

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد
گرایش پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و ژئوشیمی
سنگ‌های آذرین جنوب بهاباد (بافق - یزد)

دانشجو:

زری بلاغی

اساتید راهنما:

دکتر محمود صادقیان

دکتر حبیب‌الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر فرج‌الله فردوست

اسفند ۱۳۸۷

تقدیم بہ:

پدر و مادرم، دو فرشتہ ای کہ زبان و قلم از وصف مہرشان عاجز است.

و تقدیم بہ:

حضور ہمیشگی استادم

و بہ ہمسر م کہ بی دریغ و صمیمانہ یاریم کردند.

سپاسگزاری

سپاس و ستایش آفریدگاری را سزد که عظیم است و عظمت آفرین، اول آموزگار هستی که هر چه هستی دارد، هستی خویش را وام دار اوست. سپاس آفریدگاری که خالق زمین است، این محبوبترین کره خاکی، که برای آغاز رستن و زیستن خلق شد و سپاس بندگان برگزیده او که سنگینی بار امانت را بر دوش پذیرفته و راهنمایان استوار و راست قامتان راه پر ارزش معرفت هستند. گوهر سپاس را تقدیم راهنمایان راهم میدارم که استوارانه و صمیمانه در این راه مرا یاری کردند. اینک که پروردگار مرا مشمول عنایت بی انتهایش قرار داده تا بتوانم تدوین این گزارش را به پایان برسانم، بجاست که مراتب سپاس و امتنان خود را از همه عزیزانی که به هر نحو در به ثمر رسانیدن این تلاش، بی دریغانه مرا یاری نمودند، ابراز نمایم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین، دکتر کرمی که در فراهم آوردن محیطی مناسب برای انجام این تحقیق همکاری نمودند، تشکر و قدردانی می‌نمایم.

از اساتید بزرگوارم، دکتر محمود صادقیان و دکتر حبیب الله قاسمی که همواره، در تمام مراحل، راهنما، همراه و مشوق من بودند، کمال تشکر را دارم.

از دکتر حسین مهدی‌زاده شهری که در طول مدت تحصیل از راهنماییهای ارزنده‌شان بهره‌مند شدم، سپاسگزارم و برایشان آرزوی سلامتی دارم.

از دکتر فرج الله فردوست که مشاوره این پایان نامه را در بخش اقتصادی بر عهده داشتند، نیز سپاسگزارم. همچنین از دکتر عزیزالله طاهری که در مطالعات چینه‌شناسی منطقه با راهنماییهای ارزنده خود، مرا یاری کردند، تشکر و قدردانی می‌نمایم.

همچنین از کارشناسان محترم دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، مهندس میرباقری، خانعلی‌زاده و سعیدی و دوستان ارجمندم، خانمها شاه‌حسینی، فارسی و کلانتریان که در مراحل مختلف صمیمانه یاریم کردند نیز تشکر می‌کنم و برای همه آنها پیروزی و موفقیت آرزو مندم.

در پایان از مهندس میرابوالقاسمی، رئیس شورای شهر بهاباد نیز به جهت همکاری صمیمانه ایشان در بازدیدهای صحرایی از منطقه، کمال تشکر را دارم.

دانشجو تأیید می نماید که مطالب مندرج در این پایان نامه نتیجه تحقیقات خودش می باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این پایان نامه (رساله) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد .

اسفند ۱۳۸۷

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب بهاباد و در شمال شرق بافق (یزد) قرار دارد و محدوده‌ای به وسعت ۱۶۰ کیلومتر مربع با مختصات $52^{\circ}55'$ تا 56° طول جغرافیایی شرقی و $31^{\circ}45'$ تا $31^{\circ}52'$ عرض جغرافیایی شمالی را شامل می‌شود. این منطقه به زون ساختاری ایران مرکزی تعلق دارد و بخشی از بلوک پشت‌بادام است. واحدهای سنگی کامبرین، اردوویسین، سیلورین، تریاس، ژوراسیک، پالئوسن، پلیوسن و کواترنری در این منطقه رخنمون دارند. توده‌های نفوذی مورد مطالعه در بین مجموعه سنگی کامبرین نفوذ کرده‌اند ولی واحدهای سنگی سیلورین و جوانتر را قطع نکرده‌اند. لذا با توجه به مجموع شواهد زمین‌شناسی به نظر می‌رسد، سن آنها اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین باشد. سنگهای میزبان توده‌های نفوذی، مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی اسیدی تا حدواسط کامبرین آغازین معروف به سری نارینگان، ماسه سنگ لالون و آهکهای کوهبنان (میل) می‌باشند. آخرین تظاهرات ماگماتیسم مورد مطالعه به صورت بازالت‌های سیلورین آغازین در منطقه رخنمون دارند. سنگهای نفوذی مورد نظر دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، سینییت تا گرانیت هستند و بافتهای گرانولار، افیتیک، ساب افیتیک، میرمکیت، گرافیک و پورفیروئیدی نشان می‌دهند. گابروها متحمل فرایند متاسوماتیسم پتاسیک شده‌اند. بیوتیت‌های متاسوماتیک نوظهور، خوردگی و بافت صفحه شطرنجی در پلاژیوکلازها و تشکیل پوششی از ارتوز در اطراف آنها، شواهدی از این فرایند هستند. گابرو/دیوریت‌ها در اثر تبلور تفریقی و افزایش K_2O ، به سینییت تحول پیدا کرده‌اند. شواهد این امر در صحرا به وضوح قابل رؤیت است. کانه‌زایی‌های مگنتیت، مگنتیت - آپاتیت، پیرولوزیت، باریت، کالکوپریت و مالاکیت مشاهده شده در منطقه جنوب بهاباد دارای ارتباط ژنتیکی بسیار نزدیکی با سنگ‌های آذرین مورد مطالعه می‌باشند. در نمودارهای ژئوشیمیایی بین ترکیبات سنگی مافیک و فلسیک، وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. لذا بررسیهای تفصیلی نشان می‌دهد، علاوه بر تفریق ماگمایی متداول، آناتکسی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی نیز در تحولات ماگمایی مورد نظر نقش داشته‌اند. سنگهای مورد مطالعه دارای ماهیت آلکالن، ساب آلکالن و متالومین تا پرالومین می‌باشند. گرانیت‌ها از نوع I و A هستند و به گرانیتوئیدهای مرتبط با ریفت (RRG) و گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای (WPG) تعلق دارند. همچنین گرانیت‌ها در برخی قسمت‌ها شواهد اختلاط ماگمایی را نیز نشان می‌دهند که حاصل اختلاط بخش‌های تفریق یافته ماگمای گوشته‌ای و ماگمای حاصل از آناتکسی پوسته می‌باشند. این سنگها در طبقه‌بندی کاسترو و همکاران (۱۹۹۰)، از نوع Hss می‌باشند. گابرو/دیوریت‌ها و سینییت‌ها از تبلور تفریقی و تحول ماگمای آلکالن گوشته‌ای نشأت گرفته‌اند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها، احتمالاً از ذوب بخشی درجه پایین یک سنگ منشأ گارنت پریدوتیتی در اعماق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری حاصل شده‌است. در مجموع، سنگهای مورد مطالعه حاصل فعالیت‌های پایانی حادثه ریفت زایی کامبرین بوده‌اند که به صورت توده‌های نفوذی با ترکیبات گابرو تا گرانیت با سن اواخر اردوویسین - اوایل سیلورین تجلی پیدا کرده‌اند.

کلمات کلیدی: بهاباد، پشت بادام، ژئوشیمی، متاسوماتیسم، ریفت‌زایی قاره‌ای، ماگمای آلکالن.

مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین جنوب بهاباد (بافق- یزد)
بلاغی، زری- صادقیان، محمود- حبیب الله، قاسمی، علیرضا خانعلی زاده
شانزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران- دانشگاه گیلان (۲۳-۲۲ آبان ۱۳۸۷).
- ۲- منشاء و پتروژنز گرانیت‌های منطقه جنوب بهاباد (شمال شرقی بافق، ایران مرکزی)
بلاغی، زری- صادقیان، محمود- حبیب الله، قاسمی
دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران- اهواز (۳۰ بهمن الی ۲ اسفند ۱۳۸۷).
- ۳- بررسی شواهد متاسوماتیسم پتاسیک در توده‌های گابرویی منطقه جنوب بهاباد (شمال شرقی بافق، ایران مرکزی)
بلاغی، زری - صادقیان، محمود- حبیب الله، قاسمی
دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران- اهواز (۳۰ بهمن الی ۲ اسفند ۱۳۸۷).

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
۵۰	سپاسگزاری
ز	چکیده
ط	فهرست مطالب
م	فهرست جداول
ن	فهرست اشکال و نمودارها
۱	فصل اول - کلیات
۲	۱-۱- موقعیت جغرافیایی
۲	۱-۲- راههای ارتباطی
۲	۱-۳- آب و هوا و جغرافیای انسانی
۳	۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه
۴	۱-۵- مطالعات قبلی
۶	۱-۶- اهداف مطالعه
۷	۱-۷- روش مطالعه
۸	فصل دوم - زمین شناسی عمومی
۹	۲-۱- مقدمه
۹	۲-۲- زمین شناسی بلوک پشت بادام
۱۰	۲-۳- واحدهای سنگی منطقه
۱۰	۲-۳-۱- کامبرین زیرین
۱۰	الف- مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی - رسوبی سری نارینگان
۱۲	ب- سازند لالون
۱۲	۲-۳-۲- کامبرین میانی - بالایی
۱۳	۲-۳-۳- اردوویسین
۱۵	۲-۳-۴- سیلورین
۱۶	۲-۳-۵- دونین، کرنیفر، پرمین و کرتاسه
۱۶	۲-۳-۶- تریاس
۱۷	۲-۳-۷- ژوراسیک
۱۷	۲-۳-۸- پالئوسن
۱۸	۲-۳-۹- میوسن - پلیوسن
۱۹	۲-۳-۱۰- کواترنر
۱۹	۲-۴- سنگهای آذرین منطقه
۱۹	۲-۴-۱- سنگهای آتشفشانی
۱۹	۲-۴-۱-۱- بازالتها
۲۰	۲-۴-۱-۲- ریولیتها
۲۲	۲-۴-۲- سنگهای آذرین درونی
۲۲	الف- گابرو دیوریتها
۲۴	ب- سینیتهها

ج- گرانیته‌ها	۲۵
۵-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه	۲۶
۱-۵-۲- گسل کوهبنان	۲۸
۲-۵-۲- گسل پشت بادام	۲۸
۳-۵-۲- گسل فضل‌آباد	۲۸
۴-۵-۲- گسل نیزار- تی تویییه	۲۹
فصل سوم- پتروگرافی سنگهای آذرین مورد مطالعه.....	۳۲
۱-۳- مقدمه	۳۳
۲-۳- سنگ‌های آذرین درونی	۳۴
۱-۲-۳- گابرو / دیوریت‌ها	۳۴
۲-۲-۳- سینیت‌ها	۴۲
۳-۲-۳- گرانیته‌ها	۴۴
۳-۳- سنگ‌های آذرین خروجی	۴۸
۱-۳-۳- بازالتها	۴۸
۲-۳-۳- ریولیتها	۵۱
الف- گنبد‌های ریولیتی	۵۱
ب- ریولیت‌های همراه با آذرآواریه‌ها	۵۲
۴-۳- سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی	۵۳
۵-۳- ترتیب تبلور کانیهای سازنده ترکیبات سنگی مورد مطالعه	۵۳
۶-۳- نتیجه‌گیری	۵۶
فصل چهارم- ژئوشیمی و پترولوژی	۵۷
۱-۴- مقدمه	۵۸
۲-۴- منابع بروز خطا در طی آماده سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها	۶۴
۳-۴- تصحیح داده های حاصل از تجزیه های ژئوشیمیایی	۶۴
۱-۳-۴- تصحیح مربوط به حذف موادفرار (L.O.I)	۶۴
۲-۳-۴- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO	۶۵
۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگهای مورد مطالعه	۶۶
۱-۴-۴- رده بندی نورماتیو	۶۶
الف- رده بندی اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)- نمودار Q'-ANOR	۶۸
۲-۴-۴- رده بندی شیمیایی	۷۲
الف- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)	۷۲
ب- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)	۷۳
ج- نمودار R_1-R_2 دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)	۷۳
۳-۴-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات	۷۶
الف- نمودارهای درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)	۷۶
ب- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفريق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)	۸۲
ج- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای هارکر عناصر اصلی و ضریب تفريق	۸۵
۵-۴- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگها به کمک عناصر کمیاب و کمیاب خاکی	۸۵

۴-۵-۱- بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق (D.I.)	۸۵
۴-۵-۲- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و D.I.	۸۸
۴-۶-۱- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی	۸۹
۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در برابر یکدیگر و نسبت‌های آنها	۸۹
الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر	۸۹
ب- نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در مقابل Rb	۸۹
۴-۷-۱- نمودارهای عنکبوتی	۹۱
۴-۷-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت	۹۱
۴-۷-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه	۹۴
۴-۸-۱- تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI)	۹۶
۴-۸-۱- نمودار A/NNK-A/CNK جهت تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI)	۹۷
۴-۸-۲- نمودار A/CNK- SiO_2	۹۷
۴-۹-۱- تعیین سری ماگمایی	۹۷
۴-۹-۱- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2	۹۸
۴-۹-۲- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2	۹۸
۴-۹-۳- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2	۹۹
۴-۹-۴- نمودار K_2O در مقابل SiO_2	۹۹
۴-۱۰-۱- مقایسه گرانیت‌های منطقه جنوب بهاباد با مناطق مشابه در جهان	۱۰۰
۴-۱۰-۱- گرانیت‌ها و ریولیت‌های منطقه گرامپیون در غرب ویکتوریا	۱۰۰
۴-۱۰-۲- گرانیت‌های مرتبط با سیستم ریفت درون قاره‌ای (MRS) (در شاخه شمال شرقی ریفت امتداد ساحل شمالی دریاچه سوپریوردر مینه سوتا)	۱۰۳
۴-۱۱-۱- نتیجه‌گیری	۱۰۶
فصل پنجم- پتروژنز	۱۰۸
۵-۱- مقدمه	۱۰۹
۵-۲- تعیین نوع گرانیتوئیدها	۱۰۹
۵-۳- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی جهت تعیین نوع گرانیت‌ها	۱۱۰
۵-۴- استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها	۱۱۴
۵-۴-۱- نمودار $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ در مقابل $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷)	۱۱۴
۵-۴-۲- نمودار $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ در مقابل FeO/MgO	۱۱۵
۵-۴-۳- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۱۹۹۲)	۱۱۵
۵-۴-۴- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فرنس و همکاران، ۱۹۹۶)	۱۱۵
۵-۴-۵- نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲)	۱۱۵
۵-۵- طبقه بندی گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای Fe^* , MALI, A.S.I.	۱۱۷
۵-۵-۱- نمودار Fe^* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)	۱۱۷
۵-۵-۲- نمودار A/NK-ASI	۱۱۷
۵-۵-۳- نمودار شاخص آلکالی - کلسیک (MALI) در مقابل SiO_2	۱۱۷
۵-۶- تعیین محیط تکتونیکی	۱۱۸
۵-۶-۱- طبقه بندی محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی	۱۱۸

۵-۶-۲- نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها بر اساس الگوی	۱۱۹
طرح شده توسط مانیار و پیکولی.....	۱۱۹
۵-۷- تعیین محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر کمیاب	۱۲۰
الف- نمودارهای تغییرات Rb در مقابل SiO_2	۱۲۰
ب- نمودار Rb در مقابل (Y+Nb)	۱۲۰
۵-۸- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک	۱۲۱
۵-۸-۱- نمودار Zr در مقابل $(Nb/Zr)_N$ تیبلمونت و تگی (۱۹۹۴)	۱۲۱
۵-۹- تعیین منشأ	۱۲۱
۵-۹-۱- تعیین منشأ سنگ‌های مافیک مورد مطالعه	۱۲۲
الف- تعیین درجه ذوب و عمق منشأ	۱۲۶
ب- بررسی نقش پدیده آلیش پوسته‌ای در سنگ‌های مافیک مورد مطالعه	۱۲۷
۵-۹-۲- تعیین منشأ سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه (گرانیت‌ها و ریولیت)	۱۲۷
الف- منشأ سنگ‌های فلسیک	۱۲۷
ب- پتروژنر گرانیت‌های نوع A	۱۲۹
۵-۱۰- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های آذرین مورد مطالعه	۱۳۲
۵-۱۱- نتیجه‌گیری	۱۳۳
فصل ششم- کانه‌زایی	
۶-۱- مقدمه	۱۳۴
۶-۲- بررسی اندیس‌های معدنی	۱۳۶
۶-۲-۱- اندیس مگنتیت، هماتیت و آپاتیت جنوب غرب روستای همیجان.....	۱۳۶
۶-۲-۲- اندیس مگنتیت جنوب شرق فضل آباد.....	۱۳۷
۶-۲-۳- اندیس مگنتیت و هماتیت شمال روستای حسین آباد.....	۱۳۷
۶-۲-۴- اندیس مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و آکتینولیت شمال روستای علی آباد	۱۳۹
۶-۲-۵- اندیس منگنز و آهن شمال روستای دارستان.....	۱۴۰
۶-۲-۶- اندیس منگنز و آهن جنوب شرق روستای دهنو.....	۱۴۰
۶-۲-۷- اندیس کالکوپریت، مالاکیت و آزبست ابتدای دره پوستیون	۱۴۰
۶-۲-۸- اندیس کالکوپریت و مالاکیت شمال سد خاکی باغدر.....	۱۴۰
۶-۲-۹- اندیس باریت ده شمس	۱۴۲
۶-۲-۱۰- اندیس گچ فضل آباد.....	۱۴۲
۶-۳- ژئوشیمی اندیس آپاتیت همیجان	۱۴۳
۶-۳-۱- آپاتیت	
۶-۳-۲- مقایسه میزان عناصر نادر نمونه آپاتیت مورد مطالعه با میزان این عناصر	۱۴۴
در آپاتیت‌های سنگ‌های آذرین مختلف	۱۴۷
۶-۳-۳- مقایسه اندیس آپاتیت همیجان با سایر کانسارهای آپاتیت منطقه بافق.....	۱۴۸
۶-۴- بررسی منشأ و زمان تشکیل اندیس کانسارهای آهن منطقه	۱۵۰
۶-۵- نتیجه‌گیری	۱۵۲
فصل هفتم- نتیجه‌گیری و پیشنهادات.....	
الف- نتیجه‌گیری	۱۵۳

۱۵۵.....	ب- پیشنهادات
۱۵۶.....	فهرست منابع
۱۵۶.....	الف- منابع فارسی
۱۵۹.....	ب- منابع لاتین

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۵۹.....	جدول ۱-۴- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی
۶۰.....	جدول ۲-۴- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های مورد مطالعه منطقه جنوب بهاباد
۶۸.....	جدول ۳-۴- مقادیر Na_2O , K_2O , C , S , $L.O.I$ اولیه و مقادیر $L.O.I$, K_2O , Na_2O جدید نمونه‌های گابرویی و سینییتی مورد مطالعه بر اساس نورم آبدار
۷۰.....	جدول ۴-۴- در صد کانیهای محاسبه شده از طریق نورم خشک (CIPW) و نورم آبدار (CIPW with Hb) برای نمونه‌های مورد مطالعه
۷۲.....	جدول ۵-۴- مقادیر Q' و ANOR محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس نورم خشک CIPW
۹۸.....	جدول ۶-۴- مقادیر مولی Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO پارامترهای NK , A/CNK , CNK محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه
۱۰۱.....	جدول ۷-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های گرانیتی منطقه گرامپیون
۱۰۵.....	جدول ۸-۴- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتی ناحیه دریاچه سوپریور
۱۱۱.....	جدول ۱-۵- معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S , I و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه در منطقه جنوب بهاباد
۱۱۳.....	جدول ۲-۵- ویژگیهای اصلی گرانیت‌های نوع A و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه در منطقه جنوب بهاباد
۱۱۴.....	جدول ۳-۵- ویژگیهای انواع گرانیت‌های H , M (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱) و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه منطقه جنوب بهاباد
۱۳۵.....	جدول ۱-۶- موقعیت جغرافیایی محل اندیسهای معدنی موجود در منطقه
۱۴۳.....	جدول ۲-۶- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه آپاتیت (Ap-4-2) اندیس آپاتیت همیجان
۱۴۸.....	جدول ۳-۶- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آپاتیت چغارت (موسوی نسب، ۱۳۷۶)

فهرست اشکال و نمودارها

صفحه

عنوان

- شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی آن..... ۳
- شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰..... ۴
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در زونهای ساختمانی ایران..... ۱۰
- شکل ۲-۲- تصویری از مجموعه آتشفشانی- رسوبی به همراه افق های دولومیتی سری ناریگان..... ۱۴
- شکل ۳-۲- تصویری از سنگهای آتشفشانی سری ناریگان (روستای همیجان)..... ۱۴
- شکل ۴-۲- تصویری از افق های دولومیتی به همراه لایه های چرت در سری ناریگان (دره پوستیون)..... ۱۴
- شکل ۵-۲- تصویری از واحد کربنات فوقانی سری ناریگان (دره پوستیون)..... ۱۴
- شکل ۶-۲- تصویری از استروماتولیت‌های گنبدی شکل در واحد کربنات فوقانی سری ناریگان (دره پوستیون)..... ۱۴
- شکل ۷-۲- تصویری از ماسه سنگ لالون و کوارتزیت که توسط آهکهای مبل و توالی تریاس پوشیده شده است..... ۱۴
- شکل ۸-۲- تصویری از لایه بندی منظم و تناوب لایه های تیره و روشن در واحد آهکی دولومیتی میلا..... ۱۵
- شکل ۹-۲- تصویری از ساختهای استروماتولیتی منظم در واحد آهکی دولومیتی میلا..... ۱۵
- شکل ۱۰-۲- تصویری از شیل و ماسه سنگ های سبز زیتونی اردوویسین (جنوب غرب روستای نگین گون)..... ۱۵
- شکل ۱۱-۲- تصویری از بازالت و کنگلومرای قاعده سازند نیور در شمال غرب روستای نگین گون..... ۱۶
- شکل ۱۲-۲- تصویری از کنگلومرای قاعده سازند نیور(سیلورین) در شمال غرب روستای نگین گون..... ۱۶
- شکل ۱۳-۲- تصویری از آهکهای دولومیتی شده سیلورین (شمال غرب روستای نگین گون)..... ۱۶
- شکل ۱۴-۲- تصویری از فسیلهای دو کفه‌ای رینکوترتا و بریوزوای موجود در آهکهای سیلورین..... ۱۶
- شکل ۱۵-۲- تصویری از سازند سرخ شیل که با سطح تماس گسلی از نوع راندگی بر روی لالون قرار گرفته و توسط دولومیت شتری پوشیده شده است..... ۱۸
- شکل ۱۶-۲- تصویری از تناوب ماسه سنگها، سیلتستونهای قرمز رنگ تریاس و دولومیت‌های کرمی رنگ(سازند سرخ شیل) (شمال شرق نگین گون)..... ۱۸
- شکل ۱۷-۲- تصویری از دولومیت‌های شتری در کنار شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک..... ۱۸
- شکل ۱۸-۲- تصویری از پوشیده شدن شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک توسط کنگلومرای پالئوسن..... ۱۸
- شکل ۱۹-۲- تصویری از مارنهای میوسن که به تدریج توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده اند..... ۱۸
- شکل ۲۰-۲- تصویری از مارنهای میوسن که توسط کنگلومرای کواترن به صورت دگرشیب پوشیده شده است(شمال غرب روستای اسفنگ)..... ۱۸
- شکل ۲۱-۲- تصویری از رخنمون گدازه های بازالتی در مجاورت گرانیته‌ها..... ۲۱
- شکل ۲۲-۲- تصویری از ساخت بادامکی در بازالت (شمال غرب روستای همیجان)..... ۲۱
- شکل ۲۳-۲- تصویری از سنگ های آتشفشانی اسیدی در سری ناریگان (روستای دهنو)..... ۲۱
- شکل ۲۴-۲- تصویری از ریولیت‌های اسفرولیتی شده (جنوب شرق منطقه)..... ۲۱
- شکل ۲۵-۲- تصویری از توفهای ریولیتی متورق یا متاریولیتها (شمال غرب گاشکو)..... ۲۱
- شکل ۲۶-۲- تصویری از گنبد ریولیتی در جنوب کوه دوقله..... ۲۲
- شکل ۲۷-۲- تصویری از دایک دیوریتی نفوذ کرده در توفهای ریولیتی سری ناریگان (ابتدای دره پوستیون)..... ۲۴
- شکل ۲۸-۲- تصویری از قطع شدن توده دیوریتی و ماسه سنگ لالون توسط توده دیوریتی..... ۲۴
- شکل ۲۹-۲- تصویری از دگرسانی کانیه‌های مافیک در دیوریت و ایجاد کلریت و اپیدوت (روستای نگین گون)..... ۲۴
- شکل ۳۰-۲- تصویری از لکه صورتی رنگ تفریق یافته در دیوریتها (روستای نگین گون)..... ۲۴
- شکل ۳۱-۲- تصویری از الیزیت زایی روی سطح دیوریت‌های منطقه (دره پوستیون)..... ۲۴

- شکل ۲-۳۲- تصویری از بلورهای آکتینولیت رشد کرده بر سطح دیوریتها (دره پوستیون)..... ۲۴
- شکل ۲-۳۳- تصویری از سینیت صورتی رنگ نفوذ کرده در مجموعه آتشفشانی- رسوبی..... ۲۵
- شکل ۲-۳۴- تصویری از الیژیست زایی بر روی سطح سینیت ها(حداصل روستاهای دهنو و ده شمس)..... ۲۵
- شکل ۲-۳۵- تصویری از استوک گرانیته در مجموعه آتشفشانی- رسوبی (شمال و شرق روستای همیجان)..... ۲۶
- شکل ۲-۳۶- تصویری از مرزگسلی توده گرانیته با دایک های دیوریتی اطراف آن(روستای نگین گون)..... ۲۶
- شکل ۲-۳۷- موقعیت زون تکتونیکی کاشمر - کرمان و منطقه مورد مطالعه در آن..... ۲۸
- شکل ۲-۳۸- تصویری از راندگی سنگ های آتشفشانی- رسوبی بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر..... ۲۹
- شکل ۲-۳۹- تصویری از راندگی واحد آهکی- دولومیتی میلا بر روی سنگ های مجموعه آتشفشانی- رسوبی (شمال روستای دهنو)..... ۲۹
- شکل ۲-۴۰- موقعیت گسل بزرگ نیزار- تی تئیه بر روی تصاویر ماهواره ای Aster..... ۲۹
- شکل ۲-۴۱- نقشه گسلهای منطقه که بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رسم شده است..... ۳۰
- شکل ۲-۴۲- ستون چینه شناسی واحدهای سنگی مورد مطالعه..... ۳۱
- شکل ۳-۱- الف- تصویری از ساخت گرانولار در نمونه دستی سنگهای گابرو/ دیوریتی..... ۳۵
- شکل ۳-۱- ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند سبز و مگنتیت در سنگهای گابرو/ دیوریتی..... ۳۵
- شکل ۳-۱- ج- نمای کلی از حضور بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی سینتیک در مونزو دیوریتها..... ۳۵
- شکل ۳-۱- د- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده خوردگی در بلورهای پلاژیوکلاز در اثر متاسوماتیسم پتاسیک..... ۳۵
- شکل ۳-۱- ه- تصویر میکروسکوپی از در برگرفته شدن و جانشینی پلاژیوکلاز توسط ارتوکلاز که در اثر متاسوماتیسم پتاسیک ایجاد شده است..... ۳۵
- شکل ۳-۱- و- تصویری از بلورهای ارتوز و کوارتز ثانویه که در اثر متاسوماتیسم در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد شده است..... ۳۵
- شکل ۳-۲- الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور بلورهای پیروکسن(از نوع اوژیت)، هورنبلند سبز و بیوتیت در یک سنگ گابرویی..... ۳۶
- شکل ۳-۲- ب- تصویر میکروسکوپی معرف حضور بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگهای گابرویی مورد مطالعه..... ۳۶
- شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای هورنبلند سبز - قهوه ای در یک سنگ دیوریتی..... ۳۷
- شکل ۳-۴- الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده حضور بیوتیت اولیه و پلاژیوکلاز در سنگهای گابرویی..... ۳۸
- شکل ۳-۴- ب- تصویر میکروسکوپی از بلورهای بیوتیت اولیه و ثانویه در سنگهای گابرویی..... ۳۸
- شکل ۳-۵- الف- تصویری از بلورهای ارتوز و کوارتز در اطراف بلور پلاژیوکلاز در یک سنگ مونزو دیوریتی..... ۳۹
- شکل ۳-۵- ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده میرمکیت زایی در سنگهای کوارتز دیوریتی..... ۳۹
- شکل ۳-۶- الف- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده ادخالهای شکل دار آپاتیت در بیوتیت در سنگهای گابرویی مورد مطالعه..... ۴۰
- شکل ۳-۶- ب- تصویری از بلورهای لوزی شکل اسفن اولیه در سنگهای دیوریتی منطقه..... ۴۰
- شکل ۳-۶- ج- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده اسفن های ثانویه بی شکل به همراه کلریت که حاصل تجزیه هورنبلند سبز در سنگهای دیوریتی می باشند..... ۴۰
- شکل ۳-۶- د- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده هم رشدی بلورهای مگنتیت و پلاژیوکلاز در یک سنگ گابرویی..... ۴۰
- شکل ۳-۷- الف- تصویر میکروسکوپی مبین حضور گسترده بلورهای اپیدوت حاصل دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگهای گابرویی مورد مطالعه..... ۴۲

- شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده دگرسانی بیوتیت و سایر کانیهای مافیک به کلریت..... ۴۲
- شکل ۳-۷-ج- تصویری از بلورهای چند سانتیمتری آکتینولیت‌های الیافی شکل و
آبی رنگ جمع آوری شده (محل نمونه برداری شمال روستای علی آباد)..... ۴۲
- شکل ۳-۷-د- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تبدیل هورنبلند سبز به آکتینولیت..... ۴۲
- شکل ۳-۸-الف- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بلورهای ارتوز و پیروکسن دگرسان شده در سینیتها..... ۴۳
- شکل ۳-۸-ب- تصویری از بلورهای ارتوز پرتیتی به همراه مقدار کمی کوارتز بین دانه‌ای در سینیت‌ها..... ۴۳
- شکل ۳-۸-ج- تصویر میکروسکوپی معرف حضور زیرکن در سنگ‌های سینیتی..... ۴۳
- شکل ۳-۸-د- تصاویر میکروسکوپی نشاندهنده بلورهای سوزنی شکل پرهنیت حاصل از
دگرسانی پلاژیوکلازها در سنگ‌های سینیتی..... ۴۳
- شکل ۳-۹-الف- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بافت گرانولار دانه ریز در گرانیت‌ها..... ۴۵
- شکل ۳-۹-ب- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز سریستی شده در زمینه دانه ریز
یک سنگ گرانیتی (بافت پورفیروئیدی)..... ۴۵
- شکل ۳-۹-ج- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تبلور موضعی کوارتز در بین بلورهای پلاژیوکلاز..... ۴۵
- شکل ۳-۹-د- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بافت گرافیکی ریزدانه در سنگ‌های گرانیتی..... ۴۵
- شکل ۳-۱۰-الف- تصویر میکروسکوپی بلور شکل دار اسفن اسکلتی اولیه همراه با مگنتیت در گرانیت‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-ب- تصویر میکروسکوپی بلور شکل دار زیرکن در کنار لخته‌های مگنتیتی در گرانیت‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-ج- تصویر بلورهای آپاتیت (Ap) که توسط تجمعات کانیهای اپک (مگنتیت)
در گرانیت‌ها محصور شده‌اند..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-د- تصویری از بلورهای آلانیت به همراه تجمعاتی از سوزنها و بلورهای بی شکل
مگنتیت در سنگ‌های گرانیتی..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-ه- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده ادخالهای مگنتیت در پورفیروئیدهای
پلاژیوکلاز موجود در سنگهای گرانیتی..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-و- تصویری از لخته‌های مگنتیت (Mt) در نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-ز- تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز به همراه مگنتیت در گرانیت‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۱۰-ح- تصویر میکروسکوپی بلورهای مگنتیت در گرانیت‌ها که پلاژیوکلازها را در بر گرفته‌اند..... ۴۷
- شکل ۳-۱۱-الف- تصویر لخته‌های حاوی مگنتیت و پلاژیوکلاز در نمونه دستی گرانیت‌ها..... ۴۸
- شکل ۳-۱۱-ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تجمع بلورهای پلاژیوکلاز به همراه مگنتیت
در گرانیت‌های منطقه توپک..... ۴۸
- شکل ۳-۱۱-ج- تصویری از گویچه‌های آپلیتی سفید رنگ در نمونه دستی گرانیت‌ها..... ۴۸
- شکل ۳-۱۱-د- تصویر میکروسکوپی رگه‌های آپلیتی دانه درشت در گرانیت‌ها..... ۴۸
- شکل ۳-۱۲-الف- تصویری از ساخت بادامکی (آمیگدالوئیدی) در نمونه دستی سنگ‌های بازالتی..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-ب- پرشدگی حفرات توسط کوارتز، کلسیت و اکسید آهن در بازالت‌ها..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-ج- تصویر میکروسکوپی فنوکریستهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی (بافت پورفیری)..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-د- تصویری از تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز در زمینه‌ای از شیشه
و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز(بافت گلوپورفیری) در سنگ‌های بازالتی..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-ه- تصویر میکروسکوپی پورفیر پلاژیوکلاز که در اثر دگرسانی به داموریت تبدیل شده است..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-و- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تجمع موضعی بلورهای الیوین در بازالت‌ها..... ۵۰
- شکل ۳-۱۲-ز- تصویری از الیوین‌های ایدنگستی شده در بازالت‌ها..... ۵۰

- شکل ۳-۱۲- ح- تصویر میکروسکوپی مبین حضور بلورهای سوزنی شکل الیژیست به همراه کلریت در بازالتها..... ۵۰
- شکل ۳-۱۳- الف- تصویری از زمینه دانه ریز ریولیت های توده ای با کانیهای کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز..... ۵۱
- شکل ۳-۱۳- ب- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بلور کوارتز با حاشیه خلیج خوردگی در ریولیت های توده ای..... ۵۱
- شکل ۳-۱۴- الف- تصویری از نمونه دستی ریولیت های همراه با ولکانی کلاستیک ها..... ۵۲
- شکل ۳-۱۴- ب- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده ریولیت اسفرولیتی شده..... ۵۲
- شکل ۳-۱۴- ج- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده رشد بلورهای نوظهور کوارتز بر روی بلور کوارتز قبلی..... ۵۲
- شکل ۳-۱۵- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده ترکیبات سنگی مورد مطالعه..... ۵۵
- شکل ۴-۱- نمودار سیلیس - آلکالن (لومتر، ۱۹۷۶) جهت تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO ۶۵
- شکل ۴-۲- نمودار اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹) جهت نامگذاری سنگ های مورد مطالعه..... ۶۹
- شکل ۴-۳- نمودارهای Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۷۴
- شکل ۴-۴- نمودارهای Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)..... ۷۵
- شکل ۴-۵- نمودار رده بندی دولاروش و همکاران (۱۹۸۰) و موقعیت سنگ های درونی مورد مطالعه بر روی آن..... ۷۵
- شکل ۴-۶- نمودارهای هارکر عناصر اصلی (۱۹۰۹)..... ۸۱
- شکل ۴-۷- نمودارهای درصد وزنی اکسیدهای عناصر اصلی و درصد آنورتیت پلاژیوکلازها در برابر ضریب تفريق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۸۴
- شکل ۴-۸- نمودارهای عناصر کمیاب Co, Sr, Ba, Rb و V در مقابل SiO_2 ۸۷
- شکل ۴-۹- نمودارهای عناصر کمیاب Sr, Ba, Rb در مقابل D.I..... ۸۸
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و نمودار نسبت Rb/Th در مقابل Rb..... ۹۰
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۹۲
- برای نمونه های گابرویی/ دیوریتی، بازالتی، سینیتی و سنگ های فلسیک..... ۹۲
- شکل ۴-۱۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۹۳
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹)..... ۹۳
- و نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل La (وو و همکاران، ۲۰۰۳)..... ۹۶
- شکل ۴-۱۴- نمودار A/NK-A/CNK شاند (۱۹۴۳) جهت تعیین ماهیت نمونه های سنگی منطقه..... ۹۷
- شکل ۴-۱۵- نمودار A/CNK- SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۷۴) جهت تمایز نوع گرانیتوئیدها..... ۹۷
- شکل ۴-۱۶- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی نمونه های مورد مطالعه..... ۹۹
- شکل ۴-۱۷- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس میدلموست (۱۹۹۴) جهت تعیین ماهیت سنگ های مورد مطالعه..... ۹۹
- شکل ۴-۱۸- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 پکسریلو و همکار (۱۹۷۹)..... ۹۹
- و موقعیت نمونه های مافیک مورد مطالعه بر روی آن..... ۹۹
- شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه های گرانیتی مورد مطالعه بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) جهت تعیین سری ماگمایی..... ۹۹
- شکل ۴-۲۰- مقایسه نمودارهای عنکبوتی گرانیت های ناحیه گرامپیون و گرانیت های مورد مطالعه..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲۱- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه های گرانیتی با گرانیت های مرتبط با ریف ت دریاچه سوپریور..... ۱۰۴
- شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر..... ۱۱۶
- شکل ۵-۲- الف- نمودار Fe^* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، جهت تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه..... ۱۱۸

- شکل ۵-۲-ب- نمودار A/NK-ASI (شاند، ۱۹۹۴)، جهت تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. ۱۱۸
- شکل ۵-۲-ج- نمودار شاخص MALI در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. ۱۱۸
- شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) ۱۱۹
- شکل ۵-۴- نمودارهای Rb در مقابل SiO_2 و Rb در مقابل Y+Nb جهت تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. ۱۲۰
- شکل ۵-۵- نمودار Zr در مقابل (Nb/Zr)N تیلمونت و تگی (۱۹۹۴) و موقعیت نمونه‌های گابرویی و سینیته مورد مطالعه بر روی آن. ۱۲۱
- شکل ۵-۶- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb جهت تعیین منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگها. ۱۲۳
- شکل ۵-۷- نمودار Zr/Y در مقابل $\text{FeO}_{\text{total}}$ (اسپینوزا و همکاران، ۲۰۰۵) جهت تعیین درجه ذوب بخشی. ۱۲۳
- شکل ۵-۸- نمودار نسبت Rb/Sr در مقابل Ba/Rb جهت تشخیص حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ سنگ‌های مافیک. ۱۲۵
- شکل ۵-۹- نمودار K/Th* در مقابل Th (فارمن و همکاران، ۲۰۰۶) ۱۲۵
- شکل ۵-۱۰- نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۲۶
- شکل ۵-۱۱- مدل تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه. ۱۳۰
- شکل ۶-۱- نقشه نشاندهنده موقعیت جغرافیایی اندیس های معدنی منطقه مورد مطالعه. ۱۳۵
- شکل ۶-۲-الف- تصویری از کان‌زایی مگنتیت و آپاتیت در جنوب غرب روستای همیجان. ۱۳۷
- شکل ۶-۲-ب- نمای نزدیکی از کان‌زایی مگنتیت و آپاتیت (بخشهای سفید رنگ) در جنوب غرب روستای همیجان. ۱۳۷
- شکل ۶-۲-ج- تصویری از حضور ژپیس‌های حاصل دگرسانی پیریت در اندیس مگنتیت همیجان. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-د- تصویر میکروسکوپی کان‌زایی مگنتیت و آپاتیت همراه با کوارتز و کلسیت ثانویه. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-ه- تصویر میکروسکوپی مگنتیت در نور انعکاسی، آپاتیت به رنگ تیره دیده می‌شود. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-و- تصویر میکروسکوپی مگنتیت به همراه بلور شکل‌دار آپاتیت در نور انعکاسی. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-ز- تصویر میکروسکوپی مگنتیت و هماتیت در نور انعکاسی. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-ح- تصویر میکروسکوپی مگنتیت و هماتیت که هماتیت به رنگ سفید روشن و مگنتیت به رنگ خاکستری مشاهده می‌شود. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-ط- تصویر میکروسکوپی مگنتیت که به هماتیت تبدیل شده است و بافت جعبه ایزاری ایجاد کرده است. ۱۳۸
- شکل ۶-۲-ی- تصویر میکروسکوپی بلورهای تیغه‌ای شکل هماتیت به رنگ سفید روشن. ۱۳۸
- شکل ۶-۳-الف- تصویری از کان‌زایی مگنتیت به صورت رگه و رگچه‌ای در شمال روستای علی آباد. ۱۳۹
- شکل ۶-۳-ب- تصویری از کان‌زایی مگنتیت و آپاتیت در ولکانی کلاستیکهای شمال روستای علی آباد. ۱۳۹
- شکل ۶-۳-ج- تصویری از کانیه‌های کلریت و اپیدوت در سنگهای میزبان اندیس مگنتیت علی آباد. ۱۳۹
- شکل ۶-۳-د- تصویری آکتینولیت‌های سوزنی شکل در ولکانی کلاستیک‌های شمال روستای علی آباد. ۱۳۹
- شکل ۶-۴-الف- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) در جنوب غرب روستای دهنو. ۱۴۱
- شکل ۶-۴-ب- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز که به صورت جایگزینی و رسوبگذاری تشکیل شده است. ۱۴۱
- شکل ۶-۴-ج- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) همراه با انتشار آنها به درون افقهای سیلیسی. ۱۴۱
- شکل ۶-۴-د- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) که به صورت اگزالاتیو

- در امتداد لایه بندی صورت گرفته است..... ۱۴۱
- شکل ۴-۶-ه- تصویر میکروسکوپی منگنز (پیرولوزیت) که به رنگ سفید به صورت نوارهای متحدالمرکز فضای بین سایر کانیه‌های را پر کرده است ۱۴۱
- شکل ۴-۶-و- تصویر میکروسکوپی پیرولوزیت که به صورت دواير متحدالمرکز فضای بین سایر کانیه‌ها را پر کرده است..... ۱۴۱
- شکل ۵-۶-الف- تصویری از رگه‌های آزبست در توده‌های دیوریتی جنوب علی‌آباد ۱۴۲
- شکل ۵-۶-ب- نمای نزدیکی از کاننه‌زایی کالکوپیریت و مالاکیت در دیوریت‌های شرق روستای دوقله ۱۴۲
- شکل ۵-۶-ج- تصویری از رگه‌های باریت در توده سیینیتی جنوب غرب ده شمس ۱۴۲
- شکل ۵-۶-د- تصویری از کاننه‌زایی باریت به صورت رگه و رگچه‌ای در سنگهای میزبان آتشفشانی- رسوبی در جنوب غرب ده شمس..... ۱۴۲
- شکل ۶-۶- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت و مقایسه آن با آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف ۱۴۶
- شکل ۶-۷- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap-4) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت و مقایسه آن با نمونه آپاتیت موجود در سنگهای گرانیتوئیدی ۱۴۶
- شکل ۶-۸- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap-4) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت و مقایسه آن با نمونه آپاتیت موجود در سنگهای سیینیتی ۱۴۶
- شکل ۶-۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه و نمونه آپاتیت همیجان ۱۴۷
- شکل ۶-۱۰- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های سیینیتی مورد مطالعه و نمونه آپاتیت همیجان ۱۴۷
- شکل ۶-۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) جهت مقایسه الگوهای تغییرات عناصر کمیاب نمونه آپاتیتی مورد مطالعه با آپاتیت‌های چغارت..... ۱۴۷

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه، محدوده‌ای به وسعت تقریبی ۱۶۰ کیلومتر مربع را شامل می‌شود که در بین طولهای جغرافیایی "۳۰'۵۵° تا "۰۰'۰۰°۵۶ شرقی و عرضهای جغرافیایی "۰۰'۴۵° ۳۱ تا "۳۰'۵۲° ۳۱ شمالی واقع شده است. این محدوده در شمال شرق شهرستان بافق در استان یزد و به عبارت دقیق‌تر در جنوب شهر بهاباد قرار دارد (شکل ۱-۱).

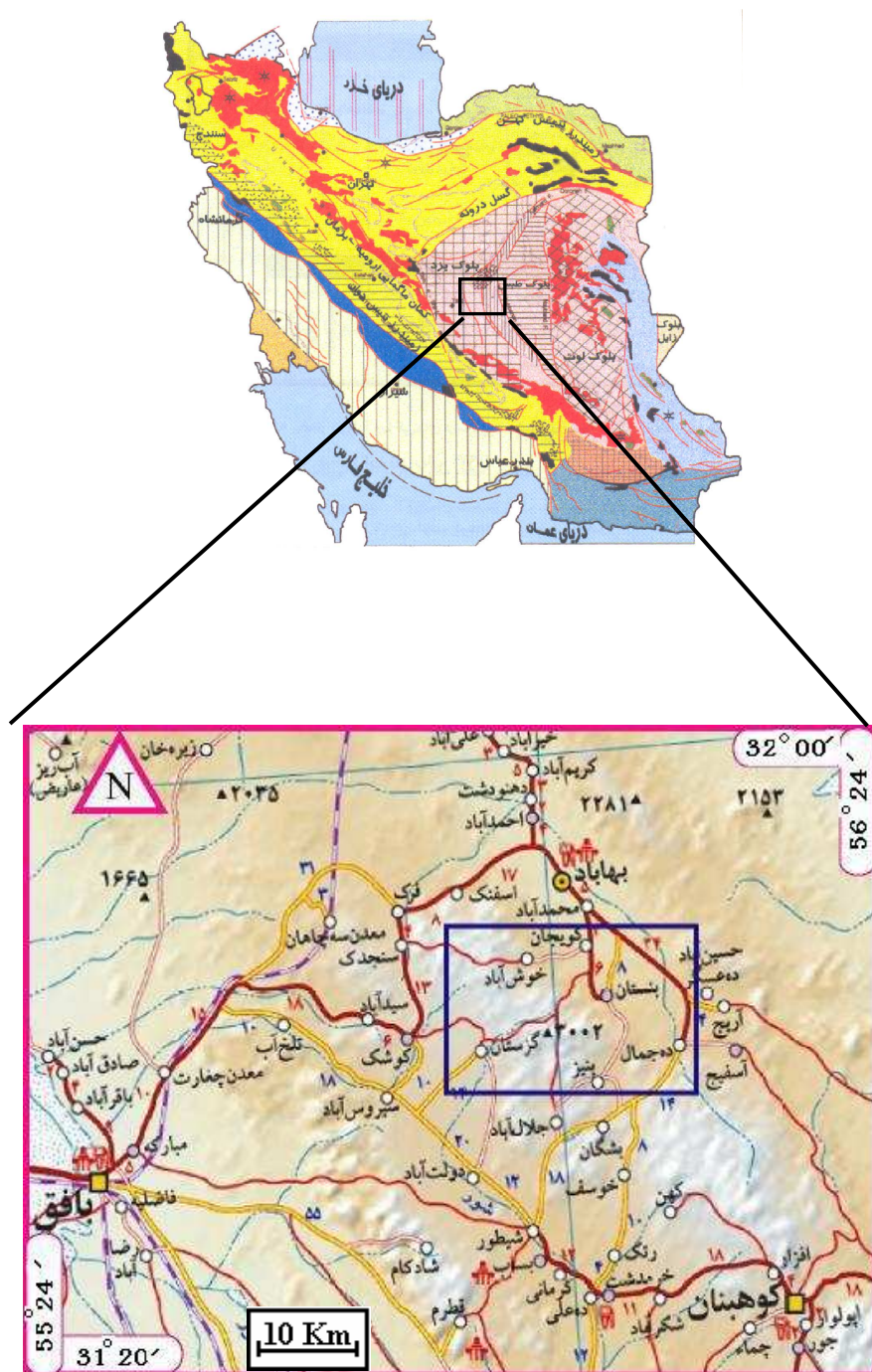
۲-۱- راههای ارتباطی

شهر بهاباد از طریق جاده آسفalte درجه ۲ به طول ۹۵ کیلومتر به شهر بافق مرتبط می‌گردد. برای دسترسی به منطقه مورد مطالعه می‌توان از جاده‌های آسفalte بافق - بهاباد و بهاباد - زرنده استفاده کرد. دسترسی به بخش‌های جنوبی منطقه از طریق جاده آسفalte کوشک - کوهبنان امکان‌پذیر است. از طریق این جاده، دسترسی به روستاهای دهنو، نگین‌گون، درند علیا و غیره میسر می‌گردد. دسترسی به روستاهای شمالی منطقه نظیر فضل‌آباد، عظیم‌آباد، همیجان و غیره به کمک جاده آسفalte بافق - بهاباد و راههای فرعی منشعب شده از آن امکان‌پذیر است. در هر حال دسترسی به منطقه مورد مطالعه، مستلزم طی مسافت طولانی می‌باشد و دسترسی به بخش‌های مرکزی آن، صرفاً از طریق پیاده‌روی میسر است. راههای ارتباطی منطقه در شکل ۱-۱ نشان داده شده است. تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه در شکل ۲-۱ نشان داده شده است.

۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

شهر بهاباد در منطقه کویری واقع شده و از نظر آب و هوا در ناحیه گرم و خشک با تابستانهای بسیار گرم و زمستانهای معتدل و یا سرد کم باران قرار گرفته است. وزش باد همچون سایر قسمت‌های استان یزد، در این منطقه حائز اهمیت است و به علت وجود شنهای روان و لخت بودن دشتهای، موجب طوفانهای سهمگین شنی می‌شود که سرعت آن تا ۹۰ کیلومتر در ساعت می‌رسد. بخش اعظم بارندگی در زمستان رخ می‌دهد. میزان بارندگی متوسط این منطقه، بین ۱۰۰ تا ۳۵۰ میلیمتر در سال می‌باشد که با توجه به ارتفاع، متغیر است. نوسانات درجه حرارت در زمستان و حتی شب و روز بسیار زیاد است. درجه حرارت آن بین ۴۵ درجه سانتی‌گراد بالای صفر تا ۲۰ درجه سانتی‌گراد زیر صفر نوسان دارد. میانگین دمای روزانه در سال بین ۱۱/۹ تا ۲۰/۷ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد. رطوبت نسبی منطقه بین ۴۱ تا ۵۲ درصد در نوسان است.

روستای فضل‌آباد، دارای بیشترین جمعیت روستایی می‌باشد. روستاهای همیجان، عظیم‌آباد و درند علیا دارای تعداد محدودی سکنه هستند. ساکنین برخی از روستاها، صرفاً به صورت فصلی و در فصلهای گرم در آنها حضور پیدا می‌کنند و به دامداری، کشاورزی و یا در شهرهای مجاور به معدنکاری اشتغال دارند. در نواحی همجوار منطقه، معادن در حال بهره‌برداری متعددی وجود دارند که زمینه اشتغال را برای بسیاری از اهالی شهرها و روستاها فراهم کرده‌اند.

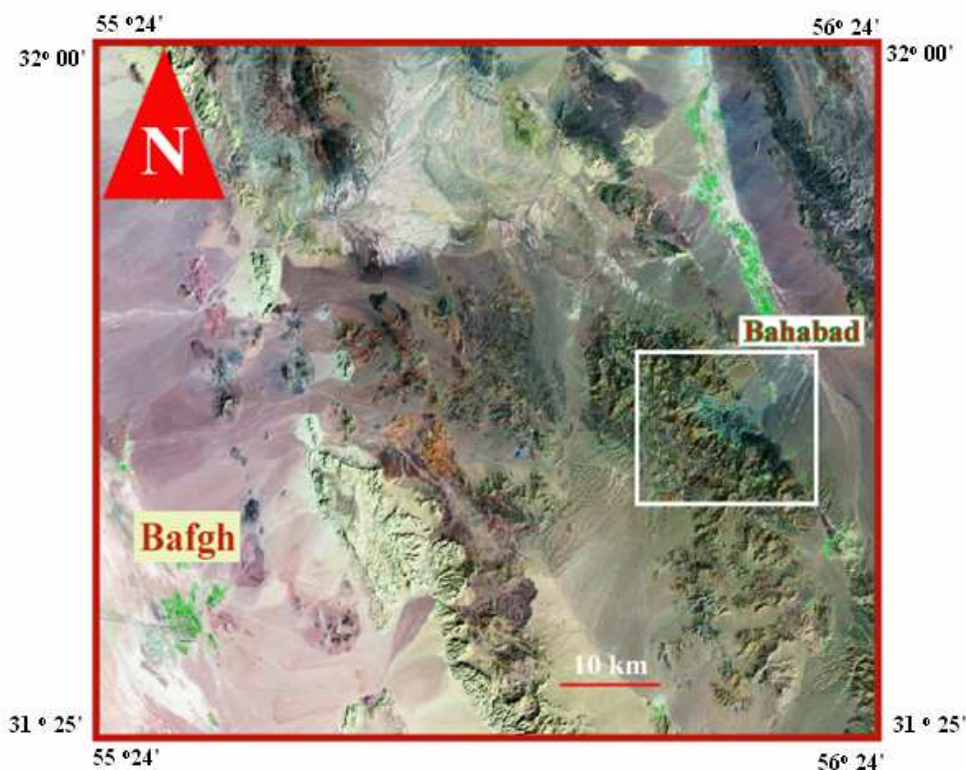


شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راههای ارتباطی آن (محدوده مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده است). قاعده تصویر برابر ۱۳۰ کیلومتر است (اقتباس از سایت اطلس جامع راههای ایران).

۳-۱- ژئومورفولوژی منطقه

شکل کلی منطقه بهاباد بصورت هورست و گراین می باشد که دو سری ارتفاعات موازی در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی آن کشیده شده است. از نظر فرسایشی سنگهای بخش جنوب، جنوب غربی و غرب منطقه، مقاومت بیشتری در برابر فرسایش و هوازگی داشته و ارتفاعات بلندی را بوجود آورده اند. در مقابل، ارتفاعات شرقی و شمال غربی منطقه بدلیل ماهیت سنگ شناختی و مقاومت کمتر

در برابر فرسایش، ارتفاع کمتری داشته و بیشتر به صورت تپه ماهور و کوههای کم ارتفاع ظاهر شده- اند.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط کادر مشخص شده است. (تصویر ماهواره‌ای Aster).

۴-۱- مطالعات قبلی

سنگهای آذرین منطقه جنوب بهاباد، تا کنون مورد بررسی و مطالعه پترولوژیکی جامع قرار نگرفته‌اند. تنها مطالعات صورت گرفته در این منطقه شامل مطالعات صحرایی و پتروگرافی جهت تعیین انواع واحدهای سنگی برای تهیه چند نقشه زمین‌شناسی از جمله نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۹۹۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافق (امینی و همکاران، ۱۳۸۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد (مهدوی، ۱۹۹۶) بوده است. ولی در مناطق مجاور بخصوص در منطقه بافق، که به لحاظ قرارگیری معادن سنگ آهن مرکزی ایران از نظر اقتصادی حائز اهمیت است، مطالعاتی در رابطه با ژنز کانسارها و ارتباط آنها با سنگهای در برگیرنده و ماگماتیسم ناحیه صورت گرفته است که در زیر به مواردی از آنها اشاره می‌شود. در اینجا متذکر می‌شویم که ذکر نتایج مطالعات قبلی به منزله صحت آنها نیست و بعضی از نتایج با واقعیت‌های زمین‌شناسی موجود در تضاد است. لذا صرفاً به معرفی آنها می‌پردازیم:

- کنعانیان و همکاران (۱۳۷۶) سنگهای آتشفشانی و توده‌های نفوذی شمال شرق اردکان را مورد مطالعه قرار داده‌اند. به عقیده آنها سنگهای آتشفشانی این منطقه، شامل گدازه‌های ریولیتی، کوارتزپورفیر، ایگنیمبریت و توفهای اسیدی است که، گرانیت‌های نیمه‌عمیق و هلولوکوکرات

در بستگون در آنها تزریق شده است. به عقیده آنان، ماگماتیسیم منطقه از نوع دوگانه بوده و در یک محیط ریفتی در پروتروزوئیک پایانی- اوایل کامبرین صورت گرفته است.

- عسکری (۱۳۷۶) با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای، قابلیت‌های اکتشافی - معدنی منطقه اسفوردی را تعیین کرده و کانی‌سازی آپاتیت لکه سیاه را مورد بررسی قرار داده است. به اعتقاد وی، سیینیت، ریوداسیت، میکرومونزونیت، گابرو و ریولیت‌گرانوفیر، سنگهای آذرین این منطقه را تشکیل می‌دهند. ایجاد این سنگ‌ها با فعالیت‌های ماگمایی درون قاره‌ای مرتبط هستند.

- شریفی (۱۳۷۶) گرانیتوئیدهای نواحی اسفوردی - زیرگان در ایران مرکزی را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. به عقیده وی، اغلب سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه به پرکامبرین - اینفراکامبرین و کامبرین تعلق دارند.

- موسوی‌نسب (۱۳۷۶)، ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن چغارت را مورد بررسی قرار داده و معتقدند که عامل سازنده کانسار آهن چغارت مجموعه پیچیده‌ای از عوامل ماگمایی، ولکانوسدیمنت، هیدروترمال، پنوماتولیتی و غیره می‌باشد و ماگمای مادر آن، یک ماگمای قلیایی غنی از آهن، فسفر و مواد فرّار با منشاء عمیق بوده که در محیط درون صفحه قاره‌ای با سیستم کششی تشکیل شده است.

- موسوی ماکوئی (۱۳۷۷)، توده گرانیتی ناریگان در شمال غربی منطقه را مورد مطالعه قرار داده و سن آن را به اینفراکامبرین - کامبرین نسبت داده‌اند.

- فرخندی سرخابی (۱۳۷۸)، سن رادیومتری کانی‌زایی آهن - آپاتیت منطقه بافق را بسیار جوانتر از پرکامبرین و به اردوویسین (۴۸۰-۴۳۰ میلیون سال) نسبت داده‌اند که با شواهد چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه کاملاً سازگار است.

- امینی و همکاران (۱۳۸۲) واحدهای سنگی منطقه بافق را مورد مطالعه قرار دادند. به اعتقاد آنها، سنگهای دگرگونی این منطقه، همان مجموعه بنه شورو است که توسط توده‌های نفوذی آلکالی - گرانیت صورتی رنگ، سنگهای کوارتز فلدسپاتی میلونیتی شده و دایکهای دیابازی قطع شده‌اند. بر روی سنگهای دگرگونی بنه شورو، سری ریزو قرار دارد که شامل گدازه‌های ریولیتی، آندزیتی و توفهای اسیدی به شدت تکتونیزه است و توسط توده‌های نفوذی مونزودیوریتی، سیینیتی و آلکالی - گرانیتی قطع شده‌اند. به اعتقاد هوشمندزاده (۱۳۶۷) توده‌های آلکالی گرانیت صورتی رنگ در شمال شرقی ورقه بافق به وسیله دایک‌ها و توده‌های کوچک دیابازی، میکروگابرویی و میکرودیوریتی سبز تیره قطع شده‌اند. وی تشکیل سنگهای دگرگونی هم ارز بنه شورو و گرانیت‌زایی منطقه را به فازهای تکتونیکی پن آفریکن در شرایط فشارهای هم گرا در پوسته زمین، مرتبط دانسته و پیامد آن را فعالیت شدید ماگمایی بازیک و همزمان با آن تشکیل توده‌های متعدد معدنی آهن در اردوویسین زیرین می‌داند.

