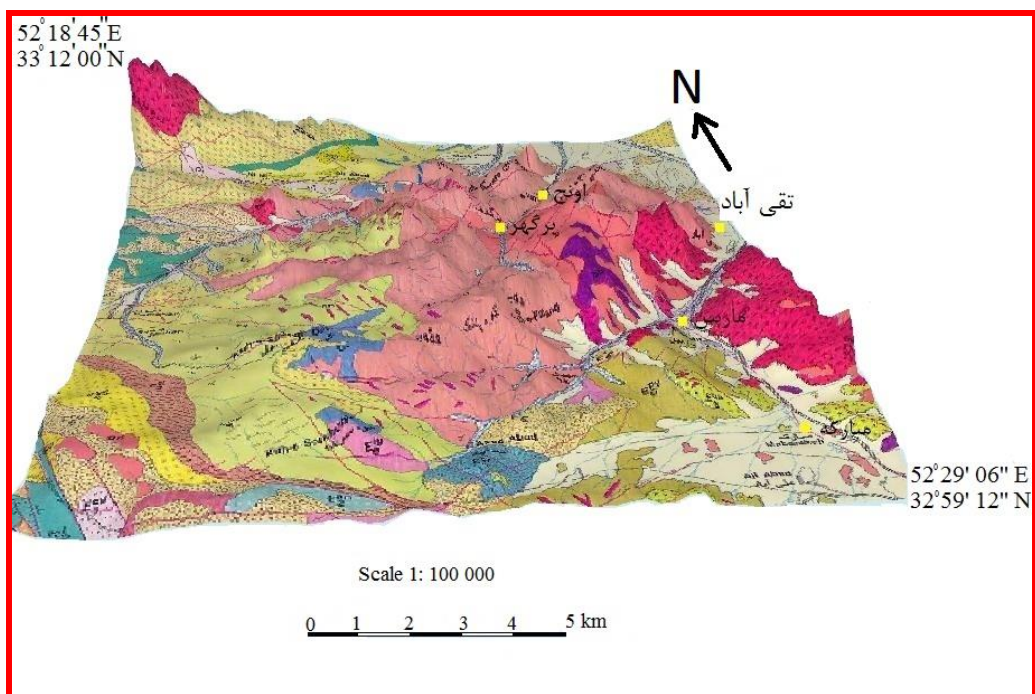
- استفاده از نرم‌افزار Sterionet و Steriowin برای ترسیم رزیدیاگرام‌های مربوطه.

- تجزیه و تحلیل داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به منظور تعیین منشأ و فرایندهای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه.

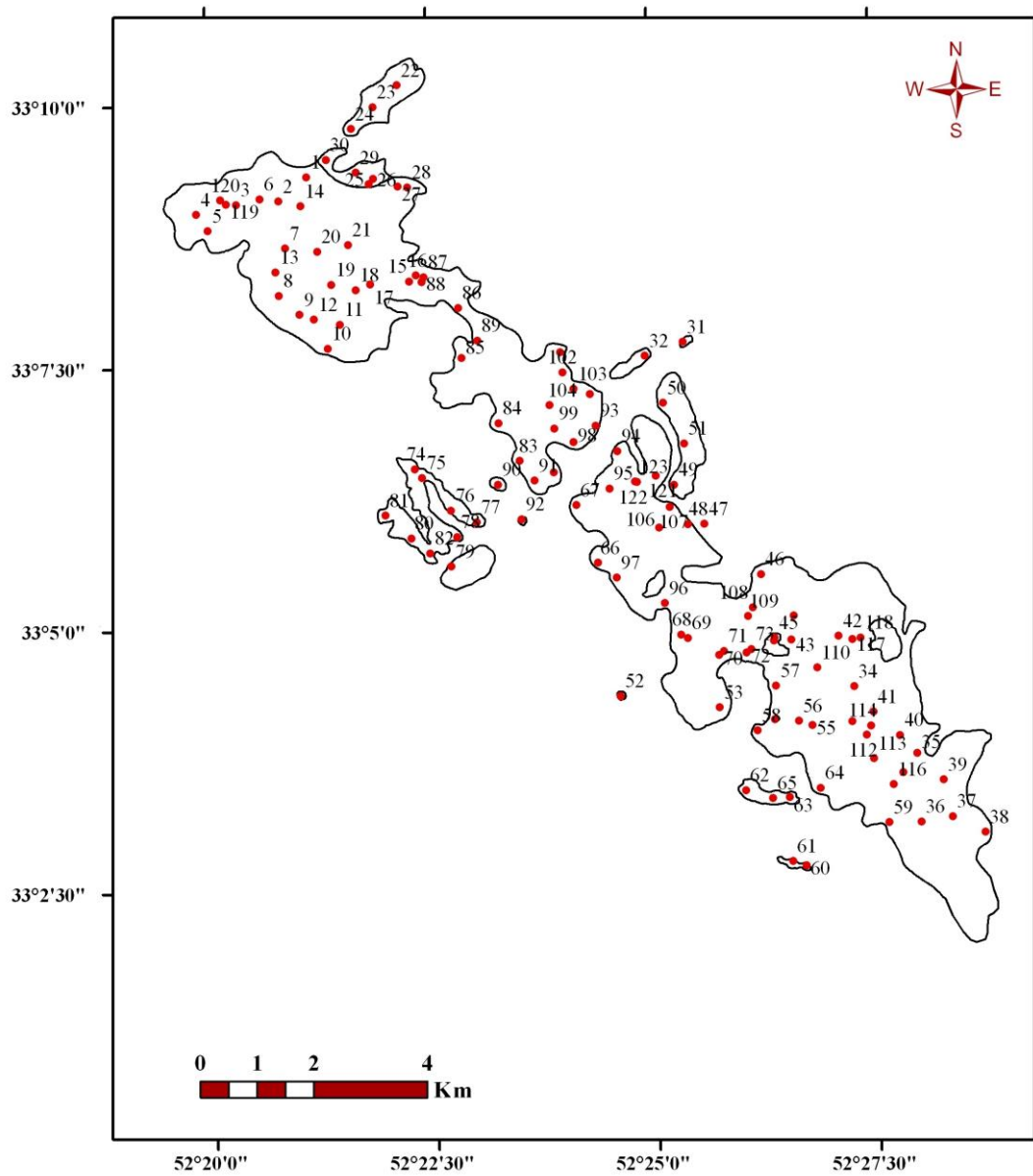
- تهیه نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده بر اساس پیمایش‌های صحرایی، مطالعات پتروگرافی، تصاویر ماهواره‌ای، Google Earth و Landsat بوسیله نرم‌افزار ArcMap.

- جمع‌بندی اطلاعات و داده‌های به دست آمده و مقایسه آن‌ها با داده‌های موجود، درباره مجموعه‌های سنگی مناطق مشابه در ایران.

جهت دستیابی به اهداف مذکور، منطقه مورد تحقیق در بیش از ۱۲۳ ایستگاه مورد بررسی و نمونه‌برداری قرار گرفت (شکل ۱-۶). از نمونه‌های برداشت شده، بیش از ۲۰۰ مقطع نازک تهیه شد. پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، ۲۳ نمونه از سنگ‌های آذرین منطقه بر اساس تنوع سنگ‌شناسی و کمترین دگرسانی انتخاب گردید و در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کشور کانادا آنالیز شد.



شکل ۱-۵- نقشه سه‌بعدی منطقه مورد مطالعه با استفاده از انطباق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه بر روی نقشه توپوگرافی توسط نرم‌افزار Global Mapper.



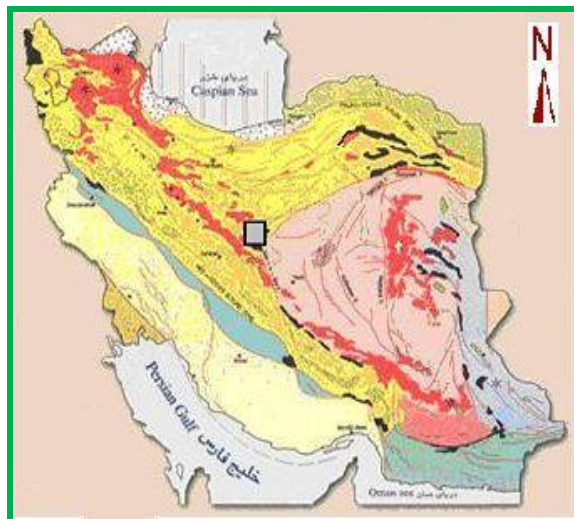
شکل ۱-۶- نقشه نشاندهنده موقعیت نقاط نمونه برداری.

زمین شناسی

عمومی

۲-۱- مقدمه

منطقه مورد تحقیق طبق نظر نبوی (۱۳۵۵) و آقانباتی (۱۳۸۳) بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی به‌شمار می‌رود و بطور دقیق‌تر در نوار آتشفشانی ارومیه - دختر قرار می‌گیرد (علوی، ۱۹۹۱) (شکل ۱-۲).



شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران (نبوی، ۱۳۵۵) با علامت □ مشخص شده است.

نوار تکتونوماگمایی ارومیه- دختر در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر طول دارد و ضخامت رسوبات آن تا ۴ کیلومتر تخمین زده شده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۲). کمان ماگمایی ارومیه- دختر موازی با راندگی زاگرس بوده و حدود ۲۰۰ کیلومتر از آن فاصله دارد. بر اساس مطالعه بربریان و همکاران (۱۹۸۲)، نوار تکتونوماگمایی ارومیه- دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی است که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در امتداد حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی، در طی کوهزایی آلپ شکل گرفته است. همچنین مطالعات انجام شده بر روی نوار ارومیه- دختر توسط بربریان و بربریان (۱۹۸۱)، شهاب‌پور (۲۰۰۵) و عمرانی و همکاران (۲۰۰۸) و ... وجود زون فرورانش را در این منطقه تأیید می‌کند.

با توجه به شواهد موجود از جمله ماهیت کالکوالکالن و متألومین بودن، همراهی با سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی- رسوبی و قرارگیری کمان آتشفشانی ارومیه- دختر بر روی پوسته قاره‌ای، فرورانش اقیانوسی- قاره‌ای برای توجیه پیدایش و نحوه جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند، معقولتر به نظر می‌رسد.

بر اساس مطالعات مختلف انجام گرفته در نوار ارومیه- دختر در ائوسن فوران‌های اولیه، کالکوالکالن و زیردریایی بوده و سنگ‌های ولکانیکی ارومیه- دختر طیف گسترده ترکیبی از بازالت، داسیت و کمتر ریولیت همراه با توف‌ها و آذرآواری‌ها را نشان می‌دهند (عمرانی، ۲۰۰۸). در ائوسن فوقانی، ترکیب گدازه‌ها به طرف آلکالن و پراآلکالن میل می‌کند چنانکه در جنوب نایین سری پتاسیک

شوشونیت آنالسیم‌دار (عمیدی، ۱۹۷۵) و اطراف کاشان سری هیپرسدیک (حسن‌زاده، ۱۳۵۷) و در شمال شهر بابک سری پتاسیک شامل فنولیت لوسیت‌دار و بازانیت (فورستر و دیگران، ۱۳۶۹) تشکیل گردیده‌اند.

در اواخر ترشیری، گدازه‌های کالکوالکالن به انواع ساب‌آلکالن و آلکالن تغییر و تحول یافته‌اند و در نتیجه گدازه‌های آلکالن غنی از پتاسیم تشکیل شده‌اند (عمیدی، ۱۹۷۵). امامی (۱۳۷۹) معتقد است در آتشفشانی‌های ائوسن ایران، اختلاط ماگماهای اسید و بازیک یک پدیده فراگیر است که در تولید ماگمایی با ترکیب حدواسط گاه با ویژگی ژئوشیمیایی کلسیمی - قلیایی مؤثر می‌باشد. واحدهای سنگی مورد مطالعه در توده گرانیوتوئیدی ظفرقند، بر اساس ترتیب سنی به شرح زیر می‌باشد که در ادامه به طور مفصل مورد بحث قرار خواهند گرفت.

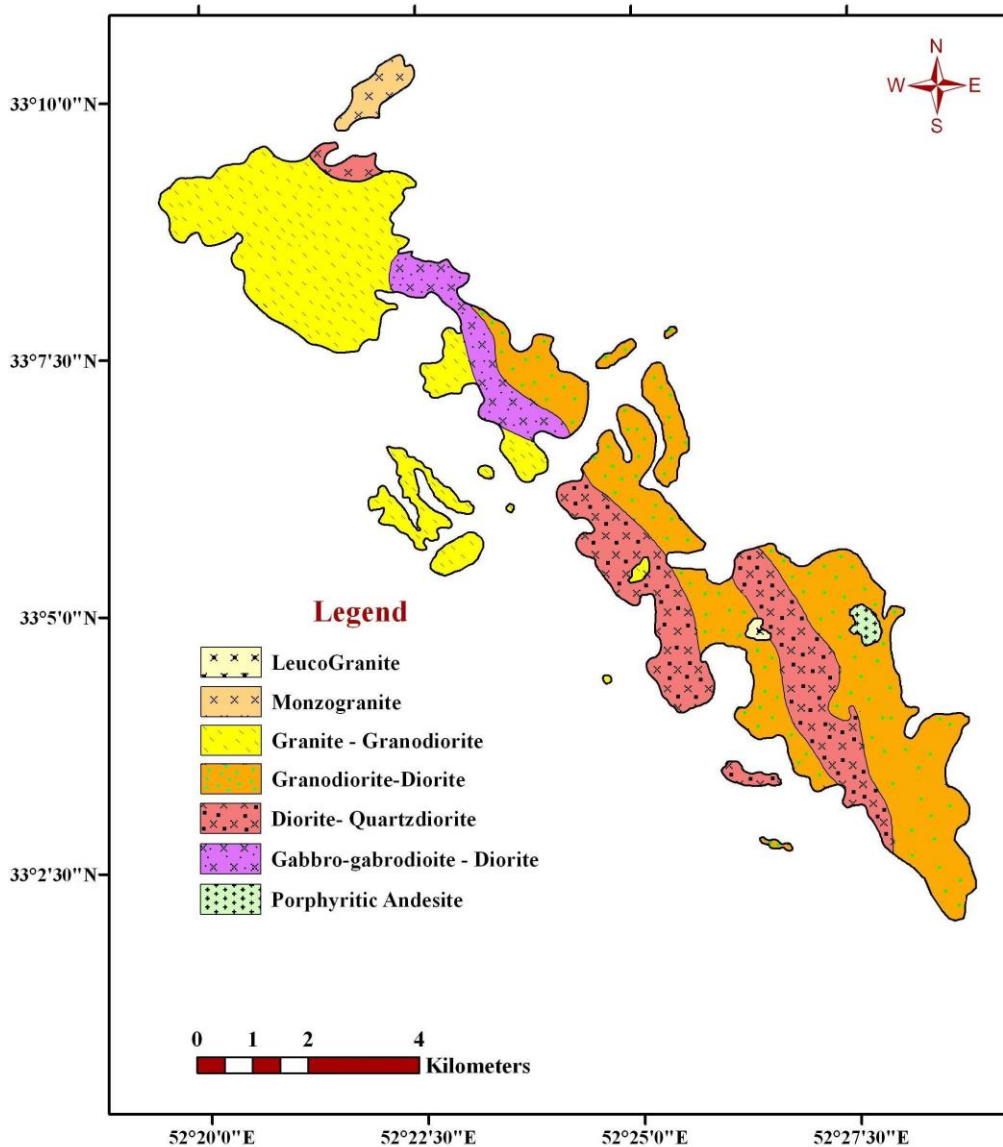
۲-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

رخمون‌هایی به سن ژوراسیک و کرتاسه در جنوب غرب و غرب اردستان مشاهده می‌شوند که توسط گسل بزرگ قم - زفره از سنگ‌های ائوسن جدا می‌شوند (شکل ۲-۲).



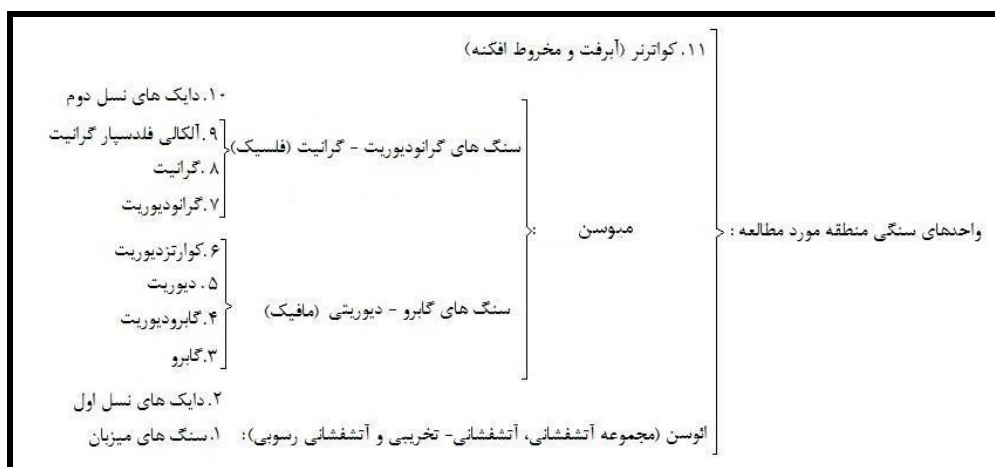
شکل ۲-۲- تصویری از سنگ‌های مربوط به زمان مزوزوئیک و محل تقریبی عبور گسل قم - زفره. جاده قهساره- ماربین دید به سمت جنوب‌غرب.

بر اساس تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰، مشاهدات صحرایی در بیش از ۱۵۰ ایستگاه، مطالعه بیش از ۲۰۰ مقطع نازک و صیقلی و بررسی رفتار مغناطیسی بیش از ۱۰۰۰ نمونه از سنگ‌های توده گرانیوتوئیدی ظفرقند (گوانجی، ۱۳۸۹)، نقشه زمین‌شناسی توده گرانیوتوئیدی ظفرقند اصلاح گردید. نقشه اصلاح شده در شکل ۲-۳ ارائه شده است. نقشه جدید از دقت و صحت بسیار بالایی برخوردار است و با نقشه‌های قبلی، قابل مقایسه نیست. با توجه به نقشه زمین‌شناسی اصلاح شده منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی موجود در منطقه را می‌توان بر اساس سن زمین‌شناسی آن‌ها به صورت شکل ۲-۴ تقسیم‌بندی کرد.



شکل ۲-۳- نقشه زمین شناسی اصلاح شده با توجه به لیتولوژی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (گوانجی)،

(۱۳۸۹).



شکل ۲-۴- شکل نمادینی از واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه بر اساس ترتیب سنی آنها.

۲-۱-۱- ائوسن (مجموعه آتشفشانی، آتشفشانی - تخریبی و آتشفشانی - رسوبی)

با شروع ائوسن و بدنبال حرکت کوهزایی که سراسر ایران را تحت تأثیر قرار داده است، فعالیت‌های آتشفشانی زیادی در قسمت‌های مختلف ایران شروع گردید که از نظر سنگ‌شناسی متنوع بوده و در محیط‌های خشکی و دریا در امتداد زون ساختاری ارومیه- دختر صورت گرفته است، به طوری که در منطقه مورد مطالعه از ائوسن میانی اولین فعالیت‌های آتشفشانی همراه با رسوبات تخریبی کنگلومرایی گسترش یافته است. در طی این دوره فعالیت‌های آتشفشانی متنوعی صورت گرفته است (عمیدی ۱۹۷۵).

فعالیت‌های آتشفشانی صورت گرفته در منطقه دارای ترکیب کلی آندزیت تا داسیت هستند و در ائوسن میانی شروع شده و در ائوسن بالایی به اوج خود رسیده‌اند (محمدی، ۱۳۷۴). چنین به نظر می‌رسد که فوران‌ها در محیط قاره‌ای و آب‌های کم عمق صورت گرفته است و گدازه‌های مذکور با مقدار قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی مثل لیتیک توف‌ها، پومیس توف‌ها و ... همراه شده‌اند (شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶).

با توجه به تنوع سنگ‌شناسی، جنس و ضخامت متفاوت سنگ‌های مذکور متوجه می‌شویم که شرایط یکسانی در تمام مکان‌ها و زمان‌ها حکمفرما نبوده است. نکته مهم در ایجاد این محیط آتشفشانی - رسوبی، نقش اساسی و بسزای گسل‌ها و شکستگی‌های عمیق می‌باشد. در مجموع حوضه‌های رسوبی کم عمق ناشی از این گسل‌ها و شکستگی‌ها، جایگاه ته‌نشینی واحدهای رسوبی تخریبی و یا شیمیایی بوده است که در بعضی نقاط شواهدی از فوران‌های زیردریایی کم عمق در آنها مشاهده شده است (شکل ۲-۷). بقایایی از مرجان‌ها، نومولیت، آلئولینا، پکتن و میلیولید در آهک‌های ماسه‌ای و آهک‌های بین آذرآواری‌ها و گدازه‌ها یافت گردیده است (خلعتبری، ۱۳۷۱). این فعالیت‌ها در خشکی و در محیط‌های دریاچه‌ای و مردابی صورت گرفته است و آذرآواری‌ها نسبت به گدازه‌ها حجم بیشتری داشته‌اند (امامی، ۱۹۸۱).

تنوع سنگ‌شناسی منطقه زیاد است و سنگ‌ها از نوع بازالت، آندزیت، بازالت، آندزیت، لاتیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت می‌باشد (شکل ۲-۸). سنگ‌های آذرآواری بیشتر به صورت انواع توفیت بوده و مقدار زیادی ایگنمبریت نیز به چشم می‌خورد (شکل ۲-۹). در برخی از حوضه‌های آتشفشانی - رسوبی محدود به محض کم شدن فعالیت آتشفشانی زمینه برای تشکیل واحدهای کربناته فراهم شده و سنگ‌های آهکی نومولیت‌دار در آن رسوب کرده‌اند.

از لحاظ مشخصات ظاهری این سنگ‌ها وجود لایه‌بندی متوسط تا ضخیم، حضور گسترده آندزیت - ها، وجود آنکلاوهای توفی - سیلتستونی در برخی از آندزیت‌ها، حضور گنبد‌های داسیتی، دگرگونی مجاورتی، اسفرولیتی شدن، ساخت بادامکی و حضور گسترده دایک‌های نسل اول می‌باشد (شکل - های ۲-۱۰ تا ۲-۱۴). در برخی نقاط سنگ‌های میزبان و دایک‌های نسل اول موجود در این سنگ‌ها توسط زبانه‌هایی از توده نفوذی ظفرقند قطع می‌گردند (شکل‌های ۲-۱۵ و ۲-۱۷). با نفوذ توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه به داخل سنگ‌های آندزیتی، در برخی نقاط شاهد قطعاتی از سنگ‌های

آتشفشانی میزبان در سنگ‌های گرانیتی هستیم که به صورت شناور در مقیاس‌های کوچک و بزرگ در صحرا قابل مشاهده هستند (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲-۶- تصویری از دورنمای سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی و آتشفشانی- رسوبی غرب روستای همّت‌آباد.



شکل ۲-۵- تصویری از دورنمای سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و دایک‌های نسل اول موجود در آن‌ها در غرب روستای همّت‌آباد.



شکل ۲-۸- تصویری از سنگ‌های میزبان آندزیتی پورفیری.



شکل ۲-۷- تصویری از سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی که در یک محیط دریایی کم عمق نهشته شده‌اند.



شکل ۲-۱۰- تصویری از آنکلاو توفی سیلتستونی موجود در سنگ‌های آندزیتی میزبان.



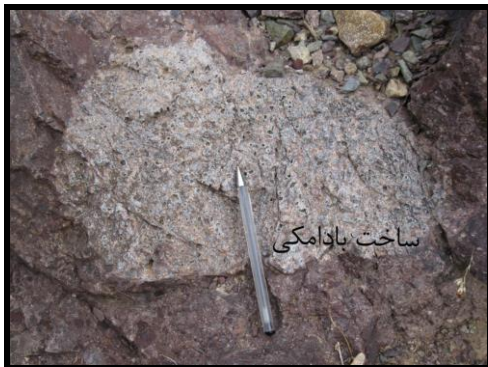
شکل ۲-۹- تصویری از ایگنمبریت‌های موجود در یک سنگ برشی در شرق تقی‌آباد. به اندازه و زاویه‌دار بودن قطعات توجه کنید.



شکل ۲-۱۱- تصویری از گنبد داسیتی موجود در آندزیت‌های میزبان، در شمال غرب اوانج.



شکل ۲-۱۲- تصویری از دگرگونی مجاورتی (کنتاكت متامورفيسم) در اثر تزریق توده‌های نفوذی در آندزیت‌های میزبان که به صورت دویتریفیکاسیون و اپیدوت‌زایی گسترده تجلی پیدا کرده است و در حد رخساره آلبیت- اپیدوت هورنفلس می‌باشد.



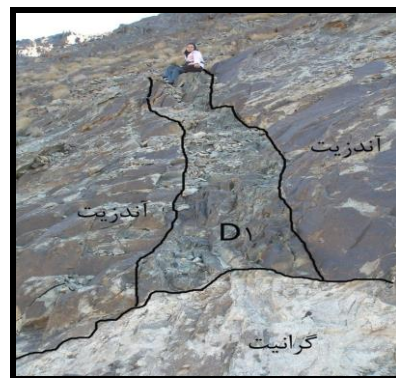
شکل ۲-۱۴- تصویری از ساخت بادامکی در سنگ‌های میزبان.



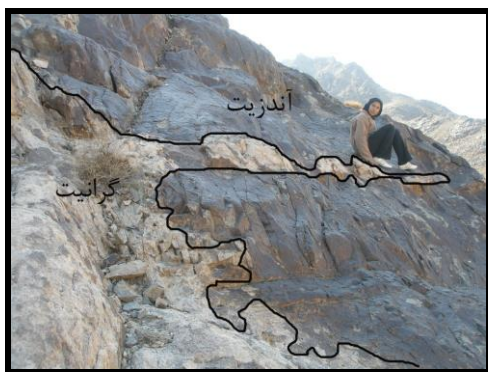
شکل ۲-۱۳- تصویری از اسفرولیتی شدن سنگ‌های میزبان، که حاصل پدیده دویتریفیکاسیون می‌باشد.



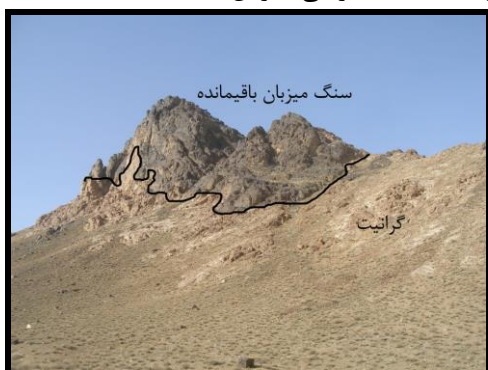
شکل ۲-۱۶- مرز شارپ بین سنگ میزبان و توده گرانیتی.



شکل ۲-۱۵- تصویری از سنگ‌های آندزیتی میزبان که توسط دایک نسل اول قطع گردیده‌اند و در نهایت توده نفوذی گرانیتی باعث قطع مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و دایک شده است.



شکل ۲-۱۷- تصاویری از زبانه‌های گرانیتی در سنگ‌های آندزیتی میزبان.



شکل ۲-۱۸- تصاویری از آندزیت‌های شناور در توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه در مقیاس‌های کوچک و بزرگ.

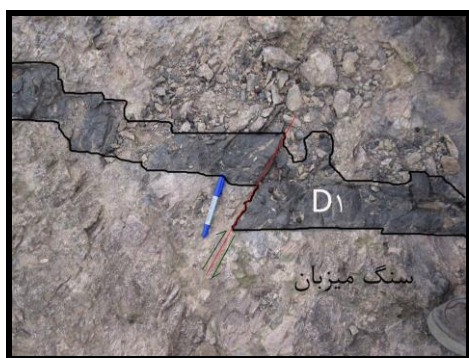
سنگ‌های آتشفشانی میزبان در محدوده مورد مطالعه، توسط دایک‌های متعدد آندزیتی- داسیتی قطع گردیده است که در ادامه توضیحات بیشتری ارائه می‌گردد.

۲-۲-۲- دایک‌های نسل اول (D1)

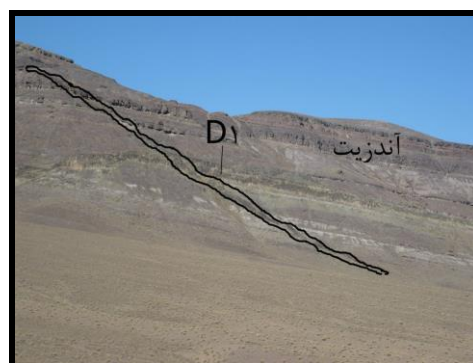
دایک‌های متعددی توده گرانیتوئیدی ظفرقند و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- تخریبی میزبان آن را قطع کرده‌اند. قبل از پرداختن به این مبحث متذکر می‌شویم که اگر مجموع فعالیت‌های آذرین صورت گرفته در منطقه را از لحاظ سنی رده بندی کنیم، دایک‌هایی که خارج از توده نفوذی مورد مطالعه مشاهده می‌شوند، سنگ میزبان آتشفشانی- رسوبی را قطع می‌کنند و توسط توده گرانیتوئیدی قطع می‌شوند، را دایک نسل اول می‌نامیم. امتداد این دایک‌ها عمدتاً شرقی- غربی و یا شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند (شکل ۲-۱۹). این دایک‌ها دارای سن بعد از ائوسن (ائوسن پایانی- الیگوسن) و دارای ترکیب غالباً آندزیتی و داسیتی هستند. دایک‌های ذکر شده را می‌توان به عنوان اولین فاز نفوذی منطقه، به حساب آورد. وجود این دایک‌ها بیانگر یک رژیم کششی منطقه‌ای است که به تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق منجر شده است و سپس مواد مذاب با ترکیب عمدتاً حدواسط به درون آن‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع دایک‌های آندزیتی- داسیتی را تشکیل داده‌اند.

دایک‌های آندزیتی- داسیتی نسل اول اکثراً به رنگ سبز دیده می‌شوند و دارای ساخت پورفیری و پورفیری- میکرولیتی می‌باشند (شکل ۲-۲۰). این دایک‌ها بسیار سخت می‌باشند. خردشدگی در این

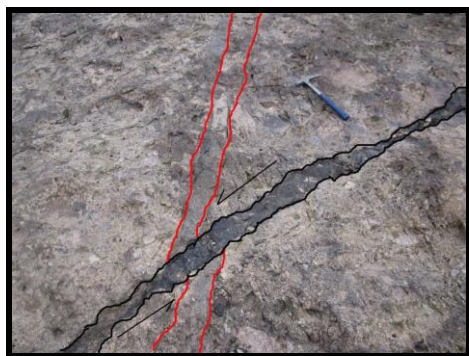
دایک‌ها به علت گسلش در منطقه است و بیشتر حالت جابجایی و تغییر ضخامت در دایک‌ها مشهود است (شکل‌های ۲-۲۱ و ۲-۲۲). گاهی این دایک‌ها در زون‌های گسلی به شدت خرد و برشی شده‌اند (شکل ۲-۲۳). در برخی مناطق در اثر فعالیت‌های گرمایی و متاسوماتیسمی صورت گرفته بعد از ایجاد دایک‌ها، به صورت موضعی شاهد اپیدوت‌زایی در این دایک‌ها می‌باشیم (شکل ۲-۲۴). تعدادی از دایک‌ها که در مقیاس تصاویر ماهواره‌ای قابل ردیابی بود، مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۲-۲۵)، آزمایش آن‌ها اندازه‌گیری شد و بر روی رزدیگرام منتقل گردید (شکل ۲-۲۷). رزدیگرام حاصله نشان می‌دهد که اغلب دایک‌ها در راستای ۲۸۰-۳۲۰ درجه (تقریباً شمال غربی-جنوب شرقی) رخمون دارند.



شکل ۲-۲۰ - تصویری از دایک نسل اول در سنگ-های آتشفشانی- رسوبی میزبان.



شکل ۲-۱۹ - تصویری از دایک‌های آندزیتی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان در غرب روستای همت‌آباد.



شکل ۲-۲۲ - تصویری از جابه‌جایی یک لایه توف سیلتستونی در امتداد دایک نسل اول که معرف تزریق دایک در امتداد یک محیط گسلی می‌باشد.



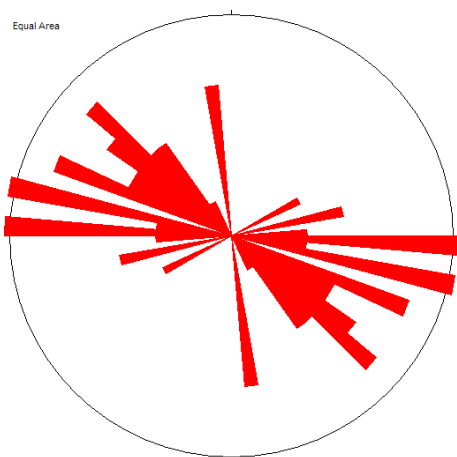
شکل ۲-۲۱ - تصویری از تغییر ضخامت در دایک‌های نسل اول (D1) به دلیل پهنای متغیر بازشدگی در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان.



شکل ۲-۲۴- تصویری از یک دایک که اپیدوتی شده است.



شکل ۲-۲۳- تصویری از یک دایک آندزیتی که به علت فرارگیری در یک زون گسلی به شدت خرد شده است.



شکل ۲-۲۶- رزدیگرام دایک‌های آندزیتی نسل اول قطع کننده سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان توده گرانیتوئیدی ظرفرند.



شکل ۲-۲۵- تصویر ماهواره‌ای دایک‌های نسل اول با امتداد شمال غرب- جنوب شرق که سنگ‌های میزبان را قطع کرده‌اند (برگرفته از Google earth).

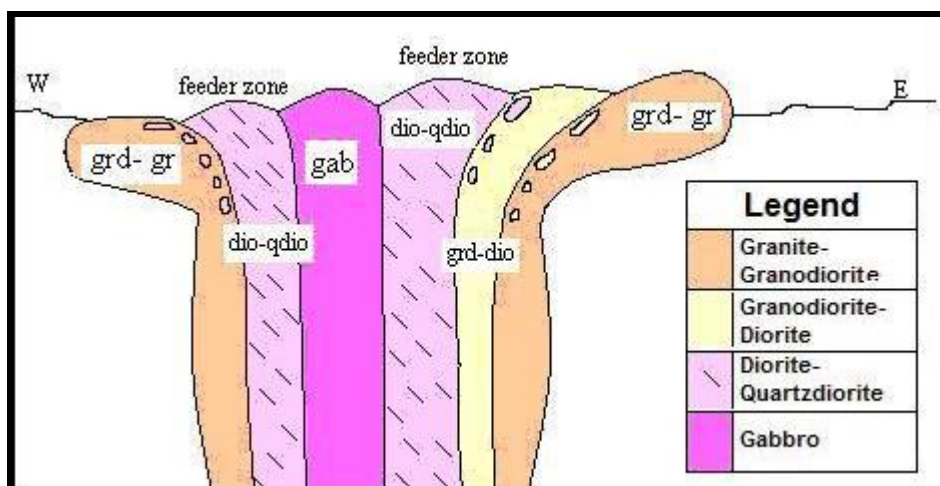
۲-۲-۳- واحدهای سنگی میوسن (توده‌های نفوذی مورد مطالعه)

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه ظرفرند در ابعاد کاملاً متفاوت و متنوع دیده می‌شود که شامل تعدادی توده کوچک و بزرگ مجزا بوده و حدود ۶۰ تا ۷۰ کیلومترمربع از گستره مورد مطالعه را در برمی‌گیرند. اغلب توده‌های نفوذی منطقه دارای شکل کشیده با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق می‌باشند که به نظر می‌رسد محدوده گسترش آن‌ها توسط گسل‌های منطقه کنترل می‌شود و در مقیاس بزرگ تقریباً در جهت شمال غرب- جنوب شرق کشیدگی دارند.

سنگ‌های نفوذی منطقه از جهت ترکیب متنوع بوده و از قطب بازیک- حدواسط (گابرو- دیوریت) تا قطب اسید (گرانودیوریت- گرانیت) متغیر می‌باشند. به طور کلی سنگ‌های نفوذی منطقه بر اساس مشاهدات صحرائی و میکروسکوپی به واحدهای زیر تقسیم می‌شوند که در فصل سوم با موضوع پتروگرافی نیز به طور کامل تشریح خواهند شد:

۱- گابرو ۲- گابرو دیوریت ۳- دیوریت ۴- کوارتز دیوریت ۵- گرانودیوریت ۶- گرانیت ۷- آلکالی فلدسپار گرانیت ۸- دایک‌های نسل دوم (دایک‌های سین پلوتونیک آندزیتی) (D₂) ۹- آپلیت‌ها ۱۰- آنکلاوهای میکروگرانولار

سنگ‌های سازنده قطب بازیگ- حدواسط شامل گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت و کوارتز دیوریت هستند و اکثراً در بخش‌های مرکزی توده مورد مطالعه رخنمون دارند. توده‌های جوان‌تر اسیدی شامل گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت در حواشی توده مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۲۷). همچنین بررسی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی و بررسی‌های صحرایی مؤید وجود یک منطقه بندی معکوس یعنی حضور سنگ‌های مافیک‌تر (گابرو، دیوریت) در مرکز و سنگ‌های فلسیک (گرانودیوریت، گرانیت)، در حاشیه این توده است. این منطقه بندی حاصل رقابت بین آهنگ‌های جایگزینی و سرد شدن ماگما و وجود مناطق تغذیه کننده ماگما در بخش‌های داخلی‌تر این توده است. اگر ماگما به سرعت جایگزین شود، ماگماهای بعدی که در عمق در حال جدایش هستند، با کنار زدن ماگمای قبلی در مرکز متمرکز می‌شوند و یک منطقه بندی عادی شامل حضور بخش‌های مافیک در حاشیه و بخش‌های فلسیک در مرکز، ایجاد می‌شود. در مقابل، اگر آهنگ جایگزینی آرام بوده و ماگما فرصت کافی برای سرد شدن و انجماد داشته باشد، پیش از ورود ماگمای جدید سخت می‌شود و ماگمای جدید نیروی کافی برای نفوذ در مرکز بسته منجمد شده قبلی را ندارد و در حاشیه‌های آن تزریق می‌شود. در نتیجه، یک منطقه بندی وارون شامل حضور سنگ‌های مافیک در مرکز و سنگ‌های روشن در حاشیه ایجاد می‌شود (ویگنرس، ۲۰۰۴). در این منطقه نیز ورود ماگمای مافیک به درون پوسته، با سرد شدن آرام و تبلور آن همراه بوده است. نشانه‌های این نفوذ، توده‌های کوچک گابرویی- دیوریتی و دایک‌های آندزیتی پیش‌رس هستند که در بخش‌های دیرتر نفوذ کرده توده (فلسیک)، شناورند.



شکل ۲-۲۷- طرح نمادین توده گرانیتوئیدی ظفرقند با توجه به ترکیب سنگ شناسی آن و ترتیب قرارگیری بخش‌های سازنده آن نسبت به هم (گوانجی، ۱۳۸۹).

۲-۲-۳-۱- گابرو

گابروها یک رخنمون مجزاً را به خود اختصاص می‌دهند و با طول جغرافیایی ۳۶۶۷۵۷۸ و عرض جغرافیایی ۶۲۸۰۲۸ بر حسب UTM در نیمه شمالی توده در شمال غرب روستای ماریین رخنمون دارند. گابروها و دیوریت‌ها در مقایسه با گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها حجم بسیار اندکی از توده مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند. گابروها مافیک‌ترین بخش توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشند. گابروها دارای رنگ سبز تیره تا سیاه و خاکستری می‌باشند (شکل ۲-۲۸). این سنگ‌ها دانه درشت، دانه متوسط تا دانه ریز هستند. در برخی نقاط گابروها توسط گرانیت‌ها قطع می‌شوند و در جای دیگر زبانه‌ای از گرانیت به داخل گابرو نفوذ کرده است که مجموع این شواهد بیانگر جوان‌تر بودن بخش‌های فلسیک نسبت به بخش‌های مافیک- حدواسط می‌باشد (شکل‌های ۲-۲۹ و ۲-۳۰).



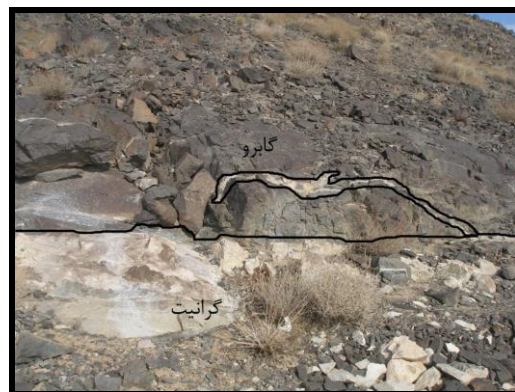
شکل ۲-۲۹- تصویری از رگه‌های گرانیتی که سنگ‌های گابرویی را قطع کرده‌اند و معرف جوان‌تر بودن آنها می‌باشد.



شکل ۲-۲۸- نمای کلی سنگ‌های گابرویی.



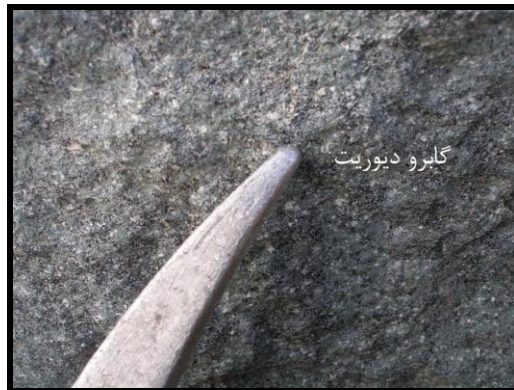
شکل ۲-۳۰- قطع شدن گابروها توسط سنگ‌های گرانیتی- گرانودیوریتی.



۲-۲-۳-۲- گابرو دیوریت

گابرو دیوریت‌های منطقه، سنگ‌های دانه ریز تا دانه درشتی هستند که رنگ آنها از سبز تیره تا سیاه متغیر است. این سنگ‌ها غالباً به صورت توده‌های نفوذی کوچک همراه با گابروها رخنمون دارند. ترکیبات گابرو دیوریتی از فراوانی کمتری نسبت به گابروها برخوردارند و در مجموع وسعتی کمتر از یک کیلومتر مربع را به خود اختصاص می‌دهند. بر اثر تبلور تفریقی، افزایش حضور آب در ماگما،

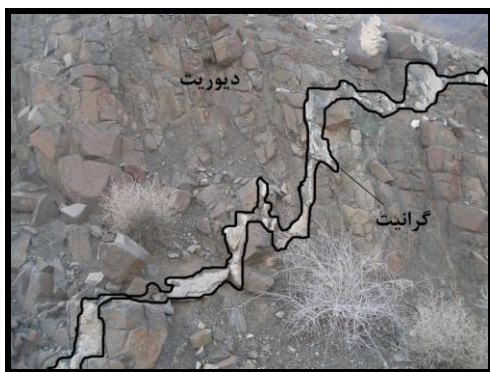
کاهش مقدار پیروکسن، حذف الیوین و افزایش کانی‌های آبدار بیوتیت و هورنبلند، ترکیب سنگ‌های گابرویی به سمت گابرویدیوریت تحول می‌یابد، که در ادامه به دیوریت و کوارتزیدیوریت هم تحول پیدا می‌کند. در نمونه دستی این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۱). برخی از این سنگها متحمل دگرسانی شده، به طوری که حاصل آن حضور اپیدوت و کلریت به رنگ سبز است.



شکل ۲-۳۱- تصویری از گابرویدیوریت‌های توده نفوذی مورد مطالعه.

۲-۳-۲- دیوریت

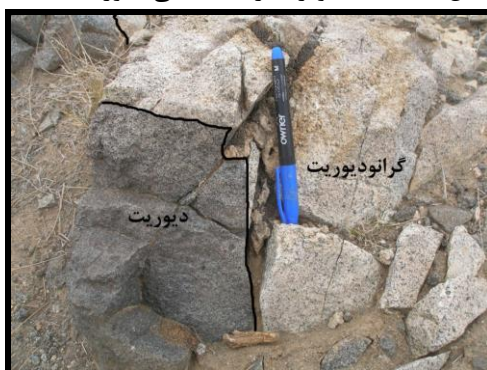
دیوریت‌ها بخش قابل توجهی از توده نفوذی ظفرقند را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۲-۳۲). دیوریت‌ها از سازندگان دیگر توده نفوذی می‌باشند که کانی‌های اصلی سازنده آن‌ها غالباً پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز می‌باشد و معمولاً در نمونه دستی قابل مشاهده می‌باشند. به سمت حاشیه‌های توده، سنگ‌ها دانه‌ریز شده و به صورت میکرویدیوریت تا میکروکوارتزیدیوریت ظاهر می‌شوند و گهگاه توسط رگه‌های آپلیتی - پگماتیتی و گرانیتی با ضخامت‌های متفاوت از یک سانتی‌متر تا چند متر قطع شده‌اند (شکل ۲-۳۳). سطح تماس بین سنگ‌های دیوریتی و گرانودیوریتی کاملاً شارپ و مشخص می‌باشد (شکل ۲-۳۴). در برخی از سنگ‌های دیوریتی به صورت موضعی تفریق‌یافتگی به سمت سنگ‌های لوکودیوریتی را شاهد هستیم (شکل ۲-۳۵)، که در برخی نقاط حتی این رگه‌ها، آنکلاوهای موجود در دیوریت‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۲-۳۶). همچنین در برخی نقاط دیوریت‌ها، در اثر ادامه فعالیت‌های گرمایی، در امتداد درزه‌ها اپیدوتی شده‌اند (شکل ۲-۳۷). وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در دیوریت‌ها مبین اختلاط ماگمای مافیک‌تر گابرویی با این سنگ‌ها می‌باشد که برخی از این آنکلاوها بعدها متحمل کلریتی شدن و اپیدوتی شدن، گردیده‌اند (شکل ۲-۳۸). همچنین حضور فراوان آنکلاوهای دیوریتی در سنگ‌های گرانودیوریتی در مرز تدریجی این دو نوع سنگ، از دیگر شواهد بارز اختلاط ماگمایی می‌باشد (شکل‌های ۲-۳۹ الف و ب).



شکل ۲-۳۳- تصویری از رگه گرانیتی در دیوریت‌ها.



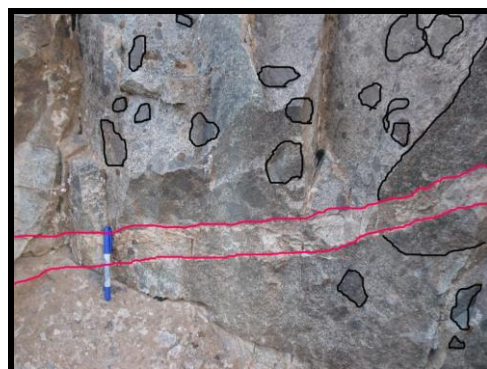
شکل ۲-۳۲- تصویری از نمای کلی دیوریت‌ها.



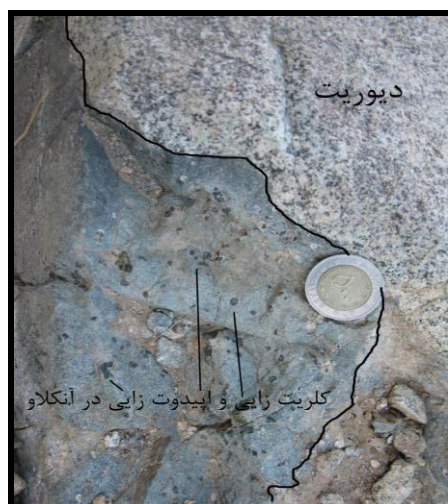
شکل ۲-۳۴- تصاویری از سطح تماس دیوریت با گرانودیوریت.



شکل ۲-۳۵- تصاویری از قطع‌شدگی دیوریت‌ها توسط لوکوادیوریت‌ها، گرانیت‌ها و پلاژیوگرانیت‌ها، در شمال غرب روستای برگهر.



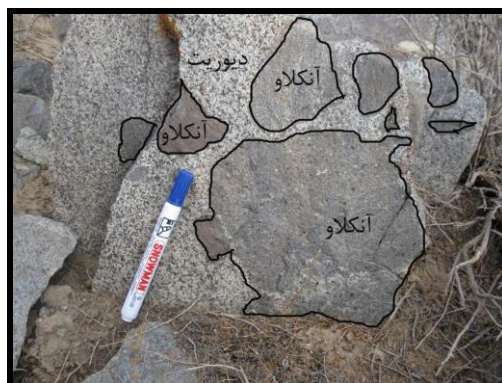
شکل ۲-۳۶- تصویری از قطع‌شدگی یک آنکلاو میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های دیوریتی حاوی آنکلاو- امتداد درزه‌ها و شکاف‌ها. شکل ۲-۳۷- تصویری از آپیدوتی شدن دیوریت‌ها در



شکل ۲- ۳۸- تصویری از آنکلاو مافیک تر در حال کلریتی و اپیدوتی شدن که در دیوریتها یافت می شود.



شکل ۲- ۳۹- ب- تصویری از گسیختگی آنکلاو میکروگرانولار مافیک دیوریتی توسط ماگمای سازنده سنگهای گرانودیوریتی. این پدیده یکی از شواهد بارز اختلاط ماگمایی می باشد.



شکل ۲- ۳۹- الف- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک دیوریتی و کوارتز دیوریتی در گرانودیوریتها که مبین اختلاط ماگمایی در این سنگها می باشد.

۲-۲-۳-۳-۱- پگماتوئید دیوریت

به طور موضعی تفریق یافتگی و تغییر رنگ در دیوریتها به تشکیل پگماتوئید دیوریتها منجر شده است (شکل های ۲-۴۰ و ۲-۴۱). ارتباط پگماتوئیدهای دیوریتی با دیوریتها و کوارتز دیوریتها به صورت تدریجی می باشد. سنگهای پگماتوئیدی مذکور کم وسعت بوده و در ابعاد چند سانتی متر تا چند متر مشاهده می شوند. علت این تفریق یافتگی افزایش مقدار بخار آب و به دنبال آن رشد سریع کانیهای آبدار می باشد که گاهی اندازه برخی از کانیهای سازنده آنها حتی به ۱۰ سانتی متر نیز می رسد (شکل ۲-۴۲). برخی اوقات همراه با این تفریق یافتگی موضعی، کانه زایی پیریت و کالکوپیریت و اپیدوت زایی هم مشاهده می شود (شکل ۲-۴۳). این امر نشان می دهد که اندک مس موجود در ماگمای سازنده این سنگها، توسط سیالات شرکت کننده در فرایند تشکیل پگماتوئید دیوریتها، را با خود حمل کرده و به طور موضعی متمرکز ساخته اند، مس مزبور همراه با آهن و گوگرد به صورت کالکوپیریت تجلی پیدا کرده است.



شکل ۲-۴۱- تفریق یافتگی موضعی در دیوریت‌ها و تشکیل پگماتونید دیوریت.



شکل ۲-۴۰- تصویری از پگماتونیدی شدن موضعی در سنگ‌های دیوریتی.



شکل ۲-۴۲- تصویری از بلورهای درشت هورنبلند در پگماتونید دیوریت‌ها، که اندازه آن‌ها گاهی به ۱۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد.



شکل ۲-۴۳- تصویری از کانه‌زایی کالکوپیریت به همراه اپیدوت‌زایی در پگماتونید دیوریت‌ها.

۲-۳-۲-۴- کوارتز دیوریت

سنگ‌های کوارتز دیوریتی رخنمون مشخصی را به خود اختصاص نمی‌دهند ولی به صورت تدریجی و تفریق یافته همراه با دیوریت‌ها یافت می‌شوند. در برخی نقاط کوارتز دیوریت‌ها با تعدادی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک همراه هستند (شکل ۲-۴۴).



شکل ۲-۴۴- تصویر از حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در کوارتز دیوریت‌ها.

۲-۳-۵- گرانودیوریت

در میان سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظرفرند گرانودیوریت‌ها حجم قابل توجهی را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها دارای ساخت گرانولار دانه متوسط هستند. اندازه دانه‌های آن‌ها بین ۱-۴ میلی‌متر متغیر است. آن‌ها غالباً در جنوب روستای اونج و در مجاورت روستای برگهر رخنمون دارند و دارای رنگ سفید مایل به کرم و خاکستری هستند (شکل ۲-۴۵).

به علت تفاوت رنگی زیاد این بخش با سنگ‌های آتشفشانی میزبان، ردیابی آن در تصاویر ماهواره-ای آسان است. سازندگان اصلی آن‌ها کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و مقادیر کمی ارتوز و بیوتیت می‌باشند که در نمونه‌های دستی قابل مشاهده هستند (شکل ۲-۴۶). ارتوز معمولاً یک کانی تأخیری بوده و در لابه‌لای سایر کانی‌ها یافت می‌شود. تجمعات کانی‌های مافیک شامل هورنبلند و بیوتیت موجود در این سنگ‌ها معرف اختلاط ماگمایی پیشرفته می‌باشد. در درون گرانودیوریت‌های منطقه، آنکلاوهایی از نوع میکروگرانولار مافیک در اشکال متنوع و اندازه‌های متغیر بین چند میلی‌متر تا چند دسی‌متر دیده می‌شود که معرف انجام فرایند اختلاط ماگمایی هستند (شکل‌های ۲-۴۷ و ۲-۴۸). دایک‌های گرانودیوریتی گسیخته شده موجود در برخی سنگ‌های گرانیتی، نشان از حمل ماگمای نیمه متبلور این آنکلاوها با حرکت ماگمای تفریق‌یافته فلسیک دارند (شکل ۲-۴۹). دایک‌های دیوریتی گسیخته شده در ابعاد مختلف به صورت شناور در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۲-۵۰ تا ۲-۵۲).

در برخی نقاط سنگ‌های گرانودیوریتی توسط دایک‌های آندزیتی همزمان با نفوذ قطع می‌شوند که در مبحث دایک‌های نسل دوم، به بررسی تفصیلی آن‌ها خواهیم پرداخت، در برخی نقاط نیز همین سنگ‌های گرانودیوریتی، دایک‌های نسل اول و میزبان آن‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۲-۵۳). سطح تماس سنگ‌های گرانودیوریتی با سنگ‌های گرانیتی لوکوکرات به صورت تدریجی می‌باشد (شکل ۲-۵۴). در توده گرانیتوئیدی ظرفرند، تفریق‌یافتگی گرانودیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها، به صورت آپوفیز و دایک‌های کوچک و بزرگ سفیدرنگ قطع کننده سنگ‌های گرانودیوریتی و یا سایر سنگ‌های مافیک‌تر، مشاهده می‌شود (شکل ۲-۵۵).



شکل ۲-۴۶- تصویری از گرانودیوریت دارای ساخت گرانولار و کانی‌های هورنبلند و پلاژیوکلاز در نمونه دستی.



شکل ۲-۴۵- ساخت گرانولار در گرانودیوریت‌ها.



شکل ۲-۴۸- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که معرف اختلاط ماگمایی در گرانودیوریت می‌باشند.



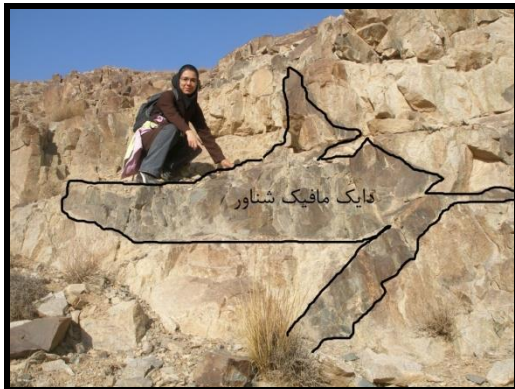
شکل ۲-۴۷- تصویری از اختلاط ماگمایی پیشرفته در گرانودیوریت که با حاشیه خمیده و کنگره‌دار آنکلاو مشخص می‌شود.



شکل ۲-۵۰- دایک‌های گسیخته شنور دیوریتی در سنگ‌های گرانودیوریتی، به شیب کم دایک‌های گسیخته شده توجه فرمایید.



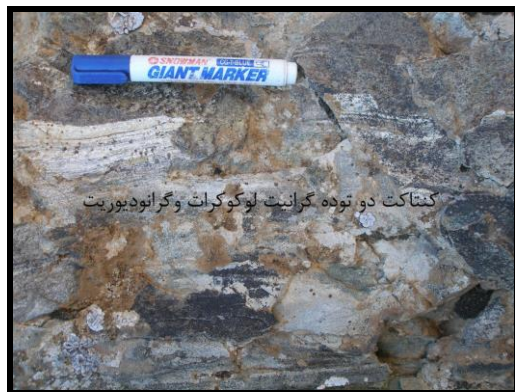
شکل ۲-۴۹- تصویر دایک دیوریتی گسیخته شده تقریباً افقی در سنگ‌های گرانودیوریتی.



شکل ۲-۵۲- تصویری از دایک تقریباً افقی دیوریتی و شناور با حاشیه‌های در حال گسیختگی، در سنگ‌های گرانودیوریتی.



شکل ۲-۵۱- تصویری از دایک گسیخته شده افقی دیوریتی- کوارتزدیوریتی و شناور در سنگ‌های گرانودیوریتی.



شکل ۲-۵۴- تصویری از سطح تماس سنگ‌های گرانودیوریتی با پلاژیوگرانیت‌ها در جنوب چاه شیرین.



شکل ۲-۵۳- تصویری از سنگ‌های گرانودیوریتی که دایک‌های نسل اول و آندزیت‌های میزبان را قطع کرده‌اند.



شکل ۲-۵۵- تفریق یافتگی گرانودیوریت به آلکالی فلدسپارگرانیت.

۲-۳-۶- گرانیت

گرانیت‌ها بخش اندکی از توده گرانیتوئیدی ظرفرند را شامل می‌شوند و معمولاً بخش‌های بسیار تفریق یافته توده گرانیتوئیدی ظرفرند را تشکیل می‌دهند و به صورت دایک، آپوفیز، رگه و رگچه، اکثراً در بخش‌های شمال و شمال غرب توده رخنمون دارند (شکل ۲-۵۶). این سنگ‌ها در مشاهدات صحرائی به رنگ سفید مایل به خاکستری روشن دیده می‌شوند، آن‌ها دانه‌ریز بوده و بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهند. اندازه دانه‌ها در حاشیه توده، کاهش می‌یابد که احتمالاً نشانه سرد

شدگی سریع در بخش‌های حاشیه‌ای است (شکل ۲-۵۷). سطح تماس گرانیت با سنگ‌های مافیک به صورت شارپ می‌باشد، اما در برخی موارد آنکلاوهای مافیک به اشکال خمیر دندان مانند به داخل گرانیت‌ها وارد شده است یا توسط ماگمای گرانیتی کنده و حمل شده است، این امر بیانگر آنست که توده‌های گرانیتی همزمان تا بعد از توده‌های مافیک ایجاد شده‌اند (شکل ۲-۵۸).

از آنجا که این گرانیت‌ها در اعماق کم جایگزین شده‌اند و حرارت زیادی نداشته‌اند، بر سنگ‌های میزبان خود چندان اثر گذار نبوده‌اند. همچنین در این سنگ‌ها کانی‌های اپیدوت و کلریت به فراوانی تشکیل شده‌اند، تشکیل این کانی‌ها در ارتباط با سیالات تشکیل شده در طی مراحل نهایی تبلور ماگما می‌باشد. در اثر گرمای توده گرانیتی، برخی از آنکلاوهای موجود در این سنگ‌ها، متحمل کلریت‌زایی و فلدسپات‌زایی شده‌اند (شکل ۲-۵۹ و ۲-۶۰). گرانیت‌های توده مورد مطالعه در برخی نقاط، توسط دایک‌های نسل دوم قطع می‌شوند و در برخی نقاط دیگر همین گرانیت‌ها، سنگ‌های میزبان و دایک‌های نسل اول را قطع می‌کنند (شکل‌های ۲-۶۱ و ۲-۶۲). در برخی نقاط قطعات بزرگی از سنگ‌های میزبان به صورت شناور، در گرانیت‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲-۶۳).



شکل ۲-۵۷- پگماتیستی شدن همراه با تفریق یافتگی از گرانودیوریت به گرانیت.



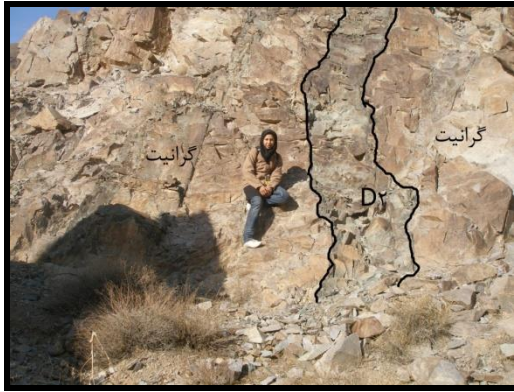
شکل ۲-۵۶- سطح تماس بین سنگ‌های گرانیتی با سنگ‌های میزبان آندزیتی در غرب روستای برگهر.



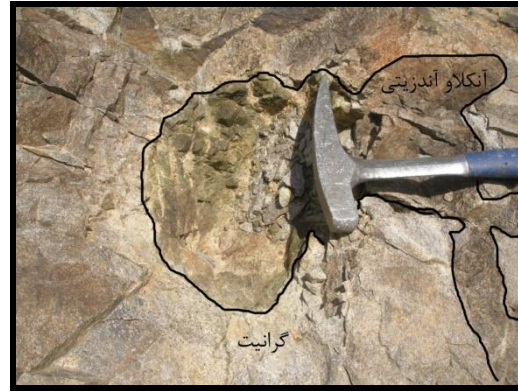
شکل ۲-۵۹- تصویری از آنکلاو میکروگرانولارمافیک در سنگ‌های گرانیتی که در آن کلریتی شدن و فلدسپاتی شدن صورت گرفته است.



شکل ۲-۵۸- سطح تماس بین گرانیت و آنکلاومیکروگرانولار مافیک، به نحوه نفوذ خمیر دندان مانند ماگمای مافیک به درون گرانیت توجه فرمایید.



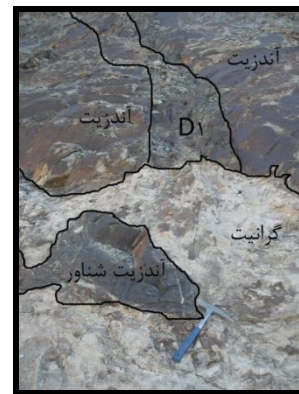
شکل ۲-۶۱- تصویری از دایک‌های نسل دوم (D2) که سنگ‌های گرانیتی را قطع کرده‌اند.



شکل ۲-۶۰- تصویری از آنکلاو آندزیتی موجود در سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه.



شکل ۲-۶۳- تصویری از سطح تماس گرانیت و آندزیت میزبان. به توده‌های نسبتاً بزرگ شناور شده در گرانیت توجه فرمایید.



شکل ۲-۶۲- تصویری از قطع‌شدگی دایک آندزیتی نسل اول و آندزیت میزبان آن، توسط گرانیت. به سنگ میزبان شناور در گرانیت توجه فرمایید.

۲-۳-۷- آلكالی فلدسپار گرانیت

سنگ‌های آلكالی فلدسپار گرانیتی، حجم کمی را نسبت به سایر سنگ‌ها، به خود اختصاص می‌دهند. این سنگ‌ها به رنگ سفید تا خاکستری هستند و در منطقه شمال شرق ماربین و شمال و جنوب چاه‌شیرین رخنمون دارند (شکل ۲-۶۴). در نمونه دستی دانه ریز تا بسیار ریز هستند. در حاشیه توده پلاژیوگرانیتی جنوب چاه‌شیرین گسل خوردگی و میلونیتی شدن دیده می‌شود (شکل ۲-۶۵). با ادامه تفریق ماگما و با افزایش درصد پلاژیوکلازهای سدیک‌تر و کمی ارتوکلاز، ترکیب ماگما از گرانیت به سمت آلكالی فلدسپار گرانیت تحول پیدا کرده است. همچنین در برخی سنگ‌های گرانودیوریتی نیز شاهد تفریق‌یافتگی تا حد سنگ‌های آلكالی فلدسپار گرانیت می‌باشیم (شکل ۲-۶۶). در برخی نقاط دایک‌های آلكالی فلدسپار گرانیتی، گرانودیوریت‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۲-۶۷).



شکل ۲-۶۴- نمای کلی پلاژیوگرانیته‌ها در الف- جنوب چاه شیرین و ب- شمال غرب ماربین.



شکل ۲-۶۶- تصویری از تفریق یافتگی گرانودیوریت

شکل ۲-۶۵- تصویری از گسل خوردگی و میلونیته شدن در حاشیه توده پلاژیوگرانیته.

و تحوّل آن به آلکالی فلدسپار گرانیته.

شدن در حاشیه توده پلاژیوگرانیته.



شکل ۲-۶۷- تصویری از قطع شدگی گرانودیوریت‌ها توسط دایک پلاژیوگرانیته.