- قادری و رضانی (۱۳۸۴)، کانی‌سازی آهن - آپاتیت کامبرین در ناحیه معدنی بافق را با یافته‌های جدید حاصل از تعیین سن به روش اورانیوم - سرب مورد بررسی قرار دادند. آنها سن تبلور آپاتیت رشد یافته با کانه آهن در کانسار آهن چغارت در ناحیه بافق را 518 ± 6 میلیون سال بدست

آورده و معتقدند که این سن با دوره مهم فعالیت ماگمایی (ولکانیسم ریولیتی و جایگزینی گرانیتوئیدی) با سن کامبرین زیرین همپوشانی دارد. لذا کانی‌سازی آهن چغارت را همزمان و یا اندکی پس از جایگزینی لوکوگرانیت زیرگان و توده‌های وابسته به آن و از نظر ژنتیکی مرتبط با آن واقعه ماگمایی دانسته‌اند. سن بدست آمده با شواهد چینه‌شناسی سازگار نیست.

- مختاری و نفیسی (۱۳۸۴)، توده‌های سیینیتی منطقه بافق را مورد مطالعه قرار داده است. آنها معتقدند که بین توده‌های سیینیتی و کانسنگ‌های آهن-آپاتیت منطقه بافق، ارتباط ژنتیکی وجود دارد.

۱-۵- اهداف

با توجه به اهمیت پدیده ریف‌زایی در کامبرین زیرین در ایران مرکزی و به دنبال آن، ماگماتیسم آلکال و پیدایش کانسارهای مختلف در ناحیه معدنی بافق - اسفوردی، بررسی این موضوع در بازسازی رویدادهای تکتونوماگمایی پالئوزوئیک ایران مرکزی، حائز اهمیت است. سنگهای آذرین رخنمون‌یافته در منطقه جنوب بهاباد واقع در بلوک پشت‌بادام نیز متعلق به پالئوزوئیک زیرین هستند. لذا بررسی آنها از نظر پترولوژیکی و تعیین محیط تکتونوماگمایی تشکیل آنها در بازسازی رخدادهای گذشته زمین‌شناسی ایران در این منطقه، مفید خواهد بود.

علاوه بر این، در منطقه جنوب بهاباد کانه‌زایی‌های مختلفی از جمله آهن، آپاتیت، منگنز، باریت و غیره در ارتباط با سنگهای آذرین صورت گرفته که از نظر منشاء و سن، شباهت بسیاری به دیگر کانسارهای موجود در منطقه بافق - اسفوردی دارند. لذا مطالعه این سنگها از نظر اقتصادی نیز حائز اهمیت است. اهداف این مطالعه عبارتند از:

- بررسی دقیق روابط صحرایی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری.
- بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های آذرین رخنمون یافته در منطقه به منظور شناخت کانیهای تشکیل دهنده آنها و چگونگی روند تبلور ماگما.
- بررسی ماهیت ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی به ویژه از لحاظ عناصر کمیاب و خاکی نادر.
- تعیین طیف ترکیبی توده‌های نفوذی و سنگهای آتشفشانی، سری ماگمایی و پتروژنز آنها بر اساس ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی.
- تعیین منشاء و جایگاه تکتونیکی رخداد آنها به‌خصوص در ارتباط با حادثه ریف‌زایی و ماگماتیسم پالئوزوئیک زیرین در ایران مرکزی.
- بررسی کانه‌زایی‌های صورت گرفته در رابطه با ماگماتیسم منطقه و مقایسه آنها با کانسارهای مشابه در نواحی مجاور. بدون شک نتایج این تحقیق در روشن شدن برخی ابهامات در مورد سن، منشاء و ژنز کانسارهای منطقه مؤثر خواهد بود.
- کمک به تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اصلاح نقشه‌های قبلی بر اساس مطالعات صحرایی و پتروگرافی و ژئوشیمیایی دقیق.

۱-۶- روش مطالعه

- بررسی تصاویر ماهواره‌ای با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰۰۰۰ و نقشه راه‌های ارتباطی منطقه.
- بررسی مطالعات قبلی صورت گرفته در منطقه و مناطق مجاور آن.
- عملیات صحرایی شامل، مطالعه روابط صحرایی توده‌ها و سنگ‌های میزبان آنها و نمونه‌برداری از توده‌های آذرین منطقه.
- تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی از سنگ‌های آذرین و کانه‌های مرتبط و انجام مطالعات پتروگرافی.
- آنالیز شیمیایی سنگ کل از نمونه‌های سنگی منتخب.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی توسط نرم‌افزارهای پترولوژیکی مختلف از جمله **Igpet**، **GCDKIT** و **Exell**.
- جمع‌بندی نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به منظور تعیین منشاء و فرایندهای سازنده سنگ‌های آذرین منطقه و مقایسه آنها با نقاط مشابه در دنیا.
- جهت دستیابی به اهداف مذکور، بازدید صحرایی از منطقه مورد مطالعه در ماههای فروردین و آبان سال ۱۳۸۶ صورت گرفت و منطقه در ۳۰ ایستگاه صحرایی، مورد مطالعه و نمونه‌برداری قرار گرفت. با توجه به هوازدگی و دگرسانی سنگ‌های آذرین منطقه، سعی شد حتی‌الامکان از نمونه‌های سالم و دگرسان نشده، نمونه‌برداری شود. مختصات جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، توسط **GPS** تعیین و ثبت گردید. سپس از نمونه‌های برداشت شده، تعداد ۱۰۰ عدد مقطع نازک و ۱۰ عدد مقطع نازک صیقلی جهت مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی تهیه گردید. همچنین جهت درک و فهم بهتر حوادث صورت گرفته در منطقه، حدود ۶۰۰ عدد مقطع نازک و صیقلی تهیه شده جهت تهیه نقشه-های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ و هریسک مورد استفاده قرار گرفته است. به دنبال مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی و تعیین انواع سنگ‌های آذرین درونی و خروجی منطقه، مشخص شد که بسیاری از آنها در نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی تعیین نشده و یا به شکل واحدهای دیگر نشان داده شده‌اند. لذا نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و پتروگرافی این تحقیق در اصلاح نقشه‌های زمین-شناسی قبلی و تهیه نقشه‌های جدید، راهنمای مفیدی خواهد بود.
- پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۲۰ نمونه از واحدهای آذرین منطقه بر اساس تنوع سنگ‌شناسی آنها، انتخاب و جهت آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه **ACME** کشور کانادا ارسال گردید و نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌ها به روشهای مختلف مورد پردازش قرار گرفت. در پایان بر اساس نتایج حاصل از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نمونه‌ها و مقایسه آنها با مناطق مشابه در دیگر نقاط دنیا، منشاء، جایگاه تکتونیکی و سازوکار تشکیل سنگ‌های منطقه در ارتباط با ماگماتیسم پالئوژئیک زیرین در ایران مرکزی تعیین گردید.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه، بخشی از بلوک پشت‌بادام در خرده قاره ایران مرکزی است که به واسطه قرار گرفتن در زون کانه‌دار حاوی آهن، آپاتیت، سرب، روی و اورانیوم از اهمیت زیادی برخوردار است. این منطقه تاکنون در قالب پروژه‌های تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ و پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد و دکتری و دیگر پروژه‌های تحقیقاتی مورد مطالعه قرار گرفته‌است. از جمله این پروژه‌ها می‌توان به تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۹۹۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافق (امینی و همکاران، ۱۳۸۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد (مهدوی، ۱۹۹۶) اشاره کرد. کنعانیان و همکاران (۱۳۷۶)، عسکری (۱۳۷۶)، شریفی (۱۳۷۶)، موسوی‌نسب و همکاران (۱۳۷۶)، سامانی (۱۳۷۷)، دهقانی (۱۳۷۷)، موسوی‌ماکوئی (۱۳۷۷ و ۱۳۷۹)، حیدری (۱۳۷۵)، فرخندی سرخابی (۱۳۷۸)، بنیادی (۱۳۷۸)، امینی و همکاران (۱۳۸۲)، مختاری و نفیسی (۱۳۸۴)، قادری و رضانی (۱۳۸۴) و رضانی و تاگر (۲۰۰۳) از جمله محققانی هستند که منطقه مورد مطالعه یا مناطق همجوار آن را در قالب پایان‌نامه و یا پروژه تحقیقاتی مورد بررسی قرار داده‌اند. اما تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ این فرصت را بوجود آورده تا در پرتو ابزارهای جدید، دستاوردهای محققین گذشته و دیدگاههای ژئودینامیکی جدید در مورد این منطقه، از جنبه‌های نوینی مورد بررسی قرار گیرند که نتایج با ارزشی به همراه داشته است. از جمله این نقشه‌ها می‌توان نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد (سبزه‌ئی، ۱۳۸۶، چاپ نشده)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (صادقیان، ۱۳۸۶، چاپ نشده)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک (نوگل سادات، ۱۳۸۶، چاپ نشده) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمدآباد (فرح دوست، ۱۳۸۶، چاپ نشده) را نام برد. مطالعات صورت گرفته در این پایان‌نامه، با نگاهی جامع به مسائل پترولوژی و مسائل مرتبط با حوضه‌های رسوبی و عناصر تکتونیکی صورت گرفته‌است. بدیهی است که مطالعات جدید نیز، با وجود آنالیزهای ایزوتوپی و تعیین سن تکمیل خواهند شد. لازم به ذکر است جهت تعیین سن نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، نمونه‌هایی توسط شرکت پارس‌کانی برداشت شده و به کشور اتریش ارسال شده است که هنوز داده‌های آن دریافت نشده است.

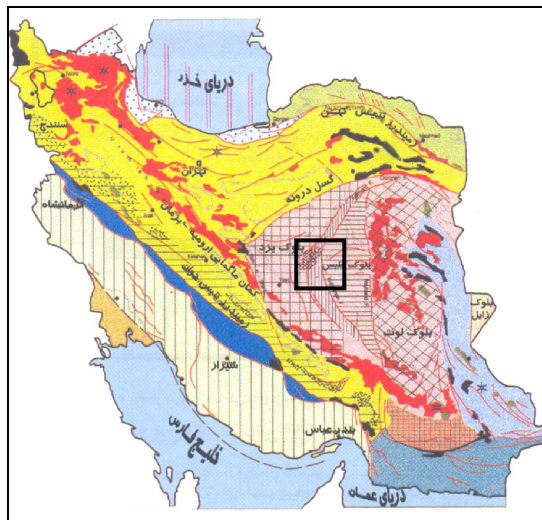
۲-۲- زمین‌شناسی بلوک پشت بادام

بخش شرقی استان یزد که در محدوده خرده قاره ایران مرکزی واقع شده‌است، از غرب به شرق چندین بلوک از جمله بلوک‌های یزد، پشت بادام و طبس را شامل می‌شود. منطقه جنوب بهاباد از نظر تقسیمات ساختاری ایران در بلوک پشت بادام واقع شده‌است (شکل ۲-۱). ناحیه بافق - پشت بادام یک زون ریفتی با امتداد شمالی - جنوبی است که در حاشیه زون ساختاری ایران مرکزی و در غرب بلوک لوت واقع شده‌است. رخداد ریفتی مذکور مربوط به بعد از پرکامبرین می‌باشد (مختاری و نفیسی، ۱۳۸۴). در این تحقیق بخشی از سنگهای آذرین منطقه جنوب بهاباد واقع در بلوک پشت بادام مورد مطالعه قرار گرفته است. این سنگها به صورت توده‌های نفوذی با طیف ترکیبی گابرو،

گابرو دیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، سینییت، گرانیت و همچنین سنگهای آتشفشانی با ترکیب ریولیت و بازالت در منطقه رخنمون دارند.

۳-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

براساس شرح نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد (مهدوی، ۱۹۹۶)، ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی (سهیلی و مهدوی، ۱۹۹۱) و نقشه ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (صادقیان، ۱۳۸۶، چاپ نشده) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق، در منطقه جنوب بهاباد واحدهای سنگی مربوط به کامبرین، اردوویسین، سیلورین، تریاس، ژوراسیک، پالئوسن، میوسن، پلیوسن و کواترنری رخنمون دارند. در این فصل، واحدهای سنگی مرتبط با سنگهای آذرین مورد مطالعه که غالباً دارای سن کامبرین تا آغاز سیلورین می‌باشند، به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زونهای ساختمانی ایران در مقیاس: ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (آقاباتی، ۱۳۸۳).

۳-۱- کامبرین زیرین

به طور کلی بیشترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه، متعلق به این دوره زمانی هستند. این واحدهای سنگی را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد: مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی-رسوبی سری ناریگان (معادل سریهای ریزو و دزو) و ماسه سنگ قرمز لالون (سازند لالون).

الف- مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی - رسوبی سری ناریگان

سنگهای آتشفشانی- رسوبی درهم آمیخته در بخش‌های جنوبی و مرکزی منطقه، همچنین در قسمتهایی از شمال شرقی، رخنمون دارند. در این مجموعه، سنگهای آتشفشانی با ماهیت اسیدی از جمله ریولیت، داسیت، پومیس توف، ایگنمبریت و غیره به همراه گدازه‌های بازالتی - آندزیتی رخنمون دارند. همچنین، سنگهای آتشفشانی- رسوبی با ماهیت سیلتستون توفی و ماسه سنگ توفی، لیتیک توف، توف ریولیتی، توف سبز و گدازه‌های برشی شده نیز رخنمون دارند (شکل‌های ۲-۲ و ۳-۲). این مجموعه سنگی از لحاظ ساختاری بسیار به هم ریخته بوده، بطوریکه تفکیک واحدهای سنگی آن از یکدیگر به سختی صورت می‌گیرد. از این رو، تحت عنوان مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی -

رسوبی سری ناریگان معرفی شده است (سبزه‌ئی، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد، چاپ نشده). سری ناریگان از لحاظ واحدهای سنگی با سریهای ریزو و دزو که در ناحیه کرمان توسط هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) و اشتوکلین (۱۹۹۰) تعریف شده، معادل است. در این تحقیق برای واحد آتشفشانی - رسوبی کامبرین آغازین منطقه، از نام سری ناریگان استفاده شده است. با توجه به فسیل‌های آرکئوسیاتید موجود در سنگ‌های آهکی متعلق به این مجموعه، این سری دارای سن کامبرین‌زیرین می‌باشد (سبزه‌ئی، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی علی‌آباد، چاپ نشده). بررسیهای همزمان از دیدگاه سنگ‌شناسی آذرین، دگرگونی و رسوبی، مبین آن است که سنگهای آتشفشانی - رسوبی این مجموعه در حوضه‌های رسوبی کم‌عمق مرتبط با ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند، سپس در اثر فعالیتهای تکتونیکی بعدی، سنگهای آن درهم ریخته و مجموعه‌ای را بوجود آورده‌اند که در حال حاضر، تفکیک آن به زحمت صورت می‌گیرد. با توجه به ساختار ریفتی منطقه، حجم زیادی از سنگهای آتشفشانی فلسیک نظیر ریولیت یا سنگهای آذرآواری فلسیک نظیر پومیس توف ریولیتی، لیتیک توف ریولیتی - داسیتی، توف سبز، ایگنیمبریت و غیره در این حوضه ساختاری یافت می‌شوند که غالباً با رسوبات حوضه‌های دریایی کم‌عمق نظیر ماسه‌سنگ، ژئپس، آهک، آهک دولومیتی و مارنهای رنگارنگ همراه می‌باشند. به علاوه سنگهایی با ترکیب بازالت و آندزیت - بازالت نیز در این مجموعه یافت می‌شوند که در برخی موارد با سنگهای آتشفشانی - تخریبی، همراه هستند. رخنمون وسیعی از این گدازه‌ها، در بخش شرقی منطقه در مجاورت گرانیتهای مشاهده می‌شود. در افق‌های دولومیتی همراه با آنها، بعضاً میان‌لایه‌های چرتی دیده می‌شود که تشکیل این چرتها را می‌توان ناشی از ولکانیسم زیردریایی دانست (شکل ۲-۴). این گدازه‌ها که جزئی از سری ناریگان هستند، در برخی نقاط توسط دیگر واحدهای این سری پوشیده می‌شوند و در بعضی نقاط با آنها رابطه بین‌انگشتی (جانبی) دارند. این امر مؤید وقوع فعالیت آتشفشانی در یک محیط ریفتی در حال رسوبگذاری است. ریولیت‌ها، بازالت‌ها و سنگهای آذرآواری نامبرده در برخی نقاط، دگرگونی درجه پایین تا متوسطی در حد رخساره زیر شیست‌سبز را متحمل شده‌اند که باعث تشکیل سریست‌شیست‌ها از سنگ‌های ریولیتی، شیست‌های سبز از بازالت‌ها و آهک‌ها و دولومیت‌های تبلور مجدد یافته از واحدهای آهکی دولومیتی گردیده است. این مجموعه آتشفشانی - رسوبی در قسمتهای بالایی خود به تدریج به یک توالی آهکی - دولومیتی (واحد کربنات فوقانی) ختم می‌شود (نوگل سادات، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک) که گهگاه ضخامت آن به صدها متر می‌رسد و حاوی آثار فسیلی نظیر آرکئوسیاتید و استروماتولیت می‌باشند (شکل ۲-۵). بعضی از استروماتولیت‌ها حالت گنبدی داشته و اندازه آنها به چند دسی‌متر می‌رسد (شکل ۲-۶). این واحد در تصاویر ماهواره‌ای با رنگ نارنجی - قهوه‌ای، بر روی سنگهای آتشفشانی مجموعه آتشفشانی - رسوبی مشاهده می‌شوند.

حضور مقادیر قابل ملاحظه‌ای گچ به همراه مارن‌های رنگی در جنوب فضل‌آباد (جنوب بهاباد) و همچنین وجود گچ در شرق کوه ناریگان (شمال غرب روستای ناریگان) مؤید رسوبگذاری در بخش‌های ساحلی یا کم‌عمق حوضه ریفتی مورد نظر می‌باشد. لازم به ذکر است، در بخشهایی از منطقه، مجموعه آتشفشانی - رسوبی ناریگان به طور دگرشیب بر روی ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ معروف به

سری خارنگان قرار می‌گیرند. ماسه‌سنگ قرمز خارنگان در جنوب کوه دوقله رخنمون دارد و سن اوایل کامبرین برای آن در نظر گرفته شده‌است (نوگل سادات، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی هریسک، چاپ نشده). تعیین سن‌های انجام شده توسط رمضانی و تاکر (۲۰۰۳)، بر روی نمونه‌های آتشفشانی، سن کامبرین آغازین را برای این مجموعه آتشفشانی - رسوبی تأیید می‌کند. نمونه‌هایی از ریوداسیت پورفیری کوه دوزخ دره و داسیت پورفیری کوه زیرگان توسط آنها به روش اورانیوم - سرب تعیین سن شده و سن $527/9 \pm 1$ میلیون سال را نشان داده‌است. بنابراین واحد آتشفشانی - رسوبی ایران مرکزی، سن کامبرین پیشین داشته و متعلق به پرکامبرین نیست. این واحد آتشفشانی - رسوبی با یک ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگ‌های تخریبی سازند تاشک قرار گرفته است. کربناته‌های واحد آتشفشانی - رسوبی کامبرین در ناحیه زیرگان و به طرف جنوب در ناحیه بافق، به طور ناپیوسته در زیر ماسه‌سنگ‌های قرمز و کنگلومراهای (سازند داهو یا لالون) با سن کامبرین زیرین قرار گرفته‌اند (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). البته در منطقه جنوب بهاباد بخش بالایی مجموعه آتشفشانی - رسوبی نارینگان در حوالی روستای باغدر توسط ماسه سنگ لالون با مرز عادی پوشیده می‌شود (نوگل سادات، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی هریسک، چاپ نشده). ویژگیهای ماسه سنگ لالون در مباحث بعدی ارائه خواهد شد.

مجموعه آتشفشانی - رسوبی سری نارینگان به سن کامبرین در منطقه مورد مطالعه توسط تعداد زیادی دایک، آپوفیز و توده‌های کوچک و بزرگ گابرویی، دیوریتی، سینییتی و گرانییتی بعد از کامبرین قطع گردیده‌است.

ب - سازند لالون

در منطقه مورد مطالعه، پس از کاهش فعالیت‌های آتشفشانی کامبرین زیرین، حجم رسوبات تخریبی ماسه‌سنگی افزایش یافته و با بر جای گذاشتن واحد ماسه‌سنگی قرمز همراه بوده است. این واحد ماسه سنگی به ماسه‌سنگ لالون مشهور است و به طور هم‌شیب بر روی واحد کربنات فوقانی سری نارینگان قرار گرفته است. این سازند در شمال شرق روستای بموئیه، جنوب غرب ده‌شمس، شمال دهنو، جنوب درند علیا و غیره رخنمون دارد. در شمال شرق بموئیه، ماسه سنگهای لالون به تدریج به تناوبی از شیل‌های سبزرنگ و ماسه‌سنگهای قرمز مایل به سبز تبدیل می‌گردند و در نهایت به واحد ماسه سنگی سفیدرنگ معروف به کوارتزیت رأسی ختم می‌شوند. این ماسه‌سنگهای سفیدرنگ توسط آهکهای کرمی‌شکل میلا (کوهبنان) و دولومیت شتری پوشیده می‌شوند (شکل ۲-۷). در غرب روستای جوزی، شمال شرق روستای نگین‌گون و شمال روستای درند علیا، ماسه‌سنگ لالون توسط دایک‌ها و استوک‌های کوچک و بزرگ گابرو/دیوریتی قطع شده‌است.

۲-۳-۲ - کامبرین میانی - بالایی

در منطقه مورد مطالعه در شمال شرق روستای بموئیه، کوارتزیت سفیدرنگ و ماسه‌سنگ لالون توسط آهکهای خاکستری‌رنگ پوشیده شده‌است. این واحد آهکی، سازند میلا (کوهبنان) می‌باشد (شکل ۲-۸). در مناطق همجوار، در سنگهای آهکی منسوب به سازند کوهبنان (معادل میلا)، تریلوبیت از نوع ردلیشیا (اسلام دوست، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مزرعه مشیریه،

چاپ نشده) و اورتیت (صادقیان، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰ اسفنگ، چاپ نشده) یافت شده‌است.

الف- سازند میلا (کوهبنان)

این سازند از دو بخش تشکیل شده‌است. بخش پایینی آن از تناوب آهک مارنی نازک لایه حاوی تریلوبیت و اورتید تشکیل شده‌است و در شمال شرق روستای بموئیه، شمال شرق روستای ده شمس و غرب روستای خوریان رخمون دارد. بخش‌های بالایی آن که به نام کوهبنان ۲ معروف است، تقریباً فاقد فسیل بوده و حاوی لایه‌های متناوب آهکی- دولومیتی استروماتولیتی می‌باشد که از ضخامت قابل توجهی برخوردار است. لایه‌بندی منظم و تناوب لایه های تیره و روشن از ویژگیهای بارز این واحد آهکی دولومیتی است و در آنها به ندرت فسیل استروماتولیت یافت می‌شود (شکل‌های ۲-۸ و ۲-۹). کوهبنان ۲ در شمال غرب روستای دهنو و همچنین در شمال روستای ناریگان با سطح تماس گسلی بر روی مجموعه آتشفشانی- رسوبی ناریگان رانده شده‌است. سازند کوهبنان اولین بار توسط هوکریده و همکاران (۱۹۶۲) در شمال کرمان شناسایی و نامگذاری شده است. ولفارت و حمدی (۱۳۷۴)، تغییرات سنی سازند کوهبنان را اواخر کامبرین زیرین تا کامبرین میانی می‌دانند. در شمال روستای دهنو، سازند آهکی کوهبنان (بخش بالایی آن) توسط آپوفیزها و دایک‌های دیوریتی قطع شده‌است.

۲-۳-۳- اردوویسین

واحدهای سنگی متعلق به اردوویسین در منطقه مورد مطالعه شامل شیل و ماسه‌سنگ‌های به رنگ سبز است که در جنوب غرب روستای نگین‌گون در حد فاصل بین آهک‌های دولومیتی شده سیلورین و آهک‌های دولومیتی بخش بالایی کوهبنان (میلا) رخمون دارند (شکل ۲-۱۰). این سنگها معادل شیل و ماسه سنگ‌های سازند شیرگشت است. روتنر و همکاران (۱۹۶۸) نهشته‌های دریایی از نوع شیل، ماسه سنگ، مارن و سنگ‌های کربناته فسیل‌دار ناحیه شیرگشت را سازند شیرگشت نامیده اند. حجم اصلی این سازند را انباشته‌های شیلی و ماسه سنگی سبز رنگ تشکیل می‌دهد.



شکل ۲-۳- تصویری از سنگهای آتشفشانی سری نارینگان (روستای همیجان).



شکل ۲-۲- تصویری از مجموعه آتشفشانی - رسوبی به همراه افق‌های دولومیتی سری نارینگان.



شکل ۲-۵- تصویری از واحد کربنات فوقانی سری نارینگان و مرز تدریجی مجموعه آتشفشانی - رسوبی به واحد کربنات فوقانی (دره پوستیون).



شکل ۲-۴- تصویری از افق‌های دولومیتی به همراه لایه های چرتی در سری نارینگان (دره پوستیون).



شکل ۲-۷- ماسه‌سنگ لالون و کوارتزیت که توسط آهکهای میلا و توالی تریاس با مرز گسلی پوشیده شده است (شمال شرق روستای بموئیه).



شکل ۲-۶- تصویری از استروماتولیت‌های گنبدی در واحد کربنات فوقانی سری نارینگان (دره پوستیون).



شکل ۲-۸- تصویری از لایه‌بندی منظم و تناوب لایه - شکل ۲-۹- تصویری از ساختهای استروماتولیتی در واحد های تیره و روشن در واحد آهکی دولومیتی میلا آهکی دولومیتی میلا (جنوب غرب روستای نگین گون). (جنوب غرب روستای نگین گون).

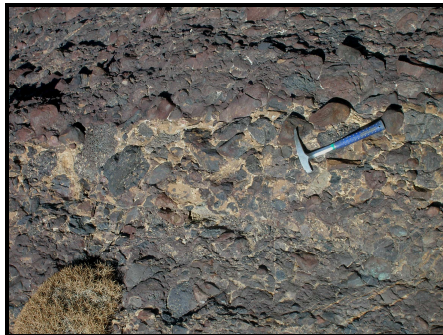


شکل ۲-۱۰- تصویری از شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز زیتونی اردووسین که در مجاورت سنگ‌های آهکی - دولومیتی کوهبنان ۲ و آهک‌های دولومیتی شده سیلورین قرار گرفته‌است (جنوب غرب روستای نگین گون).

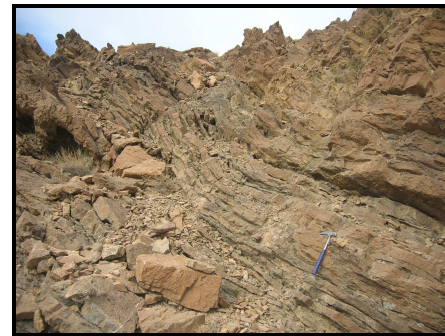
۲-۳-۴- سیلورین

در قاعده سنگهای سیلورین منطقه، بازالت‌هایی به رنگ سیاه و با ساخت پورفیری- بادامکی یافت می‌شوند که رخنمون کوچکی از آنها در شمال روستای نگین‌گون توسط کنگلومرای پلی ژنتیک پوشیده شده‌است (شکل ۲-۱۱). این بازالت‌ها در واقع بازالت‌های قاعده سازند نیور هستند که در منطقه شیرگشت طبس نیز رخنمون دارند. این بازالت‌ها در شیرگشت طبس ماهیت آکالن داشته و از ماگماهای نشأت گرفته از گوشته متاسوماتیسم شده، منشاء گرفته‌اند (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵ و قاسمی و درخشی، ۱۳۸۷). بر روی بازالت‌ها، افقی از کنگلومرا به رنگ سیاه دیده می‌شود که بخش عمده‌ای از قلوه سنگهای سازنده آن دارای ترکیب بازالتی است (شکل ۲-۱۲). قلوه‌ها و قطعات ریز و درشتی از ماسه سنگهای لالون، آهک‌های میلا، آهک و قطعات آتشفشانی تخریبی متعلق به کامبرین زیرین نیز در آنها یافت می‌شود. سنگهای سیلورین ایران نخستین بار توسط روتنر و همکاران (۱۹۶۸) سازند نیور نامیده شد. این سازند سنگ آهک‌های مرجان‌دار به رنگ قهوه‌ای تیره با میان‌لایه‌هایی از شیل و یک بخش دولومیتی در قسمت زیرین را شامل می‌شود (آق‌نابتی، ۱۳۸۳). واحدهای رسوبی متعلق به این دوره، سری نسبتاً ضخیمی از رسوبات آهک دولومیتی شده فسیل‌دار به رنگ کرم تا صورتی هستند که در شمال و شمال غرب روستای نگین‌گون رخنمون دارند (شکل ۲-۱۳). بر اساس فسیلهای موجود در این سنگها، سن آنها اواسط تا اواخر سیلورین (آشکوب‌های ونلوکین- لودلووین) می‌باشد. در واقع این آهک‌ها معادل سازند نیور در سایر نقاط ایران است. فسیلهای یافت شده در این

آهک‌ها شامل: دوکفه‌ای رینکوترتا، بریوزوآ، مرجان و ساقه‌های کرینوئید است که همگی متعلق به سیلورین هستند (صادقیان، ۱۳۸۶، شرح نقشه زمین شناسی اسفنگ، چاپ نشده) (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۱- تصویری از بازالت و کنگلومرای قاعده سازند نیور در شمال غرب روستای نگین‌گون. شکل ۲-۱۲- تصویری از کنگلومرای قاعده سازند نیور (سیلورین) در شمال غرب روستای نگین‌گون که غنی از قلوه‌های بازالتی می‌باشد.



شکل ۲-۱۳- تصویری از آهک‌های دولومیتی شده سیلورین (شمال غرب روستای نگین‌گون). شکل ۲-۱۴- تصویری از فسیلهای دو کفه‌ای رینکوترتا و بریوزوآی موجود در آهک‌های سیلورین (شمال غرب روستای نگین‌گون).

۲-۳-۵- دونین، کربنیفر، پرمین و کرتاسه

سنگهای متعلق به دونین، پرمین و کرتاسه در خارج از محدوده مورد مطالعه در کوه سه‌گوش در چهارگوش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمدآباد رخنمون دارند (شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمدآباد، فرح دوست، ۱۳۸۶، چاپ نشده). از آنجا که سنگهای متعلق به این دوره زمانی، در منطقه مورد مطالعه رخنمون ندارند، از ذکر جزئیات آنها صرف نظر می‌کنیم.

۲-۳-۶- تریاس

واحدهای سنگی منسوب به تریاس را می‌توان به چهار دسته تقسیم کرد:

الف- واحد مارنی- شیلی قرمز رنگ (سازند سرخ شیل)

در شمال شرق روستای بموئیه، مارنهای قرمز رنگ ژپس‌دار به همراه شیل‌های قرمز رنگ رخنمون دارند که با سطح تماس گسلی بر روی سازند لالون و آهک‌های میلا، رانده شده‌اند. این واحد مارنی

قرمز رنگ حدود ۵۰ تا ۱۰۰ متر ضخامت دارد. در این محل، واحد مارنی- شیلی قرمز رنگ توسط دولومیت خاکستری رنگ (دولومیت شتری) پوشیده شده است (شکل ۲-۱۵).

ب- واحد ماسه سنگ، سیلتستون و دولومیت (معادل سرخ شیل)

در شمال شرق روستای نگین گون، تناوبی از ماسه سنگها و سیلتستونهای قرمز رنگ به همراه دولومیت‌های کرم صورتی رخنمون دارند (شکل ۲-۱۶). این سنگ‌ها توسط دولومیت خاکستری رنگ شتری پوشیده شده، لذا می‌توان آن را هم ارز سازند سرخ شیل به حساب آورد.

ج- واحد دولومیت خاکستری رنگ (سازند دولومیتی شتری)

سومین واحد سنگی متعلق به تریاس، دولومیت‌های شتری به رنگ خاکستری است که در جنوب شرق روستای بموئیه و شمال شرق روستای نگین گون رخنمون دارد. این واحد در جنوب شرق بموئیه، با سطح تماس گسلی در کنار شیل و ماسه‌سنگهای سبز ژوراسیک قرار گرفته است (شکل ۲-۱۷).

د- واحد آهکی سفید تا کرم مایل به صورتی (سازند آهکی اسپهک)

در شمال شرقی منطقه، در کنار راه خاکی منتهی به روستاهای تی‌توئیه و خوش‌آباد، رخنمونی از آهک‌های کرم رنگ مایل به صورتی تا سفید با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم قابل مشاهده است. این واحد به طور تدریجی بر روی دولومیت‌های شتری قرار گرفته است. لذا این واحد آهکی معادل آهک اسپهک بوده و سن آن در حد آشکوب لادینین (تریاس میانی) می‌باشد.

۲-۳-۷- ژوراسیک

واحدهای سنگی ژوراسیک در منطقه، از ماسه‌سنگ، میکروکنگلومرا و شیل‌های سبز زیتونی رنگ نازک تا متوسط لایه تشکیل شده‌اند که در شمال روستاهای بموئیه و نیزار رخنمون دارند. در شمال غرب روستای بموئیه، بین این واحد سنگی و دولومیت شتری، مرز گسلی وجود دارد (شکل ۲-۱۷). در برخی نقاط، شیل‌های موجود، حاوی بقایای کمی از زغال می‌باشد، بطوریکه می‌توان آنها را شیل‌های زغالدار معادل شمشک نامید. در شمال شرق روستای نیزار معدن متروکه قدیمی وجود دارد که قبلاً برای استخراج زغال و مصارف محلی مورد استفاده بوده‌است. شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک در حد فاصل روستای بموئیه و نیزار، با ناپیوستگی زاویه‌دار توسط کنگلومرای پالئوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲-۱۸). پالینومورف‌های موجود در این سنگها، سن ژوراسیک آغازین (آشکوب‌های هتانژین- توآرسین) را نشان می‌دهند (فرح دوست، ۱۳۸۶).

۲-۳-۸- پالئوسن

در منطقه مورد مطالعه که واحدهای آهکی کرتاسه رخنمون ندارند، کنگلومرای پالئوسن به صورت دگرشیب بر روی واحدهای ژوراسیک قرار گرفته است (شکل ۲-۱۸). قطعات سازنده این کنگلومرا که عمدتاً آهک خاکستری تا کرم رنگ می‌باشند، حاوی فسیلهای زیادی می‌باشند که از نوع دوکفه‌ای و هیپوریت می‌باشند. واحدهای سنگی کرتاسه در مناطق همجوار نظیر جنوب احمدآباد (جنوب غرب بهاباد) رخنمون دارند.



شکل ۲-۱۶ - تصویری از تناوب ماسه-سنگها، سیلتستونهای قرمز رنگ تریاس و دولومیت‌های کرمی رنگ (سازند سرخ شیل) (شمال شرق نگین گون).



شکل ۲-۱۵ - تصویری از سازند سرخ شیل که با سطح تماس گسلی بر روی لالون قرار گرفته و توسط دولومیت شتری پوشیده شده است (شمال شرق بموئیه).



شکل ۲-۱۸ - تصویری از پوشیده شدن شیل و ماسه-سنگهای ژوراسیک توسط کنگلومرای پالئوسن (به صورت دگرشیب) (بین روستای بموئیه و نیزار).



شکل ۲-۱۷ - تصویری از دولومیت‌های شتری که با مرز گسلی در کنار شیل و ماسه-سنگهای ژوراسیک قرار گرفته‌اند (جنوب شرق روستای بموئیه).

۲-۳-۹- میوسن - پلیوسن

در بخش‌های شمالی منطقه، تناوبی از مارن‌های رنگی (کرم، قرمز آجری و سبز) به همراه ماسه سنگ، میکروکنگلومرا و گچ رخمون دارند. این واحد به تدریج به کنگلومرای پلیوسن تبدیل می‌شود (شکل ۲-۱۹). در برخی نقاط از جمله در شمال غرب منطقه، مارن‌های میوسن توسط کنگلومرای کواترنر پوشیده شده‌اند (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۲۰ - تصویری از مارن‌های میوسن که توسط کنگلومرای کواترنر به صورت دگرشیب پوشیده شده- است (شمال غرب روستای اسفنگ).



شکل ۲-۱۹ - تصویری از مارن‌های میوسن که توسط کنگلومرای پلیوسن پوشیده شده‌اند (جنوب شرق روستای تی توئیه).

۲-۳-۱۰- کواترنر

واحدهای رسوبی - تخریبی کواترنر، عمدتاً در شمال و شمال شرقی منطقه رخنمون دارند. این واحدهای رسوبی - تخریبی را می‌توان در چهار رده جای داد که عبارتند از: مخروط افکنه‌های قدیمی و تراس‌های رودخانه‌ای، مخروط افکنه‌ها و تراسهای جوانتر، مخروط افکنه‌های بسیار جوان و فعال عهد حاضر و رسوبات آبراهه‌ای. این رسوبات عمدتاً در مناطق پست و کم‌ارتفاع یافت می‌شوند و بستر مناسبی برای کشاورزی و سکونت انسانها هستند.

۲-۴- سنگ‌های آذرین منطقه

به طور کلی سنگ‌های آذرین منطقه جنوب بهاباد را می‌توان به دو دسته تقسیم کرد:

- سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت، آندزیت بازالت و ریولیت به سن کامبرین زیرین و بازالت‌های سیلورین.
- سنگ‌های آذرین درونی با طیف ترکیبی گابرودیوریت، دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، سینییت و سنگ‌های اسیدی نیمه عمیق با ترکیب گرانودیوریت و گرانیت با سن اواخر کامبرین تا آغاز سیلورین.

۲-۴-۱- سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های آذرین خروجی در منطقه، غالباً به صورت آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی هستند. سنگ‌های آتشفشانی با طیف ترکیبی ریولیت، داسیت، ریوداسیت و بازالت در مناطق مختلف با گستردگی زیاد رخنمون دارند. در واقع این سنگ‌ها هم به صورت ترکیبات اسیدی و هم ترکیبات بازیک قابل مشاهده هستند.

۲-۴-۱-۱- بازالتها

گدازه‌های بازالتی فراوانترین عضو بازیک سنگ‌های آتشفشانی هستند. این سنگ‌ها عمدتاً در بخش‌های شمال غربی منطقه (جنوب غرب روستای فضل‌آباد) رخنمون دارند. در این بخش، مجموعه ای از گدازه‌های بازالتی - آندزیتی به همراه افق‌های دولومیتی وجود دارد. گدازه‌های بازالتی این مجموعه غالباً به رنگ سبز دیده می‌شوند. رنگ سبز آنها به دلیل کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی گسترده در آنهاست. این گدازه‌ها دگرگونی ضعیفی در حد رخساره زیرشیست سبز را متحمل شده‌اند. رخنمون دیگری از گدازه‌های بازالتی در بخش شرقی منطقه، در شرق و جنوب شرقی روستای بهدان مشاهده می‌شود. در این بخش گدازه‌های بازالتی با وسعت زیادی در مجاورت توده‌های گرانیتی رخنمون دارند (شکل ۲-۲۱). به طور کلی این گدازه‌ها و میان‌لایه‌های دولومیتی توسط مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی - رسوبی سری نارنگان پوشیده شده و یا رابطه بین انگشتی با یکدیگر دارند. بنابراین زمان فوران آنها همزمان با تشکیل سنگ‌های دولومیتی در حوضه کم‌عمق رسوبی - آتشفشانی (ریفی)، کامبرین زیرین می‌باشد.

علی‌رغم اینکه این واحد گدازه در تصاویر ماهواره‌ای با زمینه رنگی تیره‌تری نسبت به گرانیتهای دیده می‌شود، ولی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد (مهدوی، ۱۹۹۶)، به عنوان واحد گرانیتهی مشخص شده است. لذا بر اساس مطالعات صحرایی صورت گرفته در این تحقیق و بررسی تصاویر ماهواره‌ای، این واحد بازالتی از استوک گرانیتهی مجاور آن در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد جدا شده و اصلاح آن در نقشه های جدید ضروری به نظر می‌رسد.

این گدازه‌ها در مشاهدات صحرایی، به رنگ سبز تیره مایل به سیاه دیده می‌شوند. در نمونه دستی آنها پورفیرهای پلاژیوکلاز، ساخت حفره‌دار و بادامکی قابل مشاهده است. در بازالت‌های منطقه، حفرات توسط کانیهای مختلفی از جمله کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن و کلسدونی به صورت متحدالمرکز پر شده‌است (شکل ۲-۲۲). این بازالت‌ها جزئی از مجموعه آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان بوده و دارای سن کامبرین زیرین می باشند. رخنمون کوچکی از گدازه‌های بازالتی سیلورین نیز در قاعده سازند نیور در منطقه مشاهده می‌شود. از آنجا که مطالعه این بازالت‌ها از اهداف اصلی این پایان نامه نبوده، لذا مورد بررسی دقیق قرار نگرفته‌اند.

۲-۴-۱-۲- ریولیتها

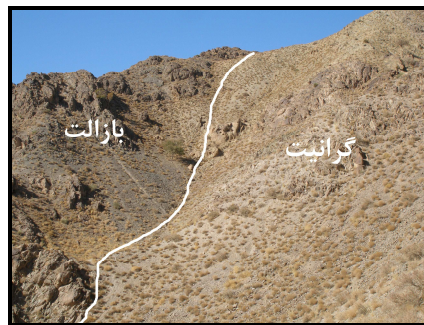
سنگ‌های آتشفشانی اسیدی دارای ترکیبات متنوعی هستند که به صورت توف‌های با ماهیت ریولیتی، داسیتی و ایگنمبریت در مجموعه آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان به همراه دیگر سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. در حوالی روستاهای دهنو مجموعه در همی از سنگ‌های ریولیتی- داسیتی، توف‌های ریولیتی- داسیتی، پومیس توف، ایگنمبریت، توف‌های ماسه سنگی و سیلتستونی به رنگ‌های بنفش تا سبز رخنمون دارند. در این مجموعه، بیشتر، ترکیبات ریولیتی غالب هستند (شکل ۲-۲۳). ریولیت‌های منطقه به دو صورت گدازه‌های ریولیتی بین لایه‌ای همراه با ولکانی کلاستیک‌ها و سنگ‌های آهکی- دولومیتی و متراکم (گنبد‌های ریولیتی) یافت می‌شوند.

الف- ریولیت‌های همراه با ولکانی کلاستیک‌ها

ریولیت‌های همراه با ولکانی کلاستیک‌ها، غالباً دارای ضخامت کم و گسترش محدود می‌باشند. در جنوب شرقی منطقه در حد فاصل روستاهای عظیم‌آباد، صادق‌آباد، علی‌آباد، تقی‌آباد و دهن‌بی سنگ‌های ریولیتی به رنگ کاملاً سفید رخنمون دارند. از ویژگی‌های بارز این سنگ‌ها، اسفرولیتی شدن، شیشه-زدایی یا تبلور مجدد شیشه و تبدیل آن به کوارتز و فلدسپار است. این ویژگی‌ها موجب ناهمگنی بافتی در آنها شده است (شکل ۲-۲۴). در شمال غرب روستای متروکه گاشکو، رخنمون بارزی از توف‌های ریولیتی متورق مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها به صورت میان لایه‌هایی در گدازه‌های بازالتی- آندزیتی رخنمون دارند. این توف‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ سفید مایل به سبز تا خاکستری روشن، شدیداً متورق و درزه‌دار دیده شده و دارای لمس چرب هستند. این توف‌ها متحمل دگرگونی ضعیفی شده بطوری که می‌توان آنها را متاریولیت یا سریسیت شایست نامید (شکل ۲-۲۵).



شکل ۲-۲۲- تصویری از ساخت بادامکی در بازالتها (شمال غرب روستای همیجان)



شکل ۲-۲۱- تصویری از رخنمون گدازه‌های بازالتی در مجاورت گرانیتها (شرق روستای بهدان).



شکل ۲-۲۳- تصویری از سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت اسیدی در سری نارینگان (روستای همیجان).



شکل ۲-۲۵- تصویری از توفهای ریولیتی متورق یا متاریولیتها (شمال غرب گاشکو).



شکل ۲-۲۴- تصویری از ریولیت‌های اسفرولیتی شده (جنوب شرق منطقه).

ب- گنبد‌های ریولیتی

در بخش‌هایی از منطقه، سنگ‌هایی با ترکیب ریولیت به صورت گنبد‌های بزرگ رخنمون دارند. این سنگ‌ها در جنوب کوه دو قله در محدوده‌ای با وسعت حدود یک کیلومتر مربع دیده می‌شوند. این نوع ریولیت‌ها به رنگ سفید بوده و کمی متبلور به نظر میرسند و هم ارز گرانیت‌ها محسوب می‌شوند. پورفیرهای درشت کوارتز در آنها با چشم قابل مشاهده است. از آنجا که پدیده‌های برشی شدن و اسفرولیتی شدن در آنها دیده نمی‌شود، همچنین به دلیل عدم حضور سنگ‌های توفی در آنها، می‌توان این سنگ‌ها را به صورت جریان بزرگ گدازه یا یک گنبد ریولیتی در نظر گرفت (شکل ۲-۲۶). میزبان آنها سنگ‌های آهکی دولومیتی یا دولومیتی واحد کربنات فوقانی سری نارینگان به سن کامبرین زیرین می‌باشند، لذا این سنگ‌ها جوانتر از سایر سنگ‌های آتشفشانی منطقه بوده و معادل

بیرونی گرانیتهای ساب ولکانیک به حساب می‌آیند. در واقع این گنبد‌های ریولیتی از ریولیتها و توفهای ریولیتی مجموعه آتشفشانی همراه با ولکانی کلاستیک‌ها جوانترند.



شکل ۲-۲۶- تصویری از گنبد ریولیتی در جنوب کوه دوقله.

علاوه بر سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک، انواع سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی از جمله توفهای ریولیتی، داسیتی، ریوداسیتی، پومیس توف، توف ماسه سنگی و توف سیلتستونی نیز در منطقه رخمون دارند. این سنگ‌ها به همراه سنگ‌های رسوبی مانند دولومیت و آهک دولومیتی و غیره به دنبال حادثه ریف‌زایی مذکور و شکل‌گیری حوضه رسوبی کم عمق، همزمان با فورانهای آتشفشانی، شکل گرفته‌اند. با توجه به رخمون سنگ‌های آتشفشانی بازیک و اسیدی در منطقه و عدم حضور ترکیبات حدواسط، استنباط می‌شود که ولکانیسم منطقه به صورت دوگانه بوده است.

۴-۲-۲- سنگ‌های آذرین درونی

سنگ‌های آذرین درونی در منطقه، شامل سنگهایی با طیف ترکیبی گابرو، گابرو دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، سیینیت و گرانیتهای ساب ولکانیک هستند. این سنگ‌ها بیشتر به صورت استوک‌های کوچک و دایک در منطقه رخمون دارند. فراوانترین آنها ترکیبات دیوریتی هستند که از پراکندگی زیادی به ویژه در بخش‌های جنوبی برخوردارند.

الف- گابرو دیوریت‌ها

گابروها و دیوریت‌های منطقه، سنگ‌های دانه ریز تا دانه درشتی هستند که رنگ آنها از سبز روشن تا تیره مایل به سیاه متغیر است. این سنگها غالباً به صورت توده‌های نفوذی کوچک (استوک)، آپوفیز یا دایک رخمون دارند. سنگ میزبان آنها، مجموعه تفکیک نشده آتشفشانی - رسوبی سری نارینگان (معادل سری‌های ریزو و دزو)، ماسه سنگهای لالون و آهک کوهبنان (میل) می‌باشند (شکل ۲-۲۷ و ۲-۲۸). در نقاط مختلف، سطح تماس این سنگها با واحدهای مجاورشان گسلی است که حاکی از جایگزین شدن آنها در زونهای گسلی است. در نمونه دستی این سنگها، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت مشاهده می‌شود. برخی از این سنگها متحمل دگرسانی شدیدی شده به طوری که حاصل آن حضور اپیدوت و کلریت فراوان به رنگ سبز است (شکل ۲-۲۹). ترکیبات گابرویی از فراوانی کمتری برخوردارند. رخمونی از آنها در جنوب غرب روستای درند علیا در کنار راه ارتباطی مشاهده می‌شود که بسیار خرد شده و دگرسان شده است. ابعاد توده‌های دیوریتی، عمدتاً کمتر از یک کیلومتر مربع

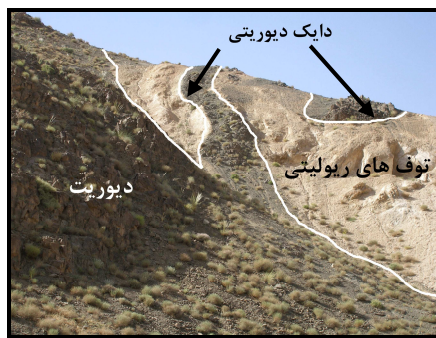
بوده و به چند صد مترمربع محدود می‌شود. علیرغم اینکه این توده‌ها کوچک هستند، تمرکز و فراوانی سنگهای گابرو/ دیوریتی به ویژه در سمت غرب و جنوب غرب روستای همیجان در امتداد آبراهه اصلی زیاد است. در برخی نقاط از جمله حوالی روستای دهنو، دیوریتها متحمل متاسوماتیسم شده و بیوتیت‌های حاصل متاسوماتیسم به فراوانی در آنها ایجاد شده است. به طوریکه پولکهای براق بیوتیت، در سطح آنها منظره زیبایی را ایجاد کرده است. در برخی دیوریتها، رگه‌ها و بخشهای صورتی رنگی دیده می‌شود که حاصل تجمع بلورهای فلدسپار آلکالن بوده و تفریق دیوریت به سمت ترکیبات مونزونی- سینییتی را تأیید می‌کند (شکل ۲-۳۰). ویژگی قابل توجه این سنگها، الیژیست‌زایی گسترده بر روی سطح آنهاست (شکل ۲-۳۱). همچنین در برخی از این توده‌ها، بلورهای سوزنی شکل آکتینولیت رشد کرده که در جنوب بهاباد، به عنوان پنبه نسوز معروف و شناخته شده است (شکل ۲-۳۲). همانطور که قبلاً ذکر شد، بسیاری از دایکها یا آپوفیزهای کوچک دیوریتی در امتداد زونهای گسلی جایگزین شده‌اند. درز و شکافهای حاصل از گسلش، توسط کانیهایی مختلف از جمله، کوارتز، الیژیست، کلسیت و در برخی موارد مالاکیت و کالکوپیریت پر شده است. بسیاری از آنها حتی پس از جایگیری نیز تحت تأثیر گسلهای منطقه دچار شکستگی شده و میلونیتی شده‌اند. لذا می‌توان استنباط کرد همزمان با جایگیری این سنگها، به علت تأثیر تکتونیک و ایجاد شکستگیهای فراوان، امکان نفوذ محلول‌های هیدروترمال غنی از عناصری مانند مس و آهن فراهم شده و به کانه زایی بصورت کالکوپیریت، مالاکیت و الیژیست منجر شده‌است.

با توجه به اینکه توده‌های نفوذی مورد مطالعه، سنگهای سری نارنگان و سازندهای لالون و میلا را قطع کرده‌اند، می‌توان زمان جایگیری آنها را به بعد از کامبرین نسبت داد. بر اساس مطالعات صحرایی که تاکنون صورت گرفته، این توده‌های نفوذی، سنگهای سیلورین منطقه را قطع نکرده‌اند. لذا با توجه به بررسیهای صورت گرفته بر روی واحدهای سنگی سایر مناطق مشابه از جمله منطقه طبس (درختی و همکاران، ۱۳۸۵ و قاسمی و درختی، ۱۳۸۷)، سن اواخر اردوویسین- آغاز سیلورین برای زمان نفوذ و جایگیری این توده‌ها محتمل‌تر است.

لازم به ذکر است که توده‌های آذرین منطقه بیشتر ترکیب حدواسط داشته و به صورت دایک و استوک‌های نیمه عمیق با ابعاد کم جایگزین شده‌اند، بنابراین به علت نداشتن دمای کافی و کمبود سیالات بر واحدهای سنگی میزبان خود چندان تأثیرگذار نبوده‌اند. با این حال تأثیرات گرمایی و پیامد نفوذ این توده‌ها به صورت دگرگونی مجاورتی موضعی، متاسوماتیسم و در برخی موارد، کانه‌زایی در مقیاس صحرایی و میکروسکوپی قابل مشاهده‌است. در رابطه با این پیامدها در فصل ششم، شواهد و دلایل بیشتری ارائه خواهد شد.



شکل ۲-۲۸- تصویری از قطع شدن ماسه سنگ لالون توسط توده دیوریتی (شمال شرق روستای نگین گون).



شکل ۲-۲۷- تصویری از دایک دیوریتی نفوذ کرده در توف های ریولیتی سری نارگان (ابتدای دره پوستیون).



شکل ۲-۳۰- تصویری از بخش های لکه ای صورتی رنگ تفریق یافته در دیوریتها (روستای نگین گون).



شکل ۲-۲۹- تصویری از دگرسانی کانیه های مافیک در دیوریت و ایجاد کلریت و اپیدوت (روستای نگین گون).



شکل ۲-۳۲- تصویری از بلورهای آکتینولیت رشد کرده بر سطح درز و شکاف های دیوریتها (دره پوستیون).



شکل ۲-۳۱- تصویری از الیژیست زایی روی سطح دیوریت های منطقه (دره پوستیون).

ب- سیینیت ها

این سنگ ها در حد فاصل روستاهای ده شمس تا دهنو در امتداد شمال غربی- جنوب شرقی رخنمون دارند. وسعت رخنمون توده های سیینیتی از چند صد مترمربع فراتر نمی رود. در جنوب روستای گاشکو، توده سیینیتی با وسعت کمتر از ۲۰۰ مترمربع نیز مشاهده می شود. این سنگ ها به رنگ صورتی غالباً دانه ریز تا دانه متوسط می باشند. از کانیه های تشکیل دهنده آنها، تنها فلدسپار آلکالن (ارتوز) به دلیل رنگ صورتی آن قابل تشخیص است. این سنگ ها متحمل دگرسانی شدیدی شده اند بطوریکه نمونه برداری از آنها بسیار مشکل است. به علاوه، کانیه های مافیک سنگ که احتمالاً پیروکسن یا هورنبلند سبز بوده اند، به دلیل شدت دگرسانی قابل تشخیص نبوده و تعیین ماهیت دقیق آنها

امکان پذیر نیست. در مجاورت روستای دهنو، توده‌های سیینیتی در سنگ‌های آذرآواری مجموعه آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان نفوذ کرده‌اند (شکل ۲-۳۳). همچنین در برخی نقاط سطح تماس توده‌های سیینیتی با دولومیت‌های واحد کربنات فوقانی نیز دیده می‌شود، لذا می‌توان سن آنها را همانند سنگ‌های دیوریتی، جوانتر از کامبرین تعیین کرد. بنابراین احتمال می‌رود که رابطه زمانی و ژنتیکی نزدیکی میان توده‌های دیوریتی و سیینیتی منطقه وجود داشته باشد. در حد فاصل روستاهای دهنو تا ده شمس، سنگ‌های سبز رنگ دیوریتی در حاشیه توده سیینیتی رخمون دارند که تغییر رنگ تدریجی آنها، از سبز به صورتی، به وضوح مشاهده می‌شود. این تغییر رنگ، تفریق تدریجی دیوریت به سمت ترکیبات سیینیتی را نشان می‌دهد. شواهد تفریق در دایک‌های دیوریتی منطقه نیز، به صورت لکه‌های صورتی رنگ مشاهده می‌شود، از جمله آثار تفریق یافتگی به سیینیت در توده‌های دیوریتی ابتدای دره پوستیون، بصورت لکه‌های صورتی رنگ دیده می‌شود. این لکه‌ها در مقاطع میکروسکوپی به صورت تجمعات بلورهای فلدسپار آلکالن مشاهده می‌شوند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت واحدهای سیینیتی منطقه حاصل تفریق ترکیبات دیوریتی هستند و هر دو از یک ماگمای واحد منشاء گرفته‌اند. از دیگر ویژگیهای این سنگ‌ها، الیژیستزایی گسترده بر روی سطح آنهاست (شکل ۲-۳۴). در رابطه با این سنگ‌ها، کانه‌زایی باریت به صورت رگه و رگچه‌ای نیز صورت گرفته است که در مبحث کانه‌زایی مورد بحث قرار خواهد گرفت.



شکل ۲-۳۴- تصویری از الیژیستزایی بر روی سطح سیینیت‌ها (حدفاصل روستاهای دهنو و ده شمس).



شکل ۲-۳۳- تصویری از توده سیینیتی در سری آتشفشانی- رسوبی (حد فاصل روستای دهنو تا ده شمس).

ج- گرانیت‌ها

گرانیت‌ها در بخشهای شرقی و جنوبی منطقه رخمون دارند. وسیعترین رخمون آنها در بخش شرقی منطقه (شمال و شرق روستای همیجان) به صورت استوک یافت می‌شود (شکل ۲-۳۵). این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ سفید مایل به خاکستری روشن دیده می‌شوند، بسیار ریزدانه هستند و بافت پورفیروئیدی نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در واحدهای آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان به سن کامبرین زیرین نفوذ کرده‌اند. در اطراف روستای نگین‌گون، رخمون دیگری از سنگ‌های گرانیتی درون ماسه سنگ‌ها و سیلتستونهای توفی متعلق به مجموعه آتشفشانی- رسوبی قابل مشاهده است. در محل بلافاصل توده، دایک‌های دیوریتی با مرز گسلی رخمون دارند (شکل ۲-۳۶).

به نظر می‌رسد، این دایک‌ها، پیرامون توده گرانیتی را فراگرفته‌اند. این امر ناشی از گسل خوردگی پوسته در خلال بالاآمدن ماگمای بازیک می‌باشد که منجر به ذوب پوسته شده و به دنبال آن، سنگهای گرانیتی با مرز گسلی در مجاورت دایکهای دیوریتی جای گرفته‌اند. شواهد این پدیده به صورت خرد شدن و ایجاد شکستگیهای فراوان در سنگهای دیوریتی، در محل تماس آنها با توده گرانیتی دیده می‌شود. از آنجا که این گرانیتها در اعماق کم جایگزین شده‌اند (ساب ولکانیک) و حرارت زیادی نداشته‌اند، بر سنگ‌های میزبان خود چندان اثرگذار نبوده‌اند. با این حال در بخشهایی از منطقه، در ارتباط با این توده‌ها کانه‌زایی‌هایی صورت گرفته که حائز اهمیت فراوان است. از جمله در شمال و غرب روستای علی‌آباد که رخنمون دیگری از سنگ‌های گرانیتی مشاهده می‌شود، کانه‌زایی مگنتیت، آپاتیت و آکتینولیت در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان صورت گرفته است. همچنین در این سنگ‌ها کانیهای اپیدوت و کلریت به فراوانی تشکیل شده‌اند. تشکیل این کانیها در ارتباط با توده گرانیتی و محلولهای مراحل نهایی تبلور ماگما صورت گرفته‌است.

توده گرانیتی منطقه شباهت بسیاری به گرانیت معروف ناریگان در شمال غربی منطقه دارد. این توده در بخش شرقی ایران مرکزی در مسیر بافق- بهاباد، در شمال غربی منطقه مورد مطالعه واقع شده است. بر اساس مطالعات موسوی ماکوئی (۱۳۷۷)، این توده حاصل ذوب پوسته در اعماق بوده و در نزدیکی سطح جایگزین شده است (ساب ولکانیک). به اعتقاد آنها کانه‌زایی آهن که از مشخصات بارز نواحی اطراف آن است، در ارتباط با فرایند متاسوماتیسم ناشی از این توده در سنگ‌های میزبان صورت گرفته‌است. گرانیت‌های منطقه نیز همانند گرانیت ناریگان ریزدانه بوده و فاقد کانی تیره هستند.



شکل ۲-۳۶- تصویری از مرزگسلی توده گرانیتی با دایک‌های دیوریتی اطراف آن (روستای نگین‌گون).