۲-۲-۳-۸- دایک‌های نسل دوم (دایک‌های آندزیتی همزمان با توده نفوذی^۱) (D₂)

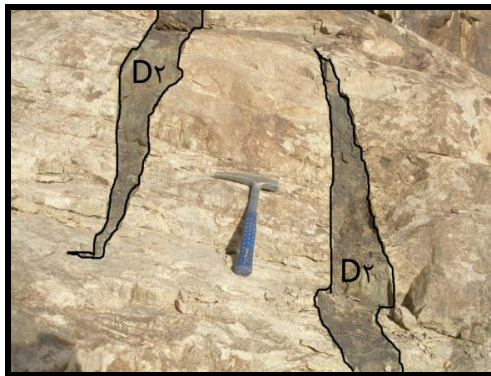
دایک‌ها از دیگر سازندگان توده نفوذی مورد بحث هستند که با طول‌های متفاوت که گاهی تا صدها متر می‌رسند، توده گرانیتوئیدی ظرفرند را قطع می‌کنند. برای تمایز قائل شدن بین این دایک-

۱-Syn- plutonic

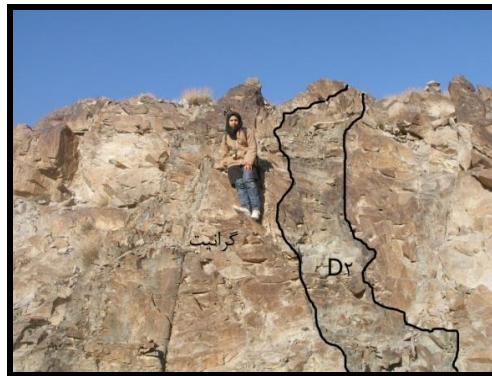
ها و دایک‌های نسل اول آن‌ها را دایک‌های نسل دوم نامیدیم (شکل ۲-۶۸). دایک‌های نسل دوم نسبت به دایک‌های نسل اول از فراوانی بسیار کمتری برخوردار هستند و تعداد آن‌ها انگشت شمار می‌باشد، با این وجود از لحاظ بررسی سیر تحولی توده نفوذی مورد مطالعه دارای اهمیت بسیار زیادی می‌باشند. از مشخصات بارز این دایک‌ها می‌توان به رنگ سیاه، سبز تیره یا خاکستری مایل به سبز، بافت پورفیری و حاشیه انجماد سریع آن‌ها اشاره کرد. در برخی مناطق ضخامت این دایک‌ها در امتداد طول آن‌ها به دلیل تغییر پهناي باز شدگی آن‌ها، تغییر کرده و با کاهش ضخامتشان به صورت نيزه‌ای و زبانی شکل مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۶۹).

در برخی نقاط با توجه به سینوسی بودن حاشیه برخی از این دایک‌ها و مرز انحناءدار یا کنگره مانند دایک‌ها و همچنین در نظر گرفتن سایر ویژگی‌ها این دایک‌ها از نوع دایک‌های همزمان با توده نفوذی قلمداد می‌شوند (پیچر^۲، ۱۹۹۳) و اختلاف سنی قابل ملاحظه‌ای با توده گرانیتوئیدی میزبانشان ندارند (شکل‌های ۲-۷۰ و ۲-۷۱).

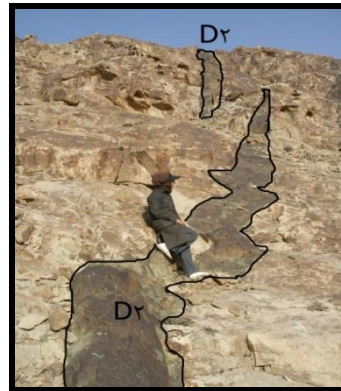
این سنگ‌ها عمدتاً دارای بافت پورفیری تا پورفیروئیدی هستند و حاوی هورنبلند، پلاژیوکلاز و ندرتاً کوارتز می‌باشند. در نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی برخی از این دایک‌ها اپیدوتی شده-اند (شکل ۲-۷۲).



شکل ۲-۶۹- تصویری از دایک‌های نسل دوم که در بخش انتهایی خود نيزه‌ای شکل دیده می‌شوند.



شکل ۲-۶۸- تصویری از دایک نسل دوم که گرانودیوریت‌ها را قطع کرده است.



شکل ۲-۷۰- تصویر از دایک‌های سین پلوتونیک با حاشیه سینوسی شکل در توده نفوذی مورد مطالعه.



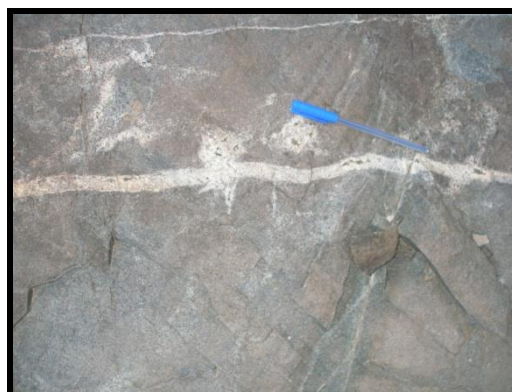
شکل ۲-۷۲- تصویری از اپیدوت‌زایی در یک دایک سین‌پلوتونیک در توده نفوذی مورد مطالعه.



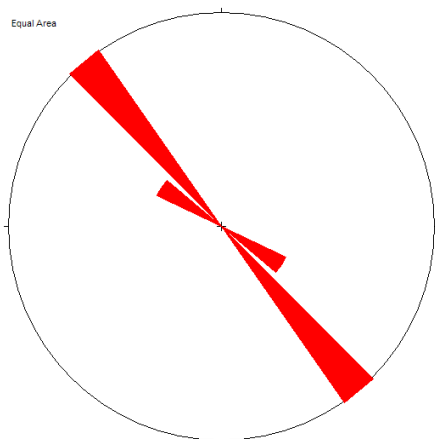
شکل ۲-۷۱- تصویری از تغییر ضخامت دایک نسل دوم قطع‌کننده سنگ‌های گرانیتی.

۲-۳-۲-۹- آپلیت‌ها

رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی-گرانیتی (که نشان از ماگمای گرانودیوریتی بسیار تفریق‌یافته می‌باشد) در عکس‌های ماهواره‌ای قابل مشاهده هستند. این رگه‌ها و دایک‌ها روشن بوده و از پلاژیوکلاز، کوارتز و به مقدار کمتر هورنبلند تشکیل شده‌اند (شکل ۲-۷۳ و ۲-۷۴). رگه‌های آپلیتی اکثراً فاقد دگرسانی بوده و کاملاً سالم هستند، لذا دگرسانی‌های موجود در گرانیت‌ها، در زمانی بسیار نزدیک به تشکیل آن‌ها و قبل از خاتمه تبلور سنگ صورت گرفته است. تشکیل رگه‌های آپلیتی مذکور، پس از دگرسانی و در ارتباط با آخرین فعالیت‌های ماگمایی گرانیت‌ها می‌باشد. رگه‌های آپلیتی در نمونه دستی ریزدانه و روشن بوده و ساخت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا دانه‌ای بی‌شکل نشان می‌دهند. با توجه به رگه‌ها و دایک‌های آپلیتی مشاهده شده در عکس‌های ماهواره‌ای، رزدیگرام مربوطه رسم گردید (شکل ۲-۷۵). با توجه به رزدیگرام رسم شده اکثر آپلیت‌های مذکور دارای امتداد شمال‌غرب-جنوب شرق با آزیموت حدود ۳۱۰ تا ۳۲۰ درجه می‌باشند. آپلیت‌های مذکور با جهت شکستگی‌ها و گسل‌های عمیق و مهم منطقه هم‌جهت می‌باشند.



شکل ۲-۷۳- تصویری از رگه‌های آپلیتی گرانیتی که سنگ‌های گرانیتوئیدی را قطع می‌کنند.



شکل ۲-۷۴- تصویر ماهواره‌ای نشان‌دهنده رگه‌ها یا دایک‌های آپلیتی قطع‌کننده توده گرانیتوئیدی ظفرقند، بر گرفته از Google earth.

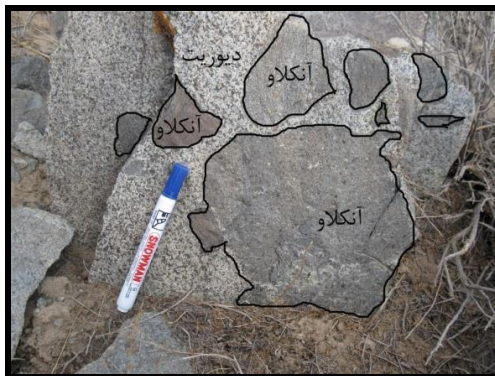
شکل ۲-۷۵- رزدیگرامی از آپلیت‌های قطع‌کننده توده نفوذی مورد مطالعه.

۲-۳-۱۰- آنکلاوهای میکروگرانولار

در سنگ‌های گرانیتوئیدی ظفرقند آنکلاوهای میکروگرانولار با دو ترکیب مافیک (دیوریت و کوارتزدیوریت) و فلسیک وجود دارند. (شکل‌های ۲-۷۶ و ۲-۷۷). بخش عمده آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه از نوع آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک می‌باشند. شکل این آنکلاوها گرد، بیضوی تا بی‌شکل و دارای حاشیه‌های گردشده یا کنگره‌دار می‌باشند و در برخی حالات جهت‌یافتگی بارزی نشان می‌دهند. کشیدگی در آنکلاوها متأثر از تفاوت گرانیروی، فشار مؤثر بر آنکلاوها در زمان جریان ماگما و سرعت جریان همرفتی در اتاق ماگمایی، در جهت‌های مختلف جریان می‌باشد (آروین، ۲۰۰۴) (شکل ۲-۷۸). آثار متاسوماتیسم تحمیل شده بر آن‌ها در طی اقامت آن‌ها در ماگمای گرانودیوریتی به صورت فلدسپارزایی و کلریت‌زایی در نمونه دستی و در مقاطع نازک قابل رؤیت است (شکل ۲-۷۹). این آنکلاوها در حوالی روستای برگهر دارای فراوانی چشمگیری هستند و اندازه برخی از آن‌ها به بیش از یک متر نیز می‌رسد. قطعات بزرگی از آنکلاوهای مافیک به صورت مگاآنکلاو و شاید دایک‌های گسیخته شده در سنگ‌های فلسیک مشاهده می‌شود، به گونه‌ای که آن‌ها را می‌توان قطعات شکسته شده بزرگتری تصور نمود که ماگمای فلسیک در بین آن‌ها نفوذ کرده ولی قادر به هضم آن‌ها نبوده است (شکل ۲-۸۰). در برخی مناطق، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های

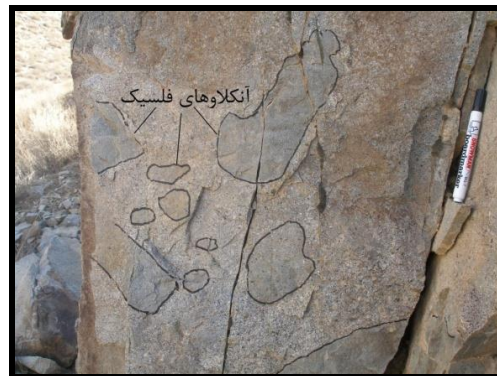
چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر در این سنگ‌ها یافت می‌شوند که سطح تماس آن‌ها با سنگ‌های میزبان غالباً واضح نیست و یک منطقه واکنشی بین آنکلاو و سنگ میزبان وجود دارد. بین ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و میزبان آن‌ها یک تطابق قوی وجود دارد. به نظر می‌رسد که این شباهت هم از طریق تبادلات شیمیایی و بلوری از سطح تماس صورت می‌گیرد و هم از منشأ یکسان آن‌ها ناشی می‌شود. به عبارتی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در حقیقت بخش تبلور یافته اولیه ماگمای دیوریتی هستند که سپس توسط ماگمای گرانودیوریتی - گرانیتی حمل شده‌اند و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند.

حضور آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک تر یا فلسیک تر از سنگ میزبان، یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I است (دیدیه، ۱۹۸۲). وجود مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در زمینه سنگ‌های گرانیتوئیدی میزبان‌شان، اختلاط و آرایش ماگمایی را بین ماگمای مافیک و فلسیک هم‌سن‌شان تأیید می‌کند (بزننگ، ۲۰۰۷؛ آروین، ۲۰۰۴؛ دوریس و همکاران، ۱۹۹۰) (شکل‌های ۲-۸۲ تا ۲-۸۵).



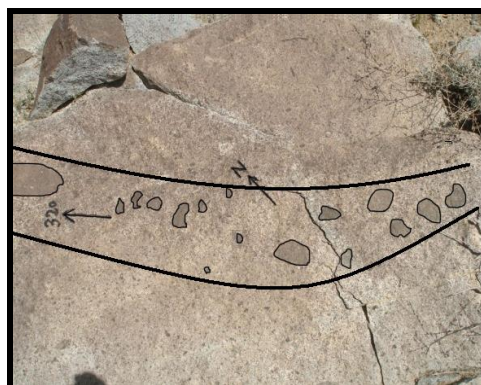
شکل ۲-۷۷- تصویری از آنکلاوهای مافیک در توده

نفوذی مورد مطالعه.



شکل ۲-۷۶- تصویری از آنکلاوهای فلسیک در توده

نفوذی مورد مطالعه.

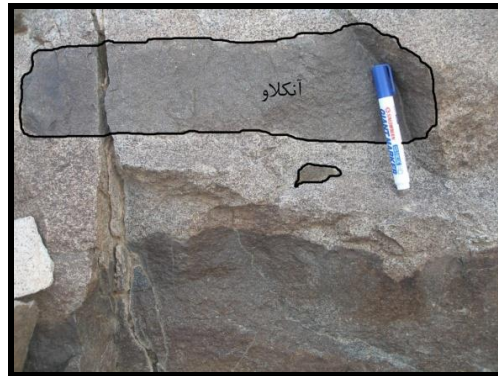


شکل ۲-۷۸- تصویری از فراوانی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده گرانیتوئیدی ظفرقند. آنکلاوها در جهت

N 40 W انتشار پیدا کرده‌اند.



شکل ۲-۷۹- تصاویری از آنکلاوهای کلریتی شده با حاشیه دارای فلدسپارزایی.



شکل ۲-۸۰- تصاویری از آنکلاوها و دایک‌های گسیخته شده تقریباً افقی که در نزدیک روستای برگهر یافت می-شوند.



شکل ۲-۸۲- تصویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با حاشیه سینوسی و در حال گسیخته شدن در سنگ‌های فلسیک توده گرانیتوئیدی ظرفرند که مبین اختلاط ماگمایی می‌باشد.

شکل ۲-۸۱- تصویری از حاشیه سینوسی شکل آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که معرف اختلاط ماگمایی، در سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظرفرند می-باشد.



شکل ۲-۸۳- تصاویری از گسیختگی توده‌های مافیک- حدواسط و تشکیل آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک.



شکل ۲-۸۴- تصویری از فراوانی آنکلاوهای موجود در سنگ‌های فلسیک توده نفوذی مورد مطالعه که آشفته‌گی و اختلاط ماگمایی را در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد.

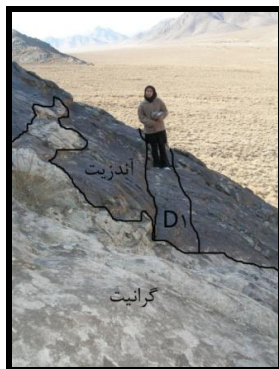
۲-۲-۴-ارتباط بین سنگ‌های مافیک - حدواسط، فلسیک و سنگ‌های میزبان

سنگ‌های مافیک- حدواسط، تقریباً در امتداد دو راستای شمال غربی و جنوب شرقی رخنمون دارند و غالباً در بخش‌های مرکزی توده نفوذی دیده می‌شوند. دسته دیگر سنگ‌های فلسیک (اسیدی) شامل گرانودیوریت، گرانیت، الکالی‌فلدسپارگرانیت و پلاژیوگرانیت هستند. رخنمون سنگ‌های فلسیک غالباً در حواشی توده نفوذی مخصوصاً حاشیه غربی و شمال غربی مشاهده می‌گردد. معمولاً یک سیر تدریجی تفریقی بین هر یک از این گروه‌های سنگی وجود دارد. بخش گرانیتی و گرانودیوریتی از بخش گابرویی و دیوریتی جوان‌تر است. شواهد صحرایی این امر را تأیید می‌کند.

آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها، گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها به صورت دایک، استوک و آپوفیز و یا رگه و رگچه در سنگ‌های گابرویی، دیوریتی و کوارتز دیوریتی نفوذ کرده‌اند یا آن‌ها را قطع نموده‌اند. در برخی موارد رگه‌های آپلیتی گرانیتی سنگ‌های گروه فلسیک را قطع می‌کنند. گاهی رگه یا رگچه-هایی از سنگ‌های فلسیک، سنگ‌های میزبان آندزیتی یا آتشفشانی - رسوبی و دایک‌های نسل اول را نیز قطع می‌کنند. مرز بین سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک به صورت سینوسی است که نشان از نفوذ ماگمای فلسیک در زمانی دارد که ماگمای مافیک حدواسط هنوز داغ بوده و حالت خمیری داشته است (شکل‌های ۲-۸۵ و ۲-۸۶). مرز سینوسی مذکور همزمانی تقریبی جایگزینی دو گروه

سنگی را تأیید می‌کند. به علاوه تکه‌هایی از سنگ‌های دیوریتی به شکل آنکلاو در سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی مشاهده شده است.

از آنجایی که مرز بین گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها تدریجی است، لذا مرزبندی مشخصی در نقشه زمین‌شناسی برای آن‌ها در نظر گرفته نشده است، با این وجود در جنوب چاه شیرین و شمال مبارکه دو استوک یا آپوفیز کوچک پلاژیوگرانیتی سنگ‌های میزبان خود را قطع کرده‌اند و دارای رخنمون مشخصی هستند که در نقشه زمین‌شناسی به عنوان لوکوگرانیت معرفی شده‌اند. این سنگ‌ها دارای مقدار بسیار کمی از کانی مافیک می‌باشند. در نمونه دستی سفید و دانه‌ریز می‌باشند.



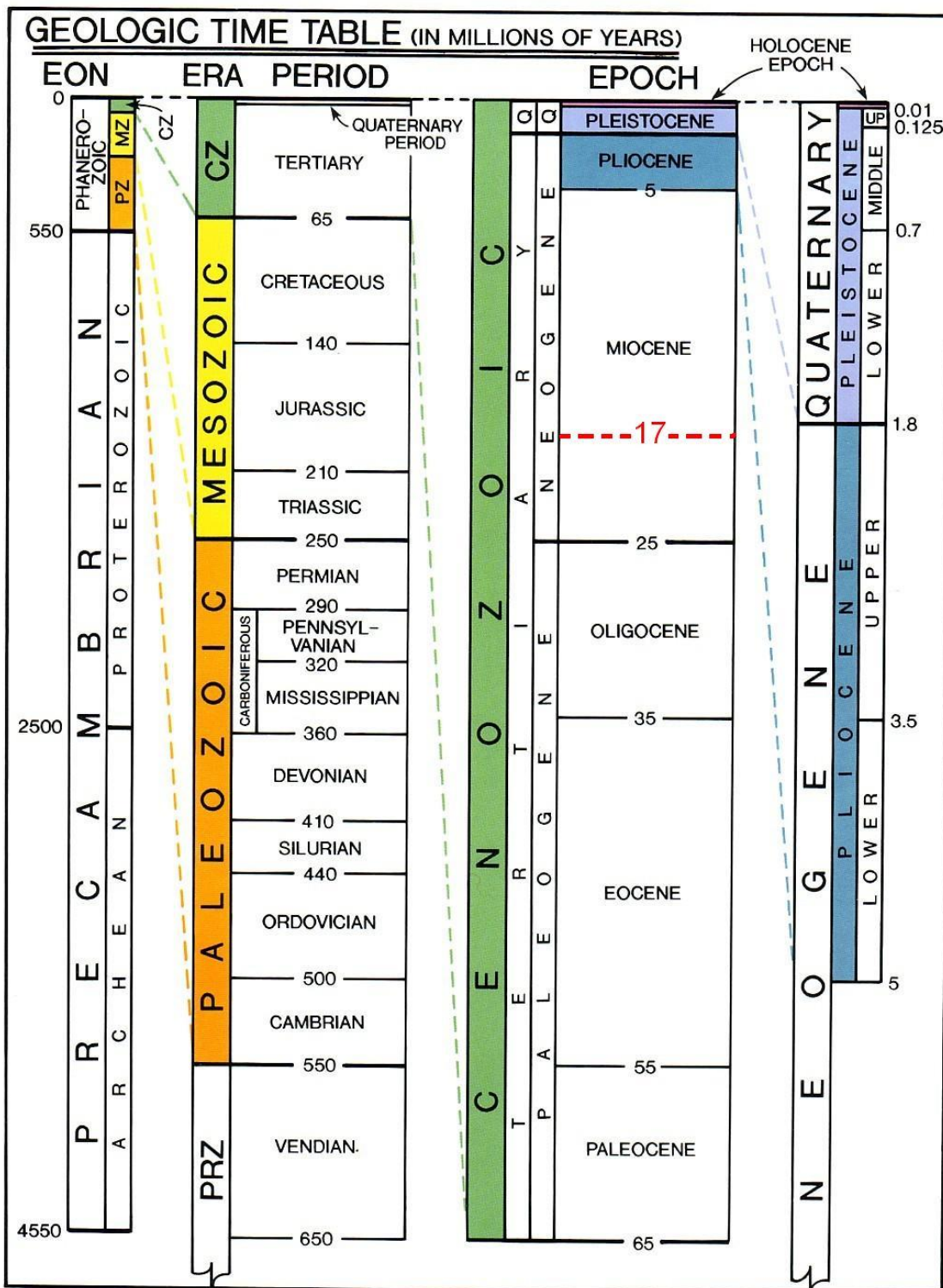
شکل ۲- ۸۶- تصویری از زبانه گرانیتی که به داخل سنگ‌های میزبان آندزیتی نفوذ کرده است. به قطع شدگی دایک نسل اول (D₁) توسط توده گرانیتی توجه فرمایید.



شکل ۲- ۸۵- تصویری از نفوذ سنگ‌های پلاژیوگرانیتی به درون سنگ میزبان آندزیتی.

بربریان و بربریان (۱۹۸۱) سن توده‌های نفوذی ظفرقند را بین ۲۰ تا ۳۳ میلیون سال تخمین زده‌اند، که با توجه به شواهد صحرایی و مطالعات انجام شده، سن حدود ۲۰ میلیون سال صحیح‌تر می‌باشد.

توده‌های فلسیک و مافیک، سنگ‌های آتشفشانی کمی چین‌خورده ائوسن را قطع می‌نمایند. بنابراین سن این توده‌ها بایستی جوان‌تر از ائوسن باشد. به گفته پورحسینی (۱۹۸۲) احتمالاً سن بخش‌های بازیک توده مورد مطالعه قدیمی‌تر از گرانیت‌ها و حدود ۳۳ میلیون سال می‌باشد. همچنین عمیدی (۱۹۷۵) سن سنگ‌های نفوذی را ۱۷ میلیون سال گزارش کرده است که با توجه به شواهد صحرایی به ویژه اختلاط ماگمایی و آنکلاوهای دارای حاشیه‌های انحناءدار، سن تعیین شده منطقی می‌باشد و وجود پدیده اختلاط ماگمایی در مرز سنگ‌های گابرو- دیوریتی و گرانودیوریتی- گرانیتی معرف جایگزینی تقریباً همزمان بخش بازیک و اسیدی می‌باشد (شکل ۲- ۸۷).



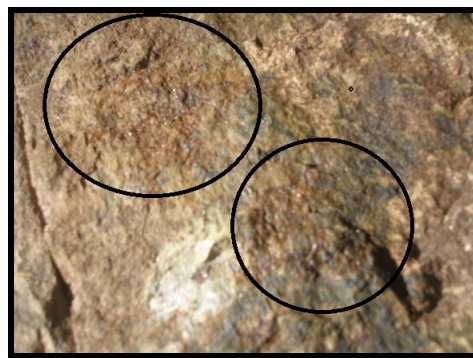
شکل ۲-۸۷- زمان تقریبی تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند با توجه به تعیین سن‌های تعیین شده توسط عمیدی (۱۹۷۵) و دگرگونی مجاورتی تحمیل شده بر سنگ‌های آهکی میزبان به سن میوسن در مناطق همجوار و در مجاورت توده‌های نفوذی مشابه از جمله توده‌های گرانیتوئیدی قمصر- قهرود- کاموی کاشان.

همه شواهد گفته شده در بالا و همچنین با توجه به ترتیب تبلور تفریقی سنگ‌های مذکور، ترتیب سنی و جایگزینی به صورت زیر برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، آشکار و تأیید می‌شود که از قدیم به جدید عبارتند از:

سنگ‌های میزبان ← دایک‌های نسل اول ← سنگ‌های مافیک - حدواسط ← سنگ‌های فلسیک ← دایک‌های نسل دوم

۵-۲-۲- پیامدهای جایگزینی توده نفوذی ظفرقند

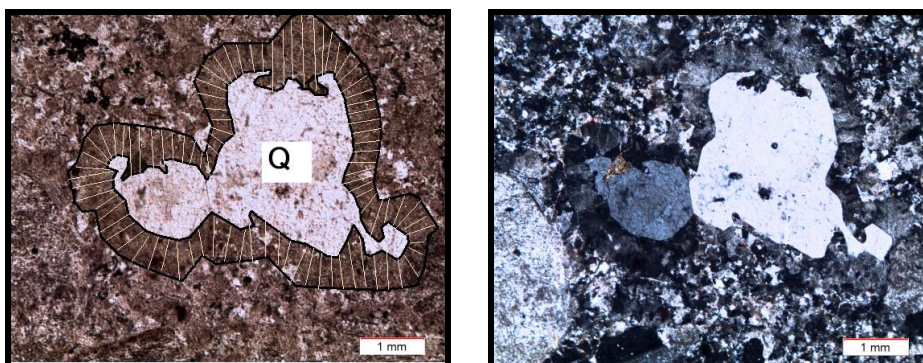
الف - تشکیل گارنت در درز و شکاف‌های سنگ‌های آندزیتی: همانطور که اشاره شد سنگ‌های درونگیر توده‌های نفوذی مورد بحث بسیار متنوع هستند. گرانیتوئیدها نهشته‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و باعث دگرگونی مجاورتی در مقیاس محدود شده که از آن جمله می‌توان به تشکیل دانه‌های ریز گارنت در سنگ‌های میزبان در شمال لامحمود^۲ اشاره کرد (شکل ۲-۸۸). این گارنت‌ها دارای رنگ قهوه‌ای - شکلاتی هستند و به صورت قشر کم ضخامت بر روی سطوح درزه‌ها رشد کرده‌اند. با توجه به ضخامت بسیار کم این گارنت‌ها امکان تهیه مقطع از این سنگ‌ها فراهم نشد. با این وجود ترکیب احتمالی آن‌ها می‌تواند در حد گروسولار - آندرادیت باشد. این گارنت‌ها حاصل چرخش سیالات گرمایی در سنگ‌های توفی - کربناته و تبلور گارنت‌های کلسیم‌دار در درز و شکاف‌ها می‌باشند. لازم به ذکر است در محل مورد مشاهده گارنت‌ها در درزه - های موجود در سنگ‌های آندزیتی تشکیل شده‌اند و مبین آنست که این سیالات به درون درز و شکستگی‌های سنگ‌های آندزیتی راه پیدا کرده‌اند. در حاشیه توده گرانیتوئیدی نراق که در نزدیکی شهر نراق رخنمون دارد، سنگ‌های توفی - کربناته متحمل دگرگونی مجاورتی شده و گارنت از نوع گروسولار - آندرادیت در آن‌ها تشکیل شده است (صادقیان، ۱۳۸۱).



شکل ۲-۸۸- تصویر ماکروسکوپی مبین دگرگونی مجاورتی و تشکیل گارنت در سنگ‌های میزبان آندزیتی.

۱- لامحمود نام مزرعه‌ای در جنوب برگهرمی باشد.

ب- **دویتریفیکاسیون**: در شمال ماربین در محدوده‌ای به وسعت حدود ۵۰۰ مترمربع سنگ‌های آتشفشانی تخریبی تغییر رنگ قابل توجهی را نشان می‌دهند. اپیدوت‌زایی در سنگ‌های این محل مشاهده می‌شود. مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها نشان می‌دهند که حاشیه‌ای از اسفرولیت‌های تازه تشکیل شده، فنوکریست‌های کوارتز دارای حاشیه خلیجی را در بر می‌گیرد. این حاشیه فیبری شکل نماد بارزی از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های آتشفشانی میزبان است. همچنین این حاشیه‌ها حاصل تبلور مجدد یا دویتریفیکاسیون می‌باشد (شکل ۲-۸۹).



شکل ۲-۸۹- تصاویر میکروسکوپی از حاشیه دوباره تبلور یافته اطراف بلورهای دارای خلیج‌خوردگی کوارتز یا دویتریفیکاسیون در سنگ‌های میزبان ریوداسیتی (XPL, PPL).

ج- **اپیدوت‌زایی**: در بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی به علت فعال بودن منطقه از لحاظ تکتونیکی و وجود شکستگی‌های فراوان در بعضی سنگ‌ها، پروپیلیتی شدن به وضوح دیده می‌شود که همه آن‌ها شواهدی از تأثیر و عملکرد محلول‌های هیدروترمال و سیالاتی می‌باشند که یا منشأ جوی داشته و حرارت لازم را از توده کسب نموده‌اند و یا اینکه توسط ماگما و در مراحل پایانی تبلور از خود توده نشأت گرفته‌اند و توسط مجاری حاصل از شکستگی‌ها، باعث اپیدوت‌زایی در مقیاس گسترده و تمرکز آهن به صورت الیژیست، در سنگ‌های میزبان شده‌اند (شکل ۲-۹۰).

تأثیر محلول‌های گرمایی در توده علاوه بر تغییر رنگ دایک‌ها به خاکستری مایل به سبز بر اثر اپیدوتی شدن، باعث شده است کانی هورنبلندسبز به مجموعه‌ای از کانی‌های کلسیت، اپیدوت و کلریت دگرسان شود.

کلریتی شدن هورنبلندسبز و پیروکسن با خروج مقداری کلسیم از این کانیها همراه است. کلسیم آزاد شده با توجه به شرایط محیطی حاکم بر سنگ به کلسیت و یا اپیدوت تبدیل شده است. یعنی اگر مقدار CO_2 در محیط زیاد باشد، کلسیم ترجیحاً کلسیت می‌سازد و اگر آب یا مقداری آلومینیم در محیط باشد، کلسیم جهت ساخت اپیدوت مصرف می‌شود. همچنین اپیدوت حاصل دگرسانی اوژیست و هورنبلندسبز (در درجه اول) و پلاژیوکلاز می‌باشد. اپیدوت‌ها غالباً بی‌شکل هستند، بخصوص انواعی که حاصل دگرسانی هورنبلندسبز می‌باشند.



شکل ۲-۹۰- تصاویری از اپیدوت‌زایی در انواع سنگ‌های میزبان.

۲-۲-۶- کواترنری (آبرفت و مخروط‌افکنه)

رسوبات آبرفتی نظیر رسوبات سازنده مخروط‌افکنه‌ها، تراس‌ها، رودخانه‌های قدیمی و جدید و رسوبات آبراهه‌ای عهد حاضر به کواترنر تعلق دارند. این واحدها جوان‌ترین تشکیلات منطقه را شامل می‌شوند.

۲-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه:

تاکون تقسیم‌بندی‌های مختلفی در مورد مرزبندی زون‌های ساختاری ایران از طرف زمین‌شناسان پیشنهاد شده است. توده گرانیتوئیدی ظفرقند در محدوده غربی پهنه ساختاری ایران مرکزی در زون ساختاری ارومیه- دختر قرار گرفته است (آقنابتی، ۱۳۸۳).

تکون ژئودینامیکی منطقه ظفرقند، متناسب با رویدادهای مختلف زمین‌ساختی ایران زمین دستخوش تغییر و تحولات فراوانی شده است. در حاشیه جنوب غربی ایران مرکزی شکستگی‌های متقاطع و گسل‌های امتداد لغزی بوجود آمده که امکان فوران‌های آتشفشانی را بخصوص در ائوسن، بیش از سایر نقاط ایران فراهم کرده است (معین وزیری، ۱۳۷۷). گسل‌ها و شکستگی‌های فراوانی در منطقه وجود دارد. اکثر گسل‌های موجود در منطقه دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق می‌باشند و به مقدار کمتر دارای روندهای شمالی- جنوبی و شرقی- غربی می‌باشند. این گسل‌ها که مطابق با روندهای آبراهه‌های اصلی منطقه هستند، همچنین باعث شکستگی و برشی شدن سنگ‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی شده‌اند. توده مورد نظر نسبتاً خرد شده است و دارای شکستگی‌های فراوان می‌باشد. در اغلب مراحل تکوینی و در همه فازهای دگرریختی، گسل امتداد لغز و راستگرد قم- زفره با روند شمال غربی - جنوب شرقی، عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری منطقه بوده است. بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و نقشه شکستگی‌های منطقه رزدیاگرام مربوط به تعدادی از شکستگی‌ها که در تصاویر ماهواره‌ای قابل ردیابی بودند، ترسیم گردید (شکل ۲-۹۱). بر اساس رزدیاگرام ترسیم شده روند کلی شمال‌غربی- جنوب شرقی برای شکستگی‌های منطقه تأیید گردید.

۲-۳-۱- گسل قم- زفره

گسل قم- زفره را می‌توان به عنوان بخشی از مرز زون سنندج- سیرجان و زون ارومیه- دختر در نظر گرفت. بر اثر عملکرد گسل قم- زفره، سازندهای مختلف شمال زفره به صورت مجاورت تکتونیکی مقابل هم قرار دارند که در آن حرکت راستگرد قائم یا تقریباً قائم قابل ملاحظه است (عمیدی، ۱۳۷۵). این گسل روند شمال غربی - جنوب شرقی دارد. نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، گسل زفره را ادامه گسل تبریز نشان می‌دهند که از ۲ کیلومتری غرب شهرستان نطنز گذشته و تا جنوب زفره ادامه می‌یابد ولی تصور می‌شود که تا باتلاق گاوخونی ادامه داشته باشد. این گسل راستگرد قائم تا نزدیک به قائم است که به طرف شرق اندکی شیب دارد و در ناحیه نطنز، سنگ‌های کرتاسه را به میزان دو کیلومتر جابه‌جا کرده است (نبوی، ۱۳۵۵). به باور گروهی از زمین‌شناسان، این گسل و گسل‌های موازی آن (گسل کاشان، گسل غرب اردستان، گسل ساوه) در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی نوار ارومیه- بزمان نقش مؤثری داشته‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳). از نظر سنی، آخرین فعالیت این گسل را باید با فعالیت‌های آتشفشانی نوار سهند- بزمان همزمان دانست، که تا کواترنر فعال بوده است (بربریان، ۱۹۷۶). گسل قم- زفره به سه بخش شمال غربی، میانی و جنوب شرقی یا میلاجرد- زفره تقسیم می‌شود که توده گرانیتوئیدی ظفرقند در بخش جنوب شرقی جای می‌گیرد (محجل و پروهان، ۱۳۸۴). در قسمت جنوب غرب منطقه، بخشی از سنگ‌های متعلق به زون سنندج- سیرجان (سنگ‌های رسوبی مزوزوئیک) توسط گسل قم- زفره در کنار سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی زون ارومیه- دختر قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۲). گسل قم- زفره یکی از عوامل اصلی مؤثر در تشکیل ساخت- های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه می‌باشد و علاوه بر تأثیر در جایگیری توده‌های نفوذی منطقه، در تشکیل ساخت‌های مورفولوژیکی منطقه نیز نقش مهمی را ایفا کرده است. همچنین سرشاخه‌های گسل قم- زفره در منطقه مورد مطالعه سبب جابجایی و خردشدگی در واحدهای سنگی مختلف شده است. بطوری‌که در شمال روستای همبر در غرب اردستان یکی از این سرشاخه‌ها سبب ایجاد زون آلتراسیونی در واحدهای آتشفشانی شده است.

از جمله مهمترین گسل‌های مرتبط با گسل قم- زفره در بخش جنوب شرقی می‌توان به گسل‌های ماربین- رنگان، گسل کچومثقال- گنجان و گسل برگهر اشاره کرد.

۲-۳-۲- گسل ماربین- رنگان

گسل امتداد لغز (احتمالاً با مؤلفه معکوس) ماربین- رنگان دارای امتداد شمال غربی- جنوب شرقی است و در انتهای غربی خود با زاویه ۳۰ درجه، گسل قم- زفره (میلاجرد- زفره) را قطع می‌کند. با توجه به شواهد مورفولوژیکی نظیر پیچش آبراهه‌ها، در حال حاضر به سمت شرق این گسل دارای مؤلفه راستگرد می‌باشد. به نظر می‌رسد گسل ماربین- رنگان که از سرشاخه‌های گسل قم- زفره در منطقه مورد مطالعه است، نقش مهمی در جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند ایفا نموده است و سبب جابجایی و خردشدگی در واحدهای سنگی مختلف شده است. توده گرانیتوئیدی ظفرقند در امتداد گسل ماربین- رنگان قرار می‌گیرد.

۲-۳-۳- گسل کچومثقال - گنجان

گسل امتدادلغز چپگرد کچومثقال با مؤلفه معکوس می‌باشد و به سمت جنوب شیب دارد (محجل و پروهان، ۱۳۸۴).

۲-۳-۴- گسل برگهر

گسل معکوس برگهر نهشته‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و توده‌های داسیتی جوان در امتداد آن بالا آمده است.

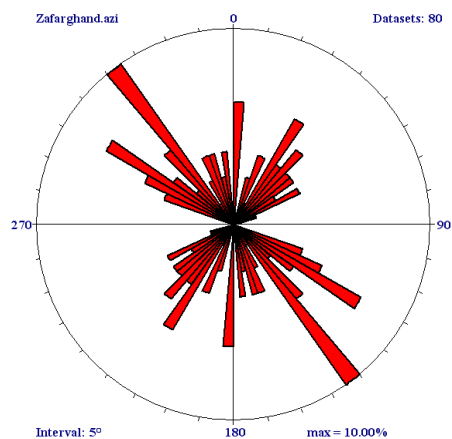
در ارتباط با عملکرد گسل امتداد لغز راستگرد قم- زفره و شاخه‌های فرعی مرتبط با آن امکان راهیابی توده‌های نفوذی به ترازهای بالاتر پوسته میسر گردیده است. عملکرد سیستم‌های گسلی مرتبط با گسل قم- زفره و ماربین- رنگان توانسته است فضای مناسبی برای جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند فراهم نماید. قرارگیری زون تغذیه کننده ماگمایی (مشخص شده بر اساس مطالعات فابریک مغناطیسی) با راستای کلی شمال غرب- جنوب شرق و هم‌راستا با گسل ماربین- رنگان این موضوع را تأیید می‌کند (گوانجی، ۱۳۸۹). دایک‌های آندزیتی متعددی که سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی موجود در منطقه را قطع می‌کنند و غالباً دارای روند شمال غرب- جنوب شرق هستند، شاهد دیگری بر این ادعا می‌باشند. نکته جالب توجه دیگر آن است که توده گرانیتوئیدی دورجین در سطح تماس بلافصل گسل ماربین- رنگان رخنمون یافته است. همچنین در محل تلاقی گسل قم- زفره با گسل ماربین- رنگان (جنوب حسن آباد) سنگ‌های دیوریتی- میکرودیوریتی رخنمون پیدا کرده‌اند که از دیگر دلایل نقش گسل‌ها در جایگزینی توده نفوذی می‌باشد.

از اواخر کرتاسه تا اواخر ائوسن یک رژیم واتنشی - کششی - لغزشی (transtension)، سبب پیدایش حوضه‌های موضعی کششی مجزا (pull-apart basin) در داخل کمان ماگمایی ارومیه- دختر شده است و با افزایش کشیدگی در پوسته و بالا رفتن گرادیان حرارتی، ماگماتیسم گسترده‌ای بخش-هایی از منطقه را در بر گرفته است (شکل ۲-۹۲). حوضه‌های موضعی کششی مذکور در امتداد زون ارومیه- دختر در محدوده نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان، کجان، کاشان، نطنز و نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان عبارتند از: ظفرقند، دورجین، نطنز، وش، قهرود، مارفیون و فشارک.

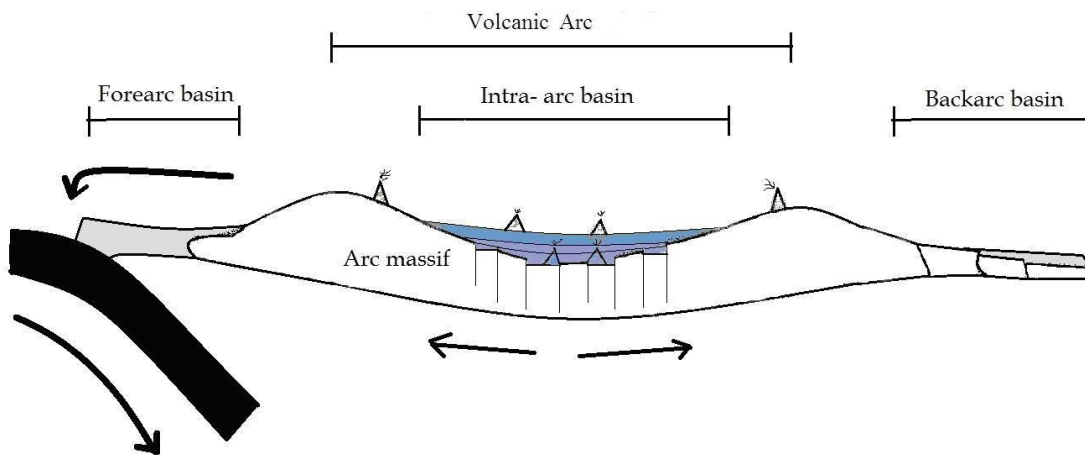
با توجه به مجموع مطالعات و شواهد صحرائی انجام شده می‌توان گفت که ابتدا طی یک رژیم کششی گسل‌های پی‌سنگی عمیق فعال شده و باعث شده است که به تدریج در اواسط ائوسن یک حوضه رسوبی کم عمق در منطقه به وجود آید. سپس با توسعه این حوضه کششی و گسل‌های عمیق موجود، ماگمای آندزیتی- بازالتی نشأت گرفته از صفحه فرورانش و گوه گوشته‌ای فوقانی به درون این حوضه‌های رسوبی راه یافته و سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده گرانیتوئیدی ظفرقند را ایجاد کرده است. در ائوسن بالایی خروج گدازه‌ها به تدریج متوقف شده و حوضه آتشفشانی - رسوبی نیز به تدریج دچار بالآمدگی شده و عمق حوضه کاهش یافته و رسوبات آهکی مربوط به محیط‌های کم عمق در آن نهشته شده‌اند. در میوسن ماگماهای سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند با ترکیب مافیک- حدواسط

تا فلسیک با ماهیت کالکوالکالن به درون مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن تزریق شده‌اند.

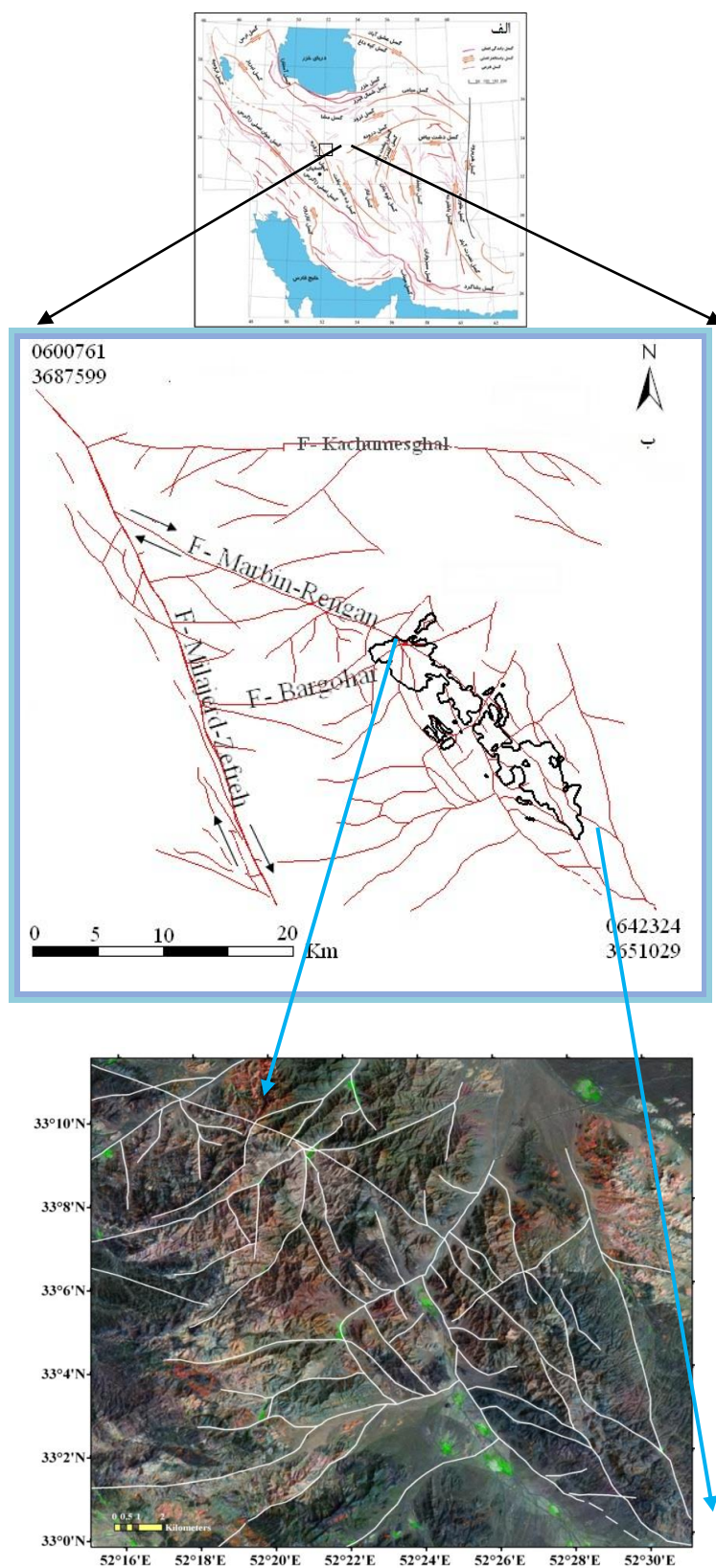
به طور کلی بر اساس مطالعات صورت گرفته مشخص گردید که سنگهای نفوذی و نیمه نفوذی مورد نظر در زونهای کششی مرتبط با عملکرد گسل‌های بزرگ منطقه جایگزین شده‌اند. نقشه پراکندگی گسل‌های اصلی ایران (آقنباتی، ۱۳۸۳)، شکستگی‌های محلی و تصویر ماهواره‌ای منطقه در شکل ۲-۹۳، نشان داده شده است.



شکل ۲-۹۱- رزداگرام شکستگی‌های موجود در توده گرانیتوئیدی ظفرقند.



شکل ۲-۹۲- تصویری نمادین از حوضه ساختاری- کششی منطقه ظفرقند در زمان ائوسن، در حاشیه فعال قاره‌ای.



شکل ۲-۹۳- الف- نقشه پراکندگی گسل‌های اصلی ایران (آقابات، ۱۳۸۳) و ب و ج- شکستگی‌های موجود در منطقه مورد مطالعه، بر اساس خطواره‌های قابل تعقیب بر روی تصاویر ماهواره‌ای و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان و ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان (گوانجی، ۱۳۸۹).

۴-۲- زمین شناسی اقتصادی منطقه

توده مورد نظر فاقد کانه‌زایی قابل توجه است و فقط می‌توان در بعضی مناطق، در توف‌های میزبان، به صورت موضعی کانی‌های پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت و اولیژیست را به همراه رگه‌های دندریتی منگنز و آثار کانه‌زایی روی مشاهده کرد. کانی‌سازی مس به صورت پرکننده درز و شکستگی‌ها در سطح تماس سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه و عمدتاً به شکل مالاکیت و آزوریت مشاهده می‌شود (شکل‌های ۲-۹۴ الف و ب). بررسی‌های فابریک‌های مغناطیسی نیز غنی بودن توده نفوذی مخصوصاً بخش گابرویی و دیوریتی را از مواد معدنی، به ویژه مگنتیت تأیید می‌کند (گوانجی، ۱۳۸۹).

چند معدن گرانیت (که در واقع سنگ‌های دیوریتی - گرانودیوریتی است) به صورت متروکه در منطقه یافت می‌شوند (شکل ۲-۹۵). شکستگی زیاد، علت متروکه شدن این معادن بوده است.



شکل ۲-۹۴ ب- تصویری از کانه‌سازی مالاکیت، آزوریت، پیریت و کالکوپیریت در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۹۴ الف- تصویری از کانه‌سازی مس در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۹۵- تصاویری از معادن متروکه گرانیتی در شمال و غرب ماربین.



۲-۵- نتیجه‌گیری

- روند کلی توده نفوذی ظفرقند، شمال غربی- جنوب شرقی بوده و در واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند.
- ترکیب سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی ظفرقند شامل گابرو، گابرو دیوریت، دیوریت، کوآرتز دیوریت، دیوریت، پگماتوئید دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشد.
- آنکلاوهای بسیاری از سنگ‌های مافیک- حدواسط در سنگ‌های فلسیک دیده شده است. حضور این آنکلاوها مبین وقوع فرآیندهای اختلاط و آلیش ماگمای فلسیک و همین‌طور مافیک- حدواسط، در حین صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می‌باشد.
- دگرسانی وسیعی در منطقه، بر روی سنگ‌های توده نفوذی و همچنین سنگ‌های میزبان آندزیتی‌شان مشاهده نمی‌شود.
- براساس مطالعات و مشاهدات صحرایی، ماهواره‌ای و مستندات منتشر شده، گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در منطقه به ویژه گسل قم- زفره و شاخه‌های فرعی آن از مهمترین و اساسی‌ترین عوامل صعود و جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشند.
- پتانسیل معدنی حائز اهمیتی در منطقه وجود ندارد.

پروگرافی

۳-۱- مقدمه

در این مبحث، مسائلی از قبیل نوع کانی‌شناسی، روابط بافتی سنگ‌ها، ترتیب تبلور کانی‌ها و شواهد میکروسکوپی و تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه، بررسی می‌شود. بدین منظور از سنگ‌های آذرین مورد مطالعه مقطع نازک و صیقلی تهیه شده است. براساس شواهد زمین‌شناسی مطرح شده در فصل دوم و مشاهدات میکروسکوپی، واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند عبارتند از:

۱- گابرو ۲- گابرودیوریت ۳- دیوریت ۴- کوارتزدیوریت ۵- گرانودیوریت ۶- گرانیت ۷- آلکالی فلدسپارگرانیت ۸- آنکلاوهای میکروگرانولار ۹- آپلیت‌ها ۱۰- دایک‌های آندزیتی- داسیتی. با توجه به مشاهدات صحرایی می‌توان این واحدهای سنگی را در دو گروه بزرگتر جای داد: ۱- سنگ‌های بازیک- حدواسط (گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، پگماتوئیددیوریت، کوارتزدیوریت و آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک) و ۲- سنگ‌های اسیدی و مشتقات فرعی مربوط به آن‌ها (گرانودیوریت، گرانیت، آلکالی فلدسپارگرانیت و آپلیت).

کانی‌های اصلی این سنگ‌ها عبارتند از: الیوین، اوژیت، هورنبلندسبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز و کانی‌های فرعی آن‌ها آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت را شامل می‌شود. در طی چند مرحله عملیات صحرایی صورت گرفته، حدود ۲۰۰ نمونه به صورت نمونه دستی یا مغزه از توده گرانیتوئیدی ظفرقند برداشت گردید و از آن‌ها مقطع نازک و در صورت لزوم مقطع صیقلی تهیه گردید. اهداف این مطالعه، شناسایی و تعیین نوع کانی‌ها، بافت، نام سنگ، دگرسانی کانی‌ها و دیگر شواهد پتروگرافی می‌باشد. علائم اختصاری به کار برده شده در ارتباط با تصاویر میکروسکوپی در جدول ۳-۱ ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی.

کانی‌های ثانویه		کانی‌های فرعی		کانی‌های روشن		کانی‌های تیره	
کلریت	Chl	اسفن	Sph	پلاژیوکلاز	Plg	الیوین	Ol
اپیدوت	Ep	اوپک	Opq	ارتوز	Or	کلینوپیروکسن	Cpx
کلسیت	Ct	آپاتیت	Ap	کوارتز	Qtz	ارتوپیروکسن	Opx
پومپلیت	Pm	زیرکن	Zr			هورنبلندسبز	Hb
						بیوتیت	Bio

۱- گروه بازیگ - حدواسط

۲-۳- گابرو و گابرودیوریت

گابروها در نمونه دستی دانه درشت تا دانه متوسط و دارای رنگ سبز تیره تا سیاه و خاکستری می‌باشند.

ویژگی‌های میکروسکوپی

گابروها دارای بافت دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۳-۱ الف و ب). الیوین، اوژیت، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند سبز کانی‌های اصلی و اسفن، آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی سازنده گابروها هستند. در این سنگ‌ها دگرسانی هورنبلند سبز و اوژیت به کلریت، اپیدوت و کلسیت و همچنین دگرسانی پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت صورت گرفته است. در ضمن با ادامه تفریق و افزایش مقدار کوارتز ترکیب این سنگ‌ها به سمت کوارتزدیوریت تحول پیدا کرده است.

الف- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز عمده‌ترین کانی روشن موجود در این سنگ‌هاست. پلاژیوکلاز عموماً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و به شکل مستطیلی کشیده و گاهی جهت‌دار، در اندازه‌های غالباً متوسط تا درشت با ماکل پلی‌سینتتیک دیده می‌شود. بلورهای آپاتیت گاهی به اشکال منشوری و گاهی سوزنی شکل در پلاژیوکلازها یافت می‌شود. وجود منطقه‌بندی ترکیبی، حاشیه خورده شده و پلاژیوکلازهای دو نسلی نشان از اختلاط ماگمایی و عدم پایداری شرایط در طی تشکیل آن‌ها دارد (شکل ۳-۲). منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها، بیانگر تغییر ترکیب ماگما، در اثر تزریق مداوم ماگما به مخزن ماگمایی و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز است (هولتن و همکاران، ۲۰۰۰).

اگر در سیستم پلاژیوکلاز، تعادل کامل برقرار باشد، بلورها به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌دهند و نه تنها در پلاژیوکلاز منطقه بندی بوجود نمی‌آید، بلکه ترکیب آن با ترکیب ماده اولیه یکسان می‌شود. معمولاً منطقه بندی نشانگر کندتر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (شلی، ۱۹۹۳).

پلاژیوکلازهای موجود در توده گرانیوتئیدی ظفرقند بر اساس نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ لطفی (۱۳۷۹) موارد زیر را شامل می‌شوند: پلاژیوکلازهای معمولی با ماکل پلی‌سینتتیک نوع An_{33} (آندزین- الیگوکلاز) و پلاژیوکلازهای منطقه‌ای یا دارای منطقه بندی عادی (در مرکز به طور

متوسط $An_{82.5}$ و در حاشیه‌ها $An_{21.2}$ و منطقه بندی معکوس و نوسانی (در مرکز بطور متوسط $An_{25.3}$ و حاشیه‌ها بطور متوسط $An_{78.6}$).

هسته‌های کلسیک پلاژیوکلازها معمولاً زودتر از دیگر بخش‌های این کانی دگرسان شده و به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳). وجود اپیدوت در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تهاجم محلول‌های با فوگاسیته بالای اکسیژن (اپیدوت در فوگاسیته بالای اکسیژن پایدار می‌باشد) و تا حدودی حاوی آهن بوده که پلاژیوکلازها را تحت تاثیر قرار داده است. پلاژیوکلازها متناسب با ترکیب کانی‌شناسی خود و سیالات دگرسان کننده به کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند.

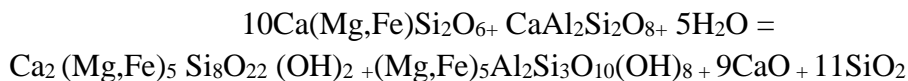
الیوین

الیوین غالباً بی‌شکل است و به صورت هم‌رشد با کانی اوپک در سنگ به صورت پراکنده یافت می‌شود (شکل ۳-۴). فراوانی الیوین در سنگ‌های گابرویی بین ۵ تا ۱۰ درصد می‌باشد. این بلورها اکثراً گرد شده‌اند، این امر احتمالاً ناشی از حرکت یا ته‌نشینی ثقلی موضعی بلورهای اولیوین در اتاق ماگمایی می‌باشد. از آنجا که این کانی به دگرسانی خیلی حساس است با اضافه شدن آب در ماگما، در حاشیه‌ها به پیروکسن و هورنبلند سبز تبدیل شده است (شکل ۳-۵).

اوزیت

بلورهای اوزیت در سنگ‌های گابرویی، عموماً نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و دارای فراوانی متغیر می‌باشند (شکل ۳-۶). به سمت ترکیبات دیوریتی و کوارتز دیوریتی از مقدار اوزیت کاسته می‌شود. این کانی به همراه پلاژیوکلاز علاوه بر دگرسانی به اپیدوت، کلسیت و کلریت، پدیده اورالیتی شدن را نیز نشان می‌دهد (شکل ۳-۷).

واکنش زیر دگرسانی اوزیت و پلاژیوکلاز به کلریت و اکتینولیت را نشان می‌دهد.



مواد حاصل از تجزیه اوزیت متنوع و از همه بیشتر اورالیت است. اورالیت نوعی هورنبلند ثانوی است که از یک بلور یا اجتماعی از بلورهای منشوری کوچک تشکیل شده و جانشین بلورهای پیروکسن می‌گردد. این تجزیه معمولاً از اطراف یا در امتداد کلیواژهای کانی اولیه شروع شده و در داخل آن پیشروی می‌نماید. اورالیتی شدن عبارتست از رشد یک کانی بر روی کانی دیگر یا جانشینی یک کانی به جای کانی دیگر، به عبارتی جایگزینی تقریباً یکنواخت اوزیت یا هورنبلند سبز را با آمفیبول نوع ترمولیت- اکتینولیت اورالیتی شدن می‌گویند (شلی، ۱۹۹۳). برخی پیروکسن‌ها با

حضور کانی‌های اوپک، کوارتز، پلاژیوکلاز و ادخالهای دیگر، بافت پوئی‌کلیتیک نشان می‌دهند (شکل ۳-۸ الف و ب) و برخی در حال تجزیه به هورنبلند، کوارتز، اپیدوت و کلریت، کانی اوپک نیز آزاد می‌کنند (شکل ۳-۹).

بافت اکسلوشن یا جدایشی، نمایانگر تخریب شیمیایی یک کانی محلول جامد همگن اولیه در خلال سرد شدن، به دو کانی که تقریباً قطب‌های نهایی‌تر آن ترکیب هستند. بافت اکسلوشن غالباً در فلدسپات‌ها و در بعضی از سنگ‌های آذرین و دگرگونی درجه بالا دیده می‌شوند، اگر چه در هم-رشدی‌های پرتیتی، مشابه‌ترین نمونه‌های اکسلوشن هستند اما این پدیده به طور گسترده در دیگر گروه کانی‌ها، به ویژه پیروکسن‌ها و آمفیبول‌ها، نیز دیده می‌شود (بلت و تریسی، ۲۰۰۶). پیدایش این بافت یا ناشی از نظم یافتگی اولیه ناخالصی‌ها در میزبانی است که در خلال سرد شدن، منظم‌تر شده‌اند و یا بیانگر هسته‌بندی و رشد محدود در امتداد سطوح شبکه‌ای خاص است. در منطقه مورد مطالعه، پدیده اکسلوشن در برخی از دانه‌های پیروکسن‌ها مشاهده گردید (شکل ۳-۱۰).

هورنبلندسبز

هورنبلند سبز از دیگر کانی‌های مافیک موجود در گابروهاست. بلورهای هورنبلندسبز عموماً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و دارای ماکل ساده می‌باشد و گاهی به شکل لخته‌های مافیک حاوی ادخال‌هایی از اوژیت، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت (بافت پوئی‌کلیتیک) دیده می‌شوند (شکل ۳-۱۱). بر اساس نتایج تجزیه میکروپروپ، آمفیبول‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند، از نوع هورنبلند معمولی یا نوع ادنیت منیزیم‌دار می‌باشند (لطیفی، ۱۳۷۹).

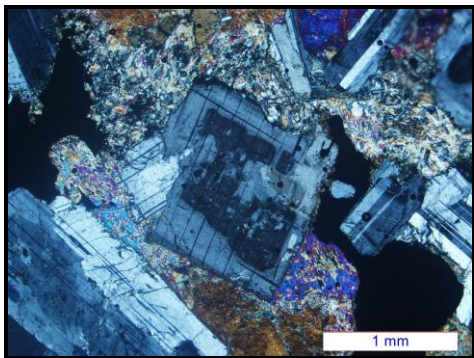
برخی از هورنبلندها به کلریت، اپیدوت، کلسیت و اسفن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۱۲). کانی‌های ثانویه مذکور مبین دگرسانی پروپیلیتی سنگ‌های گابرویی و دیوریتی می‌باشند. برخی از هورنبلندها در اثر متاسوماتیسم پتاسیک به طور کامل یا ناقص طبق واکنش زیر به بیوتیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۳).



بیوتیت

بیوتیت یکی دیگر از کانی‌های سازنده سنگ‌های گابرویی و دیوریتی است. فراوانی آن بخصوص در سنگ‌هایی که دگرسانی پتاسیک بر آن‌ها تحمیل شده، بیشتر می‌باشد. به طور کلی دو نوع بیوتیت در سنگ‌های گابرویی و دیوریتی وجود دارد. بیوتیت اولیه معمولاً شکل‌دار، دانه درشت و دارای پلی-کروئیسیم قهوه‌ای بارز می‌باشد. بیوتیت متاسوماتیکی معمولاً لکه لکه، تکه تکه و غالباً بر روی کانی‌های

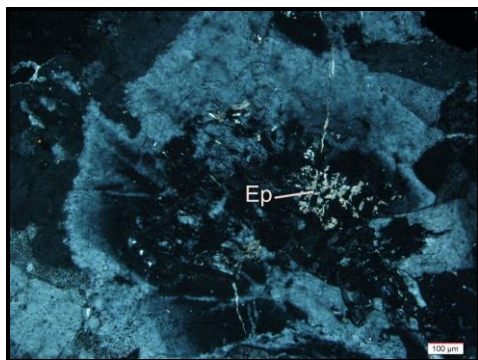
مافیک قبلی نظیر اوژیت و هورنبلند سبز مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۴). نفوذ سیالات داغ حاوی پتاسیم، آب و سایر مواد مورد نیاز برای تشکیل بیوتیت، به درون شبکه ساختاری هورنبلند سبز و اوژیت و خروج عناصری نظیر کلسیم، سدیم به تشکیل بیوتیت منجر شده‌است.



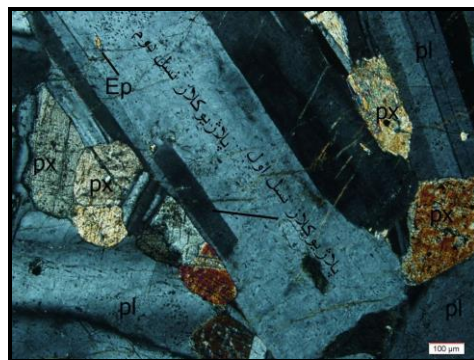
شکل ۳-۱-ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بافت گرانولار و بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



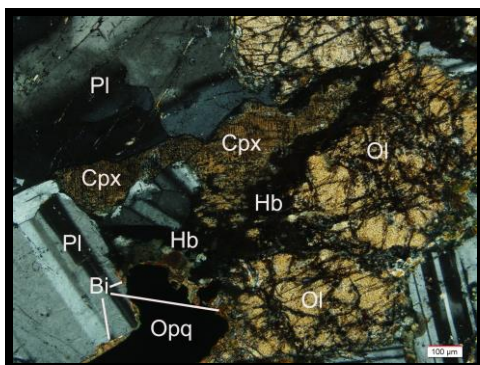
شکل ۳-۱-الف- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بلورهای پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند، الیوین و کانی اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



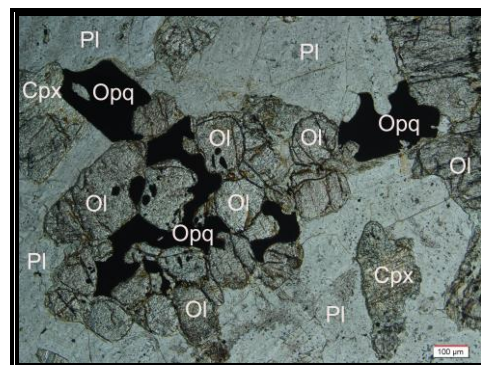
شکل ۳-۳- منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز با هسته کلسیک در حال دگرسانی به اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



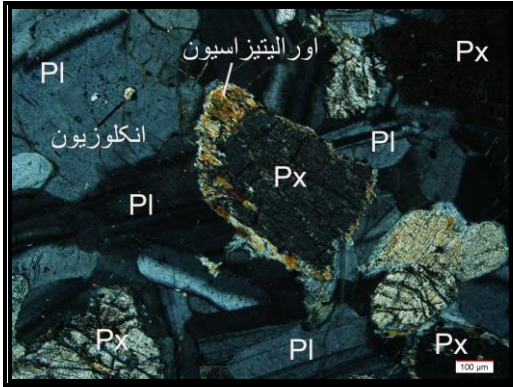
شکل ۳-۲- پلاژیوکلازهای دو نسلی در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



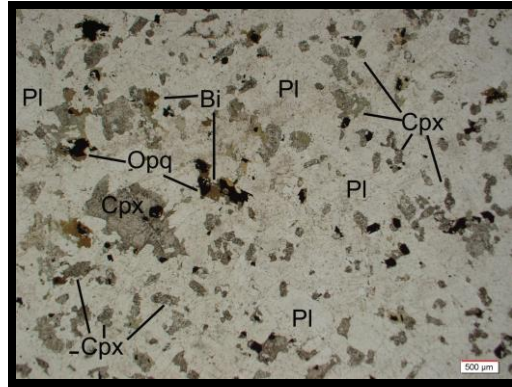
شکل ۳-۵- تبدیل الیوین به پیروکسن و هورنبلند در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



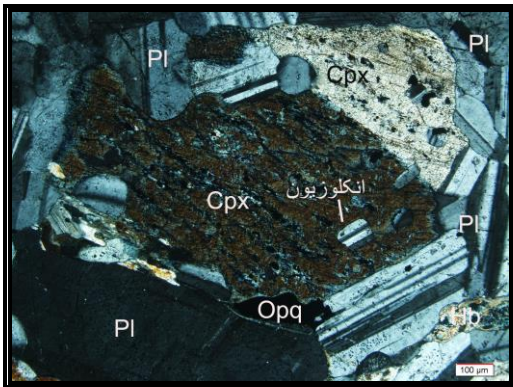
شکل ۳-۴- همراهی الیوین با کانی اوپک (مگنتیت) در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).