شکل ۲-۳۵- تصویری از استوک گرانیتی در مجموعه آتشفشانی- رسوبی (شمال و شرق روستای همیجان).

۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

علوی (۱۹۹۱)، ایران مرکزی را از شرق به غرب به سه بلوک اصلی طبس، یزد و لوت تقسیم کرده است. بلوک‌های یزد و طبس توسط کمربند ساختمانی پیچیده و قوسی شکلی با طول ۶۰۰ کیلومتر از یکدیگر جدا می‌شوند. این کمربند، زون تکتونیکی کاشمر- کرمان نامیده شده که نام آن از نام شهرهای کاشمر و کرمان در دو انتهای این زون گرفته شده‌است. روند این زون همانند روند غالب

گسل‌های ایران مرکزی است (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳). منطقه مورد مطالعه در این زون واقع شده است (شکل ۲-۳۷).

با توجه به رخنمونهای واحدهای سنگی با سن کامبرین تا کواترنر در منطقه، می‌توان اثرات فازهای کوهزایی مختلف در منطقه مورد مطالعه را به صورت زیر شرح داد:

دومین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوئیک ایران، پیش از کامبرین میانی و در حد فاصل دو سازند لالون (کامبرین زیرین) و میلا (کامبرین میانی- بالایی) صورت گرفته است. جایگاه این رخداد بین ماسه‌سنگ قرمز لالون و عضو ماسه‌سنگ کوارتزی قاعده سازند میلا است که رسوبات دو طرف ناپیوستگی به صورت هم‌شیب می‌باشند و نشانگر ناپیوستگی موازی است (آقابات، ۱۳۸۳). این ناپیوستگی در شمال شرق روستای بموئیه در منطقه قابل مشاهده است (شکل ۲-۷).

در سیلورین، پس از توقف رسوبی که با برجای گذاشتن کنگلومرای قاعده‌ای و فورانهای بازالتی قاعده سازند نیور مشخص می‌شود، مجدداً بخش‌هایی از منطقه به زیر آب رفته و رسوبات آهکی- دولومیتی فسیل‌دار سازند نیور بر جای گذاشته شده‌است.

سنگ‌های متعلق به دونین، پرمین و کرتاسه در مناطق همجوار از جمله در کوه سه‌گوش در چهارگوش نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمد آباد رخنمون دارند (شرح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمدآباد، فرح دوست، ۱۳۸۶، چاپ نشده).

سازندهای سرخ شیل و شتری متعلق به تریاس در منطقه (شمال شرق روستای بموئیه، جنوب بهاباد) با سطح گسلی بر روی ماسه‌سنگ لالون قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۵). لذا ارتباط آنها با واحدهای زیرین دقیقاً مشخص نیست. مرز بالایی توالی تریاس با واحدهای سنگی ژوراسیک نیز در جنوب شرق روستای بموئیه به صورت گسلی است (شکل ۲-۱۷). تشکیل نهشته‌های زغالی ژوراسیک با پسروری دریا و کاهش عمق حوضه در نتیجه این رخداد زمین‌ساختی در منطقه همراه بوده است.

نبود رسوبات ائوسن- الیگوسن نشانگر آنست که در این فاصله زمانی، منطقه مورد مطالعه از آب خارج بوده است. این توقف رسوبی در ارتباط با رویداد زمین‌ساختی کرتاسه پایانی (فاز لارامید) بوده که به هوازگی و فرسایش شدیدی در پوسته ایران منجر شده است.

ستون چینه شناسی واحدهای سنگی منطقه به طور شماتیک ترسیم شده و اثرات فازهای کوهزایی بر روی آن نشان داده شده است (شکل ۲-۴۲).

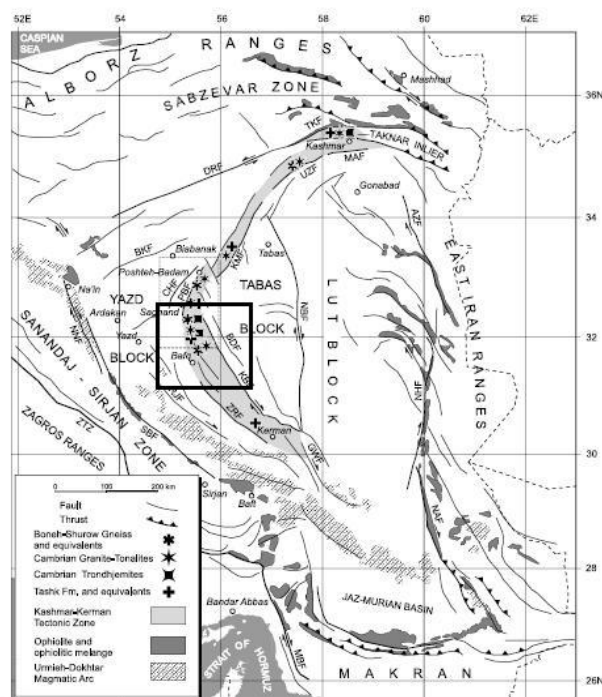
رمضانی و تاکر (۲۰۰۳) سه سری گسل در ایران مرکزی معرفی کردند: گسل‌های با روند شمالی (مانند گسل‌های نایبند و نه‌بندان)، گسل‌های با روند شمال شرقی (مانند گسل‌های پشت بادام و کلمرد) و گسل‌های با روند شمال غربی (مانند گسل‌های کوه‌بان و رفسنجان). منطقه مورد مطالعه در بلوک پشت بادام، میان دو گسل کوه‌بان در شرق و گسل پشت بادام در غرب واقع شده است. علاوه بر آن، گسل‌های تراستی کوچک مقیاس نیز، منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. آثار عملکرد این گسل‌ها به صورت مرز گسله واحدهای سنگی و به هم‌ریختگی آنها در منطقه قابل مشاهده است.

۲-۵-۱- گسل کوهبنان

در سال ۱۹۶۲ هوکریده زمین‌شناس آلمانی با همکاری سازمان زمین‌شناسی کشور، برای اولین بار این گسل را شناسایی کردند. این گسل از نوع راست‌لغز راست‌بر است و دارای راستای شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. مقدار جابجایی آن در حدود ۸۰ کیلومتر در جنوب روستای کوهبنان گزارش شده است. گسل کوهبنان در شمال روستای کوهبنان (شمال کرمان)، ارتفاعات سنگی را از رسوبات آبرفتی کواترنر جدا می‌کند (آقانباتی، ۱۳۸۳). بنابراین این گسل، گسلی فعال شناخته شده که فعالیت آن با زمین‌لرزه‌های بزرگی همراه بوده است. از جمله در زمین لرزه ۲۸ نوامبر ۱۹۳۳، فعالیت گسل به صورت جابجایی در طول آن بوده که این جابجایی در ادامه شمالی گسل، در منطقه بهاباد نیز دیده می‌شود. این گسل از گوشه شمال شرقی منطقه مورد مطالعه عبور می‌کند (شکل ۲-۴۱).

۲-۵-۲- گسل پشت بادام

گسل پشت‌بادام در مرز غربی بلوک پشت بادام قرار دارد و از گسل‌های قدیمی (پرکامبرین)، عمیق و خمیده ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). با توجه به اینکه این گسل در حد غربی بلوک پشت بادام واقع شده، اثر زیادی بر منطقه مورد مطالعه نداشته است.



شکل ۲-۳۷- موقعیت زون تکتونیکی کاشمر- کرمان در ایران مرکزی (اقتباس از رضانی و تاکر، ۲۰۰۳). موقعیت منطقه مورد مطالعه با کادر نشان داده شده است.

۲-۵-۳- گسل فضل‌آباد

گسل تراستی و بزرگ مقیاس فضل‌آباد در تصاویر ماهواره‌ای دارای روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی است و در حدود ۱۵ کیلومتر طول دارد. اثرات فعالیت این گسل در ابتدای دره پوستیون در منطقه به صورت راندگی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی کامبرین زیرین (سری ناریگان) بر روی کنگلومرای پلیوسن و حتی رسوبات آبرفتی کواترنر مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۸). علاوه بر گسل

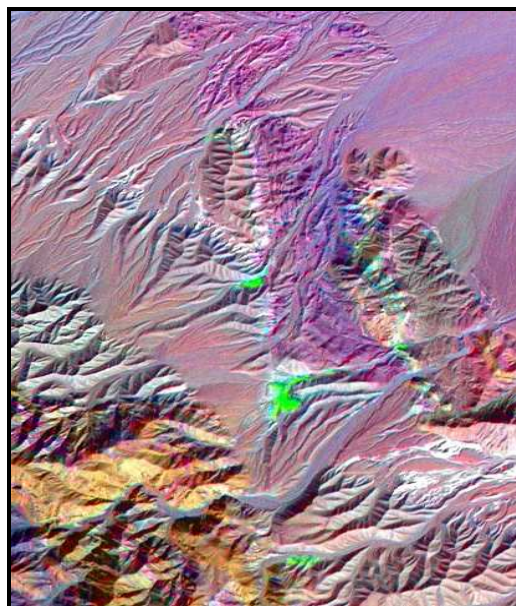
تراستی و بزرگ فضل آباد، گسلهای تراستی کوچک مقیاسی نیز در منطقه اثر کرده‌اند. از آن جمله می‌توان به گسل تراستی کوچک در شمال روستای دهنو اشاره کرد که واحد ماسه‌سنگ لالون و آهک‌های میلا را در کنار مجموعه آتشفشانی- رسوبی سری نارینگان قرار داده‌است. این گسل موجب راندگی واحد آهکی- دولومیتی میلا بر روی مجموعه آتشفشانی- رسوبی شده است (شکل ۲-۳۹). در مجموع با توجه به نزدیک بودن منطقه به گسلهای بزرگی چون کوهبنان، فضل آباد و غیره این منطقه از لحاظ لرزه‌خیزی بسیار فعال است.



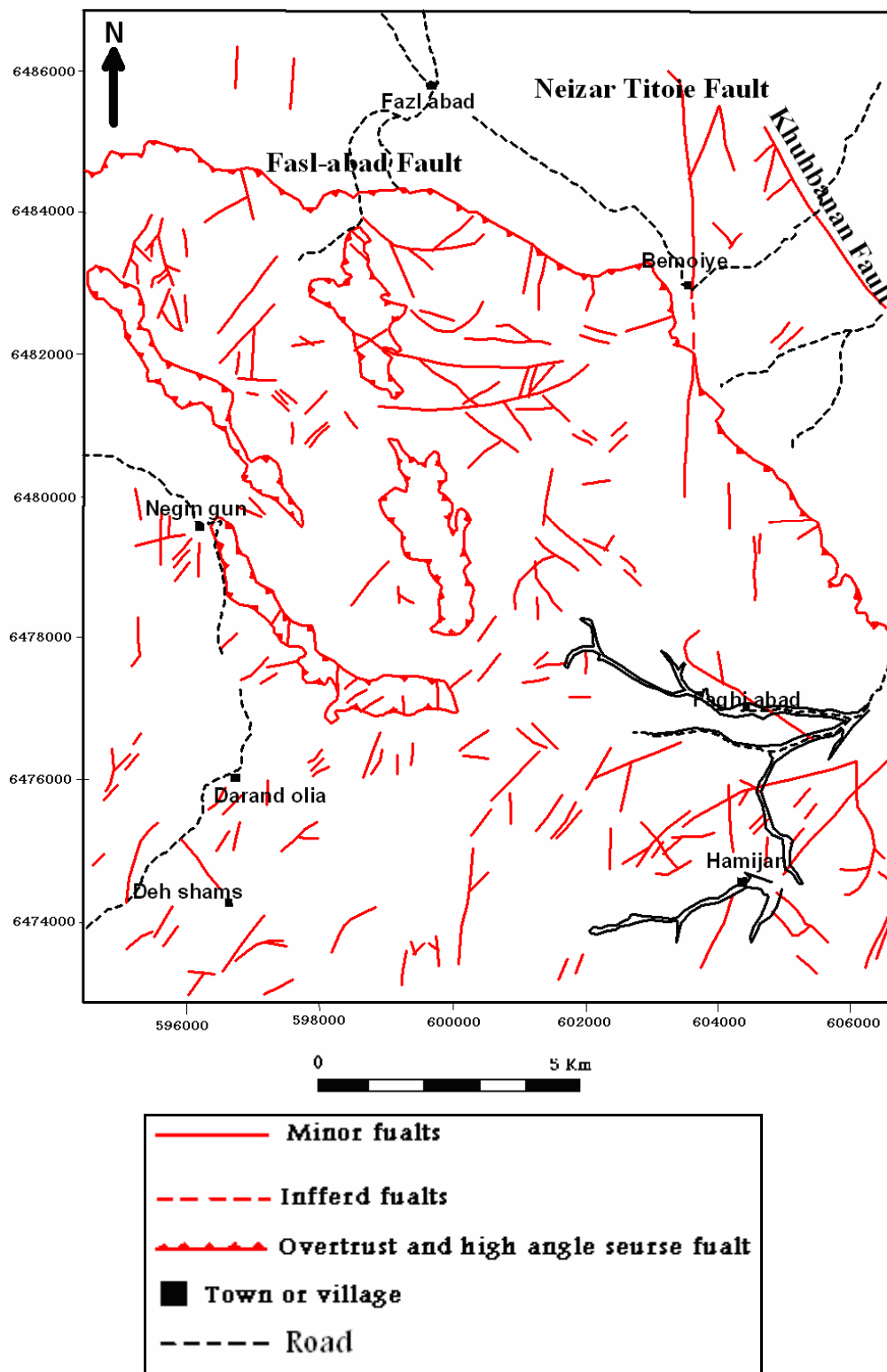
شکل ۲-۳۸- تصویری از راندگی سنگ‌های آتشفشانی - شکل ۲-۳۹- تصویری از راندگی واحد آهکی- دولومیتی رسوبی بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر توسط گسل فضل - میلا بر روی سنگ‌های مجموعه آتشفشانی- رسوبی آباد (دره پوستیون). (شمال روستای دهنو).

۲-۵-۴- گسل نیزار- تی توئیه

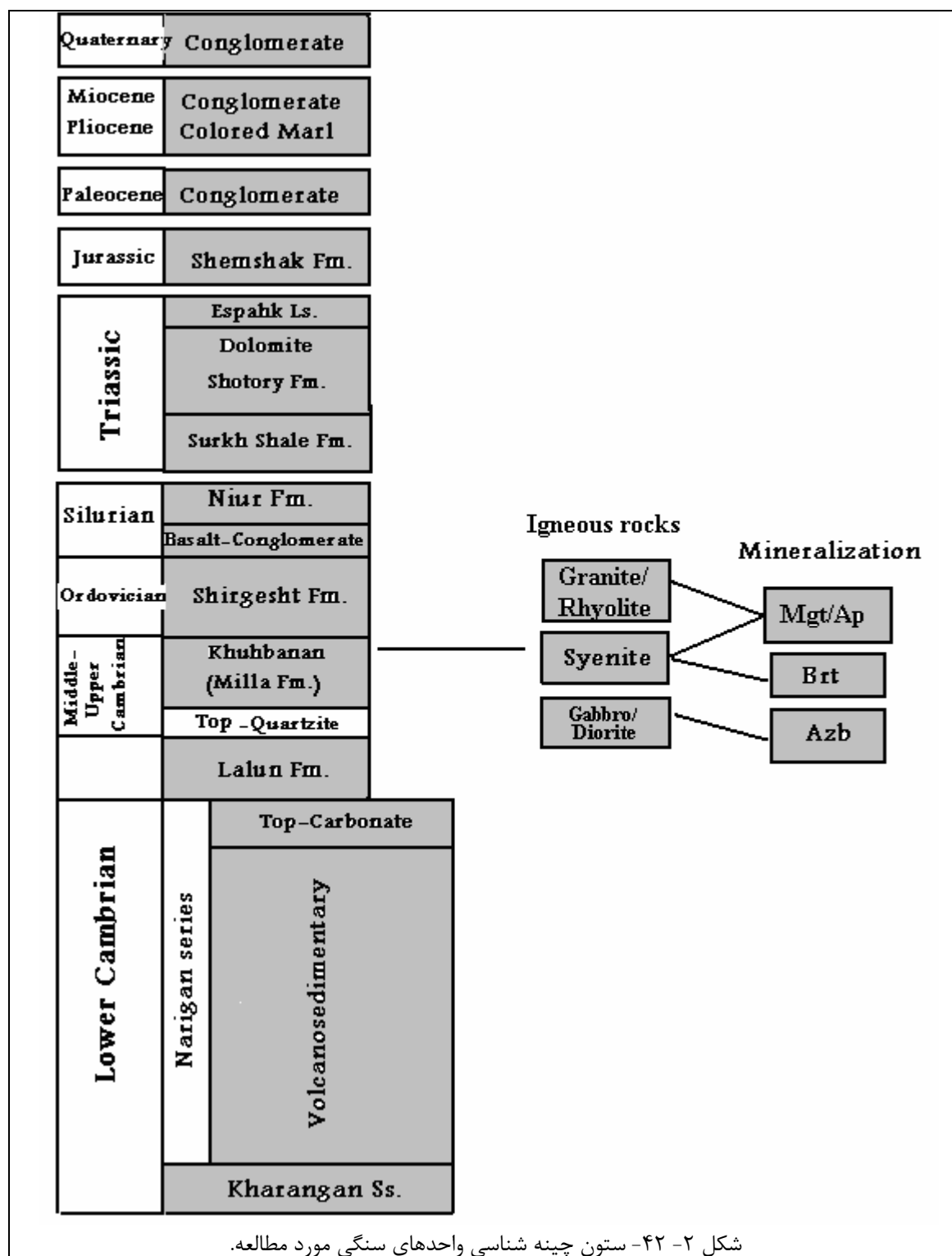
این گسل بر روی تصویر ماهواره‌ای دارای امتداد شمالی - جنوبی است و رسوبات ژوراسیک را از واحد کنگلومرایی پالئوسن، مارنهای میوسن و کنگلومرای پلیوسن در بخش شمال شرقی منطقه جدا کرده است (شکل ۲-۴۰). گسل نیزار - تی توئیه از نوع عادی است و از لحاظ مکانیسم و عملکرد در نوع خود منحصر به فرد می‌باشد. نقشه شماتیک گسلهای منطقه که بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه ترسیم شده، در شکل ۲-۴۱ نشان داده شده است.



شکل ۲-۴۰- موقعیت گسل بزرگ نیزار تی- توئیه بر روی تصویر ماهواره‌ای Aster.



شکل ۲-۴۱- نقشه گسلهای منطقه که بر اساس نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ رسم شده است.



فصل سوم
پتروگرافی سنگهای آذرین
مورد مطالعه

۳-۱- مقدمه

در مبحث پتروگرافی، ویژگیهای کانی‌شناسی و تحولات قابل مشاهده سنگ در مقیاس میکروسکوپی مورد بررسی قرار می‌گیرد تا از این رهگذر بتوان نام سنگ‌های مورد مطالعه را به طور دقیق‌تر مشخص نمود و در عین حال عکس‌العمل آنها را در مورد فرایندهایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، متاسوماتیسم، دگرسانی و غیره به تفصیل مورد بحث و بررسی قرار داد. در برخی موارد، بین اسامی مبتنی بر مطالعات پتروگرافی و رده بندیهای شیمیایی سنگ‌ها، تفاوت‌هایی دیده می‌شود که باید برای پرهیز از دوگانگی نامها، ایجاد شک و تردید و یا ارائه هرگونه توضیح اضافی، به یک نامگذاری واحد رسید. به طوریکه این نام، همزمان بتواند ویژگیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ را منعکس کند و در عین حال از تفاوت‌های جزئی صرف‌نظر کند. در این راستا، در طی بررسیهای پتروگرافی و ژئوشیمیایی (که در فصل آینده ارائه خواهد شد) به این نتیجه رسیدیم، سنگ‌هایی که از لحاظ پتروگرافی می‌توان آنها را گابرو، گابرو-دیوریت، مونزودیوریت و حتی کوارتزدیوریت نامید، همگی در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی در محدوده گابرو واقع می‌شوند و از طرف دیگر سنگ‌های سینییتی در محدوده نفلین سینییت و سینییت قرار می‌گیرند. در عین حال مطالعه پتروگرافی، حضور نفلین را در سینییت‌های مورد مطالعه به طور قاطع نفی می‌کند. لذا به این نتیجه رسیدیم که بهتر است طیف ترکیبات گابرویی تا دیوریتی را کلاً با عنوان گابرو دیوریت مورد نقد و بررسی قرار دهیم و ترکیبات سینییتی را تحت عنوان سینییت‌ها بررسی نماییم. سایر ترکیبات سنگی مورد مطالعه، گرانیات، بازالت و ریولیت هستند. بر این اساس سنگ‌های مورد مطالعه را به شش دسته تقسیم می‌کنیم و به بحث و بررسی ویژگیهای پتروگرافی آنها می‌پردازیم. این سنگ‌ها عبارتند از:

- سنگ‌های نفوذی مشتمل بر:
- گابرو/دیوریت‌ها
- سینییت‌ها
- گرانیات‌ها
- سنگ‌های آتشفشانی مشتمل بر:
- بازالت‌ها
- ریولیت‌ها
- سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی یا آتشفشانی - رسوبی

۳-۲- سنگ‌های آذرین درونی

۳-۲-۱- گابرو / دیوریت‌ها

گابرو/ دیوریت‌ها دارای رنگ سبز تیره تا روشن، خاکستری و سبز روشن متمایل به سفید می‌باشند. این سنگ‌ها دانه‌درشت، دانه متوسط تا دانه‌ریز هستند و به صورت استوک، آپوفیز، دایک یا سیل رخمون دارند. در مطالعات پتروگرافی بافت‌های گرانولار شکل‌دار تا بی‌شکل، افیتیک، ساب افیتیک و میرمکیت را به نمایش می‌گذارند. در نمونه دستی آنها نیز ساخت گرانولار به خوبی مشاهده می‌شود (شکل ۱-۳-الف). اوژیت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، ارتوکلاز و به ندرت کوارتز، کانیه‌های اصلی آنها می‌باشند (شکل ۱-۳-ب). لازم به ذکر است، کانیهایی که حضور آنها در نامگذاری سنگها مهم و مؤثر می‌باشد، کانیه‌های اصلی و کانیهایی که در نامگذاری سنگها (نام‌های پایه یا ریشه ای) تأثیر ندارند، کانیه‌های فرعی نامیده می‌شوند (بیکر، ۱۹۸۳). آپاتیت، اسفن، زیرکن، مگنتیت و تیتانومگنتیت کانیه‌های فرعی موجود در این سنگها هستند. بخشی از بیوتیت‌ها و اسفن‌ها، اپیدوت، کلسیت، کلریت و آکتینولیت (کانی رشته‌ای آبی رنگ در نمونه‌های دستی) کانیهایی هستند که در جریان فرایندهای متاسوماتیسم و دگرسانی در این سنگ‌ها تشکیل شده‌اند و به غیر از بیوتیت، از فراوانی کمی برخوردار هستند. همچنین به طور موضعی کانه‌زایی کالکوپیریت، پیریت، مالاکیت، مگنتیت و هماتیت (الیزیت) همراه با این سنگ‌ها مشاهده شده است. اکنون به بحث تفصیلی در مورد هر یک از کانیه‌های نامبرده می‌پردازیم.

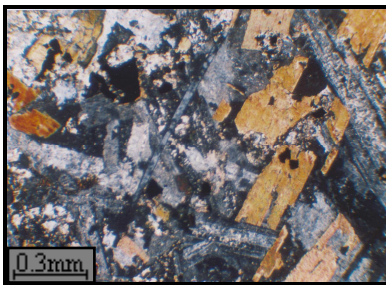
- کانیه‌های اصلی

- پلاژیوکلاز

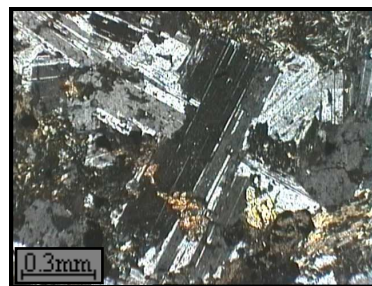
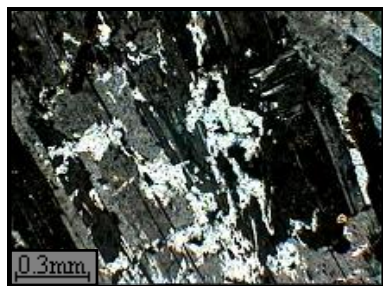
پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در گابرو دیوریت‌هاست که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده، منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل پلی‌سینتتیک بارزی را نشان می‌دهد (شکل ۱-۳-ج). بر اساس اندازه زاویه خاموشی (روش میشل لوی) و محاسبه مقادیر میانگین درصد آنورتیت نورماتیو پلاژیوکلازها (۳۱/۲۴)، ترکیب آنها در حد آندزین تا لابرادوریت می‌باشد. آپاتیت، مگنتیت، اسفن و زیرکن به صورت ادخال در پلاژیوکلازها یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها متناسب با ترکیب کانی‌شناسی خود متحمل سربسیتی شدن یا سوسوریتی شدن گردیده و به سربسیت، کلسیت و اپیدوت دگرسان شده‌اند. در برخی سنگ‌ها مقدار پلاژیوکلاز به حدی افزایش می‌یابد که نام سنگ را می‌توان لوکوگابرو نامید. لوکوگابروها در شمال شرق روستای ده شمس یافت می‌شوند.

بعضی از پلاژیوکلازها که تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم پتاسیک قرار گرفته‌اند، شواهدی نظیر خوردگی در بخش‌های حاشیه‌ای، احاطه شدن توسط پوششی از آلکالی فلدسپار (ارتوز) یا رشد کوارتز به صورت میرمکیت در حواشی خود را به نمایش می‌گذارند (به شکل‌های ۱-۳-د تا ۱-۳-و مراجعه شود). این پدیده به علت افزایش فلدسپار پتاسیم و جانشینی آن بر روی پلاژیوکلازهای قبلی صورت می‌گیرد و فلدسپار پتاسیم به صورت پوششی در اطراف پلاژیوکلاز رشد می‌کند. در برخی موارد جایگزینی پلاژیوکلاز توسط ارتوز به حدی است که از پلاژیوکلازهای اولیه به ندرت آثاری دیده

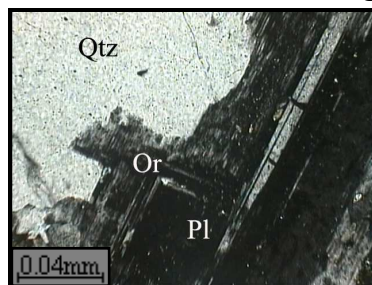
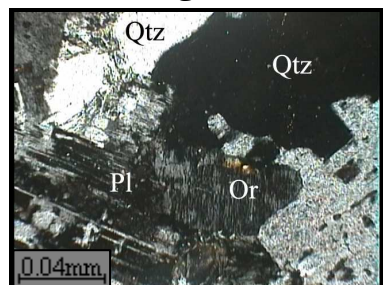
میشود. این آثار به صورت جزایری در داخل فلدسپار آکالن، باقی مانده و بافت پوئی کیلیتیک را ایجاد کرده که شبیه به بافت پرتیت به نظر می‌رسد.



شکل ۱-۳- الف- تصویری از ساخت گرانولار در نمونه دستی سنگ‌های دیوریتی (محل نمونه برداری شرق روستای سنج‌دک).
شکل ۱-۳- ب- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند سبز و مگنتیت در سنگهای گابرو/ دیوریتی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۱-۳- ج- نمای کلی از حضور بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سینتتیک در مونزودیوریت‌ها (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).
شکل ۱-۳- د- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده خوردگی بلورهای پلاژیوکلاز در اثر متاسوماتیسم پتاسیک (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۱-۳- ه- تصویر میکروسکوپی در برگرفته شدن و جانشینی پلاژیوکلاز توسط ارتوکلاز که در اثر متاسوماتیسم پتاسیک ایجاد شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).
شکل ۱-۳- و- تصویری از بلورهای ارتوز ثانویه و کوارتزهای بین‌دانه‌ای که در اثر متاسوماتیسم در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز در یک سنگ کوارتز مونزونیتی ایجاد شده است (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).

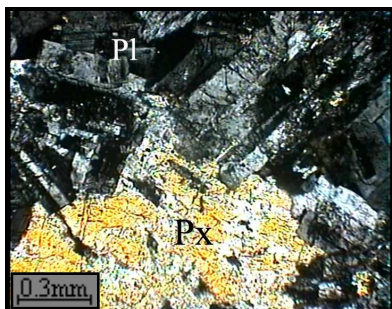
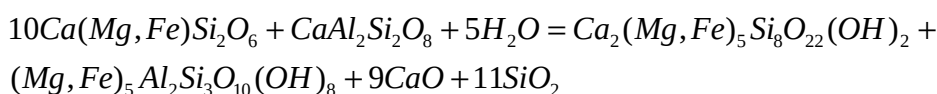
علائم اختصاری مورد استفاده در اشکال این فصل عبارتند از:

Px	پروکسن (اوژیت)	Qtz	کوارتز
Hb	هورنبلند	Pl	پلاژیوکلاز
Ap	آپاتیت	Or	ارتوز
Bio	بیوتیت	Sph	اسفن
Ct	کلسیت	Mgt	مگنتیت
All	آلنیت	Zr	زیرکن
Opq	کانیهای اپک	Oli	الیون

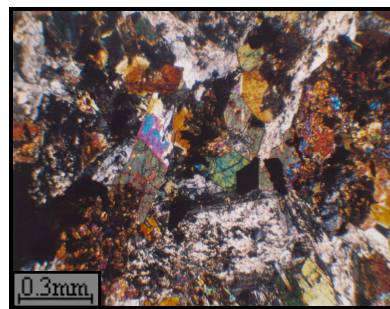
تبادل و جابجایی یون‌ها در طی متاسوماتیسم به آزاد شدن سیلیس و کلسیم منجر شده و میرمکیت با تبلور کوارتزهای کرمی و قطره‌ای شکل به همراه پلاژیوکلاز، به صورت حاشیه‌ای در اطراف پلاژیوکلازها ایجاد می‌شود. با پیشرفت متاسوماتیسم و افزایش فلدسپارهای آلکالن، ترکیب سنگ گابرو/دیوریتی به سمت مونزودیوریت و مونزونیت تغییر می‌کند (کولینز، ۱۹۹۹). موارد مشابهی از تأثیر فرایند متاسوماتیسم پتاسیک بر سنگ‌های مافیک گزارش شده است. از جمله سنگ‌های گابرویی در منطقه قوشچی (آذربایجان غربی)، تحت تأثیر سیالات غنی از K و Si قرار گرفته و پلاژیوکلاز توسط فلدسپار آلکالن و میرمکیت و کانیهای فرومنیزین توسط کوارتز جانشین شده‌اند. این امر موجب تغییر ترکیب سنگ بازیک اولیه به یک ترکیب گرانیتوئیدی شده است (بهنیا، ۱۳۷۴). در منطقه رباط زنگیجه (جنوب کوههای زبرکوه در ایران مرکزی)، در بخشهایی از توده گرانیتوئیدی، شواهدی از قبیل بافت میرمکیت، پلاژیوکلازهای با ماکل صفحه شطرنجی، فراوانی اسفن و تشکیل ارتوز، کوارتز و بیوتیت ثانویه مشاهده شده است (فرامرزی، ۱۳۸۵). در منطقه اسفوردی و زیرگان (ایران مرکزی) نیز، شواهد پتروگرافی از قبیل تبدیل پلاژیوکلاز به میکروکلین و میرمکیت و تبدیل آمفیبول به بیوتیت در توده‌های نفوذی مشاهده شده که بیانگر عملکرد فرایند متاسوماتیسم پتاسیک بر سنگ‌های این منطقه است (شریفی و همکاران، ۱۳۷۶).

- اوزیت

اوزیت در سنگ‌های گابرویی، به صورت یک کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار یافت می‌شود (شکل‌های ۲-۳-الف و ب). سنگ‌های گابرویی بیشتر در نزدیکی روستای درند علیا و دهنو رخنمون دارند. به سمت ترکیبات دیوریتی و کوارتز دیوریتی از مقدار اوزیت کاسته می‌شود. اوزیت‌ها ماکل ساعت شنی، منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی موجی یا مایل نشان می‌دهند. به علت هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوزیت، بافت افیتیک یا ساب‌افیتیک در سنگ‌های مورد مطالعه ایجاد شده است (شکل ۲-۳-ب). برخی از اوزیت‌ها به همراه پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی به کلریت، آکتینولیت، اپیدوت و کلسیت تبدیل شده و برخی از آنها در اثر متاسوماتیسم پتاسیک به بیوتیت تبدیل شده‌اند. واکنش زیر دگرسانی اوزیت و پلاژیوکلاز به کلریت و آکتینولیت را نشان می‌دهد:



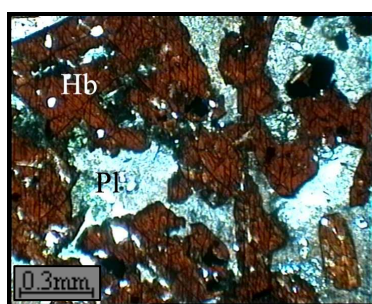
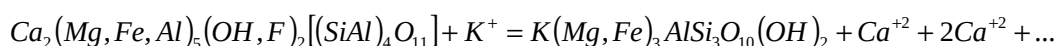
شکل ۲-۳-ب- تصویر میکروسکوپی معرف حضور بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۲-۳-الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بلورهای پیروکسن (از نوع اوزیت)، هورنبلند سبز و بیوتیت در یک سنگ گابرویی (XPL).

- هورنبلند

هورنبلند سبز - قهوه‌ای به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، فراوان‌ترین کانی مافیک سنگهای دیوریتی است (شکل ۳-۳). آپاتیت، مگنتیت و اسفن به صورت ادخال در هورنبلند سبز حضور دارند. در برخی موارد، این کانی به کلریت، آکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و اسفن دگرسان شده‌است. کانیهای ثانویه مذکور مبتن دگرسانی پروپیلیتی سنگ‌های گابرو دیوریتی می‌باشند. برخی از هورنبلندها در اثر متاسوماتیسم پتاسیک به طور ناقص تا کامل توسط بیوتیت جایگزین شده‌اند. بر اساس واکنش زیر، هورنبلند با از دست دادن کلسیم و دریافت پتاسیم به بیوتیت تبدیل می‌شود.

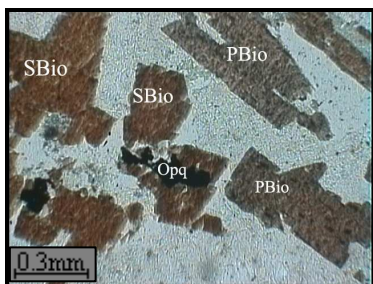


شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای هورنبلند سبز - قهوه‌ای در یک سنگ دیوریتی (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

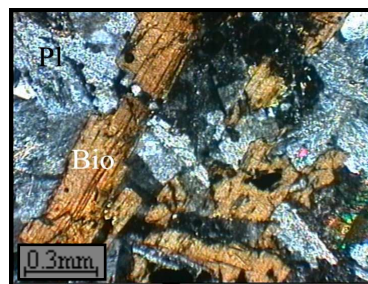
- بیوتیت

بیوتیت یکی از کانیهای مهم سازنده سنگ‌های گابرو دیوریتی است. فراوانی آن بخصوص در سنگهایی که متحمل دگرسانی پتاسیک شده‌اند، بیشتر است. فراوانی این کانی در برخی نمونه‌های سنگی به حدی است که در نمونه‌های دستی به راحتی قابل تشخیص است و در مقابل نور خورشید، انعکاس نوری جالبی را به نمایش می‌گذارند. این وضعیت در حاشیه روستای دهنو به وضوح مشاهده می‌شود. به طور کلی در سنگ‌های گابرو دیوریتی دو نوع بیوتیت وجود دارد. بیوتیت‌های اولیه معمولاً شکل‌دار، دانه درشت و دارای پلی کروئیسیم قهوه‌ای بارز می‌باشند. بیوتیت‌های ثانویه متاسوماتیکی معمولاً به صورت لکه لکه (تکه تکه) مشاهده می‌شوند. غالباً بر روی کانیهای مافیک قبلی نظیر اوژیت و هورنبلند سبز رشد کرده‌اند. این نوع بیوتیتها دارای رنگ و چندرنگی متنوع‌تری هستند و رنگهای نارنجی، قرمز و قهوه‌ای مایل به زرد را نشان می‌دهند (شکل های ۳-۴ - الف و ب). 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 و پتاسیم به تشکیل بیوتیت منجر شده‌است. دانبار^۱ و همکاران (۱۹۹۵) شواهد مشابهی را در مورد سنگ‌های دیوریتی متاسوماتیسم شده ناحیه اوک تدی^۲ در سوکورو^۱ گزارش کرده‌اند. به اعتقاد آنها در سنگهای دیوریتی این ناحیه، دو نوع بیوتیت، یکی با منشاء اولیه (ماگمایی) و دیگری، ثانویه (حاصل متاسوماتیسم) تشکیل شده‌است.

1 - Dunbar
2 -Ok Tedi



شکل ۳-۴-ب- تصویر میکروسکوپی بلورهای بیوتیت اولیه و ثانویه در سنگ‌های گابرویی (نور PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



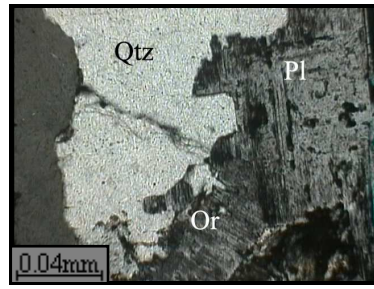
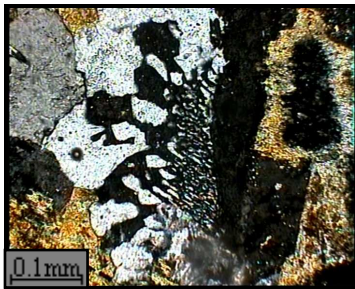
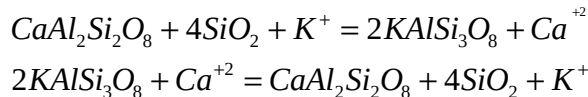
شکل ۳-۴-الف- تصویر میکروسکوپی نشان دهنده بیوتیت اولیه و پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی (نور XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

- فلدسپار پتاسیم

این کانی به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل در سنگ‌های گابرو دیوریتی متاسوماتیسم شده در اثر نفوذ سیالات حاوی پتاسیم بر روی پلاژیوکلازها به وجود آمده‌است. این نوع ارتوکلازها، فاقد ماکل هستند و چون شکل مشخصی ندارند، شناسایی آنها مشکل می‌باشد. ولی حضور میرمکیت همراه با این کانی، شاخص خوبی برای شناخت آنهاست. در برخی موارد فراوانی کانی ارتوکلاز به حدی می‌رسد که میتوان نام سنگ را مونزودیوریت نامید. ارتوکلازها عمدتاً به صورت پوششی پلاژیوکلازها را در برمیگیرند و بقایای پلاژیوکلاز به صورت اذخال در برخی از آنها مشاهده می‌شود (شکل های ۳-۵-الف تا ج). پرتیت‌ها، دربرگیرنده اذخالهایی از پلاژیوکلازهای اولیه‌ای هستند که در جریان متاسوماتیسم مصون مانده و درون ارتوکلازها باقی مانده‌اند. در برخی موارد تجمعاتی از ارتوز در سنگهای گابرو/ دیوریتی مشاهده می‌شود که نشاندهنده تفریق این سنگها و تشکیل ترکیبات مونزونیتی و سینیتی است. حضور لکه‌های صورتی رنگ در سنگهای گابرو/ دیوریتی از شواهد صحرایی تأیید کننده این موضوع می‌باشد.

- کوارتز

این کانی حجم بسیار کمی از کانیهای سنگ‌های گابرو- دیوریتی را به خود اختصاص میدهد. ولی در سنگ‌های کوارتزدیوریتی دارای فراوانی بیشتری است (البته کمتر از ۱۰ درصد). این کانی به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل در فضای بین سایر کانیها یافت می‌شود (شکل ۳-۵-الف). در عین حال مقادیر بسیار کمی از کوارتزها که بافت میرمکیتی نیز نشان می‌دهند، حاصل تغییر و تحولات صورت گرفته در طی جریان متاسوماتیسم پتاسیک و فلدسپارزایی می‌باشند. این نوع کوارتزها به صورت کرمی یا قطره‌ای شکل همراه با پلاژیوکلاز یا ارتوکلاز یافت می‌شوند و حاصل تبادل جرمی در طی تبدیل پلاژیوکلاز به ارتوکلاز می‌باشند (شکل ۳-۵-ب). بر اساس نظر کولینز (۱۹۹۹)، تشکیل میرمکیت در محلی صورت می‌گیرد که پلاژیوکلاز مورد هجوم سیالات غنی از پتاسیم قرار گرفته و با جانشینی پتاسیم در آن، کلسیم و سیلیس آزاد شده باشد. سیلیس اضافی برای ایجاد کوارتزهای کرمی شکل (میرمکیت) مصرف می‌شود. واکنش زیر تشکیل میرمکیت را نشان می‌دهد:



شکل ۳-۵- الف- تصویری از بلورهای ارتوز و کوارتز در یک سنگ مونزودیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).
شکل ۳-۵- ب- تصویری میکروسکوپی نشاندهنده میرمکیت‌زایی در سنگ‌های کوارتزدیوریتی (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

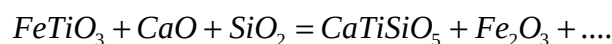
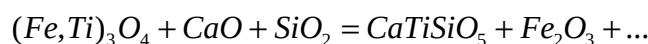
- کانیه‌های فرعی

- آپاتیت

آپاتیت یکی از کانیه‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های گابرو/ دیوریتی است که غالباً به صورت سوزن‌های طولیل مشاهده می‌شود. این کانی به صورت اذخال در پلاژیوکلاز حضور دارد. در ضمن به صورت اذخال در کانیه‌های بیوتیت، هورنبلند سبز یا پیروکسن نیز یافت می‌شود (شکل ۳-۶- الف). حضور گسترده آپاتیت معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده سنگ‌های گابرو- دیوریتی می‌باشد. فراوانی آپاتیت تا حدی گسترش یافته که به تشکیل کانسارهای آهن - آپاتیت در منطقه مورد مطالعه (کانسار آهن - آپاتیت همیجان) و در مناطق همجوار (کانسارهای آهن - آپاتیت اسفوردی، چغارت و غیره) منجر گردیده است. بالا بودن میزان P_2O_5 یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آکالین است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است.

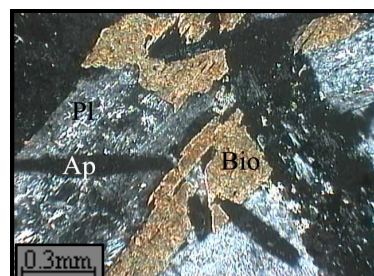
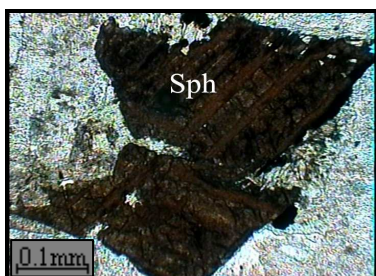
- اسفن

اسفن از دیگر کانیه‌های فرعی و مهم موجود در سنگ‌های گابرو/ دیوریتی است که معرف بالا بودن میزان Ti در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است. اسفن‌ها به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شوند. اسفن‌های اولیه غالباً شکل دار، دانه درشت و دارای اشکال هندسی مشخص نظیر لوزی، مثلثی و غیره می‌باشند (شکل ۳-۶- ب). در حالیکه اسفن‌های ثانویه غالباً بی‌شکل و ریزدانه هستند و همراه سایر کانیه‌های ثانویه نظیر اپیدوت، کلریت و کلسیت یافت می‌شوند (شکل ۳-۶- ج). این اسفن‌ها حاصل خروج Ti موجود در شبکه کانیه‌های مافیک نظیر پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و واکنش با Ca و Si آزاد شده در خلال متاسوماتیسم می‌باشند. در ضمن برخی کانیه‌های اپک نظیر مگنتیت و تیتانومگنتیت و احتمالاً ایلمنیت می‌توانند در طی دگرسانی، اسفن ایجاد کنند. Ti خارج شده از این کانیه‌ها همراه با Ca و Si موجود در محیط به تشکیل اسفن منجر می‌شود. به عنوان مثال تیتانومگنتیت $(Fe,Ti)_3O_4$ و ایلمنیت $FeTiO_3$ بر اساس واکنش‌های زیر به اسفن تبدیل می‌شوند:

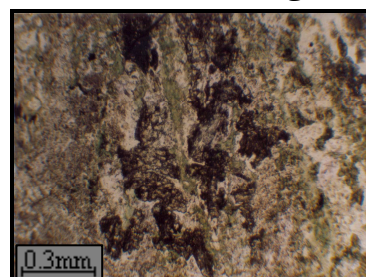
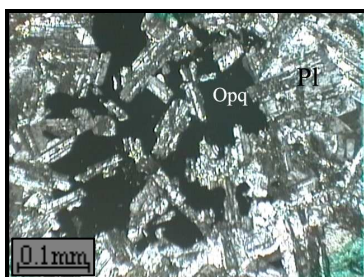


- مگنتیت

این کانی فراوان‌ترین کانی اپک موجود در سنگ‌های گابرو دیوریتی مورد مطالعه می‌باشد که به صورت دانه‌ای، پراکنده یا به صورت هم‌رشدی با پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳-۶-د). مگنتیت‌ها غالباً دانه ریز و شکل‌دار می‌باشند و در برخی موارد در اثر دگرسانی، به اسفن و اکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند. با توجه به مجموعه شواهد موجود در سنگ‌های مورد مطالعه و بالا بودن میزان آهن در آنها، این سنگ‌ها منبع اصلی ایجاد کننده کانسارهای آهن هستند که در طی تغییر و تحولات همراه با جایگزینی، آهن آنها تمرکز یافته و به تشکیل کانسارهای آهن در منطقه منجر گردیده‌است.



شکل ۳-۶-الف- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده
شکل ۳-۶-ب- تصویری از بلورهای لوزی شکل اسفن
ادخال‌های شکل‌دار آپاتیت در بیوتیت‌های موجود در
اولیه در سنگ‌های دیوریتی منطقه (PPL).
سنگ‌های گابرویی مورد مطالعه (XPL).



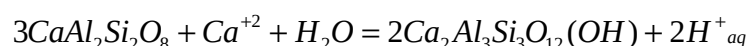
شکل ۳-۶-ج- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده اسفن
شکل ۳-۶-د- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده هم
های بی‌شکل ثانویه به همراه کلریت حاصل تجزیه
رشدی بلورهای مگنتیت و پلاژیوکلاز در یک سنگ
گابرویی. (XPL).
هورنبلند سبز در سنگ‌های دیوریتی (PPL).

شکل ۳-۶

- کانیهای ثانویه

- اپیدوت

این کانی حاصل دگرسانی اوژیت، هورنبلند سبز و پلاژیوکلاز می‌باشد. حضور اپیدوت معرف وجود آب در طی دگرسانی است. همراهی اپیدوت با کلریت، کلسیت و الیژیست مبین دگرسانی پروپلیتی یا دگرسانی از نوع سوسوریتی شدن است. با کلسیک‌تر شدن پلاژیوکلازها یا حضور مقادیر قابل ملاحظه Ca در اوژیتها و هورنبلندها، مقدار اپیدوت افزایش می‌یابد. در ضمن در طی نقل و انتقالات عناصر لازم برای تشکیل اپیدوت، این کانی به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای یا به صورت پوشش سطحی تشکیل شده‌است (شکل ۳-۷-الف). واکنش تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت به صورت زیر است:

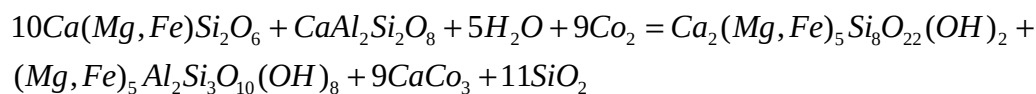


- کلریت

کلریت از دگرسانی کانیه‌های فرومنیزین (هورنبلند سبز، اوژیت و بیوتیت) به وجود آمده و معرف حضور سیال آبدار در طی دگرسانی، خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از هورنبلند یا اوژیت می‌باشد. کلریت به صورت الیف‌های آبی‌رنگ جایگزین کانیه‌های مافیک شده است. در مواردی، شدت دگرسانی به کلریت به حدی است که شناسایی کانی اولیه به سختی صورت می‌گیرد. افزایش مقادیر کلریت و بیوتیت در سنگ‌های گابرو دیوریتی باعث شده است که رنگ آنها به سبز گرایش یابد (شکل ۳-۷-ب).

- آکتینولیت

این کانی که در نمونه‌های دستی به صورت الیف‌هایی به رنگ آبی روشن مشاهده می‌شود و اندازه آنها به چند سانتیمتر نیز می‌رسد، در بخش‌های شمالی منطقه مورد مطالعه و در گابرو دیوریت‌های دگرسان شده یافت می‌شود (شکل ۳-۷-ج). این کانی در بین مردم محلی به پنبه نسوز معروف است و حاصل دگرسانی هورنبلند سبز و یا اوژیت در این سنگها می‌باشد که در مقاطع نازک به صورت اورالیت پدیدار می‌شود (شکل ۳-۷-د). این کانی همراه اندیس‌های آهن و آپاتیت در حاشیه روستای علی‌آباد یافت می‌شود. واکنش زیر دگرسانی اوژیت و پلاژیوکلاز به کلریت و آکتینولیت را نشان می‌دهد:

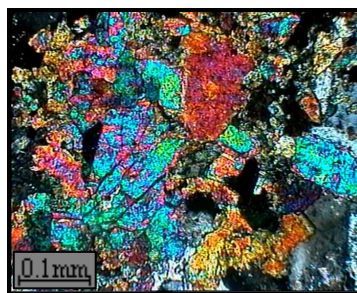


- کلسیت

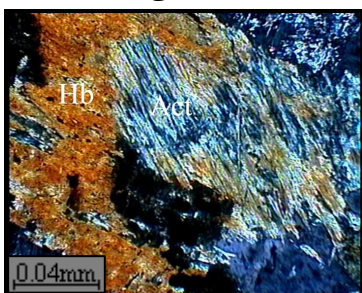
این کانی به مقدار کم در مقاطع نازک مشاهده می‌شود و حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانیه‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر هورنبلند سبز و اوژیت می‌باشد. در مجموع، حضور کانیه‌های اپیدوت، کلریت، آکتینولیت و کلسیت ثانویه در سنگ‌های گابرو/دیوریتی منطقه، مبین دگرسانی پروپیلیتی در این سنگهاست. این نوع دگرسانی با حضور کانیه‌های مذکور در سنگ‌های گابرو/دیوریتی مشخص می‌شود (دانبار و همکاران، ۱۹۹۵). در نمونه‌هایی که پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر داشته و اپیدوت (زوئیزیت و کلینوزوئیزیت) ثانویه در آنها فراوانتر است، دگرسانی از نوع سوسوریتیزاسیون صورت گرفته است.



شکل ۳-۷-ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده دگرسانی بیوتیت و سایر کانیهای مافیک به کلریت (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۳-۷-الف- تصویر میکروسکوپی مبتین بلورهای اپیدوت حاصل دگرسانی پیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگهای گابرویی (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۷-د- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تبدیل هورنبلند سبز به آکتینولیت (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۷-ج- تصویری از بلورهای چند سانتیمتری آکتینولیت‌های الیافی شکل و آبی رنگ (محل نمونه برداری شمال روستای علی آباد).

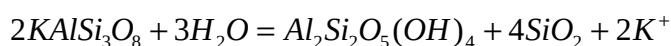
۳-۲-۲- سیینیت‌ها

سیینیت‌ها به صورت توده‌های نفوذی کوچک با ابعاد دهها تا صدها متر مربع در حد فاصل روستاهای ده شمس تا دهنو رخنمون دارند. در مناطق مجاور، توده‌های سیینیتی به ابعاد چند کیلومتر مربع نیز یافت می‌شوند (نظیر سیینیت‌های واقع در امتداد راه بافق - سه چاهون). این سنگ‌ها دانه‌ریز تا دانه درشت و صورتی رنگ هستند. در اطراف روستاهای دهنو و ده شمس ارتباط بسیار نزدیکی بین گابرویدیوریت‌ها و سیینیت‌ها مشاهده می‌شود. در این محل، می‌توان تحول تدریجی از گابرویدیوریت‌ها به سیینیت‌ها را پیگیری نمود.

- کانیهای اصلی

- ارتوکلاز

سیینیت‌ها دارای مقادیر قابل توجهی ارتوکلاز پرتیتی هستند که گاه مقدار آن به صد در صد می‌رسد (شکل ۳-۸-الف و ب). ارتوزهای موجود در این سنگها در برخی موارد به شدت کائولینیتی شده و منظره غبارآلود به خود گرفته‌اند. واکنش کائولینیتی شدن ارتوز به صورت زیر است:



- پیروکسن

پیروکسن از نوع اژییرین یا اژییرین اوژیت به مقدار کم و با چندرنگی سبز پررنگ در این سنگ‌ها یافت می‌شود. اوژیت، تنها کانی مافیک موجود در این سنگها می‌باشد، و اغلب به کلریت، اسفن و اکسید آهن تجزیه شده است (شکل ۳-۸-الف).

- کوارتز و پلاژیوکلاز

کوارتز و پلاژیوکلاز به صورت بین دانه‌ای به ندرت در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. اسفن، آپاتیت، مگنتیت و زیرکن نیز به صورت کانی فرعی در سیینیت‌ها یافت می‌شوند. این کانی‌ها عمدتاً نیمه شکلدار تا بی‌شکل هستند و از فراوانی کمی برخوردار می‌باشند. اسفن، کلسیت و اکسیدهای آهن از دگرسانی اژیرین یا اژیرین اوژیت، پلاژیوکلاز و مگنتیت حاصل شده‌اند. در نمونه‌های دیوریتی که با افزایش فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) به سمت مونزودیوریت، مونزونیت و نهایتاً سیینیت ختم می‌شوند، مقداری پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز، بیوتیت و اوژیت یافت می‌شود.

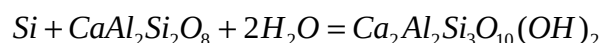
- کانیهای فرعی

- زیرکن

زیرکن به صورت ادخال در پلاژیوکلاز و کانیهای مافیک یافت می‌شود (شکل ۳-۸-ج).

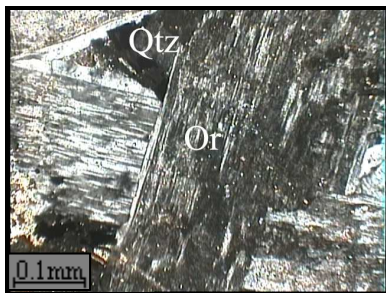
- پره‌نیت

پره‌نیت با ترکیب شیمیایی $Ca_2Al_2Si_3O_{10}(OH)_2$ کانی ثانویه‌ای است که حاصل تغییر و تحول پلاژیوکلازهاست. این کانی دارای رنگ‌های تداخلی سری سوم می‌باشد و رنگ‌های زرد و رنگین کمانی به نمایش می‌گذارد (شکل ۳-۸-د). واکنش زیر تبدیل پلاژیوکلاز به پره‌نیت را نشان می‌دهد:

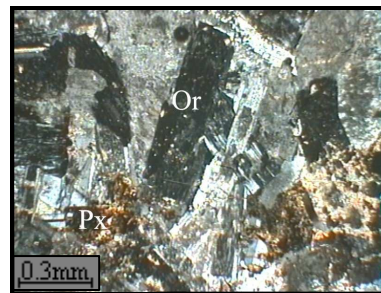


- اسفن

اسفن نیز به صورت کانی مافیک اولیه و ثانویه حاصل تخریب اژیرین اوژیت و اکسیدهای آهن، در این سنگ‌ها دیده می‌شود.



شکل ۳-۸-ب- تصویری از بلورهای ارتوز پرتیتی به همراه کوارتزهای بین دانه‌ای در سیینیت‌ها (XPL).



شکل ۳-۸-الف- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای ارتوز و پیروکسن دگرسان شده در سیینیت‌ها (XPL).



شکل ۳-۸-د- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای سوزنی شکل پره‌نیت در سنگ‌های سیینیتی (XPL).



شکل ۳-۸-ج- تصویر میکروسکوپی معرف حضور زیرکن در سنگ‌های سیینیتی (PPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).

شکل ۳-۸

۳-۲-۳- گرانیت‌ها

در بین سنگ‌های آذرین درونی، گرانیت‌ها وسیع‌ترین رخنمون‌ها را به خود اختصاص داده و به صورت استوک بزرگی در گوشه شمال شرقی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافق، گوشه شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد و یا در جنوب شرق نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ مشاهده می‌شوند. در عین حال توده‌های گرانیتی کوچکتری که ابعاد آنها حدود ۱ کیلومتر مربع یا کمتر می‌باشد، در غرب روستای تویک، شمال نگین‌گون و غرب روستای درند علیا رخنمون دارند. این سنگها سفیدرنگ، ریزدانه و تقریباً فاقد کانیهای مافیک می‌باشند. گرانیت‌ها در مقیاس میکروسکوپی دارای بافتهای گرانولار، گرافیکی، و پورفیروئیدی می‌باشند. کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، آلانیت، آپاتیت، مگنتیت، زیرکن، اسفن، سریسیت و کلسیت کانیهای تشکیل دهنده این سنگها هستند.

- کانیهای اصلی

- پلاژیوکلاز و ارتوکلاز

پلاژیوکلاز و ارتوکلاز، کانیهای اصلی این سنگها هستند. ارتوز در مقاطع نازک به سختی قابل شناسایی است، زیرا دانه‌ریز بوده و در مقایسه با کوارتز، ویژگیهای کانی‌شناسی بارزی نشان نمی‌دهد. بررسی مقادیر نورماتیو ارتوز نشان می‌دهد، این کانی به طور میانگین ۲۵ درصد از کانیهای سازنده سنگهای گرانیتی را تشکیل می‌دهد. مجموع کوارتز و پلاژیوکلاز نورماتیو در سنگهای گرانیتی از ۵۵ تا ۶۷ درصد متغیر است و به طور میانگین حدود ۶۳ درصد می‌باشد. حضور بیش از ۸۵ درصد کانیهای روشن در گرانیت‌ها باعث شده تا این سنگ‌ها رنگ کاملاً سفید تا سفید مایل به خاکستری نشان دهند. بقیه کانیها که فراوانی آنها کمتر از ۱۵ درصد می‌باشد، به هورنبلند سبز، آپاتیت، آلانیت، مگنتیت و غیره اختصاص دارد. این سنگها بافتهای گرانولار دانه‌ریز و پورفیروئیدی نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-۹-الف و ب). در برخی نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز به گونه‌ای در زمینه‌ای از بلورهای کوارتز قرار گرفته که شبیه بافت دل‌ریتی به نظر می‌رسد و حاکی از انجماد سریع در اعماق کم می‌باشد (شکل ۳-۹-ج). در برخی نمونه‌ها بافت گرافیکی دانه‌ریز ناشی از هم‌رشدی بلورهای کوارتز و فلدسپار مشاهده می‌شود (شکل ۳-۹-د). میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها بین ۰ تا ۲۰ درصد متغیر است، ولی به طور میانگین مقدار آنورتیت درصد در آنها، حدود ۶/۳ درصد می‌باشد که نشان می‌دهد، پلاژیوکلازها از نوع آل‌بیت و به ندرت الیگوکلاز می‌باشند. این کانیها در برخی موارد بر اساس واکنش زیر به سریسیت دگرسان شده‌اند:



به علت تغییر ترکیب کانیها، ضرایب در این واکنش می‌تواند متغیر باشد، لذا از ذکر آنها صرفه‌نظر میشود.

- کوارتز

به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل یافت می‌شود (شکل ۳-۹-د). میانگین فراوانی نورماتیو آن (۳۰ درصد) نشان می‌دهد کوارتز حجم زیادی از سنگ را به خود اختصاص می‌دهد.

کانیهای فرعی

- اسفن

اسفن‌های اولیه به مقدار بسیار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. اسفن‌های ثانویه حاصل از دگرسانی هورنبلند سبز نیز به مقدار بسیار کم یافت می‌شوند (شکل ۳-۱۰-الف).

- زیرکن

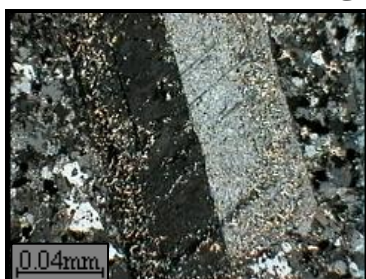
زیرکن به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به مقدار بسیار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود. زیرکن به همراه لخته‌های مگنتیت و آپاتیت و به صورت پراکنده نیز مشاهده می‌شود. (شکل ۳-۱۰-ب).

- آپاتیت

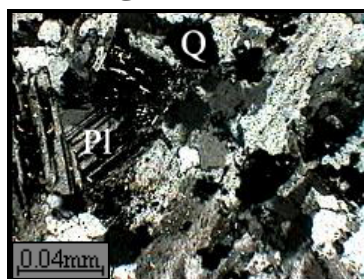
آپاتیت همراه با آلانیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز به صورت تجمعات یا لخته‌هایی درون گرانیتها یافت می‌شود (شکل ۳-۱۰-ج). همراهی بسیار نزدیک آپاتیت و مگنتیت می‌تواند مؤید تشکیل آنها تحت شرایط مشابه باشد. در مجاورت گرانیت‌های منطقه همیجان اندیس آهن - آپاتیتی وجود دارد که آپاتیت‌های آن مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته و معرف حضور مقادیر قابل توجهی عناصر نادر خاکی به ویژه Ce و La در آن می‌باشد. این امر با حضور کانی آلانیت در گرانیتها نیز تأیید می‌گردد.

- آلانیت

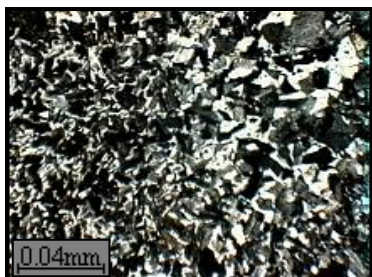
آلانیت به صورت بلورهای بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای مشخص می‌گردد (شکل ۳-۱۰-د). مقادیر قابل توجه La و Ce در نتایج آنالیز شیمیایی این سنگ‌ها، نشان‌دهنده حضور این کانی است. آلانیت با ترکیب $(CaLa_{0.75}Ce_{0.25}Fe^{+2}_{0.75}Mn_{0.25}Al_{1.5}Fe^{+3}_{0.5}(SiO_4)(Si_2O_7)O(OH))$ از کانیهای خانواده اپیدوت است که از عناصر خاکی کمیاب Ce, Y و La غنی می‌باشد.



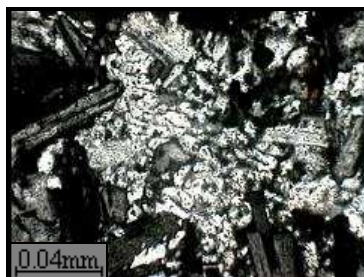
شکل ۳-۹-ب- تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز سربستی شده در زمینه دانه‌ریز گرانیتها. (XPL).



شکل ۳-۹-الف- تصویر میکروسکوپی بافت گرانولار دانه‌ریز در گرانیت‌ها (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۹-د- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بافت گرافیکی ریزدانه در سنگ‌های گرانیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



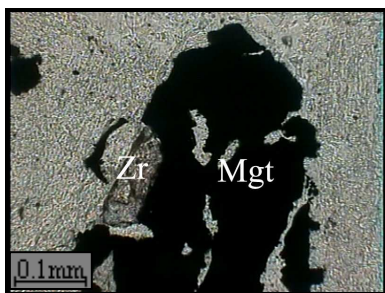
شکل ۳-۹-ج- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده تبلور موضعی کوارتز در بین بلورهای پلاژیوکلاز (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).

- مگنتیت

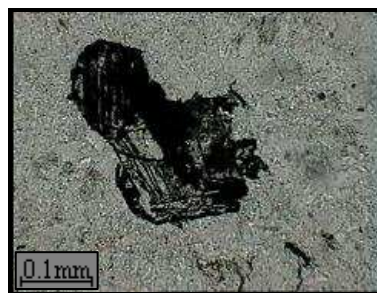
این کانی به مقدار قابل توجه در گرانیته‌ها حضور دارد. مگنتیت به صورت ادخال در داخل پلاژیوکلاز، خمیره‌ای در بین بلورهای پلاژیوکلاز، یا لخته‌های پراکنده همراه با پلاژیوکلاز، آپاتیت، آلانیت و زیرکن در گرانیته‌ها یافت می‌شود (شکل‌های ۳-۱۰-ه تا ح). لخته‌های پراکنده مگنتیت به همراه پلاژیوکلاز، زیرکن و آپاتیت، در گرانیته‌های رخنمون یافته در مجاور روستای تویک، به صورت آنکلاوهای تیره رنگی نسبت به زمینه سنگ مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۱-الف و ب). شباهت این تجمعات به زمینه سنگ، منشاء غیر ماگمایی آنها را منتفی می‌سازد. این آنکلاوها در واقع شواهد اختلاط ماگمایی هستند و نشان می‌دهند که گرانیته‌ها از اختلاط ماگمای تفریق یافته گوشته‌ای با مذاب فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته ایجاد شده‌اند.

حضور مگنتیت معرف فوگاسیته پایین اکسیژن در هنگام تشکیل سنگ می‌باشد. از آنجا که بخش عمده مگنتیت به صورت تجمعاتی همراه پلاژیوکلازهای درشت، یافت می‌شوند، نشان‌دهنده تبلور زودهنگام مگنتیت همراه با پلاژیوکلاز، آپاتیت و آلانیت است. سپس این تجمعات با حرکت یا مهاجرت بعدی ماگمای سازنده گرانیته‌ها، حمل شده و به ترازهای بالاتر انتقال یافته‌اند. حضور اندیس‌هایی از مگنتیت، مگنتیت-آپاتیت یا مگنتیت - آپاتیت-آکتینولیت در نزدیکی استوک گرانیته‌ها همیجان مؤید این موضوع می‌باشد. مگنتیت‌ها حاصل عدم اختلاط مذاب سیلیکاتی و اکسیدهای فلزی نظیر مگنتیت (ناهم‌آمیزی اکسید-سیلیکات) می‌باشند.

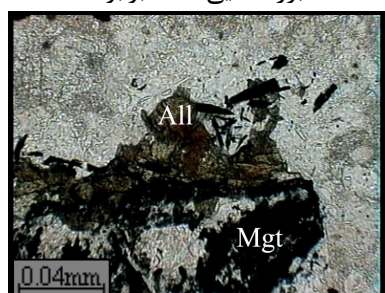
همچنین لکه‌هایی به رنگ صورتی مایل به سفید در این سنگها وجود دارد که در مقیاس میکروسکوپی به صورت رگه‌های آپلیتی دانه‌درشت قابل مشاهده می‌باشند. این رگه‌های آپلیتی فاقد هر نوع دگرسانی بوده و در مقایسه با زمینه سنگ کاملاً سالم هستند (شکل ۳-۱۱-ج و د)، لذا دگرسانی تحمیل شده بر گرانیته‌ها در زمانی بسیار نزدیک به تشکیل آنها و قبل از خاتمه تبلور سنگ صورت گرفته است (دگرسانی دویتریک). تشکیل رگه‌های آپلیتی مذکور، پس از دگرسانی دویتریک و در ارتباط با آخرین فعالیت‌های ماگمایی گرانیته‌ها می‌باشد.



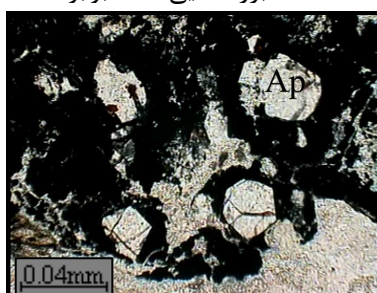
شکل ۳-۱۰-ب- تصویر میکروسکوپی بلور شکل دار زیرکن در کنار لخته‌های مگنتیت در گرانیت‌ها (PPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۰-الف- تصویر میکروسکوپی بلور شکل دار اسفن اسکلتی اولیه همراه با مگنتیت در گرانیت‌ها (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۰-د- تصویر بلورهای آلانیت به همراه سوزنها و بلورهای مگنتیت در سنگ‌های گرانیتی (PPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



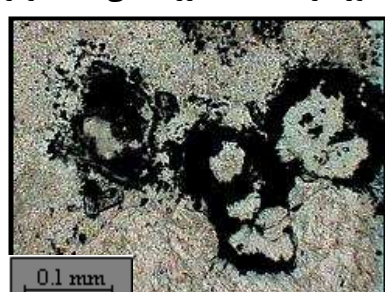
شکل ۳-۱۰-ج- تصویر میکروسکوپی بلورهای آپاتیت که توسط تجمعات کانیه‌های اپک (مگنتیت) در گرانیت‌ها محصور شده‌اند (PPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۰-و- تصویری از لخته‌های مگنتیت (Mt) در گرانیت‌های مورد مطالعه زیرکن، نیز در کنار مگنتیت حضور دارد (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۰-ه- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ادخالهای مگنتیت در پورفیروئیدهای پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های گرانیتی (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).

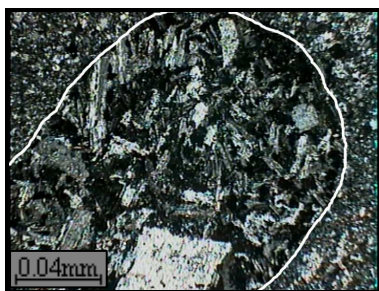


شکل ۳-۱۰-ح- تصویر میکروسکوپی بلورهای مگنتیت در گرانیت‌ها که پلاژیوکلازها را در برگرفته‌اند (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

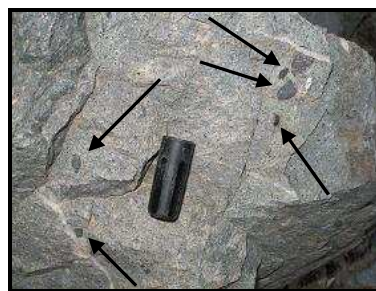


شکل ۳-۱۰-ز- تصویر بلورهای پلاژیوکلاز و مگنتیت (مگنتیت به صورت خمیره بین بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده است) (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

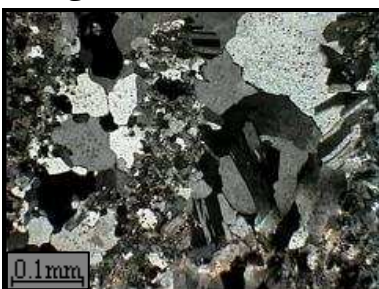
شکل ۳-۱۰



شکل ۳-۱۱-ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده تجمع بلورهای پلاژیوکلاز به همراه مگنتیت در گرانیت‌های منطقه تویک (حاشیه‌های آنکلاو توسط خط سفید رنگ مشخص شده است) (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۱-الف- تصویر آنکلاوها یا لخته‌های حاوی مگنتیت و پلاژیوکلاز در نمونه دستی گرانیت‌ها (محل نمونه‌برداری حوالی روستای تویک بالا).



شکل ۳-۱۱-د- تصویر میکروسکوپی رگه‌های آپلیتی دانه درشت در گرانیت‌های میزبان دانه ریز. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. (نور XPL).



شکل ۳-۱۱-ج- تصویری از گویچه‌های آپلیتی سفید رنگ در نمونه دستی گرانیت‌های مورد مطالعه (محل نمونه‌برداری روستای تویک).

۳-۳- سنگ‌های آذرین خروجی

۳-۳-۱- بازالت‌ها

بازالت‌ها در بخش شرقی منطقه در اطراف روستاهای بهدان، زراشک و دوقله رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای رنگ سبز تیره مایل به سیاه می‌باشند. در بسیاری از آنها، حفرات زیادی وجود دارد که توسط کانیهای ثانویه نظیر کلسیت، کوارتز و اکسید آهن پر شده‌اند. پرشدگی حفرات به صورت متحدالمرکز در طی چند مرحله صورت گرفته است (شکل‌های ۳-۱۲-الف و ب). بافت‌های غالب در این سنگ‌ها، پورفیری، گلوپورفیری، آمیگدالوئیدی و میکرولیتی هستند. پلاژیوکلاز به صورت پورفیرهای درشت و میکرولیت‌های ریزدانه در زمینه شیشه‌ای سنگ حضور دارد. الیوین و به مقدار کمتر اوژیت از دیگر سازندگان این سنگ‌ها هستند. در برخی موارد، مقداری کوارتز در زمینه یافت می‌شود که حاصل واکنش این سنگ‌ها با آب دریا است و کانی ثانویه محسوب می‌شود. کانیهای کلریت، کلسیت، اسفن و اکسیدهای آهن حاصل از دگرسانی، نیز در این سنگ‌ها حضور دارند. نتایج آنالیز شیمیایی و نامگذاری مبتنی بر آنها، نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها بازالت و آندزی - بازالت می‌باشد.

- کانیهای اصلی

- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها فراوانترین کانی موجود در این سنگها هستند که عمدتاً به صورت میکروولیت در زمینه شیشه‌ای سنگ حضور دارند. تجمع فنوکریستهای پلاژیوکلاز همراه با الیوین و کانیهای اپک، به تشکیل بافت گلومروپورفیری منجر شده است (شکل ۳-۱۲- ج و د). آثار دگرسانی پورفیرهای پلاژیوکلاز به داموریت، در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. داموریت نوعی میکای سفید است که در نور پلاریزه با رنگ‌های تداخلی سری دوم مشخص می‌شود (شکل ۳-۱۲- ه).

- الیوین

الیوین از دیگر کانیهای اصلی سنگهای بازالتی است. این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ابعادی کوچکتر از فنوکریستهای پلاژیوکلاز قابل مشاهده است. فراوانی آنها بسیار کم بوده و در صد کمی از کانیهای سازنده سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. این کانی نیز دگرسان شده و اغلب به طور کامل توسط اکسیدهای آهن، جانشین شده است. بطوریکه تنها قالب اولیه آن قابل تشخیص است. در واقع الیوین‌ها ایدنگسیتی شده‌اند (شکل ۳-۱۲- و و ز).

در نمونه‌های میکروسکوپی بازالت‌های مورد مطالعه، سودومورف‌هایی از کانیهای کوارتز و کلسیت در قالب بلورهای الیوین ایجاد شده است. بعضاً ادخال‌هایی از بلورهای الیوین در درون پورفیرهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود که حاکی از تقدّم تبلور الیوین بر پلاژیوکلاز است.

- اوژیت

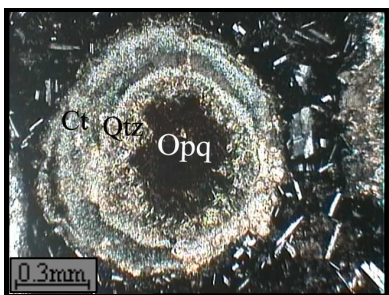
به دلیل دگرسانی شدید در بسیاری موارد، تنها قالبهای شکل‌داری از بلورهای پیروکسن از نوع اوژیت در بازالت‌ها مشاهده می‌شود. این کانی از روی شکل هشت گوش آن قابل تشخیص است. در این نمونه‌ها، فنوکریستهای پیروکسن به طور کامل توسط کلسیت و گاهی توسط کوارتز و کلریت جانشین شده است. لذا کلریت، کلسیت و کوارتز سودومورف‌های اوژیت می‌باشند.

- کانیهای فرعی

مگنتیت فراوانترین کانی فرعی بازالت‌هاست که به صورت بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار یافت می‌شود و گهگاه ساخت اسکلتی نشان می‌دهند. الیژیست نیز ممکن است به صورت بلورهای تیغه‌ای شکل در این سنگ‌ها یافت شود که جزء کانیهای ثانویه محسوب می‌شود (شکل ۳-۱۲- ه). آپاتیت به مقدار کم، به صورت ادخال و به شکل بلورهای سوزنی در این سنگها حضور دارند.

- کانیهای ثانویه

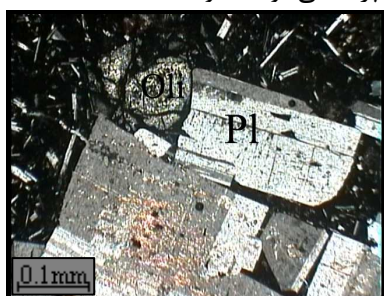
کلریت، کلسیت، سربیسیت، کوارتز، اسفن، کلسدونی و اکسیدهای آهن، کانیهای ثانویه بازالت‌ها هستند. سربیسیت و کلسیت از آلتراسیون فنوکریست‌ها و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز حاصل شده‌اند. کلریت حاصل دگرسانی فنوکریست‌های پیروکسن، الیوین و زمینه شیشه‌ای سنگ می‌باشد. کانیهای کلسیت، کوارتز، کلریت و اکسیدهای آهن، قالب بلورهای الیوین و پیروکسن را پر کرده و سودومورف تشکیل داده‌اند. به علاوه، این کانیهای حفرات موجود در زمینه سنگ را نیز پر کرده و بافت بادامکی ایجاد کرده‌اند.



شکل ۳-۱۲-ب- پرشدگی حفرات توسط کوارتز، کلسیت و اکسید آهن در بازالت‌ها (به وضعیت متحدالمرکز و چند مرحله‌ای پرشدگی توجه شود) (XPL).



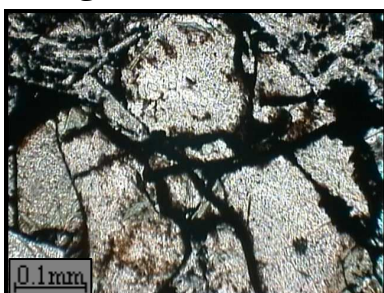
شکل ۳-۱۲-الف- تصویری از ساخت بادامکی در نمونه دستی سنگ‌های بازالتی (شرق روستای بهدان).



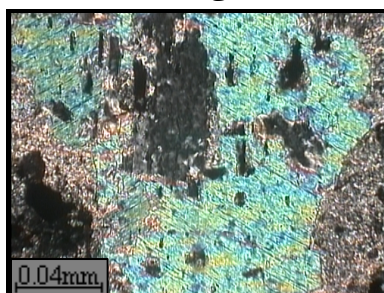
شکل ۳-۱۲-د- تصویری از تجمع فنوکریست‌های الیوین و پلاژیوکلاز که بافت گلومروپورفیری در بازالت‌ها ایجاد کرده‌اند (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر)



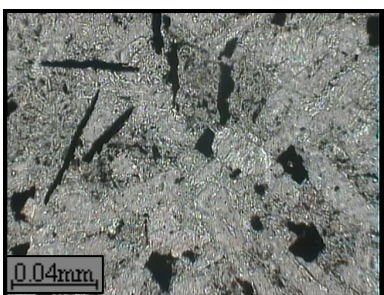
شکل ۳-۱۲-ج- تصویر میکروسکوپی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی (بافت پورفیری). (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۲-و- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده تجمع موضعی بلورهای الیوین در بازالت‌های مورد مطالعه (PPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۲-ه- تصویر میکروسکوپی فنوکریست پلاژیوکلاز که در اثر دگرسانی به داموریت تبدیل شده است. (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۲-ح- تصویر میکروسکوپی مبتنی حضور بلورهای سوزنی شکل الیژنیست به همراه کلریت حاصل از دگرسانی در بازالت‌ها (PPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۲-ز- تصویری از الیوین‌های ایدنگسیتی شده در بازالت‌ها (XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

شکل ۳-۱۲

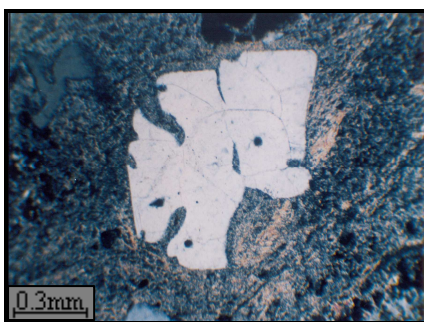
۳-۲-۳- ریولیتها

ریولیتها به دو صورت گدازه‌های توده‌ای یا متراکم (در قالب گنبد‌های ریولیتی) و گدازه‌های ریولیتی بین‌لایه‌ای همراه با آذرآواری‌ها و سنگ‌های آهکی- دولومیتی یافت می‌شوند.

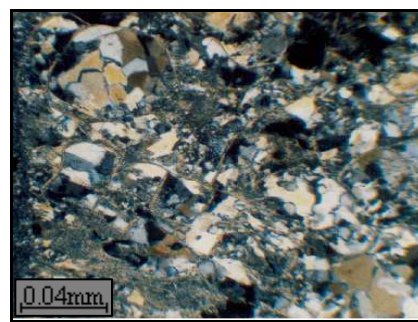
الف- گنبد‌های ریولیتی

این نوع ریولیتها به صورت گنبد‌های ریولیتی بزرگی در جنوب کوه دوقله رخنمون دارند و وسعتی بالغ بر یک کیلومتر مربع را می‌پوشانند. این سنگها یکنواخت بوده و دارای رنگ سفید تا کرم میباشند. بعضی از این سنگها، شکسته شده و فضاهای خالی ایجاد شده در آنها توسط کوارتز پر شده‌است. این ریولیتها دارای بافت پورفیری می‌باشند. کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز، پورفیرهای آنها را تشکیل میدهند. پورفیرهای کوارتز و سانیدین در نمونه‌های دستی آنها به راحتی قابل شناسایی است. همین کانیها به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ نیز حضور دارند (شکل ۳-۱۳- الف).

خلیج‌خوردگیهای زیبایی در بلورهای کوارتز مشاهده می‌شود. این بلورها غالباً دارای حاشیه‌های گرد شده هستند که می‌تواند مبین عدم تعادل شرایط تبلور باشد (شکل ۳-۱۳- ب). سانیدین به صورت پورفیر یا بلورهای ریز در سنگ حضور دارد و در برخی موارد به سربیسیت و کانیهای رسی دگرسان شده است (کائولینیتی شدن). پلاژیوکلاز نیز به صورت فنوکریست و میکرولیت در این سنگها حضور دارد و در برخی موارد به سربیسیت و کلسیت دگرسان شده‌است. مقادیر کمی کانی اپک از نوع مگنتیت و هورنبلند سبز یا بیوتیت دارای حاشیه سوخته (اکسید شده) در این سنگها یافت می‌شوند. زیرکن به صورت ادخال و به مقدار کم در این سنگها یافت می‌شود. از آنجایی که این ریولیتها به صورت گنبد رخنمون یافته‌اند و سنگ‌های آذرآواری و رسوبی میزبان را قطع کرده‌اند، هم ارز توده‌های گرانیتوئیدی موجود در منطقه محسوب می‌شوند.



شکل ۳-۱۳- ب- تصویر میکروسکوپی نشاندهنده بلور کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی در ریولیت‌های توده‌ای مورد مطالعه (XPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

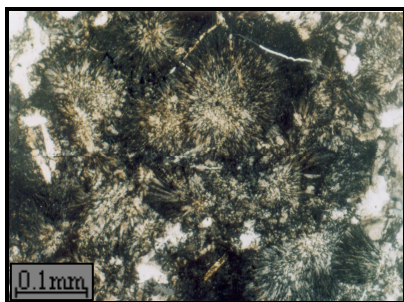


شکل ۳-۱۳- الف- تصویری از زمینه دانه‌ریز ریولیت‌های توده‌ای با کانیهای کوارتز، سانیدین و پلاژیوکلاز (XPL، بزرگنمایی ۴۰۰ برابر).

شکل ۳-۱۳

ب- ریولیت‌های همراه با آذرآواری‌ها

ریولیت‌های همراه با آذرآواری‌ها غالباً دارای ضخامت کم و گسترش محدود می‌باشند و به طور جانبی به سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی فلسیک نظیر لیتیک- توف‌ها و توف‌های ریولیتی یا ریوداسیتی تبدیل می‌گردند. سنگ‌های توفی سبزرنگ، سیلتستون‌های توفی و ماسه‌سنگ‌های توفی سبز و قرمز همراه با این ریولیت‌ها یافت می‌شوند. این ریولیت‌ها ویژگی‌های بارزی نظیر بافت پورفیری و اسفرولیتی زیبایی را به نمایش می‌گذارند (شکل‌های ۳-۱۴- الف و ب). بافت اسفرولیتی، بافتی ثانویه است که در خلال شیشه‌زدایی ایجاد شده‌است. در برخی موارد همراه با مجموعه در برگیرنده، دگرگونی درجه پایینی در حد رخساره شلیست سبز را متحمل شده و به سربسیت شلیست تبدیل گردیده‌اند. لذا برگوارگی و تورق بارزی پیدا کرده‌اند. در ریولیت‌های دگرگون شده از کانیه‌های اولیه، تنها کوارتز قابل تشخیص می‌باشد که آثار خلیج‌خوردگی در حاشیه آنها قابل مشاهده است. این ریولیت‌ها همراه با سنگ‌های آذرآواری در حاشیه توده‌های گابرویی، متحمل دگرگونی مجاورتی شده‌اند که آثار آن بر روی ریولیت‌ها و سنگ‌های آذرآواری به صورت رشد کوارتزهای نوظهور به صورت رورشدی بر روی پورفیرها یا خرده بلورهای کوارتز (شکل ۳-۱۴- ج)، شیشه‌زدایی و رشد بلورهای نوظهور کوارتز و فلدسپار، سربسیت‌زایی گسترده و محو شدن بافت اولیه سنگ‌های آذرآواری قابل مشاهده است.



شکل ۳-۱۴- ب- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده ریولیت اسفرولیتی شده (به رشد شعاعی کوارتز توجه شود) (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۳-۱۴- الف- تصویری از نمونه دستی ریولیت‌های همراه با ولکانی کلاستیک‌ها که ویژگی اسفرولیتی شدن را نشان می‌دهند.



شکل ۳-۱۴- ج- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده بلورهای نوظهور کوارتز بر روی بلور کوارتز قبلی که در اثر دگرگونی مجاورتی رشد کرده‌اند (آثار خلیج‌خوردگی در حاشیه بلور کوارتز قبلی هنوز قابل مشاهده است) (نور XPL، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).

شکل ۳-۱۴

۳-۴- سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی

علاوه بر سنگهای نامبرده، سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی نظیر توف سیلتستونی، لیتیک‌توف‌های ریولیتی، پومیس توف و غیره به عنوان سنگ میزبان توده‌های آذرین مورد مطالعه رخنمون دارند که به علت کم اهمیت بودن آنها در بررسیهای مورد نظر ما، از بحث تفصیلی آنها صرف‌نظر می‌کنیم. همچنین مجموعه نامبرده نهایتاً توسط سنگهای آهکی و آهکی- دولومیتی پوشیده می‌شوند که در مبحث زمین‌شناسی صحرایی به آنها اشاره شد.

۳-۵- ترتیب تبلور کانیهای سازنده ترکیبات سنگی مورد مطالعه

جهت تعیین ترتیب تبلور کانیهای موجود در سنگهای آذرین، شرایط محیط تبلور، ترکیب شیمیایی و مورفولوژی کانیها در نظر گرفته می‌شود. قانون روزنبوش مراحل تبلور کانیها را به صورت زیر بیان می‌کند:

- اگر یک کانی داخل کانی دیگر قرار گیرد، آن کانی زودتر از کانی دربرگیرنده متبلور شده است.
- کانیهای شکل‌دار زودتر از کانیهای نیمه‌شکل‌دار و کانیهای نیمه‌شکل‌دار زودتر از کانیهای بی-شکل تشکیل شده‌اند.

- کانیهای ثانویه سنگها در تعیین ترتیب تبلور نقشی ندارند.

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

- گابرو/ دیوریت‌ها

در گابروها و دیوریتها، پلاژیوکلاز، اوژیت، هورنبلند، بیوتیت، فلدسپار پتاسیم و کوارتز کانیهای اصلی و آپاتیت، اسفن و مگنتیت، کانیهای فرعی هستند. حضور آپاتیت‌های ریز و شکل‌دار در بلورهای پلاژیوکلاز معرف تبلور زود هنگام آپاتیت می‌باشد. بعضاً به همراه آپاتیت، اسفن و مگنتیت نیز به صورت ادخال در پلاژیوکلاز، اوژیت و هورنبلند مشاهده می‌شود. بنابراین کانیهای فرعی اسفن اولیه، آپاتیت و مگنتیت زودتر از سایر کانیها متبلور شده‌اند. با توجه به شواهد بافتی، در بین کانیهای اصلی ترتیب تبلور به این صورت است: پیروکسن، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز.

حضور مگنتیت به صورت هم‌رشدی با پلاژیوکلاز در برخی سنگهای گابرویی نشان‌دهنده تبلور مگنتیت به همراه پلاژیوکلاز در اولین مراحل تبلور ماگماست. بافت افیتیک حاصل هم‌رشدی پلاژیوکلاز و اوژیت در این سنگها، نشان‌دهنده تبلور قبل تا همزمان این دو کانی می‌باشد. هورنبلند و بیوتیت‌های شکل‌دار اولیه، در مراحل بعدی متبلور شده‌اند. بلورهای فلدسپار پتاسیم اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را احاطه کرده‌اند، لذا کانی تأخیری محسوب می‌شوند (بافت آنتی راپاکیوی حاصل رورشدی فلدسپار پتاسیم بر روی پلاژیوکلاز). کوارتزهای بی‌شکل به صورت بین‌دانه‌ای، فضای بین سایر کانیها را پر کرده و در آخرین مراحل تبلور ایجاد شده‌اند.

- سیینیت‌ها

در سنگهای سببیتی، ارتوز پرتیتی، اژیرین اوژیت و به مقدار کم پلاژیوکلاز و کوارتز کانیهی اصلی و زیرکن، اسفن و آپاتیت کانیهی فرعی می‌باشند. زیرکن، آپاتیت و اسفن ادخالهای موجود در بلورهای ارتوکلاز هستند، لذا این کانیهی در اولین مراحل تبلور تشکیل شده‌اند. اژیرین یا اوژیت اژیرین همزمان یا پس از کانیهی ذکر شده تشکیل گردیده‌است. ارتوکلاز بعد از اوژیت یا همزمان با آن تشکیل شده است. کوارتز آخرین کانی متبلور شده در این سنگهاست.

- گرانیته‌ها

کوارتز، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز کانیهی اصلی و اسفن، زیرکن، آپاتیت، آلانیت و مگنتیت از کانیهی فرعی موجود در سنگهای گرانیته هستند. آنکلاوهای (لخته‌های) موجود در این سنگها بیانگر تبلور لخته‌ها یا تجمعات پلاژیوکلاز، مگنتیت، آلانیت و آپاتیت در مراحل اولیه تبلور ماگما هستند. در برخی موارد، بلورهای کاملاً شکل‌دار آپاتیت توسط مگنتیت محصور شده است. بنابراین آپاتیت قبل از مگنتیت متبلور شده است. زیرکن‌های کاملاً شکل‌دار نیز همراه این لخته‌ها مشاهده می‌شود. این لخته‌ها بخشهایی از ماگمای گوشته‌ای هستند که به همراه مذاب فلسیک به ترازهای بالاتر انتقال یافته‌اند (اختلاط ماگمایی). حضور پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست و میکرولیت، معرف تبلور پلاژیوکلاز در طی دو مرحله می‌باشد. قطراتی از آهن به صورت آمیبی شکل درون پورفیرهای پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. مگنتیت‌های شکل‌دار در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز نیز مشاهده می‌شوند. این امر نشان می‌دهد که تبلور مگنتیت قبل از پلاژیوکلاز و یا همزمان با آن صورت گرفته است. سپس سیال حاوی آهن به همراه باقیمانده ماگما به ترازهای بالاتر انتقال یافته است. حضور بلورهای هم اندازه کوارتز، ارتوز و مگنتیت در زمینه سنگ، مبین این موضوع می‌باشد. پس از آن کوارتزهای بی شکل و ریزدانه، فضای بین بلورهای قبلی را پر کرده‌اند.

- بازالت‌ها

در بازالتها، فنوکریستهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز، اوژیت و الیوین در اعماق متبلور شده و باقیمانده ماگما در سطوح بالاتر، میکرولیتهای پلاژیوکلاز و یا زمینه شیشه‌ای سنگ را ایجاد کرده است. مگنتیت و آپاتیت توسط فنوکریست‌های پلاژیوکلاز احاطه شده که حاکی از تبلور آنها قبل از پلاژیوکلاز می‌باشد. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت که به صورت ادخال در فنوکریستهای این سنگها مشاهده می‌شوند، اولین کانی تبلور یافته در این سنگها هستند.

ترتیب تبلور کانیهی تشکیل دهنده ترکیبات سنگی مورد مطالعه در شکل ۳-۱۵ به صورت گرافیکی نشان داده شده است.

نوع سنگ	نوع کانی
گابرو / دیوریتها	
پلاژیوکلاز	
اوپت	
هورنبلند	
بیوتیت‌های اولیه	
آپاتیت	
مگنتیت	
اسفن اولیه	
کوارتز	
سپینیت‌ها	
اژرین اوپت	
پلاژیوکلاز	
ارتوکلاز	
کوارتز	
زیرکن	
اسفن اولیه	
گرانیتها	
پلاژیوکلاز	
ارتوکلاز	
کوارتز	
مگنتیت	
آپاتیت	
اسفن اولیه	
زیرکن	
آلنیت	
بازالتها	
الیون	
پلاژیوکلاز	
اوپت	
آپاتیت	
مگنتیت	
ریولیت‌ها	
کوارتز	
پلاژیوکلاز	
سانیدین	

شکل ۳-۱۵- نمایش گرافیکی ترتیب تبلور کانیهای سازنده سنگهای مورد مطالعه.

۳-۶- نتیجه گیری

- سنگهای مورد مطالعه به دو دسته نفوذی و خروجی تقسیم می‌شوند: سنگهای نفوذی دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، سینییت و گرانیت و سنگهای آتشفشانی منطقه، بازالت و انواع ریولیت‌های همراه با آذرآواری‌ها و گنبد‌های ریولیتی را شامل می‌شوند.

- گابروها و دیوریت‌ها بافت‌های افیتیک، ساب‌افیتیک و گرانولار نشان می‌دهند. اوژیت، هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و به ندرت کوارتز و ارتوکلاز کانیهای اصلی آنها هستند. آپاتیت، اسفن، مگنتیت و تیتانومگنتیت کانیهای فرعی آنها هستند و بخشی از بیوتیت‌ها، اسفن، اپیدوت، کلسیت، کلریت و آکتینولیت در جریان فرایندهای متاسوماتیسم و دگرسانی بعدی تشکیل شده‌اند. بسیاری از سنگهای گابرو/دیوریتی متحمل متاسوماتیسم پتاسیک شده که آثار آن به صورت خوردگی پلاژیوکلازها و ایجاد بافت صفحه شطرنجی در آنها، تشکیل پوششی از ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلازها، اسفنزایی کانیهای اپک و تبدیل هورنبلند به بیوتیت در نمونه‌های میکروسکوپی مشاهده می‌شود. ترکیب بسیاری از این سنگها مونزودیوریتی است.

- حضور تجمعاتی از ارتوکلاز در برخی سنگهای گابرو/دیوریتی نشان‌دهنده تفریق این سنگها و تحول آنها به سمت ایجاد ترکیبات مونزودیوریتی، مونزوسینییتی یا سینییتی است. حضور لکه‌های صورتی رنگ در گابرو/دیوریت‌ها از شواهد صحرایی این موضوع می‌باشد. ارتوز پرتیتی و اژیرین اوژیت کانیهای اصلی سینییت‌ها هستند.

- در سنگهای گرانیتی، پلاژیوکلاز آلبیتی، کوارتز و ارتوکلاز از فراوانی زیادی برخوردارند. آلانیت کانی فرعی موجود در سنگهای گرانیتی است. این سنگها بافت‌های گرانولار، پورفیروئیدی، میرمیکیتی و گرافیکی نشان می‌دهند. حضور لخته‌هایی از پلاژیوکلاز، آپاتیت، مگنتیت و اسفن در گرانیت‌ها، از شواهد اختلاط ماگمایی است و ارتباط و خویشاوندی آنها را با سنگهای مافیک مورد مطالعه نشان می‌دهد.

- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، الیوین و اوژیت به عنوان کانیهای اصلی و آپاتیت و مگنتیت کانیهای فرعی سنگهای بازالتی هستند که در خمیره‌ای شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. بافت‌های غالب در این سنگها، پورفیری، گلومروپورفیری، آمیگدالوئیدال و میکرولیتی هستند.

- تأثیر دگرسانی و دگرگونی درجه پایین تا متوسط در بسیاری از ترکیبات سنگی مورد مطالعه به ایجاد انواع کانیهای ثانویه از جمله اپیدوت، کلریت، آکتینولیت، کلسیت، اسفن، سربیسیت، داموریت، پرنیت و اکسیدهای آهن منجر شده است. حضور اپیدوت، کلریت، آکتینولیت و کلسیت در سنگهای گابرویی از ویژگیهای آلتراسیون پروپیلیتی می‌باشد.

فصل چہارم

ژئوشیمی و پٹرولوژی

۴-۱- مقدمه

پس از تحلیل روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌ها، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از اهمیت زیادی برخوردار است. بطوریکه بدون مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های سنگی، نمی‌توان تفسیر درستی از منشاء و پتروژنز آنها ارائه داد. امروزه مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، به کمک تجزیه و تحلیل دقیق داده‌های ژئوشیمیایی صورت می‌گیرند (رولینسون، ۱۹۹۳).

جهت انجام مطالعات ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه، پس از مطالعات صحرایی و پتروگرافی، تعداد ۱۸ نمونه از سنگ‌ها بر اساس حداقل دگرسانی و تنوع ترکیبی آنها انتخاب گردید و جهت تعیین میزان عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا به روش ICP-MS تجزیه گردید. سپس نتایج بدست آمده توسط نرم‌افزارهای مختلف پترولوژیکی مورد پردازش قرار گرفته‌اند.

از بین ۱۸ نمونه انتخاب شده، ۶ نمونه گابرو، ۶ نمونه گرانیت، ۳ نمونه سیینیت، ۲ نمونه بازالت و ۱ نمونه ریولیت می‌باشد. در ضمن، ۵ نمونه دیگر توسط شرکت پارس کانی انتخاب شده و در آزمایشگاه کانساران بینالود به روش XRF تجزیه شده‌اند. نتایج تجزیه این پنج نمونه با توجه به میزان دقت و صحت آنها، صرفاً جهت بررسی عناصر اصلی مورد استفاده قرار گرفته است.

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

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر اصلی و مقادیر کانیهای نورماتیو آنها، به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به صورت قسمت در میلیون (ppm)، در جدول ۴-۲ نمایش داده شده‌است. البته تصحیحات لازم از جمله حذف مواد فرار (L.O.I.) و تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO در مورد آنها اعمال گردیده است.

جدول ۴-۱- موقعیت جغرافیایی نمونه‌های سنگی انتخاب شده جهت تجزیه شیمیایی.

شماره نمونه	نام سنگ	علامت اختصاری	موقعیت جغرافیایی به UTM	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
BD-2	گابرو	Gb	0948473	3515396
BD-17-2	گابرو	Gb	0395229	3515936
BD-1-7	گابرو	Gb	0403780	0519900
BD-18-1	گابرو	Gb	0396446	3515100
BD-13-2	دیوریت	MDi	0400310	3510777
BD-1-1	دیوریت	MDi	0403780	0519900
BS-16-1	سینیت	Sy	0948473	3515396
BS-16-2	سینیت	Sy	0948473	3515396
BS-SY-1	سینیت	Sy	0948473	3515396
BG-5-5	گرانودیوریت	Grd-QDi	0403720	3515127
BG-19-2	گرانودیوریت	Gr-Grd	0683960	1745135
BG-2-2	گرانیت	Gr	0403574	3516674
BG-8-2	گرانیت	Gr	0405331	3514601
BG-7-2	گرانیت	Gr	0406511	3514818
BA	گرانیت	Gr	0683960	1745135
BB-6-1	آندزی بازالت	AB	0407172	3514536
BB-6-6	آندزی بازالت	TAn	0407172	3514536
BR-14-1	ریولیت	Rhy	0399887	3514092
E15-PA/1	گرانیت	Gr	403440.4	3515736
E16-PA/1	گرانیت	Gr	403528.7	3514778
E16-PA/2	گرانیت	Gr	403528.7	3514778
E17-PA/1	گرانیت	Gr	783401.6	3520518
85-SA-64	سینیت	Sy	4026344	3515261

نمونه‌های E15-PA/1, E16-PA/1, E16-PA/2, E17-PA/1 و 85-SA-64 توسط شرکت پارس کانی انتخاب شده و در آزمایشگاه کانساران بینالود تجزیه شده است.

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، مقادیر کانیهای نورماتیو، عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه منطقه جنوب بهاباد پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

Samples	BD-2	BD-17-2	BD-1-7	BD-18-1	BD-1-1	BD-13-2	BS-16-1	BS-16-2	BS-SY-1
	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت	سینیت	سینیت	سینیت
Major oxides(Wt%)									
SiO ₂	44.38	48.51	48.69	50.31	53.90	52.65	56.55	59.11	54.25
Al ₂ O ₃	14.33	16.46	22.06	20.26	15.90	17.48	25.54	21.27	28.80
FeO _{total}	14.37	12.50	8.44	7.77	9.17	10.93	1.59	1.53	2.98
FeO	10.12	8.39	5.44	5.05	6.46	7.14	1.15	1.12	2.18
Fe ₂ O ₃	4.25	4.11	2.99	2.73	2.71	3.79	0.44	0.40	0.81
MgO	7.73	5.57	7.85	4.59	5.48	5.81	0.09	0.09	0.18
CaO	7.42	5.34	3.69	9.31	4.50	3.78	4.75	5.59	1.35
Na ₂ O	3.09	4.44	3.73	5.21	4.69	5.83	5.60	6.02	6.28
K ₂ O	3.58	3.67	1.68	0.82	3.07	0.19	5.73	6.10	5.90
TiO ₂	3.74	2.69	3.15	1.35	2.40	2.43	0.06	0.07	0.07
P ₂ O ₅	1.18	0.65	0.64	0.28	0.81	0.69	0.07	0.12	0.05
MnO	0.17	0.17	0.05	0.09	0.09	0.13	0.05	0.11	0.10
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	nd	nd	nd	nd
Sum	100.0	100.0	100.00	100.00	100.03	99.94	100.04	100.01	99.98
L.O.I	1.90	3.60	3.60	3.40	3.60	2.90	4.40	4.90	2.90
Norm(CIPW)									
Q	—	—	2.75	—	0.18	3.18	—	—	—
Or	21.14	21.66	9.95	4.85	18.12	1.10	33.89	36.06	34.89
Ab	26.07	34.03	31.56	38.18	39.67	49.37	29.92	33.38	36.16
An	14.69	14.18	14.11	29.47	13.29	14.27	23.08	13.00	6.38
Ne	0.02	1.90	—	3.20	—	—	9.45	9.50	9.22
C	—	—	8.93	—	—	2.45	1.67	—	9.74
Di	1.59	—	—	8.22	—	—	—	0.65	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	5.47	—
Hy	—	—	19.56	—	13.64	14.48	—	—	—
Ol	12.97	9.72	—	5.34	—	—	0.17	—	0.36
Il	0.37	0.36	0.11	0.20	0.20	0.29	0.11	0.14	0.14
Tn	—	—	—	—	2.65	—	—	—	—
Pf	6.04	3.95	—	2.12	—	—	—	—	—
Ru	—	0.18	3.09	—	1.22	2.28	—	—	—
Ap	2.81	1.54	1.52	0.66	1.91	1.63	0.17	0.29	0.12

nd¹: تعیین نشده در نتایج تجزیه شیمیایی خام (پایین تر از حد تشخیص دستگاه تجزیه گر)

—: برابر صفر (در مورد کانیهای نورماتیو).

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy:

هیپرستن، Ol: الیوین، Il: ایلمنیت، Tn: تیتانیت، Pf: پرووسکیت، Ru: روتیل و Ap: آپاتیت.

1- non determination

ادامه جدول ۴-۲

Samples	BD-2	BD-17-2	BD-1-7	BD-18-1	BD-1-1	BD-13-2	BS-16-1	BS-16-2	BS-SY-1
	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت	سیپینیت	سیپینیت	سیپینیت
Trace elements(ppm)									
Sc	19.0	15.0	14.0	29.0	11.0	28.0	1.0	1.0	1.0
Ba	1399.0	956.0	122.0	499.0	433.0	76.0	136.0	155.0	239.0
Be	2/0	3/0	3.0	1.0	2.0	1.0	3.0	4/0	7.0
Co	49.7	32.6	21.2	23.8	28.0	28.1	0.6	0.9	0.9
Cs	2.1	1.1	2.7	1.3	2.9	0.4	0.7	0.5	3.3
Ga	22.7	20.9	23.7	19.0	25.8	21.7	31.3	28.8	33.1
Hf	11.0	11.8	9.2	4.0	11.4	7.0	26.1	25.6	15.3
Nb	96.4	104.2	58.3	7.0	81.0	13.1	188.2	217.2	75.5
Rb	87.4	87.6	52.4	21.5	66.7	6.2	179.8	154.1	190.1
Sn	4.0	3.0	2.0	1.0	5.0	1.0	8.0	5.0	6.0
Sr	1166.2	515.1	267.6	727.0	409.4	71.4	85.9	83.6	336.0
Ta	5.2	5.7	3.4	0.4	4.3	0.7	11.5	11.5	5.6
Th	11.8	10.8	5.9	3.9	8.3	4.8	29.8	29.2	14.3
U	2.6	2.7	1.7	0.7	2.2	0.9	5.6	5.7	4.3
V	187.0	146.0	138.0	213.0	104.0	224.0	8.0	8.0	8.0
W	1.6	1.8	2.7	0.9	3.2	0.7	2.6	6.8	2.1
Zr	448.6	478.5	347.5	136.3	458.3	257.9	1035.4	991.9	596.7
Y	33.3	33.0	23.4	22.6	21.3	62.0	44.9	41.0	12.5
Mo	1.3	1.0	2.6	0.1	1.8	0.1	0.5	0.3	3.5
Cu	35.7	22.3	3.8	10.5	22.8	1.3	2.5	5.0	4.3
Pb	12.4	9.6	9.4	2.9	5.3	2.6	2.5	14.9	17.6
Zn	113.0	117.0	98.0	16.0	105.0	44.0	9.0	8.0	55.0
Ni	98.3	64.1	98.0	16.1	118.3	5.3	0.3	0.3	0.4
As	1.7	1.3	1.5	1.0	3.2	1.0	0.5	0.8	0.9
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.5	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.8	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1
Au(ppb)	12.5	25.3	40.1	17.1	18.5	23.1	23.2	8.4	20.6
Hg	0.01	0.15	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rare earth elements(ppm)									
La	81.4	79.0	52.2	16.7	74.6	35.7	189.6	180.4	75.4
Ce	167.6	155.6	110.2	37.0	132.6	91.5	330.3	318.4	131.7
Pr	20.42	18.23	14.57	5.16	16.16	14.44	33.79	34.36	12.78
Nd	76.9	65.3	58.5	22.6	61.0	66.6	98.7	105.7	38.8
Sm	13.24	10.56	10.6	4.61	12.19	13.66	12.99	12.93	4.89
Eu	3.93	2.99	3.42	1.58	4.03	3.44	2.01	1.93	0.80
Gd	10.7	8.21	8.92	4.31	7.23	13.34	9.28	9.33	3.35
Tb	1.47	1.28	1.26	0.72	1.20	2.06	1.45	1.37	0.54
Dy	6.96	6.27	5.59	4.05	5.09	11.62	8.08	7.36	2.39
Ho	1.25	1.18	0.87	0.83	0.69	2.31	1.55	1.44	0.47
Er	2.89	3.08	2.07	2.27	1.46	6.16	4.41	3.95	1.15
Tm	0.42	0.46	0.29	0.37	0.21	0.96	0.76	0.67	0.21
Yb	2.33	2.69	1.55	2.16	1.01	5.68	4.51	4.19	1.31
Lu	0.33	0.38	0.21	0.35	0.14	0.84	0.70	0.64	0.20

ادامه جدول ۴-۲

Sample No.	BG-5-5	BG-19-2	BG-2-2	BG-8-2	BG-7-2	BA	BB-6-1	BB-6-6	BR-14-1
	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	آندزی بازالت	آندزی بازالت	ریولیت
Major oxides(Wt%)									
SiO ₂	67.70	69.35	70.65	69.98	69.72	69.24	52.96	54.63	71.27
Al ₂ O ₃	20.62	18.40	17.38	17.27	16.96	19.79	18.27	15.40	17.17
FeO _{total}	3.24	3.83	2.80	3.10	3.30	0.76	11.55	13.80	1.89
FeO	2.32	2.57	1.88	2.15	2.26	0.53	7.27	8.73	1.32
Fe ₂ O ₃	0.93	1.26	0.92	0.95	1.04	0.22	4.29	5.07	0.57
MgO	1.15	0.75	1.85	0.22	0.34	0.32	5.13	3.48	0.30
CaO	0.11	0.47	0.27	0.43	1.54	0.22	3.61	4.39	0.15
Na ₂ O	2.77	4.61	2.06	3.95	3.53	4.45	2.75	4.84	0.17
K ₂ O	4.12	2.17	4.66	4.71	4.19	4.76	2.81	0.98	8.92
TiO ₂	0.26	0.35	0.32	0.29	0.33	0.41	2.37	1.81	0.11
P ₂ O ₅	0.04	0.05	0.06	0.04	0.05	0.06	0.53	0.59	—
MnO	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—
Total	100.03	99.99	100.05	100.03	99.98	100.0	100.01	99.97	100.00
L.O.I	1.5	1.5	2	1.3	2.5	1	7.1	3.2	1.3
Norm(CIPW)									
Q	33.96	32.25	37.67	27.82	29.49	24.36	12.32	9.91	35.34
Or	24.32	12.84	27.52	27.86	24.75	28.10	16.62	5.81	52.74
Ab	23.47	39.01	17.45	33.46	29.88	37.67	23.25	40.97	1.46
An	0.31	1.97	0.94	1.82	7.30	0.71	14.45	17.40	0.74
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	11.49	7.74	8.60	4.99	3.94	7.06	5.40	0.00	6.95
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hy	2.86	1.87	4.60	0.56	0.84	0.81	12.78	8.66	0.76
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	0.04	0.02	0.02	0.04	0.07	0.02	0.05	0.09	0.02
Tn	—	—	—	—	—	—	—	0.35	—
Pf	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	0.24	0.33	0.31	0.27	0.29	0.40	2.35	1.62	0.10
Ap	0.09	0.13	0.14	0.11	0.12	0.14	1.25	1.40	0.01

ادامه جدول ۴-۲

Samples	BG-5-5 گرانودیوریت	BG-19-2 گرانودیوریت	BG-2-2 گرانیت	BG-8-2 گرانیت	BG-7-2 گرانیت	BA گرانیت	BB-6-1 آندزى بازالت	BB-6-6 آندزى بازالت	BR-14-1 ریولیت
Trace elements(ppm)									
Sc	9.00	11.00	10.00	9.00	10.00	9.00	35.00	23.00	6.00
Ba	420.0	166.0	279.0	454.0	286.0	545.0	122.0	133.0	483.0
Be	2.00	3.00	3.00	2.00	1.00	3.00	3.00	5.00	1.00
Co	2.20	0.80	2.00	1.30	0.90	0.60	6.80	9.70	0.30
Cs	1.00	0.70	1.40	0.40	0.80	0.60	0.70	0.20	0.60
Ga	19.00	20.60	16.40	18.30	19.00	24.00	22.00	19.00	18.20
Hf	8.60	9.80	9.00	7.90	9.70	12.00	8.60	13.80	7.10
Nb	12.90	13.20	11.70	11.50	14.70	18.30	19.30	28.50	10.40
Rb	94.50	80.30	109.6	128.1	123.9	150.2	65.60	16.50	72.80
Sn	1.00	9.00	3.00	4.00	3.00	5.00	2.00	3.00	2.00
Sr	37.40	30.20	28.50	37.20	45.70	42.80	71.70	76.90	25.90
Ta	0.90	0.90	0.80	0.90	1.00	1.10	1.00	1.50	0.90
Th	14.00	14.10	13.70	11.30	13.70	27.70	6.40	9.60	16.00
U	3.00	3.00	2.90	3.00	3.10	7.60	2.00	3.00	2.90
V	11.00	16.00	17.00	15.00	17.00	20.00	245.00	88.00	8.00
W	1.70	1.80	1.50	1.30	1.50	3.40	0.60	1.00	0.60
Zr	294.5	347.9	318.2	275.8	328.0	432.3	313.3	490.3	193.1
Y	54.60	29.90	50.40	32.30	47.20	116.5	62.40	83.10	56.00
Mo	0.10	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.20	2.60	0.10
Cu	0.80	0.40	0.40	0.30	0.60	2.20	2.30	17.40	0.50
Pb	0.90	0.70	1.10	0.60	1.30	1.00	1.00	0.90	3.00
Zn	9.00	4.00	9.00	4.00	4.00	4.00	18.00	19.00	7.00
Ni	1.10	0.80	1.30	0.60	1.50	0.50	13.30	1.90	0.60
As	1.00	1.30	3.00	1.40	0.50	2.10	0.50	0.70	0.50
Cd	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Sb	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20
Bi	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Ag	0.20	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.20	0.10	0.10
Au(ppb)	24.90	32.80	11.50	7.10	20.90	18.70	29.00	5.60	46.10
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Rare earth elements(ppm)									
La	39.00	14.50	44.30	29.60	38.10	80.00	41.30	26.30	7.80
Ce	81.30	31.10	95.50	65.30	90.10	177.3	97.00	65.00	17.90
Pr	10.71	3.97	12.00	8.28	12.07	22.75	13.69	9.48	2.62
Nd	41.80	15.00	45.60	32.00	49.10	89.30	60.00	41.70	9.80
Sm	8.50	3.70	9.01	6.57	9.03	17.92	12.99	10.19	2.46
Eu	1.05	0.67	1.17	0.78	1.05	2.33	2.85	2.05	0.51
Gd	8.75	4.51	8.28	5.35	8.17	18.38	12.83	12.76	4.85
Tb	1.56	0.84	1.39	0.89	1.34	3.33	2.00	2.30	1.23
Dy	9.36	4.94	8.37	5.04	7.66	20.20	11.43	14.32	8.80
Ho	1.94	1.07	1.75	1.15	1.63	4.16	2.27	3.02	2.02
Er	5.48	3.15	5.07	3.65	4.69	11.42	6.21	8.61	5.77
Tm	9.00	11.00	10.00	9.00	10.00	9.00	35.00	23.00	6.00
Yb	420.0	166.0	279.0	454.0	286.0	545.0	122.0	133.0	483.0
Lu	2.00	3.00	3.00	2.00	1.00	3.00	3.00	5.00	1.00

۴-۲- منابع بروز خطا در طی آماده‌سازی و تجزیه شیمیایی نمونه‌ها

منابع بروز خطا به نقل از رولینسون^۱ (۱۹۹۳)، عبارتند از: آلاینش در خلال پودر کردن، آلاینش در طبیعت، خطاهای ناشی از کالیبراسیون و خطاهای ناشی از همپوشی پیک‌ها. جهت آسیاب کردن نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از دستگاه آسیاب آگاتی موجود در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشکده معدن دانشگاه صنعتی شاهرود استفاده شده است. لذا می‌توان تنها عامل آلاینش در مرحله آماده‌سازی نمونه‌ها را اضافه شدن مقدار جزئی سیلیس دانست. آلاینش مقدار ناچیز این عنصر که از عناصر اصلی تشکیل دهنده سنگ‌هاست، نمی‌تواند نقش مهمی در ایجاد خطا داشته باشد. به علاوه نقش آلاینش عناصر فلزی نیز در مورد نمونه‌های مورد مطالعه منتفی می‌شود. از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه به روش طیف‌سنجی جرمی نشری پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS)، در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا تجزیه شده‌اند، احتمال بروز خطاهای ناشی از تداخل و همپوشی پیک‌ها، در اندازه‌گیری غلظت عناصر در نمونه‌های مورد مطالعه بسیار اندک است. به علاوه این روش دارای حد آشکارسازی بسیار پایین، درستی و دقت بالایی است. بنابراین می‌توان با اطمینان بیشتری، نتایج بدست آمده را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد.

۴-۳- تصحیح داده‌های حاصل از تجزیه‌های ژئوشیمیایی

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

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

میزان مواد فرار در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱ درصد می‌باشد، افزایش درصد مواد فرار در سنگ‌ها از فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی، ناشی می‌شود (میدلموست^۲، ۱۹۸۵). از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه، اغلب دگرسانی درجه متوسط تا بالایی را متحمل شده‌اند، مقدار درصد مواد از دست رفته در اثر گرم کردن نمونه (L.O.I) در نتایج تجزیه آنها در محدوده (۱ تا ۷/۱ درصد) است. به منظور حذف مواد فرار برای هر نمونه سنگی، درصد L.O.I را از مقدار حاصل جمع اکسیدهای آن نمونه کم کرده، عدد بدست آمده، مقدار جدید مجموع اکسیدهای سنگ خواهد بود که مواد فرار آن حذف شده است. سپس نسبت (۱۰۰ تقسیم بر مجموع جدید) را به صورت ضریبی در مقدار درصد هر یک از اکسیدهای سنگ ضرب کرده، درصد وزنی اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود. به عنوان مثال، ضریب حذف مواد فرار (Z) برای نمونه BD-1-1، به صورت زیر محاسبه شده است:

$$BD-1-1: Sum = 100.03, L.O.I = 3.6$$

$$Sum - L.O.I = 100.3 - 3.6 = 96.43$$

$$Z = 100 / 96.43 = 1.037022$$

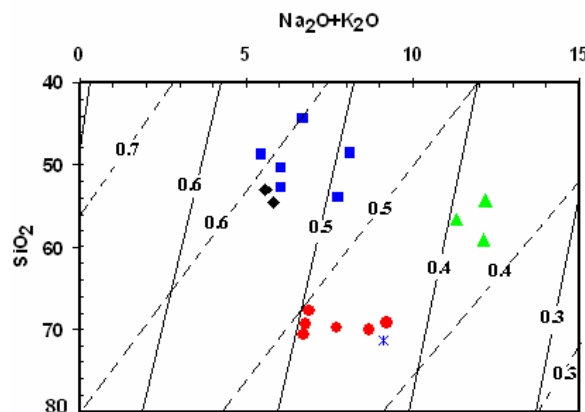
لازم به ذکر است، مقادیر L.O.I اولیه نیز در جدول ۴-۲ نشان داده شده‌است.