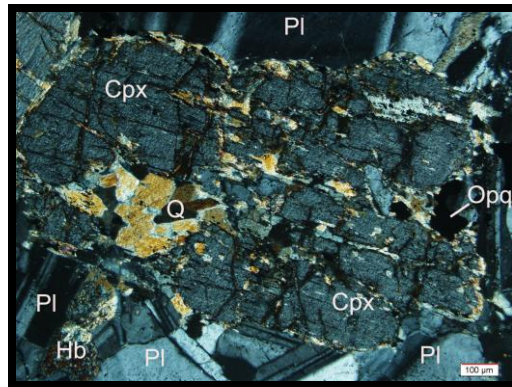
شکل ۳-۷- اورالیتی شدن پیروکسن در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی (XPL).



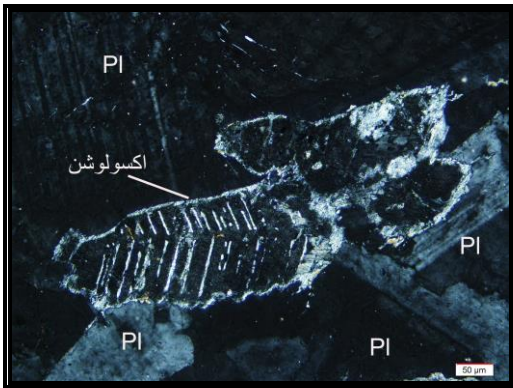
شکل ۳-۶- پراکندگی کانی اوژیت در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی (PPL).



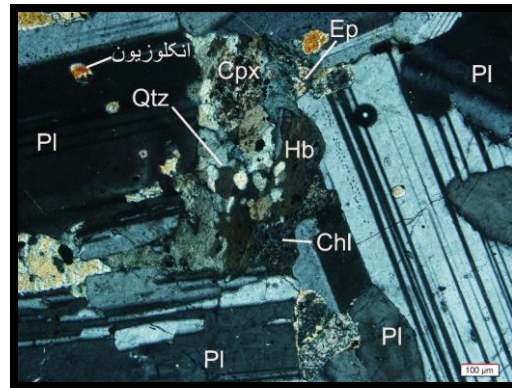
شکل ۳-۸- ب- ادخال‌های پلاژیوکلاز در درون بلورهای پیروکسن در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی (XPL).



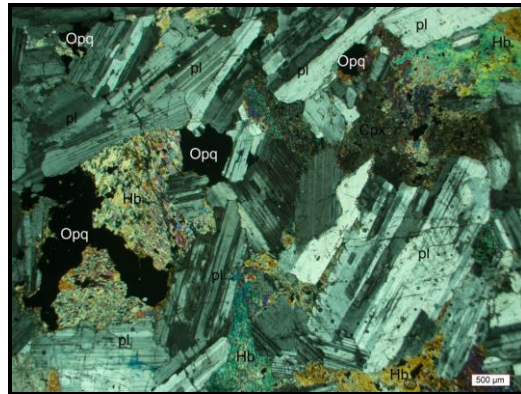
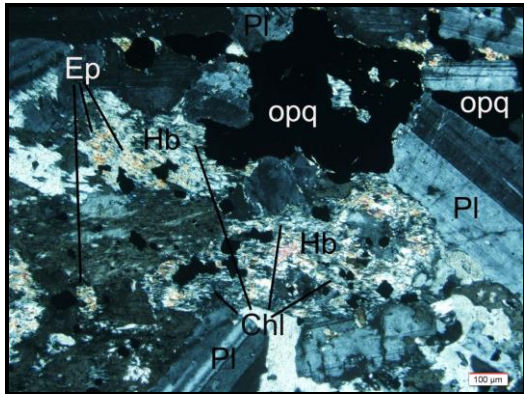
شکل ۳-۸- الف- بافت پوئی کیلیتیک در پیروکسن با حضور کوارتز در آن که نشان از اختلاط ماگمایی یا عدم تعادل در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی دارد (XPL).



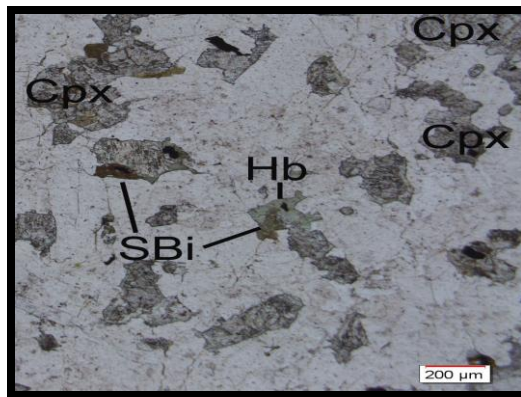
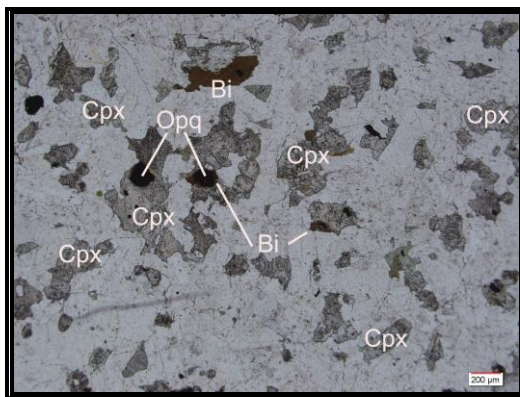
شکل ۳-۱۰- بافت اکسلوشن یا جدایش اوژیت (بلورهای نوار مانند) و ارتوپيروکسن در فاز جامد در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۹- تبدیل پیروکسن به هورنبلند، اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گابرو/ گابرو دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۱۱- همراهی هورنبلند سبز با کانی‌های اوپک و بافت پوئی‌کلیتیک در هورنبلند در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).
 شکل ۳-۱۲- دگرسانی هورنبلند سبز به کلریت و اپیدوت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



شکل ۳-۱۳- متاسوماتیسم پتاسیک در هورنبلند و بیوتیت آن به بیوتیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).
 شکل ۳-۱۴- بیوتیت‌های اولیه تقریباً خود شکل و بیوتیت‌های ثانویه در اطراف کانی‌های اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).

ب- کانی‌های فرعی

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک به میزان متغیر و به صورت پراکنده در ابعاد متوسط تا درشت به وفور در این گروه از سنگ‌ها یافت می‌شود. فراوانی این کانی در برخی نمونه‌ها تا ۵ درصد نیز می‌رسد و جنس آن‌ها از مگنتیت و پیریت می‌باشد (شکل ۳-۱۵) که با آزمایش‌های فابریک مغناطیس انجام شده و مشاهده مقاطع صیقلی، مشخص گردید که آن‌ها عمدتاً از نوع مگنتیت می‌باشند (گوانجی، ۱۳۸۹). از دیگر ویژگی‌های کانی‌های اوپک در سنگ‌های نامبرده تجمع بیوتیت در اطراف آن‌ها می‌باشد که بر طبق عقیده ساک، (۱۹۸۰)، حضور مگنتیت‌های اولیه و نیمه شکلدار در کنار بیوتیت به فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای والد سنگ‌های توده اشاره دارد (شکل‌های ۳-۱۶ الف و ب). همچنین وجود

حالت خمیری یا حاشیه‌های سینوسی شکل در کانی‌های اوپک، نشان از تزریق آن‌ها در بین پلاژیوکلاز و هورنبلند داشته و تشکیل همزمان آن‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۳-۱۷).

آپاتیت

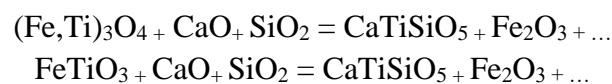
فراوانی آپاتیت در دیوریت‌ها و گابرودیوریت‌ها بیشتر از گرانودیوریت‌ها است. این کانی به شکل سوزنی و کشیده می‌باشد و به صورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می‌شود که معرف تبلور آن، قبل و یا همزمان با تشکیل پلاژیوکلازها می‌باشد (شکل ۳-۱۸).

اسفن

اسفن از دیگر کانی‌های فرعی و مهم در دیوریت‌ها و گابرودیوریت‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند است که معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده ماگماست. اسفن به دو صورت اولیه (مستقیماً از تبلور ماگما ایجاد شده) و ثانویه (حاصل دگرسانی) مشاهده می‌شود. اسفن‌های اولیه شکلدار تا نیمه شکلدار (کاملاً لوزی شکل تا مثلثی) بوده و به صورت کانی مستقل یا ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۱۹).

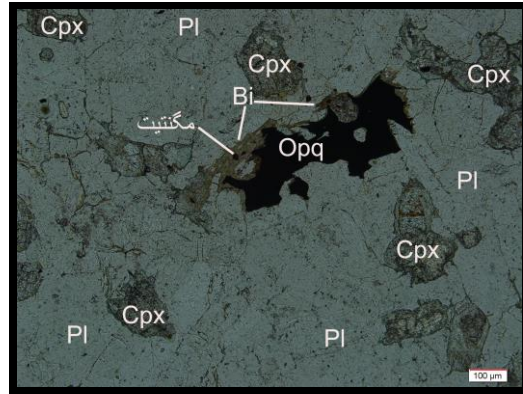
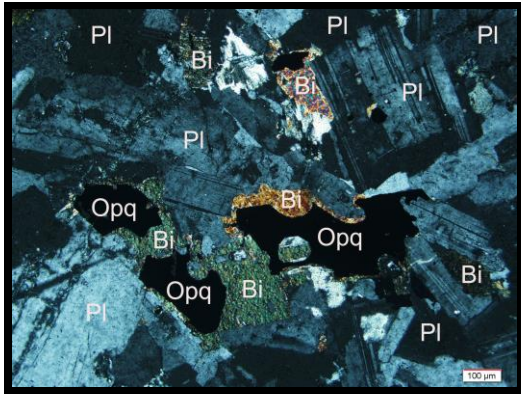
اسفن‌های ثانویه غالباً بی‌شکل و ریزدانه اند و با کانی‌های اوپک حاصل از دگرسانی اوژیت و هورنبلند سبز همراه هستند (شکل ۳-۲۰). اسفن‌های ثانویه، حاصل واکنش TiO_2 موجود در شبکه کانی‌های مافیک با CaO حاصل از تخریب پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند سبز و SiO_2 (موجود در محیط و یا حاصل از تخریب پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز) می‌باشند.

در ضمن برخی کانی‌های اوپک نظیر مگنتیت و تیتانومگنتیت و احتمالاً ایلمنیت می‌توانند در طی دگرسانی، اسفن ایجاد کنند. طبق واکنش‌های زیر Ti موجود در این کانی‌ها با Ca و Si موجود در محیط به تشکیل اسفن منجر می‌شوند:

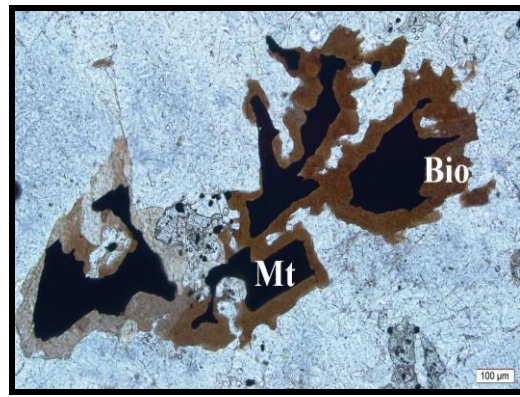
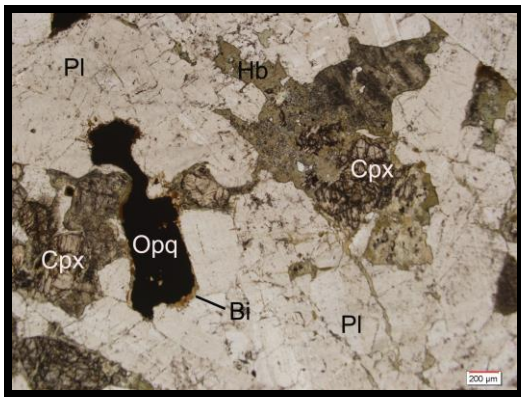


پ-کانی‌های ثانویه

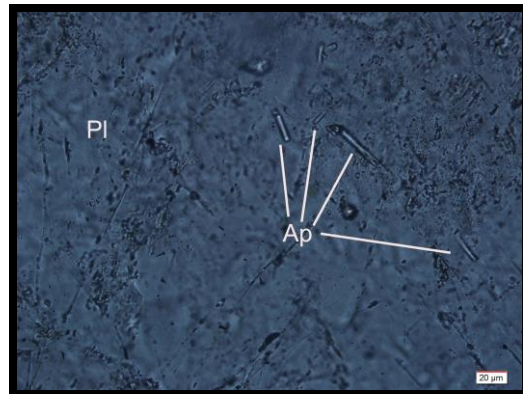
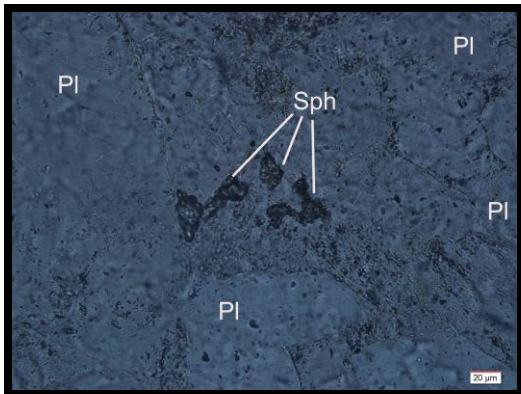
اپیدوت و کلسیت، کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند می‌باشند. حضور کلسیت نشانه هجوم محلول‌های دارای دی‌اکسیدکربن به سنگ می‌باشد. کلریت کانی ثانویه‌ای که در سنگ‌های آذرین جانشین سیلیکات‌های فرومنیزین (هورنبلند، بیوتیت و اوژیت) می‌گردد و معمولاً با اپیدوت و به مقدار کمتر با پمپله‌ایت همراه می‌باشد (شکل ۳-۲۱).



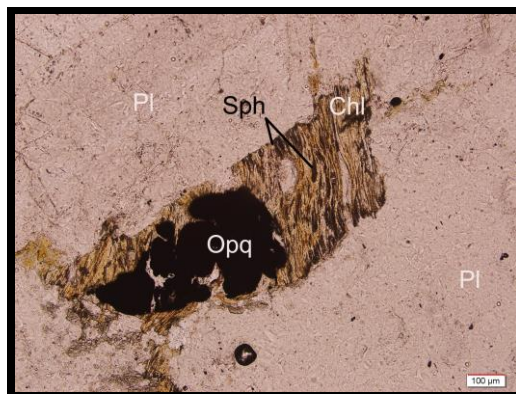
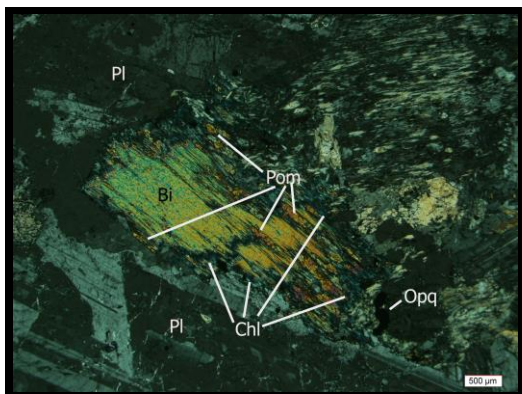
شکل ۳-۱۵- کانی اوپک (مگنتیت) در سنگ‌های گابرو / شکل ۳-۱۶- الف- تجمع بیوتیت در اطراف کانی‌های گابرودیوریتی (PPL).
 اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).



شکل ۳-۱۶- ب- تصویری از مگنتیت‌های لخته‌ای شکل که توسط هاله‌ای از بیوتیت فراگرفته شده‌اند (PPL).
 شکل ۳-۱۷- کانی اوپک ژله‌ای شکل در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).



شکل ۳-۱۸- حضور بارز آپاتیت در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).
 شکل ۳-۱۹- اسفن اولیه در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL).



شکل ۳-۲۰- اسفن ثانویه حاصل دگرسانی بیوتیت همراه شکل ۳-۲۱- تبدیل بیوتیت به کلریت، پومپلیت و اسفن کلریت و کانی اوپک در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (PPL). در سنگ‌های گابرو/ گابرودیوریتی (XPL).

۳-۳- دیوریت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها

دیوریت‌ها بخش قابل توجهی از توده نفوذی ظرفرند را به خود اختصاص می‌دهند. دیوریت‌ها در نمونه دستی تیره رنگ و دارای بافت گرانولار می‌باشند (شکل ۳-۲۲).

ویژگی‌های میکروسکوپی

دیوریت‌ها دارای بافت دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۳-۲۳). پلاژیوکلاز و هورنبلند کانی‌های اصلی و اسفن، آپاتیت و کانی‌های اوپک کانی‌های فرعی سازنده دیوریت‌ها هستند. سنگ‌های دیوریتی، ساخت‌های میکروسکوپی ماگمایی یا فابریک ماگمایی نشان می‌دهند و تقریباً بدون دگرشکلی و دارای بافت گرانولار هستند.

با افزایش تفریق‌یافتگی و افزایش مقدار کوارتز، ترکیب ماگمای دیوریتی به سمت کوارتز دیوریت تمایل می‌یابد و از فراوانی هورنبلند سبز نیز کاسته می‌شود. علاوه بر این، دانه‌های کوارتز به صورت اولیه در میان دیگر کانی‌ها و همچنین بین دانه‌ای در کوارتز دیوریت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۳-۲۴). پروپیلیتی شدن از پدیده‌های قابل مشاهده در این واحد می‌باشد. پروپیلیتی شدن در اثر فعالیت‌های هیدروترمال همراه با تجزیه پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت و هورنبلند سبز به کلریت و اپیدوت، کلسیت ایجاد شده و مجموعه متراکمی از کانی‌های اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیت، کلسیت، کلریت، آلبیت و ... را تشکیل می‌دهد.

الف- کانی‌های اصلی

هورنبلند سبز

این کانی فراوان‌ترین کانی مافییک دیوریت‌هاست که غالباً شکل‌دار و نیمه شکل‌دار می‌باشد. برخی از هورنبلندها حاوی ادخال‌هایی از اسفن، آپاتیت، پلاژیوکلاز، کوارتز و کانی‌های اوپک می‌باشند و بافت غربالی نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۵). کوارتزهای موجود در این آمفیبول‌ها نتیجه دگرسانی بلورهای پیروکسن به آمفیبول می‌باشند و ثانویه‌اند.

هورنبلندها اکثراً فاقد دگرسانی هستند اما برخی از آن‌ها به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۲۶). همچنین برخی از هورنبلندهای سبز در طی متاسوماتیسم پتاسیک موضعی به بیوتیت تبدیل شده‌اند، این نوع بیوتیت‌ها غالباً بی‌شکل و لکه لکه هستند و به طور ناقص یا کامل جایگزین هورنبلندها شده‌اند (شکل ۳-۲۷). در برخی سنگ‌ها با افزایش موضعی بخار آب، با تمرکز هورنبلند سبز یا افزایش مقدار آن روبه‌رو هستیم (شکل ۳-۲۸).

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوانترین کانی موجود در دیوریت‌هاست که عمدتاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد. اندازه آن از چند میکرومتر تا چند میلیمتر متغیر است، ماکل پلی‌سینتتیک و منطقه‌بندی ترکیبی نشان می‌دهد.

منطقه‌بندی ترکیبی از دیگر مشخصات این پلاژیوکلازهاست که نشانه عدم پایداری شرایط تشکیل آن‌ها می‌باشد (شکل ۳-۲۹). در برخی سنگ‌ها، پلاژیوکلازها در اثر دگرسانی به اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۳۰).

بیوتیت

بیوتیت با فراوانی بسیار اندک هم به صورت اولیه و هم حاصل متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلندسبز دیده می‌شود. بیوتیت‌های اولیه شکل‌دار، قهوه‌ای رنگ و دارای چند رنگی قوی می‌باشند. بیوتیت‌های ثانویه غالباً بی‌شکل هستند و همراه هورنبلند یافت می‌شوند و در واقع جایگزین هورنبلند شده‌اند (شکل ۳-۳۱).

بلورهای بیوتیت، حاوی مقداری Ti (تیتانیوم) در ساختمان خود می‌باشند، لذا هنگامی که بیوتیت‌های تیتانیوم‌دار دگرسان می‌شوند در امتداد رخ‌ها، شکستگی‌ها و سطوح دگرسان شده؛ تجمعات ریز دانه دارای برجستگی بالا دیده می‌شود که در واقع اسفن (CaTiSiO_5) می‌باشند (شکل ۳-۳۲).

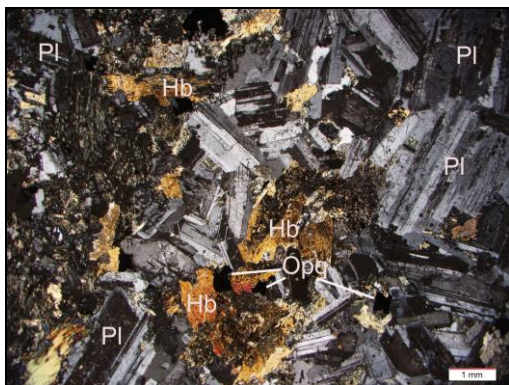
کلسیم لازم برای تشکیل اسفن، از طریق تخریب یا دگرسانی کانی‌های مجاور تأمین می‌شود (در واقع از دگرسانی کانی‌های مجاور مثل پلاژیوکلازها، هورنبلند سبز یا کلینوپیروکسن تأمین می‌شود).

اوژیت

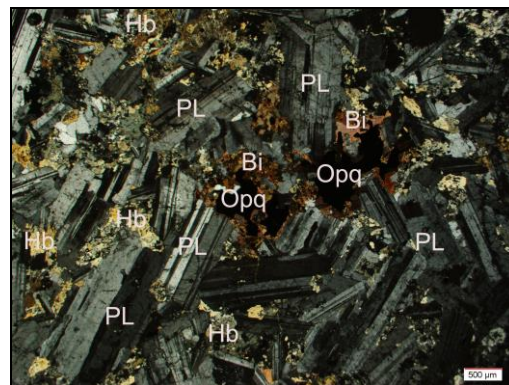
اوژیت در سنگ‌های دیوریتی به صورت یک کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با فراوانی کم حضور دارد (شکل ۳-۳۳). برخی از اوژیت‌ها به همراه پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلریت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده‌اند.

کوارتز

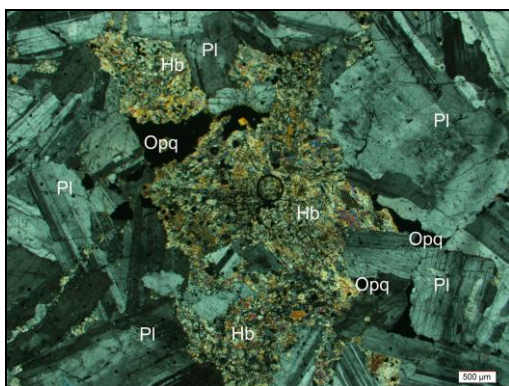
این کانی حجم بسیار کمی از کانی‌های سنگ‌های دیوریتی را به خود اختصاص می‌دهد. کوارتز در این سنگ‌ها به صورت بین دانه‌ای و تأخیری فضای خالی بین سایر کانی‌ها را پر می‌کند.



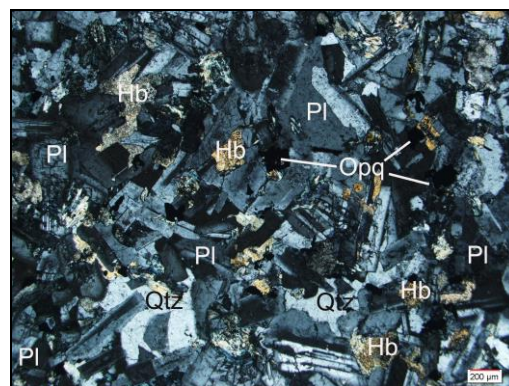
شکل ۳-۲۳- بافت گرانولار و کانی‌های شکل‌دار تا نیمه-شکل‌دار در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



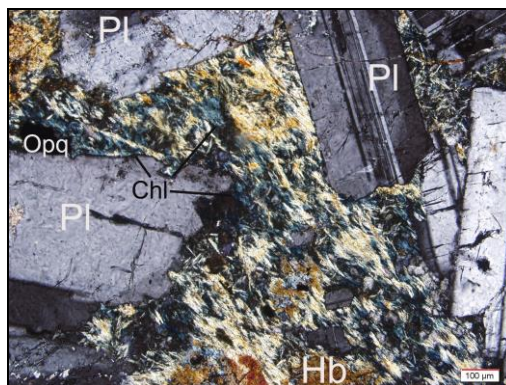
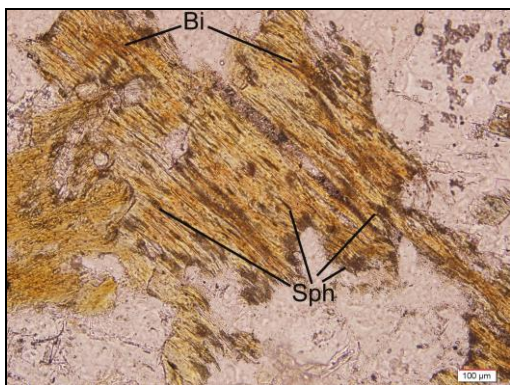
شکل ۳-۲۲- بافت گرانولار در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۲۵- تصویری از لخته‌های مافیک و بافت غربالی در هورنبلند سبز موجود در سنگ‌های دیوریتی (XPL).

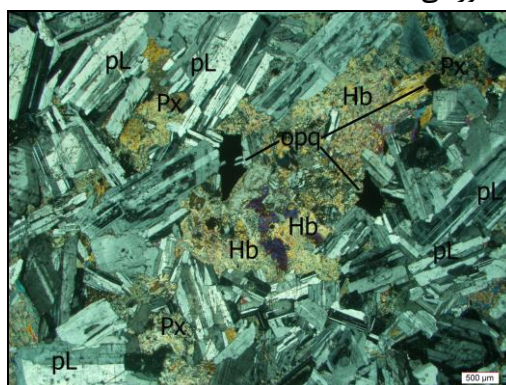
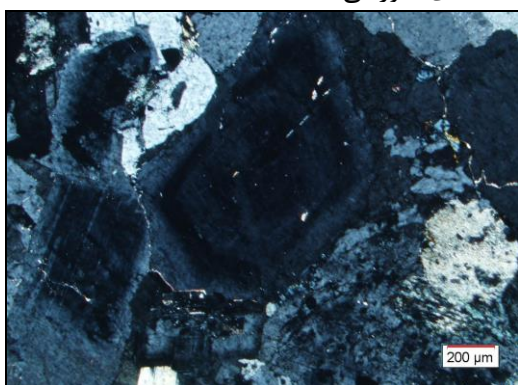


شکل ۳-۲۴- تصویری از کوارتزهای بین دانه‌ای در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



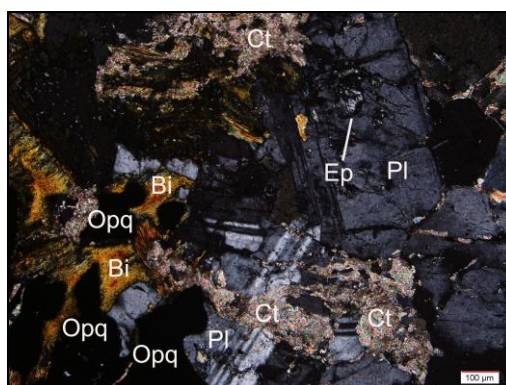
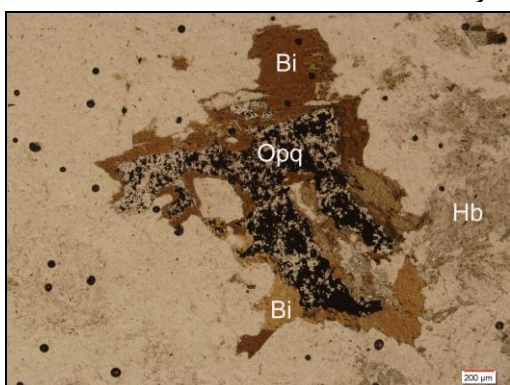
شکل ۳-۲۷- دگرسانی هورنبلند سبز به بیوتیت و اسفن در سنگ‌های دیوریتی (PPL).

شکل ۳-۲۶- تبدیل هورنبلند سبز به کلریت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



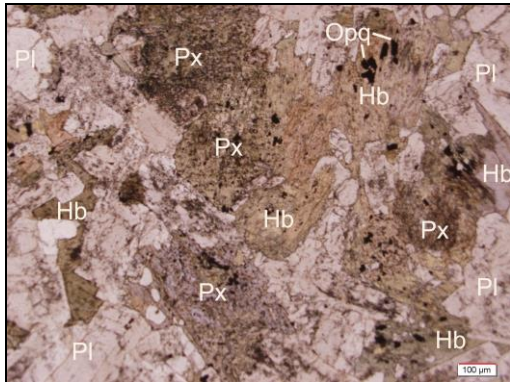
شکل ۳-۲۹- منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی که همراه با خاموشی منطقه‌ای تجلی پیدا کرده است (XPL).

شکل ۳-۲۸- تجمع موضعی هورنبلند سبز در اثر افزایش موضعی بخار آب در سنگ‌های دیوریتی (XPL).

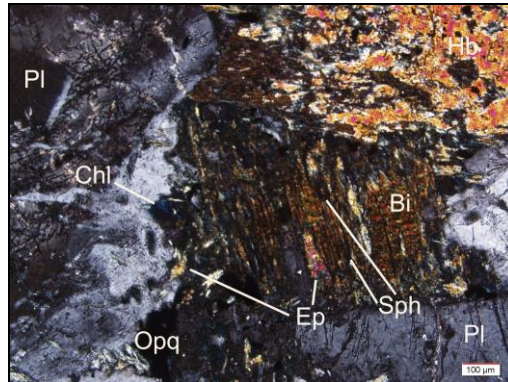


شکل ۳-۳۱- بیوتیت اولیه شکل‌دار در اطراف کانی اوپک در سنگ‌های دیوریتی (PPL).

شکل ۳-۳۰- تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۳۳- تصویری از پیروکسن در حال تبدیل به هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



شکل ۳-۳۲- تصویر میکروسکوپی مبین حضور بیوتیت که ادخال‌های هورنبلند آن در حال دگرسانی به اپیدوت، کلریت و اسفن، در سنگ‌های دیوریتی است (XPL).

ب- کانی‌های فرعی

اسفن

اسفن به دو صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و یا غالباً بی‌شکل و ریزدانه دیده می‌شود. انواع شکل‌دار آن به صورت کانی مستقل و اولیه تشکیل شده است و به صورت ادخال در هورنبلند و پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۳۴). انواع بی‌شکل آن با برجستگی بالا همراه با کانی‌های اوپک، به صورت ثانویه تشکیل شده است.

آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های گابرو/دیوریتی است، که در این گروه سنگی نسبتاً فراوان‌تر بوده و غالباً به صورت سوزن‌های طویل مشاهده می‌شود. این کانی در پلاژیوکلازها اغلب به صورت ادخال در اندازه چند میکرومتر یافت می‌شود، در ضمن به صورت ادخال در کانی‌های بیوتیت، هورنبلند سبز یا پیروکسن نیز یافت می‌شود (شکل ۳-۳۵). حضور گسترده این کانی در سنگ‌های گابرو-دیوریتی، معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

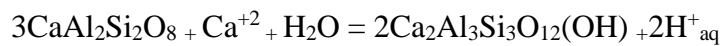
کانی اوپک

کانی‌های اوپک (معمولاً مگنتیت و به مقدار کمتر هماتیت) در اندازه و فراوانی‌های متغیر و به صورت مستقل یا هم‌رشد با کانی‌های بیوتیت و هورنبلند سبز، در این گروه سنگ‌ها دیده می‌شود که تشکیل قبل یا هم‌زمان کانی اوپک را با این کانی‌ها تأیید می‌کند (شکل ۳-۳۶).

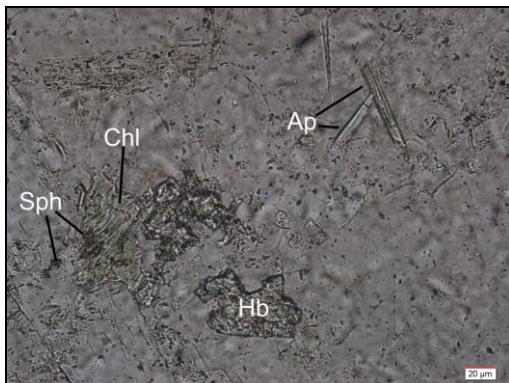
پ-کانی‌های ثانویه

در نمونه‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی قرار گرفته‌اند؛ پلاژیوکلازها و هورنبلندها به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت و اسفن دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۳۷ الف و ب). کانی‌های ثانویه غالباً بی‌شکل‌اند و قالب کانی‌های اولیه خود را پر می‌کنند یا در امتداد رخ‌ها، درزه‌ها، شکستگی‌ها و مرز دانه‌ها تشکیل می‌گردند.

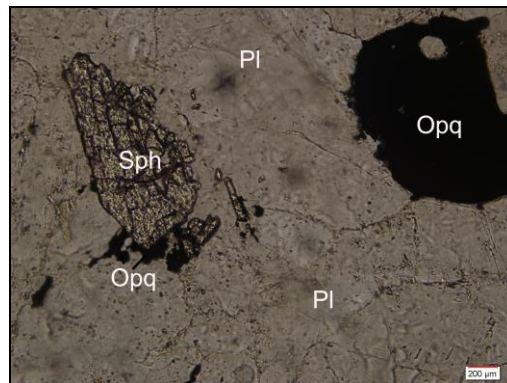
اپیدوت مهمترین کانی ثانویه موجود در این سنگ‌هاست که در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند ایجاد می‌شود. در نمونه‌هایی که پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر دارند، اپیدوت در آن‌ها فراوانتر است. در ضمن در طی نقل و انتقالات عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت، این کانی به صورت پوشش سطحی یا رگه و رگچه‌ای تشکیل شده است. واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:



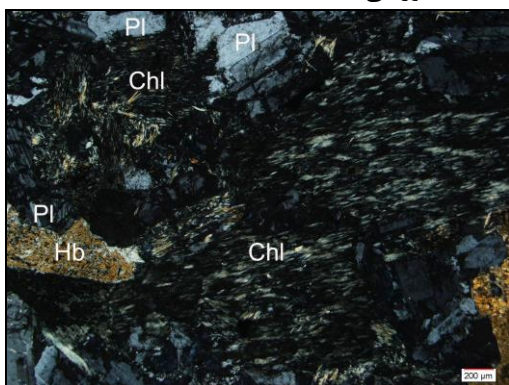
حضور اپیدوت و کلریت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. کلسیت با فراوانی کمتر یکی دیگر از کانی‌های ثانویه می‌باشد و معرف حضور CO_2 در محیط دگرسانی است.



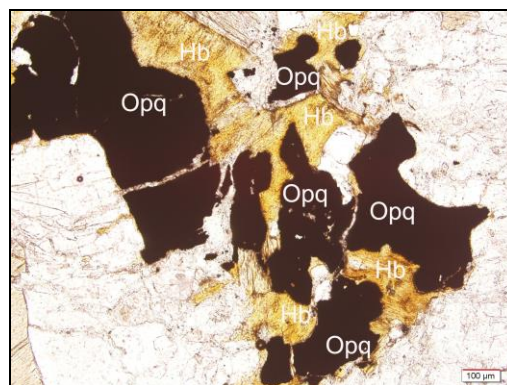
شکل ۳-۳۵- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود آپاتیت و دگرسانی هورنبلند سبز به اسفن و کلریت در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



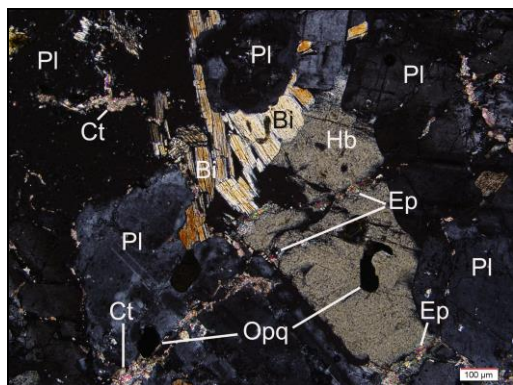
شکل ۳-۳۴- تصویری از اسفن در کنار کانی اوپک در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



شکل ۳-۳۷-الف- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کلریت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۳۶- همراهی کانی اوپک با هورنبلند در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



شکل ۳-۳۷-ب- تصویر میکروسکوپی مبین وجود کلسیت و اپیدوت در سنگ‌های دیوریتی (XPL).

۳-۴- آنکلاوهای میکروگرانولار

در سنگ‌های گرانیتوئیدی ظفرقند آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک زیادی با ترکیب دیوریت و کوارتز دیوریت وجود دارد. آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود مافیک‌تر می‌باشند و یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I هستند (دیدیه، ۱۹۸۲). آنکلاوهای موجود در توده گرانیتوئیدی مذکور شامل دو دسته می‌شود:

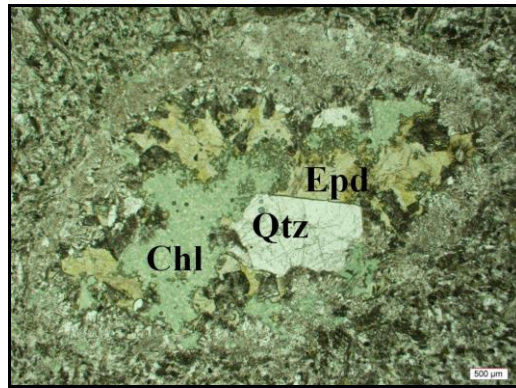
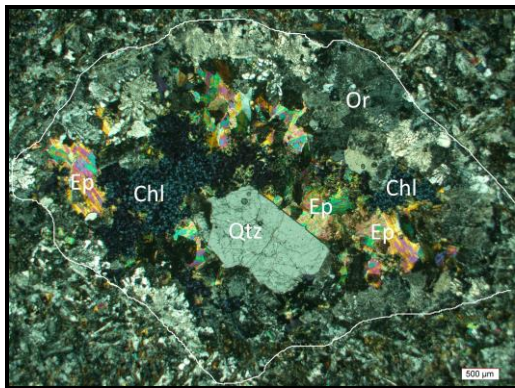
۱- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک پیش‌رس: که همان بخش‌های حاشیه‌ای توده‌های گابرو دیوریتی بوده‌اند که در اثر انجماد سریع حاصل شده‌اند. این آنکلاوها دارای حفرات میارولیتی بوده‌اند که توسط مذاب‌های با ماهیت ترکیبی گرانیتی- گرانودیوریتی خرد شده و به داخل ماگما راه یافته‌اند. از شواهد این امر می‌توان به حضور حفرات پر شده از ارتوز، پلاژیوکلاز و کوارتز و کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت اشاره کرد که در اثر خروج بخار آب از سنگ مافیکی که سریعاً در حال سرد شدن است، ایجاد شده‌اند و در ادامه با راهیابی سیالات آب‌گون حاوی Al, Si, K و کمی Na به درون فضاهای خالی، کانی‌های ذکر شده ایجاد گردیده‌اند. از آثار دیگر این فرایند، می‌توان به وجود بافت گرافیکی در اطراف فضای خالی اشاره کرد (شکل‌های ۳-۳۸ الف و ب). ظهور کوارتز، کلریت و آلبیت به صورت پرشدگی حفرات و شکستگی‌های سنگ‌های آذرین از جمله شواهد سنگ‌شناسی است که نشان‌دهنده تحرک عناصر اصلی (حتی در مقیاس محدود) می‌باشد.

شکل این آنکلاوها گرد، بیضوی و بی‌شکل و دارای حاشیه‌های گردشده یا کنگره‌دار می‌باشند. این آنکلاوها در حوالی روستای برگهر دارای فراوانی چشمگیری هستند و اندازه آنها به بیش از یک متر نیز می‌رسد. آثار متاسوماتیسم تحمیل شده بر آنها در طی اقامت آنها در ماگمای گرانودیوریتی به صورت فلدسپارزایی در نمونه دستی قابل رؤیت است (شکل ۳-۳۹). در برخی مناطق، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های چند میلیمتر تا چند سانتی‌متر در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود

که گاهی کنتاکت آن‌ها با سنگ‌های میزبان غالباً تدریجی است و یک منطقه واکنشی بین آنکلاو و سنگ میزبان وجود دارد (شکل ۳-۴۰).

از سوی دیگر اغلب آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک کم و بیش دارای همان کانی‌های میزبان خود می‌باشند و عمدتاً از پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز تشکیل شده‌اند. آپاتیت، کانی‌های اوپک و اسفن، کانی‌های فرعی بارز این آنکلاوها می‌باشد. آپاتیت و کانی‌های اوپک به صورت ادخال در هورنبلندها و پلاژیوکلازها یافت می‌شوند. بین ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های میزبانشان یک تطابق قوی وجود دارد. به نظر می‌رسد که این شباهت هم از طریق تبادلات شیمیایی و بلوری از سطح تماس صورت می‌گیرد و هم از منشأ یکسان آن‌ها ناشی می‌شود. به عبارت دیگر، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، در حقیقت بخش‌های تبلور یافته اولیه ماگمای دیوریتی هستند که سپس توسط ماگما حمل شده‌اند و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند.

۲- آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک حاصل اختلاط ماگمایی: این آنکلاوها در زون اختلاطی بین ماگمای دیوریتی و گرانودیوریتی مشاهده گردیدند. زمانی که ماگمای مافیک‌تر دیوریتی هنوز خمیری و داغ بوده است، ماگمای فلسیک گرانودیوریتی به درون آن نفوذ کرده و بخش‌هایی از دیوریت‌ها را در بر گرفته و با حرکت خود جابه‌جا کرده است. وجود این نوع آنکلاوها می‌تواند بر اختلاط ماگمای دیوریتی با ماگمای فلسیک‌تر دلالت داشته باشد (دوریس و همکاران، ۱۹۹۰).



شکل ۳-۳۸-ب- تصویر میکروسکوپی مبین پرشدگی حفرات ایجاد شده در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک توسط ارتوز، کوارتز و نهایتاً کلریت و کوارتز (XPL).

شکل ۳-۳۸-الف- تصویری از حفرات ایجاد شده در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک که از حاشیه به سمت داخل توسط ارتوز و کوارتز پر شده و بقیه فضاهای باقیمانده توسط کلریت و اپیدوت پر شده است و بافت آمیبی را به وجود می‌آورد (PPL).



شکل ۳-۴۰- تصویر ماکروسکوپی کنتاكت تدریجی آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک با سنگ میزبان گرانودیوریتی.



شکل ۳-۳۹- تصویر ماکروسکوپی فلدسپارزایی در آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک.

۲- گروه سنگ‌های اسیدی یا فلسیک

۳-۵- گرانودیوریت‌ها

گرانودیوریت‌ها از سازندگان مهم توده نفوذی ظفرقند می‌باشند و غالباً در جنوب روستای اونچ و در مجاورت روستای برگهر رخنمون دارند و دارای رنگ سفید مایل به کرم هستند. گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری متمایل به سبز روشن می‌باشند و دارای ساخت فانریتیک هستند. در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت گرانولار، با کانی‌های اصلی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، هورنبلند سبز و کانیهای فرعی شامل اسفن، آپاتیت و کانی‌های اوپک می‌باشند. در درون گرانودیوریت‌های منطقه آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در اندازه‌های بین چند میلیمتر تا چند سانتیمتر دیده می‌شود که معرف اختلاط ماگمایی می‌باشند (شکل ۳-۴۱).

بخش گرانیتی و گرانودیوریتی از بخش گابروبی و دیوریتی جوان‌تر است. این امر با شواهد پتروگرافی و همچنین روند متداول تفریق ماگمایی نیز سازگار است و تأیید می‌گردد. در بحث ژئوشیمی به تفصیل این موضوع بحث خواهد شد. گرانودیوریت‌ها در نهایت با تعدادی دایک آندزیتی-داسیتی قطع شده‌اند. شواهدی از پروپیلیتی شدن در سنگ‌های میزبان این بخش مشاهده می‌شود که مبین پیامدهای توده نفوذی ظفرقند می‌باشد.

ویژگی‌های میکروسکوپی

گرانودیوریت‌ها دارای بافت گرانولار و اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند (شکل ۳-۴۲). کانی‌های اصلی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز و کوارتز می‌باشند که اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بیوتیت و ارتوز به مقدار کمتر در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. اسفن، مگنتیت و آپاتیت از

کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌باشند. کلریت، کلسیت و اپیدوت نیز از دگرسانی هورنبلند و پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند. از دیگر بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌توان به بافت میکروگرانولار، گرافیکی و پورفیروئیدی اشاره کرد (شکل ۳-۴۳).

الف-کانی‌های اصلی

هورنبلند سبز

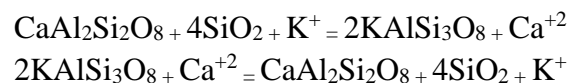
هورنبلند سبز به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه چند میکرومتر تا چند میلیمتر، از فراوان‌ترین کانی‌های مافیک در این سنگ‌هاست. در برخی بلورهای خودشکل هورنبلند، ماکل ساده مشاهده می‌شود. برخی از این بلورها به کلریت، کلسیت، اسفن و اپیدوت دگرسان شده‌اند و برخی دیگر با حضور ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و کانی اوپک بافت پوئی‌کلیتیک را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-۴۴ الف تا ج).

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده گرانودیوریت‌هاست. بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. ترکیب پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها در حد آندزین تا الیگوکلاز می‌باشند (لطیفی، ۱۳۷۹). بلورهای پلاژیوکلاز، عموماً دارای ماکل پلی‌سینتتیک هستند که با بافت گرافیکی پوشیده می‌شوند و نشان از تبلور بلورهای پلاژیوکلاز قبل از ارتوز و کوارتز دارد (شکل ۳-۴۵ الف و ب). منطقه‌بندی ترکیبی از ویژگی بارز این کانی است که تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور را نشان می‌دهد (شلی، ۱۹۹۳). پلاژیوکلاز دو نسلی که می‌تواند نشانه‌ای از اختلاط ماگمایی باشد در این سنگ‌ها یافت می‌شود (شکل ۳-۴۶). برخی از پلاژیوکلازها، تحت تأثیر متاسوماتیسم پتاسیک، شواهدی نظیر خوردگی در بخش‌های حاشیه‌ای، احاطه شدن توسط پوششی از آکالی فلدسپار (ارتوز) یا رشد کوارتز به صورت میرمکیت در حواشی خود را به نمایش می‌گذارند (شکل‌های ۳-۴۷ الف تا ج).

تبادل و جابجایی یون‌ها در طی متاسوماتیسم به آزاد شدن سیلیسیم و کلسیم منجر شده و با تبلور کوارتزهای کرمی و قطره‌ای شکل به همراه پلاژیوکلاز، میرمکیت ایجاد می‌شود، در واقع میرمکیت، هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز کرمی شکل با فلدسپار می‌باشد، به گونه‌ای که معمولاً کوارتز

در داخل پلاژیوکلاز در حاشیه تماس با فلدسپار پتاسیم قرار دارد (کلارک^۴، ۱۹۹۲). به نظر می‌رسد که بافت میرمکیتی اساساً در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه دگرشکلی ایجاد می‌شود (ورنون، ۲۰۰۴). میرمکیت‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه طبق دسته بندی فیلیپس (۱۹۸۰)، از نوع میرمکیت پیازی می‌باشد. میرمکیت پیازی ظاهری مشابه پیاز داشته و معمولاً فلدسپات آلکالن مجاور خود را مورد حمله قرار می‌دهد. براساس نظر کولینز (۱۹۹۹)، تشکیل میرمکیت، با هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز و آزاد شدن کلسیم و سیلیسیم ایجاد می‌شود. سیلیسیم اضافی طبق واکنش زیر برای تشکیل کوارتزهای کرمی شکل مصرف می‌شود.



بافت میرمکیتی به طور کلی به دو شکل میرمکیت حاشیه‌ای و بین دانه‌ای دیده می‌شود. نوع حاشیه‌ای شامل درهم‌رشدی کوارتز کرمی شکل و پلاژیوکلاز سدیک است و در بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلاز رخ می‌دهد. اما میرمکیت بین دانه‌ای، به صورت ادخال‌های ریزی در بین دانه‌های فلدسپار پتاسیم مجاور هم دیده می‌شود. نظریات موجود درباره تشکیل این بافت را می‌توان به هفت گروه ذیل طبقه‌بندی کرد (یوگوچی و نیشی یاما، ۲۰۰۸): ۱- تبلور مستقیم یا همزمان کوارتز و پلاژیوکلاز. ۲- جایگزینی فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز. ۳- جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم. ۴- جدایش در حالت جامد. ۵- مشارکت کوارتز در حال تبلور مجدد، در آلبیت در حال رشد جدا شده از فلدسپار پتاسیم. ۶- دگرشکلی. ۷- ترکیبی از دو یا چند فرایند ذکر شده. میرمکیت‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه از نوع میرمکیت‌های حاشیه‌ای حاصل جایگزینی فلدسپار پتاسیم توسط پلاژیوکلاز و یا جایگزینی متاسوماتیکی پلاژیوکلاز توسط فلدسپار پتاسیم می‌باشند.

کوارتز

کوارتز اکثراً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل است و بیش از ۲۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. حضور گسترده و درشتی آن در بیشتر مقاطع نازک، دلیلی بر غنی بودن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها از سیلیس می‌باشد. کوارتز در اثر هم‌رشدی با ارتوز بافت گرافیکی زیبایی ایجاد کرده است (شکل ۳-۴۸).

وجود بافت گرافیکی در اطراف برخی پلاژیوکلازها نشان از پیدایش سه مرحله‌ای بلورهای کوارتز دارد. در ابتدا بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار کوارتز، قبل از نقطه اوتکتیک و همزمان با بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل پلاژیوکلاز تشکیل می‌گردند. در مرحله بعد، در نقطه اوتکتیک بلورهای کوارتز بطور همزمان با بلورهای فلدسپار پتاسیم، بافت گرافیکی را در اطراف پلاژیوکلازها ایجاد می‌کند و در نهایت، مایع غنی از سیلیس، فضای خالی بین بلورهای شکدار، را پر می‌کند.

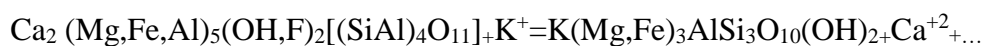
ارتوز

ارتوز به مقدار اندک و اغلب بی‌شکل، با اندازه ۱ تا ۲ میلی‌متر در این سنگ‌ها یافت می‌شود که گاهی نیز پرتیتی شده و در اثر هوازدگی و دگرسانی به کانی‌های رسی تبدیل شده و غبارآلود به نظر می‌رسد. در برخی موارد، این کانی در اثر هجوم سیالات آبدار به سرسیت دگرسان شده است (شکل ۳-۴۹ الف تا ج). ارتوز به صورت هم‌رشدی با کوارتز (بافت گرافیکی) و یا یک پوشش باریک در اطراف پلاژیوکلاز، دیده می‌شود.

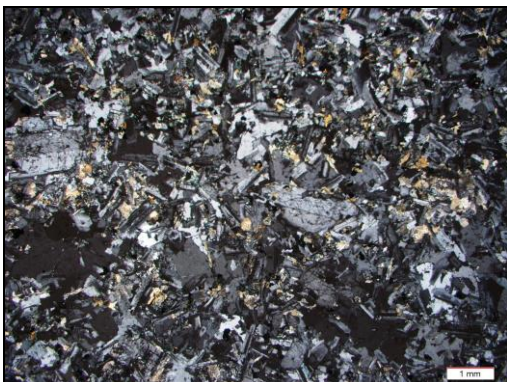
بیوتیت

بیوتیت، با فراوانی بسیار کم در این گروه سنگی مشاهده می‌شود. تجمع موضعی این کانی نشان از حضور سیالات محلی پتاسیم‌دار دارد. برخی از بیوتیت‌ها با کانی‌های اوپک همراهی نشان می‌دهند (شکل ۳-۵۰ الف تا ج).

بر اساس واکنش زیر، هورنبلند با از دست دادن کلسیم و دریافت پتاسیم به بیوتیت تبدیل می‌شود.



این پدیده حاصل هجوم سیالات پتاسیم‌دار و واکنش هورنبلند با این سیالات است. سیالات غنی از پتاسیم معمولاً در طی تفریق ماگمایی یا آلیش ماگمایی حاصل شده‌اند.

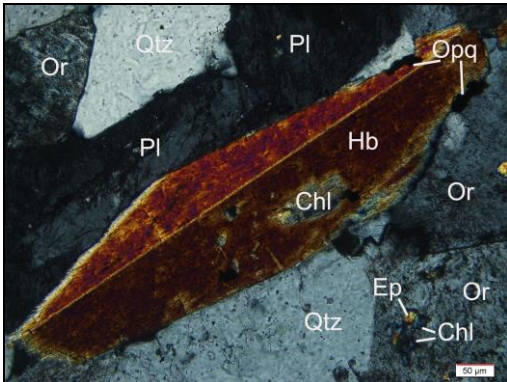


شکل ۳-۴۲ - بافت گرانولار در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).

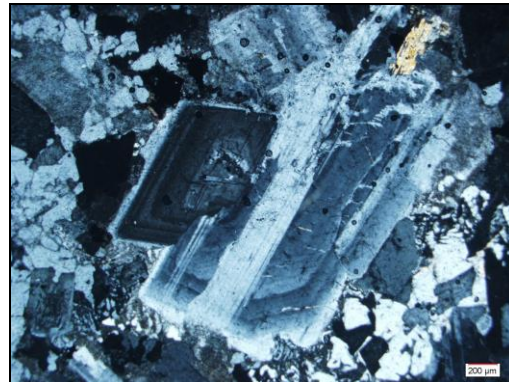


شکل ۳-۴۱ - آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در سنگ‌های گرانودیوریتی. به حاشیه کنگره‌دار و شواهد

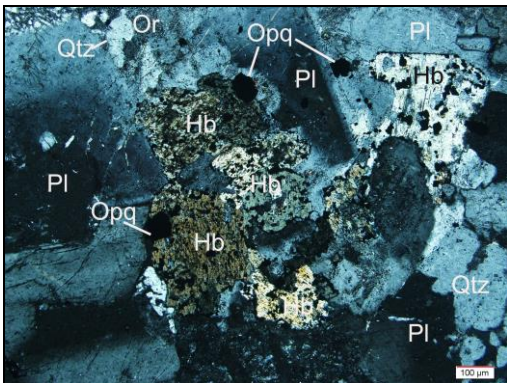
گسیختگی در حاشیه آنکلاو توجه نمایید.



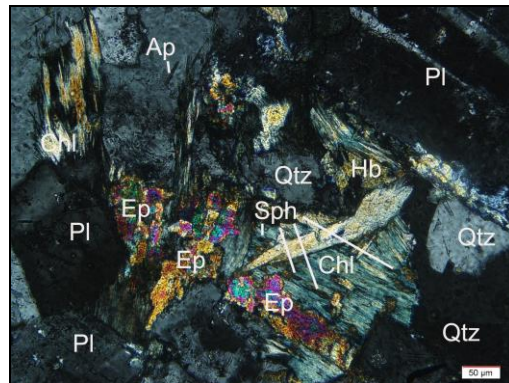
شکل ۳-۴۴- الف- هورنبلندسبز اتومورف با ماکل ساده در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



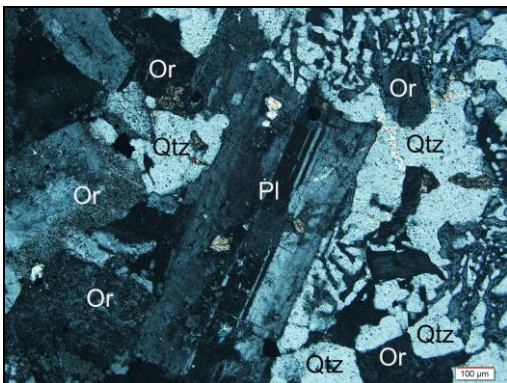
شکل ۳-۴۳- بافت پورفیروئیدی در سنگ‌های گرانودیوریتی که با حضور پورفیرهای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه ریزتر مشخص می‌شود (XPL).



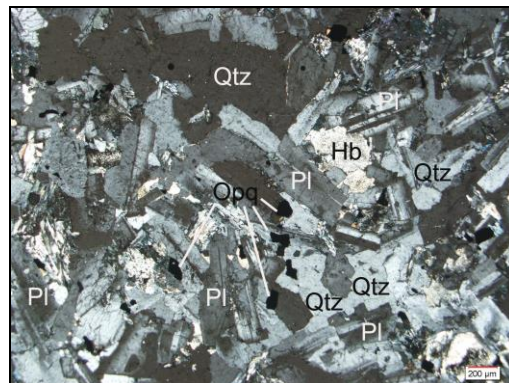
شکل ۳-۴۴- ج- بافت غربالی در هورنبلندسبز موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



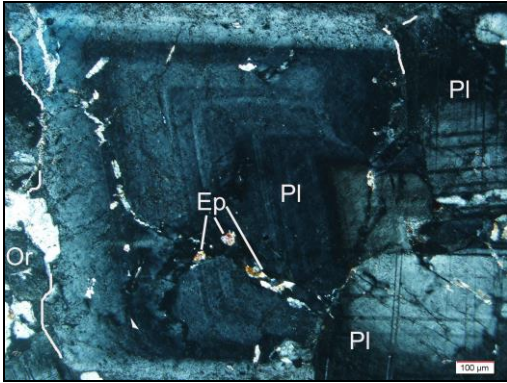
شکل ۳-۴۴- ب- هورنبلندسبز دگرسان شده به کلریت، اپیدوت و اسفن در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



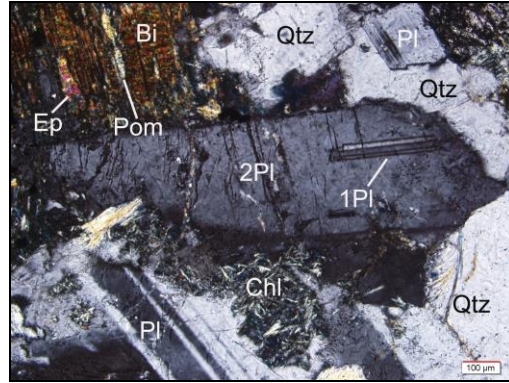
شکل ۳-۴۵- ب- پلاژیوکلاز محاط شده با ارتوز و کوارتز (بافت گرافیکی) در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



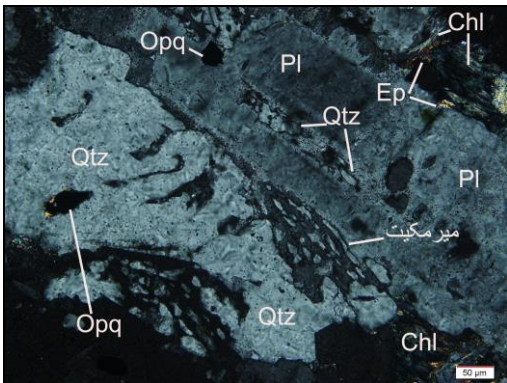
شکل ۳-۴۵- الف- پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتیک در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



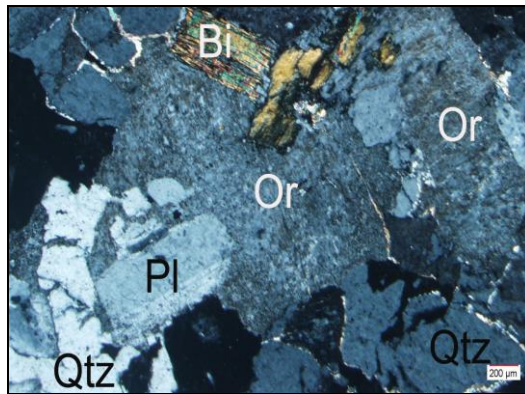
شکل ۳- ۴۷- الف- پلاژیوکلاز دارای حاشیه خورده شده، در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



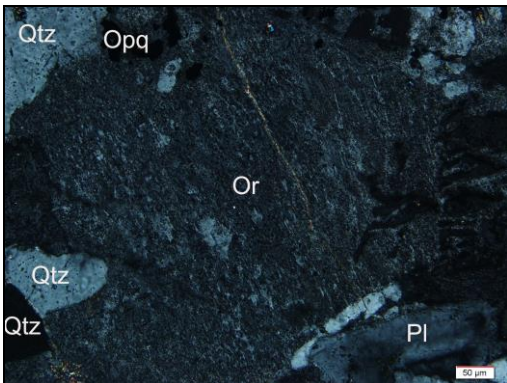
شکل ۳- ۴۶- پلاژیوکلاز دو نسلی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



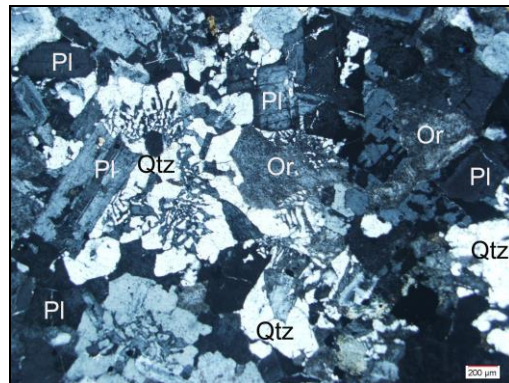
شکل ۳- ۴۷- ج- بافت میرمکیت پیازی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



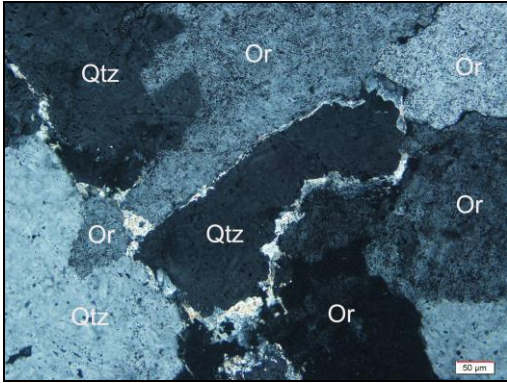
شکل ۳- ۴۷- ب- پلاژیوکلاز با پوششی از ارتوز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



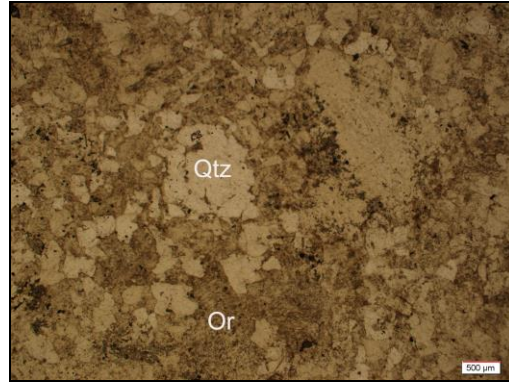
شکل ۳- ۴۹- الف- ارتوز پرتیتی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



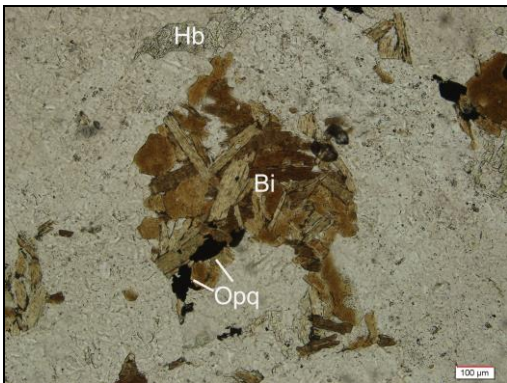
شکل ۳- ۴۸- بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



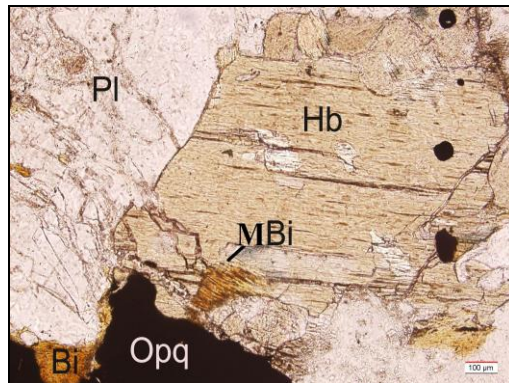
شکل ۳-۴۹- ج- حاشیه‌های سریسیتی شده ارتوز، در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



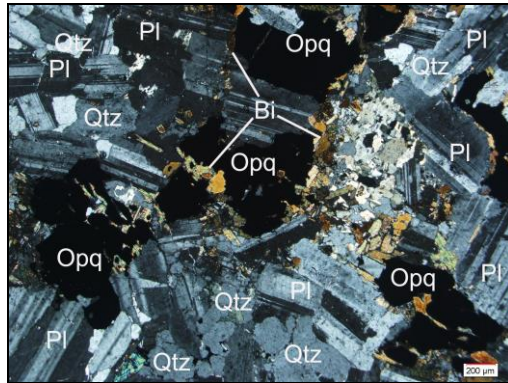
شکل ۳-۴۹- ب- ارتوز غبارآلود در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



شکل ۳-۵۰- ب- تجمع موضعی بیوتیت، هورنبلند و کانی‌های اوپک در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



شکل ۳-۵۰- الف- بیوتیت حاصل از متاسوماتیسم هورنبلند سبز در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



شکل ۳-۵۰- ج- همراهی بیوتیت و کانی اوپک در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).

ب- کانی‌های فرعی

اسفن

اسفن با فراوانی بسیار کم و اکثراً بی‌شکل در گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شود. اسفن‌های اولیه معمولاً خیلی کم هستند. اسفن ثانویه بی‌شکل حاصل واکنش TiO_2 آزاد شده با CaO حاصل از تخریب هورنبلند سبز و یا پلاژیوکلاز و SiO_2 موجود در محیط می‌باشد (شکل ۳-۵۱ الف وب).

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک کمتر از ۱ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهد و بیشتر به صورت ادخال در درون پلاژیوکلاز و هورنبلندسبز دیده می‌شود و در برخی مواقع همراهی آن‌ها با این کانی‌ها از تبلور همزمان آن‌ها حکایت می‌کند (شکل ۳-۵۲ الف و ب).

آپاتیت

این کانی به مقدار کم و به صورت بلورهای ریز کشیده و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. حضور آپاتیت در داخل پلاژیوکلازها گواه تشکیل آن در مراحل اولیه تبلور می‌باشد (شکل ۳-۵۳).

پ-کانی‌های ثانویه

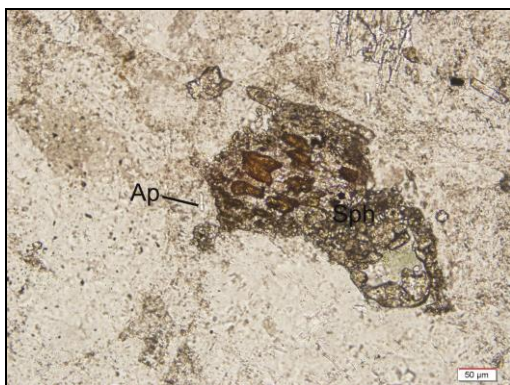
اپیدوت، کلریت، اسفن و کلسیت

این کانی‌ها حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و هورنبلند هستند و به طور گسترده در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۵۴ الف و ب). حضور این کانی‌ها مؤید دگرسان شدن کانی‌های مافیک در حضور آب و دی‌اکسیدکربن می‌باشد.

اپیدوت یکی از فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه می‌باشد که حضور آن معرف وجود آب در طی دگرسانی است. کلریت نیز از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و هورنبلند) به وجود آمده و معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی، خروج K از بیوتیت و خروج سدیم و کلسیم از هورنبلند و اوژیت می‌باشد. کلریت اکثراً به صورت الیاف آبی رنگ و کمتر قهوه‌ای و سبز رنگ جایگزین کانی‌های مافیک شده است. در مواردی که شدت کلریتی‌شدن بالاست، تشخیص کانی اولیه به سختی امکان‌پذیر است.

اسفن و اکسیدهای آهن

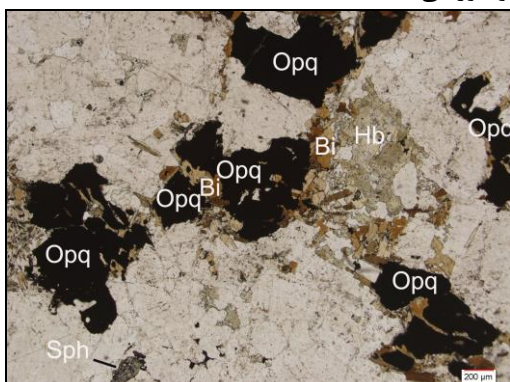
اسفن و اکسیدهای آهن به صورت بی‌شکل می‌باشند و معمولاً از دگرسانی هورنبلندها حاصل شده‌اند.



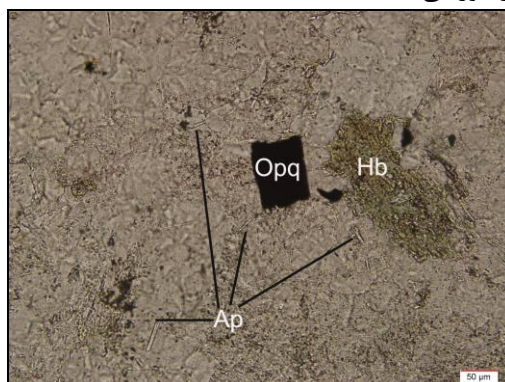
شکل ۳- ۵۱- ب- ادخال‌های اسفن در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



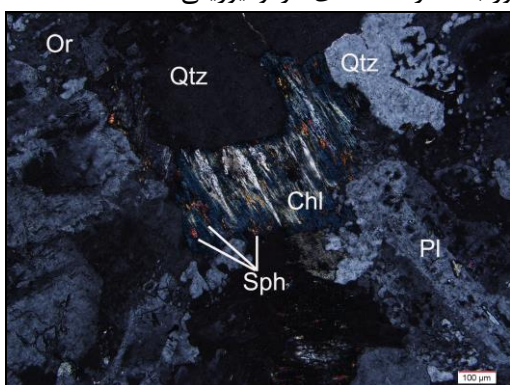
شکل ۳- ۵۱- الف- اسفن اولیه در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



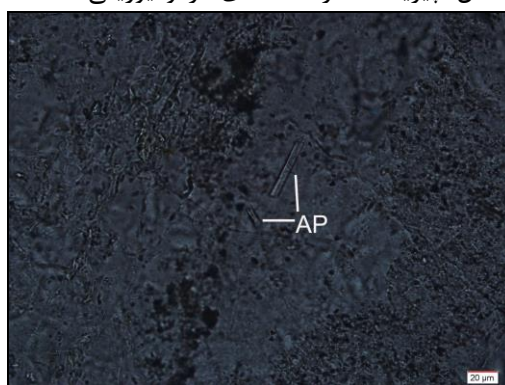
شکل ۳- ۵۲- ب- همراهی کانی‌های اوپیک با بیوتیت و هورنبلند در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



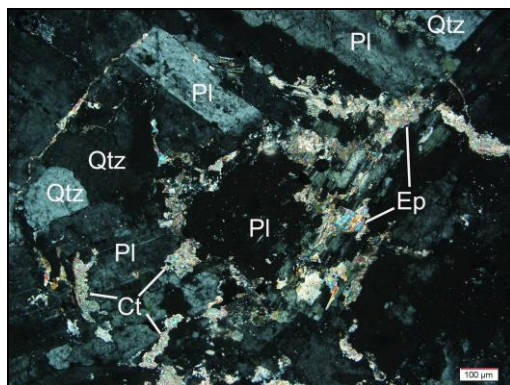
شکل ۳- ۵۲- الف- تصویری از کانی‌های اوپیک خودشکل (پیریت؟) در سنگ‌های گرانودیوریتی (PPL).



شکل ۳- ۵۴- الف- کلریت و اسفن حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



شکل ۳- ۵۳- آپاتیت در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).



شکل ۳-۵۴-ب- کلسیت و اپیدوت حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های گرانودیوریتی (XPL).

۳-۶- گرانیت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها

گرانیت‌ها بخش اندکی از توده گرانیتوئیدی ظفرقند را شامل می‌شوند و معمولاً بخش‌های بسیار تفریق یافته توده گرانیتوئیدی ظفرقند را تشکیل می‌دهند و به صورت دایک، آپوفیز و رگه و رگچه رخنمون دارند (شکل ۳-۵۵). گرانیت‌ها دارای بافت دانه‌ای نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۳-۵۶) و در برخی موارد بافت گرافیکی و میکروگرافیک نیز نشان می‌دهند. بافت میکروگرافیک نشانه تبلور سریع و همزمان کوارتز و ارتوز از یک مایع مذاب دمای پایین در عمق کم است (ناگودی، ۲۰۰۳). با ادامه تفریق ماگما و با افزایش عناصر سدیم و سیلیس و درصد آلبیت یا الیگوکلاز ترکیب ماگما از گرانیت به سمت آلکالی فلدسپار گرانیت تحول پیدا می‌کند.

ویژگی‌های میکروسکوپی

گرانیت‌ها در مقیاس میکروسکوپی دارای بافت‌های گرانولار، گرافیکی و پورفیروئیدی هستند. کانی‌های اصلی آنها شامل کوارتز، ارتوز، پلاژیوکلاز، وکانی‌های فرعی شامل هورنبلند سبز، بیوتیت، آپاتیت، اسفن، کانی‌های اوپک و زیرکن می‌باشد. سریسیت، کلسیت و کلریت نیز از کانی‌های ثانویه موجود در آنها می‌باشند.

الف-کانی‌های اصلی

کوارتز

دانه‌های کوارتز اکثراً بی‌شکل هستند و به فراوانی، در این گروه سنگی یافت می‌شوند (شکل ۳-۵۷). برخی کوارتزها با هم‌رشدی در کنار ارتوز، بافت گرافیکی زیبایی را به وجود آورده‌اند (شکل ۳-۵۸).

ارتوز

ارتوز به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود و در برخی نقاط همراه با کوارتز بافت گرافیکی نشان می‌دهد.

پرتیت نیز نوعی اکسلوشن می‌باشد. بعضی از ترکیبات دوتایی دارای شعاع و باریونی خاص، در زمان تبلور به دلیل بالا بودن جنبش مولکولی و متغیر بودن ابعاد شبکه، قادر به شرکت در ساختمان یک کانی هستند. اما پس از تبلور به دلیل تثبیت ابعاد شبکه ضمن سرد شدن و ایجاد ترکیبی که شعاع و بار یونی آن با شبکه متبلور شده اختلاف دارد، از شبکه اصلی خارج می‌شوند، این پدیده را اکسلوشن می‌گویند. شرایط مهم جهت تشکیل بافت اکسلوشن، ترکیب شیمیایی محلول و مدت زمان سرد شدن بعد از تبلور است (براون^۵ و همکاران، ۱۹۸۳؛ چن^۶ و همکاران، ۱۹۹۶). در ارتوز، بعد از تبلور، پدیده پرتیتی شدن یا جدایش آلبیت را در شبکه اصلی شاهد هستیم (شکل ۳-۵۹).

دگرسانی فلدسپارهای آلکالن به کانی‌های رسی، به صورت کائولینیتی شدن در مقاطع نازک دیده می‌شود و منظره ابر مانند و غبارآلودی در سطح کانی به وجود آورده است (شکل ۳-۶۰). واکنش کائولینیتی شدن ارتوز به صورت زیر است:



پلاژیوکلاز

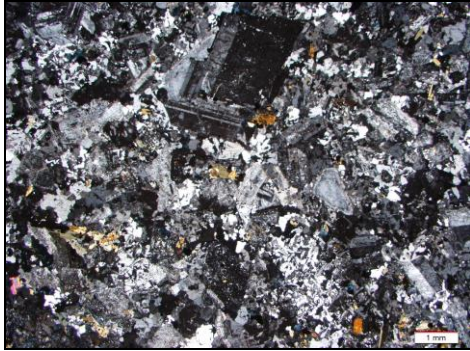
پلاژیوکلاز به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشد. این کانی توسط یک حاشیه با ترکیب ارتوز در بر گرفته شده است (شکل ۳-۶۱). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها با روند تفریق بلوری در گرانیته‌ها سازگار است، کانی‌های دما بالا ابتدا متبلور شده و سپس با تبلور کانی‌های دما پایین‌تر منطقه‌بندی شکل می‌گیرد و به عقیده شلی (۱۹۹۳) منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها بیانگر نوعی عدم تعادل در حین تبلور و انجماد است که این عدم تعادل می‌تواند در اثر تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور، مثل آشفته‌گی‌های دمایی ناشی از ورود ماگمای تازه به مخزن ماگمایی در حال تبلور، کاهش سریع دما، تغییر فشار بخار آب و گازهای محلول در ماگما در حین تبلور پلاژیوکلاز باشد. هسته‌های کلسیک این پلاژیوکلازها که ترکیب مشابهی نیز دارند، نشانه اولین فازهای کریستالین ماگما می‌باشند. علاوه بر منطقه‌بندی، به دلیل عدم تعادل و تغییر شرایط محیط پلاژیوکلازها، دارای حاشیه‌های گرد شده و خورده شده هستند (شکل ۳-۶۲).

۱- Brown

۲- Chen

هورنبلند سبز

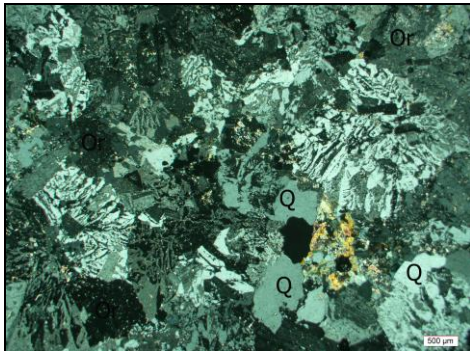
این کانی با فراوانی کمتر در سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود و غالباً به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده است (شکل ۳-۶۳).



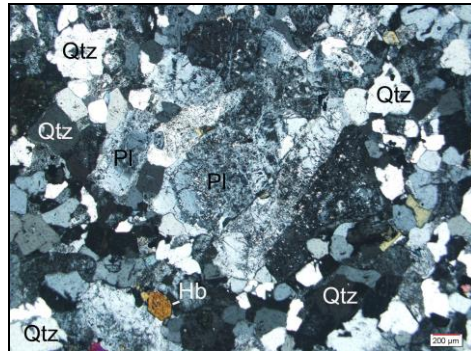
شکل ۳-۵۶- بافت‌های گرانولار و پورفیروئیدی در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



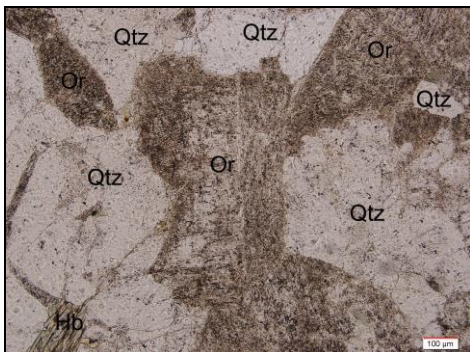
شکل ۳-۵۵- تصویری از رگه گرانیتی که سنگ‌های آندزیتی ائوسن را قطع کرده است.



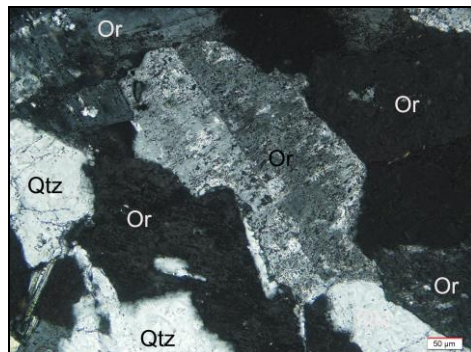
شکل ۳-۵۸- بافت گرافیکی در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



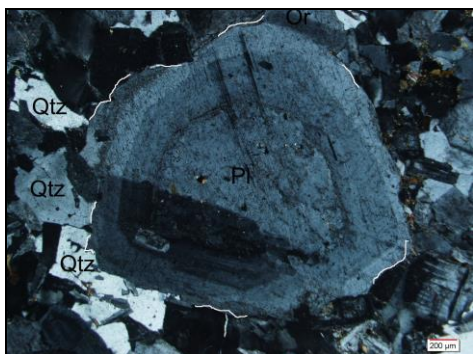
شکل ۳-۵۷- بافت گرانولار در سنگ‌های گرانیتی، کوارتز در این سنگ‌ها به صورت دانه‌های بی‌شکل و ریز مشاهده می‌گردد (XPL).



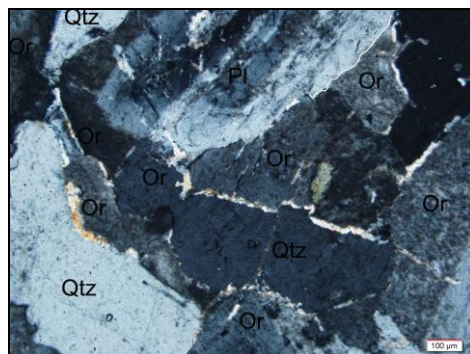
شکل ۳-۶۰- ارتوز غبارآلود در سنگ‌های گرانیتی (PPL).



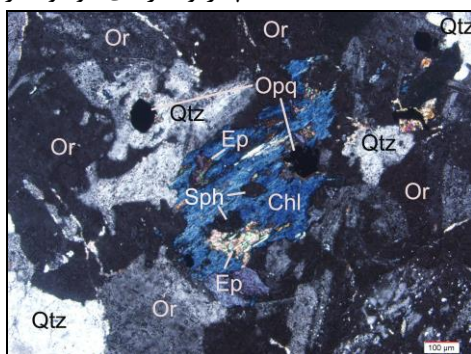
شکل ۳-۵۹- ارتوز پرتیتی در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۶۲- منطقه‌بندی و حاشیه خورده شده در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۶۱- پلاژیوکلاز احاطه شده با ارتوز در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۶۳- هورنبلند سبز تجزیه شده به اسفن، اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گرانیتی (XPL).

ب- کانی‌های فرعی

آپاتیت و زیرکن

کانی‌های پیش‌رس آپاتیت و زیرکن به این دلیل که نتوانسته‌اند رشد کنند و به بلورهای بزرگی تبدیل شوند، به صورت بلورهای کشیده (مستطیلی شکل) و به صورت ادخال در بلورهای دیگر از جمله هورنبلند، پلاژیوکلاز و فلدسپارهای آلکان یافت می‌شوند. زیرکن به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به مقدار بسیار کم اما پراکنده، به همراه مگنتیت و آپاتیت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۶۴ و ۳-۶۵).

کانی‌های اوپک

کانی‌های اوپک (احتمالاً مگنتیت و پیریت) به مقدار قابل توجه در این سنگ‌ها دیده می‌شود. تجمع کانی‌های اوپک به همراه اسفن (تیتانومگنتیت) و اپیدوت حاصل از دگرسانی هورنبلند، به صورت ادخال در هورنبلند، در بعضی مقاطع دیده می‌شود (شکل‌های ۳-۶۶ الف و ب). همین‌طور کانی‌های اوپک به صورت ادخال یا خمیره‌ای در بین بلورهای پلاژیوکلاز نیز مشاهده می‌شوند. همچنین مگنتیت به صورت بافت اسکلتی در گرانیت‌ها دیده می‌شود. در شکل ۳-۶۷ تبلور اکسید آهن به صورت تیغه‌ای (اولیژیست) در گرانیت‌ها نشان داده شده است. همراهی کانی‌های اوپک با

پلاژیوکلاز و آپاتیت و کانی‌های زودرس نشان‌دهنده تبلور زود هنگام آن‌ها است. همچنین برخی دانه‌های خود شکل مگنتیت با کانی‌هایی نظیر آپاتیت و زیرکن، که در مراحل اولیه تبلور ماگما به وجود آمده‌اند، همراه می‌باشند و برخی اوقات این کانی به صورت ادخال در سایر کانی‌ها یافت می‌شوند.

اسفن

اسفن اولیه به مقدار بسیار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود. اسفن ثانویه حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز نیز به مقدار بسیار کم یافت می‌شوند (شکل ۳-۶۸).

پ-کانی‌های ثانویه

کلریت، کلسیت، اپیدوت و اسفن

کلریت در اثر دگرسانی هورنبلند سبز و بیوتیت به وجود آمده است و همراه با اسفن ثانویه یافت می‌شود. حضور کلریت مؤید حضور آب در حین دگرسانی و خروج پتاسیم از محیط دگرسانی بیوتیت-ها می‌باشد. پتاسیم خارج شده در تشکیل سریسیت شرکت کرده است. در برخی موارد کلریت، اسفن، اپیدوت و کلسیت جایگزین هورنبلند شده‌اند. کلسیت بر اثر دگرسانی پلاژیوکلاز نیز به وجود آمده است (شکل‌های ۳-۶۹ الف و ب).

کانی‌های رسی و سریسیت

در برخی از نمونه‌ها پلاژیوکلاز و ارتوز به سریسیت دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۷۰). بلورهای ریز سریسیت در نقاط مختلف سطح پلاژیوکلاز و ارتوز دیده می‌شود. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است و سریسیتی‌شدن فقط در صورتی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشد. یک منبع مهم K^+ همان فرایند کلریتی‌شدن بیوتیت است. در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و Ca^{+2} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از An پلاژیوکلاز به راحتی سریسیتی می‌شوند.

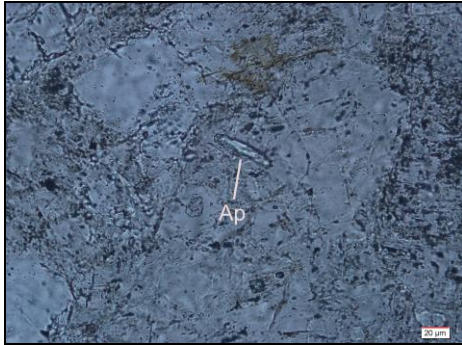


به علت تغییر در ترکیب کانی‌ها در واکنش بالا، ضرایب در این واکنش می‌توانند متغیر باشند.

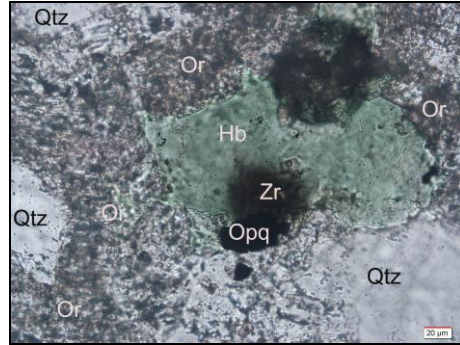
کانی‌های رسی، حاصل تجزیه فلدسپارهای آلکالن بوده و به صورت پوششی کدر و غبار مانند سطح آن‌ها را می‌پوشاند و منظره غبارآلودی را به وجود می‌آورد.

اکسیدهای آهن

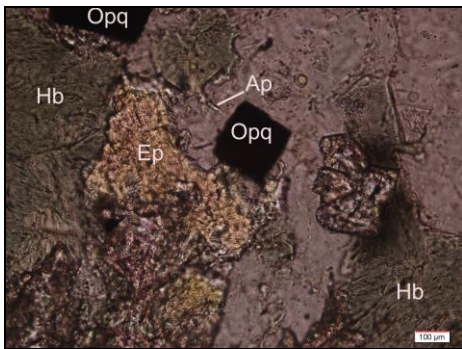
در اثر دگرسانی هورنبلند مقداری مگنتیت ثانویه در این سنگ‌ها به وجود آمده است که به صورت بی‌شکل و همراه با کلریت مشاهده می‌شود (شکل ۳-۷۱).



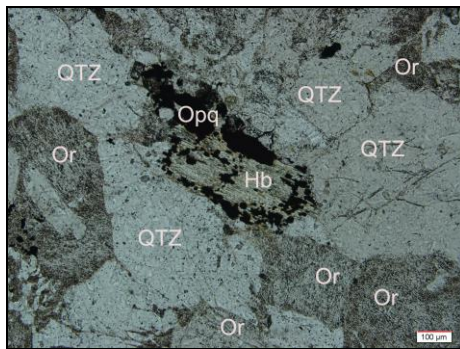
شکل ۳-۶۵- تصویر میکروسکوپی مبین حضور آپاتیت در سنگ‌های گرانیتی (PPL).



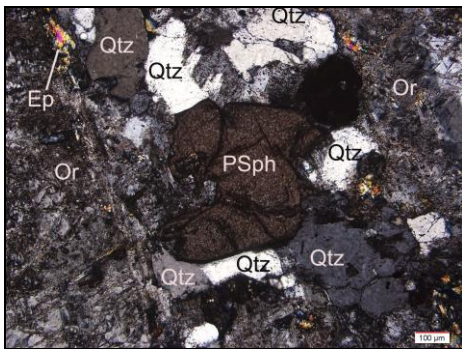
شکل ۳-۶۴- زیرکن با هاله رادیواکتیو در سنگ‌های گرانیتی (PPL).



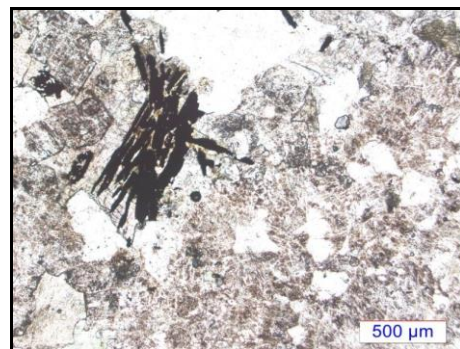
شکل ۳-۶۶- ب- کانی اوپک خودشکل در سنگ‌های گرانیتی (PPL).



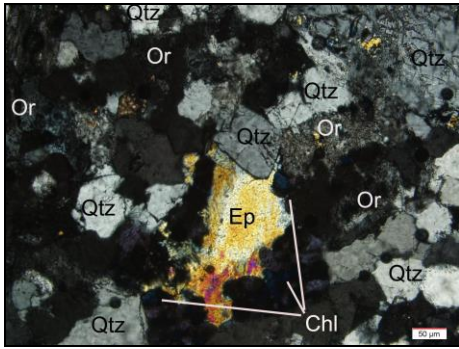
شکل ۳-۶۶- الف- تصویر میکروسکوپی تجمع ادخال‌های اوپک در امتداد رخ‌ها و حاشیه‌های هورنبلندسبز در سنگ‌های گرانیتی (PPL).



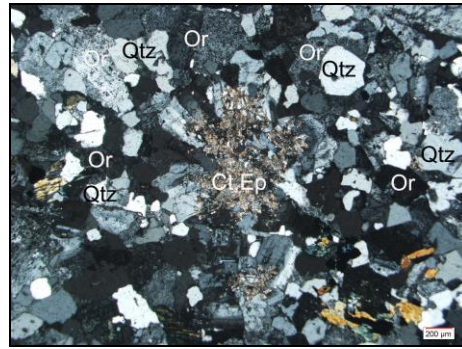
شکل ۳-۶۸- اسفن اولیه در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



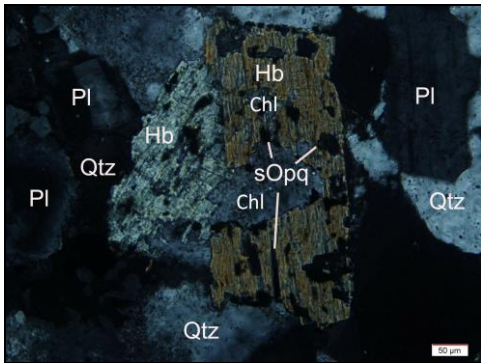
شکل ۲-۶۷- تصویری از تبلور اکسید آهن به صورت تیغه‌ای (اولیژیست) در گرانیت‌ها (PPL).



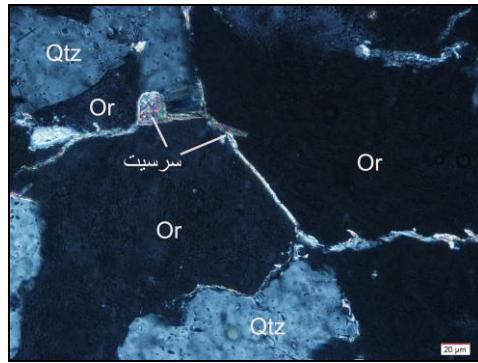
شکل ۳-۶۹-ب- اپیدوت و کلریت در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



شکل ۳-۶۹-الف- اپیدوت و کلسیت در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



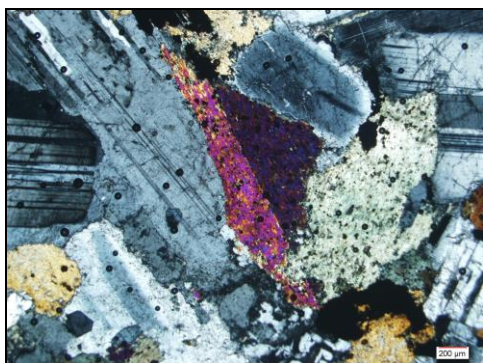
شکل ۳-۷۱- مگنتیت ثانویه در سنگ‌های گرانیتی (XPL).



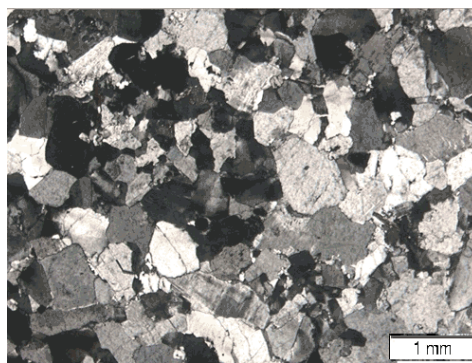
شکل ۳-۷۰- سرسیت در سنگ‌های گرانیتی (XPL). در این تصویر ارتوز در حالت خاموشی قرار دارد.

۳-۷- آپلیت‌ها

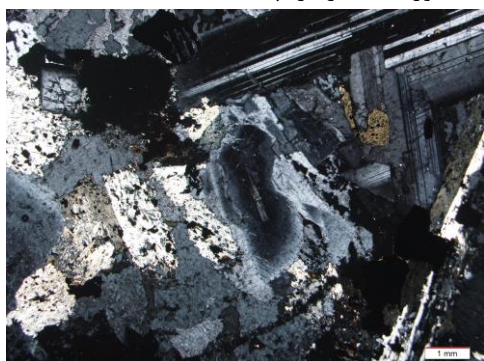
رگه‌های آپلیتی در نمونه دستی ریزدانه و روشن بوده و دارای ساخت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی-شکل می‌باشند. سنگ‌های آپلیتی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و هورنبلند سبز می‌باشند (شکل‌های ۳-۷۲ و ۳-۷۳). در برخی رگه‌های آپلیتی، در اثر هم‌رشدی کوارتز با ارتوز، بافت گرافیکی به وجود آمده است (شکل ۳-۷۴). کانی پلاژیوکلاز در آپلیت‌ها اکثراً کشیده و خودشکل و دارای ماکل پلی‌سینتتیک می‌باشد، و در برخی موارد منطقه‌بندی هم‌نشان می‌دهند (شکل ۳-۷۵). رگه‌های آپلیتی اکثراً فاقد دگرسانی بوده و کاملاً سالم هستند، لذا دگرسانی‌های موجود در گرانیت‌ها، در زمانی بسیار نزدیک به تشکیل آن‌ها و قبل از خاتمه تبلور سنگ صورت گرفته است. تشکیل رگه‌های آپلیتی مذکور، پس از دگرسانی و در ارتباط با آخرین فعالیت ماگمایی گرانیت‌ها می‌باشد.



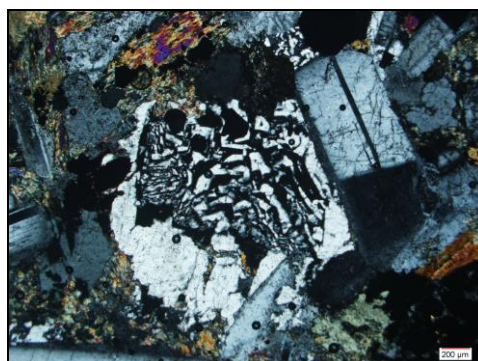
شکل ۳-۷۳- تصویر میکروسکوپی مبین حضور هورنبلندسبز در آپلیت‌ها (XPL).



شکل ۳-۷۲- بافت گرانولار در دایک‌های آپلیتی (XPL).



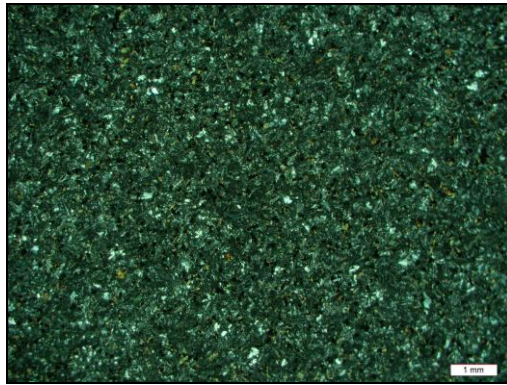
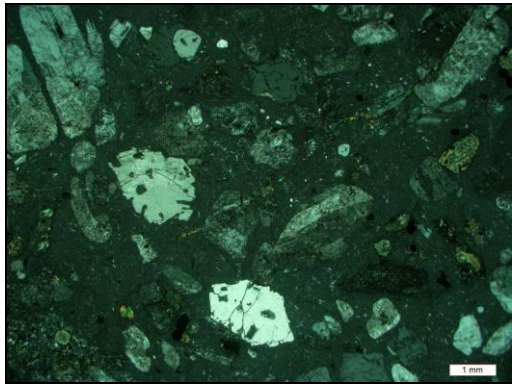
شکل ۳-۷۵- منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای موجود در آپلیت‌ها (XPL).



شکل ۳-۷۴- بافت گرافیکی در آپلیت‌ها (XPL).

۳-۸- دایک‌های آندزیتی - داسیتی

تعداد زیادی دایک توده نفودی ظفرقند و سنگ‌های ولکانیکی میزبان آن را قطع می‌کنند که عمدتاً دارای امتداد شرقی- غربی می‌باشند. این دایک‌ها ترکیب سنگ‌شناسی تراکی آندزیت، آندزیت و داسیت دارند که البته فراوانی آندزیت‌ها در آن‌ها خیلی بیشتر است (محمدی، ۱۳۷۴). این دایک‌ها اغلب تیره‌رنگ و به رنگ‌های سبز و یا خاکستری دیده می‌شوند. در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیری، پورفیروئیدی، میکرولیتی- جریانی و یا میکرولیتی- پورفیری هستند و حاوی پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز - قهوه‌ای، اوژیت و ندرتاً کوارتز می‌باشند (شکل ۳-۷۶). دایک‌های داسیتی نیز با حضور کوارتز دارای خلیج‌خوردگی مشخص می‌شوند (شکل ۳-۷۷).



شکل ۳-۷۶- بافت میکرولیتی- جریان‌های در دایک‌های شکل ۳-۷۷- کوارتز دارای خلیج‌خوردگی در دایک- آندزیتی- داسیتی (XPL).
های داسیتی (XPL).

۹-۳- ترتیب تبلور سنگ‌های نفوذی منطقه ظفرقند

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته و با توجه به قانون روزنبوش، ترتیب تبلور کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه به شرح زیر است:

در توده گرانیتوئیدی ظفرقند، پلاژیوکلاز، الیوین، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت، کانی‌های فرعی هستند. وجود بلورهای ریز و شکلدار آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز، معرف تبلور زود هنگام آن‌ها است. حضور اسفن اولیه، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت به صورت ادخال، در پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند، بیانگر تشکیل این کانی‌ها در مراحل اولیه تبلور ماگما است. همراهی کانی اوپک با الیوین، اوژیت و بعضاً هورنبلند در برخی سنگ‌های گابرویی نشان‌دهنده تبلور قبل تا همزمان کانی اوپک با این کانی‌ها می‌باشد. وجود کانی اوپک ژله‌ای همراه با برخی از پلاژیوکلازها، تبلور همزمان این کانی‌ها را تأیید می‌کند. بلورهای فلدسپار پتاسیم اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را احاطه می‌کند و از طرفی بافت گرافیکی و تبلور همزمان ارتوز با کوارتز، همه مؤید آنست که ارتوز و کوارتز کانی تأخیری محسوب می‌شوند. از طرفی وجود کوارتزهای بی‌شکل به صورت بین دانه‌ای و پرکننده فضای بین سایر کانی‌ها، تبلور نهایی این کانی را در مراحل پایانی تبلور تأیید می‌کند.

بر اساس مطالعات پتروگرافی و شواهد بافتی ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه به صورت ترسیمی در شکل ۳-۷۸ به نمایش در آمده است.

نوع سنگ	نوع کانی
گابروها	
	الیوین
	اوپتیت
	هورنبلندسبز
	بیوتیت اولیه
	پلاژیوکلاز
	آپاتیت
	مگنتیت
	اسفن اولیه
دیوریت‌ها	
	پلاژیوکلاز
	اوپتیت
	هورنبلندسبز
	بیوتیت اولیه
	آپاتیت
	مگنتیت
	اسفن اولیه
گرانودیوریت	
	هورنبلندسبز
	پلاژیوکلاز
	ارتوز
	کوارتز
	مگنتیت
	آپاتیت
	اسفن اولیه
	زیرکن
گرانیت	
	هورنبلندسبز
	پلاژیوکلاز
	ارتوز
	کوارتز
	مگنتیت
	اسفن اولیه
	زیرکن

۱-۱ - شکل ۲-۷۸ - نمایش ترسیمی ترتیب تبلور کانی‌های سازنده سنگ‌های مورد مطالعه.

۱-۲-۳-۱۰- نتیجه‌گیری

- توده گرانیتوئیدی ظفرقند از تعدادی توده کوچک و بزرگ تشکیل شده است که دارای ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، مونزوگابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی-فلدسپارگرانیت می‌باشند. از بین سنگ‌های نام برده گرانودیوریت‌ها دارای بیشترین فراوانی و گابروها دارای کمترین فراوانی هستند.

- این سنگ‌ها تنوعی از بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار، پورفیروئیدی، گرافیکی و میرمکیتی را نشان می‌دهند.

- کانی‌های فلسیک اغلب شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار هستند. ارتوز معمولاً به کانی‌های رسی تجزیه شده است. پلاژیوکلازها معمولاً با حجمی قابل توجه به صورت دانه‌های خودشکل می‌باشند و دارای ترکیبی در حد بیتونیت تا آلبیت می‌باشند (لطیفی، ۱۳۷۹). برخی پلاژیوکلازها به سریسیت، کلریت، کانی رسی و در بعضی نمونه‌ها به اپیدوت تجزیه شده‌اند (دگرسانی پروپلیتی). کوارتز نیز به صورت دانه‌ریز، بی‌شکل و تأخیری در بین کانی‌های دیگر و گاه به صورت درشت دانه و مستقل همراه با ارتوز در گرانیت دیده می‌شود که در برخی مقاطع بافت گرافیکی زیبایی به نمایش می‌گذارند.

- عمده‌ترین کانی‌های مافیک در توده‌های مورد مطالعه هورنبلند سبز، اوژیت، الیون و گاه بیوتیت است و معمولاً نیمه‌شکل دار می‌باشند.

- برخی کانی‌های مافیک سنگ‌های نفوذی منطقه ظفرقند مخصوصاً هورنبلند سبز، اوژیت و به مقدار کمتر بیوتیت‌ها دگرسان و کلریتی شده‌اند. اپیدوت‌زایی در هورنبلندها و پلاژیوکلازها، کلریت-زایی و اسفن‌زایی در هورنبلندها و بیوتیت‌ها از مهمترین دگرسانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌هاست.

- وجود کانی‌های ثانویه نظیر کانی‌های رسی، سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت در اکثر نمونه‌ها، ناشی از عملکرد محلول‌های گرمابی دمای متوسط تا پایین است. بسیاری از سنگ‌های منطقه متحمل متاسوماتیسم پتاسیک شده که از آثار آن، می‌توان به خوردگی پلاژیوکلازها، پوشش ارتوز در اطراف پلاژیوکلاز و تبدیل هورنبلند به بیوتیت اشاره کرد.

- آپاتیت، اسفن، مگنتیت، تیتانومگنتیت، زیرکن و کانی‌های اوپک، از کانی‌های فرعی موجود در توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشند.

- اکثر سنگ‌های نفوذی منطقه مخصوصاً گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها حاوی آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی تا کوارتزدیوریتی می‌باشند. این آنکلاوها در ابعاد مختلف و

اغلب بیضوی شکل و تیره‌تر از سنگ میزبان‌شان در این سنگ‌ها دیده می‌شود و در حقیقت بخش‌های تبلور یافته ماگمای اولیه هستند که سپس توسط بخش‌های بعدی و تفریق یافته ماگما حمل شده‌اند و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند.

- از دیگر ویژگی‌های سنگ‌های مورد مطالعه وجود اسفن‌های ثانویه است که حاصل دگرسانی اوژیت، هورنبلند و بیوتیت هستند.

- با توجه به مطالعات پتروگرافی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، ترتیب تبلور احتمالی کانی‌های مهم تشکیل دهنده این سنگ‌ها، در مجموع به این صورت است:

زیرکن، مگنتیت، آپاتیت، الیوین، پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند سبز، بیوتیت، ارتوز و کوارتز.

زین

ژئوشیمی دانش مربوط به شیمی کل زمین و بخش‌های تشکیل دهنده آن تعریف می‌شود که وظیفه اصلی آن تعیین فراوانی نسبی و مطلق عناصر و ایزوتوپ‌های آن‌ها در زمین و مطالعه توزیع و انتقال عناصر مختلف در بخش‌های مختلف زمین و در سنگ‌ها و کانی‌هاست. هدف نهایی آن کشف قوانین حاکم بر این توزیع و انتقال‌هاست (میسون و مر، ۱۹۸۲).

به منظور رده‌بندی نمونه‌های مورد مطالعه و نیز بررسی سیر تحول عناصر کمیاب و اصلی، مشخص نمودن نوع ماگما و تغییرات آن در خلال فرایند انجماد، پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها از اهمیت زیادی برخوردار است و مطالعات پترولوژیکی کامل و دقیق به کمک تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی دقیق صورت می‌گیرد (رولینسون، ۱۹۹۳). به منظور استفاده از ژئوشیمی، اولین گام درک اصول دقیق آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آن‌ها می‌باشد (هندرسون، ۱۹۸۲).

داده‌های ژئوشیمیایی در صورتی کارایی مفید دارند که دید صحرایی مناسب و دقیقی از منطقه مورد مطالعه داشته باشیم. جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی سیر تحول عناصر سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۲۳ نمونه از سنگ‌ها بر اساس تنوع ترکیب سنگ شناسی و حداقل دگرسانی آن انتخاب گردید.

جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، نمونه سنگ‌های انتخاب شده، پودر گردید و سپس به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال شد و به روش ICP-MS مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفت. سپس نتایج حاصل مورد پردازش قرار گرفت.

از بین نمونه‌های انتخاب شده، ۲ نمونه گابرو، ۲ نمونه مونزوگابرو، ۶ نمونه گابرودیوریت، ۴ نمونه دیوریت، ۲ نمونه گرانودیوریت، ۱ نمونه کوارتز مونزونیت و ۶ نمونه گرانیت می‌باشند.

مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها به کمک GPS تعیین گردیده و به همراه نام سنگ و علامت اختصاری آن‌ها در جدول ۴-۱ ارائه شده‌اند.

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانی‌های نورماتیو آن‌ها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و نادر خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جداول (۲-۴، ۳-۴، ۴-۴) نمایش داده شده است. تصحیح حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد این نمونه‌ها اعمال گردیده است. در ضمن به علت مقدار ناچیز عناصر کمیاب Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg و Se از ذکر اسامی آن‌ها در جدول ۴-۳ اجتناب گردید.

با توجه به این که لطیفی (۱۳۷۹)، در رساله کارشناسی ارشد خود، به بررسی سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه پرداخته بود، لذا از نتایج آنالیز شیمیایی ICP-MS لطیفی به منظور مقایسه و افزایش صحت و دقت نمودارهای ژئوشیمیایی، استفاده شده است، که در جدول ۴-۵ ارائه گردیده است. لازم به ذکر است، صحت نتایج وی در مورد عناصر فرعی و کمیاب چندان زیاد نیست، لذا فقط در مواردی که مقادیر آن‌ها با نتایج آنالیز شیمی جدید هم‌خوانی داشت، استفاده شده است.

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

شماره نمونه	علامت اختصاری	نام سنگ	موقعیت جغرافیایی بر حسب (UTM)	
			عرض جغرافیایی	طول جغرافیایی
G1	Gb	گابرو	۶۲۶۴۴۹	۳۶۶۹۶۱۶
G2	Gb	گابرو	۶۲۵۷۲۹	۳۶۶۸۰۵۴
G3	MG	مونزوگابرو	۶۲۹۸۶۴	۳۶۶۴۳۱۳
G4	MG	مونزوگابرو	۶۳۰۸۰۷	۳۶۶۴۶۴۰
G5	G-D	گابرو دیوریت	۶۳۱۶۴۱	۳۶۶۰۱۶۹
G6	G-D	گابرو دیوریت	۶۳۳۳۸۵	۳۶۵۹۹۶۸
G7	G-D	گابرو دیوریت	۶۲۶۲۴۰	۳۶۶۶۸۰۰
G8	G-D	گابرو دیوریت	۶۲۸۶۵۲	۳۶۶۳۴۳۷
G9	G-D	گابرو دیوریت	۶۲۷۲۷۸	۳۶۶۹۲۸۰
G10	G-D	گابرو دیوریت	۶۳۰۴۵۹	۳۶۶۴۱۱۰
G11	D	دیوریت	۶۳۷۴۸۷	۳۶۵۸۰۵۳
G12	D	دیوریت	۶۳۶۵۵۸	۳۶۵۹۴۸۲
G13	D	دیوریت	۶۲۸۰۲۸	۳۶۶۷۵۷۸
G14	D	دیوریت	۶۳۶۹۳۴	۳۶۵۷۹۵۹
G15	QM	کوارتز مونزونیت	۶۲۶۸۸۶	۳۶۷۰۱۶۱
G16	Gd	گرانودیوریت	۶۳۴۳۷۴	۳۶۶۰۳۵۱
G17	Gd	گرانودیوریت	۶۳۲۰۶۴	۳۶۶۶۱۶۶
G18	G	گرانیت	۶۳۲۳۷۹	۳۶۶۵۳۳۶
G19	G	گرانیت	۶۳۴۳۵۰	۳۶۶۱۱۹۶
G20	PG	پلاژیوگرانیت	۶۲۸۰۲۸	۳۶۶۷۵۷۸
G21	PG	پلاژیوگرانیت	۶۲۵۷۲۹	۳۶۶۸۰۵۴
G22	PG	پلاژیوگرانیت	۶۲۵۶۱۸	۳۶۶۷۲۲۱
G23	G	گرانیت	۶۲۶۲۴۰	۳۶۶۶۸۰۰

G: گرانودیوریت، Gd: دیوریت، D: کوارتز مونزونیت، QM: گابرو دیوریت، G-D: مونزوگابرو، MG: گابرو، Gb: گرانیت

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO

Sam ple	علامت اختصاری	Major oxides(Wt%)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	sum
G1	Gb		51.536	18.108	2.142	8.569	4.830	10.166	2.749	0.556	1.041	0.131	0.162	99.989
G2	Gb		49.081	20.511	1.971	7.886	4.332	11.079	3.383	0.283	1.232	0.050	0.162	99.970
G3	MG		49.593	17.085	2.954	6.893	7.137	10.037	3.702	1.483	0.725	0.100	0.201	99.910
G4	MG		50.284	19.045	2.572	6.003	6.755	8.902	4.566	0.600	0.842	0.284	0.168	100.020
G5	G-D		55.732	17.217	2.692	6.283	4.121	7.752	3.448	1.306	1.091	0.265	0.122	100.030
G6	G-D		54.123	15.443	3.582	8.358	3.302	8.124	3.363	1.178	1.923	0.503	0.121	100.020
G7	G-D		56.843	16.971	2.330	5.538	5.174	8.348	3.551	0.306	0.653	0.112	0.153	99.979
G8	G-D		53.410	17.967	2.738	6.388	5.553	8.779	3.399	0.429	0.888	0.214	0.153	99.918
G9	G-D		53.424	18.119	2.687	6.270	5.937	8.916	3.020	0.583	0.676	0.072	0.246	99.949
G10	G-D		53.574	17.922	2.493	5.817	5.876	9.269	3.080	0.818	0.808	0.182	0.141	99.980
G11	D		61.938	15.823	2.534	4.706	2.502	6.101	4.769	0.397	0.956	0.244	0.041	100.010
G12	D		61.072	15.760	2.738	5.086	3.000	6.000	3.415	1.652	0.963	0.233	0.111	100.030
G13	D		58.386	16.640	3.006	5.583	3.568	7.207	3.537	0.793	0.966	0.213	0.132	100.030
G14	D		59.911	16.247	2.580	4.792	3.584	7.260	3.981	0.416	0.904	0.234	0.102	100.010
G15	QM		67.298	15.700	1.964	1.964	1.435	2.686	3.358	4.823	0.509	0.132	0.102	99.970
G16	Gd		66.714	14.931	1.944	2.915	1.778	4.445	3.899	2.495	0.636	0.152	0.051	99.960
G17	Gd		68.268	14.893	1.937	2.906	1.231	3.350	4.066	2.573	0.565	0.131	0.081	100.000
G18	G		71.558	13.595	1.647	1.647	0.909	2.373	3.666	3.949	0.495	0.121	0.040	100.001
G19	G		75.468	12.691	1.135	1.135	0.284	1.205	3.849	3.981	0.243	0.051	0.041	100.081
G20	PG		73.918	13.821	1.105	1.105	0.537	1.682	7.144	0.182	0.375	0.081	0.041	99.990
G21	PG		73.052	14.174	1.573	1.573	0.720	2.293	5.824	0.274	0.386	0.091	0.071	100.031
G22	PG		74.062	13.734	1.409	1.409	0.598	3.243	4.744	0.284	0.365	0.081	0.041	99.970
G23	G	70.426	14.555	1.779	1.779	0.857	3.014	4.002	2.994	0.444	0.101	0.071	100.020	

جدول ۳-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کمیاب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت Fe_2O_3/FeO

Sample	علامت اختصاری	Trace element(ppm)	Sc	Ba	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sr	Ta	Th	U	V	Zr	Y	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As
G1	Gb		37	135	31.1	1.0	17.3	1.6	2.1	16.6	325.4	0.1	0.9	0.3	336	50.3	17.5	0.3	95.9	1.7	17	3.4	3.3
G2	Gb		35	127	29.0	1.1	17.8	0.6	1.6	4.5	373.3	0.2	<0.2	<0.1	290	19.3	10.4	0.2	27.6	1.3	8	6.8	0.8
G3	MG		41	190	34.2	1.4	12.2	0.8	1.1	43.6	158.5	<0.1	0.9	0.6	280	29.0	15.9	0.1	72.4	3.8	72	52.8	1.4
G4	MG		32	148	26.7	0.4	15.5	1.5	3.2	18.0	546.2	0.2	4.8	1.4	262	53.1	20.7	0.2	46.9	2.4	65	54.0	1.9
G5	G-D		25	472	24.2	1.6	15.9	3.7	8.1	27.6	373.2	0.5	3.5	1.0	228	148.5	29.3	0.5	3.9	1.4	12	14.3	5.7
G6	G-D		35	409	26.3	0.4	18.1	5.3	10.6	24.5	315.3	0.7	4.7	1.3	369	200.4	46.6	0.8	25.1	1.4	10	5.8	2.0
G7	G-D		25	177	22.0	0.2	15.2	2.2	4.0	4.1	303.4	0.3	3.0	0.7	179	79.7	24.1	0.3	5.6	2.6	40	23.1	<0.5
G8	G-D		25	178	27.7	<0.1	17.9	2.3	4.6	8.3	395.0	0.3	1.6	0.4	214	87.0	20.4	0.2	82.5	1.5	29	29.1	2.6
G9	G-D		32	113	29.2	1.3	16.0	1.4	1.7	20.2	312.5	<0.1	0.9	0.3	142	54.0	14.4	4.7	8.4	3.3	44	10.7	1.0
G10	G-D		26	257	28.3	2.0	17.0	3.9	5.3	27.3	336.5	0.3	1.6	0.6	226	145.2	23.3	0.3	28.5	2.0	21	20.4	1.0
G11	D		21	170	8.1	0.8	16.0	5.0	9.1	7.3	359.5	0.6	5.6	1.4	147	185.5	36.9	0.6	2.0	0.8	9	5.6	5.3
G12	D		22	455	16.9	1.3	15.6	5.2	8.8	42.8	245.9	0.5	5.0	1.5	162	190.6	38.0	0.7	25.8	1.0	17	6.6	1.5
G13	D		26	251	21.4	0.6	17.0	3.8	6.3	21.2	304.8	0.4	4.8	1.5	222	141.8	31.2	0.5	10.7	0.8	19	10.9	2.2
G14	D		24	213	17.9	2.2	16.2	5.1	7.0	8.4	296.3	0.4	5.0	1.3	218	165.7	35.7	0.6	8.7	1.1	14	8.9	4.6
G15	QM		11	818	6.6	3.7	16.3	6.0	12.8	160.6	225.9	0.8	11.2	2.9	52	202.3	27.7	0.5	3.0	11.0	56	2.0	3.6
G16	Gd		16	679	10.0	1.2	14.3	7.1	10.3	52.3	230.4	0.7	10.3	2.7	91	247.3	44.5	0.8	15.4	1.4	8	3.9	1.7
G17	Gd		14	519	8.0	3.4	14.7	6.8	10.3	85.1	188.5	0.8	11.0	2.7	62	246.4	40.5	0.6	41.2	4.5	27	1.8	0.9
G18	G		9	677	5.4	1.3	13.2	6.8	12.5	112.8	153.7	1.0	18.2	4.7	57	216.9	34.0	0.8	15.4	3.5	9	2.3	3.2
G19	G		6	720	1.9	1.2	14.0	7.3	12.5	115.1	99.2	0.9	14.8	3.5	11	217.7	50.2	0.7	13.2	3.4	17	0.9	1.7
G20	PG		9	61	2.8	0.3	14.0	8.0	11.9	6.0	180.7	0.7	12.1	3.0	30	256.5	50.8	0.2	3.3	1.7	20	1.5	3.1
G21	PG		9	141	4.9	0.9	13.6	6.6	10.3	8.8	310.3	0.9	11.9	3.0	36	214.0	40.2	0.4	1.9	1.4	30	1.7	2.1
G22	PG		8	215	4.7	0.3	13.3	7.7	9.4	5.4	345.2	0.6	10.3	2.8	31	225.2	35.5	0.9	7.4	0.9	15	2.1	0.6
G23	G		10	723	5.4	0.5	14.8	6.4	9.6	78.6	203.7	0.7	9.6	2.0	44	232.5	37.4	0.8	2.5	2.5	17	1.7	2.4

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

Sample	علامت	Rare earth elements (ppm)													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
G1	Gb	5.2	11.7	1.58	7.8	2.03	0.80	2.54	0.46	2.93	0.63	1.76	0.28	1.73	0.27
G2	Gb	3.1	6.8	0.96	4.8	1.30	0.97	1.64	0.30	1.77	0.39	1.11	0.18	1.06	0.17
G3	MG	4.3	10.5	1.49	7.3	1.99	0.68	2.45	0.41	2.61	0.55	1.60	0.27	1.63	0.24
G4	MG	15.8	36.9	4.65	20.3	4.21	1.11	3.60	0.59	3.32	0.68	1.99	0.33	2.23	0.32
G5	G-D	14.4	32.7	4.04	17.5	4.19	1.12	4.63	0.82	4.84	1.06	3.04	0.46	2.91	0.44
G6	G-D	21.6	52.2	6.73	29.5	7.19	1.71	8.11	1.39	7.91	1.66	4.88	0.71	4.32	0.67
G7	G-D	8.3	20.3	2.78	13.0	3.23	0.73	3.56	0.68	4.20	0.85	2.60	0.40	2.59	0.38
G8	G-D	9.1	21.4	2.82	11.8	3.03	0.93	3.28	0.58	3.43	0.71	2.08	0.31	2.08	0.30
G9	G-D	5.6	12.9	1.73	8.1	1.87	0.81	2.05	0.39	2.42	0.53	1.56	0.25	1.58	0.26
G10	G-D	10.9	25.6	3.32	15.0	3.42	0.98	3.67	0.65	3.96	0.82	2.32	0.38	2.38	0.36
G11	D	12.0	30.1	4.17	18.2	4.88	1.09	5.79	1.03	5.92	1.29	3.72	0.57	3.63	0.57
G12	D	19.8	45.9	5.59	24.4	5.58	1.18	6.00	1.05	6.31	1.35	4.02	0.59	3.77	0.58
G13	D	18.8	39.9	4.76	20.7	4.56	1.19	4.71	0.87	5.27	1.07	3.28	0.53	3.23	0.49
G14	D	17.9	39.6	5.01	21.5	5.12	1.14	5.24	0.96	5.70	1.17	3.48	0.56	3.44	0.53
G15	QM	25.9	54.5	6.14	23.9	4.82	1.04	4.37	0.81	4.65	0.96	2.83	0.45	2.85	0.46
G16	Gd	14.9	39.6	5.27	23.8	5.82	0.98	6.63	1.21	6.99	1.52	4.58	0.72	4.40	0.67
G17	Gd	23.9	55.6	6.39	26.9	5.72	1.04	6.02	1.07	6.50	1.42	4.00	0.67	4.11	0.65
G18	G	29.8	56.6	6.29	24.4	4.87	0.73	4.86	0.87	5.29	1.06	3.24	0.58	3.67	0.56
G19	G	30.5	64.8	7.74	31.0	6.80	0.77	6.73	1.31	7.87	1.61	4.99	0.86	5.45	0.78
G20	PG	22.5	50.3	6.31	26.9	6.34	0.90	6.63	1.27	7.51	1.59	4.90	0.82	5.17	0.80
G21	PG	26.3	58.2	6.76	27.3	5.72	0.90	5.44	1.04	6.11	1.31	4.00	0.67	4.32	0.66
G22	PG	23.5	47.8	5.50	21.5	4.58	0.98	4.74	0.88	5.57	1.19	3.56	0.59	3.64	0.57
G23	G	25.5	55.2	6.48	25.0	5.20	0.96	5.33	0.99	5.92	1.31	3.74	0.63	3.84	0.58

جدول ۴-۵- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و مجموع آن‌ها در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (لطیفی، ۱۳۷۹).

Sample	علامت اختصاری	Major oxides (Wt %)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	SUM
L1	G-D		56.320	16.590	2.590	6.570	6.120	7.420	2.530	0.440	0.860	0.390	0.210	100.040
L2	G-D		57.130	16.100	2.910	5.020	4.760	8.500	3.000	0.860	1.210	0.420	0.150	100.060
L3	D		60.080	14.890	3.030	5.130	3.010	5.530	3.660	2.790	1.300	0.440	0.140	100.000
L4	D		60.320	15.240	2.710	6.280	4.710	6.710	2.520	0.400	1.010	0.320	0.160	100.380
L5	D		60.550	14.930	3.080	5.950	3.420	6.080	2.930	1.230	1.340	0.360	0.120	99.990
L6	D		61.600	15.210	2.700	5.310	3.720	6.020	2.740	1.310	1.000	0.340	0.120	100.070
L7	D		61.610	15.310	2.860	5.170	3.240	5.100	2.910	2.200	1.140	0.310	0.100	99.950
L8	Gd		63.610	15.050	2.660	5.780	3.140	5.270	2.750	0.410	0.960	0.270	0.150	100.050
L9	Gd		63.930	14.950	2.720	3.330	3.260	5.350	2.840	1.980	0.900	0.290	0.140	99.690
L10	Gd		65.590	15.010	2.410	3.290	2.200	4.090	3.040	3.270	0.730	0.250	0.140	100.020
L11	Gd		66.410	14.690	2.610	4.020	2.690	4.960	2.600	0.710	0.920	0.290	0.100	100.000
L12	Gd		68.500	14.450	2.280	2.090	1.520	3.400	3.190	3.650	0.640	0.180	0.090	99.990
L13	Gd		68.640	14.890	2.270	1.840	1.570	3.200	3.190	3.440	0.630	0.190	0.110	99.970
L14	G		73.680	14.060	2.050	0.600	0.920	2.120	3.690	2.240	0.480	0.510	0.080	100.430
L15	G	73.830	13.280	1.920	0.910	0.720	1.650	3.260	3.850	0.330	0.080	0.090	99.920	

۲-۴- آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه شیمیایی

نمونه‌های دارای کمترین مقدار دگرسانی برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند و سعی گردید تا حد امکان به دور از هر گونه آلودگی، نمونه‌ها خرد و پودر گردند. نمونه‌های پودر شده به روش طیف-سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا، تجزیه شده‌اند. در طول مراحل گفته شده، احتمال بروز خطای ناشی از آلاینش آزمایشگاهی و خطای ناشی از همپوشانی پیک‌ها، در اندازه‌گیری غلظت عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک بوده است. به علاوه روش ICP-MS، دارای حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است و برای تجزیه ایزوتوپی و عناصر جزئی مورد پذیرش گسترده قرار گرفته است، لذا نتایج حاصل را با اطمینان بالایی می‌توان مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۳-۴- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

با توجه به اینکه روش پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)، روش جدیدی است، اما نمی‌تواند آنالیزهای CO_2 و H_2O یا نسبت $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ را در سنگ‌های آذرین تعیین کند (ویلسون، ۱۹۸۹)، قبل از استفاده از داده‌های تجزیه شیمیایی در ترسیم نمودارها و تجزیه و تحلیل داده‌ها، تصحیحاتی در مورد آن‌ها اعمال می‌شود. از جمله این تصحیحات می‌توان به حذف مواد فرار (L.O.I) و تصحیح نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ اشاره کرد. این موارد، در رابطه با نمونه‌های مورد مطالعه اعمال گردید.

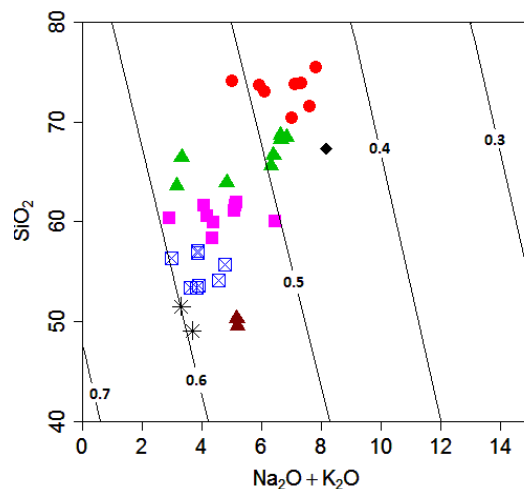
۳-۴-۱- تصحیح مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I)

اصولاً میزان CO_2 و H_2O اولیه در سنگ‌های ماگمایی کم و معمولاً کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد. با وجود این، بیشتر مواد فرار موجود در سنگ‌های آذرین بر اثر فرایندهای هوازدگی و دگرسانی ثانوی وارد سنگ‌ها شده‌اند. بدین ترتیب باید قبل از استفاده از داده‌های شیمیایی برای طبقه بندی سنگ‌ها آن‌ها را تصحیح نمود. به این صورت که مواد فرار را از حاصل جمع اکسیدها حذف کرد و مجموع مقادیر اکسیدهای دیگر را به ۱۰۰ رسانید. بدین ترتیب فراوانی اکسیدهای باقیمانده افزایش می‌یابد و می‌توان از داده‌های تجزیه شیمیایی برای سنگ‌های دگرسان شده یا متاسوماتیزه و سالم به طور یکسان استفاده کرد. به نظر پولات و هافمن (۲۰۰۳) نمونه‌هایی که بیش از ۳/۵ درصد وزنی L.O.I دارند و تحت تأثیر دگرگونی حتی در درجات پایین قرار می‌گیرند؛ بعضی عناصر آن‌ها در مراحل اولیه پترولوژیکی متحرک می‌شوند و بنابراین این نمونه‌ها باید کنار گذاشته شوند.

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

به منظور تعیین دقیق مقادیر FeO و Fe_2O_3 (که در نتایج تجزیه به صورت آهن کل ارائه می-شود) و همچنین برای استاندارد کردن مقدار آهن سه ظرفیتی سنگ‌های ماگمایی باید محاسبات عددی خاصی انجام داد. در تعیین مقدار FeO و Fe_2O_3 ممکن است مقادیر محاسبه شده به دور از مقدار واقعی موجود در نمونه‌های تجزیه شده باشد که در نتیجه تأثیر زیادی بر کانی‌هایی که از روش نورم به دست می‌آید، می‌گذارد و سنگ مگنتیت نورماتیو بیشتری داشته و FeO کمتری برای ساختن کانی‌های مثل هیپرستن و دیوپسید باقی می‌ماند و در نهایت SiO_2 باقیمانده حاصل از نورم افزایش می‌یابد (درویش‌زاده و آسیابانها، ۱۳۷۰).

در اینجا از نمودار آلکالن در مقابل سیلیس (لومتر و دیگران، ۱۹۷۶) (شکل ۴-۱) برای نشان دادن نسبت‌های مختلف اکسیداسیون Fe_2O_3/FeO برای سنگ‌های ماگمایی استفاده شده است. در این نمودار نسبت‌های اکسیداسیون مساوی هم، با خطوطی نشان داده شده‌اند. به کمک این نمودار می‌توان مقدار Fe_2O_3 موجود در تجزیه شیمیایی سنگ‌های ماگمایی را تصحیح نمود.