1 - Rollinson

2 - Middlemost

۴-۳-۲- تصحیح نسبت Fe_2O_3/FeO

در تجزیه‌های شیمیایی، مقدار اکسیدهای آهن به صورت Fe_2O_3 کل ارائه شده است. نسبت Fe_2O_3/FeO در سنگهای آذرین به دلیل دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش می‌یابد. لذا مقادیر محاسبه شده آهن فرو (FeO) و آهن فریک (Fe_2O_3) به دور از مقدار واقعی است. این امر بر ترکیب کانی شناسی نورماتیو سنگ تأثیر عمده‌ای خواهد داشت، بدین ترتیب که سنگ اکسید شده دارای مقدار مگنتیت نورماتیو بیشتری خواهد بود (به دلیل افزایش نسبت Fe_2O_3/FeO). از این رو نسبت Fe_2O_3/FeO نمونه‌های مورد مطالعه با توجه به نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (لو متر^۱، ۱۹۷۶)، بدست آمده و مقادیر FeO و Fe_2O_3 جدید که به مقادیر حقیقی سنگ نزدیک‌تر خواهد بود، تعیین گردیده است. مقادیر تصحیح شده FeO و Fe_2O_3 ، به همراه سایر اکسیدها و عناصر، در جدول ۴-۲ ارائه شده است.



شکل ۴-۱- نمودار $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ (لو متر، ۱۹۷۶) که در آن خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی (درصد $FeO/(FeO+Fe_2O_3)$) برای سنگهای آذرین درونی (با خطوط ممتد) و برای سنگهای آتشفشانی (با خط چین) نشان داده شده است. موقعیت ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این شکل نشان داده شده است و نتایج بدست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر FeO , Fe_2O_3 مد نظر قرار گرفته است.

علائم به کار رفته در این نمودار عبارتند از: ■ گابرو- دیوریت، ▲ سیینیت، ● گرانیت، ★ ریولیت، ◆ بازالت. لازم به ذکر است این علائم در تمامی نمودارهای ترسیم شده در این فصل یکسان می‌باشد.

¹ - Le Maitre

۴-۴- کاربرد نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی در رده‌بندی سنگهای مورد مطالعه

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

۴-۴-۱- رده بندی نورماتیو

نورم روشی است که در آن، بر مبنای نتایج تجزیه شیمیایی سنگها، کانیهای مجازی سازنده آنها ساخته می‌شود و درصد آنها محاسبه می‌شود. از مقادیر کانیهای ساخته شده در نامگذاری سنگها به روشهای مختلف استفاده می‌شود. کانیهای نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه به دو روش خشک (CIPW) و آبدار، به کمک نرم افزار GCDKIT انجام گرفته است.

چون همه L.O.I سنگ برابر با H_2O نیست، لذا برای محاسبه نورم آبدار باید مقادیر گوگرد (S) و کربن (C) موجود در نتایج تجزیه شیمیایی را از مقدار کل L.O.I هر نمونه کم کرد. اگر چه مقدار H_2O بدست آمده نیز برابر با H_2O مثبت موجود در سنگ نمی‌باشد، با این حال مقدار بدست آمده با اندکی تقریب و رعایت جانب احتیاط، بهتر از مقدار L.O.I اولیه سنگ می‌باشد. بدین ترتیب، مقدار L.O.I جدید، $[L.O.I - (S+C)]$ اولیه، در محاسبه نورم آبدار مورد استفاده قرار گرفته است. مقادیر L.O.I جدید محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۴-۳ ارائه شده است.

باید متذکر شد، به دلیل دگرسانی گسترده، بالا بودن میزان مواد فرّار و همچنین تأثیر متاسوماتیسم پتاسیک بر سنگ‌های مورد مطالعه، مقادیر محاسبه شده کانیهای نورماتیو به روش خشک با مقادیر حاصل از نورم همراه با هورنبلند (آبدار)، تفاوت زیادی نشان می‌دهد. این مقادیر جهت مقایسه، در جدول ۴-۴ آورده شده است.

در مقادیر نورم خشک مشاهده می‌شود که نمونه‌های گابرویی و مونزودیوریتی، همگی، دارای ارتوز نورماتیو هستند. مقدار ارتوز نورماتیو این نمونه‌ها از ۱ تا ۲۱/۶ درصد متغیر است. به علاوه در نورم برخی نمونه‌های گابرویی، نفلین و الیوین وجود دارد. در حالیکه در هیچ یک از مقاطع نازک تهیه شده از نمونه‌های مورد مطالعه، این کانیها مشاهده نشده‌اند. در ضمن در نمونه‌های متاسوماتیسم شده نیز، ارتوز یافت نمی‌شود. در واقع، ورود K_2O در اثر متاسوماتیسم به ایجاد بیوتیت نوظهور منجر شده که در نورم به صورت ارتوز ظاهر گردیده‌است. لذا با توجه به روش اشتريکایزن و لو متر (۱۹۷۹) که بر اساس درصد کانیهای نورم خشک استوار است، سنگهای مافیک مورد مطالعه، مونزونیت، مونزودیوریت/ مونزوگابرو و گابرو/ دیوریت می‌باشند.

در نامگذاری شیمیایی بر اساس نمودارهای $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 ، این سنگها طیف ترکیبی فوئیدگابرو، فوئید مونزوگابرو، گابرو، مونزودیوریت و دیوریت را نشان می‌دهند.

در مقادیر نرم آبدار، برخی از نمونه‌های گابرویی دارای ارتوز بوده که مقدار آن از مقدار ارتوز نرم بی آب کمتر است. این اختلاف به دلیل تشکیل بیوتیت نورماتیو در نرم آبدار است. همان‌طور که در جدول ۴-۴ نیز مشاهده می‌شود، اکثر نمونه‌های مورد مطالعه، حاوی بیوتیت نورماتیو بالایی هستند. در نمونه‌های گابرویی که متحمل متاسوماتیسم پتاسیک شده‌اند، افزایش پتاسیم و جانشینی آن در شبکه هورنبلند، به تشکیل بیوتیت نوظهور منجر شده است. لازم به ذکر است، در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها، بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های ناشی از متاسوماتیسم یافت می‌شوند. پس از محاسبه نرم آبدار، جهت تصحیح مقدار بیوتیت نورماتیو ساخته شده در نمونه‌های گابرویی، از تصحیح ارتوز استفاده شده است. بدین ترتیب که بر اساس اختلاف مقادیر ارتوز نرم آبدار و بی‌آب، می‌توان مقدار K_2O مصرف شده جهت تشکیل بیوتیت ناشی از متاسوماتیسم موجود در گابروها را بدست آورد. مقدار K_2O مصرفی برای بیوتیت به صورت زیر محاسبه می‌شود:

اختلاف مقدار ارتوز نرم بی آب و آبدار = مقدار ارتوز در نرم آبدار - مقدار ارتوز در نرم بی آب
از آنجا که در هر مولکول ارتوز (K_2O , Al_2O_3 , $6SiO_2$) به ازای هر ۶ مول SiO_2 ، ۱ مول K_2O مصرف می‌شود، لذا مقدار K_2O مصرفی برای ایجاد بیوتیت برابر یک ششم مابه‌التفاوت ارتوز در نرم خشک و نرم آبدار است. سپس مقدار K_2O مصرفی برای بیوتیت ثانویه را از مقدار کل K_2O سنگ کم کرده، مقدار بدست آمده، K_2O متعارف و متداول سنگ خواهد بود.

با توجه به نبود نفیلین در مقاطع نازک، Na_2O مورد نیاز جهت تشکیل نفیلین نورماتیو نیز از آلبیت تأمین می‌شود. جهت تصحیح مقدار نفیلین نورماتیو نمونه‌های گابرویی و سینییتی از تصحیح آلبیت استفاده شد. در نمونه‌های حاوی نفیلین، اختلاف مقدار آلبیت در نرم خشک و آبدار، مقداری منفی است. با در نظر گرفتن قدر مطلق این مقدار و با توجه به مقدار Na_2O مصرفی برای ساخت آلبیت که برابر نسبت یک ششم می‌باشد، مقدار Na_2O مصرفی برای ایجاد نفیلین بدست خواهد آمد. سپس مقدار Na_2O مصرف شده برای ایجاد نفیلین را از مقدار Na_2O کل سنگ کم می‌کنیم. مقدار Na_2O بدست آمده، Na_2O متعارف و متداول سنگ خواهد بود. مقادیر Na_2O و K_2O بدست آمده برای نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۴-۳ ارائه شده است. پس از تصحیح نفیلین و ارتوز نورماتیو، نامگذاری سنگ‌ها بر مبنای مقادیر نرم اصلاح شده آبدار و K_2O و Na_2O متعارف سنگ، صورت گرفته است.

در این روش، سنگ‌هایی که قبلاً فوئیدگابرو، فوئیدمونزوگابرو، مونزوادیوریت و دیوریت به حساب می‌آمدند، همگی در محدوده گابرو واقع می‌شوند. البته با توجه به شرایط پتروگرافی، نام کلی گابرو/دیوریت برای مجموع آنها بهتر است. این نام گویای همه موارد احتیاطی می‌باشد.

جدول ۳-۴- مقادیر Na_2O , K_2O , C , S , L.O.I اولیه و مقادیر L.O.I , K_2O , Na_2O جدید نمونه‌های گابرویی و سینییتی مورد مطالعه که بر اساس نورم آبدار محاسبه و تصحیح شده است.

Sample NO.	Na_2O	K_2O	C	S	L.O.I	$\text{L.O.I}-(\text{S}+\text{C})$	$\text{Na}_2\text{O}(\text{N})$	$\text{K}_2\text{O}(\text{N})$
BD-17/2	4.44	3.67	0.43	0.03	3.6	3.14	3.92	1.37
BD-1/7	3.73	1.68	0.08	0.02	3.6	3.5	3.42	0.03
BD-2	3.09	3.58	0.04	0.04	1.9	1.82	2.96	0.54
BD-13/2	5.83	0.19	0.03	0.02	2.9	2.85	5.44	0.00
BD-1/1	4.69	3.07	0.02	0.03	3.6	3.55	4.29	0.82
BD-18/1	5.21	0.82	0.28	0.04	3.4	3.08	5.02	0.01
BS-16/2	6.02	6.10	1	0.02	4.9	3.88	5.63	5.86
BS-SY/1	6.28	5.90	0.04	0.03	2.9	2.83	6.00	5.74
BS-16/1	5.60	5.73	0.97	0.02	4.4	3.41	5.26	5.54

علائم مورد استفاده در جدول عبارتند از: C : مقدار کربن موجود در تجزیه شیمیایی، S : مقدار گوگرد موجود در تجزیه شیمیایی، L.O.I : مقدار مواد فرآر اولیه سنگ، $\text{L.O.I}-(\text{C}+\text{S})$: مقدار L.O.I جدید سنگ که در محاسبه نورم آبدار مورد استفاده قرار گرفته است، $\text{Na}_2\text{O}(\text{N})$, $\text{K}_2\text{O}(\text{N})$ مقادیر Na_2O , K_2O جدید سنگ که پس از تصحیح نفیلین و ارتوز نورماتیو محاسبه شده است.

الف- رده‌بندی اشتريکایزن و لو متر (۱۹۷۹) - نمودار $Q' - \text{ANOR}$

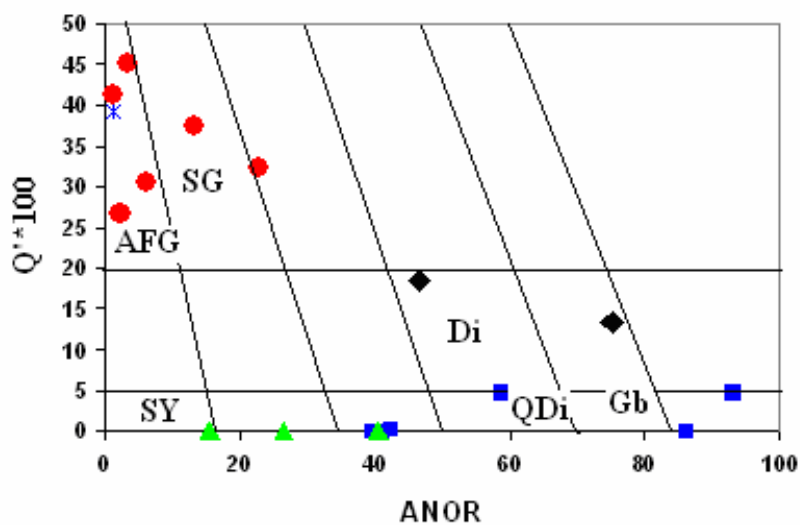
در این رده‌بندی مقادیر نورماتیو کانیهای کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی به دو روش نورم خشک و آبدار محاسبه شده و در تعیین پارامترهای Q' و ANOR بر اساس دو معادله زیر مورد استفاده قرار گرفته است.

$$Q' = [Q / (Q + Or + Ab + An) * 100]$$

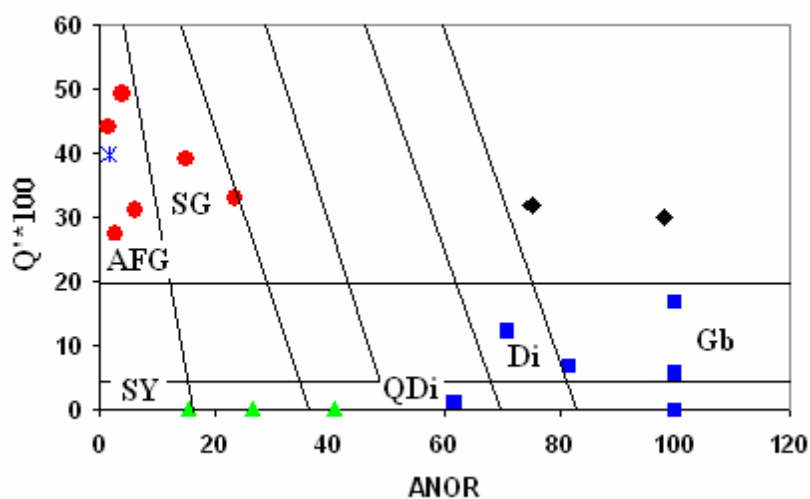
$$\text{ANOR} = [An / (An + Or) * 100]$$

مقادیر Q' و ANOR برای سنگ‌های منطقه محاسبه شده و در جدول ۴-۵ ارائه شده است. نمودارهای اشتريکایزن^۱ و لو متر^۲ برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده و در شکل ۴-۲ نشان داده شده است. بر مبنای این نمودارها، سنگهای نفوذی منطقه در محدوده‌های گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، آلکالی فلدسپارگرانیت، سینیوگرانیت و سینییت قرار می‌گیرند و سنگ‌های آتشفشانی ریولیت، آندزیت و بازالت می‌باشند. لازم به ذکر است، گرانیتهای در این نمودار، آلکالی فلدسپار گرانیت نامگذاری می‌شوند. در حالیکه فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) در مقاطع نازک به راحتی قابل شناسایی نیست و به صورت کانی بی‌شکل فضاهای بین سایر کانیها را پر کرده است. ولی مقادیر نورماتیو ارتوز (۱۲/۸ تا ۲۸/۱ درصد)، در این سنگها نشان می‌دهد که این کانی به طور متوسط ۲۵ درصد کانیهای اصلی گرانیتهای را تشکیل می‌دهد، به علاوه پلاژیوکلازهای آلبیتی نیز ۳۵ درصد کانیهای سنگ را شامل می‌شوند. در مجموع بیش از ۵۰ درصد فلدسپارهای آلکالن در این سنگها حضور دارد.

1- Streckeisen
2- Le Maitre



الف



ب

شکل ۲-۴- نمودار اشتريکايژن و لو متر (۱۹۷۹) جهت نامگذاري سنگ‌هاي مورد مطالعه.

شکل ۲-۴- الف- نمودار اشتريکايژن و لو متر براي نمونه‌هاي مورد مطالعه بر اساس مقادير کانيه‌هاي نورم CIPW خشک.

شکل ۲-۴- ب- نمودار اشتريکايژن و لو متر براي نمونه‌هاي مورد مطالعه بر اساس مقادير اصلاح شده کانيه‌هاي نورم آبدار.

علائم اختصاري استفاده شده در اين نمودارها معرف موارد زير مي‌باشند:

AFG: آلکالي فلدسپار گرانيت، SG: سينيوگرانيت، SY: سينييت، Di: ديوريت، QDi: کوارتز ديوريت، Gb: گابرو.

جدول ۴-۴- درصد کانیهای محاسبه شده از طریق نورم خشک (CIPW) و نورم آبدار (CIPW with Hb) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

Sample NO.	BD-2	BD-17-2	BD-1-7	BD-18-1	BD-13-2	BD-1-1	BS-16-1	BS-16-2	BS-SY-1
	گابرو	گابرو	گابرو	گابرو	دیوریت	دیوریت	سینیت	سینیت	سینیت
Norm(CIPW)نورم خشک									
Q	—	—	2.75	—	3.18	0.18	—	—	—
Or	21.14	21.66	9.95	4.85	1.10	18.12	33.89	36.06	34.89
Ab	26.07	34.03	31.56	38.18	49.37	39.67	29.92	33.38	36.16
An	14.69	14.18	14.11	29.47	14.27	13.29	23.08	13.00	6.38
Ne	0.02	1.90	—	3.20	—	—	9.45	9.50	9.22
C	—	—	8.93	0.00	2.45	—	1.67	—	9.74
Di	1.59	—	—	8.22	—	—	—	0.65	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	5.47	—
Hy	—	—	19.56	—	14.48	13.64	—	—	—
Ol	12.97	9.72	—	5.34	—	—	0.17	—	0.36
Il	0.37	0.36	0.11	0.20	0.29	0.20	0.11	0.14	0.14
Tn	—	—	—	—	—	2.65	—	—	—
Pf	6.04	3.95	—	2.12	—	—	—	—	—
Ru	—	0.18	3.09	—	2.28	1.22	—	—	—
Ap	2.81	1.54	1.52	0.66	1.63	1.91	0.17	0.29	0.12
Sum	85.69	87.52	91.58	92.23	89.05	90.88	98.46	98.49	97.00
Norm(with Hb)نورم آبدار									
Q	3.23	0.78	8.86	—	3.78	8.05	—	—	—
C	—	—	8.62	—	2.38	—	1.61	—	9.46
Or	3.29	8.56	—	—	—	5.32	32.50	34.43	33.50
Ab	25.63	36.35	30.45	38.39	47.96	38.25	29.04	32.44	35.44
An	14.42	13.73	13.62	28.56	13.86	12.82	22.29	12.48	6.20
Ne	—	—	—	0.65	—	—	9.04	8.93	8.79
Wo	5.90	3.27	—	3.26	—	1.51	—	5.58	—
Mt	—	—	—	—	—	—	—	0.13	0.12
Il	0.37	0.35	0.11	0.19	0.28	0.19	0.11	0.14	0.13
Hm	14.11	12.10	8.14	7.53	10.62	8.84	1.53	1.38	2.81
Ap	2.76	1.49	1.47	0.64	1.58	1.85	0.16	0.28	0.11
Bi	25.05	17.81	13.77	6.74	1.53	17.44	0.30	0.30	0.56
Ho	—	—	—	9.74	—	—	—	—	—
Sum	94.75	94.43	85.02	95.70	81.99	94.27	96.58	96.08	97.14

— : برابر صفر.

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Ol: الیوین، Il: ایلمنیت، Tn: تیتانیت، Pf: پرووسکیت، Ru: روتیل، Ap: آپاتیت، Bi: بیوتیت و Ho: هورنبلند.

ادامه جدول ۴-۴

Sample NO.	BG-5-5	BG-19-2	BG-2-2	BG-8-2	BG-7-2	BA	BB-6-1	BB-6-6	BR-14-1
	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	آندزیت بازالت	آندزیت بازالت	ریولیت
Norm(CIPW) نورم خشک									
Q	33.96	32.25	37.67	27.82	29.49	24.36	12.32	9.91	35.34
Or	24.32	12.84	27.52	27.86	24.75	28.10	16.62	5.81	52.74
Ab	23.47	39.01	17.45	33.46	29.88	37.67	23.25	40.97	1.46
An	0.31	1.97	0.94	1.82	7.30	0.71	14.45	17.40	0.74
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
C	11.49	7.74	8.60	4.99	3.94	7.06	5.40	—	6.95
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hy	2.86	1.87	4.60	0.56	0.84	0.81	12.78	8.66	0.76
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	0.04	0.02	0.02	0.04	0.07	0.02	0.05	0.09	0.02
Tn	—	—	—	—	—	—	—	0.35	—
Pf	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	0.24	0.33	0.31	0.27	0.29	0.40	2.35	1.62	0.10
Ap	33.96	32.25	37.67	27.82	29.49	24.36	12.32	9.91	35.34
Norm CIPW(with Hb) نورم آبدار									
Q	35.15	32.90	39.63	27.83	29.34	24.60	18.76	22.00	35.34
C	11.32	7.63	8.43	4.94	3.85	6.99	5.08	—	6.87
Or	21.36	10.96	22.81	27.04	23.44	27.10	4.52	0.18	51.38
Ab	23.13	38.46	17.11	33.09	29.22	37.31	21.85	39.90	1.44
An	0.30	1.94	0.92	1.80	7.14	0.70	13.58	11.44	0.73
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—	—	—	—	0.41	—
Mt	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Il	0.04	0.02	0.02	0.04	0.06	0.02	0.04	0.09	0.02
Hm	3.19	3.77	2.74	3.07	3.22	0.75	10.86	12.43	1.86
Ap	0.09	0.13	0.14	0.10	0.12	0.14	1.18	1.37	0.01
Bi	3.74	2.45	5.98	0.73	1.09	1.06	15.92	7.85	0.99
Ho	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sum	98.32	98.25	97.78	98.64	97.49	98.67	91.78	95.67	98.64

— : برابر صفر.

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q: کوارتز، Or: ارتوز، Ab: آلبیت، An: آنورتیت، Ne: نفلین، C: کروندوم، Di: دیوپسید، Wo: ولاستونیت، Hy: هیپرستن، Ol: الیون، Il: ایلمنیت، Tn: تیتانیت، Pf: پرووسکیت، Ru: روتیل، Ap: آپاتیت، Bi: بیوتیت و Ho: هورنبلند.

جدول ۴-۵- مقادیر Q' و ANOR محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه بر اساس نرم خشک CIPW.

sample NO.	Q	Or	Ab	An	Q'	ANOR
BD-17/2	—	21.66	34.03	14.18	—	39.57
BD-1/7	2.75	9.95	31.56	14.11	0.05	58.65
BD-2	—	21.14	26.07	14.69	—	40.99
BD-13/2	3.18	1.10	49.37	14.27	0.05	92.86
BD-1/1	0.18	18.12	39.67	13.29	—	42.32
BD-18/1	—	4.85	38.18	29.47	—	85.88
BS-16/2	—	36.06	33.38	13.00	—	26.49
BS-SY/1	—	34.89	36.16	6.38	—	15.47
BS-16/1	—	33.89	29.92	23.08	—	40.52
BG-2/2	37.67	27.52	17.45	0.94	0.45	3.29
BG-7/2	29.49	24.75	29.88	7.30	0.32	22.77
BG-8/2	27.82	27.86	33.46	1.82	0.31	6.13
BG-5/5	33.96	24.32	23.47	0.31	0.41	1.25
BG-19/2	32.25	12.84	39.01	1.97	0.37	13.28
BA	24.36	28.10	37.67	0.71	0.27	2.46
BB-6/1	12.32	16.62	23.25	14.45	0.18	46.51
BB-6/6	9.91	5.81	40.97	17.40	0.13	74.97
BR-14/1	35.34	52.74	1.46	0.74	0.39	1.39

— : برابر صفر.

۴-۲- رده‌بندی شیمیایی

یکی از مهم‌ترین رده‌بندی‌های شیمیایی، استفاده از نمودار رده‌بندی ($Na_2O + K_2O$) در مقابل SiO_2 است که توسط پژوهشگران متعدد نظیر کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، میدلموست (۱۹۹۴) و لوباس و همکاران (۱۹۸۶) و غیره ارائه شده است.

الف- نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)

در نمودار کاکس^۱ و همکاران (۱۹۷۹)، مجموع درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم می‌گردد. وجود خط جدا کننده محدوده آلکالی از ساب آلکالی از ویژگی‌های این نمودار است. سنگ‌های درونی مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده ترکیبی گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، سینیودیوریت، گابرو، فوئیدگابرو، سینییت و نفلین سینییت واقع می‌شوند (شکل ۴-۳- الف). لازم به ذکر است، بر اساس مطالعات پتروگرافی، در هیچ یک از نمونه‌های مورد مطالعه، فلدسپاتوئید وجود ندارد. در واقع Na_2O مازاد بر تشکیل فلدسپارها، در گابروها به تشکیل نفلین نورماتیو منجر شده و در سینییت‌ها به تشکیل اژیرین منجر شده که در نورم آنها نفلین ساخته است. در این صورت باید مقدار Na_2O مصرفی برای ایجاد نفلین نورماتیو بر اساس مقادیر نورم آبدار اصلاح گردد. سنگ‌های آتشفشانی بر اساس این نمودار (شکل ۴-۳- ب)، در محدوده ریولیت، تراکی‌آندزیت و بازالت آندزیتی واقع می‌شوند.

لازم به ذکر است، این نمودار برای مقادیر تصحیح شده اکسیدهای Na_2O و K_2O بر اساس نورم آبدار و حذف مقدار K_2O مصرفی برای بیوتیت تازه تشکیل شده و Na_2O مصرفی برای نفلین نورماتیو، نیز ترسیم شده و جهت مقایسه در شکل ۴-۳، ج، نشان داده شده است. در این نمودار، سنگ‌های با ترکیب گابرو، فوئیدگابرو، دیوریت و سیینودیوریت، همگی در محدوده گابرو واقع می‌شوند و ترکیبات نفلین سیینیتی به محدوده سیینیت نزدیک‌تر شده‌اند. بر اساس این نمودارها، نمونه‌های گرانیتی و گرانودیوریتی که در مجموع آنها را گرانیت می‌نامیم، در محدوده ساب آکالن، نمونه‌های گابرویی/دیوریتی و سیینیتی در محدوده آکالن و سنگ‌های آتشفشانی بازالتی در مرز ساب آکالن - آکالن قرار می‌گیرند.

ب- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۸۵)

این نمودار نیز بر اساس مقادیر Na_2O+K_2O در مقابل درصد وزنی SiO_2 ترسیم شده است (شکل ۴-۴ الف). سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه بر اساس این نمودار، گرانیت، گرانودیوریت، مونزودیوریت، مونزوگابرو، فوئیدمونزوگابرو، فوئیدگابرو، سیینیت و فوئیدمونزوسیینیت می‌باشند. نمودار میدلموست^۱ برای مقادیر درصد وزنی Na_2O و K_2O تصحیح شده نیز ترسیم شده و در شکل ۴-۴ ب نشان داده شده است. در این روش، نفلین و ارتوز نورماتیو تصحیح شده و مقادیر Na_2O و K_2O بدست آمده که به مقادیر واقعی سنگ نزدیک است، مورد استفاده قرار گرفته‌اند. لذا سنگ‌های با ترکیب فوئیدگابرو و فوئیدمونزوگابرو در محدوده گابرو واقع می‌شوند. نامگذاری نمونه‌ها به این روش با نامگذاری پتروگرافی و عدم حضور نفلین در آنها کاملاً مطابقت دارد. بنابراین برای پرهیز از دوگانگی نام‌ها و استفاده از نام‌های پتروگرافی، کلیه ترکیبات گابرویی، مونزوگابرویی، سیینودیوریتی، مونزودیوریتی و مونزونیتی مورد مطالعه را تحت عنوان گابرو/دیوریت‌ها مورد بررسی قرار می‌دهیم.

ج- نمودار R_1-R_2 دو لاروش و همکاران (۱۹۸۰)

در این طبقه‌بندی از پارامترهای R_1 و R_2 استفاده می‌شود که توسط معادلات زیر محاسبه می‌گردند:

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

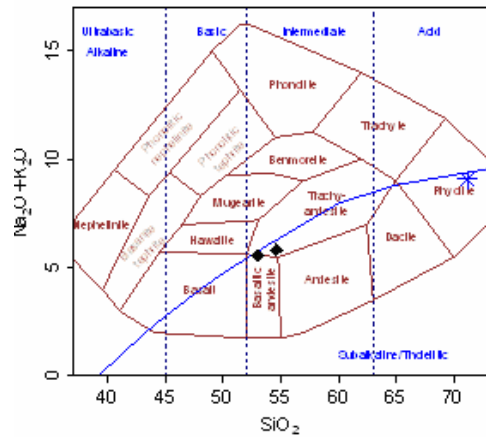
$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

مقادیر هر یک از عناصر بر حسب میلی‌کاتیون می‌باشد. بر اساس این نمودار، (شکل ۴-۵)، سنگ‌های درونی مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گرانیت، مونزودیوریت، مونزونیت، مونزوگابرو، آکالی‌گابرو، سیینودیوریت و نفلین سیینیت واقع می‌شوند.

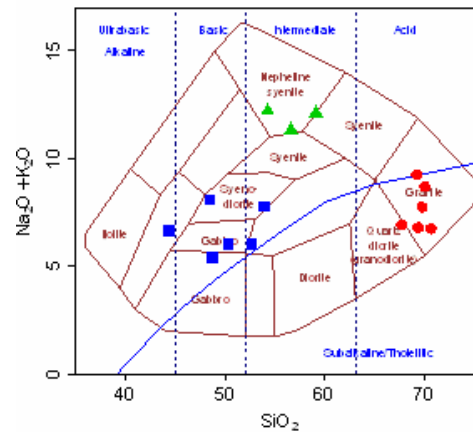
لازم به ذکر است نمونه‌هایی در تمام نمودارهای نامگذاری در محدوده نفلین سیینیت واقع می‌شوند، در مطالعات پتروگرافی فاقد نفلین مودال بوده و دارای اژیرین هستند. در واقع Na_2O مازاد بر

1- Middlemost

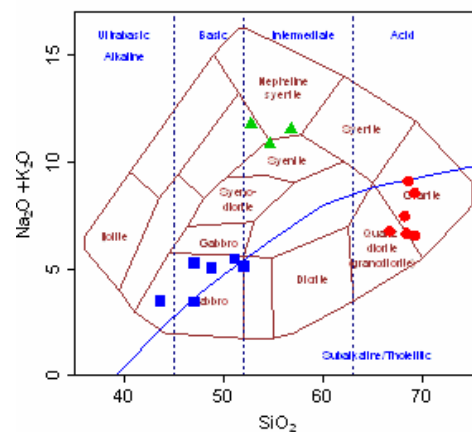
تشکیل فلدسپارها، در ساخت اژیرین شرکت کرده ولی در نورم، نفیلین تشکیل شده است. لذا ترکیبات نفیلین سیینیت، سیینیت و مونزوسیینیت را در مجموع تحت عنوان سیینیت‌ها نامگذاری کرده و مورد بررسی قرار خواهیم داد.



ب



الف- قبل از تصحیح Na_2O و K_2O .



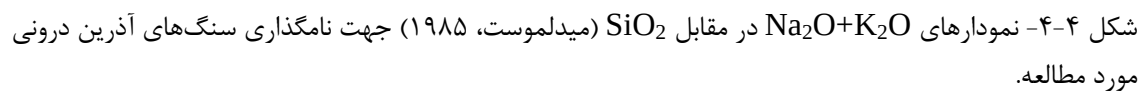
ج- بعد از تصحیح Na_2O و K_2O .

شکل ۳-۴- نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) جهت نامگذاری نمونه‌های مورد مطالعه.

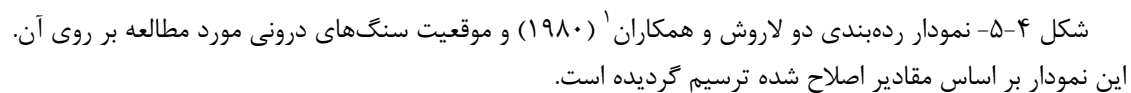
شکل الف- نامگذاری سنگهای آذرین درونی بر اساس مقادیر Na_2O و K_2O اولیه.

شکل ب- نامگذاری سنگهای آتشفشانی بر اساس مقادیر Na_2O و K_2O اولیه.

شکل ج- نامگذاری سنگهای آذرین درونی بر اساس مقادیر مقادیر Na_2O و K_2O تصحیح شده به روش نورم آبدار و حذف نفیلین و ارتوز نورماتیو.



شکل ب-نامگذاری بر اساس مقادیر Na_2O و K_2O تصحیح شده به کمک نرم آبدار.



۴-۳- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها به کمک نمودارهای تغییرات

به منظور بررسی تحولات پترولوژیکی در جریان توسعه و تبلور ماگما، نمودارهای گوناگونی توسط پترولوژیست‌ها ارائه شده است که از آن جمله می‌توان به نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹) و نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی در مقابل ضریب تفریق و شاخص انجماد اشاره کرد. این نمودارها، تحول ماگما را از زمان تشکیل تا زمان جایگزینی نشان می‌دهند.

الف- نمودارهای درصد اکسید- درصد سیلیس (هارکر، ۱۹۰۹)

نمودارهای هارکر^۱ (۱۹۰۹) روند تحول ماگما را نشان می‌دهند. روند معین و تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی نمونه‌های مختلف یک سری سنگی بر روی این نمودارها، مبین خویشاوندی احتمالی بین ماگماهای آن سری می‌باشد و عدم پیوستگی نقاط و انقطاع روندها می‌تواند نشانه عدم خویشاوندی بین آنها باشد. مشروط بر آنکه نمونه‌برداری به طور کامل و جامع صورت گرفته باشد. حال با توجه به نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر SiO_2 (شکل ۴-۶)، به بررسی روند تغییرات و منشاء سنگهای مورد مطالعه در این نمودارها می‌پردازیم.

در تمامی این نمودارها، مشاهده می‌شود که نمونه‌های گابرویی/ دیوریتی و سینیته‌ها یک روند خطی نشان می‌دهند و در سنگهای گابرو/ دیوریتی و سینیته‌ها با افزایش مقدار SiO_2 یا تفریق یافتگی، مقادیر Na_2O , Al_2O_3 و K_2O افزایش می‌یابد و Fe_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO و CaO کاهش می‌یابند. این وضعیت بیانگر تفریق گابرو دیوریت‌ها به سمت سینیته‌ها و منشاء گرفتن آنها از یک منبع ماگمایی واحد است.

در بسیاری از این نمودارها از جمله نمودارهای MgO/SiO_2 , K_2O/SiO_2 , TiO_2/SiO_2 , Al_2O_3/SiO_2 بین نمونه‌های گابرویی/ دیوریتی و سینیته پیوستگی ترکیبی مشاهده نمی‌شود.

علیرغم وقفه ترکیبی مشاهده شده بین نمونه‌های معرف گونه‌های سنگی ذکر شده، شواهد صحرایی نشان می‌دهد که این سنگها دارای رابطه خویشاوندی نزدیک با یکدیگر هستند. حضور لکه‌های صورتی رنگ حاوی ارتوز، رگه و رگچه‌های مونزونیتی، مونزودیوریتی و مونزوسینیته قطع کننده گابرو/ دیوریتها مبین این موضوع می‌باشد. شواهد صحرایی ذکر شده در توده دیوریتی رخنمون یافته در شمال غرب روستای دهنو به وضوح مشاهده میشود (به شکل ۲-۳۱، فصل دوم مراجعه شود). با این حال نمودار Na_2O/SiO_2 پیوستگی ترکیبی این نمونه‌ها را به خوبی نشان می‌دهد. به اثبات رسانیدن این موضوع مستلزم نمونه برداری از مراحل تبدیل تدریجی گابرو/ دیوریت‌ها به سینیته‌ها می‌باشد که با توجه به محدودیت امکانات، این کار در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد امکانپذیر نیست.

در این نمودارها، بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها نیز وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد، تنها عامل ایجاد کننده این وقفه ترکیبی، مقدار SiO_2 باشد. سنگ‌های سینییتی که قطب بسیار تفریق یافته سری پیوسته ترکیبات گابرو/دیوریتی-سینییتی هستند، به طور متوسط حاوی ۵۶/۳ درصد SiO_2 هستند، در حالیکه مقدار SiO_2 در گرانیت‌ها در محدوده ۶۷ تا ۷۰ درصد می‌باشد. لذا اختلاف ۱۰ تا ۱۵ درصدی مقدار SiO_2 و تا حدودی K_2O ، عامل ایجاد کننده وقفه ترکیبی بین این سنگ‌ها است. این موضوع در نمودارهای Fe_2O_3/SiO_2 , MgO/SiO_2 , FeO/SiO_2 , TiO_2/SiO_2 , CaO/SiO_2 , P_2O_5/SiO_2 به خوبی مشاهده می‌شود.

از آنجا که شواهد صحرایی، میکروسکوپی و کانه‌زایی آهن و آپاتیت، وابستگی بین ترکیبات گابرو/دیوریتی، سینییتی و گرانیتی را تأیید می‌کند، این وقفه ترکیبی، به نظر امری غیر عادی است و اگر گرانیت‌ها را در ادامه روند تشکیل سینییت‌ها فرض کنیم، موقعیت قرارگیری آنها با موقعیت فعلی که بر روی نمودارهای هارکر نشان می‌دهند، متفاوت بوده و افزایش ۱۰ تا ۱۵ درصدی SiO_2 کاهش می‌یابد. لذا به احتمال قریب به یقین، ماگمای تفریق یافته هم منشاء با گابرو/دیوریت‌ها و سینییت‌ها در بخش تحتانی پوسته، با مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته سیالیک (پوسته تحتانی)، اختلاط پیدا کرده و افزایش غیر عادی SiO_2 و K_2O را به همراه داشته است و در نتیجه بر روی نمودارهای هارکر و یا سایر نمودارها، وقفه ترکیبی به نمایش می‌گذارند.

بنابراین می‌توان نتیجه گرفت، دو مجموعه سنگی در منطقه وجود دارد: سنگهای مافیک گابرو/دیوریتی با منشاء گوشته‌ای و سینییت‌ها که حاصل تفریق این مجموعه هستند و دیگری مجموعه سنگهای اسیدی (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها) که محصول اختلاط ماگمای تفریق یافته مجموعه اول با مواد حاصل از ذوب پوسته سیالیک زیرین می‌باشند. مهم‌ترین شاهد فرایند اختلاط ماگمایی، حضور لخته-های مگنتیت، آپاتیت و آلانیت با منشاء گوشته‌ای در سنگهای گرانیتی است.

نمونه‌های گرانیتی در بسیاری از نمودارهای تغییرات، از طیف ترکیبی بسیار محدودی برخوردارند و مقدار SiO_2 آنها از ۶۷ تا ۷۰ درصد متغیر است. در نتیجه در بسیاری از نمودارهای هارکر، محدوده بسیار کوچکی را به خود اختصاص داده و روند بارزی را نشان نمی‌دهند. کانی‌شناسی محدود گرانیت-ها مؤید این نتیجه‌گیری است. تنها در نمودارهای K_2O , Na_2O و Al_2O_3 در مقابل SiO_2 طیف گسترده‌تری را نشان می‌دهند که ناشی از افزایش مقدار این اکسیدها در مراحل انتهایی تفریق است. لازم به ذکر است که نمونه ریولیتی در تمامی نمودارهای تغییرات از الگوی پراکندگی نمونه‌های گرانیتی تبعیت می‌کند، لذا می‌توان استنباط کرد که ریولیت‌ها دارای منشاء یکسان با گرانیت‌ها بوده و در سطوح بالاتری نسبت به آنها جایگزین شده‌اند.

۱- تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

در نمودار Al_2O_3/SiO_2 (شکل ۴-۶-الف)، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار Al_2O_3 از نمونه های گابرو/دیوریتی به سمت سینییت‌ها افزایش می‌یابد. میزان Al_2O_3 عمدتاً متأثر از وجود فلدسپارها نظیر پلاژیوکلاز و ارتوکلاز می‌باشد. این امر با افزایش تبلور فلدسپارها به خصوص ارتوز در سینییت‌ها

مطابقت دارد. در سنگ‌های فلسیک (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها)، میزان این اکسید کاهش یافته و روند بارزی نشان نمی‌دهد. با این حال، طیف تغییرات گسترده‌ای مشاهده می‌شود.

۲- تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات Fe_2O_3 در مقابل SiO_2 برای نمونه‌های مورد مطالعه (شکل ۴-۶-ب) روند نزولی نشان می‌دهد. این روند با تبلور و تفریق کانیهای مافیک آهن‌دار از جمله هورنبلند، بیوتیت، اوژیت و مگنتیت در گابروها و کاهش میزان Fe_2O_3 در مایع باقیمانده سازگار است. از این رو نمونه‌های سیینیتی و گرانیتی که حاوی کانیهای مافیک کمتری هستند، کمترین میزان Fe_2O_3 را نشان می‌دهند. در مورد گرانیت‌ها، جدا شدن مگنتیت به دلیل عدم اختلاط مذاب سیلیکاتی و اکسیدی به صورت مجموعه‌های معدنی مگنتیت - آپاتیت از ماگما، می‌تواند کاهش میزان Fe_2O_3 را توجیه کند. حضور اندیس‌های معدنی مگنتیت - آپاتیت در حاشیه توده‌های گرانیتی از جمله اندیس‌های مگنتیت - آپاتیت علی‌آباد، همیجان و سایر نمونه‌های مشابه در ایران مرکزی تأیید کننده این موضوع می‌باشد. لازم به ذکر است، مگنتیت پس از دگرسانی به هماتیت و مجموعه‌ای از هیدروکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌است.

۳- تغییرات FeO در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات FeO در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۶-ج)، با پیشرفت روند تفریق ماگما از نمونه‌های گابرویی به سمت سیینیتی و گرانیتی، میزان درصد FeO کاهش می‌یابد. این روند نزولی را می‌توان با تفریق کانیهای آهن‌دار بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت توجیه کرد.

۴- تغییرات MgO در برابر SiO_2

همانگونه که در نمودار MgO/SiO_2 (شکل ۴-۶-د) مشخص است، MgO با افزایش میزان تفریق از نمونه‌های گابرویی به سمت سیینیت‌ها روند نزولی نشان می‌دهد. این امر به دلیل مشارکت این اکسید در تبلور اوژیت، اثرین اوژیت، هورنبلند و بیوتیت و کاهش آنها در مراحل بعدی تفریق است. نمونه‌های گرانیتی که از کانیهای فرومنیزین کمی برخوردارند، حاوی مقدار کمتری هستند.

۵- تغییرات MnO در مقابل SiO_2

روند تغییرات MnO در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۶-ه) از گابروها به سمت سیینیت‌ها و گرانیت‌ها به صورت نزولی است. Mn در سنگهای آذرین جانشین آهن فرو شده و به دلیل اندازه بزرگتر یون منگنز نسبت به آهن، این عنصر به صورت پذیرفته شده در کانیهای فرومنیزین حضور می‌یابد. لذا با پیشرفت تفریق ماگمایی و کاهش مقدار کانیهای فرومنیزین از جمله اوژیت، اثرین اوژیت، هورنبلند و بیوتیت در ماگمای باقیمانده، مقدار اکسیدهای آهن و منگنز نیز کاهش می‌یابند. پایین بودن مقدار MnO در گرانیت‌ها با عدم حضور کانیهای فرومنیزین در آنها سازگار است.

۶- تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

در نمودار TiO_2 در مقابل SiO_2 ، مقدار TiO_2 با افزایش SiO_2 (شکل ۴-۶-و) روند کاهشی نشان می‌دهد. TiO_2 در تشکیل مگنتیت، تیتانومگنتیت، بیوتیت و اثرین یا اوژیت مصرف می‌شود. این امر با مطالعات پتروگرافی و حضور فراوان این کانیها در سنگهای گابرو / دیوریتی سازگار است. سیینیت -

های تفریق یافته و گرانیتهای حاصل اختلاط از مقدار TiO_2 بسیار کمی برخوردارند. این امر با تفریق فازهای تیتان دار مانند تیتانیت و تیتانومگنتیت، سازگار است. به علاوه، جدا شدن Ti همراه با اندیسهای معدنی مگنتیت و تیتانومگنتیت در حاشیه گرانیتهای مورد مطالعه، این موضوع را توجیه کند.

۷- تغییرات CaO در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO_2 (کل ۴-۶-ز)، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر CaO روند نزولی نشان می‌دهند و میزان CaO از نمونه‌های گابرویی / دیوریتی به سمت سینیته‌ها و گرانیته‌ها کاهش می‌یابد. میزان این اکسید توسط پلاژیوکلاز، اوژیت، اژیرین اوژیت، اژیرین، هورنبلند سبز و اسفن کنترل میگردد. بالا بودن میزان CaO با حضور این کانیها در سنگهای گابرو/ دیوریتی مطابقت دارد. با ادامه روند تفریق و کاهش این کانیها در نمونه‌های سینیته و گرانیته تفریق یافته‌تر، میزان CaO نیز کاهش می‌یابد. نمونه‌های گرانیته از میزان CaO بسیار کمی برخوردارند. فراوانی بسیار کم یا عدم حضور هورنبلند سبز و اسفن، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده این موضوع می‌باشد. همچنین پایین بودن میزان CaO با میانگین آنورتیت درصد محاسبه شده در پلاژیوکلازهای آنها (درصد آنورتیت برابر ۶/۳) که از نوع آلبیت می‌باشند، سازگار است.

۸- تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۶-ح)، با افزایش SiO_2 ، مقادیر Na_2O روند افزایشی محسوسی را نشان می‌دهند که بیانگر افزایش میزان Na_2O در فازهای انتهایی تفریق است. عنصر سدیم با داشتن شعاع یونی بزرگ در شبکه کانیهای مراحل اولیه تبلور وارد نشده و با پیدایش فلدسپارهای آلکال و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونه‌های تفریق یافته‌تر (سینیته‌ها و گرانیتهای دورگه) مقدار آن افزایش می‌یابد. تغییرات این اکسید در گرانیته‌ها از طیف وسیعتری برخوردار است و بالا بودن میزان آن در گرانیته‌ها با حضور پلاژیوکلازهای سدیک (آلبیت) در آنها سازگار است.

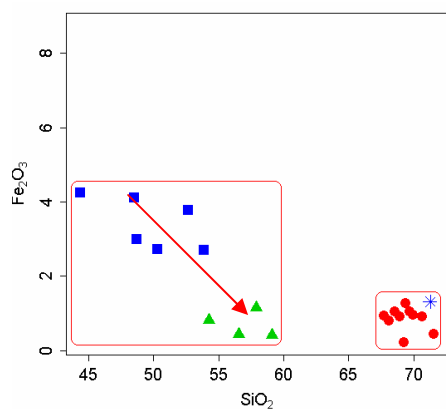
۹- تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

بر اساس نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۶-ط) میزان K_2O با ادامه روند تفریق از نمونه‌های گابرویی / دیوریتی به سمت سینیته‌ها و گرانیته‌ها افزایش می‌یابد. دلیل این افزایش، تبلور فلدسپار پتاسیم (ارتوز) در مراحل نهایی تفریق، بخصوص در سنگهای سینیته و گرانیته است. مقدار K_2O سنگهای گابرو/ دیوریتی به ویژه سنگهای گابرویی از حد متعارف این سنگها بیشتر است که ناشی از فرایند متاسوماتیسم و اضافه شدن پتاسیم به این سنگها می‌باشد. حضور بیوتیت و ارتوز تازه تشکیل شده در نمونه‌های میکروسکوپی این سنگها، تأثیر این فرایند را تأیید می‌کند. طیف تغییرات K_2O در گرانیته نسبت به سایر عناصر از گستردگی بیشتری برخوردار است و روند افزایشی نشان می‌دهد. افزایش این عنصر در گرانیته‌ها با تبلور فلدسپارهای آلکال در آنها سازگار است. در ضمن ممکن است، طی ذوب بخشهایی از پوسته تحتانی، مقدار این اکسید افزایش یافته باشد که امری دور از انتظار نیست.

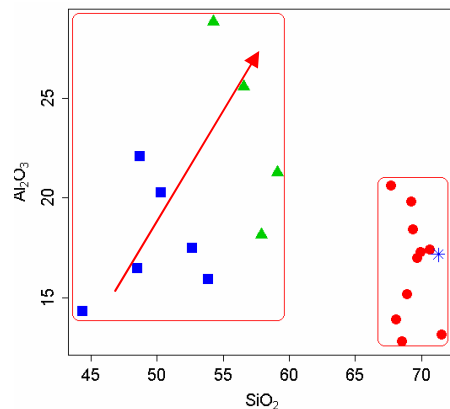
۱۰- تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۶-ی)، نمونه‌های مورد مطالعه روند نزولی محسوسی نشان می‌دهند. نمونه‌های گابرویی دارای بیشترین مقدار P_2O_5 و نمونه‌های سیینیتی و گرانیتی کمترین میزان P_2O_5 را دارا می‌باشند. علت بالا بودن P_2O_5 در نمونه‌های گابرویی/دیوریتی، حضور آپاتیت در آنها است. این کانی به صورت سوزنی شکل و کاملاً شکل‌دار، به صورت ادخال در کانیهای دیگر یافت می‌شود. با ادامه روند تفریق، مقدار P_2O_5 کاهش می‌یابد. لذا نمونه‌های تفریق یافته‌تر (سیینیتها و گرانیت‌های اختلاطی)، حاوی P_2O_5 کمتری هستند.

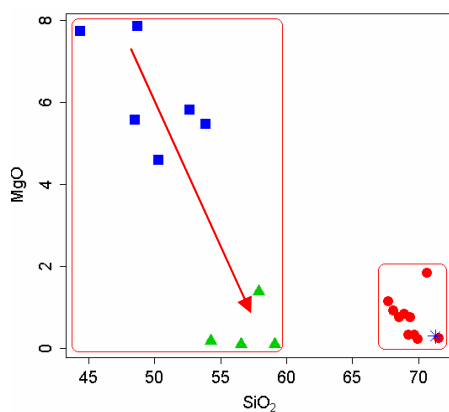
به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در گابروها، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار عمل کرده و با ادامه روند تفریق، مقدار آن در مذاب باقیمانده، کاهش می‌یابد. لازم به ذکر است P_2O_5 در ساخت آپاتیت-های کاملاً شکل‌دار به همراه لخته‌هایی از پلاژیوکلاز، مگنتیت، زیرکن و آلانیت در گرانیت‌ها مشارکت داشته است. این لخته‌ها رابطه خویشاوندی گرانیت‌ها با سنگ‌های گابرو/دیوریتی مورد مطالعه را تأیید می‌کنند. از طرفی فسفر به صورت آپاتیت از ماگمای سازنده گرانیتها جدا شده و به همراه آهن، مجموعه‌های مگنتیت - آپاتیت را تشکیل داده است. حضور اندیس‌های مگنتیت - آپاتیت همیجان، علی‌آباد و غیره در اطراف توده‌های گرانیتی منطقه و مناطق همجوار از شواهد صحرایی تأیید کننده این موضوع می‌باشند.



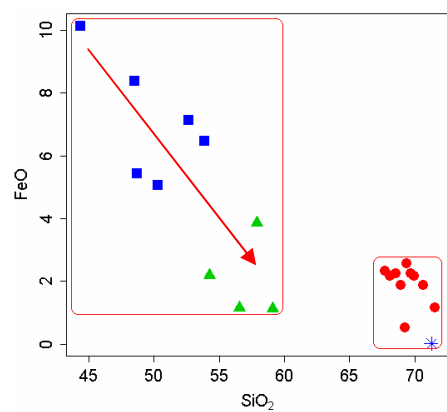
ج



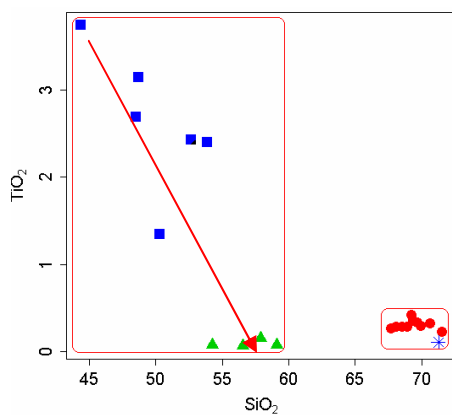
الف



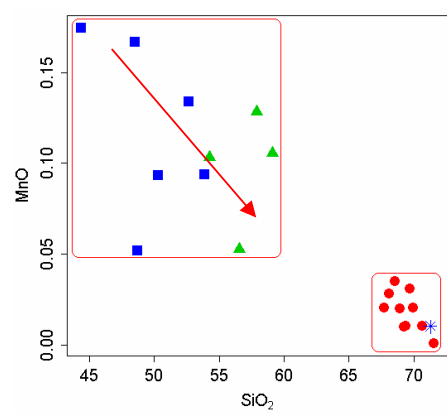
د



ج

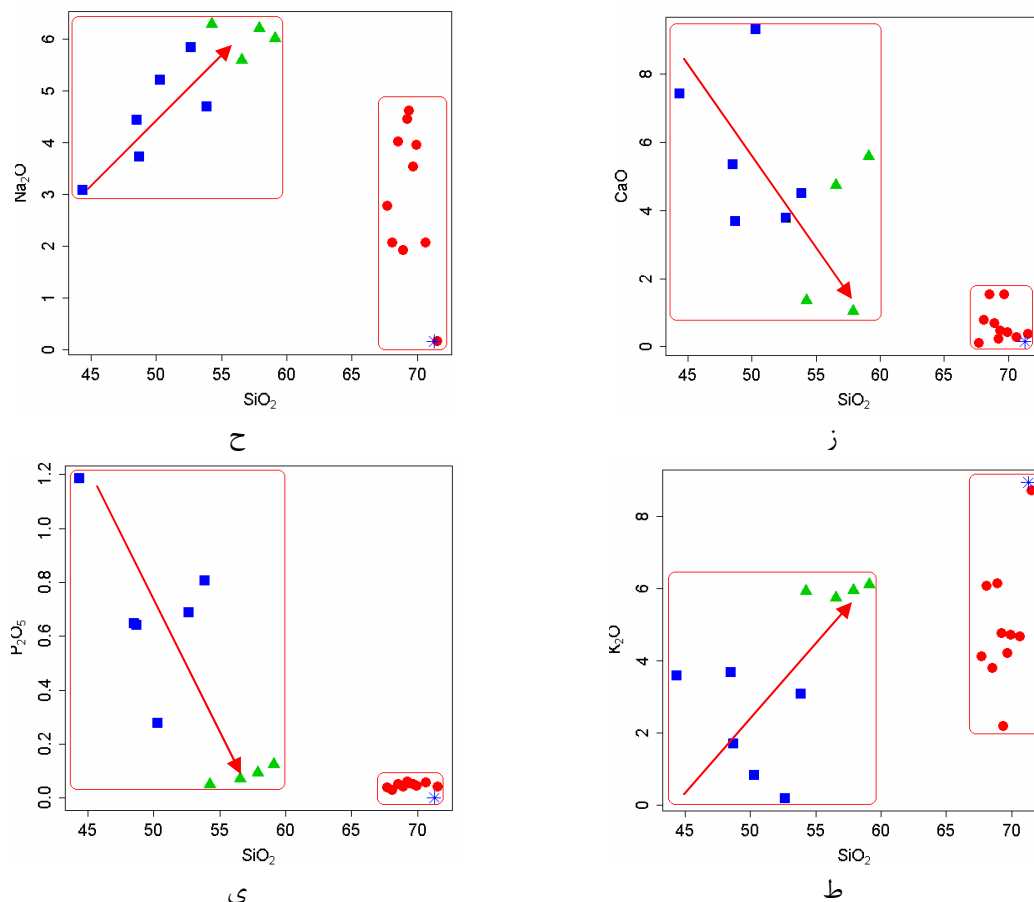


و



ه

شکل ۴-۶- نمودارهای هارکر عناصر اصلی (۱۹۰۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه. ادامه شکل در صفحه بعد ارائه شده است.



ادامه شکل ۴-۶

ب- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی - ضریب تفریق (D.I.) (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

جهت بررسی روند تحول ماگما در جریان فرایند تفریق، علاوه بر نمودارهای هارکر از نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق (تورنتن^۱ و تاتل^۲، ۱۹۶۰) نیز استفاده می-شود. ضریب تفریق برابر مجموع درصد کانیهای روشن نورمانیو (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لویسیت و کالسلیت) است که از طریق محاسبه نرم CIPW تعیین می-شوند (کانیهای لویسیت، نفلین و کالسلیت برای نمونه های تحت اشباع مورد استفاده قرار می-گیرند). در واقع ضریب تفریق $(D.I = Q + Ab + Or + Ne + Ks + Lc)$ ، بیانگر روند تفریق ماگماست که با پیشرفت تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، پرسیلیس تر و فلسیک تر می-شود. نمودارهای ضریب تفریق برای نمونه های مورد مطالعه در شکل ۴-۷ نشان داده شده است.

1 - Thoronton
2 - Tattle

در ارتباط با این نمودارها، نکته قابل توجه این است که، بر خلاف نمودارهای هارکر، بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها، بخصوص نمونه‌های سیینیتی پیوستگی ترکیبی مشاهده می‌شود. در مورد نمونه‌های مورد مطالعه، تمامی روندهای تغییرات مشاهده شده در نمودارهای هارکر و ضریب تفریق، نقش فرایند تبلور تفریقی در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه را تأیید می‌کنند. در واقع ماگمای تفریق یافته هم منشاء با گابرو/دیوریتها و سیینیتها در بخش تحتانی پوسته، به ذوب بخشی پوسته سیالیک زیرین منجر شده و با ماگمای حاصل از تفریق بخش گوشته‌ای اختلاط یافته‌است.

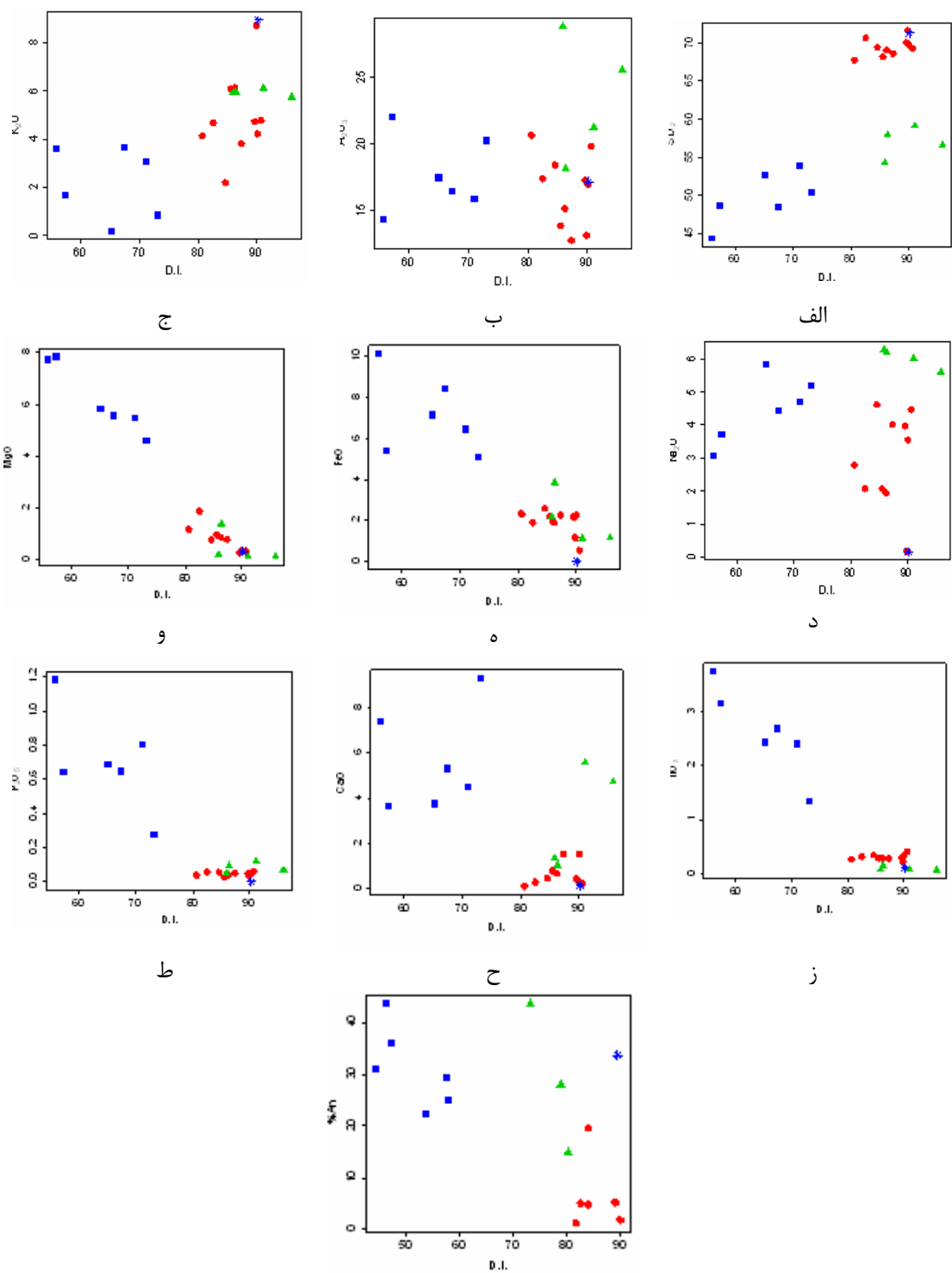
در برخی نمودارهای ضریب تفریق از جمله نمودارهای $\text{Na}_2\text{O}/\text{D.I.}$, $\text{CaO}/\text{D.I.}$ و $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{D.I.}$ و تا حدودی نمودار $\text{K}_2\text{O}/\text{D.I.}$ روندهای پراکنده و نامنظم مشاهده می‌شود. علت ایجاد روندهای پراکنده در این نمودارها، تحرک عناصر است. در واقع عناصر Na , Ca و K نسبت به دگرسانی حساس بوده و به آسانی جابجا می‌شوند. تحرک و جابجایی عناصر ذکرشده، با دگرسانی درجه متوسط تا بالای سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است. به علاوه متاسوماتیسم پتاسیک صورت گرفته در بسیاری از سنگ‌های گابرو/دیوریتی مورد مطالعه، می‌تواند روندهای پراکنده K_2O را ایجاد کند.