شکل ۴-۱- نمودار (Na_2O+K_2O) در مقابل SiO_2 (لومتر و دیگران، ۱۹۷۶)، برای نشان دادن نسبت‌های مختلف اکسیداسیون Fe_2O_3/FeO برای سنگ‌های ماگمایی، که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی (درصد $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$) برای سنگ‌های آذرین درونی، نشان داده شده است و نتایج حاصل از این نمودار، مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO ، Fe_2O_3 ، مد نظر قرار گرفته است. علائم استفاده شده در نمودارها عبارتند از: * : گابرو، □ : گابروگابرو، ■ : مونزوگابرو، ◆ : دیوریت، ▲ : کوارتز مونزونیت، ▲ : گرانودیوریت، ● : گرانیت علائم به کار برده شده در تمام نمودارهای این فصل یکسان می باشد.

۴-۴- کاربرد دانه‌های تجزیه شیمیایی

به طور کلی در تجزیه شیمیایی، عناصر اصلی به صورت اکسید بیان می‌شوند. ژئوشیمیست‌ها از داده‌های عناصر اصلی به سه روش اصلی استفاده می‌کنند (رولینسون، ۱۹۹۳):

- ۱) رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌ها؛ که در سنگ شناسی آذرین کاربرد گسترده‌ای دارد.
 - ۲) تهیه نمودارهای تغییرات؛ که داده‌ها را به صورت نمودارهای دو متغیره و سه متغیره (به صورت نمودار X-Y یا نمودار مثلثی) نشان می‌دهند. این نوع نمودارها برای نمایش روابط متقابل میان عناصر در مجموعه داده‌ها به کار می‌روند و از این روابط است که می‌توان به فرایندهای زمین شیمیایی درگیر پی برد.
 - ۳) عناصر اصلی اغلب همراه با عناصر جزئی، برای تشخیص جایگاه زمین ساختی اولیه و سری ماگمایی سنگ‌های آذرین و ترسیم نمودارهای عنکبوتی به کار می‌روند.
- مهم‌ترین کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، طبقه بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین است.

۴-۵- طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی و به‌خصوص عناصر اصلی، به طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد و در آن‌ها از دو یا چند اکسید اصلی که در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت ویژه‌ای دارند، استفاده می‌شود. با توجه به اطلاعات حاصل از تجزیه شیمیایی و بر اساس معیارهای مختلف، سنگ‌های آذرین منطقه به دو روش نورماتیو و شیمیایی طبقه بندی و نامگذاری شده است. در ادامه هرکدام از این رده‌بندی‌ها را به طور جداگانه مورد بحث قرار می‌دهیم.

۴-۵-۱- طبقه‌بندی نورماتیو

نورم روشی است که بر اساس نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های سنگی، کانی‌های مجازی آن‌ها ساخته می‌شود و سپس بر مبنای مقادیر کانی‌های ساخته شده، نامگذاری سنگ‌ها صورت می‌گیرد یا از آن‌ها در تعریف پارامترهایی نظیر ضریب تفریق استفاده می‌شود. از آنجایی که مبنای رده‌بندی نورماتیو اساساً بر مبنای شیمی سنگ استوار است، پس سنگ‌های ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده، با ترکیب شیمیایی مشابه و ترکیب نورماتیو یکسان خواهند بود (رولینسون، ۱۹۹۳). مقادیر کانی‌های نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه به روش خشک (CIPW)، به کمک نرم‌افزار GCDKit انجام گرفته است (جدول ۴-۶). برای طبقه بندی سنگ‌ها با توجه به نتایج آنالیز نورم، از نمودار اکائر (۱۹۶۵) استفاده شده است.

جدول ۴-۶- درصد کانیهای محاسبه شده از طریق نورم خشک (CIPW)، برای نمونه‌های مورد مطالعه.

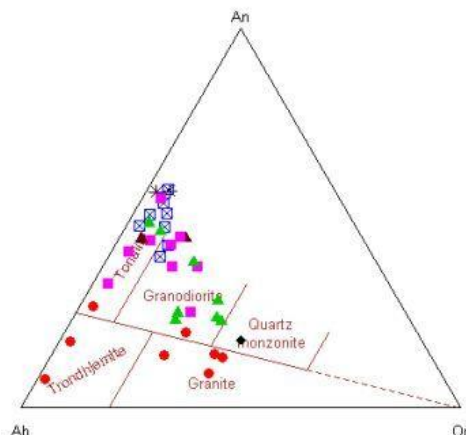
sample	علامت اختصاری	Q	C	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	OI	Il	Hm	Tn	Ap	Sum
G1	Gb	7.9	0.0	3.3	23.3	35.4	0.0	8.7	8.0	0.0	0.3	10.7	2.1	0.3	100
G2	Gb	1.4	0.0	1.7	28.6	39.9	0.0	8.6	6.8	0.0	0.3	9.9	2.6	0.1	100
G3	MG	0.0	0.0	8.8	29.0	25.6	1.3	17.0	0.0	7.0	0.4	9.8	0.0	0.2	100
G4	MG	0.0	0.0	3.5	38.6	29.7	0.0	8.0	0.0	9.2	0.4	8.6	0.7	0.7	100
G5	G-D	10.6	0.0	7.7	29.2	27.6	0.0	4.5	8.2	0.0	0.3	9.0	2.3	0.6	100
G6	G-D	12.0	0.0	7.0	28.5	23.6	0.0	5.6	5.6	0.0	0.3	11.9	4.4	1.2	100
G7	G-D	12.2	0.0	1.8	30.1	29.5	0.0	7.4	9.4	0.0	0.3	7.9	1.2	0.3	100
G8	G-D	7.6	0.0	2.5	28.8	32.5	0.0	5.6	11.2	0.0	0.3	9.1	1.8	0.5	100
G9	G-D	7.9	0.0	3.4	25.6	34.2	0.0	6.4	11.8	0.0	0.5	9.0	1.0	0.2	100
G10	G-D	7.0	0.0	4.8	26.1	32.7	0.0	7.7	11.1	0.0	0.3	8.3	1.6	0.4	100
G11	D	18.3	0.0	2.3	40.4	20.6	0.0	3.8	4.5	0.0	0.1	7.2	2.2	0.6	100
G12	D	19.4	0.0	9.8	28.9	22.8	0.0	2.0	6.6	0.0	0.2	7.8	2.1	0.6	100
G13	D	16.2	0.0	4.7	29.9	27.2	0.0	3.4	7.3	0.0	0.3	8.6	2.0	0.5	100
G14	D	16.9	0.0	2.5	33.7	25.2	0.0	5.1	6.6	0.0	0.2	7.4	1.9	0.6	100
G15	QM	21.8	0.4	28.5	28.4	12.5	0.0	0.0	3.6	0.0	0.2	3.9	0.0	0.3	100
G16	Gd	23.9	0.0	14.7	33.0	15.9	0.0	2.5	3.3	0.0	0.1	4.9	1.4	0.4	100
G17	Gd	26.3	0.0	15.2	34.4	14.8	0.0	0.0	3.1	0.0	0.2	4.8	0.7	0.3	100
G18	G	29.5	0.0	23.3	31.0	9.0	0.0	0.3	2.1	0.0	0.1	3.3	1.1	0.3	100
G19	G	35.0	0.0	23.5	32.6	5.6	0.0	0.0	0.7	0.0	0.1	2.3	0.0	0.1	100
G20	PG	28.1	0.0	1.1	60.4	5.1	0.0	1.2	0.8	0.0	0.1	2.2	0.8	0.2	100
G21	PG	32.4	0.3	1.6	49.3	10.8	0.0	0.0	1.8	0.0	0.2	3.1	0.0	0.2	100
G22	PG	37.8	0.0	1.7	40.1	15.3	0.0	0.0	1.5	0.0	0.1	2.8	0.2	0.2	100
G23	G	28.5	0.0	17.7	33.9	12.9	0.0	0.1	2.1	0.0	0.2	3.6	0.9	0.2	100

علائم کانی‌های نورماتیو عبارتند از: Q: کوارتز، C: کربنوم، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، Di: دیوپسید، Hy: هیپرستن، OI: الیون، Il: ایلمنیت،

Hm: هماتیت، Ap: آپاتیت

نمودار طبقه‌بندی اکانر (۱۹۶۵)

اکانر (۱۹۶۵)، بارکر (۱۹۷۹) و عبدالرحمن (۱۹۹۰)، سنگ‌های گرانیتوئیدی را با استفاده از نمودار مثلثی Ab-Or-An نورماتیو طبقه‌بندی کرده‌اند. این طبقه‌بندی در مورد سنگ‌های با بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو، به کار می‌رود. در این رده‌بندی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در محدوده‌های گرانیت، ترونجمیت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و تونالیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- رده‌بندی نورماتیو اکانر (۱۹۶۵) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

با توجه به اینکه رده‌بندی نورماتیو، یک رده‌بندی مجازی است و معمولاً ترکیب کانی‌شناسی محاسبه شده به روش نورم با ترکیب واقعی سنگ تفاوت‌هایی دارد، نمودارهای طبقه‌بندی براساس ترکیب نورماتیو با طبقه‌بندی میکروسکوپی اختلافاتی نشان می‌دهد، پس برای نتیجه‌گیری بهتر از مجموع رده‌بندی‌های پتروگرافی، نورماتیو و شیمیایی استفاده می‌کنیم.

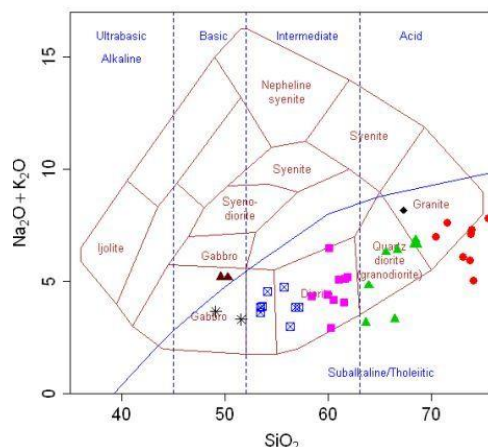
۴-۵-۲- طبقه‌بندی شیمیایی

طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین می‌تواند درستی نامگذاری بر اساس مشاهدات میکروسکوپی را بررسی نموده و به ما امکان می‌دهد که با یقین و قاطعیت بیشتر اظهار نظر نماییم. نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها بر اساس عناصر اصلی است. در نامگذاری شیمیایی باید روشی را انتخاب کرد که: ۱- آسان باشد، ۲- کاربرد وسیعی داشته باشد و ۳- تا حد امکان منطبق بر نامگذاری پتروگرافی و صحرایی باشد. در اغلب طبقه‌بندی‌های شیمیایی تعدادی از درصد اکسیدها که در ساختمان کانی‌های اصلی سنگ نقش اساسی دارند، مورد توجه قرار می‌گیرند. در برخی دیگر نیز با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی

سنگ، میزان میلی کاتیون عناصر خاص را محاسبه کرده و سپس نسبت‌های کاتیونی ویژه‌ای را در رده-بندی‌های سنگ‌های آذرین به کار می‌برند. با توجه به مطالب ذکر شده، سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه، به روش طبقه‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، دبون و لوفور (۱۹۸۳) و میدلموست (۱۹۹۴، ۱۹۸۵) نامگذاری شده است که در ادامه هر کدام به تفصیل، توضیح داده می‌شود.

الف - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوآرتزدیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند (شکل ۳-۴). در این نمودار محدوده آلکالن از ساب‌آلکالن توسط خطی جدا می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار اکثراً در محدوده ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند. از بین رده‌بندی‌های مختلفی که برای نامگذاری سنگ‌های آذرین وجود دارد این نمودار بیشترین همخوانی را با نامگذاری و مشاهدات پتروگرافی نمونه‌های سنگی دارد.



شکل ۳-۴ - نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). جهت رده‌بندی و نامگذاری سنگ‌های مورد مطالعه. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

ب - نمودار R1-R2 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)

برخی پژوهشگران ترکیب سنگ را بر حسب کاتیون‌ها محاسبه کرده‌اند. زیرا بعضی معتقدند داده‌های درصد وزنی اکسید به خوبی، توزیع کاتیون‌ها را در یک نمونه نشان نمی‌دهند. این رده‌بندی‌ها بر اساس میلی کاتیون ارائه شده است. از جمله این طبقه‌بندی می‌توان به نمودار طبقه‌بندی R1-R2 دولاروش و

همکاران (۱۹۸۰) اشاره کرد. دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی را بر اساس دو پارامتر R_1 و R_2 رده‌بندی و نامگذاری کرده‌اند.

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

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

این نمودار دو متغیره است، بر روی محور x ، R_1 و بر روی محور y ، R_2 پیاده شده است. مقادیر هر یک از عناصر بر حسب میلی‌کاتیون می‌باشد (شکل ۴-۴). در این نمودار، شیمی تمام عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن استفاده شده و برای تمام سنگ‌های آذرین کاربرد دارد. در این نمودار سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده آکالی‌گابرو، گابرو، گابرونوریت، دیوریت، مونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند.

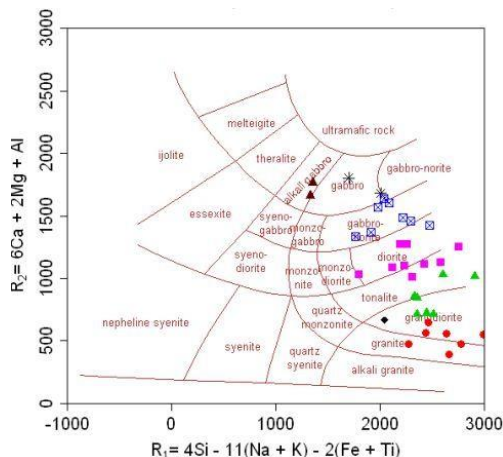
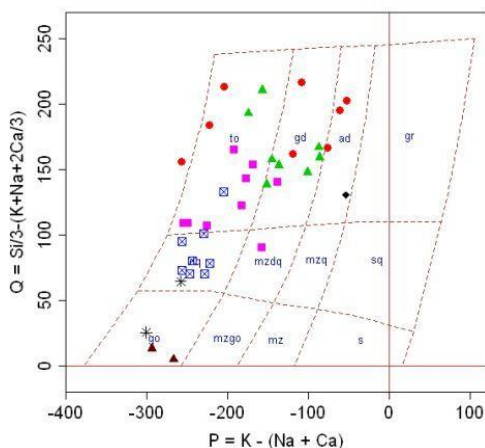
ج- نمودار دبون و لوفور (P-Q) (۱۹۸۳)

در نمودار P-Q دبون و لوفور پارامتر Q در مقابل P ترسیم می‌شود. مقدار P و Q طبق معادلات زیر تعریف می‌شود.

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

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

نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده دیوریت، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزدیوریت، مونزودیوریت و گابرو قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵).



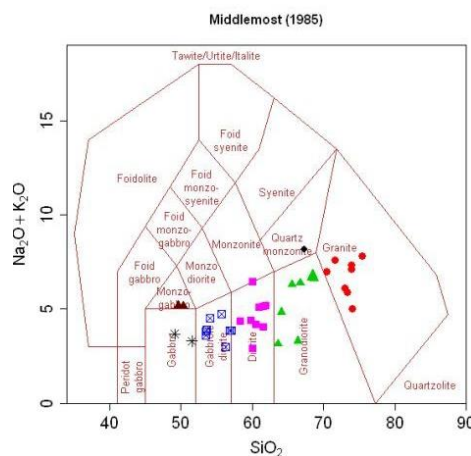
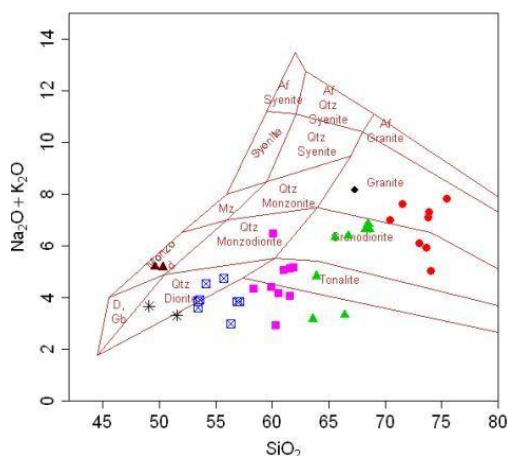
شکل ۴-۴- نمودار رده‌بندی دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه بر روی آن. (علائم مشابه شکل ۴-۱).
 شکل ۴-۵- نمودار P-Q دبون و همکاران (۱۹۸۳). (علائم مشابه شکل ۴-۱).

د- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۸۵)

نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)، یکی از سودمندترین و کاملترین روش‌های رده بندی موجود برای سنگ‌های نفوذی است. مجموع مقدار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و مقدار SiO_2 ، به صورت درصد وزنی اکسید روی نمودار رده بندی پیاده می‌شوند. با توجه به نمودار میدلموست (شکل ۴-۶) نمونه‌های سنگی منطقه در محدوده گابرو، مونزوگابرو، گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت، کوارتزمونزونیت و گرانیت قرار می‌گیرند. که این محدوده‌ها با تقسیم بندی پتروگرافی مطابقت دارد.

ه- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ، میدلموست (۱۹۹۴)

با توجه به نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست (۱۹۹۴)، سنگ‌های مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ‌شناسی مونزودیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزمونزودیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت است (شکل ۴-۷). در این نمودار بین سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند، یک پیوستگی ترکیبی مشاهده می‌شود که نشان از منبع ماگمایی مشترک برای این سنگ‌هاست.



شکل ۴-۶- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵).
 شکل ۴-۷- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 میدلموست (۱۹۹۴)، به موقعیت نمونه‌ها در نمودار توجه فرمایید. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

با توجه به نمودارهای بررسی شده، سنگ‌های مورد مطالعه، در مجموع طیفی از گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت را در بر می‌گیرند. برخی از نمونه‌های مورد مطالعه که با توجه به مشاهدات صحرایی و پتروگرافی جزء دیوریت‌ها محسوب می‌شوند، در نمودارهای طبقه‌بندی و نامگذاری مبتنی بر آنالیز شیمیایی، در محدوده گابرو قرار می‌گیرند که خود ناشی از فراوانی

هورنبلند سبز در این سنگ‌هاست. زیرا آمفیبول برای تشکیل به سیلیس کمتری نیاز دارد و متعاقباً با کاهش درصد سیلیس سنگ‌های دیوریتی بر روی نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 در محدوده گابرو واقع می‌شوند، البته این احتمال که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها غنی از آب بوده و شرایط برای تشکیل پیروکسن مناسب نبوده، را نیز نباید نادیده گرفت.

۴-۶- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی به کمک نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات، نمایش ساده‌ای از تفریق شیمیایی هستند و بخشی از فرایندهای جدایش بلور-مذاب، ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای را نشان می‌دهند (ویلسون، ۱۹۸۹). با استفاده از این نمودارها، می‌توان روابط ژئوشیمیایی، پترولوژیکی و پتروژنزی سنگ‌های موجود را تعیین کرد و روند تحول ماگما را از هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی بررسی کرد. همچنین حجم زیادی از اطلاعات عددی به طور فشرده، به صورت عناصر اصلی یا عناصر کمیاب و یا ترکیبی از هر دو، در این نمودارها نمایش داده می‌شوند، پس این روش، برای تلفیق حجم زیادی از داده‌های تجزیه‌ای که مقایسه آن‌ها در جدول دشوار می‌باشد، مناسب است. در رسم چنین نمودارهایی، فرض بر اینست که در سنگ‌های نفوذی هم منشأ، آنها روند تکامل شیمیایی مذاب را، توضیح می‌دهند. به طور کلی برای سنگ‌های آذرین هم منشأ، زوج اکسیدها دارای روندهای مثبت یا منفی می‌باشند. در تفسیر روندهای مشاهده شده نمودارهای تغییرات باید جانب احتیاط را رعایت کرد. چون ممکن است، در اثر عملکرد فرایندهای متفاوت، روندهای مشابهی مشاهده شود. به طور کلی، خمیدگی در روندها به صورت شروع تبلور یک کانی جدید یا گروهی از کانی‌ها تفسیر می‌شود. اهمیت این خمیدگی‌ها، مربوط به موقعیت نسبی آن، در نمودار است.

نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها، جهت بررسی تحولات پترولوژیکی در طول تبلور ماگما ارائه شده است؛ که از جمله می‌توان به نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسید عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی در مقابل ضریب تفریق (D.I) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰) و شاخص انجماد (S.I) اشاره کرد.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی نسبت به سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

در نمودار هارکر (۱۹۰۹)، درصد وزنی اکسیدهای اصلی در مقابل درصد وزنی SiO_2 به صورت یک نمودار دوتایی ترسیم می‌شوند. SiO_2 ، به عنوان شاخص تفریق در محور افقی و عناصر یا اکسیدهای دیگر برای نشان دادن محدوده وسیعی از تغییرات در محور عمودی، استفاده می‌شود. تغییرات تدریجی ترکیب

شیمیایی و روند مشخص در نمونه‌های مختلف یک سری سنگی، در این نمودارها، بیانگر رابطه خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری و نشانه‌ای از روند تحول ماگما می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و قطع شدن این روندها، به شرط نمونه‌برداری کامل و دقیق، می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آن‌ها باشد. در این نمودارها، روند تکوین دو مرحله‌ای توده گرانیتوئیدی از (گابرو تا دیوریت) و (گرانودیوریت تا گرانیت)، به خوبی مشخص است. وجود وقفه ترکیبی بین سنگ‌های مافیک و فلسیک از تکوین دو مرحله‌ای این سنگ‌ها ناشی می‌شود و می‌توان گفت که ماگمای مافیک (گابرویی-دیوریتی)، ضمن توقف در آشیانه ماگمایی و تحمل فرایند تفریق باعث ایجاد محصولات تفریق یافته از قبیل گرانودیوریت‌ها، گرانیت‌ها و دایک‌های آندزیتی همزمان با توده نفوذی شده است که در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، به وضوح تکوین دو مرحله‌ای گفته شده قابل مشاهده است.

ترکیب شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های مورد مطالعه بر روی نمودارهای هارکر روند تقریباً خطی نشان می‌دهند. در این نمودارها روند تغییرات اکسیدهای MnO ، TiO_2 ، FeO ، MgO ، CaO ، Al_2O_3 مقابل SiO_2 ، روندی نزولی می‌باشد، میزان این اکسیدها در طی تبلور ماگما، به علت تشکیل کانی‌های فرومنیزین، آپاتیت، مگنتیت و ... کم می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارها پراکندگی چندانی نشان نمی‌دهند. روند اکسیدهای K_2O و Na_2O با افزایش میزان SiO_2 افزایش نشان می‌دهد، پراکندگی بسیار اندک در برخی نمونه‌های گرانیتی، می‌تواند در ارتباط با تحرک عناصر K و Na در روند تبلور تفریقی و یا آرایش پوسته قاره‌ای در طی صعود ماگما باشد. همچنین وجود پراکندگی در بعضی از نمودارها مثل TiO_2 ، MnO و P_2O_5 می‌تواند به دلیل تحولاتی مانند آرایش و یا حتی اختلاط ماگمایی بین ماگمای دیوریتی و گرانودیوریتی باشد، که ماگما در هنگام بالا آمدن متحمل شده است. همبستگی‌های تقریباً خطی بین SiO_2 و دیگر اکسیدها، هر چند حاکی از تشکیل آنها از منبع مشترکی است اما نمی‌تواند دلیل بر آن باشد که همه آنها در طی یک مرحله تشکیل شده‌اند. حال به بررسی تغییرات هر کدام از عناصر اصلی در برابر SiO_2 می‌پردازیم:

تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2

با توجه به پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه Al_2O_3 در ساخت کانی‌های هورنبلندسبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز شرکت کرده است، لذا متناسب با سهم هر یک از کانی‌های نامبرده و ترکیب آن‌ها مقدار Al_2O_3 می‌تواند تغییر کند. از آنجایی که با افزایش تفریق‌یافتگی مقدار کانی‌های مافیک و به خصوص پلاژیوکلازهای کلسیک کاهش می‌یابد مقدار Al_2O_3 نیز کاهش می‌یابد. روند نزولی تغییرات

Al₂O₃ در مقابل SiO₂ در حد فاصل ترکیبات مافیک- حدواسط و ترکیبات فلسیک، یک نقطه عطف نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-ا) که بر اساس آن می‌توان تغییرات Al₂O₃ را در این دو گروه سنگی به طور مجزا بررسی نمود. در گروه مافیک- حدواسط تفریق‌یافتگی نسبت به Al₂O₃ شدیدتر می‌باشد و نمودار از شیب بیشتری برخوردار است. در حالیکه در ترکیبات فلسیک شیب نمودار در مراحل اولیه کم و در مراحل پایانی بسیار زیاد می‌باشد که با تفریق‌یافتگی شدید ماگما تأیید می‌گردد.

تغییرات CaO در برابر SiO₂

CaO در ساخت کانی‌های مافیک به طور مثال پیروکسن (اوژیت)، هورنبلندسبز و کانی‌های فلسیک نظیر پلاژیوکلاز و سایر کانی‌ها از جمله اسفن شرکت دارد. روند نزولی تغییرات CaO در برابر SiO₂ وابسته به مقدار کانی‌های ذکر شده می‌باشد بدین صورت که با افزایش تفریق و کاهش مقدار کانی‌های نامبرده به استثنای کانی‌های ثانویه نظیر اپیدوت و کلسیت مقدار CaO کاهش می‌یابد (شکل ۴-۸-ب). روند نزولی تغییرات CaO در برابر SiO₂ در ترکیبات مافیک- حدواسط و فلسیک تقریباً مشابه می‌باشد و هر دو گروه سنگی یک روند نزولی با شیب زیاد را نشان می‌دهند. همچنین روند نزولی این نمودار با تحول ترکیب پلاژیوکلاز از کلسیک به سدیک و ظهور فلدسپات آلکالن در حین تبلور تفریقی ماگما سازگار می‌باشد. هم‌راستا بودن روند نزولی کلی بیانگر هم منشأ بودن کلی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

تغییرات Fe₂O₃ در برابر SiO₂

Fe₂O₃ در ساخت کانی‌های آهن‌دار مافیک شرکت دارد اما نسبت به FeO مشارکت آن در این کانی‌ها کمتر می‌باشد. Fe₂O₃ به مقدار زیاد در ساخت مگنتیت مشارکت دارد. نمودار تغییرات Fe₂O₃ در مقابل SiO₂، به دو قسمت تقسیم می‌شود (شکل ۴-۸-ج). در ابتدا با تبلور سنگ‌های مافیک (گابرو تا دیوریت) روند صعودی نشان می‌دهد که با تبلور قابل ملاحظه مگنتیت و افزایش سهم یا فراوانی مگنتیت از سنگ‌های گابرویی به سمت دیوریت تأیید می‌گردد. در ادامه با تبلور سنگ‌های فلسیک، با تبلور کانی‌های مافیک و مقدار کمتر مگنتیت، مقدار Fe₂O₃ کاهش می‌یابد. مقدار کم Fe₂O₃ در سنگ‌های گابرویی بیانگر آنست که شرایط مناسبی برای تبلور مگنتیت فراهم نشده است. با تبلور مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های دیوریتی مقدار Fe₂O₃ به اوج خود می‌رسد و در ادامه روند تبلور تفریقی از دیوریت به سمت گرانیت و با کاهش مگنتیت، از میزان این عنصر کاسته می‌شود. این شواهد، با روند تکامل دو مرحله‌ای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بحث و شواهد صحرائی و پتروگرافی کاملاً سازگار می‌باشند.

تغییرات FeO در برابر SiO₂

FeO در ساخت کانی‌های آهن‌دار مانند الیوین، پیروکسن، هورنبلند سبز، بیوتیت و مگنتیت مشارکت دارد. با توجه به سهم هر یک از کانی‌های ذکر شده مشارکت آن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه، مقدار FeO تغییر می‌کند. در جریان تبلور ماگما و با کاهش کانی‌های مافیک نامبرده و مگنتیت مقدار FeO نیز کاهش می‌یابد. به طور کلی روند تغییرات FeO در برابر SiO₂ نزولی می‌باشد. در سنگ‌های مافیک-حدواسط این روند با یک شیب زیاد کاهش می‌یابد و سپس در سنگ‌های دیوریتی شاهد یک خیز در نمودار هستیم (شکل ۴-۸-d). می‌توان این خیز را به تبلور کانی‌های اوپک به ویژه مگنتیت در دیوریت‌ها مربوط دانست. روند نزولی تغییرات FeO در برابر SiO₂ در سنگ‌های فلسیک شامل سه بخش می‌باشد. در مراحل اولیه و در گرانودیوریت‌ها با یک شیب زیاد و در مراحل میانی و گرانیتهای معمولی با یک شیب نسبتاً کم می‌باشد که در ادامه و در پلاژیوگرانیتهای غنی از سدیم نمودار از یک شیب نزولی تند تبعیت می‌کند. در این نمودار مرزهای تحولی دو سری از مافیک به فلسیک (خط شماره ۱) و از گرانیتهای پلاژیوگرانیته (خط شماره ۲) مشخص گردیده است که مؤید مشاهدات صحرایی و پتروگرافی است.

تغییرات K₂O در برابر SiO₂

در سنگ‌های مورد مطالعه کانی‌های پتاسیم‌دار نظیر ارتوکلاز و بیوتیت یافت می‌شود. با افزایش سیلیس ماگمای باقیمانده، میزان K₂O افزایش می‌یابد. روند صعودی تغییرات K₂O در برابر SiO₂ شامل دو قسمت می‌باشد (شکل ۴-۸-e). در ترکیبات مافیک-حدواسط تفریق یافتگی نسبت به K₂O بسیار کم می‌باشد، لذا نمودار از شیب کمی برخوردار است و کانی مافیک پتاسیم‌دار متبلور شده بیوتیت می‌باشد. در حالیکه در ترکیبات سنگی فلسیک کانی ارتوکلاز از فراوانی بیشتری برخوردار است، لذا میزان تغییرات آن در نمودار K₂O در برابر SiO₂ محسوس‌تر می‌باشد. سه نمونه از سنگ‌های گرانیتهای (فلسیک) دارای کمترین مقدار K₂O می‌باشند و نگاهی به آنالیز شیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها به شدت از اکسید سدیم غنی هستند و میزان Na₂O آن‌ها بین ۴/۵ تا ۷ درصد می‌باشد، در نتیجه انتظار می‌رود که فلدسپارهای نوع آلبیت آن‌ها نیز غنی از سدیم باشند. پراکندگی اندکی که در این نمودار مشاهده می‌شود می‌تواند ناشی از تفریق یافتگی متفاوت و تا حدودی دگرسانی باشد. روند تغییرات این عنصر همچنین با روند تکامل دو مرحله‌ای سنگ‌های گرانیتهای و شواهد صحرایی و پتروگرافی منطقه مورد مطالعه سازگار می‌باشد. در عین حال روند کلی تغییرات همبستگی کلی سنگ‌های مافیک و فلسیک را تأیید می‌کند.

تغییرات MgO در برابر SiO₂

منیزیم در ابتدای تفریق وارد شبکه کانی‌هایی مانند الیوین، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت می‌شود. با افزایش تفریق و کاهش مقدار کانی‌های ذکر شده مقدار MgO نیز کاهش یافته و نمودار تغییرات این عنصر در برابر SiO₂ یک روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-۴) که شامل دو بخش در سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک می‌باشد. روند نزولی MgO در برابر SiO₂ در سنگ‌های مافیک- حدواسط با شیب زیادی کاهش می‌یابد. در حالیکه در ترکیبات فلسیک شیب نمودار در مراحل اولیه بسیار زیاد و در مراحل پایانی با حضور پلاژیوگرانیت‌ها اندک می‌باشد. برای اینکه کانی منیزیم‌دار قابل توجهی در سنگ‌های پلاژیوگرانیتی وجود ندارد لذا روند تفریق این سنگ‌ها در نمودار کم‌شیب یا مسطح می‌باشد.

تغییرات MnO در برابر SiO₂

MnO با توجه به ماهیت ژئوشیمیایی خود و جایگاه آن در جدول تناوبی تمایل به مشارکت در ساختمان کانی‌های آهن و منیزیم‌دار دارد. لذا تغییرات این سه عنصر تقریباً هماهنگ می‌باشد. منگنز به طور کلی وارد شبکه کانی‌های فرومنیزین مثل اولیوین، پیروکسن و کانی‌های هورنبلند و مگنتیت می‌شود و در آن‌ها تمرکز پیدا می‌کند. در نمودار SiO₂ در برابر MnO به طور محسوس، روند نزولی مشاهده می‌شود (شکل ۴-۸-۴g).

تغییرات Na₂O در برابر SiO₂

Na₂O در ساخت کانی‌های مافیک سدیم‌داری مثل اوژیت، هورنبلندسبز و فلدسپارهای سدیم‌دار مثل آلبیت و پلاژیوکلاز مشارکت می‌کند. با توجه به سهم مشارکت هر کدام از این کانی‌ها مقدار این عنصر در دو گروه سنگ‌های مافیک و فلسیک متفاوت می‌باشد. در نمودار تغییرات Na₂O در برابر SiO₂ سنگ‌های مافیک- حدواسط با توجه به اینکه این عنصر وارد ساختمان کانی‌های هورنبلندسبز و پلاژیوکلازهای سدیک می‌گردد با افزایش تفریق و افزایش کانی‌های نامبرده، مقدار این عنصر با یک شیب زیاد افزایش می‌یابد. در ترکیبات فلسیک شیب نمودار در مراحل اولیه (گرانودیوریت‌ها) زیاد می‌باشد و در ادامه با افزایش تفریق ماگما و تشکیل فلدسپات‌های سدیم‌دارگرانیت‌ها این شیب ملایم‌تر می‌گردد. در پلاژیوگرانیت‌ها مقدار سدیم بسیار زیاد بوده و بین ۴/۵ تا ۷ درصد متغیر می‌باشد (شکل ۴-۸-۴h)، به طوریکه می‌توان روند مجزایی را به آن‌ها اختصاص داد. در ضمن سنگ‌های پلاژیوگرانیتی غنی از سدیم

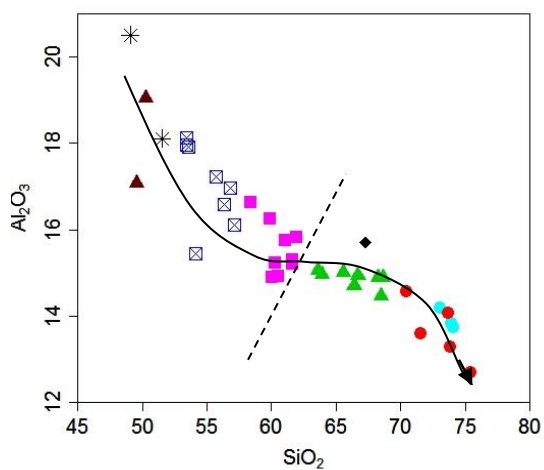
مجموعه آذرین قدیمی تر (مافیک- حدواسط و فلسیک) را قطع می‌کنند. این روند کاملاً مشابه با روند K_2O می‌باشد که ماهیت ناسازگار این دو عنصر نیز آن را تایید می‌کند.

تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2

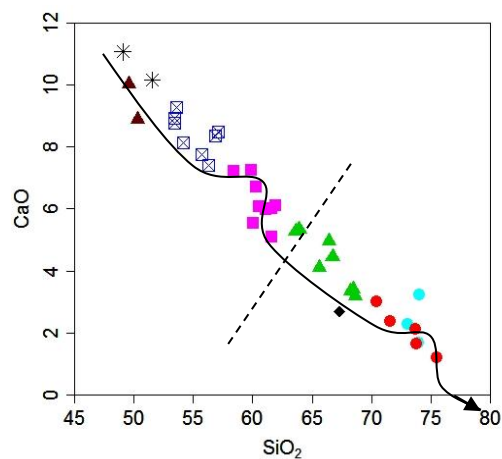
P_2O_5 در ساخت کانی‌های فسفر دار مانند آپاتیت شرکت می‌کند. متناسب با حضور آپاتیت در سنگ- های توده گرانیتوئیدی ظفرقند، در کانی‌های سنگ‌های مافیک- حدواسط، با افزایش تفریق، مقدار عنصر P_2O_5 افزایش می‌یابد و با شروع تبلور آپاتیت در دیوریت‌ها و برخی گابرو دیوریت‌ها به اوج خود می‌رسد، اما با ادامه روند تفریق و کاهش سهم کانی‌های فسفردار در سنگ‌های فلسیک، مقدار این عنصر کم می‌شود. روند تغییرات P_2O_5 در برابر SiO_2 (شکل ۴-۸-۱)، در سنگ‌های مافیک- حدواسط به صورت صعودی با شیب زیاد است اما در سنگ‌های فلسیک تفریق‌یافتگی نسبت به P_2O_5 کاهش یافته و روند نزولی نمودار از شیب کمتری برخوردار است.

تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2

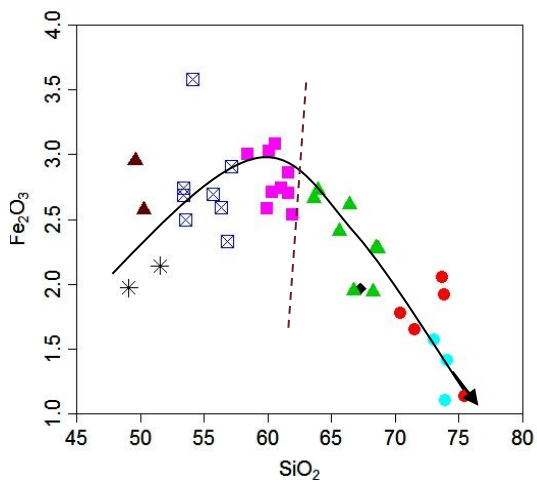
TiO_2 به جای عناصر Al, Fe و Si در کانی‌های پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، اسفن و تیتانومگنتیت شرکت کرده و متناسب با مقدار و ترکیب این کانی‌ها در سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک، مقدار آن تغییر می‌کند. اوج تبلور کانی‌های تیتانیوم‌دار مشابه با کانی‌های آهن‌دار (شکل ۴-۸-۲) در دیوریت‌ها می‌باشد، پس می‌توان گفت مگنتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه احتمالاً از نوع تیتانومگنتیت هستند. در سنگ‌های مافیک- حدواسط با افزایش تفریق و تبلور کانی‌های تیتانیوم‌دار مثل تیتانومگنتیت مقدار این عنصر افزایش می‌یابد به طوری که مقدار این عنصر در دیوریت‌ها و برخی گابرو دیوریت‌ها به بالاترین مقدار خود می‌رسد. در ادامه با افزایش تفریق از گرانو دیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها مقدار TiO_2 نیز کاهش می‌یابد. طبق نمودار SiO_2/TiO_2 ، می‌توان کاهش TiO_2 را در مونزوگابروها (مثلث قهوه‌ای)، با کاهش عنصر میزبان این کانی در این سری سنگی توجیه کرد. با توجه به نمودار تغییرات TiO_2 در برابر SiO_2 می‌توان دو روند کلی را تشخیص داد (شکل ۴-۸-۳). در سنگ‌های گروه مافیک- حدواسط تفریق‌یافتگی نسبت به TiO_2 بیشتر بوده، لذا روند صعودی نمودار با شیب زیاد تغییر می‌کند. در سنگ‌های فلسیک شیب نمودار کاهش یافته و یک روند نزولی را نشان می‌دهد. از طرفی شیب تغییرات نمودار TiO_2 در سنگ‌های فلسیک کمتر از شیب تغییرات Fe_2O_3 در این سنگ‌ها می‌باشد و این به منزله حضور اسفن در سنگ‌های اسیدی می‌باشد که با شواهد پتروگرافی نیز تأیید می‌گردد.



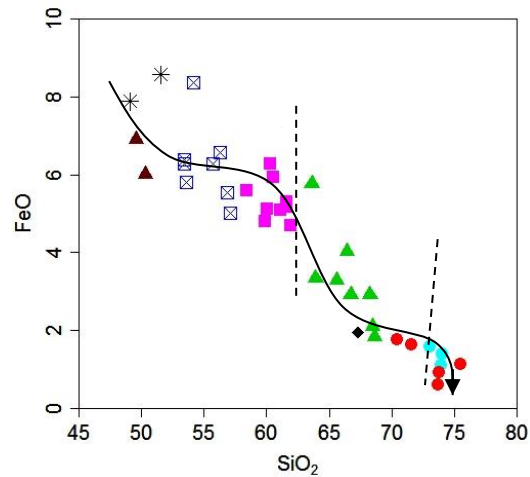
(a)



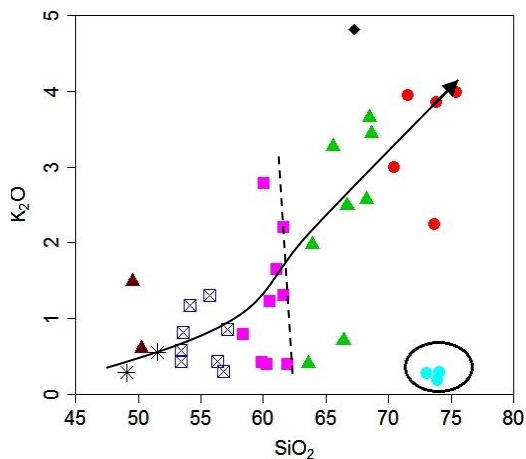
(b)



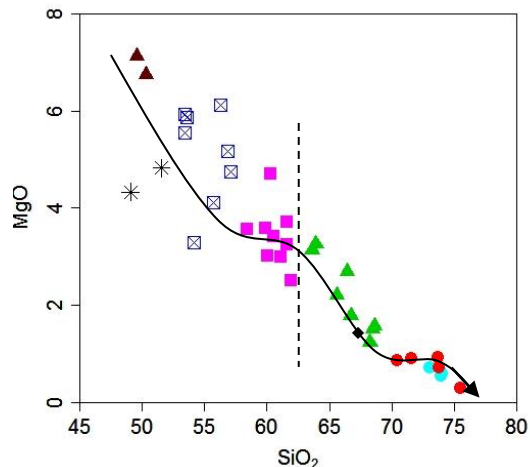
(c)



(d)

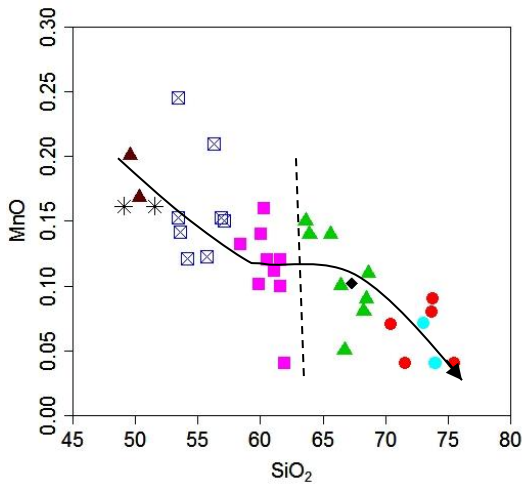


(e)

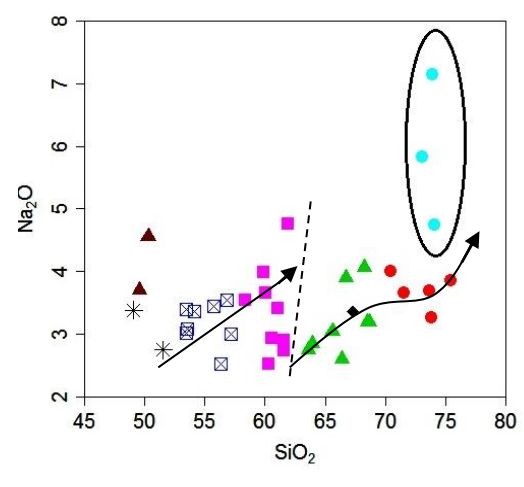


(f)

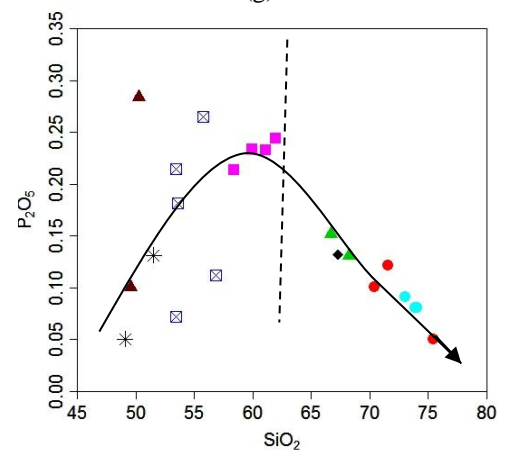
شکل ۴-۸- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ، هارکر (۱۹۰۹)، به روند تفریقی در نمودارها توجه فرمایید. خط چین در این نمودارها جداکننده بخش مافیک از فلسیک می‌باشد، همچنین خطوط ممتد نشاندهنده روند افزایشی یا کاهش‌ی در آن‌هاست. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



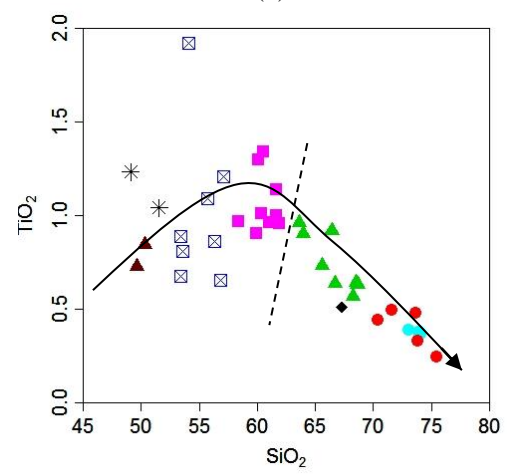
(g)



(h)



(i)



(j)

ادامه شکل ۴-۸.

۴-۶-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 (نمودار هارکر، ۱۹۰۹)

عناصر کمیاب با این که کمتر از ۱ درصد ترکیب کل سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند ولی به دلیل تعداد زیاد این عناصر، خواص ژئوشیمیایی خاص هر عنصر، طیف وسیع تغییر رفتار این عناصر با شرایط جدید (مثلاً عمق، فشار، ذوب بخشی یا تبلور بخشی) و رفتار ساده‌تر این عناصر نسبت به عناصر اصلی اطلاعاتی که در اختیار ما قرار می‌دهند، بسیار فراتر از فراوانی آنهاست. در این نمودارها SiO_2 بر روی محور افقی و عناصر کمیاب بر روی محور عمودی قرار می‌گیرند.

همان‌طور که در شکل ۴-۹، مشاهده می‌کنید؛ عناصر Sr, Sc, Ni, Co و V در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند. این عناصر - به جز Sr که عنصری دو ظرفیتی و ناسازگار است- عنصری

سازگارند و رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیوم داشته و جانشین Fe^{3+} ، Mg و Ti در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شوند. V و Ti در ساخت اکسیدهای اصلی (مگنتیت و ایلمنیت) و کانی‌های فرومنیزین مشارکت می‌کنند.

عناصر Rb, La, Ba و Zr در مقابل افزایش سیلیس روند مثبت یا صعودی نشان می‌دهند. Rb و Ba از عناصر به شدت ناسازگار دو ظرفیتی‌اند که در شبکه کانی‌های فلدسپات و تا حدودی هورنبلند و بیوتیت جایگزین کلسیم و پتاسیم می‌شوند. La از عناصر نادر خاکی ناسازگار سبک و سه ظرفیتی می‌باشد که مقدار آن با افزایش سیلیس افزایش می‌یابد. ترکیب عناصر ناسازگار در طی تفریق، بوسیله جدایش کانی‌های اکسیدی و فراوانی کانی آمفیبول کنترل می‌شود (سوئسو، ۲۰۰۰).

در همه نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب، مخصوصاً در نمودارهای روند تغییرات La, Ni, Sc و Zr، می‌توان روند تکوین دو مرحله‌ای از سنگ‌های مافیک به فلسیک را مشاهده کرد. در این نمودارها، سه نمونه پلاژیوگرانیتی، روند کاملاً مجزایی را نشان می‌دهند، که مخصوصاً در نمودارهای Ba و Rb این سه نمونه از روند تغییرات معمول عناصر Ba و Rb تبعیت نمی‌کنند. علت این امر به این خاطر است که عنصر میزبان این دو عنصر، پتاسیم می‌باشد و این سه نمونه گرانیتهای دارای پلاژیوکلاز سدیک، با مقدار ارتوز کم می‌باشند. در این گرانیتهای اگر ارتوزی هم وجود داشته باشد، بیشتر از نوع غنی از سدیم می‌باشد.

پراکندگی جزئی که در نمودار تغییرات عناصر Ni, Ba, Rb دیده می‌شود، به دلیل تفاوت در مقدار پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه‌های مورد مطالعه است. علاوه بر این نشان دهنده آنست که عوامل دیگری به جز تبلور تفریقی مثل آرایش پوسته‌ای یا اختلاط در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش داشته است. در این نمودارها همچنین روند تفریق برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تأیید می‌شود. در ادامه به توضیح مفصل نمودارهای عناصر کمیاب در برابر سیلیس در دو بخش ناسازگار و سازگار می‌پردازیم.

الف) نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل سیلیس

تغییرات Ba در مقابل SiO_2

Ba در ساختار کانی‌های ارتوز و بیوتیت جانشین K می‌شود، همچنین Ba می‌تواند در شبکه پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز وارد شده و جانشین Ca گردد. طبق روند معمول تفریق، مقدار Ba با افزایش SiO_2 ، از گابرو به سمت گرانیتهای افزایش می‌یابد. طبق نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ، این عنصر با افزایش تفریق یک روند صعودی با شیب زیاد را نشان می‌دهد (شکل ۴-۹-۱). سه نمونه پلاژیوگرانیتی از

روند صعودی سایر سنگ‌ها در این نمودار تبعیت نمی‌کنند و می‌توان یک روند مجزا را به آن‌ها اختصاص داد. مقدار Ba در پلاژیوگرانیت‌ها بین ۳۰ تا ۲۰۰ پی‌پی‌ام متغیر می‌باشد. علت این امر اینست که Ba احتمالاً جایگزین پتاسیم شده است.

تغییرات La در مقابل SiO₂

La از عناصر خاکی کمیاب سبک سه ظرفیتی و ناسازگار می‌باشد که با افزایش تفریق مقدار آن افزایش می‌یابد. در نمودار تغییرات La در مقابل SiO₂ این عنصر با افزایش تفریق‌یافتگی یک روند صعودی دو مرحله‌ای بین سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک نشان می‌دهد که از تکوین دو مرحله‌ای ماگمای سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند ناشی شده است (شکل ۴-۹-۴). این وقفه ترکیبی بین سنگ‌های مافیک و فلسیک دلیلی بر داشتن منشأ متفاوت برای آن‌ها نیست، بلکه علت ایجاد این وقفه به چگونگی تشکیل و جایگزینی ماگماهای سازنده توده مورد مطالعه مربوط می‌باشد.

تغییرات Rb در مقابل SiO₂

Rb یک عنصر یک ظرفیتی و به شدت ناسازگار می‌باشد که در شبکه کانی‌های ارتوز، هورنبلند و بیوتیت جایگزین K می‌گردد. روند صعودی تغییرات Rb در برابر SiO₂ متناسب با مقدار این کانی‌ها تغییر می‌کند (شکل ۴-۹-۴). بدین صورت که روند صعودی تغییرات Rb در برابر SiO₂ در سنگ‌های مافیک- حدواسط با شیب ملایم افزایش می‌یابد. این افزایش بیشتر مربوط به افزایش کانی‌های میزبان عنصر Rb مثل هورنبلند و بیوتیت در این سنگ‌هاست. روند صعودی تغییرات Rb در برابر SiO₂ در سنگ‌های فلسیک با یک شیب زیاد افزایش می‌یابد، که مربوط به حضور فراوان کانی ارتوز علاوه بر کانی‌های هورنبلند و بیوتیت در این سنگ‌ها می‌باشد. مقدار Rb در پلاژیوگرانیت‌های سدیم‌دار همانند K متفاوت بوده و دارای مقادیر بسیار کم (۳-۲۰ پی‌پی‌ام) می‌باشد. کاهش مقدار روبیدیم در این گرانیت‌ها به دلیل کاهش پتاسیم می‌باشد. روند تغییرات Rb برابر SiO₂ به دلیل جانشینی Rb به جای K، با روند تغییرات K₂O در مقابل SiO₂ مشابه است.

تغییرات Sr در مقابل SiO₂

Sr از عناصر دو ظرفیتی و قلیایی خاکی است که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها جایگزین Ca می‌شود. Sr در طول تفریق با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد،

روند نزولی Sr در مقابل SiO_2 در ترکیبات مافیک- حدواسط و فلسیک مشابه می‌باشد و در هر دو گروه روند نزولی با شیب زیاد نشان می‌دهد (شکل ۴-۹-د). کاهش مقدار Sr در گرانیتهای تفریق‌نیافته تا حدود ۱۰۰ پی‌پی‌ام با ماهیت پلاژیوکلازهای آلبیتی آنها سازگار است. در این نمودار پلاژیوگرانیت‌ها، که در مقاطع میکروسکوپی دارای مقادیر پلاژیوکلاز بالاتر و ارتوز کمتر هستند، دارای مقادیر Sr بالاتری نسبت به سایر گرانیتهای هستند.

تغییرات Zr در مقابل SiO_2

Zr دارای بار الکتریکی بالا و شعاع یونی نسبتاً بزرگی است که این عنصر را از سایر عناصر اصلی سنگ‌های آذرین جدا می‌کند. این عنصر در ابتدا در ساختمان هیچ کانی مشارکت نمی‌کند، پس مقدار آن در ماگما تا زمان تشکیل زیرکن زیاد می‌شود. بنابراین Zr با افزایش SiO_2 و تفریق‌یافتگی افزایش پیدا می‌کند. روند صعودی تغییرات Zr در برابر SiO_2 شامل دو بخش می‌باشد (شکل ۴-۹-ه). در ترکیبات مافیک- حدواسط تفریق‌یافتگی نسبت به Zr بسیار زیاد می‌باشد، لذا نمودار از شیب زیادی برخوردار است در حالیکه در ترکیبات فلسیک میزان تغییرات Zr در برابر SiO_2 شیب کمتری دارد.

ب) نمودار تغییرات عناصر سازگار در مقابل سیلیس

تغییرات Co در مقابل SiO_2

به خاطر شعاع یونی مشابه Co با آهن و منیزیم، این عنصر جانشین Fe و Mg در ساختمان کانی‌ها شده و در ساخت کانی‌های پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می‌کند. اما در ادامه با تفریق کانی‌های اوژیت، بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت، مقدار Co در مایع باقیمانده نیز کاهش می‌یابد. نمودار تغییرات Co در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۹-ف)، روند نزولی مشخصی نشان می‌دهد. این عنصر در ترکیبات گابرویی و دیوریتی دارای بیشترین مقدار می‌باشد. با افزایش SiO_2 مقدار Co در هر دو گروه مافیک و فلسیک با شیب زیاد کاهش می‌یابد.

تغییرات Ni در مقابل SiO_2

Ni در مراحل اولیه تبلور و تفریق از سیستم مایع خارج شده و وارد فاز بلورین کانی‌های حرارت بالا می‌شود. یون نیکل اساساً دارای شعاع و بار یونی مشابه با شعاع و بار یونی منیزیم است، بنابراین باید در کانی‌های منیزیم‌دار به صورت استتار شده وجود داشته باشد. به هر حال نسبت نیکل به منیزیم در

بلورهایی که در ابتدای تفریق ماگمایی تشکیل می‌شوند (بخصوص اولیوین)، در بیشترین حد خود است و کاهشی پیوسته را در سنگ‌ها و کانی‌هایی که بعداً تشکیل می‌شوند، نشان می‌دهد. نمودار تغییرات Ni در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۹-۴ g)، روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد که در ترکیبات دو گروه مافیک-حدواسط و فلسیک به طور جداگانه بررسی خواهد شد. نمودار تغییرات Ni در مقابل SiO_2 در ترکیبات گروه مافیک-حدواسط با شیب زیاد کاهش می‌یابد. مقدار بالای نیکل در دو نمونه مونزوگابرویی بیانگر آنست که شرایط مناسبی برای تبلور کانی‌های حاوی نیکل فراهم شده است. نمودار تغییرات Ni در مقابل SiO_2 در ترکیبات فلسیک با افزایش تفریق ماگما، شیب بسیار کمی نشان می‌دهد که به فراوانی کم کانی-های نیکل‌دار در این سنگ‌ها مربوط می‌باشد. همچنین این عنصر در نمودار روند تغییرات خود وقفه ترکیبی کوچکی بین سنگ‌های مافیک-حدواسط و فلسیک نشان می‌دهد که کاملاً با شواهد صحرایی و پتروگرافی تأیید می‌گردد. وقفه ترکیبی مورد بحث در نمودارهای Sc, Zr و La در مقابل SiO_2 نیز به خوبی مشاهده می‌شود.

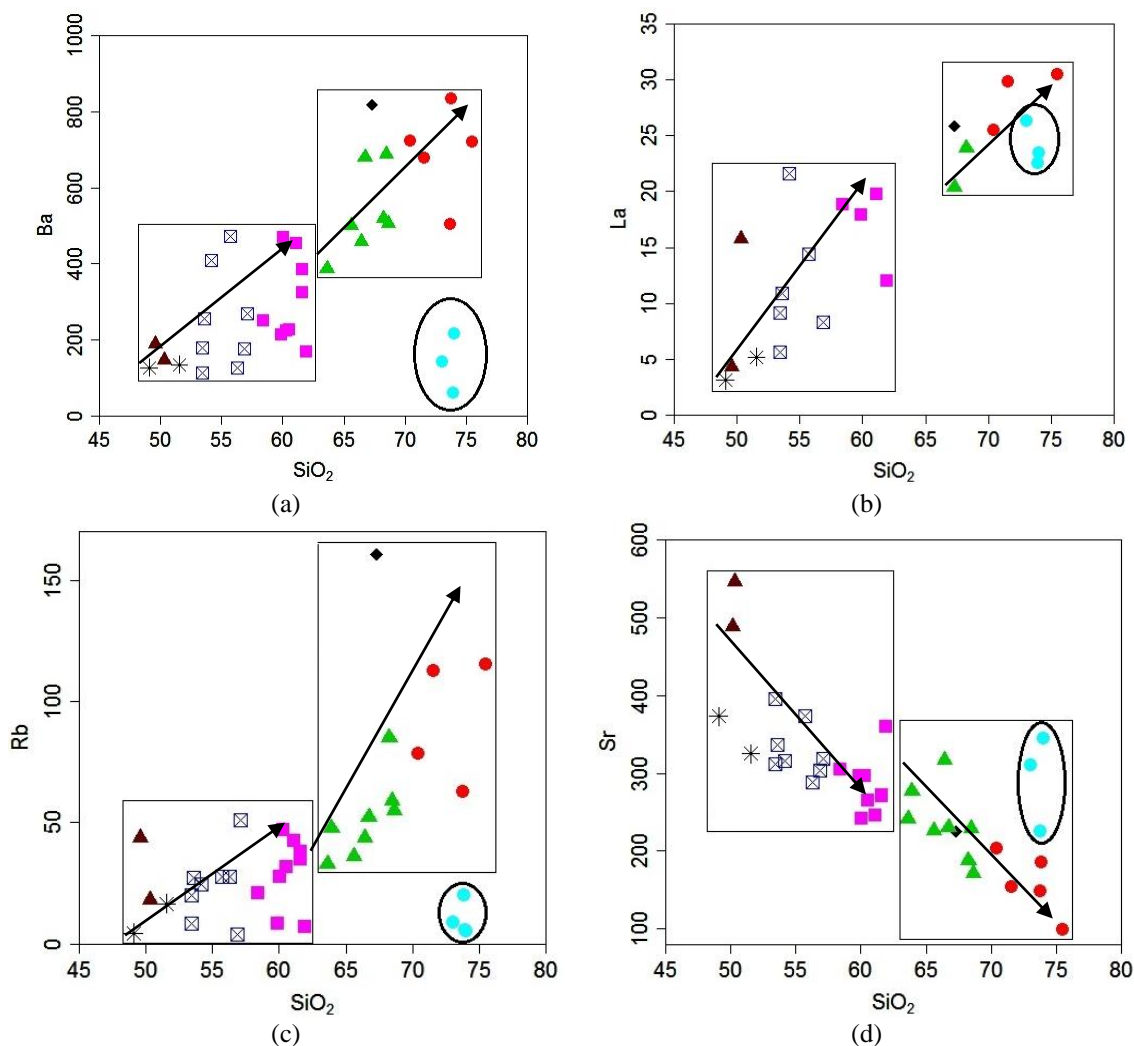
تغییرات Sc در مقابل SiO_2

اسکاندیم دارای شعاع یونی نزدیک به شعاع یونی آهن فرو بوده و به همین دلیل انتظار می‌رود که در کانی‌های فرومنیزین مثل پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند به صورت استتار وجود داشته باشد، با افزایش مقدار سیلیس و پیشرفت روند تفریق، Sc که در ابتدا وارد شبکه کانی‌های حرارت بالا شده است، مقدار آن با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد. این امر نشانگر آن است که اسکاندیم در مراحل اولیه تفریق جدا شده است. در نمودار تغییرات Sc در مقابل SiO_2 با افزایش سیلیس، مقدار اسکاندیم کاهش می‌یابد (شکل ۴-۹-۴ h). روند نزولی تغییرات Sc در برابر SiO_2 در سنگ‌های منطقه در دو گروه مافیک-حدواسط و فلسیک قابل مشاهده می‌باشد. نمودار تغییرات Sc در برابر SiO_2 در ترکیبات مافیک-حدواسط با شیب بیشتری از ترکیبات فلسیک کاهش می‌یابد. همچنین در این نمودار وقفه ترکیبی بین سنگ‌های مافیک-حدواسط و فلسیک را شاهد هستیم.

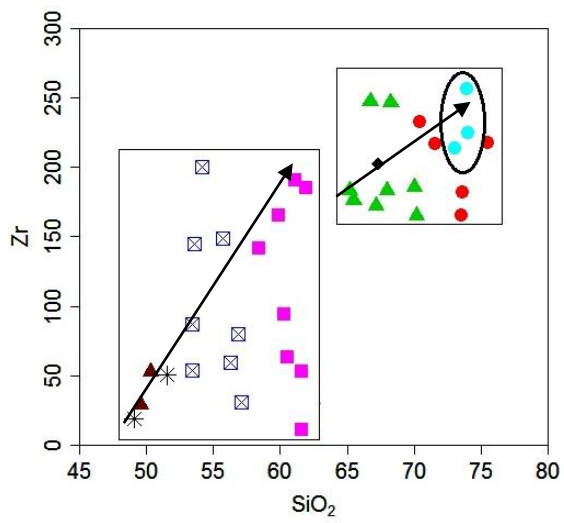
تغییرات V در مقابل SiO_2

در مراحل اولیه تبلور، وانادیم وارد مگنتیت شده و جانشین آهن فریک می‌شود زیرا شعاع یونی آن از آهن فریک بیشتر اما الکترون‌گاتیویته آن بسیار پائین‌تر بوده و انرژی پایداری میدان تبلور آن در حرارت-های بالا بیشتر است. این امر باعث غنی‌شدن وانادیم در مگنتیت‌های زودرس می‌شود. همچنین روند

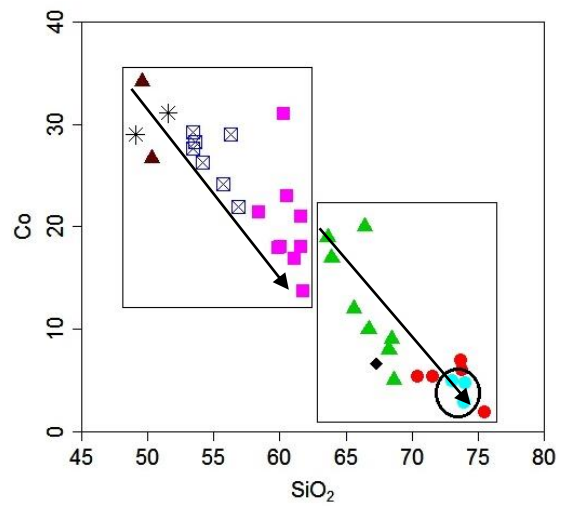
نزولی تغییرات این عنصر را می‌توان با کاهش تفریق کانی‌های آهن و منگنزدار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت و بیوتیت از سنگ‌های گابرویی به سمت گرانیت‌ها، مربوط دانست. بر اساس تفریق ماگمایی و کمبود کانی‌های فرومنیزین در گرانیت‌ها، کاهش V در این سنگ‌ها توجیه می‌گردد. روند نزولی تغییرات V در برابر SiO_2 ، در سنگ‌های مافیک- حدواسط با شیب تندتری نسبت به سنگ‌های فلسیک کاهش می‌یابد (شکل ۴-۹-۱). روند تغییرات V در برابر SiO_2 کاملاً مشابه با روند تغییرات MgO و FeO در برابر SiO_2 می‌باشد.