در مجموع، در تمامی این نمودارها به جز نمودار $\text{SiO}_2/\text{D.I.}$ روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، مبین نشأت گرفتن سنگ‌های مافیک از یک منبع ماگمایی واحد و نقش فرایند تبلور تفریقی از نمونه‌های گابرو/دیوریتی به سمت سیینیتها در تحولات ماگمایی منطقه است. گرانیتها و ریولیتها، منشاء متفاوتی داشته و از اختلاط ماگمای تفریق یافته نهایی با مذاب حاصل از ذوب پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند. در این نمودارها با افزایش ضریب تفریق (D.I.)، مقادیر SiO_2 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 ، مقادیر FeO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 روند نزولی نشان می‌دهند.

علی‌رغم مشاهده روندهای پراکنده در تغییرات Na_2O , K_2O و SiO_2 ، این اکسیدها در حین تبلور ماگما بر اساس روند معمول تفریق افزایش می‌یابند. نمودار تغییرات میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازها ($\text{An}\%$) در برابر ضریب تفریق نیز برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده‌است. پارامتر آنورتیت درصد بر اساس میزان آنورتیت و آل بیت نورماتو سنگ با فرمول $\text{An}\% = (\text{An} + \text{Ab}) \times 100$ توسط ایروین^۱ و باراگار^۲ (۱۹۷۱) تعریف شده است. در این نمودار با افزایش ضریب تفریق، درصد آنورتیت از ترکیبات گابرویی/دیوریتی به سمت سیینیتها و گرانیتها کاهش می‌یابد که با کاهش تبلور پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و جانشینی سدیم به جای کلسیم و سدیک‌تر شدن پلاژیوکلازها سازگار است. کم بودن میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتی مورد مطالعه، با سدیک بودن پلاژیوکلازهای آنها (میانگین آنورتیت درصد برابر ۶/۳) سازگار است.

1 - Irvin

2 - Baragar



شکل ۴-۷- نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی و درصد آنورتیت پلاژیوکلازها در برابر ضریب تفریق (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰).

ج- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای هارکر عناصر اصلی و ضریب تفریق

همانطور که در نمودارهای هارکر مشاهده می‌شود، نمونه‌های گابرویی/ دیوریتی و سینیته‌ها در راستای روندی خطی قرار می‌گیرند و از روند تغییرات یکسانی تبعیت می‌کنند، به گونه‌ای که FeO , SiO_2 و K_2O , Na_2O , Al_2O_3 و MgO , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 در تمامی نمونه‌ها روند نزولی و TiO_2 در تمامی نمونه‌ها روند نزولی و SiO_2 و K_2O , Na_2O , Al_2O_3 و MgO , P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 روندی صعودی نشان می‌دهند. مجموعه این تغییرات مؤید تحول سنگهای مورد مطالعه از طریق تفریق ماگمایی است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که بین نمونه‌های گابرویی/ دیوریتی و سینیته پیوستگی و ارتباط ژنتیکی نزدیکی وجود دارد. در واقع سینیته‌ها، قطب تفریق یافته سنگهای گابرویی هستند و وقفه ترکیبی مشاهده شده بین آنها با کمبود تعداد نمونه‌های تجزیه شده از ترکیبات حدواسط، قابل توجیه است. لازم به ذکر است که عدم پیوستگی مشاهده شده بین سنگهای فلسیک (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها) با سایر ترکیبات مورد مطالعه، اگرچه به معنی عدم رابطه ژنتیکی آنها با یکدیگر نیست، ولی با مشارکت منبعی با محتوای SiO_2 بالا در تشکیل آنها سازگار است. در نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق، وقفه‌های ترکیبی مشاهده شده در نمودارهای هارکر به آن شدت و وضوح مشخص نیست ولی نکته جالب توجهی که از این نمودارها استنباط می‌گردد، آن است که بین سینیته‌ها، گرانیت‌ها و ترکیبات معادل آنها نظیر ریولیت‌ها همبستگی مشاهده می‌شود که مؤید هم منشأیی و یا تشکیل آنها از طریق فرایندهای مشابه می‌باشد. از طرف دیگر شواهد صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای هارکر، پیوستگی ترکیبی بین گابرو/ دیوریت‌ها و سینیته‌ها را تأیید می‌کند. لذا از مجموع نمودارهای هارکر و ضریب تفریق نتیجه می‌گیریم که سنگهای مورد مطالعه دارای خاستگاه مشترک هستند و وقفه‌های ترکیبی مشاهده شده بین آنها، موضعی است و به معنی تضاد ارتباط ژنتیکی بین آنها نمی‌باشد.

۴-۵- بررسی تحولات ژئوشیمیایی سنگهای مورد مطالعه به کمک عناصر کمیاب و خاکی نادر

۴-۵-۱- بررسی تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق (D.I.)

الف- نمودار تغییرات Sr در مقابل SiO_2

در این نمودار با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr از نمونه‌های گابرویی/ دیوریتی به سمت سینیته‌ها روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۸-الف). Sr از عناصر قلیایی کمیاب بوده که در اکثر کانیه‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار دارد. این عنصر در پلاژیوکلازها تراکم بالایی دارد و به هنگام فرایندهای ذوب یا تبلور، همانند عناصر سازگار رفتار نموده و جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود. در نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپارهای آلکالن، مقدار Sr کاهش می‌یابد. نمونه‌های گرانیتی از کمترین میزان Sr (۲۸/۵ ppm) تا ۴۵/۷ ppm برخوردارند که با ماهیت پلاژیوکلازهای آلبیتی آنها سازگار است.

ب- نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ، (شکل ۴-۸-ب)، بر خلاف روند معمول تفریق، مقدار Ba با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد و از گابروها به سمت سیینیت‌ها روندی نزولی نشان می‌دهد. در این نمودار نیز، بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها، وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. Ba در شبکه کانیهایمانند ارتوز و بیوتیت، جانشین K می‌شود. Ba در کانیهای پتاسیم‌دار که در مراحل اولیه تبلور تشکیل می‌شوند، تراکم بیشتری دارد. بنابراین مقدار Ba در بیوتیت فراوان‌تر از مقدار آن در ارتوز است. همچنین Ba می‌تواند در شبکه پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز وارد شود (معین وزیری، ۱۳۷۱). Ba می‌تواند جانشین Ca گردد و در ساخت کانیهای نظیر پلاژیوکلاز مشارکت نماید. بالا بودن میزان Ba در ترکیبات گابرویی (۷۶ ppm تا ۱۳۹۹ ppm) با مشاهدات پتروگرافی و حضور فراوان پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت موجود در آنها سازگار است. علی‌رغم فراوانی بالای ارتوز مودال در سنگهای سیینیتی، مقدار Ba در این سنگها کمتر از سنگهای گابرویی است (۱۳۶ ppm تا ۲۳۹ ppm). کاهش مقدار Ba را می‌توان به جدا شدن این عنصر در شرایط فوگاسیته بالای گوگرد و تشکیل سولفات باریم (باریت) نسبت داد. حضور رگه‌ها و رگچه‌های باریت در توده سیینیتی و سنگهای میزبان آنها در مجاورت روستای ده شمس از شواهد صحرایی تأیید کننده این موضوع می‌باشد. نمونه‌های گرانیتی از مقدار Ba کمی برخوردار هستند (۱۶۶ ppm تا ۵۴۵ ppm).

ج- نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Rb در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۸-ج)، مقدار Rb با افزایش SiO_2 ، از گابروها به سمت سیینیت‌ها و گرانیت‌ها افزایش می‌یابد. در عین حال بین سیینیت‌ها و گرانیت‌ها، وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. این روند با روند تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 مشابه است. از آنجا که Rb جانشین K می‌شود، روند تغییرات مشاهده شده با پتروگرافی سیینیت‌ها و حضور ارتوز فراوان در آنها مطابقت دارد. در این نمودار نیز، تفریق یافتگی سیینیت‌ها از سنگ‌های گابرویی تأیید می‌گردد.

د- نمودار تغییرات Co در مقابل SiO_2

نمودار تغییرات Co در مقابل SiO_2 (شکل ۴-۸-د) روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد. بیشترین مقدار Co در ترکیبات گابرو/دیوریتی وجود دارد که در ساخت کانیهای نظیر پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت داشته‌اند. این عنصر دارای شعاع یونی مشابه با آهن و منیزیم بوده و در ترکیبات آهن و منیزیم‌دار جانشین می‌شود. لذا مقدار آن با تفریق کانیهای اژیرین، اوژیت، بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت، از سنگهای گابرویی به سمت سیینیت‌ها و گرانیت‌ها کاهش می‌یابد.

ه- نمودار تغییرات V در مقابل SiO_2

در این نمودار (شکل ۴-۸-ه)، مقدار V با افزایش مقدار SiO_2 از گابرو/دیوریت‌ها به سمت سیینیت‌ها کاهش می‌یابد. روند نزولی تغییرات این عنصر با کاهش تفریق کانیهای آهن و منگنزدار از جمله هورنبلند سبز، اوژیت، اوژیت اژیرین، بیوتیت و مگنتیت از سنگهای گابرویی به سمت سیینیت‌ها، مبنی بر فرایند تفریق ماگمایی است. بین سنگهای گرانیتی با سایر ترکیبات، وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود و پایین بودن مقدار V در گرانیت‌ها با کمبود کانیهای فرومنیزین در آنها سازگار است.

و- نمودار تغییرات Sr در مقابل D.I.

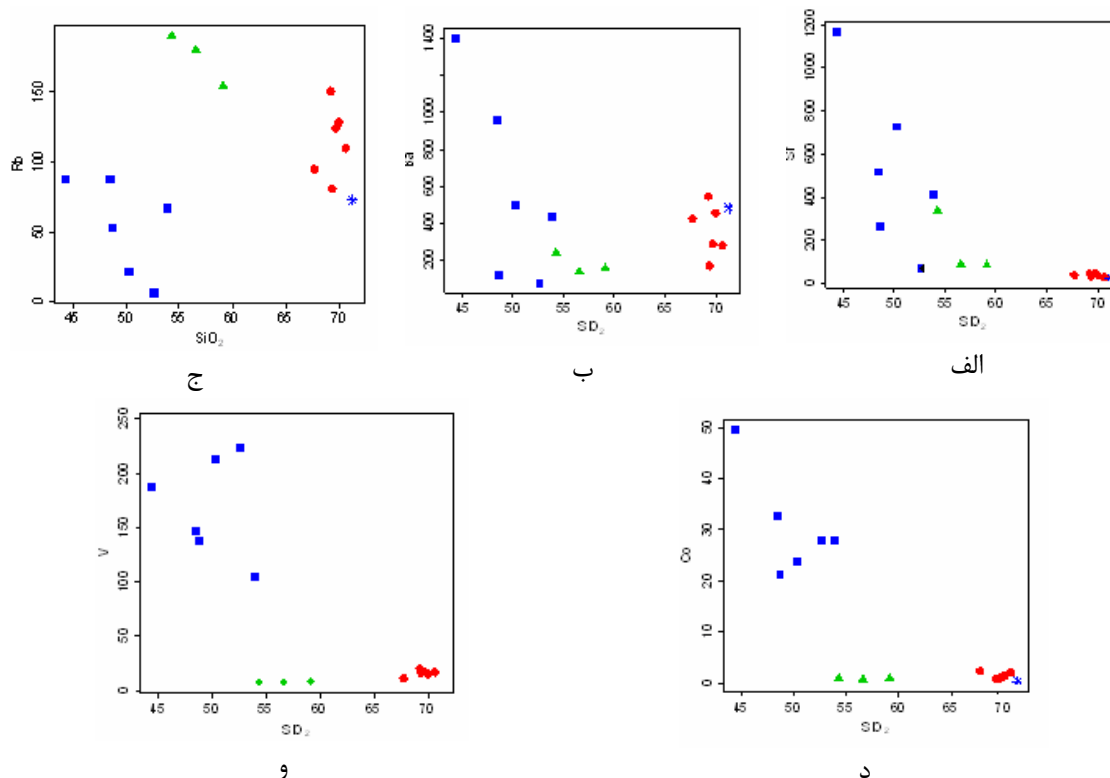
در نمودار Sr در مقابل D.I.، بر خلاف نمودار Sr در مقابل SiO_2 ، بین نمونه‌های گرانیتی با سایر نمونه‌ها وقفه ترکیبی مشاهده نمی‌شود. در این نمودار (شکل ۹-۴ الف)، سنگ‌های گرانیتی به ترکیبات سیینیتی نزدیکتر شده و با آنها پیوستگی ترکیبی نشان می‌دهند. وقفه ترکیبی مشاهده شده بین ترکیبات گابرویی با سایر ترکیبات، ناشی از کمبود تعداد نمونه‌های تجزیه شده از ترکیبات حدواسط است.

ز- نمودار تغییرات Ba در مقابل D.I.

در نمودار تغییرات Ba در مقابل ضریب تفریق (شکل ۹-۴ ب)، بر خلاف نمودار Ba در مقابل SiO_2 ، بین تمامی ترکیبات مورد مطالعه، پیوستگی و ارتباط نزدیکی مشاهده می‌شود. در این نمودار نیز، مقدار Ba با افزایش ضریب تفریق، کاهش می‌یابد.

ح- نمودار تغییرات Rb در مقابل D.I.

همانگونه که در شکل ۹-۴ ج مشاهده می‌شود، همانند نمودار Rb در مقابل SiO_2 ، مقدار Rb با پیشرفت تفریق، افزایش می‌یابد. با این تفاوت که در نمودار Rb/D.I.، سیینیت‌ها و گرانیت‌ها به یکدیگر نزدیک شده و پیوستگی نشان می‌دهند.

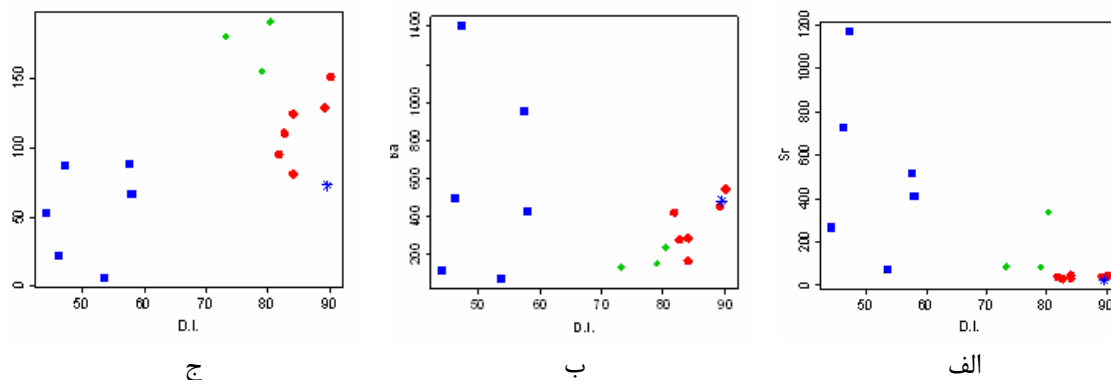


شکل ۹-۴- نمودارهای عناصر کمیاب Sr, Ba, Rb, Co و V در مقابل SiO_2 برای نمونه‌های مورد مطالعه.

۴-۵-۲- نتایج حاصل از بررسی نمودارهای عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 و D.I.

در این نمودارها، از عناصر کمیاب V, Sr, Ba, Rb و Co جهت بررسی روند تفریق در سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. روند تغییرات عناصر Ba, Rb و Sr در مقابل SiO_2 و D.I. هر دو بررسی شده و جهت مقایسه در شکل‌های ۴-۸ و ۴-۹ نشان داده شده است.

عناصر Sr, Ba, Rb که وابسته به فازهای کانایی اصلی مانند فلدسپارها هستند، مؤثرترین عناصر برای پی بردن به فرایند تبلور تفریقی می‌باشند. به علاوه تغییرات Sr, Ba و Rb در تعیین نقش تبلور تفریقی یا ذوب بخشی در تحولات ماگمایی مفید است (هانسون^۱، ۱۹۷۸). با بررسی نمودارهای عناصر کمیاب Rb, Sr و Ba در مقابل SiO_2 و ضریب تفریق و مقایسه آنها با یکدیگر، می‌توان نتیجه گرفت که در نمودارهای هارکر بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها، وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود. در حالی که در نمودارهای ضریب تفریق، این وقفه ترکیبی مشاهده نمی‌شود و روند تغییرات مشاهده شده در این نمودارها به واقعیت نزدیکتر است. در عین حال روند تغییرات نشان داده شده توسط این نمودارها، یکسان می‌باشد و نقش فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه را اثبات می‌کند. لذا می‌توان نتیجه گرفت، بیشتر نمونه‌های سنگی مورد مطالعه از یک منبع ماگمایی مشترک منشأ گرفته‌اند و در مراحل انتهایی تفریق ماگمای مافیک و تشکیل سینیته‌ها و گرانیت‌ها، منبعی با محتوای سیلیس بالا نیز مشارکت داشته و به ایجاد گرانیت‌های اختلاطی مورد مطالعه منجر شده است. این موضوع در مبحث پتروژنز به طور مفصل مورد بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۴-۹- نمودارهای عناصر کمیاب Rb, Ba و Sr در مقابل ضریب تفریق (D.I.).

۴-۶- مقایسه فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

با توجه به اینکه روندهای مشاهده شده بر روی 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 برابر عناصر سازگار یا ناسازگار و نسبت‌های آنها در مقابل یکدیگر استفاده می‌کنیم.

۴-۶-۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و نسبت‌های آنها

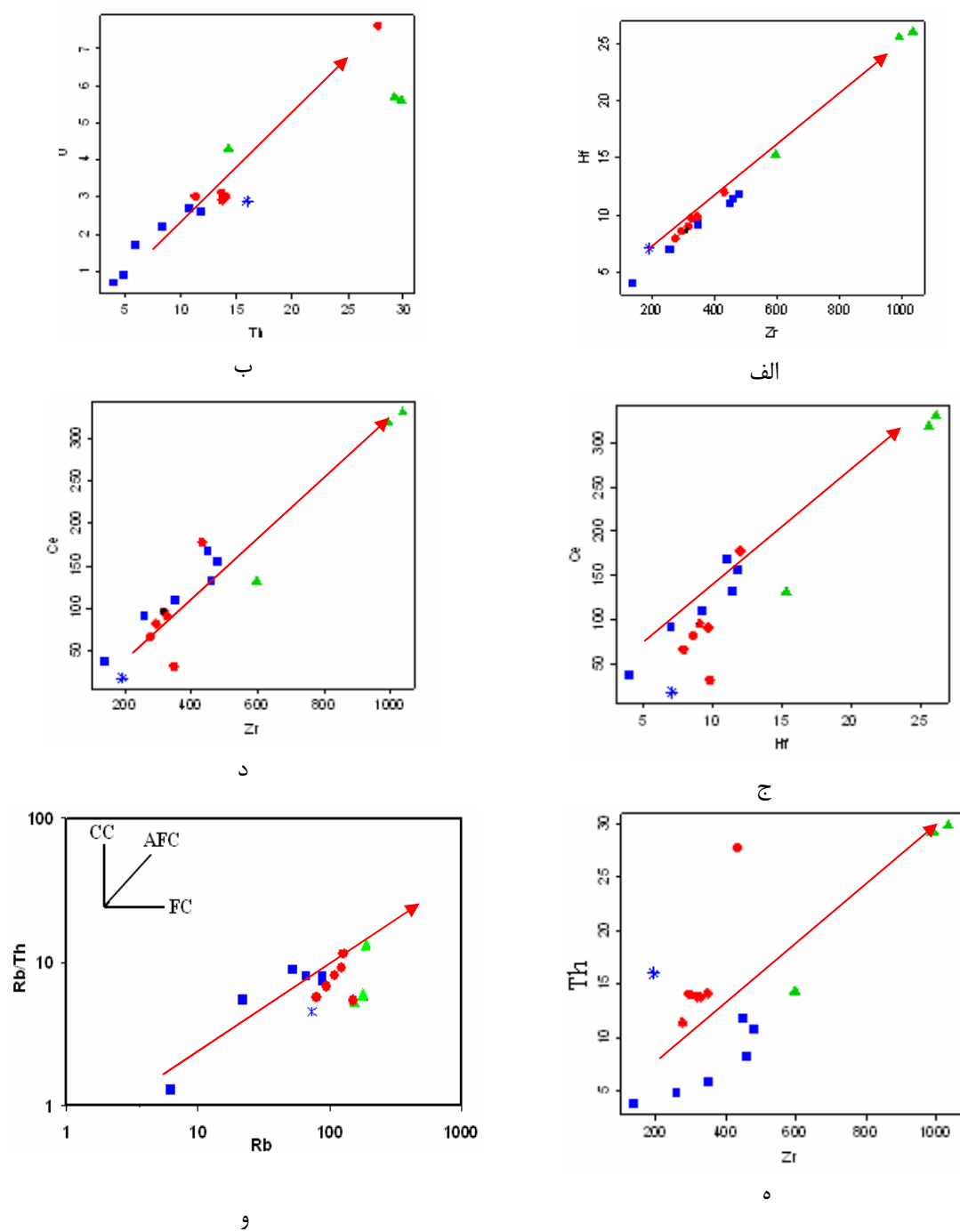
اگر نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار در مقابل یکدیگر دارای روند خطی و صعودی باشد که از مبدأ مختصات نیز بگذرد، همچنین در نمودار تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار روندی خطی و منفی (نزولی) مشاهده شود، در این صورت فرایند اصلی تشکیل دهنده سنگ‌ها، تبلور تفریقی است. اگر روند تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم منفی و روند عنصر سازگار در برابر ناسازگار، مثبت (صعودی) باشد، فرایند غالب در تحولات ماگمایی، ذوب بخشی بوده است. اگر تغییراتی در این نسبت-ها دیده شود، بیانگر ناهمگنی منشاء و فرایندهایی نظیر تغییر درجه ذوب بخشی، اختلاط و آلیش ماگمایی خواهد بود.

الف- نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

در نمودارهای U/Th و Hf/Zr , Ce/Zr , Ce/Hf , Th/Zr (شکلهای ۴-۱۰- الف تا ه)، الگوی تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر برای نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شده است. الگوی نشان داده شده توسط این نمودارها، همگی روند خطی و یا تقریباً خطی و صعودی نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد. بر اساس این الگو فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی است. در تمامی این نمودارها (همانند نمودارهای هارکر و ضریب تفریق)، بین نمونه‌های گابرویی / دیوریتی و سینییتی روندی پیوسته و خطی برقرار است. این روند پیوسته، نقش مؤثر فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی آنها را نشان می‌دهد. از آنجا که سنگهای گرانیتی در این نمودارها در امتداد روند خطی تفریق قرار نمی‌گیرند، لذا دارای منشاء تا حدودی متفاوت با سایر سنگها هستند.

ب- نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در مقابل Rb

جهت تشخیص فرایند تبلور تفریقی در سنگهای مورد مطالعه از نمودار تغییرات Rb/Th در مقابل Rb (چامنی^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)، برای نمونه‌های مورد مطالعه ترسیم شده است. در این نمودار، تغییرات نسبت دو عنصر ناسازگار Rb و Th در مقابل Rb بررسی شده که روندی خطی با شیب مثبت نشان میدهند و مبین نقش فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) در تحولات ماگمایی سنگهای مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۱۰- و). لذا علاوه بر منبع ماگمایی مافیک، هضم و آلیش منبع پوسته‌ای نیز در ایجاد آنها مشارکت داشته‌است.



شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر و نمودار تغییرات نسبت Rb/Th در مقابل Rb
 روندهای مشخص شده بر روی شکل و عبارتند از: CC: آرایش پوسته‌ای، AFC: تبلور تفریقی همراه با هضم، FC: تبلور تفریقی (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶).

۷-۴- نمودارهای عنکبوتی

۷-۴-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

در نمودارهای عنکبوتی بر اساس الگوی ترکیب کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست مرتب شده‌اند. این عناصر، عناصر خاکی نادر REE(La-Lu) هستند. برای نمونه‌های مورد مطالعه، نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا^۱، ۱۹۷۴) ترسیم شده است (شکلهای ۴-۱۳). بر اساس این نمودارها، نمونه‌ها به طور کلی از عناصر خاکی نادر سبک، غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. نسبت $LREE / HREE$ زیاد است و نمودار از شیب نزولی زیادی برخوردار است. بنابراین منبع ماگمایی از ذوب بخشی درجات پایین تا متوسط منشاء گرفته است. به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد. در اینجا، ماهیت آلکالن نمونه‌های مافیک مورد مطالعه، بیانگر درجات ذوب بخشی پایین گوشته در تشکیل ماگماست. این مباحث در فصل پتروژنز مورد بررسی قرار خواهند گرفت.

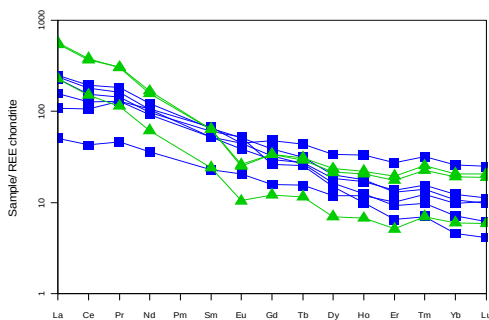
بر اساس این نمودار، در نمونه‌های گابرویی، هیچگونه آنومالی منفی یا مثبت Eu مشاهده نمی‌شود (شکل ۴-۱۱-الف). آنومالی Eu توسط پلاژیوکلاز کنترل می‌شود و به فوگاسیته اکسیژن وابسته است. عدم وجود آنومالی این عنصر نشان دهنده این است که تبلور پلاژیوکلاز کلسیک نقش مهمی در تحول ماگما نداشته است (یینگ^۲ و همکاران، ۲۰۰۷). نبود آنومالی Eu در گابروها با میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازهای از نوع آندزین (درصد آنورتیت برابر ۳۱/۲۴) و عدم حضور پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم در آنها سازگار است. در این نمودار (شکل ۴-۱۱-الف)، الگوی تغییرات عناصر کمیاب سنگ-های بازالتی با گابرو/دیوریت‌ها مورد مقایسه قرار گرفته است. این الگو در گابرو/دیوریت‌ها نسبت به بازالت‌ها از شیب بیشتری برخوردار است. این تفاوت نشان می‌دهد که بازالت‌ها نسبت به گابرو/دیوریت‌ها تفریق یافته‌ترند. آنومالی منفی Eu در بازالت‌ها، با تفریق پلاژیوکلازهای کلسیک در شرایط فوگاسیته اکسیژن پایین قابل توجیه است.

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت برای گابروها و سینیته‌ها (شکل ۴-۱۱-ب) نشان می‌دهد که نمونه‌های سینیته از $LREE$ غنی‌شده و از $HREE$ تهی‌شده هستند. الگوی تغییرات نسبت $LREE / HREE$ در این سنگها در مقایسه با ترکیبات گابرویی از شیب بیشتری برخوردار است که حاکی از تفریق یافتگی بالا و اشتقاق و تحول آنها از منبع ماگمایی مافیک سازنده گابروها می‌باشد. به علاوه در سینیته‌ها آنومالی منفی Eu مشاهده می‌شود. آنومالی Eu به ویژه در ماگماهای فلسیک توسط فلدسپارها کنترل می‌شود. لذا خارج شدن فلدسپار از مذاب فلسیک از راه تبلور تفریقی در فوگاسیته اکسیژن پایین یا ذوب بخشی سنگی که فلدسپار در منشاء آن باقی بماند، به ایجاد آنومالی منفی Eu منجر می‌شود. هورنبلند و اسفن نیز می‌توانند به میزان کمتر در ایجاد آنومالی منفی Eu در

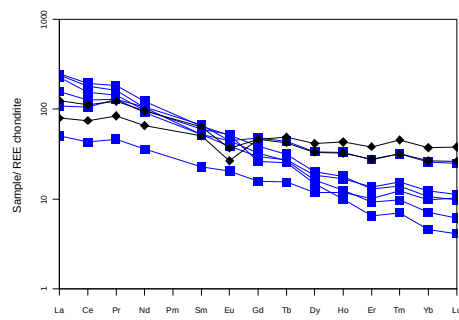
1 - Nakamura

2 -Ying

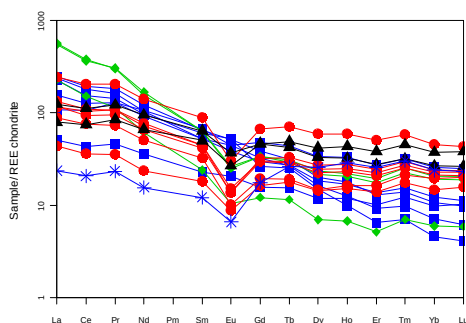
مذاهبای فلسیک نقش داشته باشند (رولینسون، ۱۹۹۳). آنومالی منفی Eu در سینیتهای مورد مطالعه نیز با تفریق پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر هورنبلند و اسفن قابل توجه است. حضور این کانیهها در سنگهای گابرو/دیوریتی مادر، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده این موضوع می باشد. همانگونه که در شکل ۴-۱۱-ج مشاهده می شود، نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت در نمونه های گرانیتی و ریولیتی مورد مطالعه، از *LREE* غنی شدگی، از Eu آنومالی منفی و برای عناصر بعد از Eu (عناصر *HREE*)، الگوی مسطحی را نشان می دهند. تهی شدگی Eu با تفریق پلاژیوکلاز و یا فلدسپار پتاسیم قابل توجه است. در عین حال نمودار از شیب نزولی بسیار کمی برخوردار است که بر خلاف انتظار، درجه تفریق یافتگی زیادی نشان نمی دهد. لذا می توان استنباط کرد، در مراحل انتهایی تفریق و تشکیل گرانیت ها، اختلاط و آلیش ماگما با ماگمای حاصل از هضم بخش هایی از پوسته قاره ای قدیمی، به ایجاد تغییراتی در غلظت عناصر کمیاب منجر شده است. لازم به ذکر است، الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه ریولیتی از الگوی گرانیتها تبعیت می کند، لذا معادل بیرونی آنها محسوب می شود.



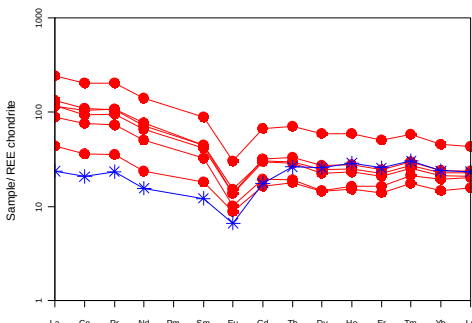
ب- گابروها و سینیتهای



الف- سنگهای مافیک (گابرو/دیوریتها و بازالتها)



د- تمامی نمونه های سنگی

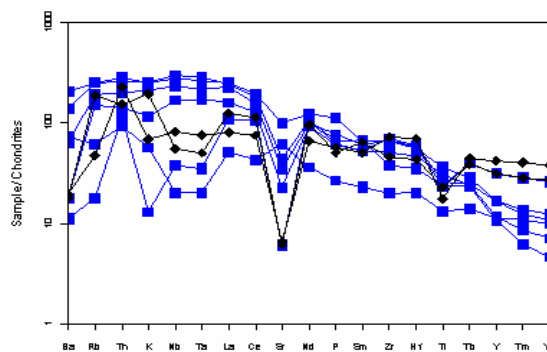


ج- سنگهای فلسیک (گرانیتها و ریولیتها)

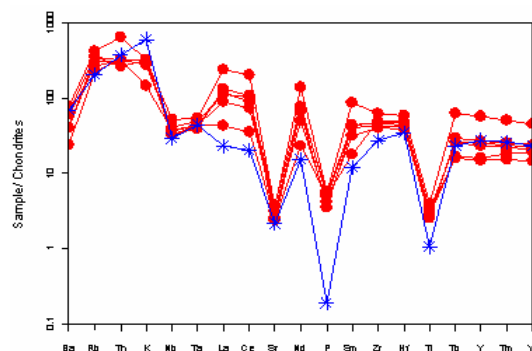
شکل ۴-۱۱- نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴) برای نمونه های گابرویی/دیوریتی، بازالتی، سینیتهای سنگی و تمامی نمونه های سنگی مورد مطالعه.

در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، اغلب نمونه های مافیک مورد مطالعه از عناصر K, Th, Rb, Ba و Nb غنی شدگی و برخی از آنها تهی شدگی نشان میدهند (شکل ۴-۱۲). پراکندگی مشاهده شده در غلظت Ba, Rb و K (آنومالی مثبت و منفی) را

می‌توان به متاسوماتیسم تحمیل شده بر این سنگ‌ها و تحرک بالای این عناصر نسبت داد. عناصر آلکالن Ba, Rb و K، متحرک بوده و نسبت به دگرسانی بسیار حساسند. عدم وجود آنومالی منفی عناصر Ti و P در این سنگها، نشانه غنی بودن ماگما از آنهاست و طبیعت آلکالن ماگمای سازنده آنها را نشان میدهد. تهی شدگی از عناصر سنگین نظیر Y, Yb در این سنگها از دیگر شواهد ماهیت آلکالن ماگماست. نمونه‌های بازالتی در مقایسه با گابرو/دیوریتها از عناصر سنگین غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهند. این ویژگی، با تفریق یافتگی بیشتر آنها سازگار است. نمونه‌های فلسیک (گرانیتها و ریولیتها)، از عناصر K, Rb, La, Ce, Nd و Th غنی‌شدگی و از عناصر Ba, Ta, Sr, P, Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۲-ب). این آنومالیاها شاخص سنگهای پوسته‌ای هستند. لذا می‌توان نتیجه گرفت سنگهای فلسیک مورد مطالعه، از اختلاط ماگمای نشأت گرفته از ذوب پوسته و ماگمای مافیک تفریق یافته حاصل شده‌اند. حضور لخته‌های مگنتیت و آپاتیت به همراه پلاژیوکلاز در گرانیتها تأیید کننده این موضوع می‌باشد.



الف



ب

شکل ۴-۱۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲) برای نمونه های مافیک (الف) و برای نمونه های فلسیک (ب).

۴-۷-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد مطالعه از مقادیر سان^۱ و مک دونوف^۱ (۱۹۸۹) استفاده شده است. در این نمودارها (شکلهای ۴-۱۳)

نیز همانند نمودارهای بهنجار شده نسبت به کندریت، غنی‌شدگی از *LREE* و تهی‌شدگی از *HREE* مشاهده می‌شود. اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Sr, K و Rb تهی‌شدگی نشان می‌دهند که به دلیل عدم وجود یا فراوانی کم پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم و فلدسپارها در این سنگهاست (شکل ۴-۱۳ الف). Ba و Nb در برخی نمونه‌ها غنی‌شدگی و در برخی دیگر تهی‌شدگی نشان می‌دهند. پراکندگی مشاهده شده در آنومالی Ba به دلیل مشابهت ویژگیهای ژئوشیمیایی آن با K و Ca است. به علت متاسوماتیسم صورت گرفته در برخی سنگ‌های مورد مطالعه، K و به دنبال آن Ba نیز افزایش یافته است.

Y, Yb ویژگیهای ژئوشیمیایی مشابهی داشته و از عناصر بسیار سنگین هستند که ضریب توزیع آنها در مذابهای مافیک در کانی گارنت بسیار بالا است. لذا تهی‌شدگی این عناصر در گابرو/ دیوریتها نشان دهنده حضور گارنت در منشاء ماگمای تشکیل دهنده این سنگها می‌باشد. این موضوع در بحث پتروژنز مورد بررسی قرار می‌گیرد.

نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های سینیتی نیز ترسیم شده است (شکل ۴-۱۳ ب). تهی‌شدگی Sr در این سنگها به دلیل عدم وجود پلاژیوکلازهای کلسیک در این سنگهاست. تهی‌شدگی بیش از حد Ba، بر خلاف انتظار، با جدا شدن Ba و تشکیل باریت در شرایط احیایی و فوگاسیته بالای گوگرد مرتبط می‌باشد. آنومالی منفی Ti در ارتباط با تفریق کانیهای اپک تیتان‌دار از جمله تیتانومگنتیت می‌باشد. تفریق فلدسپار پتاسیم، تهی‌شدگی Sr, Ba و Eu را توجیه می‌کند.

نمونه‌های گرانیتی در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، از عناصر Ti, Nb, Sr, P و Ba تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۳ ج). این ویژگی نشان‌دهنده منشاء پوسته‌ای آنهاست. آنومالی منفی Sr و Eu نیز از منشاء پوسته‌ای آنها ناشی می‌شود. تفریق فلدسپار پتاسیم در ایجاد آنومالی منفی Ba نقش مهمی دارد. بنابراین تهی‌شدگی Sr, Eu و Ba مستلزم تفریق پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم است. تهی‌شدگی گرانیت‌ها از Sr، با ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آنها سازگار است. میزان آنورتیت درصد پلاژیوکلازهای گرانیت‌ها (An% برابر ۶/۳ درصد)، نشان می‌دهد که پلاژیوکلازها از نوع آلبیت هستند، لذا نمی‌توانند میزان خوبی برای Sr باشند. آنومالی منفی P در این سنگ‌ها از ویژگیهای گرانیت‌های نوع I است که از ذوب پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند (چپل و وایت، ۱۹۹۲). به علاوه آنومالی منفی P، می‌تواند نتیجه جدا شدن آپاتیت از ماگما باشد (وو و همکاران، ۲۰۰۳). در گرانیت‌های مورد مطالعه نیز، آپاتیت از ماگما جدا شده و مجموعه‌های آپاتیت، هماتیت و مگنتیت را تشکیل داده است که به صورت کانسارهای مگنتیت - آپاتیت در حاشیه توده‌های گرانیتی یافت می‌شوند. از جمله این کانسارها، می‌توان به اندیس معدنی مگنتیت - آپاتیت همیجان و علی‌آباد در منطقه بهاباد و اندیس مگنتیت - آپاتیت چغارت یا اسفوردی اشاره کرد.

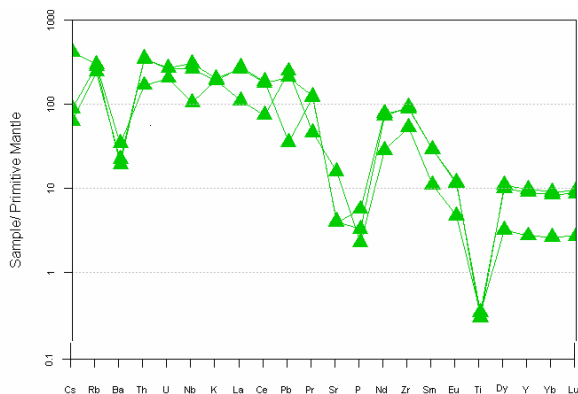
تهی‌شدگی بیش از حد Ti به عدم وجود کانیه‌های تیتانیوم‌دار مربوط می‌شود. از طرف دیگر، Ti می‌تواند همراه آهن در تشکیل مگنتیت مشارکت کرده باشد. میانگین TiO_2 در مگنتیت‌های معدن چغارت که به روش NNA اندازه‌گیری شده برابر ۵/۲۴ درصد گزارش شده است (موسوی نسب، ۱۳۷۶). آنومالی منفی Nb به دلیل عدم وجود کانیه‌های حاوی Nb از جمله زیرکن، روتیل، موناژیت و غیره در این سنگها می‌باشد. به طور کلی آنومالی منفی Ti و Nb با تفریق فازهای تیتانیوم‌دار مانند تیتانیت، تیتانومگنتیت و غیره توجیه می‌شود. به علاوه این آنومالی، می‌تواند در ارتباط با فرایندهای پتروژنتیکی نظیر مشارکت پوسته قاره‌ای در فرایندهای ماگمایی باشد (چامنی و همکاران، ۲۰۰۶). آنومالی منفی Ti و Nb به همراه غنی‌شدگی از عناصر U, Th, Pb و K، به اهمیت سنگهای پوسته‌ای در منشاء ماگما اشاره دارد (آلمیدا^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). آنومالی منفی Ti, P, Sr, Ba و Nb از یک طرف و از طرف دیگر آنومالی مثبت La, Th, K Rb و Ce، نشان‌دهنده مشارکت قابل توجه بخش پوسته‌ای در تشکیل گرانیت‌های مورد مطالعه می‌باشد. لذا می‌توان، ذوب بخشی سنگ‌های آذرین پوسته تحتانی و یا تفریق ماگمای مادر به همراه هضم و آلاش پوسته‌ای را فرایندهای احتمالی مؤثر در تشکیل آنها دانست.

مقادیر قابل توجه عناصر کمیاب سبک U, La, Ce و Th در این سنگ‌ها می‌تواند به علت حضور کانیه‌های حاوی این عناصر نظیر موناژیت و آلانیت باشد. فراوانی بالای *LREE* و *Th* در گرانیت‌ها ممکن است نتیجه حضور موناژیت در این سنگها باشد (وات^۲ و همکار، ۱۹۹۳). مشاهدات پتروگرافی حضور فراوان آلانیت را در گرانیت‌ها تأیید می‌کند. به علاوه نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل La (وو^۳ و همکاران، ۲۰۰۳)، نشان می‌دهد که تغییرات نسبت La/Yb ($LREE/HREE$) توسط آلانیت و تا حدودی موناژیت کنترل می‌شود (شکل ۴-۱۳-د). تأیید حضور موناژیت مستلزم بررسی‌های دقیق به کمک میکروپروب می‌باشد.

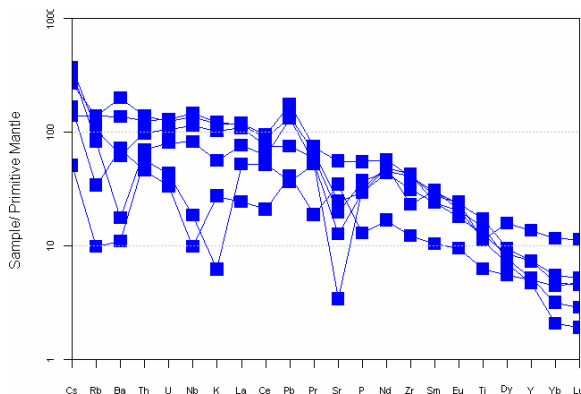
1- Almeida

2 - Watt

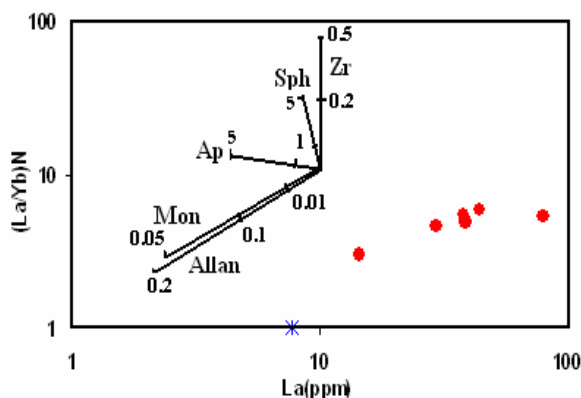
3 - Wu



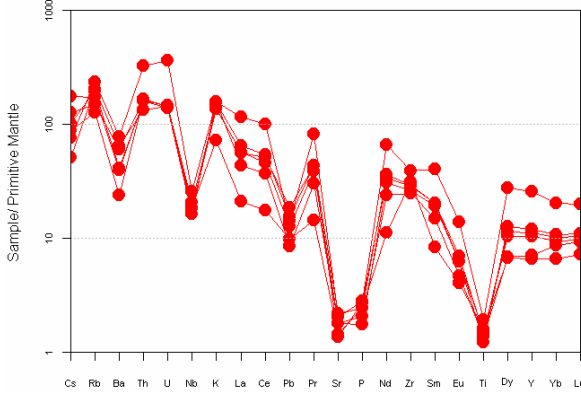
ب- سینیته‌ها.



الف- گابرو- دیوریت‌ها.



د- نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل La



ج- گرانیت‌ها

شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های مورد مطالعه (الف تا ج) و نمودار $(La/Yb)_N$ در مقابل La (وو و همکاران، ۲۰۰۳) که نشان‌دهنده تغییرات الگوهای REE توسط جدایش کانیهای فرعی آلانیت، زیرکن، اسفن، مونازیت و آپاتیت می‌باشد (د).

۴-۸- تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI)

شاخص اشباع از آلومین^۱ (ASI)، توسط شاند^۲ (۱۹۴۳) معرفی شده است. این شاخص به صورت نسبت میلی کاتیونی $Al / (Ca - 1.76P + Na + K)$ محاسبه می‌شود (فراست و همکاران، ۲۰۰۱). اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع مولی پتاسیم و سدیم کمتر از مقدار مولی Al باشد ($Na + K < Al$) سنگ متالومین خواهد بود. اگر $ASI < 1$ باشد و مجموع ($Na + K > Al$) باشد، سنگ پراآلکان است. مقادیر مولی Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO و پارامترهای NK, A/CNK, CNK برای سنگهای مورد مطالعه محاسبه شده و در جدول ۴-۶ ارائه شده است.

1 -Aluminum saturation index

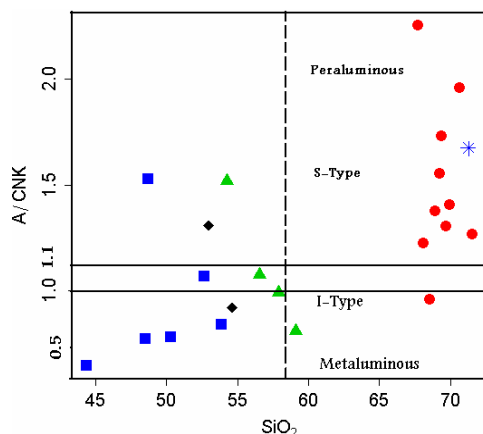
2 - Shand

۴-۸-۱- نمودار A/NK-A/CNK جهت تعیین درجه اشباع از آلومین (ASI)

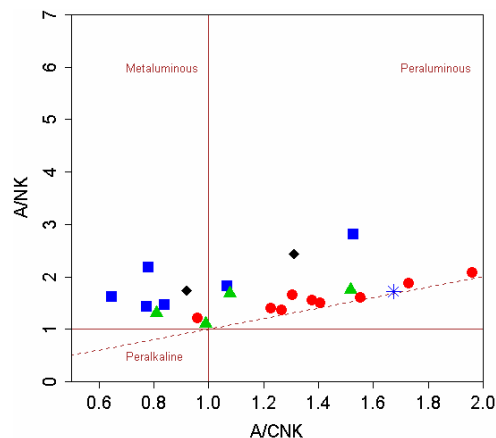
در این نمودار اگر نسبت مولی $A/CNK < 1.1$ باشد، سنگ متالومین و اگر این نسبت بیشتر از ۱/۱ باشد، سنگ پرآلومین خواهد بود. بر اساس نسبت‌های مولی محاسبه شده برای نمونه‌های مورد مطالعه اغلب نمونه‌های مافیک گابرو/دیوریتی در محدوده متالومین و سنگهای فلسیک (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها) در محدوده پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۴). گرانیت‌های پرآلومین غالباً از گرانیت‌های نوع S هستند. با وجود اینکه هیچ یک از ویژگیهای صحرایی و میکروسکوپی گرانیت‌های نوع S در این سنگها مشاهده نمیشود، لذا با توجه به مجموع ملاحظات زمین‌شناسی، گرانیت‌های مورد مطالعه از اختلاط ماگمای تفریق یافته قبلی با بخش ذوب شده پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند.

۴-۸-۲- نمودار A/CNK-SiO₂

جهت تعیین درجه اشباع از آلومین سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودار A/CNK در مقابل SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۷۴) نیز استفاده کرده‌ایم. با توجه به شکل ۴-۱۵، نمونه‌های گابرو/دیوریتی و سینیته‌ها در محدوده متالومین واقع شده و نمونه‌های فلسیک (گرانیت‌ها و ریولیت) دارای ماهیت پرآلومین هستند.



شکل ۴-۱۵- نمودار A/CNK در مقابل SiO₂ (چپل و وایت، ۱۹۷۴) جهت تمایز نوع گرانیتوئیدها و تعیین ماهیت نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۴-۱۴- نمودار A/NK در مقابل A/CNK (شاند، ۱۹۴۳) جهت تعیین ماهیت نمونه‌های سنگی مورد مطالعه.

۴-۹- تعیین سری ماگمایی

طبق نظر کونو (۱۹۶۸) هر سری ماگمایی، یک مجموعه از سنگهای آذرین دارای ترکیب شیمیایی مختلف را در بر می‌گیرد که از تفریق یک ماگمای بازیک مادر و یا از ذوب سنگ منشاء (سنگ مادر) حاصل شده‌اند. در حال حاضر ۵ سری ماگمایی مشخص شده‌اند که عبارتند از: سری تولییتی، آکالن، کالک آکالن، شوشونیتی و تحولی (انتقالی). جهت تعیین سری ماگمایی مورد مطالعه از نمودارهای مختلف استفاده شده است که در زیر به معرفی و شرح آنها خواهیم پرداخت.

جدول ۴-۶- مقادیر مولی Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , CaO و پارامترهای CNK, A/CNK, NK برای نمونه‌های مورد مطالعه.

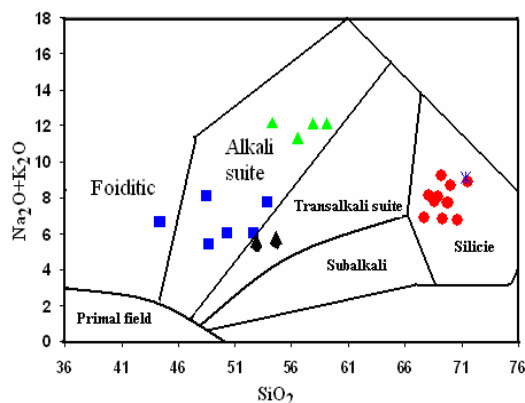
Sample No.	Al(mol)	Ca(mol)	Na(mol)	K(mol)	NK	A/NK	CNK	A/CNK	ASI
BD-17/2	0.16	0.10	0.07	0.04	0.11	1.44	0.21	0.77	0.82
BD-1/7	0.22	0.07	0.06	0.02	0.08	2.81	0.14	1.53	1.59
BD-2	0.14	0.13	0.05	0.04	0.09	1.62	0.22	0.65	0.68
BD-13/2	0.17	0.07	0.09	0.00	0.10	1.82	0.16	1.07	1.10
BD-1/1	0.16	0.08	0.08	0.03	0.11	1.46	0.19	0.84	0.87
BD-18/1	0.20	0.17	0.08	0.01	0.09	2.18	0.26	0.78	0.78
SA-64	0.18	0.02	0.10	0.06	0.16	1.10	0.18	0.99	0.98
BS-16/2	0.21	0.10	0.10	0.07	0.16	1.30	0.26	0.81	0.80
BS-SY/1	0.29	0.02	0.10	0.06	0.17	1.74	0.19	1.52	1.51
BS-16/1	0.26	0.08	0.09	0.06	0.15	1.67	0.24	1.08	1.07
BG-2/2	0.17	0.00	0.03	0.05	0.08	2.07	0.09	1.96	1.96
BG-7/2	0.17	0.03	0.06	0.05	0.10	1.65	0.13	1.30	1.30
BG-8/2	0.17	0.01	0.06	0.05	0.12	1.50	0.12	1.41	1.40
BG-5/5	0.21	0.00	0.04	0.04	0.09	2.30	0.09	2.25	2.25
BG-19/2	0.18	0.01	0.07	0.02	0.10	1.88	0.11	1.73	1.72
BA	0.20	0.00	0.07	0.05	0.12	1.60	0.13	1.55	1.55
E15-PA/1	0.13	0.03	0.06	0.04	0.11	1.21	0.13	0.96	0.95
E16-PA/2	0.15	0.01	0.03	0.07	0.10	1.55	0.11	1.38	1.38
E16-PA/1	0.14	0.01	0.03	0.07	0.10	1.40	0.11	1.23	1.22
E17-PA/1	0.13	0.01	0.00	0.09	0.10	1.35	0.10	1.27	1.27
BB-6/1	0.18	0.06	0.04	0.03	0.07	2.44	0.14	1.31	1.35
BB-6/6	0.15	0.08	0.08	0.01	0.09	1.74	0.17	0.92	0.95
BR-14/1	0.17	0.00	0.00	0.10	0.10	1.72	0.10	1.68	1.68

۴-۹-۱- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2

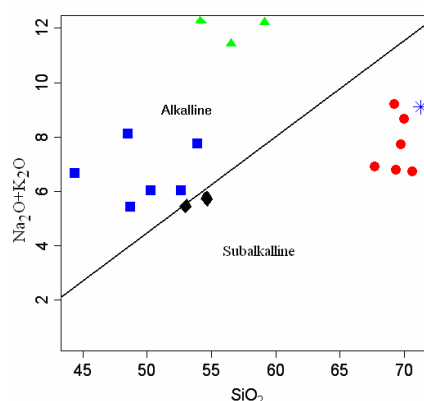
جهت تعیین سری ماگمایی سنگهای مورد مطالعه از نمودار مجموع درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در مقابل درصد وزنی SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) استفاده شده است. با توجه به شکل ۴-۱۶، سنگهای مافیک در محدوده آلکالن و سنگهای فلسیک در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند. سنگهای آتشفشانی بازالتی نیز نزدیک مرز آلکالن- ساب آلکالن قرار می‌گیرند. حضور فراوان آپاتیت در نمونه-های گابرو/ دیوریتی مورد مطالعه، از شواهد پتروگرافی تأیید کننده ماگمای آلکالن سازنده این سنگ-ها می‌باشد.

۴-۹-۲- نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2

بر اساس نمودار $Na_2O + K_2O$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴)، سنگهای آذرین به ۵ دسته فوئیدیتی، آلکالی، آلکالی - تحولی، ساب آلکالی و سیلیسی تقسیم می‌شوند. همانطور که از شکل ۴-۱۷ استنباط می‌شود، نمونه‌های گابرویی- دیوریتی و سینیتهای مورد مطالعه در محدوده آلکالن واقع شده اند. گرانیتهای دارای ماهیت سیلیسی هستند و سنگهای آتشفشانی بازالتی، دارای ماهیت تحولی (انتقالی) هستند که با تفریق یافتگی بیشتر آنها در مقایسه با گابرو/ دیوریتها قابل توجیه است.



شکل ۴-۱۷- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس میدلموست (۱۹۹۴) جهت تعیین ماهیت نمونه‌ها.



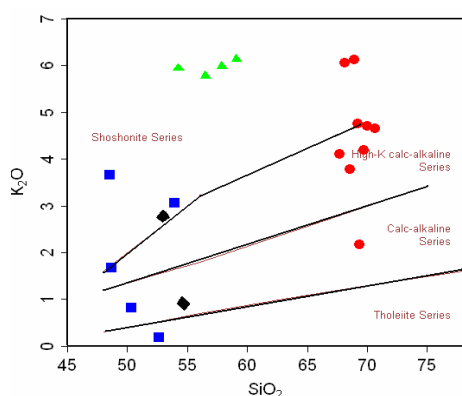
شکل ۴-۱۶- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱) جهت تعیین سری ماگمایی.

۳-۹-۴- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2

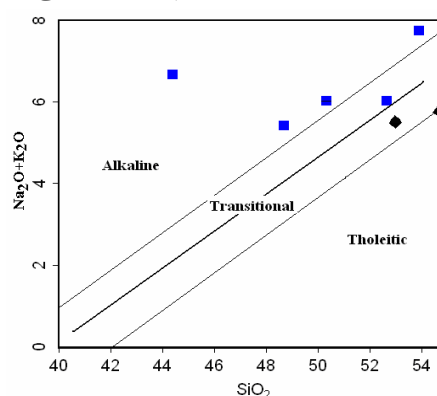
جهت تعیین ماهیت سنگ‌های مافیک مورد مطالعه، از نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 پکسریلو^۱ و همکار (۱۹۷۹) استفاده شده است. در این نمودار (شکل ۴-۱۸)، اغلب سنگ‌های گابرو/دیوریتی دارای ماهیت آلکالن و بازالت‌ها ماهیت انتقالی (تحولی) نشان می‌دهند.

۴-۹-۴- نمودار K_2O در مقابل SiO_2

در این نمودار (شکل ۴-۱۹)، نمونه‌های گرانیتی در محدوده سری کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. مقدار K_2O در گرانیت‌ها در محدوده ۲/۱۷ تا ۴/۷۶ و نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ در آنها برابر ۲/۲۶ تا ۴/۴۷ است، لذا این سنگ‌ها کالک آلکالن و پتاسیک هستند. نمونه‌های سینییتی تفریق یافته ماهیت کالک آلکالن پر پتاسیم (شوشونیتی) نشان می‌دهند.



شکل ۴-۱۹- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پکسریلو و تایلور^۲، ۱۹۷۶).



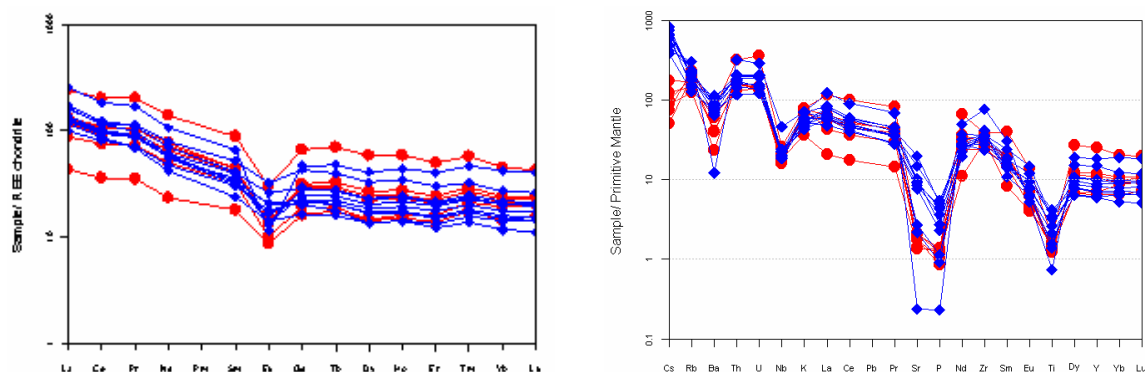
شکل ۴-۱۸- نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 پکسریلو و همکار (۱۹۷۹) و موقعیت نمونه‌های مافیک بر روی آن.

1 - Peccerillo

1 -Taylor

۴-۱۰- مقایسه گرانیت‌های منطقه جنوب بهاباد با مناطق مشابه در جهان
 ۴-۱۰-۱- گرانیت‌ها و ریولیت‌های منطقه گرامپیون^۱، غرب ویکتوریا (غرب کمربند چین خورده لیچلان)^۲

کمربند چین خورده لیچلان با وسعت تقریبی ۷۰۰ کیلومتر مربع یکی از بزرگترین سرزمین‌های گرانیتی رخنمون یافته در جهان است. پی‌سنگ این ناحیه، سنگ‌های آتشفشانی زیردریایی اولترامافیک تا فلسیک کامبرین پیشین است. توده‌های گرانیتی در این ناحیه در سطوح کم‌عمق جایگزین شده‌اند. این گرانیت‌ها صورتی تا خاکستری رنگ، دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند و بافت‌های پورفیروئیدی و گرافیکی را نشان می‌دهند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده آنها، پتاسیم آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کوارتز به همراه کمی بیوتیت و هورنبلند هستند. فازهای فرعی آنها، اکسیدهای اپک، آپاتیت، آلانیت، اسفن و زیرکن میباشند. براساس ویژگیهای ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایزی (والن و همکاران، ۱۹۸۷ و ابی، ۱۹۹۲) از گرانیت‌های نوع A و متالومین تا پرآلومین ضعیف هستند (هرگت^۳ و همکاران، ۲۰۰۷). نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های منطقه گرامپیون در جدول ۴-۸ ارائه شده است.



الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، سان و مک دونوف، ۱۹۸۹). (۱۹۷۴)

شکل ۴-۲۰- مقایسه نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های ناحیه گرامپیون (◆) و گرانیت‌های مورد مطالعه (●).

ویژگیهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های مورد مطالعه شباهت زیادی به این گرانیت‌ها دارند. مقایسه نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های این منطقه با گرانیت‌های منطقه مورد مطالعه (شکل ۴-۲۰)، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر سنگین غنی شدگی و از عناصر Ba, Ti, Sr, P, Eu, Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر Nb, Ba, Sr, P, Ti و Ta نشان‌دهنده تفریق یافتگی این سنگ‌هاست و فراوانی بالای عناصر سبک (Ce, La, Rb, K و Th) از ویژگیهای سنگهای پوسته‌ای است. لذا ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای

1 -Grampiaon

2 -Lachlan

3 - Hergt

تحتانی و اختلاط ماگمای فلسیک حاصل از آن با ماگمای تفریق یافته گوشته‌ای در تشکیل گرانیته‌ها نقش داشته‌اند.

جدول ۷-۴ - نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های گرانیتهی منطقه گرامپیون (هرگت و همکاران، ۲۰۰۷).

Samples		VV1	VV2	VV3	VV4	VV5	VV6	VV7
SiO ₂	%	65.26	66.95	66.96	67.28	68.46	69.95	70.04
Al ₂ O ₃	"	15.62	15.62	15.74	15.89	15.4	14.95	15.39
FeO _t	"	6.40	4.44	3.72	3.56	3.65	3.09	2.74
MgO	"	0.95	0.97	1.37	1.22	0.82	0.71	0.66
MnO	"	0.11	0.12	0.09	0.14	0.04	0.07	0.08
CaO	"	2.57	2.59	3.1	2.89	2.31	2.04	1.77
Na ₂ O	"	5.59	5.62	4.93	4.75	5.46	4.99	5.15
K ₂ O	"	2.62	2.78	2.93	3.28	3.14	3.52	3.61
TiO ₂	"	0.70	0.70	0.92	0.76	0.57	0.57	0.46
P ₂ O ₅	"	0.19	0.20	0.24	0.22	0.16	0.12	0.10
Ba	ppm	528	451	594	804	484	603	733
Cs	"	3.00	5.10	6.70	4.80	6.00	5.40	6.50
Hf	"	8.90	9.10	7.20	6.40	9.10	8.50	10
Nb	"	16.40	14.5	17.20	16.20	13.20	16	13.30
Rb	"	82.00	93	115	99	119	151	129
Sr	"	200	192	312	419	179	216	162
Ta	"	1.10	1.10	1.20	1.10	1.00	1.20	1.00
Th	"	9.87	12.18	14.01	15.1	15.72	17.42	17.75
U	"	2.55	2.98	3.26	3.14	4.03	4.07	4.41
Zr	"	401	406	313	265	406	355	468
Y	"	45.0	68.2	31.8	26.8	37.3	32.6	28.6
La	"	41.0	53.9	43.70	54.3	33.1	45.7	39.2
Ce	"	81.0	102	86	101	71.0	89.0	75.0
Pr	"	10.08	12.85	9.96	11.22	8.11	10.07	7.77
Nd	"	38.80	50.7	36.5	38.2	30.4	35.2	26.7
Sm	"	8.11	10.71	6.81	6.66	6.24	6.53	4.86
Eu	"	2.03	2.50	1.61	1.60	1.30	1.37	1.08
Gd	"	8.10	11.96	6.21	5.65	6.17	5.94	4.56
Tb	"	1.29	1.88	0.97	0.84	1.03	0.96	0.75
Dy	"	7.87	11.35	5.75	4.67	6.43	5.84	4.68
Ho	"	1.68	2.46	1.21	1.00	1.36	1.22	1.00
Er	"	4.73	6.79	3.40	2.77	3.97	3.53	3.01
Tm	"	0.71	0.979	0.51	0.41	0.60	0.54	0.47
Yb	"	4.50	6.03	3.31	2.60	3.93	3.51	3.17
Lu	"	0.679	0.893	0.487	0.382	0.596	0.525	0.49
Pb	"	19.50	18.90	20.2	12.50	19.70	25.5	21.0
Tl	"	0.49	0.46	0.87	0.55	0.85	0.76	0.77

ادامه جدول ۴-۷

	sample	VV8	VV9	VV10	VV11	VV12	VV13	VV14
SiO ₂	%	77.76	72.35	73.17	77.34	78.25	77.99	78.34
Al ₂ O ₃	"	12.41	14.02	13.64	11.21	11.37	11.68	11.34
FeO _t	"	0.68	2.37	2.73	2.42	2.16	1.59	1.65
MgO	"	0.02	0.31	0.23	0.06	0.03	0.05	0.03
MnO	"	—	0.05	0.04	0.02	—	0.01	0.03
CaO	"	0.25	0.94	0.75	0.05	0.02	0.04	0.08
Na ₂ O	"	3.82	5.35	4.86	4.43	3.79	3.93	3.96
K ₂ O	"	4.92	4.22	4.24	4.29	4.26	4.57	4.44
TiO ₂	"	0.13	0.34	0.30	0.16	0.11	0.13	0.13
P ₂ O ₅	"	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	ppm	270	640	570	85.0	96.0	128	105
Cs	"	7.00	3.90	5.30	3.30	1.40	1.00	2.90
Hf	"	5.50	9.60	9.70	20.50	11.4	17.1	17.70
Nb	"	15.70	16.30	13.70	33.3	17.8	28.2	25.80
Rb	"	230	144	137	196	132	185	172
Sr	"	17.00	57.00	46.00	5.00	4.00	15.00	8.00
Ta	"	1.50	1.30	1.30	2.30	1.50	3.60	2.00
Th	"	30.47	17.46	17.16	27.67	15.99	30.00	22.20
U	"	6.03	4.23	4.08	6.12	3.20	6.00	6.34
Zr	"	160	393	402	870.0	493.0	522.0	802
Y	"	35.00	40.20	45.60	83.80	46.80	99.50	159.3
La	"	36.90	42.10	58.00	85.00	16.30	84.80	320.8
Ce	"	88.0	83.0	107.0	161.0	36.00	178.0	515.0
Pr	"	7.84	9.85	12.54	19.16	4.12	nd	75.48
Nd	"	25.90	35.80	44.20	67.60	15.20	75.00	279
Sm	"	5.13	7.24	8.41	13.61	3.63	nd	58.07
Eu	"	0.24	1.06	1.03	0.89	0.35	nd	4.28
Gd	"	4.93	6.80	7.90	12.99	4.82	nd	48.53
Tb	"	0.90	1.14	1.31	2.26	1.10	nd	6.59
Dy	"	5.72	7.05	7.97	14.11	7.81	nd	33.03
Ho	"	1.25	1.52	1.71	3.10	1.79	nd	5.84
Er	"	3.72	4.43	4.90	9.14	5.36	nd	14.19
Tm	"	0.598	0.686	0.746	1.423	0.84	nd	1.928
Yb	"	3.97	4.49	4.81	9.29	5.49	nd	11.32
Lu	"	0.589	0.677	0.719	1.378	0.813	nd	1.595
Pb	"	20.50	19.60	19.10	25.70	6.60	17.20	27.70
Tl	"	0.516	0.64	0.656	0.879	0.818	01.60	0.813

nd: تعیین نشده (پایین تر از حد تشخیص دستگاه تجزیه‌گر).

۴-۱۰-۲- گرانیت‌های مرتبط با سیستم ریفت درون قاره‌ای (MRS) (در شاخه شمال شرقی ریفت ساحل شمالی دریاچه سوپریور در مینه سوتا)

سیستم ریفت درون قاره‌ای (MRS)، مثالی از ریفت قاره‌ای با غلبه ماگماتیسم مافیک است که ماگماتیسم سیلیسی نیز به صورت موضعی در آن حائز اهمیت است. بهترین مثال از این نوع ریفت-زایی در شاخه شمال شرقی ریفت در امتداد ساحل شمالی دریاچه سوپریور است که ماگماتیسم سیلیسی در آن به صورت ریولیت، جریانهای گدازه و نفوذیهای گرانوفیری نیمه‌عمیق رخنمون دارد. سنگ‌های سیلیسی غالباً به صورت ریولیت و مجموعه‌های نفوذی نیمه‌عمیق در زیر و درون سنگ‌های آتشفشانی رخنمون دارند. ترکیب نفوذی‌ها غالباً گابرویی است و طیف ترکیبی آنها از تروکتولیت، آنورتوزیت تا گرانیت (گرانوفیر) متغیر است. گرانیت‌های این مجموعه متالومین تا کمی پراآلومین هستند و با داشتن SiO_2 و Na_2O+K_2O , Fe/Mg, Zr, Nb, Ga/Al, Y, REE بالا از گرانیت‌های نوع A هستند. مقادیر عناصر Nb, Y و Rb در این گرانیت‌ها مشابه گرانیت‌های درون ورقه‌ای پیپرس و همکاران (۱۹۸۴) می‌باشد (وورورت^۱ و همکاران، ۲۰۰۷). این گرانیت‌ها نسبت‌های ایزوتوپی متفاوت از مقادیر نسبت‌های گوشته‌ای نشان می‌دهند، لذا منابع پوسته‌ای تحول یافته مانند پوسته آرکئن پسین در ایجاد آنها مشارکت داشته‌اند. نتایج تجزیه شیمیایی این گرانیت‌ها در جدول ۴-۹ آورده شده است.

این گرانیت‌ها با گرانیت‌های سایر مناطق کشتی و درون صفحه‌ای از جمله گرانیت‌های نوع A دریای سرخ و توده اسکارگارد در شرق گرینلند مقایسه شده است.

گرانیت‌های دریای سرخ بر اساس مطالعات ایزوتوپی از تبلور تفریقی یک ماگمای تولیتی اولیه به همراه ذوب بخشی پوسته تونالیتی پرکامبرین پسین ایجاد شده‌اند (کلمن^۲ و همکاران، ۱۹۹۲). توده اسکارگارد در شرق گرینلند (واگر^۳ و دیر^۴، ۱۹۳۹)، محیط زمین‌شناسی مشابه با مجموعه‌های ناحیه دریاچه سوپریور دارد. گرانوفیرهای این منطقه از هضم پوسته تحول یافته قدیمی‌تر ایجاد شده‌اند. این گرانوفیرها از واکنش مذابهای مافیک تفریق یافته با پوسته تحول یافته قدیمی تشکیل شده و با ایجاد ماگماهای هیبرید سازگار است (هیرچمن^۵، ۱۹۹۲).

نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های مرتبط با ریفت ناحیه دریاچه سوپریور با نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های مورد مطالعه مقایسه شده و در شکل ۴-۲۱ نشان داده شده است. بر اساس این مقایسه، گرانیت‌های هر دو منطقه، دارای تهی‌شدگی از عناصر Ba, P, Ti, Nb و Sr هستند و روند تغییرات مشابهی را نشان می‌دهند. لذا گرانیت‌های مورد مطالعه همانند گرانیت‌های این ناحیه در یک سیستم ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده و از گرانیت‌های نوع A می‌باشند.

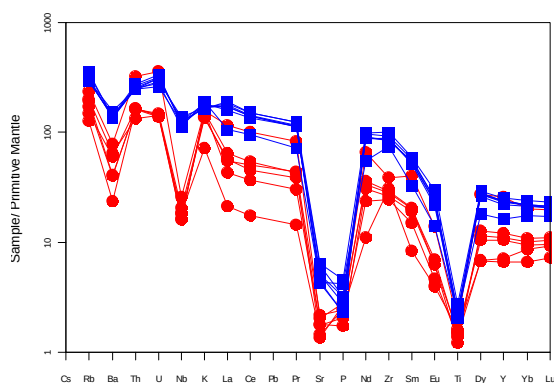
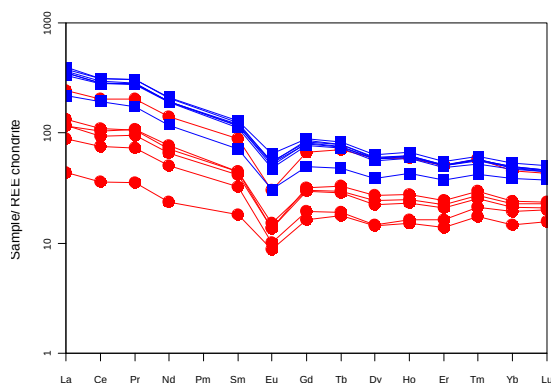
1 - Vervoort

2 - Coleman

3 - Wager

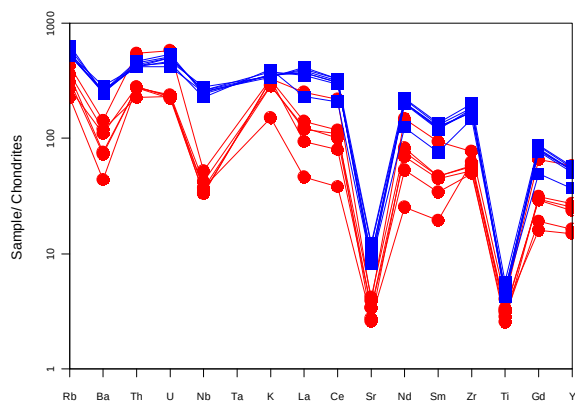
4 - Deer

5 - Hirschmann



شکل ب- مقایسه نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه با گرانیت‌های مرتبط با ریف‌ت دریاچه سوپریور بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴).

شکل الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) برای نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه و گرانیت‌های مرتبط با ریف‌ت دریاچه سوپریور.



شکل ج- موقعیت نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه و گرانیت‌های مرتبط با ریف‌ت دریاچه سوپریور بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (سان و همکاران، ۱۹۸۰).

شکل ۴-۲۱- مقایسه نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های گرانیتی (●) با گرانیت‌های مرتبط با ریف‌ت دریاچه سوپریور (■).

جدول ۴-۸- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های گرانیتی ناحیه دریاچه سوپریور (ورورث و همکاران، ۲۰۰۷).

Samples	GP-11	GP-26A	GP-27	GP-28	GP-29	GP-38	GP-40
Major Oxides (%)							
SiO ₂	68.90	71.16	71.43	71.23	70.70	71.27	71.62
TiO ₂	0.59	0.45	0.44	0.50	0.50	0.48	0.47
Al ₂ O ₃	12.70	12.74	12.48	12.83	12.75	12.95	12.76
FeO _{total}	6.66	5.08	4.84	5.21	5.14	4.52	4.92
MnO	0.12	0.08	0.08	0.09	0.08	0.06	0.09
MgO	0.45	0.26	0.15	0.46	0.56	0.46	0.17
CaO	1.79	1.22	1.35	1.26	1.17	0.97	1.02
Na ₂ O	3.53	3.62	3.84	3.70	3.35	2.87	3.70
K ₂ O	5.06	5.23	5.08	5.14	5.52	5.76	4.96
P ₂ O ₅	0.10	0.06	0.05	0.07	0.07	0.09	0.05
Trace elements (ppm)							
Co	18.00	13.00	13.00	14.00	14.00	13.00	13.00
Cr	14.00	14.00	16.00	16.00	16.00	15.00	18.00
Ni	9.00	8.00	8.00	8.00	8.00	9.00	8.00
Sc	5.00	4.00	3.00	3.00	3.00	2.00	2.00
V	12.00	7.00	5.00	4.00	7.00	19.00	0.00
Zn	180	104	166	155	161	108	168
Ga	28.00	27.00	28.00	27.00	27.00	25.00	28.00
Ba	1090	982.0	945.0	980.0	988.0	947.0	962.0
Rb	188.0	212.0	196.0	186.0	187.0	225.0	187.0
Sr	135.0	106.0	90.00	106.0	130.0	91.00	92.00
Y	115.0	101.0	105.0	107.0	107.0	74.00	110.0
Zr	1121	1006	960	963	942	831	1024
Nb	99.00	85.00	91.00	88.00	91.00	80.00	90.00
Hf	33.00	27.60	30.40	30.50	29.60	24.60	30.60
Pb	22.40	19.00	28.10	21.40	22.10	10.00	34.50
Th	21.20	23.40	21.90	21.30	21.00	21.60	22.80
U	6.07	7.02	6.55	5.48	6.55	5.89	6.68
Rare earth elements (ppm)							
La	125.7	117.8	121.6	117.2	110.6	72.5	131.4
Ce	270	249	256.9	249.5	242.5	168.6	270.4
Pr	34.5	31.2	32.2	31.4	31.3	19.7	34.5
Nd	133.5	119.1	122.7	121.2	122.1	75	131.6
Sm	26.1	22.9	23.8	23.6	24.4	14.6	25.2
Eu	5.01	3.66	3.91	4.07	4.24	2.37	4.16
Gd	24.6	21.5	22.3	22.2	22.8	13.8	23.9
Tb	3.91	3.44	3.57	3.53	3.67	2.25	3.69
Dy	21.70	19.40	20.00	19.90	20.60	13.40	20.30
Ho	4.67	4.17	4.25	4.3	4.39	3.01	4.38
Er	12.33	11.07	11.40	11.42	11.57	8.39	11.62
Tm	1.83	1.58	1.68	1.71	1.72	1.26	1.74
Yb	11.75	10.38	10.69	10.85	10.93	8.60	10.61
Lu	1.72	1.51	1.55	1.58	1.58	1.28	1.53

۴-۱۱- نتیجه‌گیری

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

- سنگهای نفوذی مورد مطالعه بر اساس نمودارهای نامگذاری شیمیایی، دارای ترکیبات گابرو، دیوریت، سینییت و گرانیت هستند و سنگهای آتشفشانی، بازالت آندزیتی، آندزی بازالت و ریولیت را شامل میشوند.

- در نمودارهای هارکر نمونه‌های گابرو/ دیوریتی و سینییت‌ها در امتداد روندی خطی قرار می‌گیرند و با افزایش مقدار SiO_2 یا تفریق، Na_2O , Al_2O_3 و K_2O از نمونه‌های گابرو/ دیوریتی به سمت سینییت‌ها روند صعودی و CaO و Fe_2O_3 , FeO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , MnO روند نزولی نشان می‌دهند. این روندها بیانگر تفریق گابرو/دیوریت‌ها به سمت سینییت‌ها و منشاء گرفتن آنها از یک منبع ماگمایی واحد است و وقفه ترکیبی مشاهده شده میان آنها با کمبود نمونه‌برداری از ترکیبات حدواسط، قابل توجیه است. در این نمودارها، بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها نیز وقفه ترکیبی مشاهده می‌شود که حاکی از مشارکت منشاء پوسته‌ای در تشکیل آنها می‌باشد.

- در نمودارهای ضریب تفریق، روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نمونه‌های گرانیتی با نمونه‌های سینییتی، تفکیک قابل ملاحظه‌ای نشان نمی‌دهند. در این نمودارها، بین سینییت‌ها، گرانیت‌ها و ترکیبات معادل آنها نظیر ریولیت‌ها همبستگی مشاهده می‌شود که مؤید هم منشأیی و یا تشکیل آنها از طریق فرایندهای مشابه می‌باشد. از طرف دیگر شواهد صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای هارکر، پیوستگی بین گابرو/ دیوریت‌ها و سینییت‌ها را تأیید می‌کند. لذا از مجموع نمودارهای هارکر و ضریب تفریق نتیجه می‌گیریم که سنگهای مورد مطالعه دارای خاستگاه مشترک هستند و وقفه‌های ترکیبی مشاهده شده بین آنها، موضعی است و به معنی عدم ارتباط ژنتیکی بین آنها نمی‌باشد.

- روندهای تغییرات عناصر کمیاب، نشان‌دهنده افزایش Rb , U , Th و کاهش Co , V , Sr در مقابل SiO_2 است. در نمودارهای هارکر، بین نمونه‌های گرانیتی و سایر نمونه‌ها، وقفه ترکیبی وجود دارد، در حالیکه، در نمودارهای ضریب تفریق، این وقفه مشاهده نمی‌شود و روند تغییرات مشاهده شده در این نمودارها به واقعیت نزدیکتر است. تمامی روندهای نشان داده شده توسط این نمودارها، نقش فرایند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه را اثبات می‌کنند.

- 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 و اختلاط با مذاب حاصل از ذوب بخشی سنگ منبع پوسته‌ای می‌باشد.

- در نمودار تغییرات نسبت دو عنصر ناسازگار Rb و Th در مقابل Rb نیز، روندی خطی با شیب مثبت مشاهده می‌شود این نمودار نشان می‌دهد که ترکیبات گرانیتی مورد مطالعه دارای رابطه خویشاوندی با دیگر سنگها هستند و سازوکار مؤثر در تشکیل آنها، تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش (AFC) می‌باشد (اختلاط ماگمایی).

- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)، نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک، غنی‌شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر REE سنگین، ماهیت آلکالن نمونه‌ها را تأیید می‌کند. الگوی تغییرات نسبت $LREE / HREE$ در سنگهای سیینیتی نسبت به سایر ترکیبات مورد مطالعه از شیب بیشتری برخوردار است که حاکی از تفریق یافتگی بالای آنهاست. نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت برای نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه، از $LREE$ ، غنی‌شدگی، از Eu، آنومالی منفی و برای عناصر بعد از Eu (عناصر $HREE$)، الگوی مسطحی را نشان می‌دهند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب در گابرو/دیوریت‌ها نسبت به بازالت‌ها از شیب بیشتری برخوردار است. این تفاوت نشان می‌دهد که بازالت‌ها نسبت به گابرو/دیوریت‌ها تفریق یافته‌ترند.

- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، اغلب نمونه‌های گابرویی از عناصر Rb, Sr و K تهی‌شدگی و از عناصر Nd, Th, U و Pb غنی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از این عناصر، نشان می‌دهد که ماگمای مادر این سنگها متحمل متاسوماتیسم یا آلیش پوسته‌ای شده‌اند. نمونه‌های گرانیتی در این نمودارها، از عناصر Nb, P, Sr, Ba و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که حاکی از منشاء پوسته‌ای آنهاست.

- بر اساس درجه اشباع از آلومین، نمونه‌های مافیک گابرو/دیوریتی و بازالتها، متالومین و سنگهای فلسیک (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها) دارای ماهیت پراآلومین هستند. قرارگرفتن نمونه‌های فلسیک در محدوده پراآلومین، متأثر از مشارکت منشاء پوسته‌ای در ایجاد آنها است.

- شاخص دگرسانی نمونه‌های گرانیتی، حاکی از دگرسانی آنها در مراحل حد واسط است. مقادیر شاخص اشباع از آلومین در سنگها با افزایش درجه دگرسانی آنها، افزایش می‌یابد. لذا ماهیت پراآلومین نشان داده شده توسط گرانیت‌ها و برخی نمونه‌های گابرویی و سیینیتی با دگرسانی درجه متوسط این سنگ‌ها و افزایش مقدار شاخص اشباع از آلومین در آنها قابل توجیه است.

- نمونه‌های گابرو/دیوریتی و سیینیت‌های مورد مطالعه به سری ماگمایی آلکالن تعلق دارند.

- گرانیت‌ها دارای ماهیت ساب آلکالن، کالک آلکالن و پتاسیک هستند.

- با مقایسه گرانیت‌های مورد مطالعه با گرانیت‌های مناطق مشابه و مشاهده روندهای مشابه در الگوی تغییرات عناصر کمیاب میان آنها مشخص شد که گرانیت‌های مورد مطالعه از گرانیت‌های نوع A هستند که در ارتباط با سیستم ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. این موضوع در فصل بعد بیشتر مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.

فصل پنجم

پتروژنز

پس از بررسی ویژگیهای صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگهای آذرین مورد مطالعه در فصلهای قبل، به این نتیجه رسیدیم که این سنگها به دو گروه مافیک و فلسیک تقسیم می‌شوند. سنگهای مافیک، توده‌های نفوذی گابرو/ دیوریتی و گدازه‌های بازالتی را شامل می‌شوند. گرانیت‌های ساب ولکانیک و گنبد‌های ریولیتی نیز، سنگهای فلسیک را تشکیل می‌دهند. به طور کلی تمامی ترکیبات مورد مطالعه، دارای سنی در محدوده کامبرین تا اوایل سیلورین هستند.

بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، این سنگها طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، سینییت، گرانیت، بازالت و ریولیت را نشان می‌دهند. گابرو/ دیوریت‌ها و سینییت‌ها، ماهیت آلکالن دارند و سایر سنگها ساب آلکالن هستند. نمودارهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که تحولات ماگمایی منطقه از ترکیبات مافیک (گابروها) به سمت ترکیبات سینییتی و گرانیتی، از طریق تبلور تفریقی صورت گرفته است. سنگهای فلسیک (گرانیتها و ریولیتها) از اختلاط بخش تفریق یافته ماگمای مافیک و مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته ایجاد شده‌اند. در این فصل به بررسی منشاء و چگونگی تشکیل این سنگها خواهیم پرداخت. برای دستیابی به این منظور، ابتدا نوع سنگهای مورد مطالعه و جایگاه تکتونیکی آنها را تعیین کرده، سپس به بررسی خصوصیات منشاء و الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها خواهیم پرداخت.

۵-۲- تعیین نوع گرانیتوئیدها

مطالعه گرانیتوئیدها از چند نظر دارای اهمیت است: اولاً اینکه این سنگها فراوانترین سنگهای پوسته قاره ای هستند. ثانیاً همانند دیگر سنگهای آذرین، دریچه‌هایی جهت مطالعه بخش‌های داخلی زمین هستند. ثالثاً ارتباط نزدیکی با تکتونیک و ژئودینامیک پوسته دارند (بونن، ۲۰۰۷). 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. قبلاً چپل^۱ و وایت^۲ (۱۹۷۴)، گرانیت‌ها را از نظر منشاء، به دو نوع S و I تقسیم کرده بودند: گرانیت‌های نوع I با منشاء آذرین و یا از تفریق ماگماهای بازیک و گرانیت‌های نوع S از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده و یا سنگ‌های پوسته‌ای حاصل می‌شوند. گرانیت‌های نوع M شبیه به TTG^۳‌های (تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت‌های) آرکئن و آداکیت‌های جدید هستند. این گرانیتها زیرگروهی از گرانیت‌های نوع I هستند و به منابع مشتق شده از گوشته نسبت داده شده‌اند. گرانیت‌های نوع A اولین بار توسط لوئیس^۴ و ونز^۵ (۱۹۷۹) به عنوان گرانیت‌های نواحی غیرکوهزایی معرفی شدند. این نوع گرانیت‌ها، ویژگیهای آلکالن دارند و در محیط-های غیرکوهزایی جای می‌گیرند. در واقع، در پتروژنز گرانیت‌های نوع A، پوسته و گوشته، هر دو نقش دارند.

1 -Chappell

2 - White

3- Granodiorite-Trondhjemite-3- Tonalite

4 - Loiselle

5 - Wones

ایشیهارا^۱ (۱۹۷۷)، گرانیتهای ژاپن را به دو گروه سری مگنتیتی و سری ایلمنیتی تقسیم کرد. گرانیتهای سری مگنتیت با حضور مگنتیت مشخص می‌شوند، و در شرایط فوگاسیته پایین 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^۲، ۲۰۰۷). گرانیتهای نوع I می‌توانند سری مگنتیت و ایلمنیت را شامل شوند ولی گرانیتهای نوع S فقط سری ایلمنیت را شامل می‌شوند (تاکاهاشی^۳ و همکاران، ۱۹۸۰).

طبقه بندی الفبایی A, M, I و S به چند دلیل کنار گذاشته شد: اولاً این طبقه‌بندی اساساً ژنتیکی نیست. دوم اینکه در این طبقه بندی فرض بر این است که از منبع ماگمای گرانیتهای، اطلاع قبلی در دسترس نیست. سوم اینکه بر اساس این طبقه بندی، نقش فرایند اختلاط ماگمایی مبهم و نامشخص است. دیگر اینکه از نظر ترکیب شیمیایی، بین انواع مختلف گرانیتهای همپوشانی زیادی وجود دارد و گرانیتهای نوع A هر دو گرانیتهای نوع M و I را در بر می‌گیرند (بونن^۴، ۲۰۰۷).

کاسترو^۵ و همکاران (۱۹۹۱)، نوع جدیدی از گرانیتهای به نام گرانیتهای دورگه (نوع H^F) را معرفی کردند. در واقع گرانیتهای نوع H، گرانیتهای هیبریدی هستند که از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای یا نوع S با ماگمای 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. این سنگها می‌توانند به ترتیب به عنوان هیبرید نوع $(Hs)S$ یا $(Hm)M$ نامگذاری شوند. انواع گرانیتهای نوع H به نقل از کاسترو (۱۹۹۱) عبارتند از:

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

۲- گرانیتهای نوع Hm ، سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت ماگمای مافیک بیشتر از ماگمای فلسیک است.

۳- گرانیتهای نوع Hss ^۷، سنگهای دورگه‌ای هستند که در آنها مشارکت هر کدام از ماگماها (S و M) کم و بیش برابر بوده است.

۳-۵- معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی جهت تعیین نوع گرانیتهای مورد مطالعه

جهت تعیین نوع گرانیتهای مورد مطالعه، از معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتهای نوع I و S (چپل و وایت، ۱۹۷۴، ایشیهارا، ۱۹۷۷، دیدیه^۸ و همکاران، ۱۹۸۷ و چپل و وایت، ۲۰۰۱) استفاده می‌شود. با توجه به این معیارها، گرانیتهای مورد مطالعه، از گرانیتهای نوع I

1 - Ishihara

2 - Dall Agnol

3 -Takahashi

4 -Bonin

5 -Castro

6 -Hybrid

7 - Senso stricto

8 -Didier

هستند. البته برخی از ویژگیهای ژئوشیمیایی آنها از جمله نسبت A/CNK ، مقدار کروندوم نورماتو و میزان Zr آنها با گرانیت‌های نوع S مطابقت دارند (جدول ۵-۱). به علاوه تهی شدگی گرانیت‌ها از عناصر Ti, Sr, P, Nb و Ba در نمودارهای عنکبوتی نیز مبتن منشاء پوسته‌ای آنهاست. در حالی که ویژگیهای صحرایی و پتروگرافی آنها با ویژگیهای گرانیت‌های نوع S شباهتی نشان نمی‌دهند. از طرفی این سنگها در مطالعات صحرایی و پتروگرافی، شواهد اختلاط و آرایش ماگمایی (لخته‌های حاوی آپاتیت، مگنتیت و پلاژیوکلاز) نشان می‌دهند و به گرانیت‌های دورگه شباهت دارند. همچنین تشکیل آنها در یک محیط ریفتی، شباهت آنها به گرانیت‌های نوع A را نشان می‌دهد. از این رو، گرانیت‌های مورد مطالعه با معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع H و A نیز، مورد مقایسه قرار گرفته‌اند.

جدول ۵-۱- معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع S و I و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه در منطقه جنوب بهاباد.

نوع I	نوع S	گرانیت‌های جنوب بهاباد
معمولاً به صورت توده‌های بزرگ و پیچیده دیده می‌شوند.	معمولاً به صورت توده‌های نفوذی کوچک دیده می‌شوند.	گرانیت‌های جنوب بهاباد به صورت استوک در بین سنگهای میزبان نفوذ کرده‌اند.
طیف ترکیبی آنها گسترده بوده و شامل گابرو- دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪) می‌باشد.	طیف ترکیبی آنها محدود بوده و شامل گابرو- دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪) می‌باشد.	طیف ترکیب سنگ‌های گرانیتوئیدی جنوب بهاباد، گابرو- دیوریت، مونزودیوریت، گرانیت و گرانودیوریت را شامل می‌شود.
با معادل‌های آتشفشانی خود همراه هستند.	با معادل‌های آتشفشانی خود همراه نیستند.	در منطقه جنوب بهاباد، گندهای ریولیتی معادل گرانیت‌ها و سنگ‌های آتشفشانی آندزی- بازالتی معادل گابرو-دیوریت‌ها به فراوانی یافت می‌شوند.
دارای هورنبلند و بقایایی از پیروکسن اورالیتیزه هستند و هورنبلند بر بیوتیت برتری دارد.	بدون پیروکسن و هورنبلند هستند و در ترم‌های مافیک، در صورت وجود هورنبلند، برتری با بیوتیت است.	در گرانیت‌های مورد مطالعه مقدار بسیار کمی هورنبلند یافت می‌شود. در گابرو- دیوریت‌ها، هورنبلند فراوانتر از بیوتیت می‌باشد.
اسفن و آلانیت به صورت اولیه وجود دارند.	اسفن تنها به صورت ثانویه وجود دارد. مونازیت به صورت کانی فرعی یافت می‌شود.	در گرانیت‌ها کانی آلانیت یافت می‌شود و اسفن به فراوانی در ترم‌های مافیک، به صورت اولیه و ثانویه وجود دارد.
دارای ایلمنیت و مگنتیت هستند و برتری با مگنتیت است.	دارای ایلمنیت هستند.	در تمامی ترکیبات سنگی مورد مطالعه، مگنتیت یا تیتانومگنتیت به وفور یافت می‌شود.
فاقد کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	دارای کانیهای دگرگونی نظیر کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند.	هیچ یک از کانیهای دگرگونی در سنگ- های مورد مطالعه یافت نمی‌شود.

ادامه جدول ۵-۱.

نوع I	نوع S	گرانیت‌های جنوب بهاباد
ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند وجود دارند.	آپاتیت به صورت بلورهای مجزای بزرگ وجود دارد.	کانی آپاتیت به صورت بلورهای کاملاً شکل‌دار به همراه پلاژیوکلاز، زیرکن، آلانیت و مگنتیت و همچنین به صورت لخته‌هایی در گرانیت‌ها مشاهده می‌شود.
کانه زایی تنگستن، مس، طلا و نقره	کانه زایی قلع و تنگستن	کانه‌زایی مس به صورت مالاکیت همراه ترکیبات گابرو/دیوریتی 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 ۴۴ تا ۷۱ درصد است.
Na_2O بالا به طوری که در سنگهای فلسیک $\frac{3}{2}$ درصد وزنی و در سنگ های مافیك، $\frac{2}{2}$ درصد وزنی است. $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$	مقدار Na_2O پایین است به طوری که مقدار آن در سنگ‌های دارای ۱۵ درصد K_2O ، Na_2O کمتر از $\frac{3}{2}$ درصد است و در سنگهای دارای ۲ درصد Na_2O ، K_2O کمتر از ۲ درصد است.	Na_2O و K_2O نسبتاً بالاست. به طور متوسط در سنگ‌های مافیك، $\text{K}_2\text{O}=2.17$ ، $\text{Na}_2\text{O}=4.50$ ، $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1.9$ می باشد.
نسبت مولی $\text{A}/\text{CNK} < 1.1$	نسبت مولی $\text{A}/\text{CNK} > 1.1$	در گابرو/دیوریت‌ها $\text{A}/\text{CNK}=0.9$ و در سنگ‌های فلسیک $\text{A}/\text{CNK}=1.68$ می باشد.
نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T > 0.2$	نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T < 0.2$	نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}_T = 0.32$ است.
$\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 5.6$ % با دامنه تغییرات ۱۱ تا ۲۲ درصد وزنی	$\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 2.6$ % با دامنه تغییرات ۰ تا ۶ درصد وزنی.	$\text{FeO}_T + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2 = 9.1$ % با دامنه تغییرات ۱/۵ تا ۲۶ %.
در نورم CIPW کمتر از ۱٪ کروندوم دارد و یا دارای دیوپسید است.	در نورم CIPW بیش از ۱٪ کروندوم دارد.	در نورم دارای ۴/۳۸ درصد کروندوم هستند که ناشی از درجه بالای دگرسانی سنگ‌های مورد مطالعه می باشد.
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 ۵/۵٪ است.
مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO_2 کمتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶٪ SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm است.	مقدار Zr در ترم‌های دارای ۶۶ درصد SiO_2 بیشتر از ۱۵۰ ppm 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.

گرانیت‌های مورد مطالعه، با ویژگیهای گرانیت‌های نوع A مقایسه شده و در جدول ۵-۲ ارائه شده است. همچنین گرانیت‌های مورد مطالعه با معیارهای تقسیم‌بندی انواع گرانیت‌های نوع H (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱) در جدول ۵-۳، مورد مقایسه قرار گرفته است.

بر اساس معیارهای مطرح شده توسط کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) (جدول ۵-۴)، گرانیت‌های مورد مطالعه حالت خاصی از گرانیت‌های نوع Hss می‌باشند. در واقع این گرانیت‌ها از آمیختگی ماگمای فلسیک حاصل از تبلور تفریقی پیشرفته ماگمای گوشته‌ای اولیه با مواد مذاب حاصل از ذوب بخشی سنگهای پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند.

جدول ۵-۲- ویژگیهای اصلی گرانیت‌های نوع A (بونن، ۱۹۸۸، ۱۹۸۶، بونن و همکاران، ۱۹۹۹)
و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه در منطقه جنوب بهاباد.

نوع A	گرانیتوئیدهای منطقه جنوب بهاباد
انواع سنگهای وابسته	آنورتوزیت، گابرو، دیوریت. گابرو، مونزوگابرو، مونزودیوریت، دیوریت، سیینیت و گرانودیوریت.
مجموعه کانیهای فلسیک	کوارتز، فلدسپاتوئید (در سنگ‌های تحت اشباع از سیلیس)، فلدسپارها (هیپرسولووس، ساب سولووس و ترانس سولووس).
مجموعه کانیهای مافیک	(فایالیت+پیروکسن+اکسیدهای آهن)، آمفیبول‌های کلسیک مرحله انتهایی ماگمایی (هیستینگزیت، فرو ادنیت، فرو هورنبلند).
کانیهای فرعی	اکسیدهای Fe-Ti (ایلمنیت، اولواسپینل، مگنتیت) سیلیکاتها (زیرکن، توریت، الپیدیت، آلانیت، توپاز± تیتانیت± تورمالین± گارنت فسفات‌ها با فراوانی کم (آپاتیت، مونازیت، زینوتیم).
کانه‌ها	کاسیتريت، مولیبدنیت، ولفرامیت، اسفالریت، گالن، پیریت± پیرویت، کالکوپیریت، میمتیت، فلوریت، فلوریدهای REE، کربناتها.
شیمی سنگ کل	$FeO/(FeO+MgO)=0.79$ $0.446+0.0046 \times SiO_2 Wt\% = 0.77$ $FeO_t/(FeO_t+MgO)=0.79$ $0.486+0.0046 \times Wt\% SiO_2 = 0.37$ $NK/A=0.44-0.67 < 0.88$ $FeO/(FeO+MgO) > 0.446 + 0.0046 \times SiO_2 Wt\%$ $FeO_t/(FeO_t+MgO) > 0.486 + 0.0046 \times Wt\% SiO_2$ برای هر مقدار NK/A، ASI بیشتر از ۰/۸۵ و یا NK/A بیشتر از ۰/۸۸
توزیع عناصر کمیاب	$Y+Nb > 50-55 ppm$, $Yb+Ta > 6 ppm$ درون صفحه‌ای و گرانیت‌های پشته اقیانوسی) $10000 Ga/Al > 2.6$, $Zr+Nb+Ce+Y > 350 ppm$ (گرانیت‌های نوع A) $Y/Nb < 1.2$ (A ₁ ، ریفیت درون صفحه‌ای) $Y/Nb > 1.2$ (A ₂ ، بعد از برخورد)

جدول ۵-۳- ویژگیهای انواع گرانیت‌های M و H (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)
و مقایسه آنها با گرانیت‌های مورد مطالعه در منطقه جنوب بهاباد.

گرانیت‌های جنوب بهاباد	Hs Type	Hss Type	Hm Type	M Type
گرانیت تا گرانودیوریت.	مونزوگرانیت تا گرانودیوریت.	گرانودیوریت و تونالیت.	تونالیت.	کوارتزیدیوریت و تونالیت.
آنکلاوهای به صورت لخته‌هایی از پلاژیوکلاز، مگنتیت، آپاتیت، زیرکن و آلانیت.	رستیت‌های دگرگونی (بیوتیت، سیلیمانیت و.)	فراوانی آنکلاوهای مافیک.	کمبود آنکلاو یا فقدان رستیت.	فقط آنکلاوهای با ظاهر کومولایی.
وجود اکسی هورنبلند به مقدار بسیار کم.	مگاکریست‌های K- feld و Cor حاصل از واکنش‌های مذاب با لخته‌های Bi.	مگاکریست‌های K- feld تحلیل رفته. تبدیل Cor به Bi. لخته‌های Bi-Hb.	لخته‌های Hb حاصل از واکنش‌های تبدیل Px , Bi به Hb.	فازهای پایدار فرومنیزین، فقط واکنش‌های پریکتیک.
زینوکریست‌های پلاژیوکلاز.	کمبود یا فقدان زینوکریست‌ها.	زینوکریست‌های لخته ای Hb.	پلاژیوکلازهای با منطقه‌بندی پیچیده. زینوکریست‌های K- feld و Qtz.	منطقه‌بندی ساده و ناپیوسته، فقدان زینوکریست‌ها.
در ارتباط با توده‌های مافیک.	معمولاً در ارتباط با S و M در باتولیت‌های بزرگ با سطح تماس انتقالی. در سطح اپی زون، هر نوع می‌تواند به صورت منفرد ظاهر شود.	معمولاً در ارتباط با گرانیتوئیدهای نوع S و M در باتولیت‌های بزرگ با سطح تماس انتقالی. در سطح اپی زون، هر نوع می‌تواند به صورت منفرد ظاهر شود.	معمولاً در ارتباط با گرانیتوئیدهای نوع S و M در باتولیت‌های بزرگ با سطح تماس انتقالی. در سطح اپی زون، هر نوع می‌تواند به صورت منفرد ظاهر شود.	عموماً در ارتباط با توده‌های فرعی مافیک.
$K_2O/Na_2O > 1$ $ASI > 1$		K_2O/Na_2O نزدیک به ۱ و ASI نزدیک به ۱	$K_2O/Na_2O < 1$ $ASI < 1$	
از اختلاط ماگمای تفریق یافته گوشته‌ای با ماگمای حاصل از ذوب پوسته تحتانی ایجاد شده اند.	از طریق دورگه‌ای شدن ماگمایی (هیبریداسیون) بین ماگماهای مشتق شده از گوشته (M) و ماگماهای پوسته‌ای نوع S بوجود آمده‌اند.			از تفریق ماگماهای بازالتی مشتق شده از گوشته بوجود آمده‌اند.

۵-۴- استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها

بر اساس معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ارائه شده توسط پترولوژیست‌ها (جدول ۵-۲)، گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع گرانیت‌های I هستند. جهت تأیید بیشتر این موضوع، از نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیت‌ها استفاده شده است.

۵-۴-۱- نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل $(Na_2O+K_2O)/CaO$ (والن^۱ و همکاران، ۱۹۸۷)

در این نمودار (شکل ۵-۱- الف)، از عناصر کمیاب $Zr + Nb + Ce + Y$ در مقابل $(Na_2O + K_2O)/CaO$ استفاده شده است. این نمودار محدوده گرانیت‌های نوع A را از گرانیت‌های تفریق یافته (FG) و غیر تفریق یافته (OGT) معمولی (انواع M, I و S) جدا می‌کند. نمونه‌های

گرانیتی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند. به علاوه بر اساس معیارهای ذکر شده در جدول ۵-۲، این گرانیت‌ها از گروه گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A می‌باشند.

۵-۴-۲- نمودار $Zr+Nb+Ce+Y$ در مقابل FeO_t/MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷)

جهت تمایز گرانیت‌های نوع A از سایر انواع گرانیت‌ها (انواع FG^1 یا تفریق یافته و انواع OGT^2 یا معمولی) از نمودار $Zr + Nb + Ce + Y$ در مقابل FeO_t / MgO (والن و همکاران، ۱۹۸۷) استفاده می‌شود. اغلب نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار (شکل ۵-۱-ب) در محدوده گرانیت‌های نوع A واقع می‌شوند که با ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها (جدول ۵-۳) سازگار است.

۵-۴-۳- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)

نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱)، گرانیت‌های نوع S و I را از یکدیگر متمایز میکند. بر اساس این نمودار (شکل ۵-۱-ج)، نمونه‌های مورد مطالعه غالباً در محدوده ترکیبی گرانیت‌های نوع I واقع می‌شوند. ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی آنها نیز، این امر را تأیید می‌کند.

۵-۴-۴- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فورنس و همکاران، ۱۹۹۶)

این نمودار، گرانیت‌های نوع A و I را از هم تفکیک می‌کند. بر اساس این نمودار (شکل ۵-۱-د)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند.

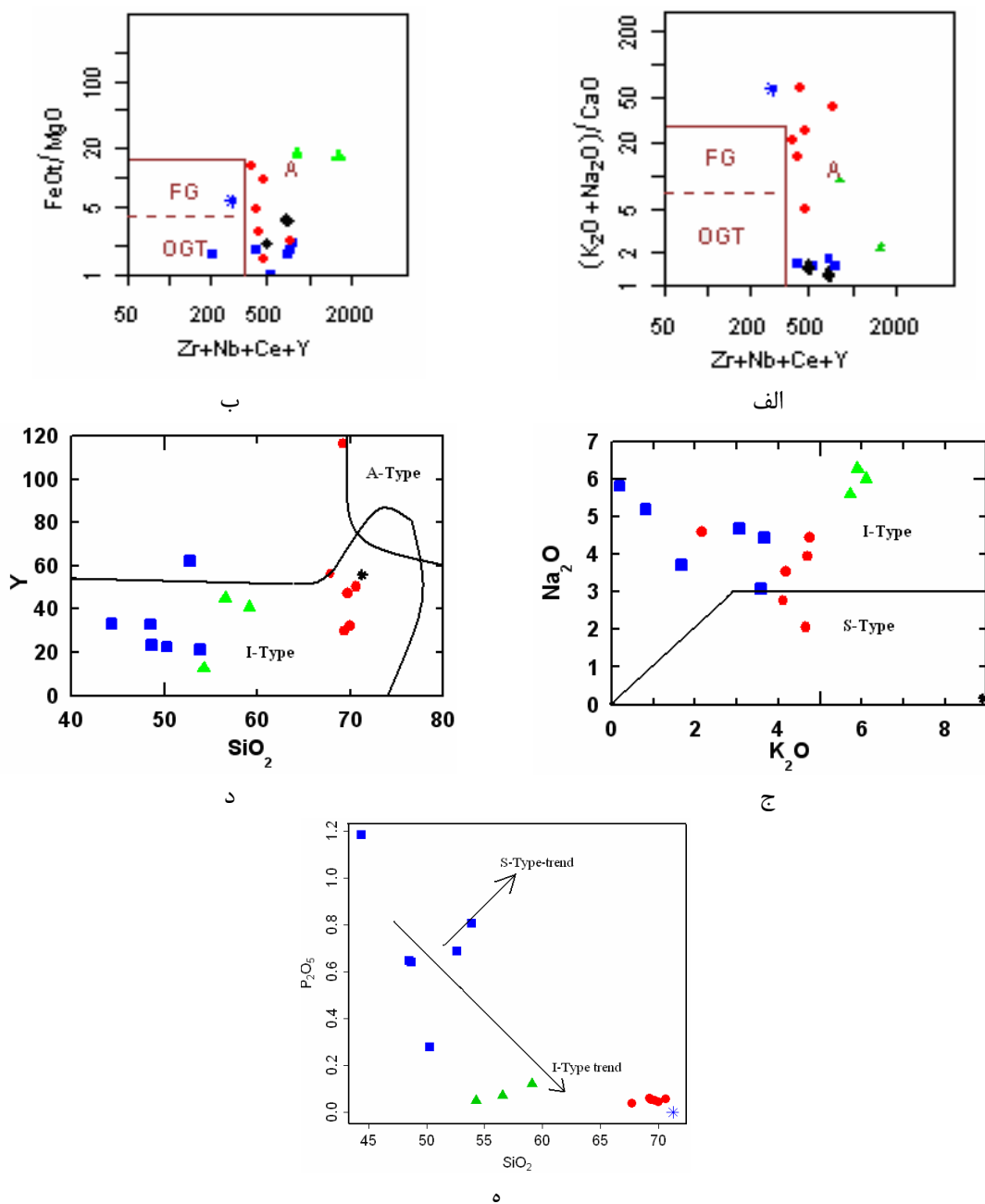
۵-۴-۵- نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲)

این نمودار روند تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهد. روند تغییرات در این نمودار، متمایز کننده گرانیت‌های نوع S و I می‌باشد. اگر با افزایش SiO_2 مقدار P_2O_5 روندی نزولی نشان - دهند، گرانیت‌ها از نوع I و در صورتی که روندی صعودی نشان دهند، از نوع S خواهند بود. به دلیل تبلور بخشی آپاتیت در گرانیت‌های نوع I، فسفر به عنوان یک عنصر سازگار رفتار کرده و با ادامه تفریق مقدار آن در مذاب باقیمانده کاهش می‌یابد. این عنصر در گرانیت‌های نوع S، به علت عدم تبلور آپاتیت، رفتار متفاوتی نشان داده و با ادامه تفریق، تمرکز آن در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد (چپل و وایت، ۱۹۹۲). در واقع، آپاتیت در ماگماهای متآلومین و اندکی پرآلومین ($A/CNK < 1.1$) به اشباع می‌رسد ولی در مذاب‌های شدیداً پرآلومین قابلیت انحلال بالایی دارد (ولف^۳ و لاندن، ۱۹۹۴). نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار روند نزولی نشان می‌دهند و روند تغییرات گرانیت‌های نوع I را دنبال می‌کنند (شکل ۵-۱-ه).

1- Fractionated granite

2 - Ordinary granite

3 - Wolf



شکل ۵-۱- نمودارهای ژئوشیمیایی متمایز کننده انواع گرانیتوئیدها از یکدیگر:
 شکل الف- نمودار $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ در مقابل $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷).
 شکل ب- نمودار FeO_t/MgO در مقابل $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ (والن و همکاران، ۱۹۸۷)
 شکل ج- نمودار Na_2O در مقابل K_2O (چپل و وایت، ۲۰۰۱).
 شکل د- نمودار Y در مقابل SiO_2 (فورنس^۱ و همکاران، ۱۹۹۶).
 شکل ه- نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 (چپل و وایت، ۱۹۹۲).

۵-۵- طبقه بندی گرانیت‌ها بر اساس پارامترهای Fe^* , $MALI$ و ASI

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 $Fe^* = [FeO_t / (FeO_t + MgO)]$ شاخص آکالی- کلسیک $(Na_2O + K_2O - CaO)$ و شاخص اشباع از آلومین (ASI) استفاده می‌شود. استفاده از سه پارامتر دیگر به جز مقدار سیلیس، به تمایز انواع گرانیت‌های آهن دار، منیزیم‌دار، آکالن، آکالی- کلسیک، کالک آکالن، کلسیک، پرآلومین، متآلومین و پرآکالن منجر می‌شود (بونن، ۲۰۰۷).

جهت تعیین نوع گرانیت‌های مورد مطالعه بر اساس پارامترهای فوق، از نمودارهای Fe^* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)، $A/NK-A/CNK$ بر اساس شاخص اشباع از آلومین (ASI) (شانده، ۱۹۹۴) و شاخص آکالی- کلسیک ($MALI$) در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) استفاده می‌شود که در زیر به شرح هر یک از آنها می‌پردازیم.

۵-۵-۱- نمودار Fe^* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱)

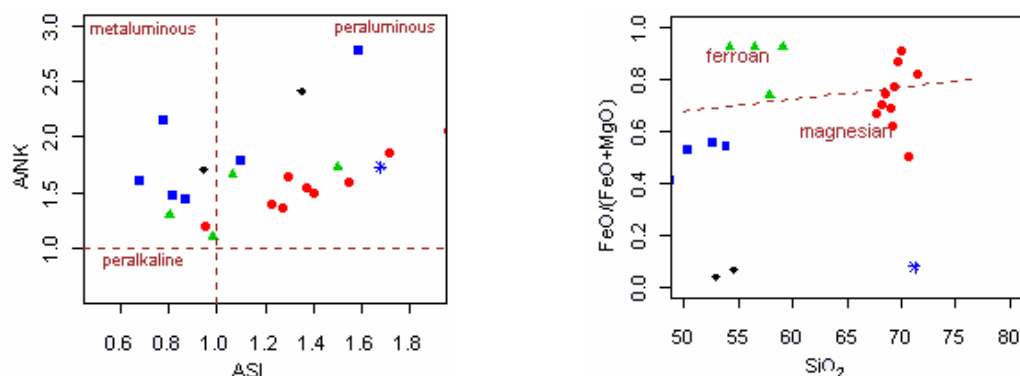
پارامتر Fe^* بر اساس رابطه $FeO_t / (FeO_t + MgO)$ محاسبه می‌شود. نمودار Fe^* در مقابل SiO_2 ، در شکل ۵-۲- الف نشان داده شده است. بر اساس این نمودار، اغلب نمونه‌های گرانیتی و سینییتی مورد مطالعه، از نوع آهن‌دار و برخی از گرانیت‌ها و نمونه‌های مافیک، منیزیم‌دار هستند.

۵-۵-۲- نمودار $A/NK-ASI$

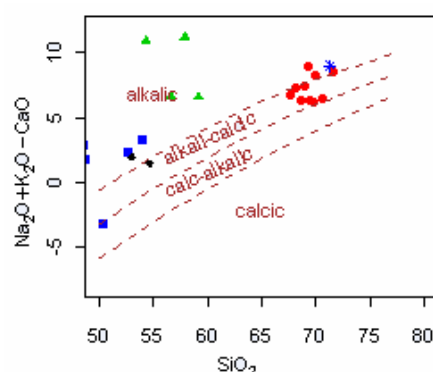
در نمودار $A/NK-ASI$ (فراست، ۲۰۰۱) اگر نسبت مولکولی $A/CNK < 1.1$ باشد، گرانیت از نوع I و متآلومین تا پرآلومین ضعیف است و اگر این نسبت بیشتر از ۱/۱ باشد، گرانیت از نوع S و پرآلومین خواهد بود. همانگونه که در شکل ۵-۲- ب مشاهده می‌شود، سنگ‌های فلسیک، همگی دارای ماهیت پرآلومین و از نوع S هستند. با وجود اینکه، هیچ یک از شواهد صحرایی و کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع S در سنگ‌های گرانیتی منطقه جنوب بهاباد مشاهده نمی‌شود، این سنگ‌ها منشأ پوسته‌ای دارند و از اختلاط ماگمای تفریق یافته قبلی و بخش ذوب شده پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند. بنابراین ماهیت پرآلومین این سنگ‌ها، ناشی از منشأ پوسته‌ای و همچنین دگرسانی درجه متوسط تحمیل شده بر آنها و حذف مواد آکالی است. مقادیر شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) محاسبه شده برای این سنگ‌ها، (جدول ۴-۱۳)، نیز تأیید کننده این موضوع می‌باشد.

۵-۵-۳- نمودار شاخص آکالی - کلسیک ($MALI$) در مقابل SiO_2

بر اساس نمودار شاخص آکالی- کلسیک ($MALI$) در مقابل SiO_2 (شکل ۵-۲- ج) گرانیت‌های مورد مطالعه دارای ماهیت آکالن و آکالی - کلسیک هستند. گرانیت‌های آهن‌دار با ماهیت آکالی- کلسیک از گرانیت‌های نوع A هستند (فراست و همکاران، ۲۰۰۱). ماهیت گرانیت‌های مورد مطالعه نیز با ویژگیهای این نوع گرانیت‌ها مطابقت دارد. گابرو/ دیوریت‌ها و سینییت‌ها ماهیت آکالن دارند.



الف- نمودار Fe^* در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ب- نمودار $A/NK-ASI$ (شاند، ۱۹۹۴)، جهت تعیین ماهیت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. (۲۰۰۱)، جهت تعیین نوع گرانیتوئیدهای مورد مطالعه.



ج- نمودار شاخص MAI در مقابل SiO_2 (فراست و همکاران، ۲۰۰۱) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن
شکل ۵-۲.

۵-۶- تعیین محیط تکتونیکی

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

۵-۶-۱- طبقه بندی محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها با استفاده از عناصر اصلی

مانیار^۱ و پیکولی^۲ (۱۹۸۹)، سنگ‌های گرانیتوئیدی را بر اساس عناصر اصلی به دو گروه گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیرکوهزایی و به هفت زیر گروه تقسیم کردند:

الف- گرانیتوئیدهای کوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها با حادثه کوهزایی مرتبط هستند و انواع زیر را شامل می‌شوند:
گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)، گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)، گرانیتوئیدهای مناطق برخورد قاره‌ای (CCG) و گرانیتوئیدهای پس از کوهزایی (POG).

1 - Maniar

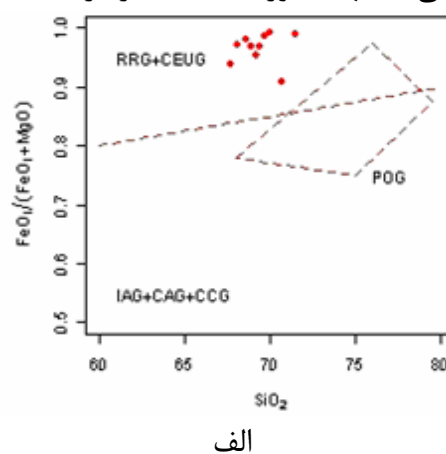
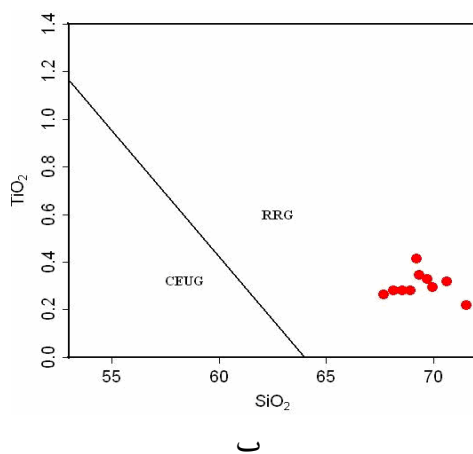
2 - Picooli

ب- گرانیتوئیدهای غیرکوهزایی:

این نوع گرانیتوئیدها به سه گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیتوئیدهای مرتبط با ریف (RRG)، گرانیتوئیدهای بالا آمدگی خشکی زایی قاره‌ای (CEUG) و پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی (OP).