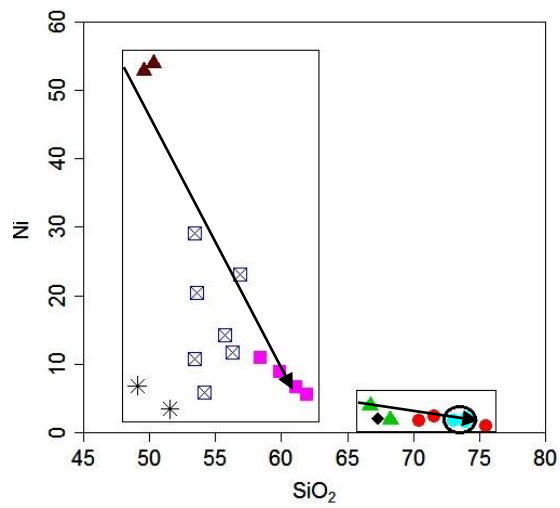
شکل ۴-۹-۱- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل درصد SiO_2 هارکر (۱۹۰۹)، به روند تفریقی در نمودارها توجه فرمایید. پلاژیوگرانیت‌های غنی از سدیم در این نمودارها با علامت دایره مشخص شده است. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



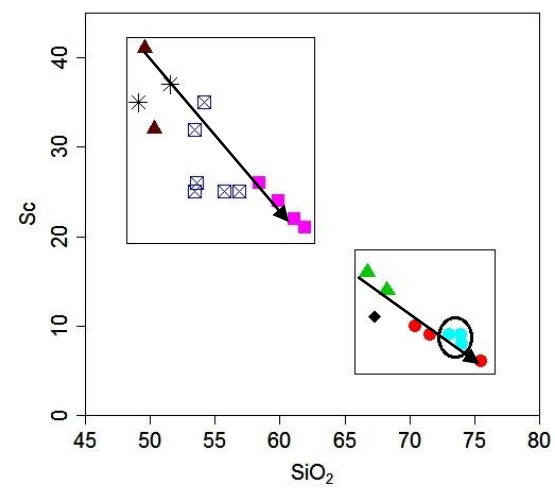
(e)



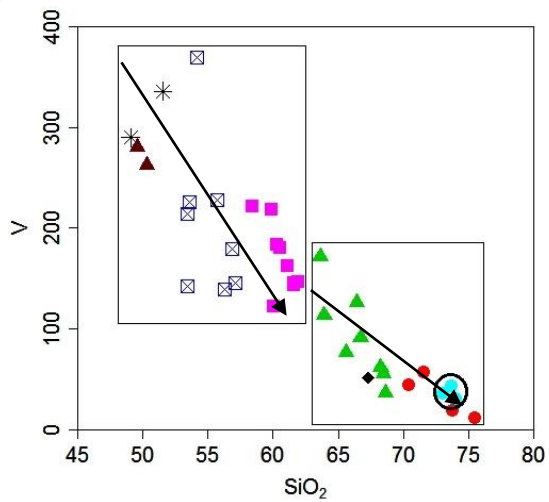
(f)



(g)



(h)



(i)

ادامه شکل ۹-۴.

از بررسی کلیه نمودارهای تغییرات هارکر می‌توان به این نتیجه رسید که بین سنگ‌های مافیک (گابرو-دیوریت) و فلسیک (گرانودیوریت-گرانیت)، یک وقفه کوچک ترکیبی وجود دارد که با استناد به شواهد صحرایی و سنی (ترتیب تقدم و تأخر آنها)، این وقفه با تکوین دو مرحله‌ای این سنگ‌ها سازگار است و در ضمن تفریق بلوری انجام شده در هر دو گروه سنگی را تأیید می‌کند و در عین حال بیانگر آنست که کل سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه دارای همخوانی ژنتیکی می‌باشد.

۴-۶-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر می‌توانند توسط هر یک از فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی ایجاد شوند، لذا جهت تشخیص و تفکیک این فرایندها در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار و سازگار و نسبت‌های آنها در برابر یکدیگر استفاده می‌کنیم. سنگ‌های آذرین در مسیر خود از ناحیه منشأ تا مخزن تاریخچه‌ای از حالات مختلف تعادل جامد و مایع را پشت سر می‌گذارند. همچنین هنگام انجماد یا بعد از آن، با تأثیر سیالات متفاوت، مقدار عناصر جزئی شاخص این فرایندهای پیچیده، تغییر می‌یابد. در این میان عناصر بسیار ناسازگار، به دلیل حساسیت به فرایندهای ذوب بخشی، مفیدترین عناصر در تشخیص این فرایندهای پتروژنتیکی به شمار می‌آیند، زیرا تفریق بلوری فازهای عمومی، عناصر کمیاب را تفکیک نمی‌کند و نسبت این عناصر در طول این فرایندها ثابت باقی می‌ماند.

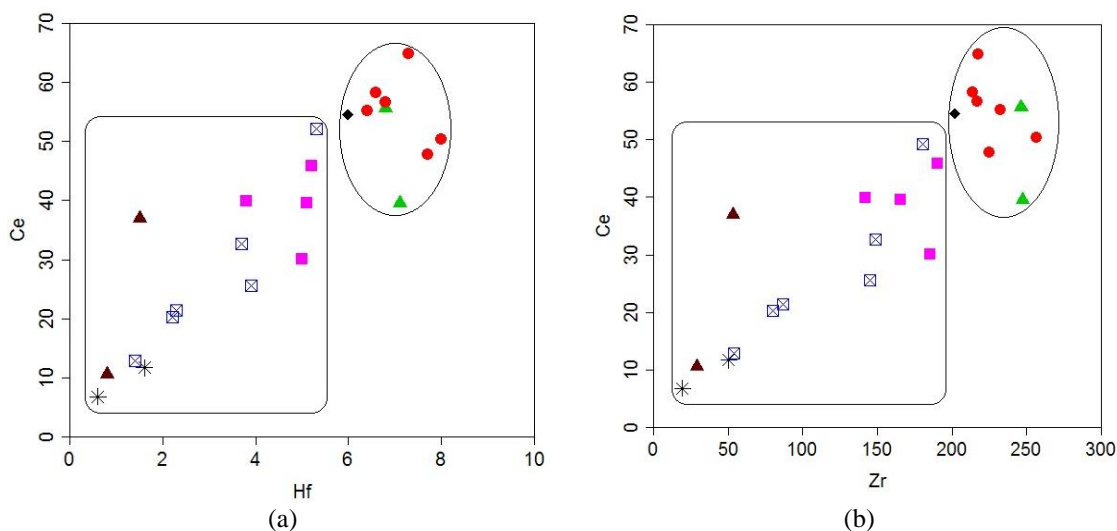
در تبلور تفریقی، نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، روند خطی و صعودی نشان می‌دهند و همچنین از مرکز مختصات می‌گذرند و نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار، روند خطی و نزولی را نشان دهند، غیر از حالات بیان شده، ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی در تشکیل سنگ‌هاست (راجرز و همکاران، ۱۹۸۰؛ ۱۹۸۴). به منظور تشخیص نقش فرایند ذوب بخشی و تبلور تفریقی در تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به بررسی چند نمودار عناصر ناسازگار- ناسازگار، سازگار- ناسازگار و نمودار نسبت- نسبت عناصر ناسازگار می‌پردازیم:

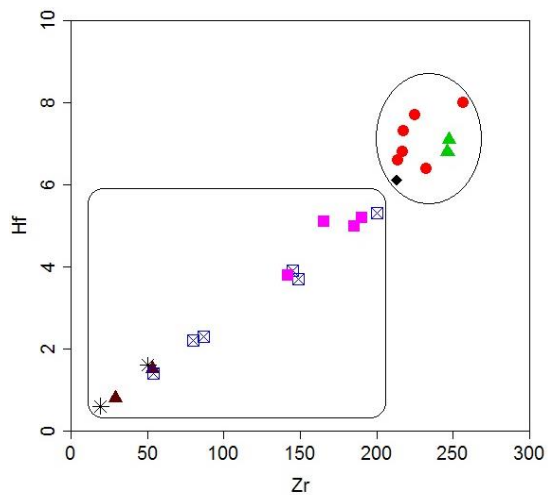
۴-۶-۳-۱- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار

در شکل‌های (۴-۱۰ تا j) نمودارهای دو عنصر ناسازگار و یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار، در مقابل یکدیگر رسم شده است. سنگ‌های منطقه در نمودارهای Nb/La، Nb/Zr، Hf/Ce، Zr/Y، Nb/Y، Th/U، Zr/Th، Zr/Hf، Zr/Ce، Rb/K، که جفت عناصر ناسازگار می‌باشند،

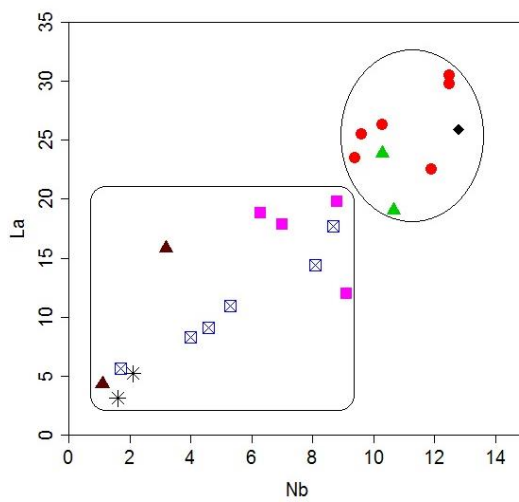
روندهایی با شیب مثبت نشان می‌دهند. در نمودار La-Sc (سازگار در مقابل ناسازگار) روند نزولی مشاهده می‌شود. بنابراین با توجه به این نمودارها، فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی است. در تمام این نمودارها، بین نمونه‌های گابرویی، گابرودیوریتی، دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی روندی تقریباً پیوسته و خطی برقرار است. در بین سنگ‌های مافیک-حدواسط و فلسیک همانطور که قبلاً اشاره شد یک وقفه ترکیبی موضعی وجود دارد که در دو نمودار U-Th و Th-Zr (شکل ۴-۱۰-e و f) به خوبی مشاهده می‌شود. این وقفه ترکیبی، مبین تکامل دو مرحله‌ای در سنگ‌های گرانیتوئیدی ظفرقند است. روند تقریباً پیوسته قابل مشاهده در اکثر نمودارها همچنین بیانگر شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه از یک منشأ واحد است و نقش مؤثر فرایند تبلور تفریقی را در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.

سه نمونه پلاژیوگرانیتی غنی از سدیم (شکل ۴-۱۰-g)، در نمودار K_2O در برابر Rb با مقدار کم K- $2O$ و Rb مشخص می‌شوند.

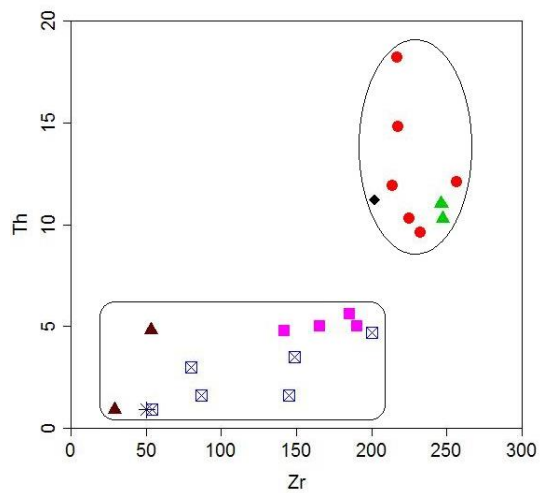




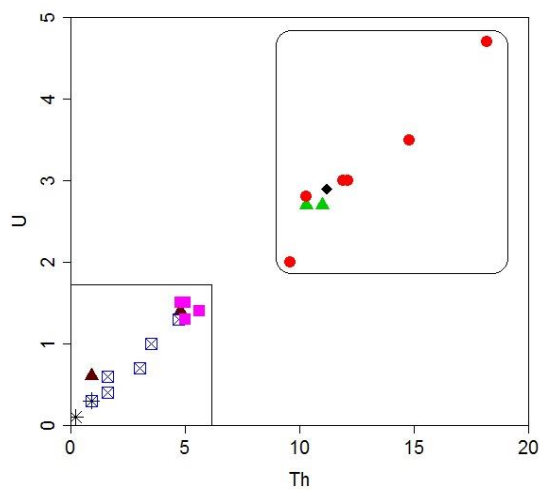
(c)



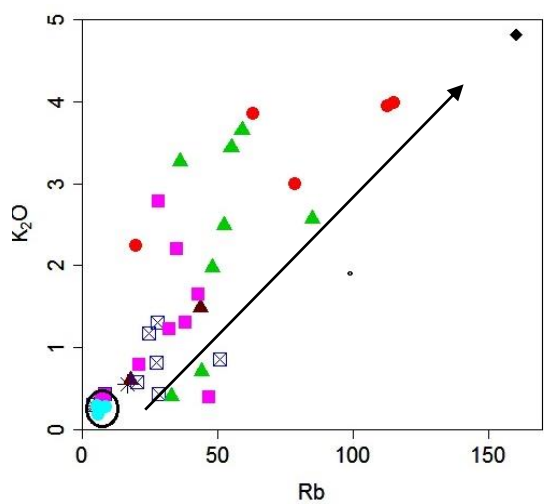
(d)



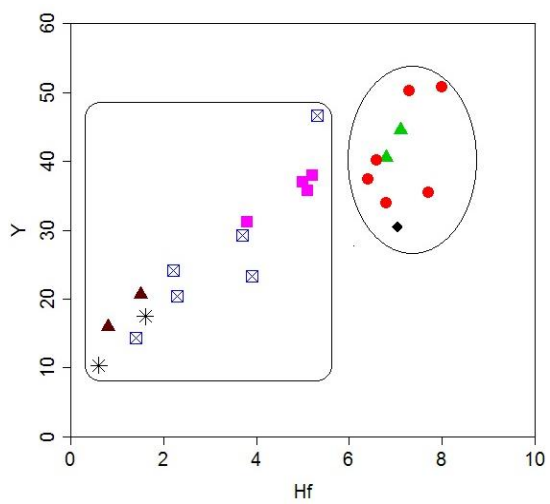
(e)



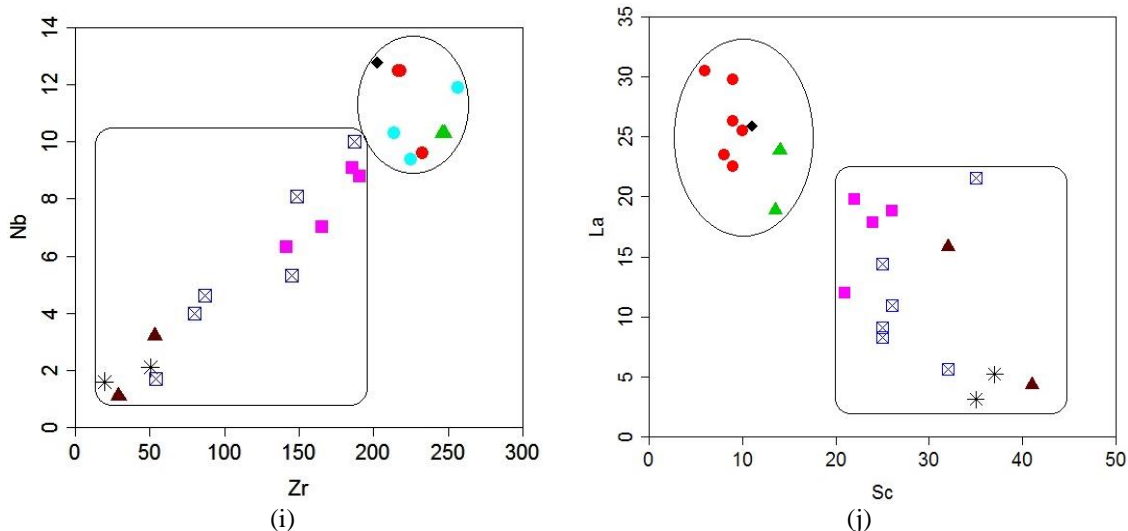
(f)



(g)



(h)



شکل ۴-۱۰- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر عناصر سازگار و ناسازگار. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

۴-۳-۲- نمودار تغییرات نسبت- نسبت

همان گونه که در نمودارهای نسبت- نسبت، Th/Sm - Th/Yb , Rb/Th - Rb , K_2O/Na_2O - Rb/Zr , Nb/Y - Rb/Y و Th/Yb - SiO_2 , Zr/Sm - SiO_2 (شکل‌های ۴-۱۱ تا ۴-۱۶) مشاهده می‌شود، ارتباط ژنتیکی تقریباً پیوسته‌ای میان سنگ‌های منطقه وجود دارد و از این رو احتمال تشکیل آن‌ها از یک منبع تولید ماگمای واحد، زیاد است. در این نمودارها همان‌طور که قبلاً شرح داده شد یک روند تکامل دو مرحله‌ای بین سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک مشاهده می‌شود. فرض می‌شود که نسبت عناصر ناسازگار در طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی تغییر نمی‌کند.

الف- نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb

در نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb ناسازگاری Th و سازگاری Sm ، باعث می‌شود نسبت Th/Sm در ماگمای باقیمانده هنگام تبلور تفریقی از گابروها به سمت گرانیت‌ها افزایش یابد (شکل ۴-۱۱). این نمودار وقفه ترکیبی بین سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک را به خوبی نشان می‌دهد.

ب- نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb

نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶)، برای تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه ترسیم شده است. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه از روند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC)، تبعیت می‌کنند (شکل ۴-۱۲). پس در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه،

علاوه بر منبع ماگمایی مافیک، هضم و آرایش منبع پوسته‌ای نیز مشارکت داشته است. در این نمودار سه نمونه گرانیتی تفریق‌یافته (دایره آبی)، دارای نسبت پایین Rb/Th و Rb می‌باشند.

ج- نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr و نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2

از نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا^۱ و همکاران، ۱۹۹۲) و نمودار Th/Yb در مقابل SiO_2 (پیپرس و همکاران، ۱۹۹۹)، برای تعیین تبلور تفریقی یا نقش آن، همراه با هضم در طی تشکیل سنگ-های گرانیتوئیدی می‌توان استفاده کرد. بر اساس شکل‌های ۴-۱۳ و ۴-۱۴، نمونه‌های متعلق به توده گرانیتوئیدی ظفرقند، از روند تبلور تفریقی همراه هضم (AFC) تبعیت می‌کنند. در نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr ، سه نمونه گرانیتی مقدار پایینی از K_2O و Rb را نشان می‌دهند.

د- نمودار تغییرات Zr/Sm در مقابل SiO_2

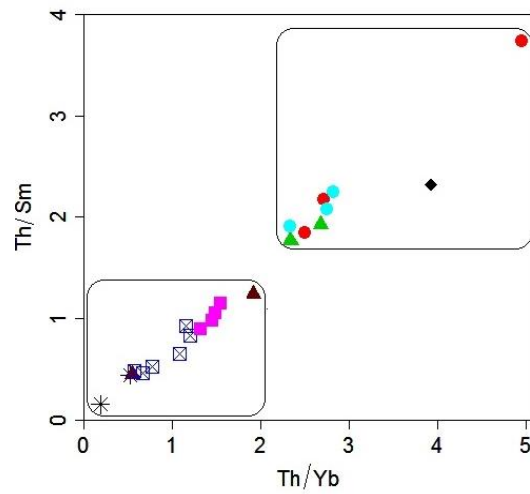
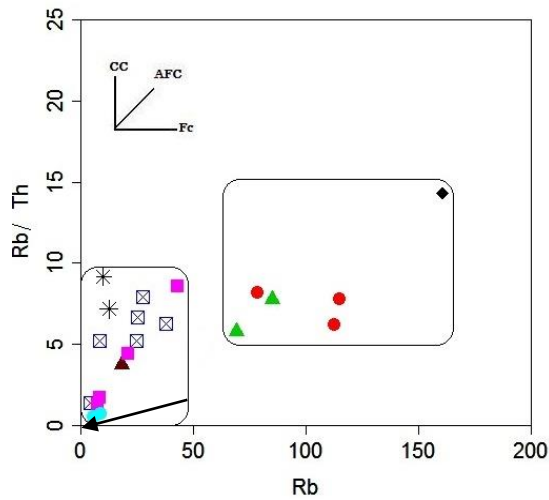
نمودار Zr/Sm در مقابل SiO_2 (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸)، مؤید روند تبلور تفریقی در سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه است (شکل ۴-۱۵). همچنین سه نمونه گرانیتی، به علت تفریق‌یافتگی بیشتر کمی خارج از روند واقع می‌شوند.

ه- نمودار تغییرات Nb/Y در مقابل Rb/Y

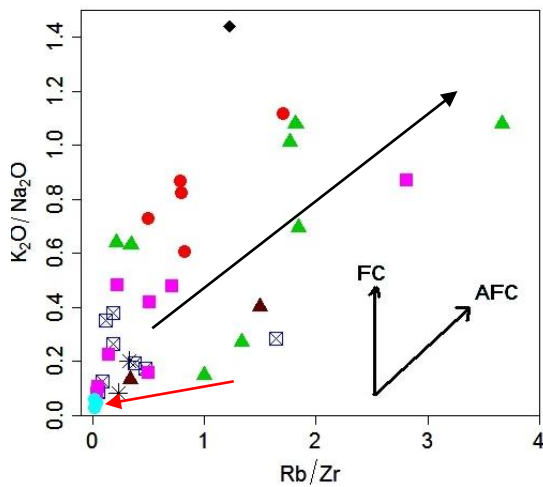
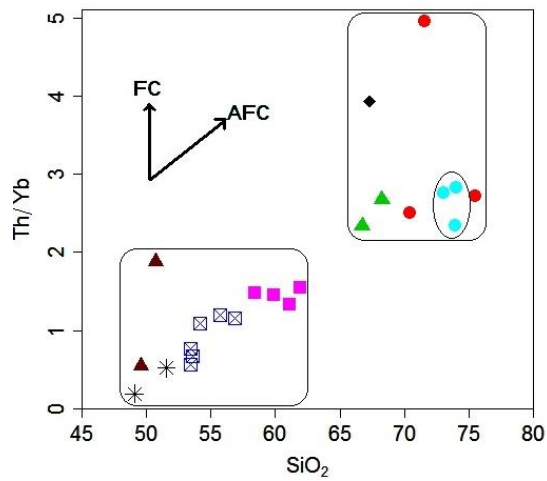
برای اثبات خاستگاه تفریقی سنگ‌های این توده از نمودار تغییرات Nb/Y در برابر Rb/Y (کامگانگ^۲، ۲۰۱۰) (شکل ۴-۱۶)، نیز استفاده شده است. این نمودار نیز نقش مهم پدیده تفریق همراه با هضم را در تشکیل این توده به خوبی نشان می‌دهد.

۱-Esperanca

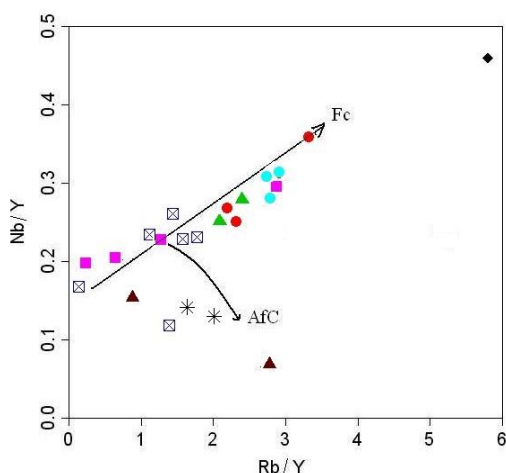
۲- Kamgang



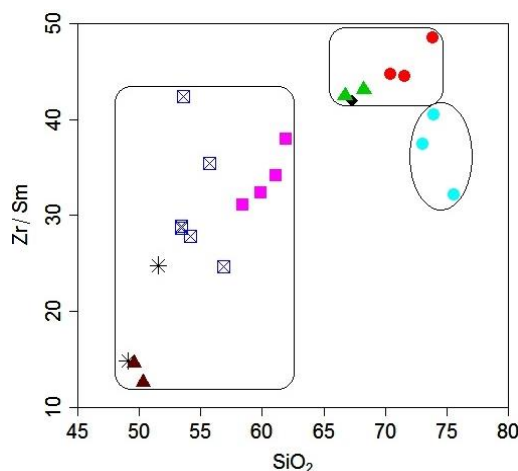
شکل ۴-۱۱- نمودار تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه دارای روند خطی و صعودی می‌باشند. (علائم مشابه شکل ۴-۱).
 شکل ۴-۱۲- نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در برابر Rb (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶). روندهای مشخص شده در شکل عبارتند از: CC : آلیش پوسته‌ای، AFC : تبلور تفریقی همراه با هضم، FC : تبلور تفریقی. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱۳- نمودار تغییرات K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲). روندهای مشخص شده بر روی شکل عبارتند از: AFC : تبلور تفریقی همراه با هضم و FC : تبلور تفریقی. (علائم مشابه شکل ۴-۱).
 شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 (پییرس و همکاران، ۱۹۹۹). روندهای مشخص شده بر روی شکل عبارتند از: AFC : تبلور تفریقی همراه با هضم و FC : تبلور تفریقی. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (کامگانگ، ۲۰۱۰). (علائم مشابه شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار Zr/Sm در مقابل SiO₂ (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸). نمودار Nb/Y در برابر Rb/Y (کامگانگ، ۲۰۱۰). (علائم مشابه شکل ۴-۱). به منظور شناخت فرایندهای مؤثر در تکوین و تحول آن.

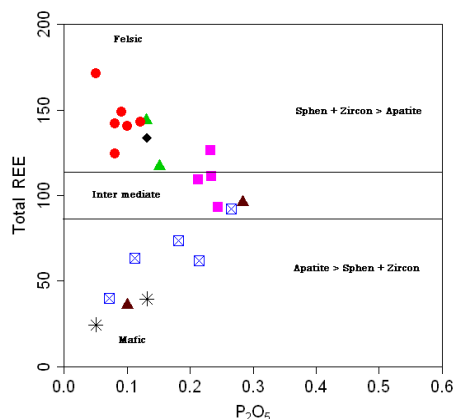
با توجه به نمودارهای ارائه شده که از منابع علمی معتبر اقتباس شده و نمودارهای تغییرات، فرایند تبلور تفریقی نقش مهمی در تحول سنگ‌های مورد مطالعه داشته است. با این وجود، فرایندهای هضم و آلیش نیز، در تکوین سنگ‌های مورد مطالعه نقش داشته‌اند. در ضمن نباید فراموش کنیم که فرایند تفریق دو مرحله‌ای بوده است: ۱- تفریق در بین سنگ‌های مافیک- حدواسط، از گابرو به سمت کوارتز دیوریت ۲- تفریق در بین سنگ‌های اسیدی (فلسیک)، از گرانودیوریت به سمت گرانیت. بدین صورت که در ادامه روند تفریق ماگمای فلسیک، ماگمای باقیمانده از سیلیسیم و سدیم غنی شده و در مقابل از کانی‌های آهن و منیزیم فقیر شده است.

سنگ‌های سازنده هریک از گروه های مافیک- حدواسط یا فلسیک به علت نشان دادن تمرکز موضعی یا روندهای خطی دارای خویشاوندی ترکیبی می‌باشند و شواهد صحرایی نیز این موضوع را تأیید می‌کند، منتهی وقفه ترکیبی بین این دو گروه سنگی دلیلی بر داشتن منشأ متفاوت برای آن‌ها نیست و علت آن به چگونگی تشکیل و جایگزینی ماگماهای سازنده توده مربوط می‌شود و سنگ‌های دو گروه دارای خاستگاه ماگمایی مشترکی می‌باشند.

ی- نمودار تغییرات REE در مقابل P₂O₅

با توجه به نمودار تغییرات REE کل در مقابل P₂O₅ (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۴-۱۷)، مشاهده می‌شود که از ترکیبات گابرویی تا دیوریتی مقدار P₂O₅ افزایش پیدا می‌کند و سپس از دیوریت تا

گرانیت مقدار P_2O_5 کاهش می‌یابد. در ترکیبات گابرویی تا دیوریتی با افزایش مقدار آپاتیت، P_2O_5 و مقدار عناصر کمیاب خاکی افزایش می‌یابد. ولی در سنگ‌های اسیدی که ترکیبات گرانودیوریتی تا گرانیتی را شامل می‌شوند علی‌رغم کاهش P_2O_5 مقدار REE افزایش می‌یابد، لذا نتیجه می‌گیریم که باید کانی‌های دیگری غیر از آپاتیت در دربرگرفتن REE‌ها سهم داشته باشند. البته در برخی گرانیت‌ها موناژیت و آلانیت نیز از حاملین اصلی REE‌ها هستند، ولی این کانی‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه حضور ندارند. از این رو، احتمالاً اسفن و زیرکن که در سنگ‌های اسیدی مورد مطالعه یافت می‌شوند، مهمترین حاملین عناصر نادر خاکی کمیاب باشند.



شکل ۴-۱۷- نمودار P_2O_5 - REE (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷)، که کانی کنترل کننده عناصر کمیاب را در سنگ‌های فلسیک و مافیک تعیین و مقایسه می‌کند. در سنگ‌های مافیک- حدواسط کانی آپاتیت و احتمالاً اسفن و در سنگ‌های فلسیک اسفن و زیرکن کنترل کننده میزان عناصر خاکی نادر می‌باشند. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

۴-۷- تعیین سری ماگمایی

به طور کلی سنگ‌های آذرین به سری‌های ماگمایی مختلفی تعلق دارند و مؤلفین مختلف بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نام‌های متفاوتی به آنها اختصاص داده‌اند. طبق نظر کونو (۱۹۶۸)، یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین مختلف است که دارای ترکیب شیمیایی مختلف بوده و از یک ماگمای مادر و در نتیجه تفریق حاصل شده است. سیر تدریجی تغییرات ترکیب شیمیایی و کانی شناسی بین گروه‌های مختلف این توده گرانیتوئیدی نشانه رابطه خویشاوندی آنها با هم و منشأ گرفتن آنها از یک منبع مشترک می‌باشد، هرچند که تاریخچه تشکیل پیچیده و چند مرحله‌ای داشته باشند. در اینجا برای تعیین سری‌های ماگمایی نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است، که در ادامه به توضیح آنها می‌پردازیم.

کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)؛ وینچستر و فلویید^۲ (۱۹۷۱)؛ بزتگ و همکاران^۳، (۲۰۰۷)؛ مکدونالد و کاتسورا^۴، (۱۹۶۴)؛ مکدونالد^۵، (۱۹۶۸)؛ ایروین و باراگار^۶، (۱۹۷۱)؛ میدلموست^۷، (۱۹۷۵) با استفاده از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 ، دو سری اصلی ماگما (سری آلکالن و سری کالکوالکالن/ تولئیتی) را از هم جدا کرده‌اند. هر کدام از این سری‌های ماگمایی شامل محدوده سنگی از بازیک تا اسیدی می‌باشند. هر چند که مرز بین آنها به صورت یک خط در نمودارها مشخص شده است اما در واقع این مرز به صورت تدریجی است (ویلسون، ۱۹۸۹). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده سری ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸).

از نمودار FeOt/MgO در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴) در شکل (۴-۱۹)، نمودار AFM (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) در شکل (۴-۲۰) و نمودار درصد وزنی $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (پکسریلو و تیلور^۸، ۱۹۷۶) در شکل (۴-۲۱)، نیز برای تعیین سری ماگمایی توده گرانیتوئیدی ظفرقند استفاده شده است. بر اساس موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در این نمودارها، نمونه‌های سنگی مورد نظر به سری کالک‌آلکالن تعلق دارند. سری‌های کالک‌آلکالن مختص مناطق حواشی فعال قاره‌ای و جزایر قوسی و کمربندهای کوهزایی هستند.

بر اساس نمودار FeOt/MgO در برابر SiO_2 (میاشیرو، ۱۹۷۴) در شکل (۴-۱۹)، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده آهن متوسط تا پایین قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس نمودار درصد وزنی $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده پتاسیم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱). اگر چه سه نمونه پلاژیوگرانییتی به علت فقیر بودن از پتاسیم در محدوده سری تولئیتی قرار می‌گیرند ولی واقعیت این است که این سنگ‌ها نیز بخشی از مجموعه سنگی کالکوالکالن مورد

۱- Cox

۲- Winchester & Floyd

۳- Boztag

۴- Macdonald & Katsura

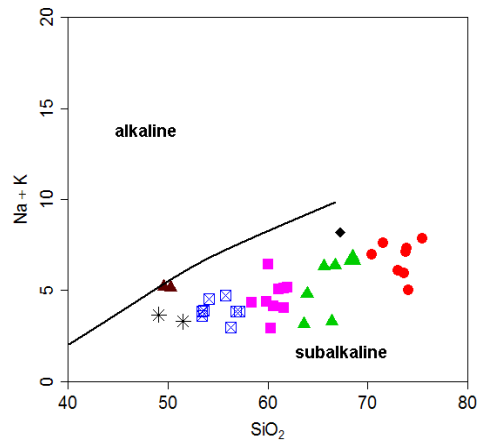
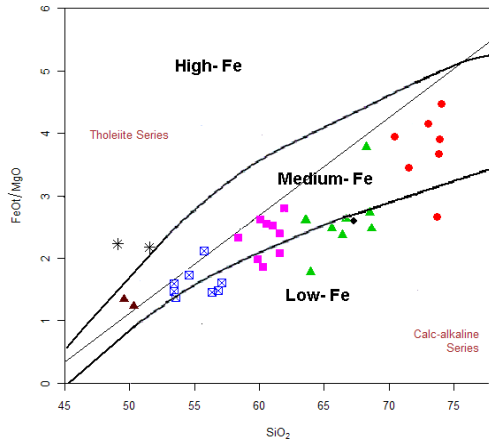
۵- Macdonald

۶- Irvin & Baragar

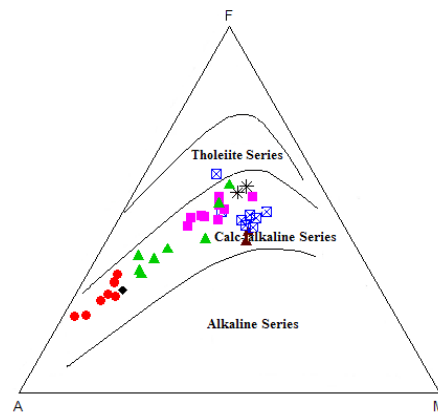
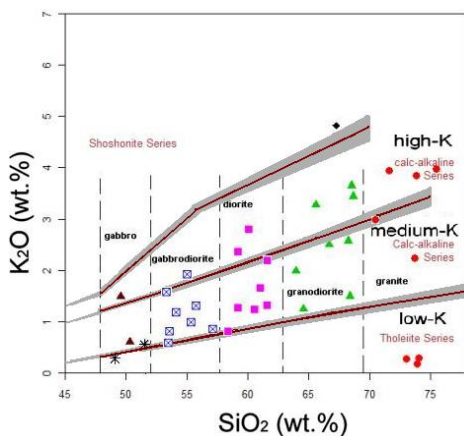
۷- Middlemost

۸- Peccerillo & Taylor

مطالعه می‌باشند و قرارگیری آن‌ها در قلمرو سری تولییتی صرفاً به خاطر ماهیت ژئوشیمیایی آنهاست در حالیکه این سنگ‌ها و سنگ‌های همراهشان فاقد ویژگی‌های سنگ‌های تولییتی هستند.



شکل ۴-۱۸ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱). (علائم مشابه شکل ۴-۱).
 شکل ۴-۱۹ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی (میاشیرو، ۱۹۷۴). محدوده‌های نشان‌دهنده آهن بالا، آهن متوسط و آهن پایین (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷) به این نمودار اضافه شده است. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



شکل ۴-۲۰ - نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در موقعیت سری کالک‌آلکالن. محدوده سری آلکالن (عبدالرحمن، ۱۹۹۰) به این نمودار اضافه شده است. (علائم مشابه شکل ۴-۱).
 شکل ۴-۲۱ - نمودار درصد وزنی K₂O در مقابل SiO₂ (پکسریلو و تیلور، ۱۹۷۶) و قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده سری کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا. محدوده‌های نشان‌دهنده پتاسیم بالا، پتاسیم متوسط و پتاسیم پایین و محدوده‌های ترکیبی سنگ‌های آذرین (ژو و همکاران، ۲۰۰۹) به این نمودار اضافه شده است. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

فروست و همکاران (۲۰۰۱)، با بازنگری طبقه بندی‌های سنگ‌های گرانیتی، یک طبقه‌بندی سه مرحله‌ای جهت این سنگ‌ها ارائه نموده‌اند که شامل مراحل زیر می‌باشد:

الف- **عدد Fe** (عدد آهن): فروست و همکاران (۲۰۰۱) با بهره‌گیری از مفهوم روند فنر^۱، در طول تبلور تفریقی و پارامترهای $FeOt/(FeOt + MgO)$ و SiO_2 ، نمودار جدیدی برای تفکیک سری‌های تولییتی و کالکوالکانل پیشنهاد کرده‌اند که در آن سری‌های یاد شده را به ترتیب تحت نام‌های Ferroan (آهن‌دار) و Magnesian (منیزیم‌دار) نامگذاری نموده‌اند. همانطور که در شکل (۴-۲۲) مشخص است تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های منیزین و کالکوالکانل قرار می‌گیرند. در ضمن نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی ظفرقند در محدوده گرانیت‌های کردیلرایی قرار می‌گیرند.

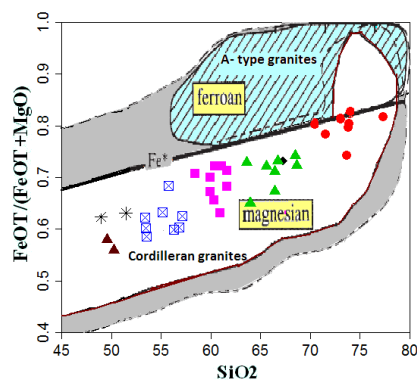
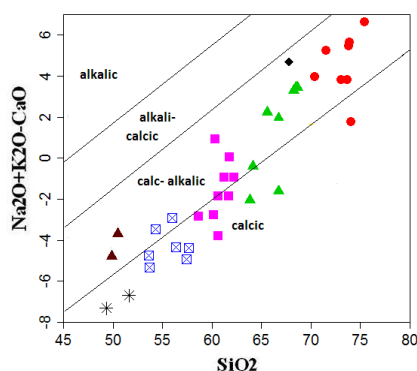
ب- **ضریب اصلاح شده آلكالی - آهکی** (شاخص MALI): نمودار دوم فروست و همکاران (۲۰۰۱) به صورت طبقه بندی آلكالی - آهکی (Alkali - Lime)، به نام شاخص MALI معرفی شده است. در این نمودار (شکل ۴-۲۳) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌های کالک آلكالی و کلسیک قرار می‌گیرند. در این نمودار اکثر ترکیبات گابرویی و گابرودیوریتی در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند.

ج- **ضریب اشباع آلومین (ASI)**: در مرحله سوم فروست و همکاران (۲۰۰۱) شاخص آلومین را در سنگ‌های گرانیتی بررسی می‌نمایند. این تقسیم بندی به تشکیل ۱۶ گروه از سنگ‌های گرانیتی منجر می‌شود. برخی از انواع این گرانیت‌ها عبارتند از:

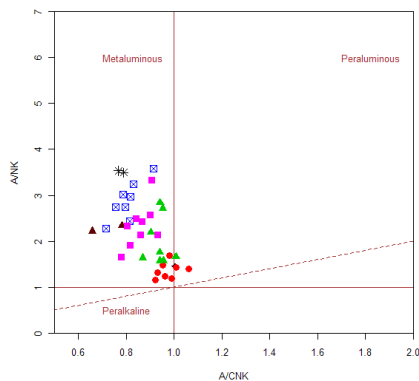
- گرانیتوئیدهای کردیلرایی که از نوع منیزیم‌دار، کالکوالکانل یا کلسیک و متالومین می‌باشند.
- گرانیتوئیدهای نوع A: آهن‌دار، آلكالی کلسیک و متالومین تا پرآلومین هستند.
- گرانیت‌های پس از کوهزایی کالدونین: منیزیم‌دار، آلكالی کلسیک و غالباً متالومین هستند. انواع غنی از سیلیس عموماً پرآلومین هستند.
- لوکوگرانیت‌های پرآلومین: ممکن است منیزیم‌دار یا آهن‌دار و از لحاظ تغییرات MALI کلسیک تا آلكالی باشند.

توده گرانیتوئیدی ظفرقند، با توجه به خصوصیات بیان شده، بیشترین شباهت را با گرانیتوئیدهای کردیلرایی نشان می‌دهد.

همانطور که می‌دانیم مقدار آلومین در گرانیت‌ها و مقدار آن نسبت به مجموع عناصر آلکال نشانگر ترکیب شیمیایی سنگ‌های منشأ آن‌ها می‌باشد. نمودار شاند (۱۹۴۳)، اختصاصات شاخص اشباع از آلومینیوم را نمایش می‌دهد که در شکل ۴-۲۴ ارائه شده است. همانگونه که در این نمودار ملاحظه می‌گردد، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند و همه آن‌ها دارای $A/CNK < 1$ می‌باشند.



شکل ۴-۲۳- نمودار $(Na_2O+K_2O)-CaO$ در مقابل SiO_2 (فروست و همکاران، ۲۰۰۱) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده کالکوالکالین یا منیزین و گرانیت‌های کردیلرایی. (علائم مشابه شکل ۴-۱).



شکل ۴-۲۴- نمودار A/CNK در مقابل A/NK (شاند، ۱۹۴۳) و قرارگیری نمونه‌ها در محدوده متالومین. (علائم مشابه شکل ۴-۱).

۴-۸- نمودارهای عنکبوتی

عناصر خاکی نادر^۱ (REE)، یک گروه ۱۵ عنصری دارای عدد اتمی بین ۵۷ (La) تا ۷۱ (Lu) می-باشند. عناصر با عدد اتمی پائین، REE سبک، عناصر با عدد اتمی بالا، REE سنگین و عناصر با عدد اتمی حدواسط، REE میانه نامیده می‌شوند (ویلسون، ۱۹۸۹). این عناصر مفیدترین عناصر کمیاب هستند و مطالعه آنها کاربردهای مهمی در سنگ‌شناسی آذرین، رسوبی و دگرگونی دارد. دو خصوصیت عمده عناصر نادر خاکی که آنها را به عنوان شاخص پتروژنیک مناسب می‌سازد عبارتند از:

(۱) آنها به طور کلی در سیالات آبی نامحلول می‌باشند؛ بنابراین در مطالعه سنگ‌های هوازده و فرسوده مفیدند، (۲) یون‌های سه ظرفیتی REE، با افزایش عدد اتمی از La تا Lu، افزایش می‌یابند. این تغییرات منظم از LREE به سمت HREE باعث ایجاد تفاوت‌های عمده در رفتار و ضریب تفکیک آنها می‌شود. به علت اندازه نسبتاً بزرگشان، LREEها در کانی‌های سیلیکاته نسبت به HREEها ناسازگارترند (بست، ۲۰۰۲).

عناصر خاکی نادر ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی مشابهی دارند، این امر نشان‌دهنده آنست که همگی یون‌های پایدار سه ظرفیتی با اندازه مشابه تشکیل می‌دهند. اختلاف رفتار شیمیایی این عناصر پیامد آنست که با کاهش اندک شعاع یونی، عدد اتمی افزایش می‌یابد. این اختلاف‌های ناچیز در اندازه یونی و رفتار عناصر خاکی کمیاب در تعدادی از فرایندهای سنگ‌شناختی مورد استفاده قرار می‌گیرد و باعث تفکیک سری عناصر خاکی کمیاب از یکدیگر می‌شود. در ژئوشیمی برای پی بردن به چگونگی پیدایش مجموعه‌های سنگی و فرایندهای سنگ‌شناختی از این پدیده استفاده می‌شود. غلظت عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌ها به طور معمول نسبت به یک استاندارد مرجع مشترک، که در بیشتر موارد مقدار عناصر خاکی کمیاب در متئوریت‌های کندریتی است، عادی سازی می‌شوند. متئوریت‌های کندریتی به دلیل اینکه مواد اولیه منظومه شمسی می‌باشند و ممکن است به هسته سازی اولیه زمین مرتبط باشند، انتخاب شده‌اند (ویلسون، ۱۹۸۹). عناصر خاکی کمیاب با عدد اتمی زوج پایدارتر و بنابراین فراوان‌تر از عناصر خاکی کمیاب با عدد اتمی فردند و دارای الگوی زیگزاگی می‌باشند.

۱-REE= Rare Earth Elements

بنابراین نرمال سازی کندریتی دارای دو نقش عمده است: نخست، تغییر فراوانی عناصر فرد و زوج را از بین می‌برد، و دوم، تشخیص هر گونه تفکیک در گروه عناصر خاکی نادر نسبت به متئوریت‌های کندریتی را ممکن می‌سازد. عناصر خاکی کمیاب را معمولاً به صورت نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت‌ها در آن نسبت به مقدار مرجع کندریتی عادی سازی شده و با لگاریتم در پایه ۱۰ بیان می‌شوند.

نمودارهای عنکبوتی علاوه بر عناصر کمیاب، بر اساس گروه بندی عناصر ناسازگار نسبت به یک مرجع خاص تعریف یا ترسیم می‌شوند. برای عادی سازی کردن نیز از مقادیر گوشته‌ای یا متئوریت‌های کندریتی استفاده می‌شود و انحراف از ترکیب اولیه را اندازه می‌گیرند. سه روش مرسوم نرمالایز کردن عناصر جزئی برای نمایش داده‌ها به صورت نمودار عنکبوتی وجود دارد: (۱) نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده به گوشته اولیه؛ (۲) نمودار عنکبوتی نرمالایز شده به متئوریت‌های کندریتی؛ (۳) نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به MORB.

۴-۸-۱- نمودار عنکبوتی عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه، برای بررسی دو گروه سنگی مافیک- حدواسط و فلسیک از مقادیر سان و مک دونوف (۱۹۸۹)، استفاده شده است. همانطور که در نمودارها (شکل ۴-۲۵) مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در هر دو گروه سنگ‌های مافیک- حدواسط و فلسیک از عناصر کمیاب خاکی سبک، غنی شدگی و به سمت عناصر با شدت میدان بالا و سنگین، تهی شدگی نشان می‌دهند. در این نمودارها مقدار کمی تهی شدگی از عناصر Nb, Ti, Zr مشاهده می‌شود، که می‌تواند در اثر تفریق بلوری یا تجمع کانی‌ها حاصل شده باشد (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۷). همچنین تهی شدگی این عناصر، بوسیله باقی ماندن در فازهای دیرگداز منشأ در جایی که شدیداً سازگارند، مانند روتیل توضیح داده می‌شود (وانگ و همکاران، ۲۰۰۸). عناصر HFSE^۱ بوسیله هورنبلند باقی مانده در منشأ جدا می‌شوند (درومون و دوفان، ۱۹۹۰). LILE^۲ ها دارای پتانسیل

۱-HFSEs=High Field Strength Elements

۲-LILEs=Large Ion Lithophile Elements

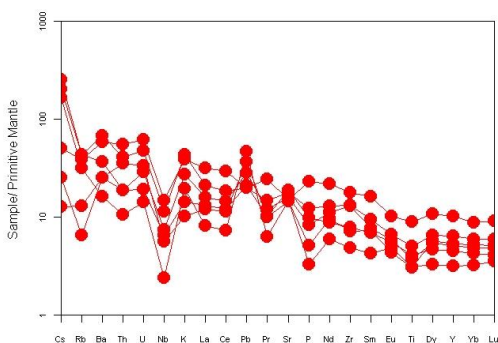
یونی کم می‌باشند و در دما و فشار زیاد در سیالات آبی حل شده و انتقال می‌یابند (تاتسومی و اگینز، ۱۹۹۵). در حالی که Nb, Ti, Zr سیالیت کمتری دارند (بست، ۲۰۰۱).

اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Sr, K, و Rb غنی‌شدگی نشان می‌دهند که به دلیل فراوانی پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و بیوتیت در این سنگ‌هاست (شکل ۴-۲۵-a). غنی‌شدگی نسبی از Sr متأثر از وجود پلاژیوکلاز به عنوان فاز غالب در ترکیبات گابرویی و گابرودیوریتی است (بدارد، ۲۰۰۶). همچنین Sr به عنوان یک عنصر شدیداً سازگار در آپاتیت تمرکز می‌یابد (پروواتک و کلم، ۲۰۰۶). وجود آپاتیت در ترکیبات گابرودیوریتی به ویژه دیوریت‌ها مؤید این امر است. علاوه بر این Sr در ساختار کانی-های دیگر مانند پیروکسن و آمفیبول نیز وارد می‌شود. به علت تبلور فازهای تیتانیم‌دار در سنگ‌های گابرویی و گابرودیوریتی نظیر تیتانومگنتیت، تیتانیم در این سنگ‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد و یا حداقل تهی‌شدگی از Ti متعارف در سنگ‌های قوس‌های قاره‌ای را نشان نمی‌دهند. پس از تبلور فازهای تیتانیم-دار در سنگ‌های گابرویی و گابرودیوریتی ماگما از تیتانیم فقیر شده و در ترکیبات سنگی تفریق‌یافته تر تهی‌شدگی نشان می‌دهد. همچنین تغییرات آنومالی Ba و غنی‌شدگی برخی نمونه‌های مافیک از Ba به دلیل مشابهت ویژگی‌های ژئوشیمیایی Ba با K و Ca است که به علت متاسوماتیسم در برخی نمونه‌های مورد مطالعه، K و سپس Ba در آن‌ها افزایش یافته است. وجود بیوتیت در نمونه‌های گابرویی با افزایش میزان K در این سنگ‌ها قابل توجیه است. به علت ناسازگار بودن عنصر Th در ماگمای سازنده برخی گابروها و گابرودیوریت‌ها، این عنصر یک تهی‌شدگی نسبی را در برخی نمونه‌ها نشان می‌دهد. Y و Yb از عناصر نادر خاکی بسیار سنگین هستند که ضریب توزیع آن‌ها در مذاب‌های مافیک در کانی گارنت بسیار بالاست. تهی‌شدگی نسبی این دو عنصر در سنگ‌های مافیک، نشان دهنده حضور گارنت در سنگ منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

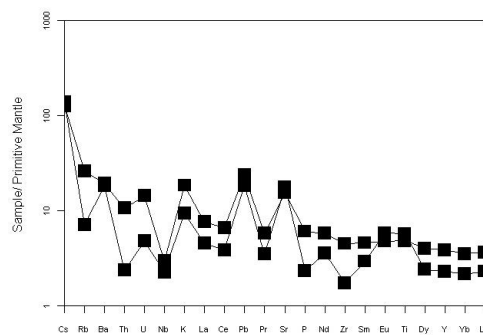
نمونه‌های فلسیک در نمودارهای عنکبوتی عادی سازی شده نسبت به گوشته اولیه، از عناصر P, Nb, Ti و Ba تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۵-h). این ویژگی نشان‌دهنده تفریق‌یافتگی آن‌هاست (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶). آپاتیت از کانی‌های سازنده سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند می‌باشد، این کانی در قطب مافیک-حدواسط از گابروها به سمت دیوریت‌ها افزایش می‌یابد ولی در قطب فلسیک به علت فقیر بودن ماگما از عنصر P، فقیرشدگی نشان می‌دهد. آنومالی منفی P در این سنگ‌ها به دلیل جدایش کانی آپاتیت از ماگما است (وو و همکاران، ۲۰۰۳). تهی‌شدگی از Ti در سنگ‌های کالکوالکالان حاشیه قاره‌ای امری رایج می‌باشد. نمونه‌های گرانودیوریتی و برخی نمونه‌های گرانیتی از Th, U, K, Pb,

Rb و Cs غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمونه‌های پلاژیوگرانیته مقدار ریبدیم و پتاسیم بسیار کم است. آنومالی منفی Nb, Ti در این سنگ‌ها به همراه غنی‌شدگی از عناصر Th, U, K, Pb به مشارکت سنگ-های پوسته‌ای در منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها اشاره دارد (آلمیدا و همکاران، ۲۰۰۷). ماگما در مسیر صعود و جایگزینی، توسط سنگ‌های پوسته‌ای آرایش می‌یابد و باعث افزایش Pb می‌گردد (کوارک-اغلو و همکاران، ۲۰۰۸).

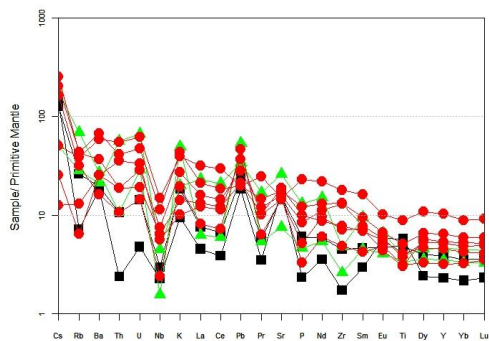
در کل با توجه به نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده نسبت به گوشته اولیه و نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی و صحرایی بیان شده در فصل‌های پیشین، می‌توان گفت: ماگمای توده گرانیتوئیدی ظفرقند در گوشته فوقانی در دما و فشار بالا همراه با سیالات آبی حاصل از فرایند فرورانش، شکل گرفته است و با عبور از گوه گوشته‌ای و پوسته قاره‌ای با تحمل آرایش ماگمایی و آرایش پوسته‌ای و تبلور تفریقی در امتداد شکستگی‌های پوسته یا مناطق کششی موضعی مانند حوضه‌های pull apart جایگزین گردیده است. این مبحث به طور کامل در فصل ۵ در بخش الگوی تکتونوماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند، مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



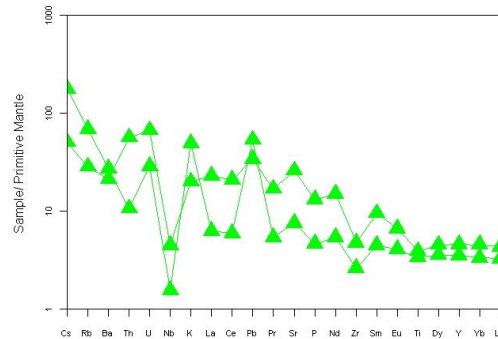
b- گابرو دیوریت



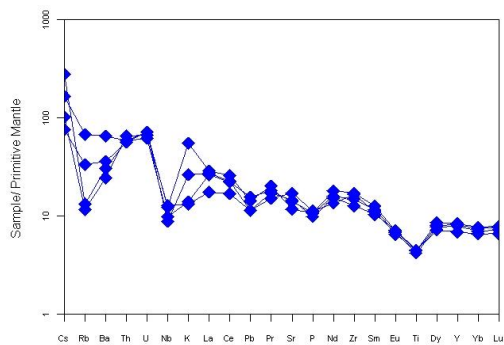
a- گابرو



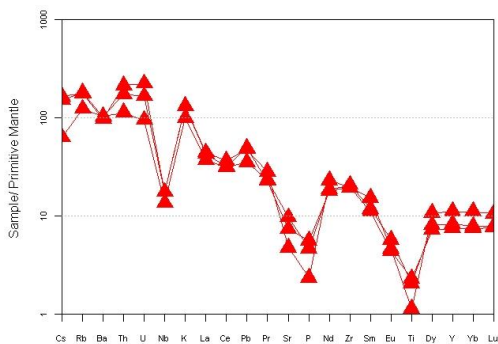
d- گابرو، مونزوگابرو و گابرو دیوریت



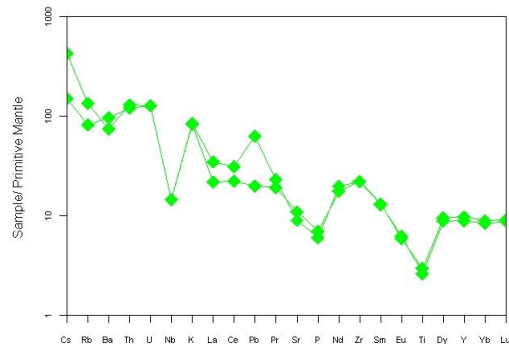
c- مونزوگابرو



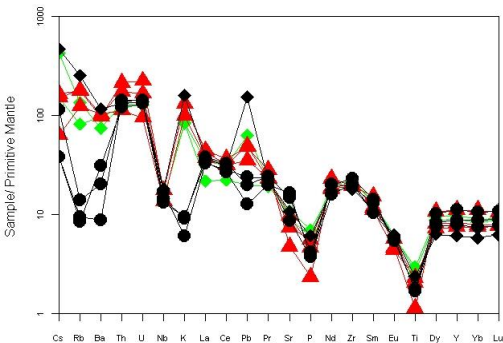
e- دیوریت



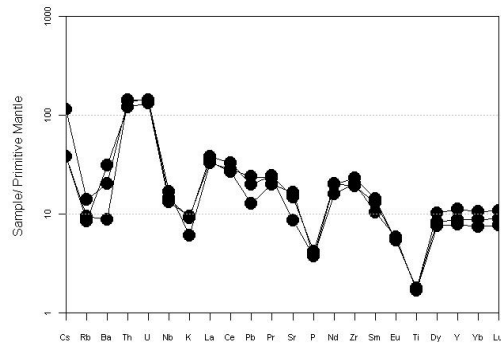
g- گرانیت‌های معمولی



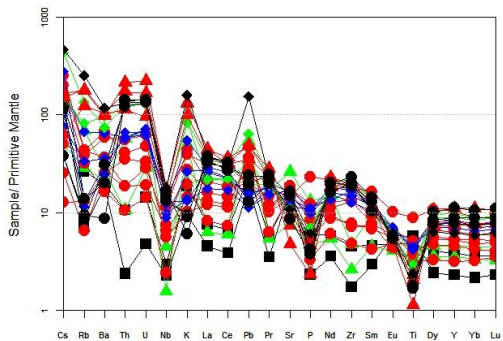
f- گرانودیوریت



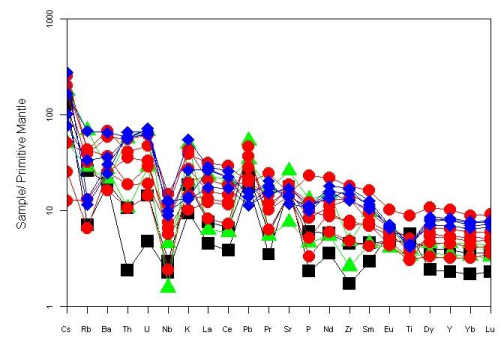
i- تمام نمونه‌های فلسیک



h- پلاژیوگرانیت



k- تمامی نمونه‌های مافیک و فلسیک

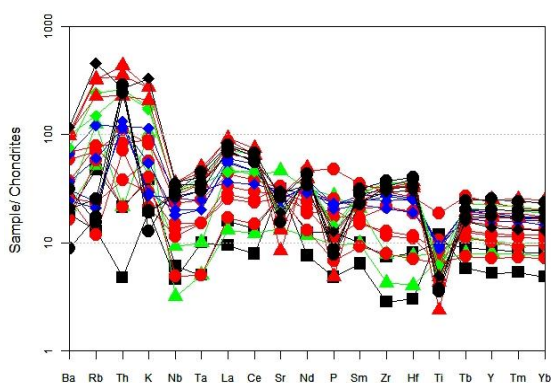


j- تمام نمونه‌های مافیک

شکل ۴-۲۵ نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، (سان و مکدونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

۴-۸-۲- نمودار عنکبوتی عادی سازی شده نسبت به کندریت

همان طور که از این نمودار (شکل ۴-۲۶) استنباط می‌شود، عناصر ناسازگار و خاکی نادر سبک غنی شدگی و عناصر سازگار و کمیاب خاکی سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند. آنومالی نسبتاً منفی عناصر با شدت میدان بالا مانند P, Ta, Ti, Nb و آنومالی‌های مثبت K و Pb یک جایگاه کمان قاره‌ای مرتبط با فرورانش را برای آنها پیشنهاد می‌کنند (نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۴). تمرکز عناصر Ta, Nb, Ti (TNT) در بخش پوسته‌ای زمین بسیار اندک بوده و بنابراین مشارکت پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مشتق از منابع گوشته‌ای سبب ایجاد آنومالی منفی در نمونه‌ها می‌شود. به علاوه در خلال دگرگونی و آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده در مناطق فرورانش قوسی و در نهایت ذوب بخشی صفحه فرورونده، این عناصر کم‌تحرك، در فازهای دیرگدازتر موجود در تفاله دیرگداز دگرگون شده (اکلوژیت) نظیر آمفیبول پاراگازیتی تیتان دار، تیتانیت، ایلمنیت، روتیل، اسفن، آپاتیت و زیرکن باقی می‌مانند، زیرا عناصر مزبور در این فازها شدیداً سازگارند و آنومالی منفی از Ta, Nb, Ti منعکس کننده انحلال کمتر این عناصر در سیالات انتقال دهنده می‌باشد (اشتالدر و همکاران، ۱۹۹۸؛ آیرز، ۱۹۹۸ و بست، ۲۰۰۳). البته باید به این نکته توجه داشت که به علت سرگذشت دو مرحله‌ای توده نفوذی ظرفرند نتیجه‌گیری مستقیم می‌تواند برداشت‌های نادرستی نیز ارائه دهد.

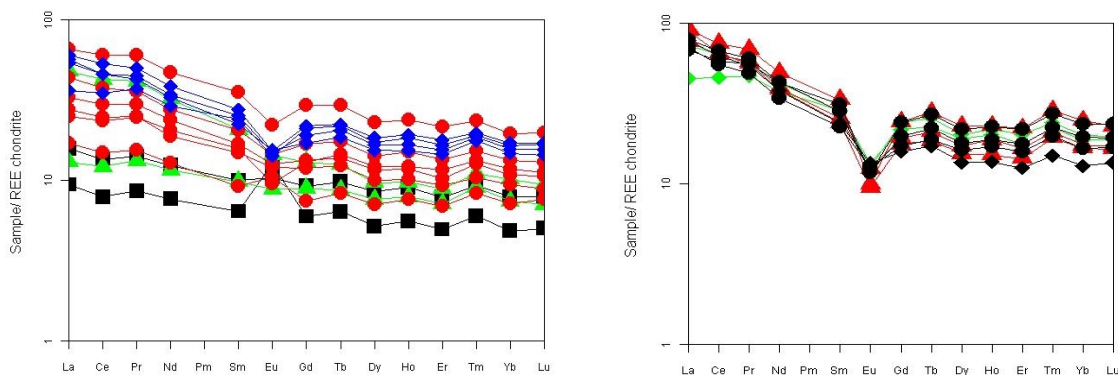


شکل ۴-۲۶- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامسون، ۱۹۸۲). برای سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظرفرند. علائم در این نمودار مشابه با شکل ۴-۲۶ می‌باشد.

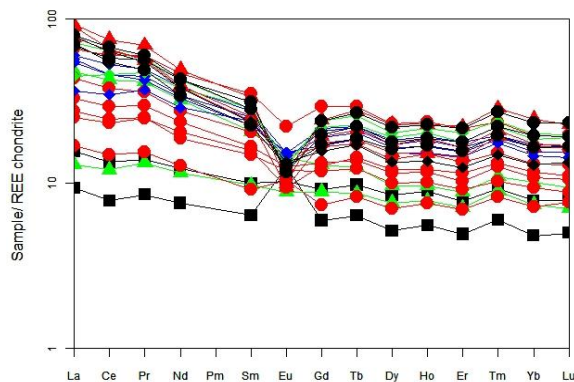
۴-۸-۴- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی (REE)

در تهیه این نوع دیاگرام‌ها از مرجع معرفی شده توسط ناکامورا (۱۹۷۴) برای عادی سازی کردن استفاده شده است. این نمودار الگوی تفکیک نسبتاً خوبی را برای REEها نشان می‌دهد ($La_N/Yb_N = 1-6$).

در این نمودار، نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی ظرفرند نسبت به کندریت از کلیه عناصر نادر خاکی سبک و ناسازگار (LREE) غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)، نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۷). در پدیده تفریق بلوری با پیشرفت تبلور کانی‌ها، غنی‌شدگی تمام عناصر به یک میزان صورت می‌گیرد به عبارتی تمام مراحل تفریق روندی تقریباً موازی را نشان می‌دهند (رولینسون، ۱۹۹۳). الگوی مشابه و روند موازی نمونه‌ها یک منبع مشترک را برای آن‌ها پیشنهاد می‌کند (نیکلسون و همکاران، ۲۰۰۴). عناصر سبک و ناسازگار در گرانیت‌ها غنی‌شدگی بیشتری را نسبت به دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهند. همچنین در بین سنگ‌های مورد مطالعه به جز سنگ‌های گابرویی، آنومالی منفی از Eu مشاهده می‌شود ($Eu/Eu^* = 0.08$). آنومالی Eu اغلب بوسیله پلاژیوکلازها کنترل می‌شود، پس جدا شدن پلاژیوکلاز توسط تفریق بلوری، که پلاژیوکلاز در تفاله باقی می‌ماند، باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در سنگ می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). همچنین در نمونه گابرویی، آنومالی مثبت Eu با فراوانی پلاژیوکلاز و حضور هورنبلند قابل توجه است. گرانیتوئیدهای دارای آنومالی منفی Eu و مقدار متوسط محتوی REE و نسبت‌های بزرگ تا متوسط LREE/HREE می‌باشند، این امر از تفریق یافتگی ماگما و تحول آن به سمت ترکیبات گرانیتی و گرانودیوریتی ناشی می‌شود. همچنین به مقادیر اندکی گارنت، آمفیبول یا پیروکسن نیاز دارند تا HREE را نسبت به LREE در مذاب کاهش دهند (هندرسون، ۱۹۸۴). غنی‌شدگی نسبی از La و Ce در این نمودار مشاهده می‌شود که مربوط به عمق و منشأ ماگما است. HREE پایین و غنی‌شدگی از Ce, La در نمونه‌های مورد مطالعه، احتمال وجود گارنت در منشأ آن‌ها را تأیید می‌کند (کوکاک و همکاران، ۲۰۰۵). ضریب توزیع این دو عنصر در گارنت بسیار کم است. چنانچه در منشأ گارنت وجود داشته باشد و ذوب بخشی انجام شود، ماگما نسبت به Ce و La غنی خواهد شد. بنابراین منشأ ماگما برای توده مورد مطالعه از عمق زیاد و خارج از محدوده پوسته قاره‌ای بوده است. با توجه به کلیه مستندات یک منشأ گارنت آمفیبولیتی که معادل لیتوسفر اقیانوسی فرورانده دگرگون شده می‌باشد، بهترین منشأ برای تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد که پس از ذوب بخشی و تفریق طی چند مرحله به تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه منجر شده است.



الف- گرانودیوریت: \blacklozenge گرانیت: \blacktriangle آلکالی فلدسپار گرانیت: \bullet ب- گابرو: \blacksquare ، گابرو دیوریت: \bullet ، مونزوگابرو: \blacktriangle و دیوریت: \blacklozenge



ج- تمام نمونه‌های سنگی

شکل ۴-۲۷- نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت، (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند.

۹-۴- نتیجه‌گیری

مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، نتایج زیر را در برداشت:

- سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه بر اساس نمودارهای نامگذاری شیمیایی، دارای ترکیبات گابرو، مونزوگابرو، گابرو دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت هستند.
- در نمودارهای هارکر نمونه‌ها در امتداد روندی خطی قرار می‌گیرند و با افزایش مقدار SiO_2 یا تفریق از نمونه‌های گابرو/ گابرو دیوریتی به سمت گرانیت‌ها، Na_2O و K_2O روند صعودی و Al_2O_3 ، Fe_2O_3 ، FeO ، CaO و MgO ، TiO_2 ، P_2O_5 ، MnO روند نزولی نشان می‌دهند. روندهای گفته شده در دو گروه مافیک- حدواسط و فلسیک به طور جداگانه بررسی شد و وقفه ترکیبی بین این دو گروه، بیانگر تفریق گابروها به سمت کوارتز دیوریت‌ها و تفریق گرانودیوریت‌ها به سمت گرانیت‌ها می‌باشد. وجود وقفه ترکیبی مذکور، تکوین دو مرحله‌ای توده گرانیتوئیدی ظفرقند را تأیید می‌کند و منشاء گرفتن آن‌ها را از یک منبع

ماگمایی واحد تکذیب نمی‌کند. در کل، سنگ‌های مورد مطالعه دارای خاستگاه مشترک هستند و وقفه-های ترکیبی مشاهده شده بین آن‌ها، به معنی عدم ارتباط ژنتیکی بین آن‌ها نیست.

- الگوی نشان داده شده توسط نمودارهای جفت عناصر ناسازگار، عمدتاً روندی خطی و صعودی نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. بنابر این، فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی ماگمای مافیک گوشته‌ای همراه با هضم و آلیش (AFC) می‌باشد.

- در نمودارهای ژئوشیمیایی، نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا می‌باشند.

-توده گرانیتوئیدی ظفرقند در سری ماگمایی کالکوالکالن قرار می‌گیرد.

-نمودار $FeOt / (FeOt + MgO)$ در مقابل SiO_2 (فروست و همکاران، ۲۰۰۱)، نشان می‌دهند که سنگهای مورد مطالعه در محدوده کالکوالکالن یا منیزین و گرانیتوئیدهای نوع I کردیلرایی قرار می‌گیرند. این ویژگی توسط شواهد پتروگرافی نظیر حضور گسترده اوژیت، هورنبلند سبز، اسفن، آپاتیت و مگنتیت تأیید می‌گردد.

-در نمودار $CaO - (Na_2O + K_2O)$ در مقابل SiO_2 (فروست و همکاران، ۲۰۰۱)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کالکوالکالن و کلسیک قرار می‌گیرند.

- بر اساس درجه اشباع از آلومین، نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت متالومین هستند.

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

- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، اغلب نمونه‌های گابرویی و گابرویدیتهی از عناصر K, Sr, Pb, Cs و غنی‌شدگی نسبی و از عناصر Nb, Th, P و Pr تهی‌شدگی نسبی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی و تهی‌شدگی از این عناصر، نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگ‌ها در طی ذوب بخشی گوشته با نرخ کم تشکیل شده‌اند. نمونه‌های گرانیتی در این نمودارها، از عناصر Nb, P و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که به همراه غنی‌شدگی از عناصر Th, U, K, Pb به مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در منشأ ماگمای سازنده این سنگ‌ها اشاره دارد. سه نمونه پلاژیوگرانیتی، نسبت به K, Ba, Rb تهی‌شدگی نشان می‌دهند.

پرویز

۵-۱- مقدمه

در فصل‌های گذشته روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های محدوده مطالعاتی مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل ابتدا تقسیم بندی ژنتیکی گرانیت‌ها را شرح داده، آنگاه با توجه به معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های مورد نظر، نوع و منشاء گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه (ظفرقند) و خاستگاه ماگمایی آنها را تعیین خواهیم نمود. همچنین با استفاده از نمودارهای عناصر اصلی و کمیاب و پارامترهای ژئوشیمیایی، جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد نظر را مشخص می‌کنیم. سپس به بررسی خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها خواهیم پرداخت.

بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها طیف ترکیبی گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و پلاژیوگرانیت را شامل می‌شوند. نمودارهای ژئوشیمیایی و شواهد صحرایی نشان می‌دهند که تحولات ماگمایی توده نفوذی ظفرقند، طی دو مرحله و عمدتاً از طریق تبلور تفریقی صورت گرفته است. با توجه به نمودارها و دیاگرام‌های مختلف در فصل چهارم، الگوی خاص مناطق فرورانش برای سنگ‌های مورد مطالعه مشخص گردید.

۵-۲- تقسیم بندی انواع گرانیتوئیدها

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

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

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

امتداد نوارهای چین خورده تشکیل می‌شوند (کوهزایی^۱) از گرانیتوئیدهایی که معمولاً به‌مراه مراحل بالا آمدگی^۲ و ایجاد ریفت^۳ (غیر کوهزایی^۴) تولید می‌شوند، در نظر گرفت.

چپل و وایت^۵ (۱۹۷۴) بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی، گرانیت‌های کوهزایی را به دو گروه S و I تقسیم کرده‌اند، گرانیت‌های تیپ S را حاصل ذوب بخشی رسوبات و سنگ‌های آذرین پوسته‌ای و دگرگونی قدیمی‌تر و گرانیت‌های تیپ I را حاصل تفریق ماگمای بازالتی معرفی نموده‌اند.

ایشی هارا^۶ (۱۹۷۷) سنگ‌های گرانیتی واقع در ژاپن را به سری‌های مگنتیت و ایلمنیت تقسیم نمود و اساس تفسیر و تقسیم بندی خود را بر وجود کانی‌های مگنتیت و ایلمنیت قرار داد و فوگاسیته اکسیژن را عامل اصلی تشکیل این کانی‌ها برشمرد. گرانیت‌های سری مگنتیت با حضور مگنتیت مشخص می‌شوند و در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن در گوشته فوقانی یا پوسته تحتانی تشکیل می‌شوند. در حالیکه گرانیت‌های سری ایلمنیت، احیاء شده و دارای ایلمنیت هستند و در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن در پوسته فوقانی تشکیل می‌شوند (دال اگنول^۷، ۲۰۰۷).

لوئیس^۸ و ونز (۱۹۷۹)، گرانیت‌های غیر کوهزایی را تحت عنوان گرانیت‌های نوع A معرفی کرده‌اند. این گرانیت‌ها معرف ماگماتیسم وابسته به ریفت در مناطق سپری است و معرف آخرین رخداد نفوذی در نوار کوهزایی قلمداد می‌شود. به عقیده ابی^۹ (۱۹۹۰)، این گرانیت‌ها وابسته به کشیدگی پوسته قاره‌ای می‌باشند.

به پیشنهاد وایت (۱۹۷۹) چهار نوع گرانیت بر اساس ترکیب و منشاء آنها مشخص شدند که گرانیت‌های نوع I, S, M, A را شامل می‌شوند. وایت (۱۹۷۹) گرانیت‌های نوع M را غالباً نوعی گرانیت کالکوالکالن معرفی نموده که از انواع گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود. این گرانیت‌ها، در جزایر قوسی یافت می‌شوند

۱-Orogenic

۲-Uplifting

۳- Rifting

۱-Anorogenic

۲-Chappell & White

۳- Ishihara

۴- Dall Agnol

۵-Loiselle and Wones

۶-Eby

و از ماگماهای مادر اولیه‌ای که از گوشته یا پوسته اقیانوسی فرورانده شده در زیر قوس‌های آتشفشانی مشتق شده‌اند. طبقه بندی گرانیت‌ها به S, I و M معرف منشأ آنهاست و گرانیتوئیدهای نوع A معرف محیط تکتونیکی هستند، لذا قرار دادن آن‌ها در طبقه‌بندی ژنتیکی منطقی به نظر نمی‌رسد.

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

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

دیدیه و همکاران (۱۹۸۲) برای تمام انواع گرانیتوئیدها اعم از کوهزایی یا غیر کوهزایی انواع C و M را معرفی نموده‌اند که عبارتند از C: گرانیتوئیدهای پوسته‌ای و قاره‌ای با دو نوع فرعی Cs یعنی از منشأ رسوبات دگرگون شده و Ci یعنی از منشأ سنگ‌های آذرین دگرگون شده و M گرانیتوئیدهای دارای منشأ گوشته‌ای و اختلاط یافته. گرانیتوئیدهای نوع M که دارای ترکیب متغیر و ناهمگنی هستند، گرانیت‌های غیر کوهزایی را شامل می‌شوند و یک منشأ گوشته‌ای برای آن‌ها به اثبات رسیده است. گرانیت‌های کوهزایی در جایی حضور دارند که شواهدی از اختلاط بین مواد پوسته‌ای و گوشته‌ای وجود دارد.

کاسترو^۲ و همکاران (۱۹۹۱)، نوع جدیدی از گرانیت‌ها به نام گرانیت‌های دورگه (نوع H^۳) را معرفی کردند. در واقع گرانیت‌های نوع H، گرانیت‌های دورگه‌ای هستند که از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای یا نوع

۱-Bonin

۲-Castro

۳-Hybrid

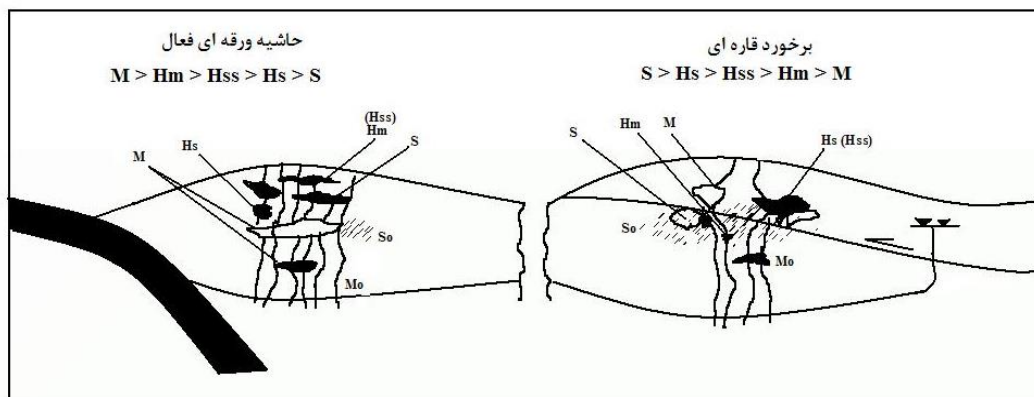
S با گرانیتهای گوشته‌ای (نوع M یا I) حاصل شده‌اند. انجام فرایندهای هیبریدی شدن بین ماگماهای نوع M و مذاب‌های آناتکتیک بر حسب نسبت‌های هر کدام از آنها می‌تواند به ایجاد نوع وسیعی از سنگ‌های دورگه منجر شود. در اغلب این سنگ‌های دورگه، شکل اولیه انواع S یا M به طور شدید تغییر نیافته و تا اندازه‌ای مشخص است. این سنگ‌ها را می‌توان به ترتیب به عنوان دورگه نوع S (Hs) (دو رگه با سهم غالب پوسته‌ای) یا M (Hm) (دو رگه با سهم غالب گوشته‌ای) نامگذاری کرد (شکل ۵-۱). انواع گرانیتهای نوع H به نقل از کاسترو (۱۹۹۱) عبارتند از:

گرانیتهای نوع Hs، سنگ‌های دورگه‌ای هستند که در آنها عضو نهایی فلسیک (نوع S) فراوانتر است. این گرانیتهای علاوه بر پرآلومین بودن، دارای آنکلاوهای دگرگونی هستند. گرانیتهای نوع Hm، سنگ‌های دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت ماگمای مافیک (گوشته‌ای) بیشتر از ماگمای فلسیک است.

گرانیتهای نوع Hs^۱، سنگ‌های دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت هر کدام از ماگماها (S و M) کم و بیش برابر بوده است. در این سنگ‌ها مشارکت اشکال اولیه هر نوع ماگمای مختلط از بین رفته است. این نوع گرانیتهای دارای مشخصات بافتی از جمله پلاژیوکلازهای تحلیل رفته و همچنین ادخال‌های ریزدانه می‌باشند. در هر محیط کوهزایی، زمانی که ماگمای بازیک حاصل از گوشته، به داخل پوسته قاره‌ای دارای شرایط ذوب جهت ایجاد ماگمای فلسیک نفوذ می‌کند، ماگماهای دورگه را به وجود می‌آورد که در محیط‌های برخوردی، گرانیتهای نوع S فراوانتر از نوع M بوده و در محیط‌های نوع آندی گرانیتهای نوع M فراوانتر از نوع S می‌باشند.

باتوجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتهای منطقه مورد مطالعه که قبلاً ذکر گردید، به نظر می‌رسد با داشتن ویژگی‌های بافتی (پلاژیوکلازهای تحلیل رفته) و شرایط تشکیلی که بر اثر نفوذ ماگماهای حاصل از گوشته (ماگمای بازیک) به داخل پوسته قاره‌ای به وجود آمده‌اند، با گرانیتهای نوع Hm شباهت بیشتری دارد.

۱-Senso stricto



شکل ۵-۱- انواع گرانیتوئیدها و خاستگاه تکتونیکی آنها (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱). S_0 و M_0 ماگماهای اولیه نوع S_0 و M هستند. برای توضیحات بیشتر به متن رجوع کنید.

آخرین طبقه بندی غیرژنتیکی و غیرتکتونیکی واحدهای آذرین بر اساس ویژگی‌های شیمیایی کانی‌های اصلی گرانیت‌ها صورت گرفته است. در طبقه‌بندی جدید، از پارامترهای مقدار سیلیس، عدد آهن $[Fe^* = [FeOt / (FeOt + MgO)]]$ ، شاخص آلکالی - کلسیک $(Na_2O + K_2O - CaO)$ و شاخص اشباع آلومین (ASI) استفاده می‌شود. استفاده از سه پارامتر دیگر به جز مقدار سیلیس، به تمایز انواع گرانیت‌های آهن-دار، منیزیم‌دار، آلکالی، آلکالی-کلسیک، کالک آلکالی، کلسیک، پرآلومین، متآلومین و پرآلکالی منجر می‌شود (بونن، ۲۰۰۷).

۵-۲-۱- ویژگی‌های توده‌های گرانیتوئیدی ظرفرند

ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی ظرفرند در جدول ۵-۱ ارائه شده و همزمان ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع S و I نیز در این جدول عرضه شده تا مقایسه آن‌ها به راحتی امکان‌پذیر شود.

۵-۲-۱-۱- ویژگی‌های صحرایی

- کشیدگی توده گرانیتوئیدی ظرفرند، در راستای زون ارومیه- دختر و عمود بر جهت فرورانش نئوتیس است.
- ترکیب سنگ‌شناسی آن گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و پلاژیوگرانیت با برتری گرانودیوریت است.
- دارای آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک و دایک‌های گسیخته و شناور با ترکیب سنگ‌شناسی دیوریت و کوارتزدیوریت می‌باشد.

- سنگ‌های آتشفشانی میزبان از نوع آندزیتی، داسیتی و معادل‌های آذرآواری آن‌ها و همچنین سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی هستند.
- سنگ‌های آتشفشانی میزبان توسط دایک‌های نسل اول قطع می‌شوند.
- در توده گرانیتوئیدی ظفرقند، سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان با دایک‌های سین‌پلوتونیک یا نسل دوم قطع می‌شوند.

۵-۲-۱-۲- ویژگی‌های کانی شناسی

- کانی‌های مافیک اصلی سنگ‌های مورد مطالعه الیوین، اوژیت و هورنبلندسبز می‌باشند. بیوتیت در برخی نمونه‌ها با فراوانی کمتر از هورنبلند حضور دارد. برخی دیگر از این بیوتیت‌ها حاصل متاسوماتیسم کانی‌های مافیک‌تر از جمله هورنبلند و اوژیت می‌باشند.
- حضور الیوین در سنگ‌های گابرویی.
- حضور اوژیت همراه با هورنبلند در دیوریت‌ها.
- کانی‌های اپک عمدتاً از نوع مگنتیت و به مقدار کمتر هماتیت می‌باشند. هماتیت غالباً حاصل دگرسانی مگنتیت است یا به صورت تیغه‌ای و شکل الیژیست تبلور یافته است.
- فقدان کانی‌های آلومینوسیلیکاته مانند مسکوویت، آندالوزیت، کاردیریت، گارنت و ...
- وجود دیوپسید و هیپرستن و فقدان کوندوم نورماتیو در نورم آن‌ها (به استثناء مواردی که از تفریق - یافتگی سنگ‌ها ناشی شده است).
- وجود انواع بافت‌های گرافیکی، پرتیتی، میرمکیتی، افیتی، ساب افیتی، گرانولار، پورفیروئیدی و ...
- حضور لخته‌های مافیک متشکل از کانی‌های اوژیت، هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های حدواسط - فلسیک.
- حضور ارتوکلاز به صورت پرتیتی.
- حضور گسترده اسفن.
- فراوانی بالای آپاتیت.
- حضور بسیار گسترده پلاژیوکلاز در کلیه سنگ‌های مورد مطالعه با ترکیب متغیر از اعضاء غنی از کلسیم در سنگ‌های مافیک تا اعضاء غنی از سدیم در سنگ‌های فلسیک.
- وجود فابریک ماگمایی.

۵-۲-۱-۳- ویژگی‌های ژئوشیمیایی

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های سازنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند در جدول ۵-۳ ارائه شده و همزمان با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع S و I مقایسه گردیده است.

- مقدار SiO_2 آن‌ها از ۴۹ تا ۷۵ درصد وزنی متغیر می‌باشد.
- نسبت مولار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ نمونه‌های مورد مطالعه، کمتر از ۱/۱ می‌باشد.
- مقدار Zr در ترم‌های (ترکیبات سنگی) دارای ۶۶ درصد سیلیس، بیش از ۱۵۰ پی‌پی‌ام می‌باشد.
- مقدار CaO در ترم‌های (ترکیبات سنگی) دارای ۶۶ درصد SiO_2 ، ۴/۴۴ درصد است.
- از نظر شاخص اشباع از آلومین، مت‌آلومین هستند.
- میانگین Na_2O گرانیت‌های مزبور از ۲/۵۲ تا ۷/۱۴ متغیر می‌باشد. Na_2O و K_2O نسبتاً بالاست.
- نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ در سنگ‌های مورد مطالعه بیش از ۰/۴ می‌باشد.
- سنگ‌های مورد مطالعه دارای ماهیت کالک‌آلکان هستند.
- این توده فاقد کانه‌زایی فلزی قابل توجه است ولی در اسکارن‌های همراه توده‌های مشابه در جنوب کاشان، کانه‌زایی دارای ارزش اقتصادی مشاهده شده است.
- موقعیت ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه بر روی نمودارهای ژئوشیمیایی از یک روند دو مرحله‌ای ولی خطی تبعیت می‌کنند.

با توجه به ویژگی‌های ارائه شده در جدول ۵-۳ توده گرانیتوئیدی ظفرقند در زمره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرد. علاوه بر موارد ذکر شده، برای تعیین نوع گرانیتوئیدها، نمودارهای ژئوشیمیایی متعددی ارائه شده، که نمونه‌های بارزی از آن‌ها در ادامه ارائه می‌شود.

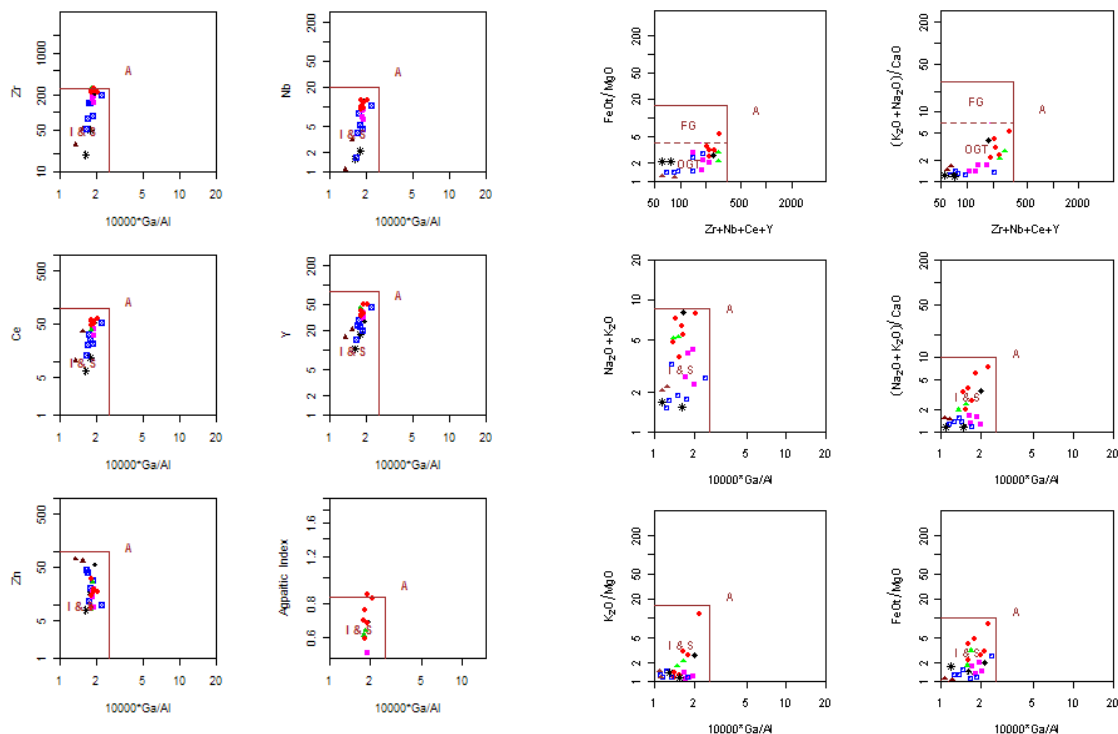
۵-۲-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک‌کننده گرانیتوئیدهای نوع A از گرانیتوئیدهای S و I

جهت تمایز گرانیت‌های نوع A از سایر انواع گرانیت‌ها (FG^1) (تفریق یافته) یا OG^2 (معمولی) از نمودار $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ در مقابل FeO_t/MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷) استفاده شده است (شکل ۵-۲). اکثر

۱-Fractionated granites

۲-Ordinary granites

نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده گرانیت‌های نوع S و I واقع می‌شوند، لذا نوع A بودن آنها منتفی می‌باشد.



شکل ۵-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده گرانیتوئیدی نوع A از گرانیتوئیدهای نوع S و I (والن و همکاران، ۱۹۸۷). بر اساس این نمودار هیچ یک از نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای نوع A قرار نمی‌گیرند.

به منظور تفکیک گرانیتوئیدهای S، I و A از نمودار Zr در مقابل SiO_2 (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲)، نمودار مثلثی ACF (باگاس، ۲۰۱۰)، نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 و Pb در برابر SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲) و Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) استفاده خواهیم کرد.

۵-۲-۳- نمودار Zr در مقابل SiO_2 و نمودار مثلثی ACF

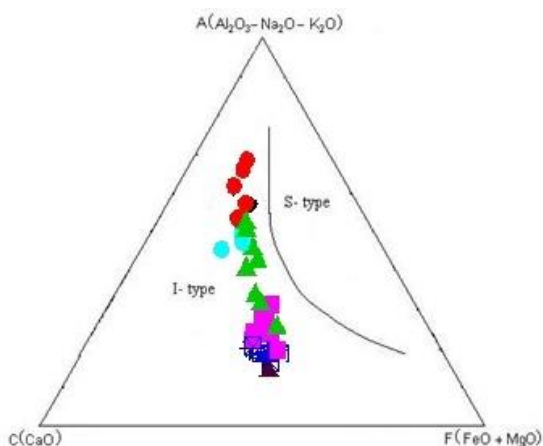
بر اساس موقعیت نمونه‌های سنگی توده گرانیتوئیدی ظفرقند بر روی نمودار Zr در مقابل SiO_2 (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲) (شکل ۵-۳)، این توده گرانیتوئیدی دارای ماهیت I می‌باشد. نمودار مثلثی ACF (باگاس، ۲۰۱۰)؛ به منظور تفکیک انواع گرانیتوئیدهای S و I می‌باشد. در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تیپ I قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴).

۵-۲-۴- نمودار P_2O_5 در مقابل SiO_2 و Pb در برابر SiO_2

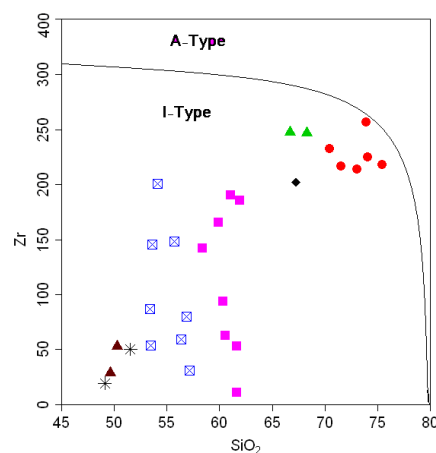
در نمودارهای P_2O_5 و Pb در برابر SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، (شکل های ۵-۵ و ۵-۶)، روند تغییرات این عناصر در مقابل SiO_2 ، در دو تیپ S و I نشان داده شده است، با توجه به این روندها، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه از روند تغییرات تیپ I تبعیت می‌کنند. این ویژگی توسط شواهد پتروگرافی نظیر حضور گسترده اوژیت، هورنبلندسبز، اسفن، آپاتیت و مگنتیت تأیید می‌گردد. در ضمن در نمودار Pb در برابر SiO_2 ، روند تکامل دو مرحله‌ای سنگ‌های مافیک و فلسیک به خوبی مشخص می‌باشد.

۵-۲-۵- نمودار Na_2O در مقابل K_2O

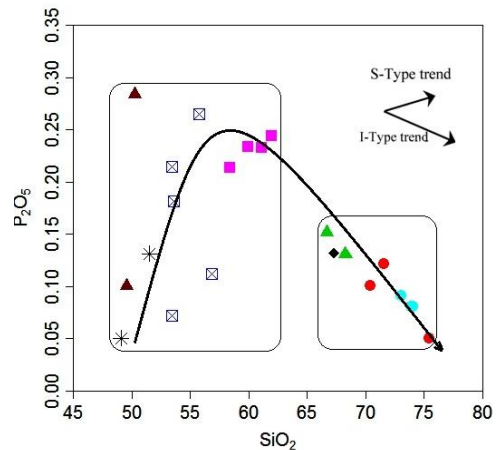
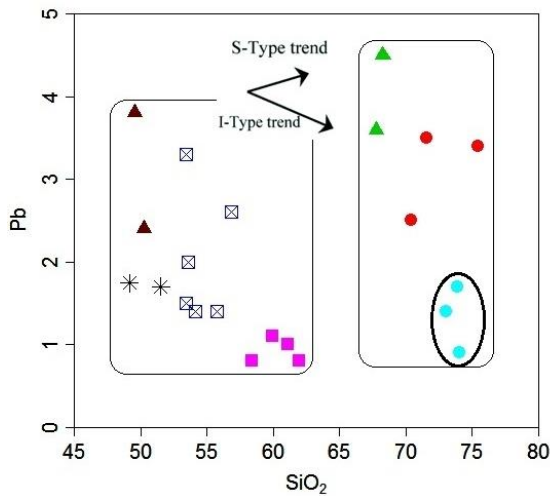
با توجه به نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)، که موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن نشان داده شده است، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷).



شکل ۵-۴- نمودار ACF (باگاس، ۲۰۱۰)، جهت تفکیک انواع گرانیت‌های I, S. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده I-Type قرار می‌گیرند.

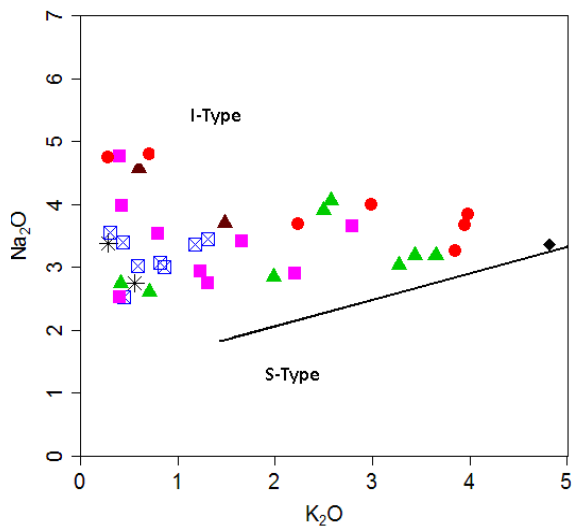
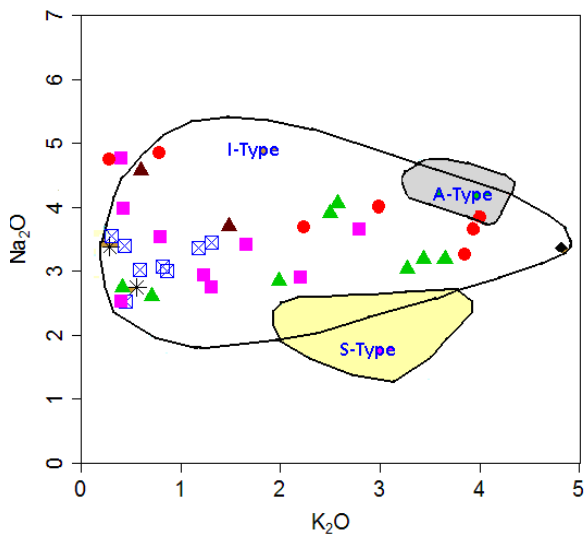


شکل ۵-۳- نمودار Zr در مقابل SiO_2 (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲)، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند.



شکل ۵-۶- نمودار Pb در برابر SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. با توجه به روند تغییرات Pb که بر روی آن نشان داده شده است، نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از روند گرانیتوئیدهای نوع I تبعیت می‌کنند.

شکل ۵-۵- نمودار P₂O₅ در برابر SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. به روند نمونه‌های مورد مطالعه که از گرانیت‌های تیپ I تبعیت می‌کند، توجه فرمایید.



شکل ۵-۷- نمودار Na₂O در مقابل K₂O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)، جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه. تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند.

۵-۲-۶- ویژگی‌های انواع گرانیتوئیدهای نوع I

چپل و همکاران (۱۹۹۸)، برپایه وجود یا فقدان مواد باقیمانده جامد^۱، به ویژه بلورهای باقیمانده زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر در برابر تغییرات SiO_2 ، گرانیت‌های نوع I را به دو نوع دمای بالا و دمای پایین تقسیم نموده‌اند.

همچنین واتسون و همکاران (۱۹۸۳)، اثر ترکیب و دمای ماگما را بر روی حلالیت Zr بررسی کرده‌اند (شکل ۵-۸). بر این اساس در مورد گرانیت‌های نوع I دمای بالا^۲، در ماگمای اولیه به دلیل درجه حرارت بالا و حلالیت بالای Zr، زیرکنیم محلول است و ماگما از زیرکنیم اشباع نیست. در این گرانیت‌ها همزمان با آغاز تفریق و جدایش بلورها، مقدار Zr در مذاب افت می‌کند (شکل‌های ۵-۹ الف و ب). اما در گرانیت‌های I دمای پایین^۳، ماگما از زیرکنیم اشباع بوده و همزمان با شروع تفریق ماگما، جدایش بلورهای آن آغاز می‌گردد و با افزایش SiO_2 ، مقدار Zr کاهش می‌یابد. بنا به عقیده واتسون^۴، (۱۹۹۶)، جدایش Zr از مذاب وقتی اتفاق می‌افتد که زیرکنیم فوق اشباع باشد، که در این حالت دمای ماگما، کمی بیش از ۸۸۵ درجه سانتی‌گراد است. همچنان که گرانیت مراحل تفریق جزء به جزء را طی می‌کند، میزان زیرکنیم کاهش می‌یابد. این امر به خاطر فلسیک‌تر شدن مذاب و کاهش دما می‌باشد که خود باعث جدایش زیرکنیم می‌گردد.

مطالعه عناصر دیگر مانند Ba, Ce, Y در گرانیت‌های نوع I دمای بالا و دمای پایین نتایج مشابهی را در بر دارند. در گرانیت‌های نوع I دمای بالا، با افزایش SiO_2 ، مقدار این عناصر در مذاب افزایش می‌یابد، که به دلیل اشباع نبودن ماگمای اولیه از عناصر یاد شده می‌باشد.

تغییرات عناصر ذکر شده در مقابل SiO_2 در توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه، با روند تغییرات این عناصر در توده‌های گرانیتی نوع I دمای بالا مربوط به توده‌های باگی پلین^۵ و مارولان^۶ از کمر بند چین خورده

۱- Restite

۲- High temperature I type granite

۳- Low temperature I type granite

۴- Watson

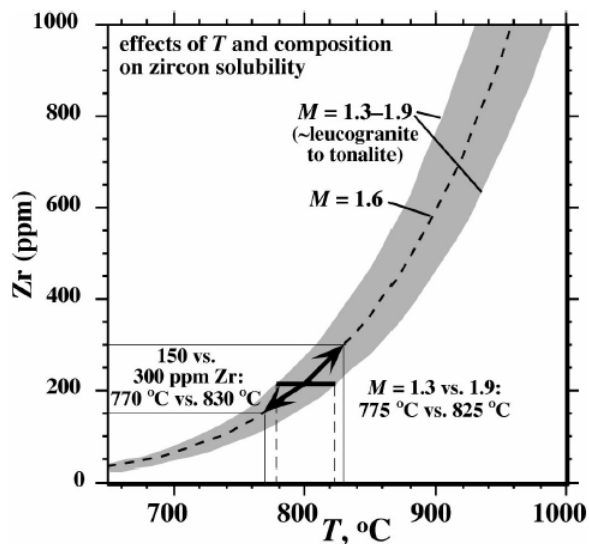
۵- Boggy Plain

۶- Marulan

لیچلان استرالیا و توده‌های گرانیتی نوع I دمای پایین مربوط به توده‌های موری^۱ و کوبارگو^۲، از کمر بند چین خورده لیچلان استرالیا (چپل و همکاران، ۱۹۹۸) در شکل‌های ۵-۱۰ و ۵-۱۱ به صورت مقایسه‌ای نمایش داده شده است. همچنین درصد عناصر اصلی گرانیت دمای بالای باتولیت پنینسولار رنج و گرانیت‌های دمای پایین در جدول ۵-۱ آورده شده است و با سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند مورد مقایسه قرار گرفته‌اند.

گرانیت‌های نوع I دمای بالا یا کوردیلرایی حاصل ذوب بخشی سنگ‌های مافیک واقع در اعماق پوسته، ورقه اقیانوسی فرورونده یا گوشته تحول یافته هستند که در کل دارای ترکیبات بازالتی، دیوریتی تا مونزونیتی می‌باشند و آن‌ها را باید نماینده موادی که به تازگی به پوسته اضافه شده‌اند در نظر گرفت (چپل و وایت، ۲۰۰۴).

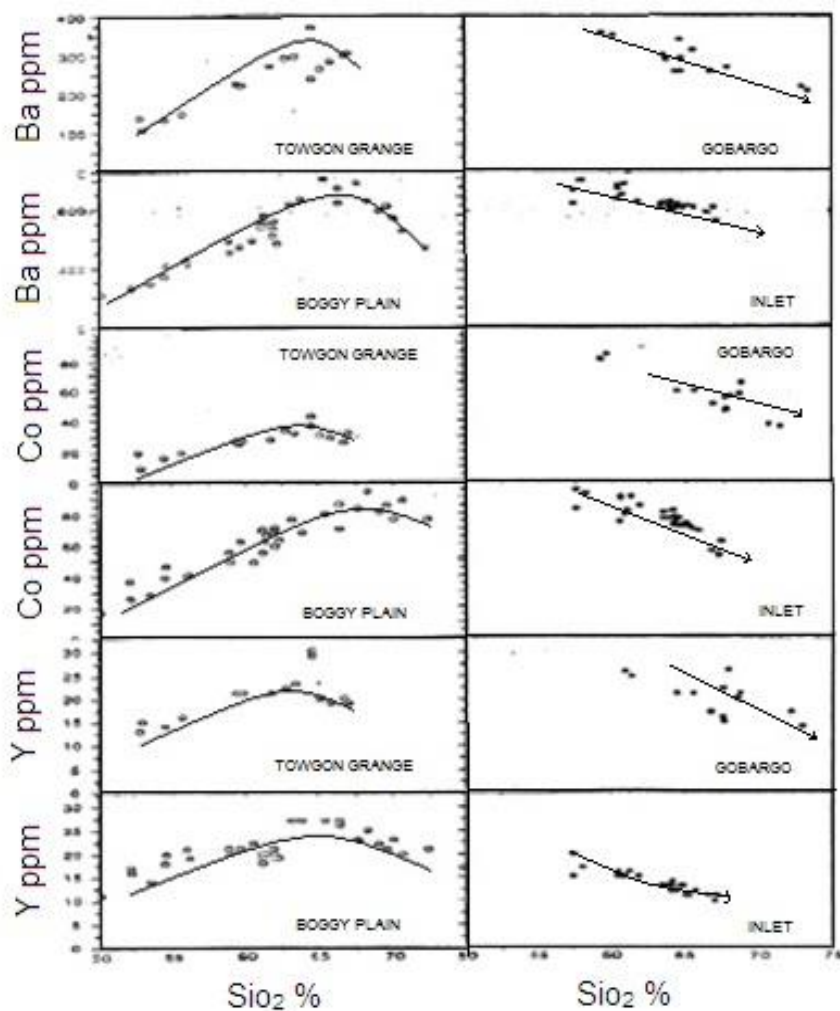
برخی مشخصات پتروگرافی گرانیت‌های دمای بالای و دمای پایین (چپل و وایت، ۲۰۰۴) در جدول ۵-۲ آورده شده است.



شکل ۵-۸- بررسی تأثیر ترکیب و دمای ماگما بر روی حلالیت Zr (واتسون و همکاران، ۱۹۸۳).

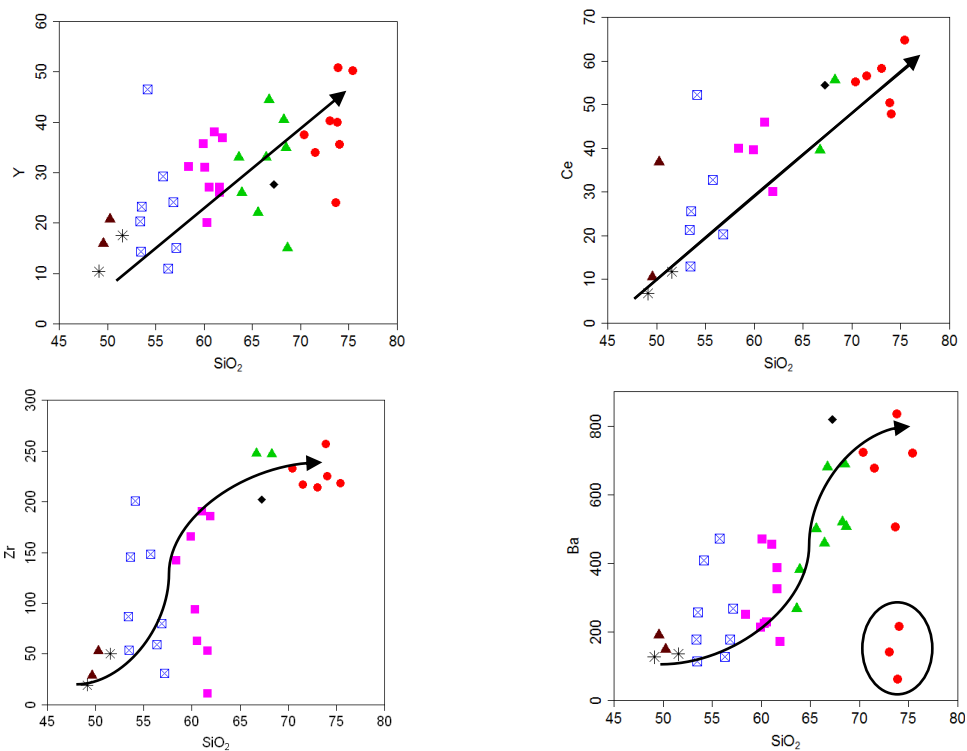
۱- Moruya

۲- Cobargo

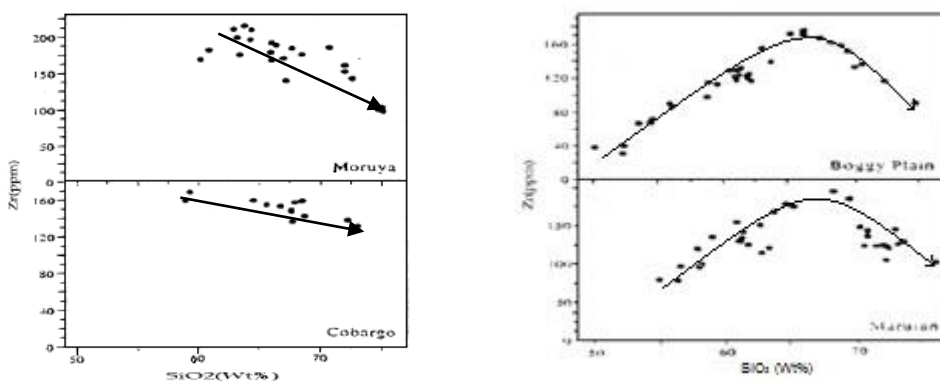


گرانیت‌های نوع I دمای پایین گرانیت‌های نوع I دمای بالا

شکل ۵-۹- الف- مقایسه رفتار عناصر Ba, Ce, Y در مقابل SiO_2 در گرانیت‌های نوع I دما پایین و بالا (چپ و همکاران، ۱۹۹۸). در گرانیت‌های نوع I دمای بالا با افزایش SiO_2 ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش می‌یابد که به دلیل اشباع نبودن ماگمای اولیه از عناصر یاد شده می‌باشد. در گرانیت‌های نوع I دمای پایین با افزایش SiO_2 مقدار این عناصر در مذاب، به دلیل اشباع بودن ماگمای اولیه از این عناصر، با شروع تبلور تفریقی، کاهش می‌یابد.



شکل ۵-۹-ب- نمودار تغییرات Ba, Ce, Y, Zr در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)، در این نمودارها، روند تغییرات نتایج آنالیز شیمی عناصر انتخابی از توده گرانیتوئیدی ظفرقند، با روند افزایشی همین عناصر در گرانیت‌های تیپ I دمای بالا همخوانی دارد، البته پلاژیوگرانیت‌های سدیم‌دار در نمودار روند تغییرات Ba در برابر SiO_2 از روند سایر نمونه‌ها تبعیت نمی‌کنند.



شکل ۵-۱۰- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO_2 در گرانیت‌های نوع I دمای پایین و مارولان از کمربند چین‌خورده لیچلان استرالیا (چپل و همکاران، ۱۹۹۸).
 شکل ۵-۱۱- نمودار تغییرات Zr در برابر SiO_2 در گرانیت‌های نوع I دمای پایین مربوط به توده‌های مورویا و کوبارگو از کمربند چین‌خورده لیچلان استرالیا (چپل و همکاران، ۱۹۹۸).

جدول ۵-۱- درصد اکسیدهای عناصر اصلی در گرانیت‌های دمای بالا و دمای پایین و مقایسه آن با سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند.

ترکیب	گرانیت‌های دمای پایین		گرانیت‌های دمای بالا	توده گرانیتوئیدی ظفرقند	
	توده‌های گرانیتی مافیک جزئی	توده‌های گرانیتی مافیک بزرگ	میانگین آنالیز ۱۷ نمونه از باتولیت پنینسولار رنج ^۱	ترکیبات فلسیک (میانگین)	ترکیبات مافیک (میانگین)
SiO ₂	57.74	59.10	59.03	71.96	54.92
TiO ₂	0.84	9.86	0.86	0.44	0.976
Al ₂ O ₃	15.87	17.19	16.68	14.23	17.34
FeO _{total}	5.72	5.40	6.38	3.43	8.94
MnO	0.12	0.11	0.11	0.06	0.14
MgO	4.42	3.43	3.56	0.92	4.69
CaO	6.08	6.44	6.67	2.69	8.42
Na ₂ O	3.19	3.78	3.33	4.5	3.56
K ₂ O	3.55	1.42	1.56	2.39	0.77
P ₂ O ₅	9.43	0.23	0.16	0.10	0.20

جدول ۵-۲- مشخصات پتروگرافی گرانیت‌های دمای بالا و دمای پایین (چپل و وایت، ۲۰۰۴) و مقایسه آن با سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند.

ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند	گرانیت‌های دمای بالا	گرانیت‌های دمای پایین
حضور کانی‌های مافیک با توزیع ناهمگن	توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک	حضور لخته‌ها یا تجمعات مافیک ناهمگن
در سنگ‌های متعلق به قطب مافیک کوارتز بین دانه‌ای یافت می‌شود.	کوارتز معمولاً بین دانه‌ای است.	برخی سنگ‌ها دارای بلورهای بزرگ کوارتز هستند.
حضور فراوان پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی.	هسته‌های کلسیک پلاژیوکلاز حضور ندارند و یا نادر هستند. زونینگ نرمال در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود.	وجود بلورهای پلاژیوکلاز با هسته‌های کلسیک خرد شده (An ₈₀) با ترکیب نسبتاً یکنواخت.
بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای شکل به صورت نامنظم و گاه متقاطع یافت می‌شوند.	بلورهای پلاژیوکلاز تیغه‌ای جهت‌یافتگی موازی ضعیف دارند یا اصلاً ندارند.	بیشتر سنگ‌ها دارای تجمعات بلوری پلاژیوکلاز هستند که دارای جهت‌یافتگی اتفاقی هستند.
حضور بلورهای هورنبلند در سنگ‌های مافیک و فلسیک که با افزایش تفریق مقدار آن‌ها کاهش می‌یابد. در سنگ‌های گابرویی بلورهای کلینوپیروکسن با حاشیه واکنشی نیز مشاهده گردید.	بلورهای هورنبلند تیغه‌ای فراوانند و همراه با کلینوپیروکسن‌های تا حدودی واکنشی یا باقیمانده یافت می‌شوند.	اغلب کانی‌های مافیک نیمه‌شکل‌دار تا بی-شکل هستند و در هورنبلند بلورهای ریز یا باقیمانده کلینوپیروکسن یافت می‌شود.

به منظور اطمینان از صحت نتایج بدست آمده ویژگیهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی سنگهای گرانیتوئیدی ظفرقند با ویژگیهای گرانیتوئیدهای نوع S و I (چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشی هارا، ۱۹۷۷، و چپل و وایت، ۲۰۰۱) در جدول (۳-۵) مورد مقایسه قرار گرفته است. این مقایسه نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای مورد مطالعه دارای ویژگیهای بسیار مشابه با گرانیتوئیدهای نوع I می‌باشد و در نتیجه تعلق داشتن این توده‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I تأیید می‌گردد.

بر اساس خاستگاه ماگمایی گرانیتوئیدها به تیپ‌های M، I، C و S تقسیم می‌شوند (پیچرا، ۱۹۸۳). ویژگی‌های اصلی گرانیت‌های نوع I کردیلرایی و کالدونیایی، در جدول ۴-۵ فهرست شده است.

جدول ۵-۳- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با ویژگی‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقند واقع در منطقه جنوب شرق اردستان.

نوع I	نوع S	توده گرانیتوئیدی ظفرقند
معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.	گرانیتوئیدهای ظفرقند به صورت استوک یا دایک در بین سنگهای میزبان نفوذ کرده‌اند.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو-دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو-دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی سنگ‌های گرانیتوئیدی ظفرقند، گابرو، گابرودیوریت، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت را شامل می‌شود.
با معادل‌های آتشفشانی خود همراه هستند.	با معادل‌های آتشفشانی خود همراه نیستند.	در منطقه ظفرقند، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی-بازالتی به فراوانی یافت می‌شوند.
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم‌های مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری یا بیوتیت است.	در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه مقدار زیادی هورنبلند یافت می‌شود. همچنین الیون، اوزیت و اوزیت اورالیتی در سنگهای گابرویی مشاهده می‌شود.
اسفن به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	در گرانیت‌ها کانی اسفن به صورت اولیه و ثانویه وجود دارد.
دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند و برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت هستند.	در ترکیبات سنگی مورد مطالعه، مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می‌شود. این نتیجه‌گیری توسط بررسی مقاطع صیقلی و بررسی حساسیت مغناطیسی تأیید می‌گردد.
فاقد کانیهای دگرگونی نظیر کربیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	دارای کانیهای دگرگونی نظیر کربیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	هیچ یک از کانیهای شاخص دگرگونی در سنگ‌های مورد مطالعه یافت نمی‌شوند.
ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارد.	کانی آپاتیت به صورت بلورهای شکل‌دار و سوزنی در گابروها، گابرودیوریت، دیوریت و گرانودیوریت‌ها مشاهده می‌شود.
کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره	کانه زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی اندک مس در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شود.
دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۵۷ تا ۷۳ درصد است.	دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۶۶ تا ۷۹ درصد است.	دامنه تغییرات SiO ₂ بین ۴۹ تا ۷۵ درصد است.
Na ₂ O بالا به طوری که در سنگهای فلسیک ۲/۲ درصد وزنی و در سنگ های مافیک، Na ₂ O/K ₂ O > 1 درصد وزنی است.	مقدار Na ₂ O پایین است بطوری که مقدار آن در سنگ‌های دارای ۱۵ درصد Na ₂ O، K ₂ O کمتر از ۲/۲ درصد است و در سنگهای دارای ۲ درصد Na ₂ O، K ₂ O کمتر از ۲ درصد است.	Na ₂ O و K ₂ O نسبتاً بالاست.
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارد و یا دارای دیوپسید است.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.	در نورم دارای دیوپسید می باشد ولی فاقد کروندوم است.
مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ بیشتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ کمتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO ₂ ۴/۴۴ درصد است.
مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ کمتر از ۱۵۰ پی‌پی‌ام است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO ₂ بیشتر از ۱۵۰ پی‌پی‌ام است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO ₂ برابر ۲۴۷ پی‌پی‌ام است.
دیاگرام‌های تغییرات، خطی یا نزدیک به خطی هستند.	دیاگرام‌های تغییرات، نامنظم و بی قاعده هستند.	دیاگرام‌های تغییرات، نزدیک به خطی و گاهی نامنظم هستند.

جدول ۴-۵- مقایسه گرانیت‌های نوع I کردیلرایی و کالدونیایی بر اساس تقسیم‌بندی پیچر (۱۹۸۳).

گرانیت نوع I (کالدونیایی)	گرانیت نوع I (کردیلرایی)
گرانودیوریت+ گرانیت و در مقابل با توده‌های کوچک هورنبلند دیوریتی و گابرویی	غلبه با تونالیت ولی دارای طیف ترکیبی از دیوریت تا مونزونیت با مقادیر بالای SiO_2 همراه با گابرو
غلبه با بیوتیت، ایلمنیت و منیتیت	غلبه با هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و اسفن
پتاسیم فلدسپار عموماً به صورت بین دانه‌ای و مهاجم و غالباً سرشار از کوارتز	پتاسیم فلدسپار بصورت بین دانه‌ای و بی‌شکل
اجتماعی از زینولیت‌های مختلط	زینولیت‌های دیوریتی
$\text{Al} (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}/2) > 1/0.5$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین $0/70.5$ تا $0/70.8$	$\text{Al} (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca}/2) < 1/1$ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0/70.6$
کمپلکس‌های پراکنده و جدا از هم توده‌های نفوذی و ورقه‌های متعدد	باتولیت‌های عظیم متعدد خطی همراه با کالدرون‌های مرکب
گاهی اوقات با گدازه‌های آندزیتی و بازالتی همراه هستند.	با حجم‌های عظیم آندزیت و داسیت همراه هستند.
نفوذی‌های کوچک پست کینماتیک	نفوذی‌های مرحله‌ای و بسیار طولانی مدت
بالا آمدگی بعد از تصادم نوع کالدونیایی	قوس حاشیه قاره‌ای نوع آندی
گسل خوردگی در جهت شیب و امتداد، دگرگونی پسرونده	جنبش‌های قائم، کوتاه‌شدگی جانبی و کمی دگرگونی نوع تدفینی
ندرتاً دارای کانه‌زایی قابل توجه	کانه‌زایی مس و مولیبدن پورفیری

بر اساس مشخصات انواع گرانیتوئیدهای I که قبلاً به تفصیل بیان شد و همچنین مشخصاتی که در جداول ۱-۵، ۲-۵، ۳-۵ و ۴-۵ ارائه شد نتیجه می‌گیریم که توده گرانیتوئیدی ظفرقند از نوع I کردیلرایی می‌باشد.

۳-۵- تعیین محیط تکتونیکی

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

۵-۳-۱- طبقه بندی محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی

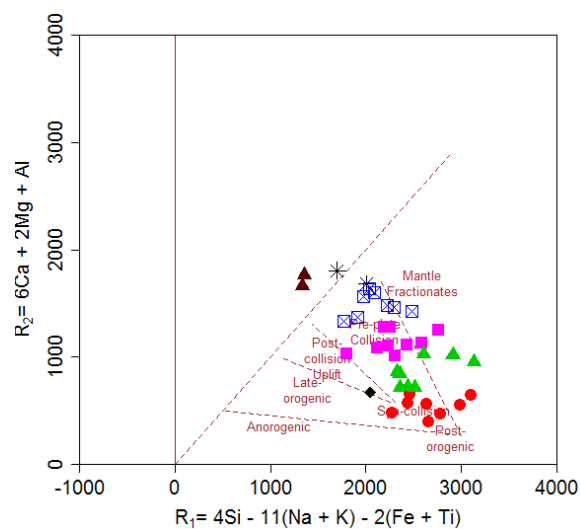
در این مبحث از رده‌بندی باربارن (۱۹۹۰) (جدول ۵-۵)، باچلور و بودن (۱۹۸۵) استفاده شده است.

جدول ۵-۵- رابطه بین انواع گرانیتوئیدها با محیط تکتونیکی و منشأ احتمالی آن‌ها (باربارن، ۱۹۹۰).

انواع گرانیتوئیدها		منشاء	محیط ژئودینامیکی
گرانیتوئیدهای پرآلومین حاوی مسکوویت	MPG	منشاء پوسته‌ای	برخورد قاره‌ای
گرانیتوئیدهای پرآلومین حاوی کوردیریت	CPG	گرانیتوئیدهای پرآلومین	
گرانیتوئیدهای کالکوالکالن غنی از پتاسیم با کلسیم پایین	KCG	منشاء مختلط	رژیم‌های انتقالی
گرانیتوئیدهای کالکوالکالن حاوی آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا	ACG	گرانیتوئیدهای کالکوالکالن تا آلومین	فرورانش
گرانیتوئیدهای تولئیتی قوسی	ATG	منشاء گوشته‌ای	
گرانیتوئیدهای تولئیتی پشته اقیانوسی	RTG	گرانیتوئیدهای پرآلکالن، آلکالن و تولئیتی	بازشدگی اقیانوسی، ریفتی شدن و گنبدی شدن قاره‌ای
گرانیتوئیدهای آلکالن و پرآلکالن	PAG		

۵-۳-۱-۱- نمودار کاتیونی R₁ - R₂

جهت تفکیک انواع مختلف گرانیتوئیدها در ارتباط با جایگاه تکتونیکی از نمودار کاتیونی R₁ - R₂ (باچلور و بودن، ۱۹۸۵) استفاده شده است. در شکل ۵-۱۲ یا همان نمودار کاتیونی R₁ - R₂، تحول ترکیبات شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی یک چرخه کوهزایی در زون همگرا نشان داده شده است. با توجه به موقعیت قرارگیری نمونه‌های متعلق به توده گرانیتوئیدی ظفرقند در این نمودار، اغلب نمونه‌های مورد مطالعه در زمره گرانیتوئیدهای قبل از برخورد تا همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. البته با توجه به نمودارهایی که بعداً ارائه خواهد شد، گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از نوع همزمان با برخورد می‌باشند.



شکل ۵-۱۲- نمودار کاتیونی $R_1 - R_2$ (باچلور و بودن، ۱۹۸۵)، جهت تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه.

۵-۳-۲- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب

علاوه بر تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدها، بر اساس عناصر اصلی، با استفاده از برخی عناصر کمیاب ($Y, Hf, Zr, Sm, Ce, Ta, Nb, K, Ba, Yb$) در برابر سیلیس و در مقابل یکدیگر نیز می‌توان محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها را تعیین و طبقه‌بندی کرد. بر مبنای طبقه‌بندی پیرس^۱ و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس عناصر کمیاب که با مطالعه بر روی ۶۰۰ نمونه گرانیت صورت پذیرفت، به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱- گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی^۲ (ORG)، که معادل پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی بوده و به دو گروه وابسته و غیر وابسته به فرورانش تقسیم می‌شوند و شامل گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی نرمال (عادی)، گرانیت‌های همراه با پشته‌های اقیانوسی غیر عادی، گرانیت‌های همراه با پشته‌های حوضه پشت قوس و حوضه جلوی قوس می‌باشند.

۲- گرانیت‌های قوس آتشفشانی^۳ (VAG)، که خود بدو گروه تقسیم می‌شوند:

۱ - Pearce

۲-Oceanic ridge granites

۳-Volcanic arc granites

الف) گرانیتوئیدهای قوس اقیانوسی، که غالباً تولییتی بوده و در نمودار اشتریکایزن (۱۹۷۹) در محدوده تونالیت و کوارتزیدیوریت قرار می‌گیرند.

ب) گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی قاره‌ای، که مربوط به حاشیه قاره‌ها بوده و طیف وسیعی از سنگهای گرانیتوئیدی را شامل می‌شود و به سربهای کالکوالکالن، کالکوالکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی تعلق دارد.

۳- گرانیت‌های درون صفحه‌ای^۱ (WPG) که شامل گرانیت‌های همراه با کمپلکس‌های حلقوی درون قاره‌ای، گرانیت‌های ناشی از پوسته قاره‌ای نازک شده و گرانیت‌های مرتبط با جزایر اقیانوسی، هستند.

۴- گرانیت‌های مناطق برخوردی^۲ (COLG) که به دو گروه عمده تقسیم می‌شوند:

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

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

۵-۳-۲-۱- نمودارهای تمایزی Ta-Yb و Rb-(Ta+Yb), Nb-Y, Rb-(Y+Nb)

پیپرس و همکاران (۱۹۸۴)، به منظور تفکیک گروه‌های گرانیتوئیدی مذکور، نمودارهایی را که بر مبنای عناصر دارای بار و شعاع یونی بالا استوار بوده و بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی وسیع در سطح جهان پایه-گذاری شده، ارائه نموده‌اند. در نمودارهای Ta-Yb و Rb-(Ta+Yb), Nb-Y, Rb-(Y+Nb) گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) از یکدیگر تفکیک می‌شوند.

با توجه به این نمودارها، توده گرانیتوئیدی ظفرقند از نوع VAG می‌باشد (شکل ۵-۱۳).

۵-۳-۲-۲- نمودار Al₂O₃ در مقابل TiO₂ و نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th

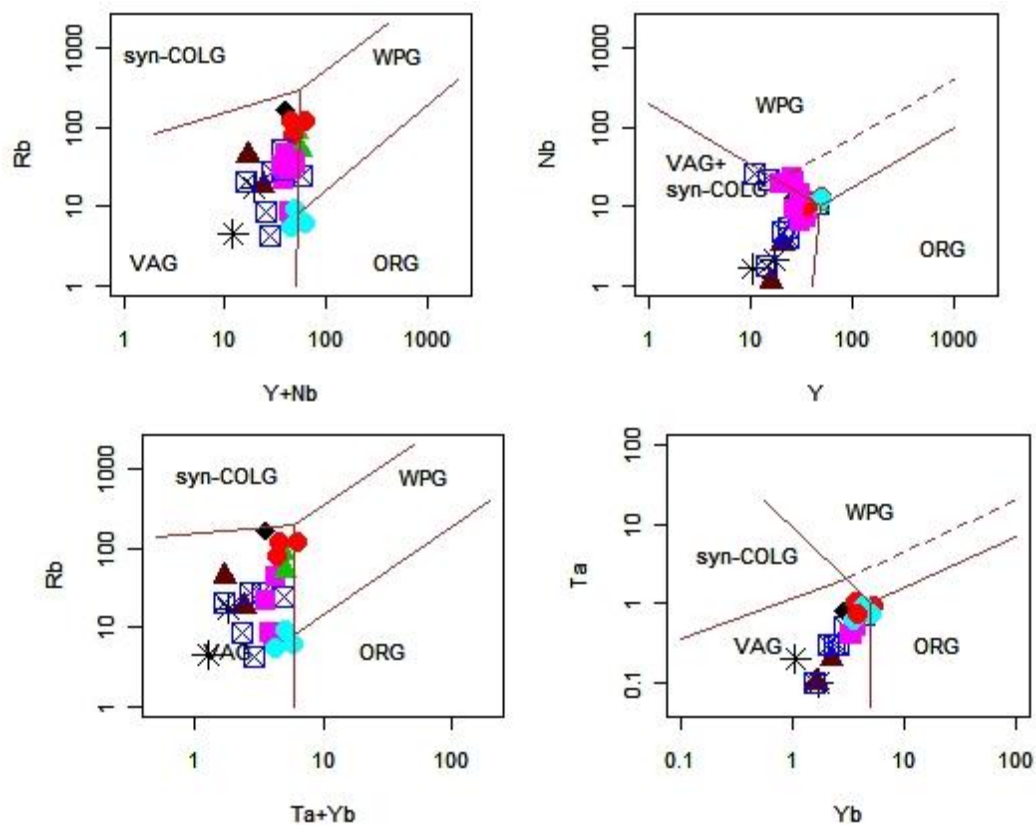
طبق نمودار Al₂O₃ در مقابل TiO₂ (مولر، ۱۹۹۲) و نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th (کوپائو و همکاران، ۲۰۰۶)، گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده قوس واقع می‌شوند (به شکل‌های ۵-۱۴ و ۵-۱۵ نگاه کنید).

۱ - Within plate granites

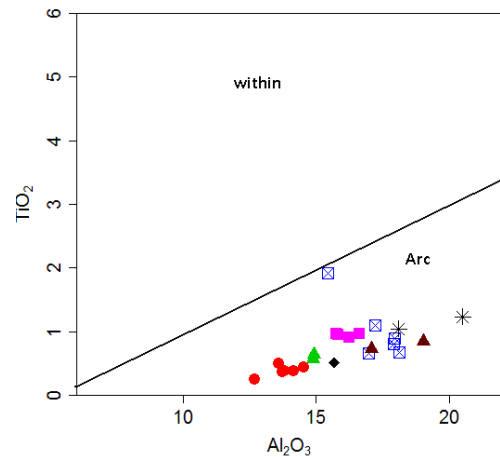
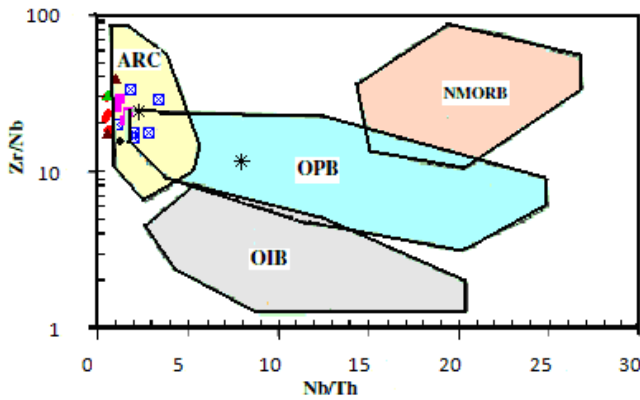
۲ - Collision granites

۵-۳-۲-۳- نمودار سه تایی Hf, Rb/30, Ta*3

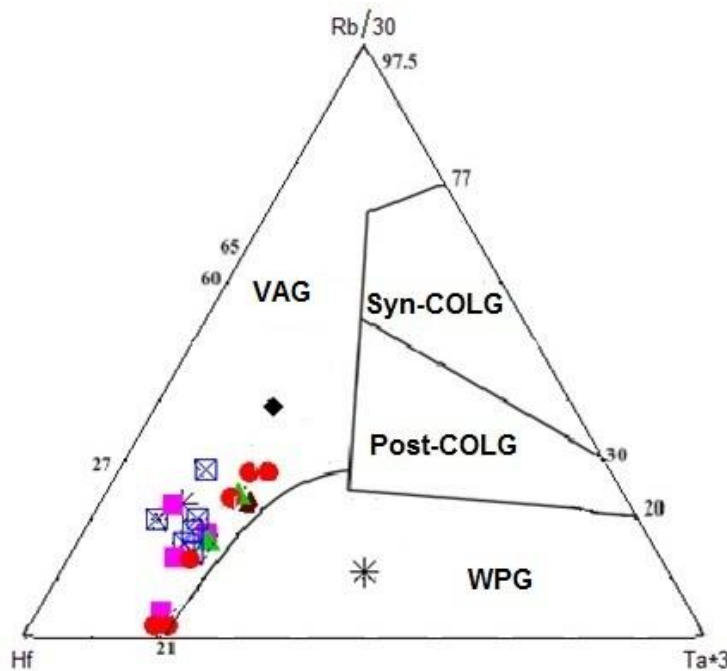
بر طبق نمودار سه تایی Hf, Rb/30, Ta*3 (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس آتشفشانی واقع می‌شوند (شکل ۵-۱۶).



شکل ۵-۱۳- نمودارهای $Rb-(Y+Nb)$, $Nb-Y$, $Rb-(Ta+Yb)$ و $Ta-Yb$ (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)، جهت تعیین جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی ظفرقند.



شکل ۵-۱۴- نمودار Al_2O_3 در مقابل TiO_2 (مولر)، شکل ۵-۱۵- نمودار Zr/Nb در مقابل Nb/Th (کوپاتو و همکاران، ۱۹۹۲) گرانیتوئیدهای مورد بررسی در محدوده (۲۰۰۶)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس واقع می‌شوند.



شکل ۵-۱۶- نمودار سه‌تایی Hf , $Rb/30$, $Ta*3$ (هریس و همکاران، ۱۹۸۶)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده قوس آتشفشانی واقع می‌شوند.

۴-۵- تخمین شرایط تقریبی دما و فشار تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند

اغلب توده‌های عظیم و حجیم ساب‌آلکالن گرانیتوئیدی از جمله گرانیتوئیدهای کالکوالکالن، در حین نفوذ و جایگیری دارای دماهای بین ۷۵۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد هستند (ویتنی، ۱۹۸۸). البته این ارزیابی‌ها با مقداری خطا همراه است. برای ارزیابی بهتر دما باید از مشابه‌سازی نتایج آزمایشگاهی با پترولوژی

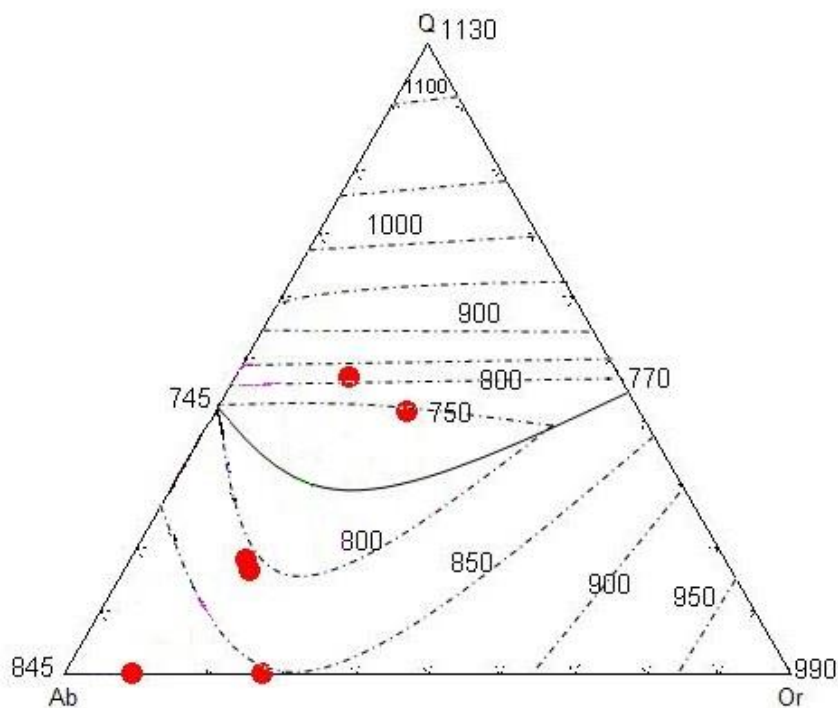
تجربی استفاده گردد. از جمله کارهای آزمایشگاهی؛ سیستم سه‌تایی کوارتز- آلبیت- ارتوز (تاتل و باون، ۱۹۵۸) می‌باشد که در آن مینیمم حرارتی در حالت اشباع از آب برای این سیستم سه‌تایی مشخص شد. تاتل و باون نشان دادند که با افزایش فشار، نقطه اتکتیک به سمت قطب آلبیت حرکت می‌کند و کانی آلبیت در سیستم افزایش می‌یابد.

تاتل و باون، ۱۹۵۸، مقدار کوارتز، آلبیت و ارتوز را بر روی دیاگرام مورد نظر منتقل کردند و حرارت تشکیل و فشار روی سیستم مورد مطالعه را تخمین زدند.

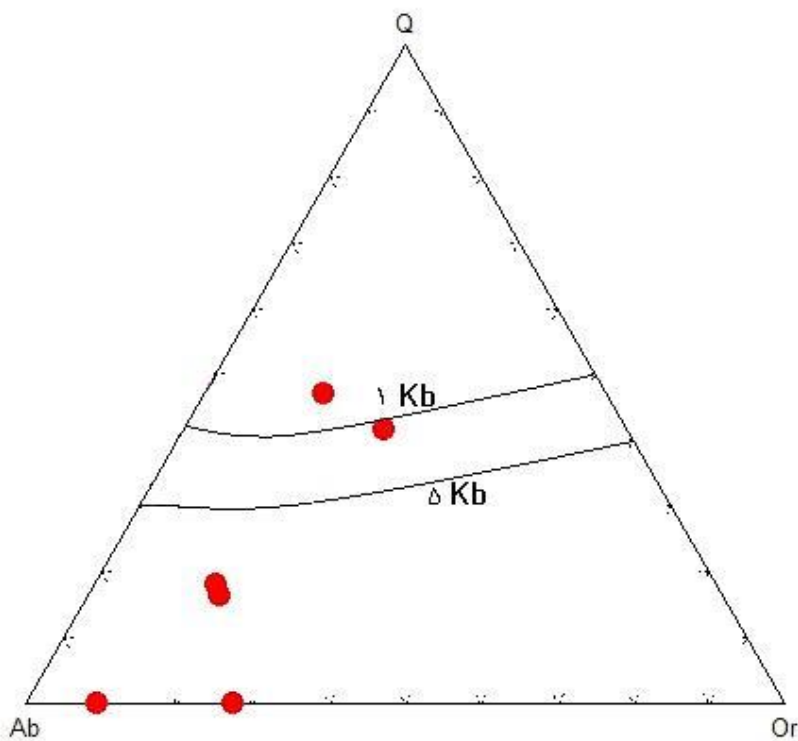
با ترسیم مقادیر کوارتز، آلبیت و ارتوز (تاتل و باون، ۱۹۵۸ و چامنی، ۲۰۰۶) نمونه‌های گرانیته منطقه مورد مطالعه بر روی دیاگرام مطرح شده توسط (شکل ۵-۱۷)، می‌توان دمای تشکیل توده گرانیته‌ی مورد نظر را بین ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زد.

با توجه به دیاگرام تاتل و باون، (۱۹۵۸) و روابط فازی بین سیستم کوارتز، آلبیت و ارتوز در فشار بخار آب بین ۱ تا ۵ واحد کیلوبار، نمونه‌های مورد مطالعه در فشارهای بین ۱ تا ۵ کیلوبار و یا اندکی بیشتر تشکیل شده‌اند (شکل ۵-۱۸).

حضور مجزا و جداگانه فلدسپات آلکالن در پلاژیوکلازهای سنگ‌های گرانودیوریتی، مبین ساب‌سولوس بودن گرانیته‌یها و نیز بالا بودن فشار بخار آب در ماگمای آن‌هاست (تاتل و باون^۱، ۱۹۵۸). ساب‌سولوس بودن گرانیته‌یها با حضور فلدسپات‌های پرتیتی در نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیته‌ی تأیید می‌گردد، همچنین حضور فراوان کانی‌های آبدار نظیر هورنبلند و به مقدار کمتر بیوتیت، گواهی بر آبدار بودن ماگمای والد است. با ادامه تفریق و جایگیری در عمق کم، تشکیل کانی‌های آبدار و یا خروج فاز سیال از ماگما به تدریج از فشار بخار آب ماگمای باقیمانده کاسته می‌شود که این مطلب با حضور بافت پرتیتی در سنگ‌های گرانیته‌ی و تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها به علت کاهش فشار بخار آب تأیید می‌گردد.



شکل ۵-۱۷- نمودار مثلثی سیستم سه‌تایی کوارتز- آلبیت - ارتوز. محدوده دمای تشکیل توده‌های نفوذی منطقه حدوداً بین ۷۰۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (تاتل و باون، ۱۹۵۸ و چامنی، ۲۰۰۶).



شکل ۵-۱۸- نمودار مثلثی سیستم سه‌تایی کوارتز- آلبیت - ارتوز. در فشار بخار آب ۱ و ۵ کیلوپار (تاتل و باون، ۱۹۵۸ با اقتباس از هال، ۱۹۸۷).

۵-۵- فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمای گرانیتوئیدی ظفرقند

همانطور که اشاره شد، تهی شدگی از عناصر HFS، از جمله ویژگی‌های ماگماهای قوس‌های قاره‌ای است. یکی از دلایل این تهی‌شدگی، نامحلول بودن این عناصر در آب است و در نتیجه قابلیت انتقال به-وسیله سیالات ناشی از آزدایی لیتوسفر اقیانوسی به گوه گوشته‌ای را ندارند (تاتسومی^۱ و همکاران، ۱۹۸۶؛ موری^۲ و همکاران، ۱۹۹۲؛ مانکر^۳ و همکاران، ۲۰۰۴).

اما شواهد آزمایشگاهی اخیر نشان داده است که تحرک HFSE در طول آزدایی صفحه فرورونده، احتمالاً با افزایش فشار و مقادیر سیالات آزاد شده، افزایش می‌یابد (برنان و همکاران، ۱۹۹۵؛ اشتالدر^۴ و همکاران، ۱۹۹۸).

دیگر سازوکارهای پیشنهاد شده در مورد تحول ماگماهای قوس قاره‌ای شامل: خروج عناصر HFSE از گوشته در اثر ذوب بخشی‌های قبلی (مک کلوش و گمبل^۵، ۱۹۹۱؛ گمبل و همکاران، ۱۹۹۳؛ وودهد و همکاران، ۱۹۹۳)، جدا شدن ترجیحی این عناصر از فازهای جامد دیرگداز در خلال ذوب بخشی و در فازهای جامد انباشتی در طول تفریق ماگما (فولی و همکاران، ۲۰۰۲؛ اشمیت و همکاران، ۲۰۰۴؛ مانکر و همکاران، ۲۰۰۴) و یا باقی ماندن این عناصر در داخل استنوسفر بواسطه تأثیر متقابل سنگ-مذاب در طول صعود ماگما می‌باشد (کلمن و همکاران، ۱۹۹۰).

جدایش ترجیحی آن‌ها از فازهای جامد دیرگداز شامل ورود این عناصر به داخل آمفیبول (هافمن^۶، ۱۹۹۵؛ تیپولو^۷ و همکاران، ۲۰۰۰) و فازهای باقیمانده تیتانیم‌دار مانند روتیل، اسفن و ایلمنیت در محل منشأ (پوسته اکلوزیتی) است که به‌طور انتخابی عناصر HFSE را در خود نگه می‌دارند (برنان و همکاران، ۱۹۹۵؛ اشتالدر و همکاران، ۱۹۹۸). روتیل بدلیل قابلیت انحلال بالایی که در مذاب‌های بازالتی دارد، در

۱-Tatsumi

۲-Maury

۳-Manker

۴-Schtalder

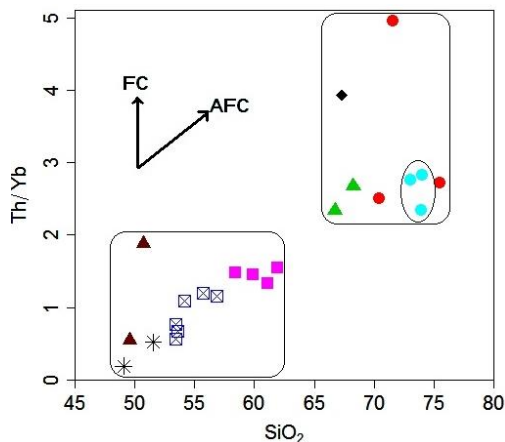
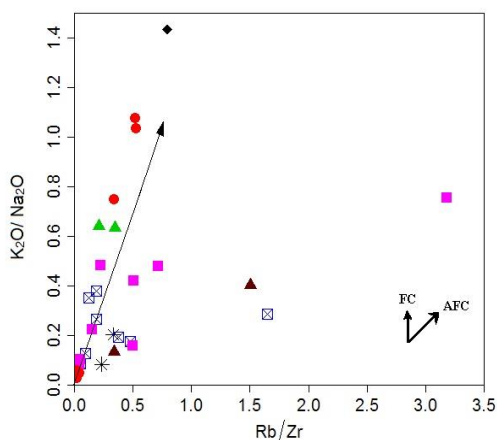
۵-McCulloch & Gamble

۶-Hafman

۷-Tiepolo

طی ذوب پریدوتیت در گوه گوشته‌ای ناپایدار می‌باشد (ریسون و واتسون^۱، ۱۹۸۷). بنابراین، تهی‌شدگی عناصر HFSE توسط تمرکز فازهای تیتانیوم‌دار در محل منشأ ماگماهای قوس، در اکلوزیت تیتانیوم‌دار یا گارنت آمفیبولیت در صفحات فرورونده عمیق صورت می‌گیرد (فولی و همکاران، ۲۰۰۰).

در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای آنکلاوهای فراوان با ترکیب متنوع (مافیک تا فلیسیک) هستند. همچنین افزایش سدیم، پتاسیم و روبیدیم در سنگ‌های مختلف می‌تواند دلیلی برای آلیش ماگما با پوسته باشد، اما شواهد مستقیم این فرایند مشاهده نشده است. با توجه به نمودار K_2O/Na_2O در مقابل نسبت Rb/Zr (اسپرانسا^۲ و همکاران، ۱۹۹۲) و نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 (پیپرس و همکاران، ۱۹۹۹)، نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه از روند (AFC) تبعیت می‌کنند (شکل ۵-۱۹ الف و ب) و این روند نشان‌دهنده آن است که فرایندهای تبلور تفریقی، هضم و آلیش در تکوین توده گرانیتوئیدی مورد مطالعه، سهم بوده‌اند.



شکل ۵-۱۹ ب- نمودار K_2O/Na_2O در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)، و روند تبلور تفریقی همراه با آلیش ماگمایی (AFC) در مورد نمونه‌های منطقه مشاهده می‌شود. FC بیانگر تبلور تفریقی می‌باشد. با توجه به این نمودار فرایند تبلور تفریقی نقش مؤثرتری نسبت به فرایند هضم و آلیش در تکوین سنگ‌های توده گرانیتوئیدی ظفرقد داشته است.

شکل ۵-۱۹ الف- نمودار تغییرات Th/Yb در مقابل SiO_2 (پیپرس و همکاران، ۱۹۹۹). روندهای مشخص شده بر روی شکل عبارتند از: AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم و FC: تبلور تفریقی.

۱-Ryerson & Watson

۲-Esperanca

۵-۶- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل توده گرانیتوئیدی ظفرقند

در ارتباط با فعالیت آتشفشانی زون ارومیه- دختر، الگوهای متفاوتی پیشنهاد شده است، به عقیده تکین، ۱۹۷۲؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲ و ... منشأ ماگماتیسم ترشیر ایران را ناشی از فرورانش نئوتتیس و برخورد ایران و عربستان می‌دانند.

سبزه‌ای (۱۹۷۴)، عمیدی (۱۹۷۵) و امامی (۱۹۸۱) معتقدند که ماگماتیسم ایران در ترشیر (بخصوص ائوسن) به علت وجود تیغه‌های حرارتی در زیر بلوک ایران انجام گرفته و پدیده‌ای بوده شبیه به آنچه که اکنون در شرق آفریقا جریان دارد. به عبارت دیگر، در ترشیر، یک مجموعه ریفت درون قاره‌ای در حال تشکیل بوده اما به علت فازهای کمپرسیونی پیرئتن و استیرین، قبل از تشکیل اقیانوس، بسته شده است. شرایط ریفت درون قاره‌ای نه بر اساس وجود شواهدی دال بر وقوع ریفتینگ در ایران اظهار شده، بلکه عدم وجود تطابق بین الگوهای فرورانشی امروزی جهان و رژیم‌های ولکانوتکتونیک ایران در ترشیر، چنین تصویری را بوجود آورده است (معین وزیری، ۱۳۷۷). در مجموع الگوی ریفت بیش از الگوی فرورانش مورد انتقاد است، به خصوص اگر بخواهیم مسئله دگرگونی زون سندج - سیرجان را توجیه کنیم، الگوی فرورانش قابل قبول‌تر خواهد بود.

در حالیکه افراد نامبرده به ایجاد محیط ریفت معتقدند؛ ولی بررسی ویژگی‌های زمین‌ساختی محیط‌های ریفتی و محیط‌های فرورانش (جدول ۵-۶) نشان می‌دهد که این موضوع صحت ندارد و با شواهد زمین‌شناسی مطابقت نمی‌کند و این تصورات را می‌توان تا حدودی ناشی از یک جنبه‌گرایی از دیدگاه پترولوژیکی یا تکتونیک و عدم آشنایی به سازوکارهای تفصیلی آن‌ها به حساب آورد. پورحسینی (۱۹۸۱) توده‌های نفوذی الیگوسن - میوسن مناطق نطنز، سرچشمه و جبال‌بارز را با روند زمیندرز زاگرس هم‌روند و به دلیل پایین بودن بنیادین ایزوتوپ استرانسیوم این توده‌ها را منشاء گرفته از گوشته بالایی می‌داند و لذا حاصل یک رژیم زمین‌ساختی کافی نمی‌داند.

جدول ۵-۶- مقایسه ویژگی‌های زمین‌ساختی محیط‌های ریفتی و محیط‌های فرورانش.

خصوصیات	مناطق فرورانش	ریفت درون قاره‌ای (سیستم کافتی)
سری ماگمایی	کالک‌آلکالن	آلکالن
ترکیب گدازه	آندزیت	ریولیت- بازالت
ترکیب توده نفوذی	دیوریت، گابرویدیوریت	گابرو، گابودیوریت و مونزودیوریت
حجم توده نفوذی	زیاد	کم
کانسارسازی	آهن اسکارنی، مس، سرب و روی	آهن، منگنز و اورانیم
رسوبات همراه	آتشفشانی- تخریبی و کمی آهک بین لایه‌ای	دولومیت و ماسه سنگ
عمق منشاء ماگما	۸۰-۱۲۰ کیلومتر	۱۰۰-۱۱۰ کیلومتر
عمق جایگزینی	۳-۸ کیلومتر	۱-۴ کیلومتر
رژیم تنش	کشش (فشارش- امتداد لغز)	کشش

داده‌های عناصر کمیاب و اصلی نشان داده‌اند که سنگ‌های ماگمایی ارومیه- دختر خصوصیات ماگماهای کالک‌آلکالن وابسته به فرورانش داشته و عناصر نادر خاکی در سنگ‌های درونی و بیرونی ارومیه- دختر (ائوسن) معرف نشأت گرفتن آن‌ها از گوه گوشته‌ای است (عمرانی، ۲۰۰۸). همچنین الگوی عناصر ناسازگار توده گرانیتوئیدی ظفرقند که نسبت به گوشته اولیه عادی‌سازی شده است، غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از LILEs و آنومالی‌های منفی از Nb, Ti و Ta نشان می‌دهند که مشخص می‌کند ماگماهای تشکیل دهنده این سنگ‌ها در یک محیط تکتونیکی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. ذوب‌بخشی رسوبات فرورانده شده و مایعات مشتق شده از ورقه اقیانوسی ممکن است باعث متاسوماتیسم و غنی‌شدن ناحیه منشأ ماگماهای مرتبط با فرورانش شود (گیو^۱ و همکاران، ۲۰۰۵). سیالات حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی با مقادیر بالای Ba, Rb, Sr, U و Pb شناخته می‌شوند در حالی که ذوب‌بخشی رسوبات فرورانش یافته دارای تمرکز بالایی از Th و LREE می‌باشند (هاوکسورث و همکاران، ۱۹۹۷؛ گیو و همکاران، ۲۰۰۵ و ۲۰۰۷).

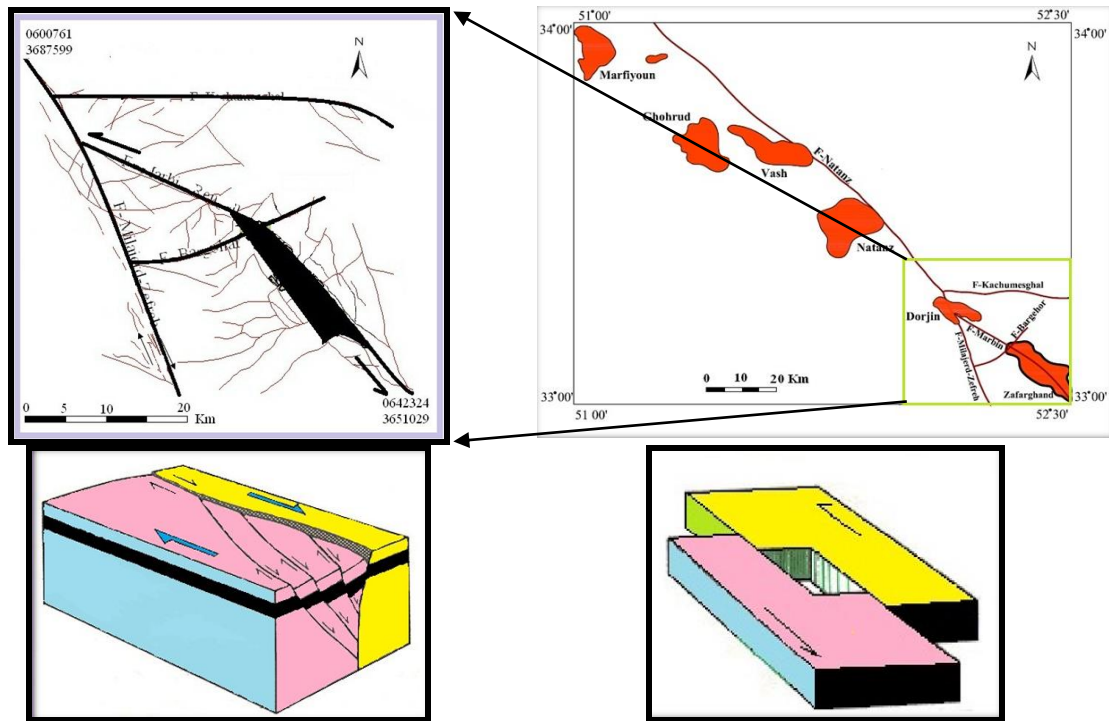
سری گرانیتی مورد مطالعه، دارای کانه‌زایی محدود مس با خصوصیات ژئوشیمیایی مانند نسبت‌های پایین Na/K و Sr/Y، مقادیر متوسط استرانسیم، باریم و عدد منیزیم و مقادیر بالاتر Y می‌باشد که مشابه با گرانیتوئیدهای کالکوالکالن و ناشی از تفریق مذاب بازالتی منشاء گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده، توسط سیالات ناشی از صفحه فرورونده می‌باشد (سامسونو و همکاران، ۲۰۰۵).

کوتاه‌شدگی و بالآمدگی قابل توجه پوسته‌ای در فلات ایران- آناتولی باعث آشفستگی حرارتی، در گوشته لیتوسفری ضخیم شده گردیده و ذوب بخشی بوقوع پیوسته و ماگمای بازیک آلکالن تشکیل شده است (پیرس و همکاران، ۱۹۹۰). شکل‌گیری ماگما در محل منشأ قوس‌های آتشفشانی حاشیه قاره‌ها حاصل آزدایی پوسته اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای روی آن در نتیجه ورود سیالات آزاد شده از صفحه فرورونده می‌باشد. در آغاز فرورانش، پوسته اقیانوسی آب خود را با خروج آب بین ذره‌ای رسوبات از دست می‌دهد. سپس در اعماق زیادتر، در نتیجه واکنش‌های دگرگونی یعنی گذر از مرحله دیاژنز به رخساره ژئولیتی آب به مصرف می‌رسد و سرانجام در مرحله عبور از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت و در نهایت به اکلوزیت، آب خود را کاملاً از دست می‌دهد. این آب می‌تواند عناصر لیتوفیل بزرگ یون (Sr، Ba، K و Rb)، و همچنین عناصر LREE را از قطعه اقیانوسی فرورونده شسته و به گوشته پریدوتیتی بالای زون بنیوف حمل کند. این عناصر به همراه آبی که در انتقال آنها شرکت دارد، جذب گوشته پریدوتیتی بالای سطح بنیوف شده و در نتیجه کانی‌های آبدار تشکیل می‌شوند. البته عناصر HFS به دلیل نامحلول و نامتحرک بودن در قطعه فرورونده دگرگون شده باقی می‌مانند و به طور کامل وارد گوه گوشته-ای نمی‌شوند. بطور کلی این سیالات موجب متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای فوقانی می‌شوند. بعلاوه این سیالات باعث کاهش دمای شروع ذوب و بالا رفتن مقدار مذاب تولید شده نیز می‌شوند. ذوب بخشی این گوشته متاسوماتیسم شده آبدار، معمولاً به دنبال ناپایداری آمفیبول در دماهای بالاتر از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد انجام می‌شود. همچنین وجود پیروکسن و پلاژیوکلاز کلسیک و آمفیبول ماگمایی در این سنگ‌ها دال بر بالا بودن میزان آب در اتاق ماگمایی آنها است (کلسون و مرر، ۲۰۰۴).

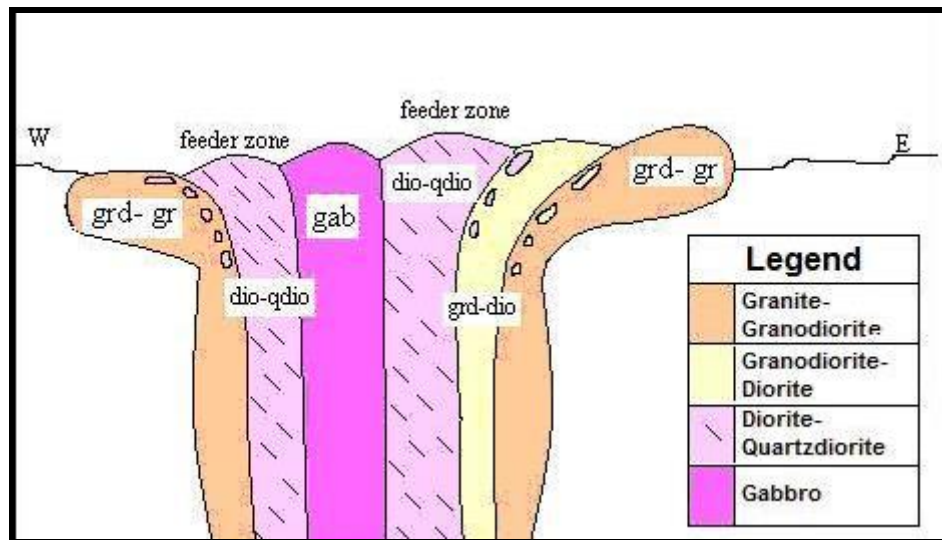
در اثر عملکرد گسله‌های بزرگی که گسل کنونی قم- زفره نمود بارز یکی از آنهاست و فعالیت‌های امتداد لغز مرتبط با این گسل‌ها، در قالب مکانیسم Pull apart basin فضاهای کششی موضعی به وجود آمده است که محل مناسبی برای صعود و جایگزینی ماگماهای گرانیتوئیدی می‌باشد. بسته به نوع عملکرد و فعالیت گسل‌ها و همچنین حجم ماگمای تغذیه کننده و نوع تغذیه ماگما، شکل و نحوه جایگزینی توده-

های نفوذی در امتداد گسل قم- زفره و گسل‌های وابسته متغیر است. در ضمن خود مجموعه آتشفشانی- رسوبی کمر بند ارومیه- دختر نیز در طی مکانیسم مشابه ولی بزرگ مقیاس تر تشکیل شده است. ماگماهای حاصل، از میان گوشته و سپس پوسته، صعود کرده و به کمک گسل‌های مذکور به ترازهای بالای پوسته‌ای راه پیدا کرده و در درون پوسته جایگزین شده است. خروج ماگما از مسیر شکستگی‌ها و محل تقاطع گسل‌های با روند شمال غرب- جنوب شرق، طبق مکانیسم توضیح داده شده در شکل ۵-۲۰ صورت گرفته است. تحول ماگمای صعود کننده با توجه به شواهد موجود در منطقه مورد مطالعه، همواره توسط فرایندهای هضم و اختلاط و تفریق ماگمایی در مسیر طولانی پوسته ضخیم شده کنترل شده است. شواهد کانی‌شناسی از جمله منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازها، دایک‌های گسیخته، آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک، آثار اختلاط ماگمای اسید و بازیک و بافت غربالی (پوئی‌کیلیتی) مدل ارائه شده را تأیید می‌کند. بر اساس مطالعات فابریک مغناطیسی (گونجی، ۱۳۸۹) مدل تفصیلی جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند مطابق مدل ارائه شده در شکل ۵-۲۱ می‌باشد.

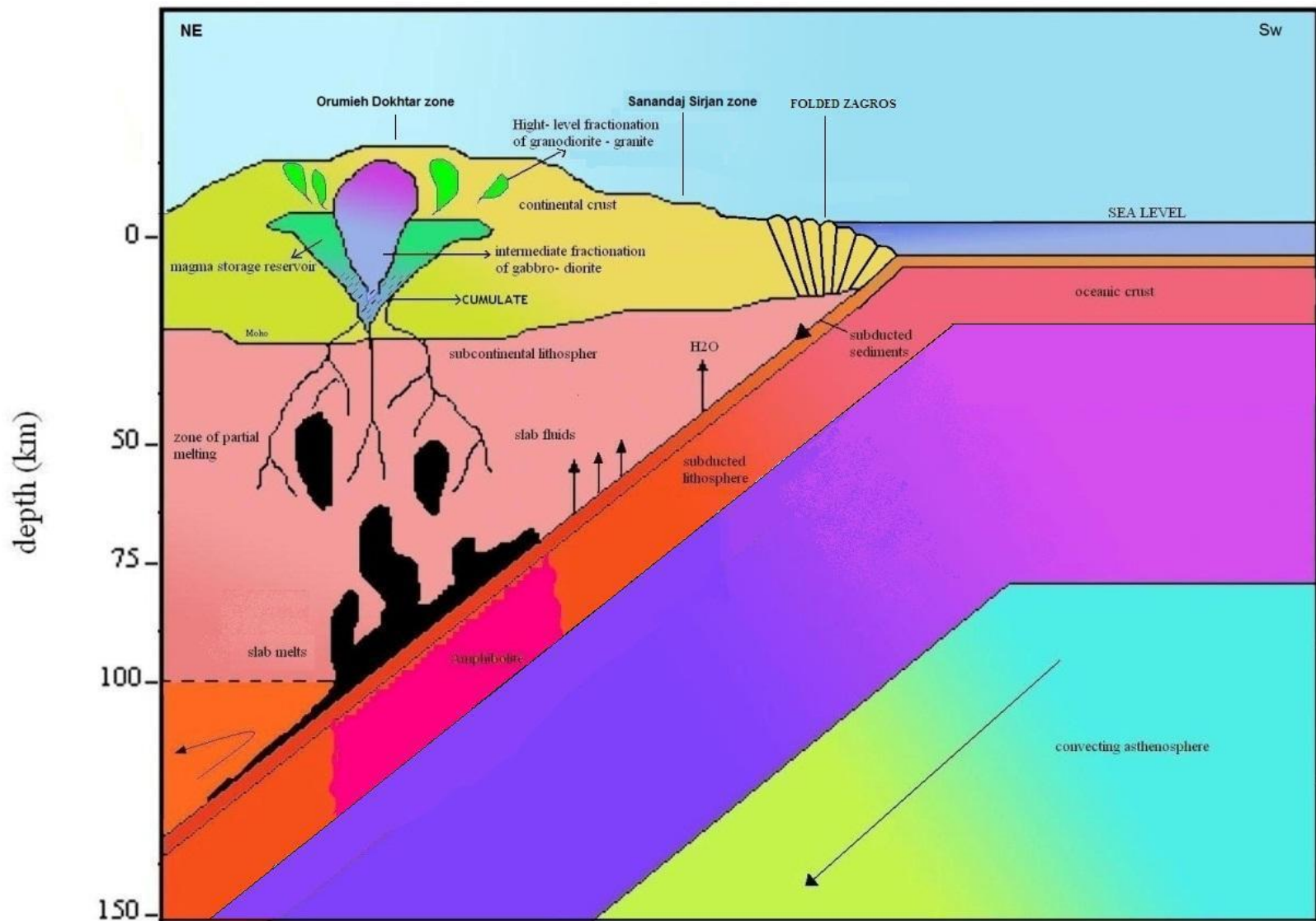
همچنین به منظور درک بهتر نحوه تشکیل گرانیتوئیدهای منطقه، در داخل زون فرورانشی ارومیه- دختر، مدل فرورانش زون ارومیه- دختر را به صورت شماتیک به نمایش درآورده‌ایم (شکل ۵-۲۲).



شکل ۵-۲۰- نقشه شکستگی‌های موجود در منطقه و نقش گسل‌های ماربین- رنگان و برگهر در جایگیری توده گرانیتوئیدی ظرفرند.



شکل ۵-۲۱- مدل تفصیلی جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظرفرند.



شکل ۵-۲۲- مدل کلی پیشنهادی برای توده گرانیتوئیدی منطقه ظفرقند در ارتباط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی.

۵-۷- نتیجه گیری

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

- با توجه به تقسیم‌بندی چپل و همکاران (۱۹۹۸) و پیچر (۱۹۸۲) و بر اساس خاستگاه ماگمایی، گرانیت‌های ظفرقند با گرانیتوئیدهای نوع I کردیلرایی تطابق بیشتری نشان می‌دهند.
- با توجه به ویژگی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های مورد مطالعه، با گرانیت‌های نوع I مشابه هستند و نمودارهای شیمیایی نیز این موضوع را تأیید می‌کند.
- گرانیت‌های مورد مطالعه بر اساس معیارهای مطرح شده توسط کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) از نوع گرانیت‌های هیبریدی H_m می‌باشند.

- نمودارهای Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱) و P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲)، نشان می‌دهند که سنگ‌های مورد مطالعه به گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند و تعداد اندکی نیز تمایل دارند در محدوده گرانیت‌های نوع S واقع شوند. این پدیده را می‌توان به مشارکت بخش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده این سنگ‌ها (که عمدتاً نیز گرانیتی هستند)، تا حدودی دگرسانی تحمیل شده بر آن‌ها و به ویژه به تفریق‌یافتگی شدید ترم‌ها یا اعضاء فلسیک شدیداً تفریق یافته نسبت داد. البته در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)، کلیه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند که با حقیقت سازگارتر است.

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

- شواهد صحرایی نشان می‌دهند که بخش مافیک توده گرانیتوئیدی ظفرقند همراه با مشتقات تفریق یافته آن تا حد کوارتز دیوریت، ابتدا جایگزین شدند، سپس بخش‌های تفریق یافته موجود در اتاق ماگمایی مجدداً به سمت بالا حرکت کرده و بخش‌هایی از سنگ‌های مافیک قبلاً تشکیل شده را به صورت آنکلاو در بر گرفته یا با خود حمل و جابه جا کرده‌اند.

- در کل مطالعات صورت گرفته در ناحیه مورد نظر مؤید اینست که توده گرانیتوئیدی ظفرقند، بعد از ائوسن جایگزین گردیده و حاصل مشارکت ماگما‌های مشتق شده از ورقه اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده واقع بر روی آن می‌باشد که پس از تشکیل، با پشت سر گذاشتن فرایندهای مختلف، به ویژه تبلور تفریقی در پوسته قاره‌ای زون ماگمایی ارومیه- دختر جایگزین شده است.

نتیجہ گیری

و پسنهادات

- توده گرانیتوئیدی ظفرقند، دارای یک تاریخچه تکوینی دو مرحله‌ای با طیف ترکیبی از گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشد، این تنوع ترکیبی، مبین تفریق گسترده در این توده نفوذی می‌باشد.
- سنگ‌های سازنده هریک از گروه‌های مافیک یا فلسیک به علت نشان دادن روندهای خطی دارای خویشاوندی ترکیبی می‌باشند و شواهد صحرایی نیز این موضوع را تأیید می‌کند، منتهی وقفه ترکیبی بین این دو گروه سنگی دلیلی بر داشتن منشأ متفاوت برای آن‌ها نیست و علت آن به چگونگی تشکیل و جایگزینی ماگماهای سازنده توده مربوط می‌شود.
- شواهد صحرایی نشان می‌دهند که بخش مافیک توده گرانیتوئیدی ظفرقند همراه با مشتقات تفریق یافته از آن تا حد کوارتز دیوریت ابتدا جایگزین شدند، سپس بخش‌های تفریق یافته موجود در اتاق ماگمایی مجدداً به سمت بالا حرکت کرده و بخش‌هایی از سنگ‌های مافیک قبلاً تشکیل شده را به صورت آنکلاو در بر گرفته یا با خود حمل و جا به جا کرده‌اند.
- ماگمای تشکیل دهنده توده گرانیتوئیدی ظفرقند، در اثر تبلور بخشی و تفریق ماگمایی، تشکیل شده است و تحولاتی نظیر آرایش پوسته‌ای یا مشارکت بخش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی بر روی روند تفریق تأثیر گذاشته است.
- با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و نتایج آنالیز شیمیایی، این توده گرانیتوئیدی از نوع گرانیت‌های تیپ I و دارای ماهیت کالکوآلکالن و متالومین می‌باشد.
- با توجه به نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی توده گرانیتوئیدی مذکور از نوع VAG و CAG می‌باشد.
- با توجه به شواهد صحرایی و موقعیت زمین شناسی منطقه می‌توان گفت که توده گرانیتوئیدی ظفرقند حاصل فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر ورقه قاره ای ایران مرکزی می‌باشد.
- ماگمای سازنده این توده از ذوب ورقه فرورانده شده اقیانوسی نئوتیس و دگرگون شده تا حد رخساره آمفیبولیت حاصل شده است.

۶-۲- پیشنهادات

- تعیین نسبت‌های ایزوتوپی واحدهای سنگی مختلف به منظور تعیین دقیق منشاء تشکیل آن‌ها.
- تعیین سن واحدهای سنگی مختلف به منظور تأیید هر چه بیشتر استنباط‌های صورت گرفته.
- میکروپروب دقیق کانی‌های مستعد برای ترموبارومتري به منظور تعیین شرایط دما- فشار تشکیل یا جایگزینی توده گرانیتوئیدی ظفرقند.
- انجام مطالعات تفصیلی مشابه بر روی توده‌های نفوذی مشابه همجوار برای رسیدن به شواهد مستند و دقیق بیشتر.

الف - منابع فارسی

- آقاباتی، سید علی. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.
- امامی، م. ه. (۱۳۷۹)، ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ صفحه.
- بهرامیان. ص، (۱۳۸۶)، مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی توده نفوذی بغم شمال شرق اصفهان، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی، دانشگاه تبریز.
- ترابی ق.، جبّاری ع. (۱۳۸۵)، کانی‌های موجود در درز و شکاف‌ها و حفرات موجود در سنگ‌های آتشفشانی جنوب غرب ظفرقند (استان اصفهان)، دانشگاه اصفهان.
- حسن‌زاده (۱۳۵۷): مطالعه زمین‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آذرین ناحیه قمصر، جنوب کاشان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه فوق لیسانس دانشگاه تهران.
- خلعتبری جعفری م، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پلوتونیسیم ترشیری منطقه اردستان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران.
- درویش‌زاده ع، آسیابانها ع، (۱۳۷۰)، ماگماها و سنگ‌های ماگمایی مبانی پترولوژی آذرین (ترجمه)، انتشارات و چاپ دانشگاه تهران. ۱۵۵ و ۲۸۷ ص.
- درویش‌زاده علی، (۱۳۷۰)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات ندا. ۳۵ ص.
- ژوتو ت.، موری ر. (۱۹۹۸)، زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی و دینامیک درونی (ترجمه علی درویش‌زاده)، انتشارات دانشگاه تهران.
- سجادی ه. (۱۳۶۹). مطالعه پترولوژی، فسیل شناسی و چینه‌شناسی محدوده بین نطنز- اردستان، پایاننامه کارشناسی ارشد، پایگاه ملی داده‌های علوم زمین.
- صادقیان م. (۱۳۸۱)، گزارش پی‌جویی گارنت سبز، کاوش کانسار.
- علی‌خان نصر اصفهانی (۱۳۸۸). پترولوژی و کانی‌شناسی توده نفوذی گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند. سومین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور.
- عمیدی س.م، (۱۹۷۵)، "نقشه زمین شناسی ورقه ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان" سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- عمیدی س. م. امامی م. ه، زاهدی م. زهره بخشی ع. م. (۱۳۵۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کاشان؛ ورقه شماره F7.

کریمی، م. (۱۳۷۰). هیدرواقلیم منطقه اردستان و نطنز، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده ادبیات و علوم انسانی، دانشگاه اصفهان.

گوانجی، ن. (۱۳۸۹). بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود.

لطیفی ر، (۱۳۷۹)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی زمین‌شناسی و پترولوژی و ژئوشیمی توده-های نفوذی جنوب و شمال غرب ظفرقند" دانشکده علوم گروه- زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان.

محل م. (۱۳۷۹). نقش فضا‌های کشتی نردبانی در فعالیت سنگ‌های آذرین در منطقه کاشان - اردستان، الگویی برای شکل‌گیری کمان آتشفشانی ارومیه - دختر، نوزدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

محل م و پروهان ن، (۱۳۸۴)، "هندسه و سینماتیک سامانه گسل قم- زفره و اهمیت آن در زمین ساخت ترافشاری"، مجله علوم زمین، سال دوازدهم، شماره ۵۶، ص ۷۲-۸۳.

محمدی س، (۱۳۷۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "بررسی ولکانیسم ترشیری منطقه اردستان (ایران مرکزی)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران.

معین وزیری ح، آرین م، (۱۳۷۷): مطالعه پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز توده‌های نفوذی زون تراست زاگرس در محور سقز- مریوان، دومین همایش زمین‌شناسی ایران.

نبوی م.ح، (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

وهابی مقدم ب، (۱۳۸۹)، پترولوژی و خاستگاه ماگمایی توده دیوریتی دورجین (جنوب غرب اردستان)، چهاردهمین همایش ملی انجمن زمین‌شناسی ایران.

یگانه فر ه. (۱۳۸۵)، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های بازیک جنوب اردستان، بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Abdel-Rahman, A.F.M., (1990), Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalities and post-orogenic - trondhjemites in the Nubian shield. *Journal of petrology* 31, 1285-1312.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M.V., Rahimpour-Bonab, H., (2007). Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 859-877.
- Alavi, M., (1980), Tectonostratigraphic evolution of the Zagros of Iran, *Geology*, v.8, pp.144-149.
- Alavi, M., (1991), Tectonic map of the Middle East: Geological Survey of Iran, scale 1: 5,000,000.
- Alavi, M., (2004). Regional stratigraphy of the Zagros folded-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *Am. J. Sci.* 304, 1-20.
- Almeida, M.E., Macambira, M.J.B., Oliveira, E.C., (2007). Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research*, 155, 69-97.
- Amidi, S.M. (1975): Contribution a l'Étude stratigraphique, Pétrologique et pétrochimique des roches magmatiques de la région Natanz- Nain- Surk (Iran central). These université scientifique et médicale de Grenoble, France, 319. P.
- Amidi, S. M., Emami, M. H., Michel, R. (1984) alkaline character of Eocene volcanism in middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geol. Rundschau*, 73: p. 917-932.
- Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A., (2004) "Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman, Iran: evidence for magma mingling", *Journal of Asian Earth Sciences* 24. 105-113.
- Ayers, J.C. (1998). Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite interaction in the wedge of subduction zones. *Contrib. Mineral. Petrol.* 132, 390-404.
- Bachelor, R. A. & Bowden, P. (1985). Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, 43-55.
- Bagas, L., and Bierlein, F.P., and Anderson J.A.C., and Maas R. (2010) Collision-related granitic magmatism in the Granites-Tanami Orogen, Western Australia. *Precambrian Research* 177: 212-226.
- Barbarin, B., (1990). Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. J.*, 25: 227- 238.
- Barker, F. (ed), (1979), *Trondhjemites, dacites and related rocks*, Elsevier Sci. Pub. Amsterdam, the Netherlands.
- Beffard, J.H. (2006) Trace element partitioning in plagioclase feldspar. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 70, 3717-3742.
- Berberian, M. (1976) Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II) Geological survey of Iran, Rep. No. 39, 518 P., 5 Maps, 259 figures.
- Berberian, F. et al., (1982), Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran, *Journal of the Geological Society of London*, v.139, pp.605-614.

- Berberian F., & Berberian M. (1981) Tectono _ Plutonic Episodes in Iran. In: Zagross, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution, Geodynamic Series Volume 3, Copyright 1981, American geophysical union.pp.5 – 32.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., (2001). Igneous Petrology. Blackwell Science. 458pp.
- Best, G. (2003). Igneous and metamorphic petrology, 729pp.
- Blat, H., Tracy., R.G.,Owers. B. E. (2006). Petrology igneus, sedimentary and metamorphic, therd edition, Whfreman and company. 530pp.
- Bonin B., (2007). A-type granites and related rocks : Evolution of a concept, problems and prospects. Lithos, xx, xxx-xxx.
- Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskendroglu A., (2007). Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 27, 286 – 302.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Reyerson, F.J., Phinney, D.L. (1995). Mineral-aqueous Fluid partitioning of trace elements at 900 c and 2 Gpa: Constraints on the rare element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochim. Cosmochim. Acta, 59, 3331-3350.
- Brown, W.L., Parsons, I., (1983). Nucleation on perthite–perthite boundaries and exsolution mechanisms in alkali fedspars. Physical Chemical Minerals 10, 55–61.
- Castro, A, Movenno, Ventas, I. De La Rosa, J. D,(1991). H- type (hybrid) granitoids: aproposed revision of the granite- type classification and nomenclature.
- Chappell,B.W. Bryant, C.J.,Wyborn,D. and White, A.J.R.,(1998) High and Low Temperature I-Type granites . Re source Geology 48,225-235.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R. (1974). Two contrasting granite types pacific geology, vol.8,173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., (1992). I-type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 83, 1–26.
- Chappell, B.W.,White. A.J.R. (2001). Two contrasting granite types. 25 years later, austramin.Journal of eart sciences.48.pp.489-499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., Williams, I.S. & Wyborn, D. (2004). Low- and high-temperature granites. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95, 125-140.
- Chen GN, Cao JJ, Zhang K (1996) In-situ melting and the geochemical field of elements. Geol. Publ. House, Beijing, pp 1–98 (in Chinese).
- Claeson D. T., Meurer W. O., “ Fractional crystallization of haydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates”. Contrib. Mineral. Petrol 147 (2004) 288-304.
- Clark, D. B,(1992) .Granitoid rocks. Chapman&Hall, London, 283P.
- Collins WJ, Beams SD, White AJR, Chappell BW (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. Contrib Mineral Petr 80: 189–200.
- Coolins L.G., (1999). The K-replacement origin of the megacrystal Lower Caribou Creek granodiorite-modifications of a former tonalite and diorite stocks, British Columbia, Canada.
- Cox K. G., Bell, J.D., Pankhurts, R. J., (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin., 450 pp.
- Dall Agnol R., Carvalho D.O. (2007). Oxidized, magnetite- series, rapakivi- type granites of Carajas, Brazil: Implications for classification and petrogenesis of A- type granites. Lithos, 93, 215-233.

- Debon, F., Lofort, D. (1983). A chemical mineralogical classification of plutonic rocks and associations. *Earth science*. 73. PP.135-149.
- Defant, M.J., Drummond, M.S., (1990). "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere". *Nature* 347, 662– 665.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grande Claude, P. and Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses _ its relationship and current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 183-210.
- Didier J. , Duthou J.L. and Lameyre J. (1982), "Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves", *J Volcanol, Geotherm Res*, 14, pp.125- 132.
- Dorais M.J. , Whitney J.A. and Roden M.F. (1990), "Origin of mafic enclaves in the Dinkey Creek pluton", *Central Sierra Nevada Batholith, California.J.Pet*, 31, pp.853-81.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. &Hopkinson, L., (2001)- Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 107: 149-170.
- Eby, G.N., (1990). The A-type granitoids : a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115-134.
- Emami, M. H. (1981). *Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a l'etude dynamique et geochemique du volcanisme tertiaire d'Iairan central, these doctorat, Grenoble*, 489 pp.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R., Mazuli R., (1992) "The role of The crust in The magmatic evolution of The Island Lipari (Aeolian island, Italy)". *Contributions to Mineralogy to Island Arc. Journal of Geology*. vol. 86, PP. 323-334.
- Floyd P.A. , Winchester J.A. (1971), "Magmas type and tectonic setting discrimination using immobile elements", *Earth and Planetary Science letters* No 27, pp.211-218.
- Foley, S.F., Tiepolo, M., Vannucci, R., (2002). Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones. *Nature*, 417, 637-640.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., (2000). Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 64, 933-938.
- Forster, H., Fesefeldt, K., and Kursten, M., (1976): Magmatic and orogenic evolution of the Central Iranian volcanic belt. 24th Inter. Geol. Cong. Montreal, Section 2, PP. 198-210.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Fllis, D.J., Frost, C. D., (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Gamble, J.A., Smith, I.E.M., Mc Culloch, M.T., (1993). The geochemistry and petrogenesis of basalts from the Taupo volcanic zone and Kermadec island arc, S. W. Pacific. 54, 265-290.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. & Pareschi, M. T., (2003)- Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 122:191-220.
- Guo, Z., Hertogen, J., Liu, J., Pasteels, P., Boven, A., Punzalan, L., He, H., Luo, X., Zhang, W., (2005). "Potassic magmatism in western Sichun and Yunnan provinces, SE Tibet, China: petrological and geochemical constraints on petrogenesis". *Journal of Petrology* 46, 33–78.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, Jiaqi., (2007). "Post-collisional adakites in south Tibet Products of partial: melting of subduction-modified lower crust". *Lithos* 96, 205–224.
- Hall, A. (1987). *Igneous petrology* Longman. 573 P.

- Hamer R.E., (2006), The mathematics of geochronometry: Equations for use in regression calculations. National Physical Research Laboratory, Geochronology Division C.S.I.R., South Africa.
- Harris, N.B.W., Pearce, J. A., and Tindle, A.G., (1986), Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In Coward M.P., and Reis, A.C., (eds), collision tectonics Spec. publ. Geol. Soc. 19, p. 67-81.
- Harker, A., (1909). The Natural History of Igneous Rock, Methuen Co. London.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J.M., and McDermott, F., (1997). Mantle and slab contributions in arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 21, 175-204.
- Henderson, p., (1982). Rare earth element geochemistry Elsevier science. Publishing company Inc. Evidence from mantle interaction-evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. Journal of petrology. vol. 36 , pp 1505-1527.
- Henderson, P., (1984) Rare earth element geochemistry, Elsevier Science Publishers, 510 p.
- Hofmann, A.W. (1995): Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. Earth. Planet. Sci. lett, 131, 341-356.
- Holton T. , Jamtveit B. and Meakin p. (2000), "Noise and oscillatory zoning of minerals", Geochimica Acta, 64, 1893-1904.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. 8, 523–546.
- Ishihara, S., (1977). The magnetite- series and ilmenite granitic rocks. Mining Geology, 27, 293-305.
- Kamgang, P., and Njonfang, E., and Nono A., and Dedzo M.G., and Tchoua F. M. (2010) Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroon Volcanic Line. Journal of African Earth Sciences xxx: xxx–xxx.
- Kay, R.W, (1978). Aleutianma gnesianandesites-melts from subducted Pacific ocean crust. J. Volcanol.Geochem. Res. 4, pp.117–132.
- Kelemen, P. B., Joyce, D. B., Webster, J. D. & Holloway, J. R. (1990). Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma 2. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150^oC and 5 kbar. Journal of Petrology 31, 99^o134.
- Kocak K., Isik F., "Arslan M., Zedef V., "Petrological and source region characteristics of ophiolitic hornblende gabbros from the Aksaray and Kayseri regions, central Anatolian crystalline complex". Turkey. 25 (2005) 883-891.
- Kogline, N., Kostopoulos, D., Reischmann, T. (2008) Geochemistry- petrogenesis and tectonic setting of the samothraki mafic suite, NE Greece: Trace-element, isotopic and zircon age constraints . Tectonophysics.
- Kuno, Hisachi (1959): origin of Cenozoic petrographic provinces of japan and surrounding areas. Volcanological society of japan. Bulletin, series 2, tome 20, P. 37-76.
- Kuno H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. Bull. Vol 32, 141 – 176.
- Kuepouo G., et al., (2006) " Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line". Journal of African earth sciences 45 318-332.
- Kurkeuoghu, K., Furman, T., Hanan, B. (2008) Geochemistry of post- collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zon, Northwestern Turkey . Lithos 101, 416-434.
- Le Maitre R.W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. Journal Petrol., 17, 589 – 637.

- Lloyd, F.E., Arima, M., Edgar, A.D., (1985). Partial melting of a phlogopite–clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91, 321–329.
- Loiselle, M. C. and Wones, D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 11: 468.
- Maniar, P.D., and Picooli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids, *Geo. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 101 , P. 635 – 643.
- Mason, B., and Moore, C. B., (1982), “Principles of Geochemistry”, John Wiley and Sons.
- Macdonald, G. A., (1968), *Composition and origin of Hawaiian lavas: Geological Society of America Memoir*, v. 116, p. 477–522.
- MacDonald, G.A., and Katsura, T., (1964). Chemical composition of Hawaiian lava: *J. Petrol* 5, p. 83- 133.
- McCulloch M. T. and Gamble A. J. (1991) “Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism”. *Earth Planet. Sci. Lett.* 102, 358–374.
- Miyashiro, A., (1974), Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American Journal of Science*, v. 274, p. 321–355.
- Middlemost, E. , A. K. (1975) . *The Basalt Clan. Earth-Science Reviews*, 11, 337-364.
- Middlemost E.A.K., (1985). *Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology.* Longman Group U.K., pp. 73-86.
- Middlemost E.A.K. (1994). Naming materials in the magma/ igneous rock system. Longman Group U.K., PP. 73-86.
- Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I., (1992). Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, *Mineral. Petrol*, 46, 259 – 289.
- Münker, C., Wörner, G., Yogodzinski, G., Churikova, T., (2004) “Behaviour of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas”. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 275–293.
- Murray .R, Marlin .R,Buchholtz.T,et al. (1992).Rare earth element ,Major and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment. *Geochim.Cosmoch.Acta.Vol:56,pp:2657-2671.*
- Nagudi, N.O, K oberl, CH., Kurat, G., (2003). Petrography and geochemistry of The Syenogranite, Uganda and implications for its origine. *Journal of African earth Sciences.* vol 35, pp. 51-59.
- Nakamura.N.(1974).Determination of REE,Ba,Fe,Mg,Na and k in carbonaceous and ordinary Chondrites.*Geochim.cosmochim.Acta.Vol:38,pp:757-77.*
- Nicholson, K. N., Black, P. M., Hoskin, P. W. O. & Smith, I. E. M. (2004). Silicic volcanism and back – arc extension related to migration of the late Cenozoic Australian – Pacific plate boundary. *Journal of volcano and Geotherm. Res.* 131, 295 – 306.
- OConnor J.T. (1965). A classification for quartz-rich igneous rock based on feldspar ratios.*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 525B, B79-B84.
- Omran J., Agard Ph., Whitchurch H., Benoit M., (2008). Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380 – 398.
- Pearce, J.A. (1983). Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S (ed), *Andesites.* Wiley, chichester.

- Pearce, J.A., Harris, B.W., Tindle, A. G. (1984). Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. 25. PP. 956-983.
- Pearce JA, Bender JF, De Long SE, Kidd W.S.F, Low PJ, Gu˘ner Y, S,arog˘lu F, Yılmaz Y, Moorbath S, Mitchell JG (1990) Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *J Volcanol Geoth Res* 44: 189–229.
- Pearce J.A., Peate D.W. (1995): Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* 23:251-285.
- Pearce, J.A., Kempton, P.D., Nowell, G.M., and Noble, S.R., (1999). Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology*, 40, 1579-1611.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Phillips, J.A., (1880). On concretionary patches and fragments of other rocks contained in granite. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 36, 1–21.
- Pitcher, W.S., (1983). Granite type and tectonic invironment. In: K.J. Hsu (Editor), *Moountain Building Processes Academic Press, London*, pp. 19- 40.
- Pitcher W.S. (1993), “The nature and origin of granite”, Chapman & Hall publications, pp.321.
- Pourhoseini F. (1981), “Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes”, Ph.D, Cambridge.U.K., Geological survey of Iran, Report No 53, (1983).
- Prowatke, S., Klemme, S. (2006) Trace element partitioning between apatite and silicate melts . *Geochim Cosmochim. Acta.* 70, 4513-4527.
- Roger N.W. (1992): Potassic magmatism as a key to trace element enrichment processes in the upper mantle. *Volcanology and geothermal research*: 50: 85-99.
- Rogers, J.J.W., and Rayland, P.C., (1980). “Trace elements in continental margine magmatism”. Part I. *Geol. Soc. Am. Bull*, 91, 196-198.
- Rogers, J.J.W., Suayah, L.B., and Edwards, J.M., (1984). “Trace elements in continental margine magmatism”. Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95, 1437-1445.
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: ealuation, presentation, interpretation.* Longman.
- Ryerson F.J. and Watson H.W., (1987), Implications of liquid-liquid distribution coeffeicients to mineral-liquid partitioning. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 921-932.
- Sabzehei, M., (1974), *Les Melanges Ophiolitiques de Region D’Esfandagheh (Iran Meridional). Etude. Petrologique et Structurale, Interpretation Dans le Cadre Iranian, Universite de Grenoble*, 205p.
- Sack,R.O.,Carnichael,I.S.E.,Rivers,M.&CHIORSO.,m.s.(1980). Ferric-Ferric-Ferrous equilibria in natural Silicates liquids at 1 bar,C.M.T. 369, 75- 76.
- Samsonova, A.V., Boginaa, M.M., Bibikovab, E.V., Petrovab, A.Yu., Shchipansky, A.A., (2005). “The relationship between adakitic, calc-alkaline volcanic rocks and TTGs: implications for the tectonic setting of the Karelian greenstone belts, Baltic Shield”. *Lithos* 79, 83– 106.
- Schmidt, M.W., Dardon, A., Chazot, G., Vannucci, R., (2004). The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 415-432.
- Shahabpour, J. (2005), Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz, *Journal of Asian Earth Science*, V. 24, Issue 4, P.405-417.

- Shand, S.J. (1943). Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits. Thomas Murby and co., London 488pp.
- Shelly, D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under the microscope, Chapman & Hall, 445p.
- Shtrekeisen, A., LeMaitre, R. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues Jahrb. Mineral. Abh. 136, 169-206.
- Soesoo, A. (2000). Fractional crystallization of mantle-derived melt as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan fold belt, Australian Journal of the Geological Society, London, 157, 135-149.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P., Horn, I. (1998). Mineral – aqueous fluid partitioning of trace elements at 900-1200 °C and 3-5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. Geochim. Cosmochim. Acta, 62, 1781-1801.
- Stocklin J., (1954) "Geology of the area between Kashan, Ardestan, Isfahan. Iran oil Co", 108B, 13.
- Sun, S.S., and MC Donough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, AD. And Norry, M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub, 42, 313-345.
- Takin, M., (1972). Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature 235, 147–150.
- Tatsumi, Y., and Eggins, S., (1995), Subduction zone magmatism: Oxford, UK, Blackwell Scientific, 211 p.
- Tatsumi Y., Hamilton D. L. and Nesbitt R. W. (1986) "Chemical characteristics of fluid phase from the subducted lithosphere: evidence from high-pressure experiments and natural rocks. J. Volcanol. Geotherm". Res. 29, 293–309.
- Tchameni R., Pouclet A., Penay J., Ganwa A. A., Toteu S. F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan – African granitoids in Central North Cameroon: Implication for their sources and geological setting. Journal of African Earth Sciences, 44, 511 – 529.
- Thompson, A.B., (1982), Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids: American Journal of Science, v. 282, p. 1567–1595.
- Thornton C.P., Tittle O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks : Differentiation index. Am. Sci., 258, 664-684.
- Tiepolo, M., Vannucci, R., Oberti, R., Foley, S., Bottazzi, P., and Zanetti, A., (2000). Nb and Ta in incorporation and fractionation in titanite and kaersutite: Crystal chemical constraints and implication for natural systems. Earth planet. Sci. Lett., 176, 185-201.
- Tuttle, O.F. & Bowen, N.L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈- KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. The Geological Society of America Memoir 74.
- Vernon, R.H., (1991). Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology 13, Elsevier, New York, pp. 277–291.
- Vernon, R.H., (2004). A practical guide to Rock Microstructural, Cambridge, 594p.
- Vignerresse J.L., (2004) "A new paradigm for granite generation", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95. 11-22.

- Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J., Dong, Y., Vasconcelos, P.M., Pearson, N.e, Wan, Y., Dong, H., Li, C., Yu, Y., Zhu, T., Feng, X., Zhang, Q., Zi, F., Chu, Z., (2008). “Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites”. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 158–171.
- Watson, E.B., and Harrison, T.M., (1983), Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 64, p. 295–304.
- Watson, E.B., (1996), Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geological models and implications for isotopic inheritance: *Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, v. 87, p. 43–56.
- Whalen, J.B., Currie, K.L.B.W. (1987). A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*,95.407-419.
- White, A. J. R. (1979). Sources of granite magmas. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 11, 539.
- Whitney, J. (1988). The origin of granite: the role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1886–97.
- Wilson, M. (1989). *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman Ltd., London, 466p.
- Woodhead, J., Eggins, S., and Gamble, J., (1993). High field strength and transition element systematics in island and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, 491-504.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, Ch. H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.Ch, Sun, D.Y., (2003). Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66, 241-273.
- Yuguchi, T., Nishiyama, T., (2008), The mechanism of myrmekite formation deduced from steady-diffusion modeling based on petrography: Case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos* 106 (2008) 237–260.
- Zarasvandi, A., (2004), *Magmatic & structural controls on localization of the Darreh-Zerreshk & Ali-Abad porphyry copper deposits, Yazd province, Iran*. Ph.D thesis, University of Shiraz, Iran, 280p.
- Zhang, C.L., Li, X.H., Li, Z.X., Lud, S.N., Ye, H.M., Li, H.M., (2007). “Neoproterozoic ultramafic– mafic-carbonatite complex and granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications”. *Precambrian Research* 152, 149–169.
- Zhu, D.C., Zhao, Z.D., Pan, G.T., Lee, H.Y., Kang, Z.Q., Liao, Z.L., Wang, L.Q., Li, G.M., Guo-Chen Dong a, Bo Liu ., (2009). “Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt–peridotite interaction?”. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 298–309.

Abstract

Zafarghand granitoidic pluton is located in the NE of Isfahan (SE Ardestan) and includes an area with 70 km² by following geographical coordinate 52°18' to 52°29' eastern longitudes and 32°59' to 33°12' northern latitudes. This area belongs to Urumieh-Dokhtar structural zone. This pluton is manifested in the form of dikes and stocks, and in general they have NW- SE trend. The studied pluton has been emplaced in the Eocene volcanosedimentary and volcanic rocks.

Petrographical studies and field observations indicate that Zafarghand granitoidic pluton include compositional range of olivine gabbro, gabbro, diorite, quartzdiorite, granodiorite, granite and alkali- feldspar- granite. With respect to all of the geological evidence, the studied pluton has two compositional rock groups: 1- mafic- intermediate (olivine gabbro, gabbro, diorite and quartzdiorite) and 2- felsic (granodiorite, granite and alkali- feldspar- granite).

Mafic- intermediate rocks are precursor compare with felsic rocks. But based on, magma mingling and mixing, age difference between these two rock groups are not so much, and they are cogenetic and synchronous.

Petrographical studies indicate that these rocks mainly composed of olivine, augite, hornblende, biotite, plagioclase, orthoclase and quartz (major minerals) and a little apatite, magnetite, zircon and sphene (accessory minerals). These rocks show granular, ophitic, myrmekitic, graphic and porphyroidic textures.

Trend of major and trace elements on the geochemical variation diagrams indicate a bimodality between the rock compositions of this pluton. Petrographic and field observations confirm these suggestions.

Geochemical characteristics show that rocks of this pluton are medium to high potassium calc- alkaline and metaluminous. In geochemical diagrams (Harker diagrams, compatible- compatible, incompatible - incompatible, compatible- incompatible), the studied rocks indicate a linear or approximately linear trend which confirm the fractional crystallization process. The presence of mafic microgranular enclaves emphasize on the magma mingling and mixing process during the evolution of magma forming of the studied rocks. The enrichment in LILE and depletion in HFSE reveal the I-type and metaluminous nature of the magmatism's of volcanic arcs (VAG).

Discrimination diagrams of tectonic setting also indicate that the intrusion of this granitoidic pluton occurred in a volcanic arc in an active continental margin, so that with attention to geological history of this area, it can be attribute to subduction of Neo-Tethyan oceanic lithosphere below central Iran microcontinent. By consideration of the geochemical characteristic, magma forming of these rocks probably generated from partial melting of a garnet amphibolitic source rock (metamorphed oceanic crust) in 80 to 100 km below the surface of the earth.

Key words: Granitoid, Zafarghand, Ardestan



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

MSc thesis

**Petrology and geochemistry of Zafarghand
granitoidic pluton (SE Ardestan)**

By

Mahboobe Ghaffari

Supervisor:

Dr. Mahmoud sadeghian

Advisor:

Dr. Habibollah Ghasemi

November 2010