۵-۶-۲- نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها بر اساس الگوی مطرح شده توسط مانیار و پیکولی (۱۹۸۹)

بر اساس این نمودارها نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های RRG و CEUG قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳-الف) و در نمودار درصد وزنی TiO_2 در مقابل SiO_2 که جهت تمایز بین گرانیت‌های نوع RRG و CEUG استفاده می‌شود، در محدوده گرانیت‌های RRG یا گرانیت‌های مرتبط با ریف واقع می‌شوند (شکل ۵-۳-ب). این ویژگی با ماهیت گرانیت‌های نوع A، که در نمودارهای قبلی تعیین شده، کاملاً مطابقت دارد و در ضمن با شواهد زمین‌شناسی، صحرایی و سنگ-شناسی سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است.



شکل ۵-۳- نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی (مانیار و پیکولی، ۱۹۸۹) و موقعیت نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه بر روی آن.

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

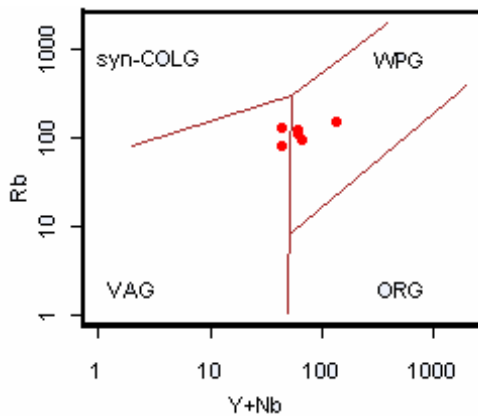
بر پایه طبقه‌بندی پیرس^۱ و همکاران (۱۹۸۴)، گرانیتوئیدها بر اساس محیط تکتونیکی به چهار گروه تقسیم می‌شوند که عبارتند از: گرانیتوئیدهای پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون قاره‌ای (WPG) و گرانیتوئیدهای مرتبط با برخورد (COLG). برای تفکیک این نوع گرانیتوئیدها از یکدیگر، از نمودارهای مختلفی استفاده می‌گردد که از آن جمله می‌توان به نمودار تغییرات Rb و Nb در مقابل درصد وزنی SiO_2 ، نمودار Nb در مقابل Y و نمودار Rb در مقابل Nb+Y (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) اشاره کرد.

الف- نمودار Rb در مقابل SiO_2

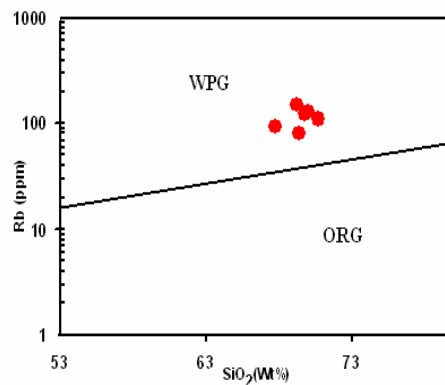
جهت تفکیک گرانیتوئیدهای WPG از ORG، از نمودار Rb در مقابل SiO_2 استفاده می‌شود. بر اساس این نمودار (شکلهای ۴-۵-الف) گرانیت‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های WPG قرار می‌گیرند.

ب- نمودار Rb در مقابل (Y+Nb)

در نمودار Rb در مقابل (Y+Nb) (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) گرانیت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) از یکدیگر متمایز می‌شوند. با توجه به شکلهای ۴-۵-ب نمونه‌های مورد نظر در محدوده گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) واقع می‌شوند.



ب



الف

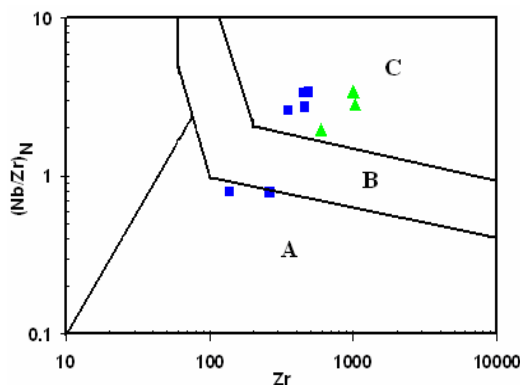
شکل ۴-۵- نمودارهای Rb در مقابل SiO_2 و Rb در مقابل Y+Nb (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴) جهت تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه.

۵-۸- تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک

جهت تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک مورد مطالعه (گابرو/ دیوریت‌ها) از نمودارهای مختلفی می‌توان استفاده کرد. در این نمودارها، معمولاً از عناصر کمیابی استفاده می‌شود که در بسیاری از فرایندهای گرمایی، نامتحرک باشند. مهمترین این عناصر Sr, Y, Nb, Zr و Ti هستند. جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مافیک مورد مطالعه توسط نمودارهای زیر تعیین شده است.

۵-۸-۱- نمودار Zr در مقابل $(Nb/Zr)_N$ تیه‌بلمون و تگی (۱۹۹۴)

در این نمودار، از مقدار Zr در مقابل نسبت $(Nb/Zr)_N$ بهنجار شده سان و مک دونوف (۱۹۸۹) استفاده می‌شود. با توجه به این نمودار (شکل ۵-۵)، نمونه‌های گابرویی و سینییت‌های مورد مطالعه، غالباً در محدوده سنگ‌های آکالن درون صفحه‌ای واقع می‌شوند که با ویژگیهای ژئوشیمیایی و پتروگرافی این سنگ‌ها مطابقت دارد.



شکل ۵-۵- نمودار Zr در مقابل $(Nb/Zr)_N$ تیه‌بلمون^۱ و تگی^۲ (۱۹۹۴) و موقعیت نمونه‌های گابرویی و سینییتی مورد مطالعه بر روی آن. علائم به کار رفته در این نمودار عبارتند از: A: سنگ‌های ماگمایی زون فروران، B: سنگ-های زون برخوردی، C: سنگ‌های آکالن درون صفحه‌ای.

۵-۹- تعیین منشاء

۵-۹-۱- تعیین منشاء سنگ‌های مافیک مورد مطالعه (گابرو/ دیوریت‌ها)

بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های گابرو/ دیوریتی مورد مطالعه دارای ماهیت آکالن هستند. جهت تشخیص خصوصیات منشاء ماگمای مادر سنگ‌ها، از عناصر کمیاب استفاده می‌شود. بسیاری از این عناصر، از جمله Nb, Ti و Zr نامتحرک هستند. لذا به فرایندهای ثانویه مانند هوازدگی و دگرسانی حساس نیستند. از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه، دگرسانی درجه متوسطی را متحمل شده‌اند، بسیاری از عناصر ممکن است در حین دگرسانی، تحرک داشته باشند. لذا جهت تعیین منشاء و پتروژنز مناسب نیستند عنصر Zr به عنوان نامتحرک‌ترین عنصر در حین دگرسانی درجه پایین تا متوسط سنگ‌های مافیک در نظر گرفته می‌شود. این عنصر تنها، از دگرسانی هیدروترمال بستر دریا تأثیر می‌پذیرد (وود^۳ و همکاران، ۱۹۷۹، گیبسون^۴ و همکاران، ۱۹۸۲).

1 - Thie'blemont

2 - Tegye

3- Wood

4- Gibson

الف- تعیین درجه ذوب و عمق منشاء

به منظور تعیین درجه ذوب سنگ منشاء ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در مقابل La/Yb تروال^۱ و همکاران (۱۹۹۴) و بوگارد^۲ و همکاران (۲۰۰۳) استفاده شده است. نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (شکل ۵-۶-الف)، تغییرات نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb با تغییر درجه ذوب در دو منبع گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت را نشان می‌دهد. با افزایش درجه ذوب، نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb هر دو کاهش می‌یابند. کاهش این نسبت‌ها به معنی کاهش آلکالینیته سنگ‌ها نیز می‌باشد.

نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه در این نمودار، بر روی منحنی ذوب گارنت پریدوتیت قرار می‌گیرند و درجه ذوب ۸ تا ۱۰ درصدی را نشان می‌دهند. نمونه‌های بازالتی درجه ذوب بخشی بالاتری را نشان می‌دهند که ماهیت انتقالی آنها را نسبت به ماهیت آلکالی گابروها مورد تأیید قرار می‌دهد. تهی شدگی سنگ‌های مافیک از عناصر HREE، از شواهد حضور گارنت در منشاء ماگمای تشکیل دهنده آنهاست (اسپینوزا^۳، ۲۰۰۵). پایین بودن مقدار Yb_N در نمونه‌های مافیک مورد مطالعه (Yb_N از ۲/۰۵ تا ۱۶/۶۵)، این امر را تأیید می‌کند. به علاوه نسبت Ce/Yb نیز درجه ذوب بخشی و حضور گارنت یا اسپینل در منشاء را مشخص می‌کند. مقادیر پایین نسبت Ce/Yb، در ارتباط با درجات بالای ذوب-بخشی و حضور اسپینل در منبع می‌باشد، در حالی که مقادیر بالای این نسبت، درجات ذوب بخشی پایین و حضور گارنت به عنوان فاز باقیمانده در منشاء را نشان می‌دهد (ماتسون^۴، ۲۰۰۵). در نمونه-های مورد مطالعه، نسبت Ce/Pb در محدوده ۱۱/۷ تا ۳۵/۱۹ است. این مقادیر نشان‌دهنده ذوب-بخشی درجه پایین و حضور گارنت در منشاء تشکیل دهنده ماگمای مافیک مورد مطالعه می‌باشد.

نسبت‌های بین عناصر شدیداً ناسازگار به عنوان ردیاب فرایندهای پتروژنتیکی ذوب بخشی و تبلور تفریقی مورد استفاده قرار می‌گیرند. برای مثال نسبت Zr/Y در سیستم‌های بازالتی در طی تبلور تفریقی تغییری نمی‌کند. در حالی که این نسبت در حین ذوب بخشی، تغییر می‌کند. این تفاوت از ناسازگاری بیشتر Zr نسبت به Y در فازهای گوشته‌ای ناشی می‌شود. لذا در درجات ذوب بخشی پایین، نسبت Zr/Y بیشتر می‌گردد. تفاوت در مقدار آهن سنگ نیز، در ارتباط با تفاوت عمق و یا ترکیب منبع گوشته‌ای است (نیکلسون^۵ و لاتین^۶، ۱۹۹۲). بنابراین مقدار آهن و نسبت Zr/Y بالا، نشان‌دهنده فشارهای بالا و درجه ذوب بخشی پایین در حین تشکیل ماگماست. نمودار Zr/Y در مقابل مقدار آهن کل سنگ (FeO+Fe₂O₃)، میزان ذوب بخشی منبع گوشته‌ای ماگماهای مافیک را مشخص می‌کند (اسپینوزا و همکاران، ۲۰۰۵). این نمودار برای نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه (شکل ۵-۷)، نشان می‌دهد که گابروها در مقایسه با بازالت‌ها دارای نسبت Zr/Y بالاتری هستند، لذا

1 - Thirwall

2 - Bogard

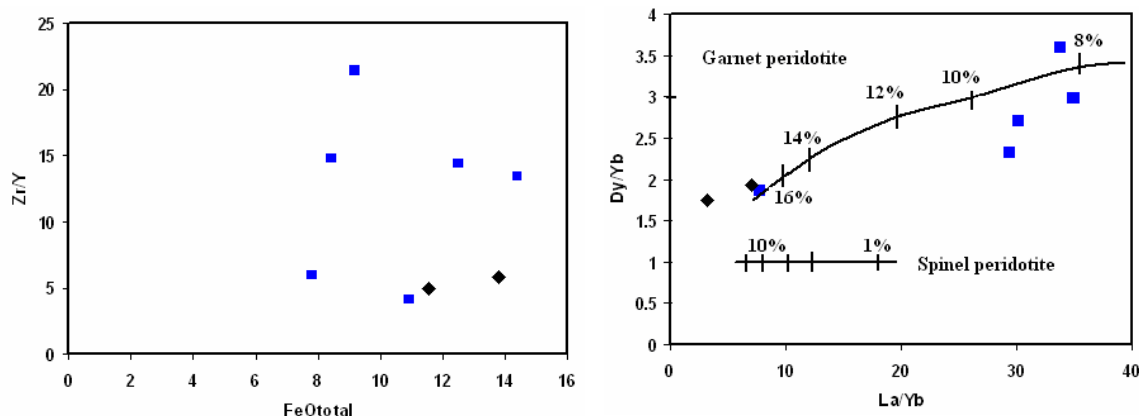
3 - Espinoza

4 - Mattsson

5 - Nicholson

6 - Latin

ماگمای سازنده بازالتها نسبت به گابرو/ دیوریتها تفریق یافته‌تر بوده‌است. مقدار FeO_{total} در بازالتها (۱۱ تا ۱۴ درصد) و گابروها (۷ تا ۱۴ درصد) تقریباً یکسان می‌باشد. این امر حاکی از آن است که گدازه‌های بازالتی و گابروها، هر دو از یک منبع مشترک منشاء گرفته‌اند و تنها تفاوت ترکیبی آنها ناشی از تفاوت در میزان تفریق یافتگی آنهاست. این تفاوت، ماهیت آلکالن گابروها و ماهیت انتقالی بازالتها را توجیه می‌کند. لازم به ذکر است همانگونه که در فصل دوم مطرح شد، بر اساس روابط صحرایی، گدازه‌های بازالتی قدیمی‌تر از توده‌های گابرو/ دیوریتی هستند. ماهیت انتقالی بازالتها با نازک شدگی و کشش پوسته در ابتدای ریفت‌زایی قابل توجیه است. به عقیده ویلسون^۱ (۱۹۸۹)، در محلهایی که مقادیر زیادی کشش پوسته‌ای رخ داده باشد، بازالت‌های قاره‌ای ممکن است ماهیت حدواسط تا انتقالی داشته باشند.



شکل ۵-۶- نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (تروال و همکاران، ۱۹۹۴؛ بوگارد و همکاران، ۲۰۰۳) جهت تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشاء. شکل ۵-۷- نمودار Zr/Y در مقابل FeO_{total} (اسپینوزا و همکاران، ۲۰۰۵) برای نمونه‌های مافیک مورد مطالعه جهت تعیین درجه ذوب بخشی.

جهت تعیین عمق منشاء ماگمای سازنده سنگ‌های مورد مطالعه از روش‌های مختلفی می‌توان استفاده کرد. قرار گرفتن نمونه‌های مافیک مورد مطالعه بر روی منحنی ذوب منبع گارنت پریدوتیت، بر درجات پایین ذوب بخشی در اعماق بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری دلالت دارد (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵). همچنین عمق ذوب بخشی را می‌توان به استناد حضور گارنت یا فلوگوپیت در محل منبع تعیین کرد. آزمایشات پایداری تجربی نشان داده که مجموعه‌های فلوگوپیت‌دار در فشارهای نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ کیلو بار یا اعماق حداقل ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری پایدار هستند (الافسون^۲ و اگلر^۳، ۱۹۸۳، لوید^۴ و همکاران، ۱۹۸۵، والاس^۵ و گرین^۶، ۱۹۸۸، ساتو^۷ و همکاران، ۱۹۹۷). فاز غالب میزبان فسفر، آپاتیت

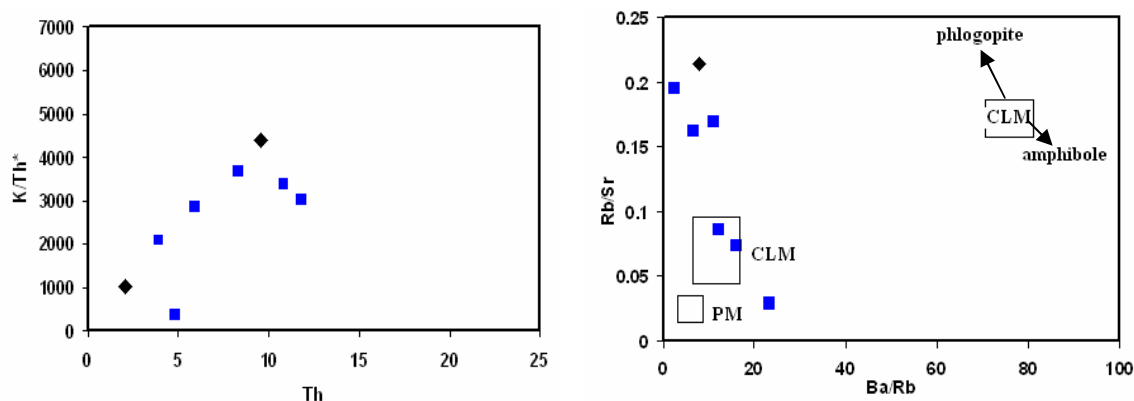
- 1 - Wilson
- 2 - Olafsson
- 3 - Eggler
- 4 - Lloyd
- 5 - Wallace
- 6 - Green
- 7 - Sato

خواهد بود که حداقل در فشار ۲۵ کیلو بار و دمای ۱۳۵۰ درجه پایدار است (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵). از آنجا که نمونه‌های مورد مطالعه، با محتوای P_2O_5 در محدوده ۰/۲۸ تا ۱/۱۸، ماهیت آلکالن دارند و آنومالی مثبت از عناصر K و Rb نشان می‌دهند، لذا منبع اصلی فسفر در این سنگ‌ها، آپاتیت می‌باشد. آنومالی مثبت K, Ba, P, Nb و R در بازالت‌ها نشان می‌دهد که کانیه‌های آبدار و آپاتیت در پتروژنز ماگمای اولیه آنها مشارکت داشته‌اند (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵).

با توجه به موارد مذکور، می‌توان نتیجه گرفت ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب درجه پایین یک منبع گارنت پریدوتیت در اعماق بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری منشأ گرفته‌است و مخزن اصلی فسفر در این ماگما، آپاتیت بوده‌است. جهت تشخیص حضور فلوگوپیت در منشأ از نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Sr استفاده شده است (شکل ۵-۸). در این نمودار، محل منشأ ماگمای مورد مطالعه، گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای مشخص شده و روند تغییرات نسبت‌های Rb/Sr, Ba/Sr نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در منبع است. ذوب آمفیبول یا فلوگوپیت، مذاب را از K و دیگر عناصر *LILE* (Sr از آمفیبول و Ba, Rb از فلوگوپیت) غنی می‌سازد. تهی‌شدگی سنگهای مافیک از Sr حضور آمفیبول را رد می‌کند (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵). لذا همانگونه که در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه مشاهده شد (فصل ۴، شکل ۴-۲۰)، با توجه به آنومالی منفی Sr در این نمودارها، حضور آمفیبول در منشأ منتفی شده و غنی‌شدگی آنها از Rb و K تأییدی بر حضور فلوگوپیت در منشأ می‌باشد.

حضور فلوگوپیت و آپاتیت در گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای، منشأ متاسوماتیکی داشته و به سیالات تراوش کننده و یا مذاب‌های مشتق شده از پلوم گوشته‌ای در حال صعود نسبت داده می‌شود. در بسیاری از مطالعات اخیر به اهمیت متاسوماتیسم گوشته به عنوان مقدمه‌ای برای ماگماتیسم آلکالن تأکید شده است. مطالعات پترولوژی نشان می‌دهد که چنین سیالات متاسوماتیسم کننده‌ای، ممکن است سیلیکاته یا کربناته باشند و محصولات متاسوماتیکی، مجموعه‌ای از عناصر ناسازگار را حمل خواهند کرد. متاسوماتیسم گوشته پریدوتیتی توسط کربناتیت‌های با گرانروی پایین یا مذاب‌های آلکالن آبدار، ممکن است به ایجاد کانیه‌های پارگازیت، فلوگوپیت، روتیل، اسفن، ایلمنیت، آپاتیت و زیرکن منجر شود. این فازها میزبان عناصر به شدت ناسازگار هستند و موجب تمرکز عناصر کمیاب ناسازگار در پریدوتیت‌های گوشته ای می‌شوند (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵). جهت تشخیص تأثیر فرایند متاسوماتیسم و حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در منشأ، از نمودار $K_2O \cdot 10000 / Th$ (K/Th^*) در مقابل Th (شکل ۵-۹) استفاده شده است. این نمودار تأثیر ذوب پیشرونده یک منبع حاوی آمفیبول یا فلوگوپیت در گدازه‌های بازالتی را نشان می‌دهد. K یک مؤلفه ساختاری اصلی در این فازهاست که در ناحیه منبع به عنوان نگهدارنده باقی مانده تا در خلال ذوب پیشرونده مصرف شود. تغییرات نسبت K/Th با ذوب در حضور آمفیبول یا فلوگوپیت توجیه می‌شود. نمونه‌های با بالاترین مقدار Th و پایین‌ترین نسبت K/Th از ذوب درجات پایین منبع آمفیبول‌دار ایجاد شده‌اند. در حالی که گدازه‌های حاصل از ذوب یک منبع فلوگوپیت‌دار، نسبت K/Th بالاتری دارند و مقدار Th در هر دو مشابه است (Th به دلیل داشتن بار و شعاع یونی بالا، ناسازگارترین عنصر است). این امر

نشاندنده مشارکت بیشتر K در ساختار فلوگوپیت در مقایسه با آمفیبول است. بنابراین نسبت بالاتر K/Th و غنی‌شدگی سنگ از K نشاندنده حضور فلوگوپیت در منشاء آن می‌باشد و افزایش نسبت K/Th و کاهش مقدار Th، افزایش درجات ذوب بخشی را نشان می‌دهد (فارمن^۱، ۲۰۰۷). در این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه نسبت K/Th تقریباً بالایی را نشان می‌دهند که مبین متاسوماتیسم گوشته و حضور فلوگوپیت در منبع و ذوب درجه پایین آن در ایجاد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. این امر با ماهیت آکالن سنگ‌های مافیک مورد مطالعه و ذوب منبع گارنت پریدوتیت در اعماق ۹۰ تا ۱۰۰ کیلومتری سازگار است. به علاوه آنومالی مثبت K در نمودارهای عنکبوتی آنها نیز، این موضوع را تأیید می‌کند. در مجموع با توجه به موارد ذکر شده می‌توان نتیجه گرفت که منبع گوشته‌ای ماگمای مورد مطالعه متحمل متاسوماتیسم از نوع پتاسیک شده و فاز آبدار موجود در آن فلوگوپیت می‌باشد. این فاز، میزبان عناصر کمیاب ناسازگار بوده و به غنی‌شدگی منبع از عناصر LILE منجر شده است. در واقع ذوب بخشی درجه پایین گوشته در سطوح عمیق‌تر و فشار بیشتر موجب متاسوماتیسم پتاسیک و ایجاد ماگماهای غنی از K شده است.



شکل ۵-۸- نمودار نسبت Rb/Sr در مقابل Ba/Rb شکل ۵-۹- نمودار K/Th^* در مقابل Th (فارمن، ۲۰۰۶) جهت تشخیص حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشاء سنگ‌های مافیک مورد مطالعه.

ب- بررسی نقش پدیده آلاینش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مافیک منطقه

در بررسی پدیده آلاینش ماگما با سنگ‌های پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb از اهمیت خاصی برخوردار است. متوسط ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است. لذا هر ماگمای آلاینش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهد (سائدرز^۲ و همکاران، ۱۹۹۲، کنت^۳، ۱۹۹۵، ناگودی^۴ و همکاران، ۲۰۰۳). جهت تشخیص این آنومالی از نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به گوشته اولیه استفاده شده است. در این نمودارها، همانگونه که در شکل ۴-۲۰

1 - Farman

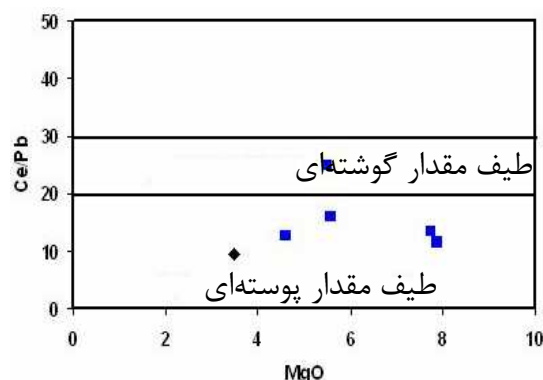
2- Saunders

3 -Kent

4 -Nagudi

مشاهده می‌شود، برخی نمونه‌های گابرویی، از Nb تهی شده و برخی دیگر غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بازالت‌های مورد مطالعه نیز آنومالی منفی Nb نشان می‌دهند. بنابراین ماگمای مافیک سازنده سنگ-های مورد مطالعه، متحمل آلیش پوسته ای شده‌اند. از دیگر شاخصهای آلیش پوسته‌ای، آنومالی مثبت Pb است (کارماکر، ۲۰۰۵). این آنومالی در تمامی نمونه‌های مافیک مورد مطالعه، همانگونه که در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده آنها نسبت به گوشته اولیه، مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲۱)، وجود دارد.

همچنین نسبت Ce/Pb در گدازه‌های مافیک از دیگر شاخص‌های آلیش پوسته‌ای است. این نسبت برای مذابه‌ای مشتق شده از گوشته در محدوده 25 ± 5 می‌باشد (هافمن^۱ و همکاران، ۱۹۸۶). متوسط نسبت Ce/Pb برای پوسته قاره‌ای، ۴/۱۲ می‌باشد (کارماکر و همکاران، ۲۰۰۵). لذا مقدار این نسبت شاخص مناسبی برای تعیین آلیش پوسته‌ای است. برای دستیابی به این منظور، از نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن، ۲۰۰۷) استفاده شده است. در این نمودار (شکل ۵-۱۰)، محدوده مقادیر گوشته‌ای نسبت Ce/Pb (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶) از محدوده مقادیر آلیش یافته پوسته‌ای جدا شده است. نسبت Ce/Pb در نمونه‌های مافیک مورد مطالعه در محدوده ۱۱ تا ۲۵ می‌باشد که اغلب در محدوده مقادیر آلیش یافته پوسته‌ای قرار می‌گیرند.



شکل ۵-۱۰- نمودار نسبت Ce/Pb در مقابل MgO (فارمن و همکاران، ۲۰۰۷) برای نمونه‌های مافیک مورد مطالعه جهت تشخیص آلیش ماگمایی در منشاء آنها.

۵-۹-۲- تعیین منشاء سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه (گرانیت‌ها و ریولیت)

الف- منشاء سنگ‌های فلسیک

همانگونه که در فصل ۴ عنوان شد، بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های فلسیک مورد مطالعه (گرانیت‌ها و ریولیت‌ها) از نوع I، و همچنین از گروه گرانیت‌های غیرکوهزایی نوع A هستند. بر اساس نمودارهای ضریب تفریق مشخص شد که گرانیت‌های مورد مطالعه، هم از روند تفریق ماگمای مافیک سازنده گابرو/ دیوریت‌ها پیروی می‌کنند و با آنها رابطه خویشاوندی دارند و هم از ذوب پوسته ایجاد شده‌اند. بعلاوه با مقایسه این سنگها با معیارهای تقسیم‌بندی انواع گرانیت‌های نوع H (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)، مشخص شد که گرانیت‌های مورد مطالعه از نوع گرانیت‌های هیبریدی و از گروه Hss هستند. این سنگها در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی پیرس و همکاران (۱۹۸۴)، در گروه

1 -Hofmann

گرانیت‌های درون صفحه‌ای و در نمودارهای تمایزی مانپار و پیکولی (۱۹۸۹)، در گروه گرانیت‌های نوع RRG مرتبط با ریفت قرار می‌گیرند. بر اساس این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که گرانیت‌ها و ریولیت‌های مورد مطالعه، در یک محیط کشتی مرتبط با ریفت قاره‌ای تشکیل شده‌اند. منبع اصلی تشکیل دهنده آنها ماگمای مافیک گوشته‌ای بوده که متحمل تفریق ماگمایی شده و بخش فلسیک تفریق یافته آن با مذاب پوسته‌ای، اختلاط یافته و گرانیت‌های مورد مطالعه را تشکیل داده است. لذا جهت بررسی منشاء و چگونگی تشکیل سنگ‌های گرانیتی، ابتدا مدل‌های پتروژنز گرانیت‌های نوع A را ذکر نموده، سپس به شرح الگوی تکتونوماگمایی تشکیل آنها در محیط کشتی مرتبط با ریفت درون قاره‌ای پالئوزوئیک زیرین در ایران مرکزی خواهیم پرداخت.

ب- پتروژنز گرانیت‌های نوع A

- به طور کلی فرضیه‌های ژنتیکی موجود در مورد تشکیل گرانیت‌های نوع A عبارتند از:
- ذوب سنگ‌های پوسته‌ای بخصوص گرانیت‌ها یا سنگ‌های رسوبی دگرگون شده در رخساره گرانولیت که قبلاً یک حادثه ذوب را متحمل شده‌اند.
 - تبلور تفریقی ماگماهای مافیک مشتق شده از گوشته.
 - مخلوطی از این دو فرایند (ذوب سنگ‌های پوسته‌ای و تبلور تفریقی ماگماهای مافیک گوشته‌ای).
 - تبلور تفریقی کامل ماگمای بازالتی گوشته‌ای همراه یا بدون هضم و ذوب بخشی یا کامل پوسته متاسوماتیسم شده آلکالن (مارتین، ۲۰۰۶).
 - تفریق ماگماهای مشتق شده از گوشته با یا بدون واکنش با سنگ‌های پوسته‌ای (لوئیس و ونز، ۱۹۷۹، ابی، ۱۹۹۰، فولند و آلن، ۱۹۹۱، ترنر و همکاران، ۱۹۹۲، کر و فریر، ۱۹۹۳، اندرسون و همکاران، ۲۰۰۳).
 - درجات پایین ذوب بخشی گرانولیت‌های پوسته تحتانی که با خروج مذاب قبلی، از عناصر ناسازگار تهی شده‌اند (کولینز و همکاران، ۱۹۸۲، کلمنز و همکاران، ۱۹۸۶، والن و همکاران، ۱۹۸۹، کریسر و همکاران، ۱۹۸۷).
 - ذوب سنگ‌های پوسته تحتانی در خلال جریان مواد فرار مشتق شده از گوشته یا متاسوماتیسم ماگماهای گرانیتی (تیلور و همکاران، ۱۹۸۰، هریس و همکاران، ۱۹۸۶).
 - گرانیت‌های پرآلومین نوع A حاصل ذوب بخشی سنگ‌های فلسیک پوسته‌ای هستند (کینگ^۱ و همکاران، ۱۹۹۷).
 - ذوب منابع پوسته‌ای به همراه منابع گوشته‌ای یا تبلور تفریقی ماگماهای بازالتی به همراه هضم سنگ‌های پوسته‌ای (کولینز و همکاران (۱۹۸۲)، والن و همکاران (۱۹۸۷)، سیلوستر (۱۹۸۹)، ابی (۱۹۹۲)، کینگ و همکاران (۱۹۹۲)، بابارن (۱۹۹۹) و پکسرلیو و همکاران (۲۰۰۳) و لی و همکاران (۲۰۰۷).

- تفریق ۹۰ درصدی ماگمای مافیک مشتق از گوشته، می تواند به ایجاد مذاب نوع A منجر شود (ترنر^۱ و همکاران، ۱۹۹۲).

- ماگماهای فلسیک با ویژگیهای ژئوشیمیایی نوع A، محصولات نهایی تفریق ماگماهای مافیک و یا مذابهای بخشی پوسته تحتانی یا میانی هستند (لوئیس و ونز، ۱۹۷۹ و ابی، ۱۹۹۰). ذوب پوسته تحتانی با نفوذ ماگمای مافیک به زیر پوسته ایجاد می شود، حتی اگر مقدار مواد مافیک تزریق شده کم باشد (هاپرت^۲ و همکار، ۱۹۸۸).

- ذوب بخشی منابع پوسته تحتانی (کولینز و همکاران، ۱۹۹۲)، منابع آذرین دگرگون شده (کریسر و همکاران، ۱۹۹۱) و یا ترکیبات آلکالین متاسوماتیسم شده (مارتین، ۲۰۰۶)، مشارکت منابعی مختلط از پوسته و OIB (ابی، ۱۹۹۰ و ۱۹۹۲) و مشتق شدن از ماگماهای مافیک تا حد واسط با منشاء گوشته ای (ترنر و همکاران، ۱۹۹۲)، می تواند به تشکیل گرانیتهای نوع A منجر شود (بونین، ۲۰۰۷).

مطالعات گسترده ای که بر روی گرانیتهای انجام گرفته است، نشان میدهد که اغلب ماگماهای گرانیتهی حاصل تفریق ماگماهای گوشته ای و ذوب بخشی مواد مختلف پوسته ای (آناکسی) هستند. به عبارتی در نتیجه ورود و دخالت ماگمای حاصل از گوشته فوقانی، ذوب بخشی مواد پوسته ای و هضم آنها در ماگما نیز صورت می گیرد. در نتیجه این امر، یک ماگمای دورگه (هیبرید) و غنی از عناصر لیتوفیل ایجاد میشود. این ماگما نسبت به ماگمای اولیه از توانایی زیادی برای تولید حجمهای عظیم گرانیتهی در طی تبلور تفریقی برخوردار است (میدلموست، ۱۹۸۵).

با توجه به مدلهای پتروژنتیکی ذکر شده، به نظر می رسد مهمترین فرایند تشکیل گرانیتهای نوع A، تفریق ماگمای بازالتی با منشاء گوشته ای به همراه هضم سنگهای پوسته ای باشد.

لذا با استناد به ویژگیهای ژئوشیمیایی نمونه های گرانیتهی مورد مطالعه، که در مباحث قبلی مطرح شده اند، می توان نتیجه گرفت که این سنگها از تفریق ماگمای آلکالین مافیک سازنده گابرو/ دیوریتها ایجاد شده و با نفوذ ماگمای مافیک به درون قاعده پوسته تحتانی و ذوب بخشهایی از آن، مواد فلسیک پوسته ای نیز در تشکیل آنها مشارکت داشته است. در واقع سازوکار مؤثر در تشکیل این گرانیتهای، تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش (AFC) بوده که به تشکیل ماگمای هیبریدی سازنده این توده ها منجر شده است.

۵-۱۰- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگهای آذرین مورد مطالعه

با توجه به مجموعه مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی انجام شده در این تحقیق، نتیجه میگیریم که ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه در یک محیط تکتونیک کششی مرتبط با ریفت-زایی قاره ای پالئوزوئیک زیرین در ایران مرکزی شکل گرفته است. ریفت زایی با نازک شدگی و کشش پوسته در امتداد کلی شمال غرب- جنوب شرق از کامبرین زیرین آغاز شده است. فورانهای آتشفشانی

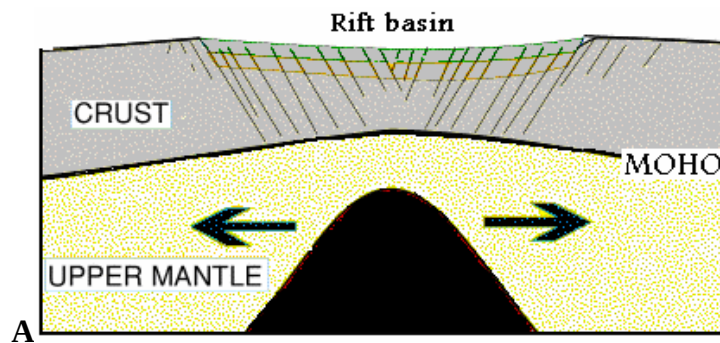
1 - Turner

2 - Huppert

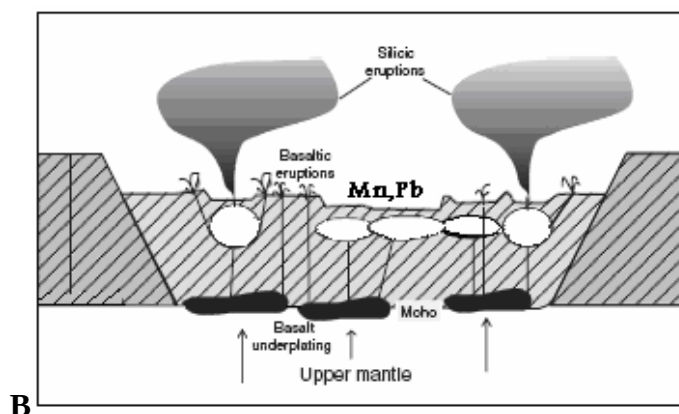
به صورت انفجار، تخریب و پرتاب مواد آذرآواری، به شکل‌گیری حوضه آتشفشانی- رسوبی با انواع سنگهای با ترکیبات بازالت، آندزی بازالت، ریولیت، ایگنمبریت، توفهای ماسه سنگی و سیلتستونی (سری ناریگان) و غیره منجر شده است. ویژگیهای سنگهای این حوضه، بیانگر یک محیط ریفتی در حال رسوبگذاری است که فعالیتهای آتشفشانی زیردریایی در آن، گهگاه با کانه‌زایی مگنز و سرب و روی به صورت اگزالاتیو همراه بوده است (اندیس مگنز دارستان در منطقه مورد مطالعه و کانسار سرب و روی کوشک و مگنز ناریگان در مناطق همجوار).

سپس در اردوویسین، فعالیت این حوضه ریفتی محدود شده و سنگهای رسوبی- آتشفشانی آن از آب خارج گردیده است. اندک زمانی بعد در اواخر اردوویسین- اوایل سیلورین، مجدداً منطقه تحت تأثیر یک رژیم کششی قرار گرفته که با تشکیل ماگماهای آلکالن با منشاء گوشته‌ای همراه بوده است. با صعود ماگماهای آلکالن، سنگهای با ترکیبات گابرو، دیوریت و سینیت به صورت استوک، دایک و آپوفیز در ترازهای بالاتر جایگزین شده‌اند. جایگیری و نفوذ این توده‌ها در قاعده پوسته تحتانی، موجب ذوب بخشی پوسته شده و مذابهای فلسیک حاصل از ذوب بخشی آن به همراه مذابهای مراحل انتهایی تفریق ماگمای اولیه، ماگمای هیبریدی (دورگه) را ایجاد کرده که به جایگیری گرانیت‌های ساب ولکانیک و معادل‌های نیمه عمیق آنها (گنبد‌های ریولیتی) آنها در بخش‌هایی از منطقه منجر شده است. کانه‌زایی مگنتیت، آپاتیت، آکتینولیت، باریت و کانیهای اورانیوم‌دار نیز از پیامدهای ماگماتیسم آلکالن در منطقه است. رژیم تکتونیکی کششی مورد نظر تا آغاز سیلورین ادامه داشته‌است و شاهد بارز آن، بازالت‌های قاعده سیلورین مشهور به سازند نیور می‌باشند که در بخش‌هایی از منطقه و در سایر مناطق ایران مرکزی رخنمون دارند (شکل ۵-۱۱، الگوی تکتونوماگمایی منطقه و مراحل شکل‌گیری سنگهای منطقه را نشان می‌دهد).

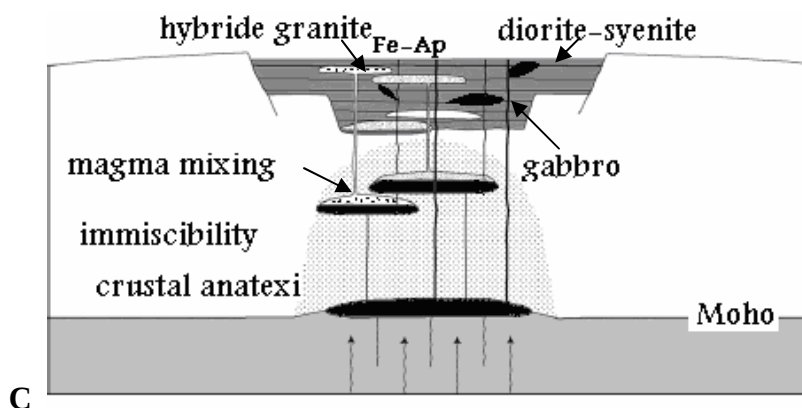
توده‌های نفوذی مورد مطالعه، غالباً سنگهای آتشفشانی- رسوبی کامبرین را قطع کرده و دارای سنی جوانتر از کامبرین هستند. اگر فعالیتهای بازالتی قاعده سیلورین را نیز ادامه همین فعالیتهای ماگمایی به حساب آوریم، می‌توان دوره انجام فعالیتهای ماگمایی منطقه را فاصله زمانی بعد از کامبرین تا حداقل آغاز سیلورین یا به عبارتی اواخر اردوویسین - اوایل سیلورین در نظر گرفت.



مرحله اول- کشیدگی و نازک شدگی پوسته در اثر صعود پلوم گوشته ای (مرحله آغازین ریفت زایی).



مرحله دوم- ایجاد حوضه آتشفشانی- رسوبی کم عمق تا عمیق و فورانهای آتشفشانی دوگانه (اسیدی و بازیک) به همراه کانه زایی منگنز و سرب زیردریایی.



مرحله سوم- رژیم کششی مجدد و نفوذ ماگمای آکالان به قاعده پوسته، تفریق آن و اختلاط با مذابهای فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته و ایجاد گرانیتهای دورگه. در این مرحله کانه زایی مگنتیت و آپاتیت نیز به دلیل ناهم آمیزی اکسید- فسفات- سیلیکات در اطراف سنگهای تفریق یافته صورت گرفته است.
شکل ۵- ۱۱- مدل تکتونوماگمایی منطقه مورد مطالعه.

بر اساس مطالعات صحرایی که تاکنون صورت گرفته، این توده‌ها سنگ‌های سیلورین منطقه را قطع نکرده‌اند. لذا با توجه به بررسیهای صورت گرفته بر روی واحدهای سنگی مشابه در منطقه طبس (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵ و قاسمی و همکار، ۱۳۷۸)، سن اواخر اردوویسین برای زمان نفوذ و جایگیری این توده‌ها محتمل‌تر است.

ماگماتیسم نسبتاً گسترده این زمان در بسیاری از نقاط ایران مرکزی و حتی البرز گزارش شده که در ذیل به برخی از آنها اشاره می شود:

- در منطقه شیرگشت طبس نیز، نفوذ توده‌های بازیک با ترکیبات گابرویی، گابرویدیوریتی، دیوریتی و مونزودیوریتی به درون سنگ‌های سازندهای سلطانیه، زاگون، لالون، درنجال و شیرگشت گزارش شده است. این سنگ‌ها نیز دارای سن اردوویسین - سیلورین بوده و جایگیری آنها، پیامد ماگماتیسم گسترده این زمان در بلوک طبس در ایران مرکزی است (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵ و قاسمی و همکار، ۱۳۷۸).

- توده کوارتز مونزونیتی تویه دروار در جنوب دامغان در البرز شرقی نیز دارای سن اردوویسین بوده و سازندهای سلطانیه و باروت را قطع کرده است (خانعلی زاده و همکاران، ۱۳۸۴). این توده نیز در ارتباط با ماگماتیسم گسترده اردوویسین - سیلورین ایران در یک محیط کشتی جایگزین شده است.

- بازالت‌های سلطان میدان در شمال شاهرود که بر روی شیل‌های سازند شیرگشت (اردوویسین) قرار گرفته و توسط سازند پادها پوشیده شده است، نمودی از ولکانیسم این زمان می‌باشد (ژنی^۱، ۱۹۷۷).

- گدازه‌های بازالتی این زمان در بخش زیرین سیلورین در رباط قریل (کپه داغ)، بزکوه دامغان (علوی نائینی، ۱۹۷۲)، سازند نیور (سیلورین)، ناحیه ترود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷)، ناحیه شیرگشت طبس (درخشی و همکاران، ۱۳۸۵) و در منطقه مورد مطالعه نیز (قاعده سازند نیور) رخنمون دارند.

- در منطقه قوشه در کیلومتر ۳۵ جاده دامغان - سمنان در کوه وطن نیز سنگ‌های آتشفشانی و نیمه عمیق بازیک در واحدهای رسوبی کامبرین میانی - بالایی و اردوویسین رخنمون یافته‌اند. در همین منطقه و در بزکوه نیز، سنگ‌های آتشفشانی در داخل واحدهای رسوبی سیلورین به نام سازند بزکوه (معادل نیور) دیده می شوند (علوی نائینی، ۱۹۷۲ و ناجی و همکار، ۱۳۸۳).

- در منطقه ابیانه در شمال اصفهان نیز سنگ‌های آتشفشانی بازیک در بین رسوبات سیلورین به صورت پراکنده دیده می شوند. این سنگ‌ها به صورت لایه ای در بخش های زیرین سازند نیور و یا به صورت نفوذی در دولومیت‌های سازند سلطانیه قابل مشاهده هستند (آیتی، ۱۳۸۲).

بنابراین نفوذ و جایگیری توده‌های بازیک در منطقه جنوب بهاباد نیز پیامد ماگماتیسم گسترده اردوویسین - سیلورین در بسیاری از نقاط ایران بوده است.

۵-۱۱- نتیجه‌گیری

- گرانیتهای مورد مطالعه بر اساس معیارهای صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمیایی، در زمره گرانیتهای نوع I قرار می‌گیرند. این سنگها در نمودارهای ژئوشیمیایی تفکیک کننده انواع گرانیتهای، در محدوده گرانیتهای A نیز واقع می‌شوند.
- گرانیتهای مورد مطالعه بر اساس معیارهای مطرح شده توسط کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) از نوع گرانیتهای هیبریدی Hss می‌باشند که از آمیختگی ماگمای فلسیک حاصل از تبلور تفریقی پیشرفته ماگمای گوشته‌ای اولیه با مواد مذاب حاصل از ذوب بخشی سنگهای فلسیک قاعده پوسته تحتانی ایجاد شده‌اند.
- گرانیتهای مورد مطالعه در نمودارهای مانیار و پیکولی، در محدوده گرانیتهای RRG یا گرانیتهای مرتبط با ریفت واقع می‌شوند و در نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی پییرس و همکاران، در محدوده گرانیتهای درون صفحه‌ای (WPG) قرار می‌گیرند.
- نمونه‌های گابرویی و سینیتهای مورد مطالعه، در نمودار Zr در مقابل نسبت $(Nb/Zr)_N$ بهنجار شده سان و مک دونوف (۱۹۸۹)، در محدوده سنگهای آلکالن درون صفحه‌ای واقع می‌شوند.
- ماگمای مادر سنگهای مورد مطالعه از ذوب بخشی درجات پایین (۸ تا ۱۰ درصدی) یک سنگ منشاء غنی شده گارنت پریدوتیت در اعماق بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای منشاء گرفته است.
- منبع گوشته‌ای ماگمای مورد مطالعه متاسوماتیسم نوع پتاسیک شده و فاز آبدار موجود در آن فلوگوپیت بوده است. این فاز، میزبان عناصر کمیاب ناسازگار بوده و به غنی شدگی منبع از عناصر LILE منجر شده است.
- آنومالی منفی Nb و نسبت Ce/Pb در نمونه‌های گابرو/دیوریتی و بازالتها، نشان می‌دهد، ماگمای مافیک سازنده سنگهای مورد مطالعه، متحمل آلیش پوسته‌ای شده است.
- ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه در یک محیط تکتونیک کششی مرتبط با ریفت‌زایی قاره‌ای در کامبرین زیرین تا آغاز سیلورین ایران مرکزی شکل گرفته است. ریفت‌زایی با نازک‌شدگی، کشش پوسته و فورانهای آتشفشانی با ماهیت دوگانه یا بایمودال اسیدی و بازیک همراه بوده است. سپس در کامبرین بالایی و احتمالاً اردوویسین، گسترش این حوضه ریفتی محدود شده است. پس از آن مجدداً رژیم تکتونیکی کششی در فاصله زمانی اواخر کامبرین تا اوایل سیلورین، بر منطقه حاکم شده و با صعود ماگماهای آلکالن، سنگهای با ترکیبات گابرو، دیوریت، سینیته و گرانیته به صورت استوک، دایک و یا سیل در ترازهای بالاتر جایگزین شده‌اند.
- در مجموع با توجه به کلیه شواهد موجود و مطالعات صورت گرفته در مناطق مشابه، سن اواخر اردوویسین- اوایل سیلورین برای زمان نفوذ و جایگیری توده‌های نفوذی مورد مطالعه محتمل تر است.

فصل ششم

کانه‌زایی

بدون شک یکی از مهم‌ترین عوامل کانه‌زایی در پوسته زمین، فعالیت ماگمایی است. با توجه به نوع ماگما، ترکیب شیمیایی اولیه و مکانیسم تبلور آن، نوع سنگهای حاصله و طبیعتاً تیپ کانی‌سازی آنها متفاوت خواهد بود.

فعالیت ماگمایی در منطقه مورد مطالعه به تشکیل سنگهای آذرین آلکالی منجر شده که با توجه به اصول ژئوشیمیایی ماگما، انتظار می‌رود کانه‌زایی خاصی در آنها صورت گرفته باشد. سنگهای آلکالی غالباً در ریفتهای درون قاره‌ای و نقاط داغ داخل قاره تشکیل می‌شوند و از عناصری نظیر عناصر نادر خاکی، نیوبیوم، زیرکونیوم، آهن، آپاتیت، تیتانیوم، فلئور، آلومنیوم، اورانیوم و قلع غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بر اساس رده‌بندی اسمیرنوف و همکاران (۱۹۷۱)، سنگهای آلکالی به سه دسته سدیم‌دار، پتاسیم‌دار و کلسیم‌دار تقسیم می‌شوند سنگهای اسیدی غنی از سدیم-پتاسیم اغلب از عناصر کمیاب غنی می‌شوند و آهن و تیتانیوم در سنگهای غنی از کلسیم یافت می‌شوند.

بر اساس نتایج تجزیه ژئوشیمیایی نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، گابرو/دیوریتها از نوع آلکالی سدیم‌دار و گرانیتها از نوع پتاسیم‌دار هستند. لذا انتظار می‌رود، عناصری مانند فسفر، اورانیوم، آهن، تیتانیوم، نیوبیوم، عناصر کمیاب خاکی و غیره در این سنگها غنی‌شدگی نشان دهند.

بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (صادقیان، ۱۳۸۶، چاپ نشده) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در راستای این پایان‌نامه، در محدوده جنوب بهاباد، کانه‌زایی‌های مختلفی از جمله مگنتیت، هماتیت، منگنز (پیرولوزیت)، آپاتیت، باریت، کالکوپیریت، مالاکیت و آزبست صورت گرفته است. اندیس‌های معدنی مختلفی در منطقه شناسایی شده که مهم‌ترین آنها عبارتند از:

۱- اندیس مگنتیت، هماتیت و آپاتیت جنوب غرب روستای همیجان.

۲- اندیس مگنتیت جنوب شرق فضل‌آباد.

۳- اندیس مگنتیت و هماتیت شمال روستای حسین‌آباد.

۴- اندیس مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و آکتینولیت شمال روستای علی‌آباد.

۵- اندیس منگنز و هماتیت شمال روستای دارستان.

۶- اندیس منگنز و هماتیت جنوب شرق روستای دهنو.

۷- اندیس کالکوپیریت، مالاکیت و آزبست ابتدای دره پوستیون.

۸- اندیس کالکوپیریت و مالاکیت شمال سد خاکی باغدر.

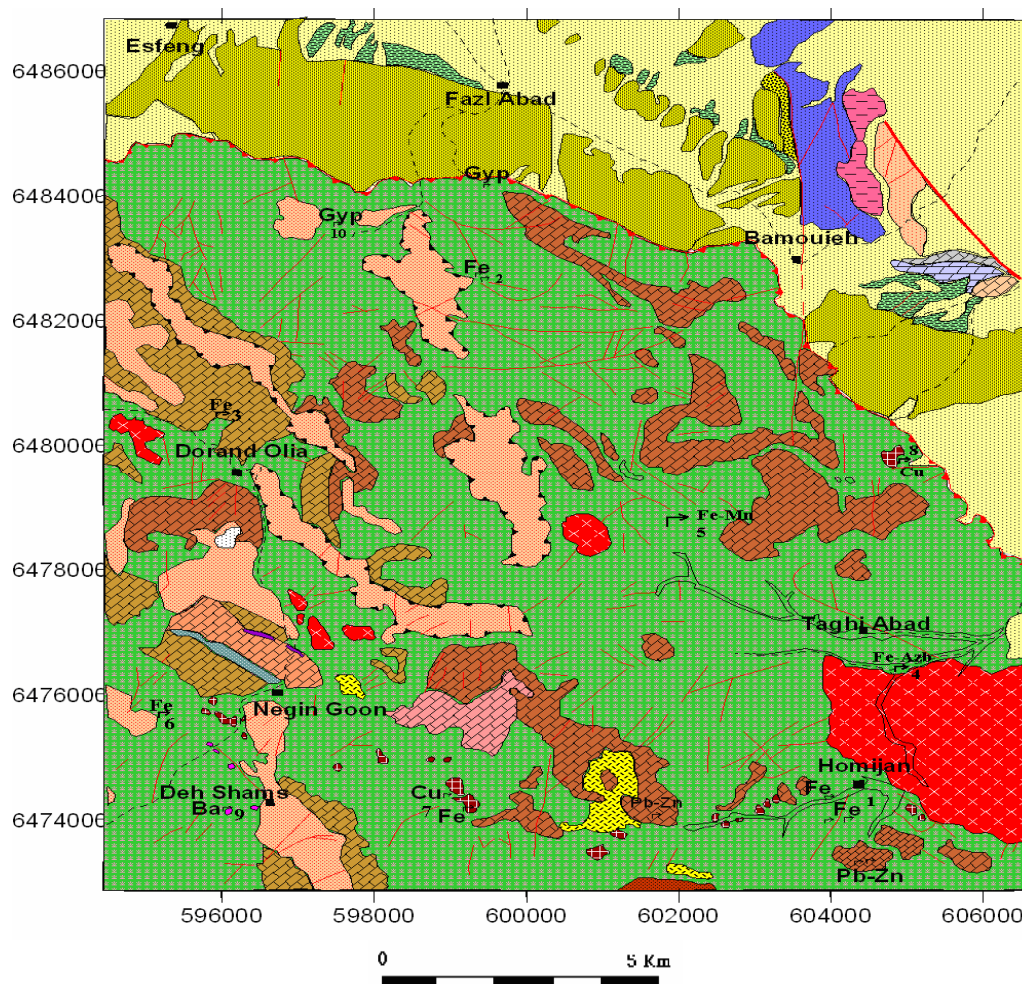
۹- اندیس باریت ده شمس.

۱۰- اندیس گچ فضل‌آباد.

موقعیت جغرافیایی اندیس‌های معدنی مذکور، در جدول ۶-۱ ارائه شده است. در ضمن موقعیت این اندیسها بر روی شکل ۶-۱ نشان داده شده است. در اینجا به شرح مختصری در مورد هر یک از اندیس‌های فوق اکتفا می‌شود.

جدول ۶-۱- موقعیت جغرافیایی اندیس‌های معدنی منطقه بهاباد

نام اندیس معدنی	موقعیت جغرافیایی به UTM		ردیف
	عرض شمالی	طول شرقی	
اندیس مگنتیت، هماتیت و آپاتیت جنوب غرب روستای همیجان	402869	3514346	۱
اندیس مگنتیت جنوب شرق فضل‌آباد	398394	3522780	۲
اندیس مگنتیت و هماتیت شمال روستای حسین‌آباد	394138	3515985	۳
اندیس مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و اکتینولیت شمال روستای علی‌آباد	403303	3516720	۴
اندیس منگنز و آهن شمال روستای دارستان	393460	3514280	۵
اندیس منگنز و آهن جنوب شرق روستای دهنو	395066	3515312	۶
اندیس کالکوپریت، مالاکیت و آزبست ابتدای دره پوستیون	403780	519900	۷
اندیس کالکوپریت و مالاکیت شمال سد خاکی باغدر	403521	351621	۸
اندیس باریت ده شمس	395037	3514431	۹
اندیس گچ فضل‌آباد	398531	3524200	۱۰

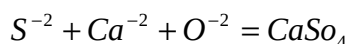
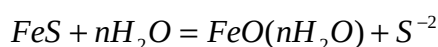


شکل ۶-۱- نقشه زمین شناسی نشان دهنده موقعیت جغرافیایی اندیس‌های معدنی منطقه مورد مطالعه (شماره اندیسهای معدنی موجود در جدول ۶-۱ بر روی نقشه نشان داده شده است).

۲-۶- بررسی اندیس‌های معدنی

۲-۶-۱- اندیس مگنتیت، هماتیت و آپاتیت جنوب غرب روستای همیجان

این اندیس در جنوب غرب روستای همیجان و در امتداد یک زون گسلی جایگزین شده است (شکل ۲-۶-الف). میزبان آنها سنگهای ولکانی کلاستیک سبزرنگ هستند. در این اندیس، مگنتیت همراه با مقداری آپاتیت یافت می‌شود (شکل ۲-۶-ب). ژیپس حاصل از دگرسانی پیریت‌های همراه مگنتیت در برخی نقاط حضور دارد. ضمناً، در طی این فرایند، مقداری گوگرد نیز آزاد شده است که به صورت بخش‌های زردرنگ به همراه بلورهای ژیپس مشاهده می‌شود (شکل ۲-۶-ج). کلسیم مورد نیاز جهت تشکیل ژیپس، از دگرسانی آپاتیت حاصل شده است. واکنش زیر تشکیل ژیپس را نشان می‌دهد:



با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، کانیهای سازنده این اندیس معدنی، مگنتیت، هماتیت (از نوع مارتیتی) و آپاتیت می‌باشند (شکل ۲-۶-د). تصاویر میکروسکوپی مربوط به کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت، در نور انعکاسی در شکل‌های ۲-۶-ه تا ی، نشان داده شده است. در این تصاویر، مگنتیت به رنگ سفید تا خاکستری و هماتیت دارای رنگ سفید روشنتر می‌باشد (خیلی سفیدتر از مگنتیت). آپاتیت که در اینجا به عنوان یک کانی فاقد انعکاس نوری می‌باشد به رنگ تیره در بین مگنتیت و هماتیت یافت می‌شود. در ضمن هماتیت به صورت تیغه‌ای نیز تشکیل شده است.

مگنتیت و هماتیت هر دو می‌توانند به هیدروکسیدهای آهن نظیر گوتیت و لیمونیت تبدیل گردند. این هیدروکسیدها به صورت دوایر متحدالمرکز خاکستری روشن در اطراف دانه‌های هماتیت یا مگنتیت دگرسان شده مشاهده می‌شوند. کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت تقریباً به صورت همزمان صورت گرفته است. همرشدی معمول آپاتیت با اکسیدهای آهن، نشان می‌دهد که آپاتیت همزمان با کانسنگ آهن متبلور شده است (بلوسووا^۱ و همکاران، ۲۰۰۲). این اندیس دارای گسترش قابل ملاحظه‌ای است و فعالیت‌هایی نظیر ثبت محدوده کانسار، نقشه‌برداری، حفر ترانشه و نمونه‌برداری جهت اکتشاف و استخراج آن صورت گرفته است. این اندیس دارای ارزش سرمایه‌گذاری برای اکتشاف بیشتر و استخراج می‌باشد.

۲-۶-۲- اندیس مگنتیت جنوب شرق فضل‌آباد

این اندیس برای اولین بار در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ معرفی شده است (صادقیان، ۱۳۸۶). کانه‌زایی در امتداد یک زون گسلی با روند تقریباً شرقی - غربی صورت گرفته است. عرض زون کانه‌دار به ۱ تا ۳ متر می‌رسد و ضخامت متوسط آن حدود ۲ متر می‌باشد. طول این زون به ۴۰ تا ۵۰ متر می‌رسد. در مجموع خلوص ماده معدنی خوب بوده و دارای ارزش اکتشاف و استخراج می‌-

باشد. سنگ میزبان ماده معدنی، ولکانی کلاستیک‌های سبزرنگ متعلق به سری نارینگان هستند که در نتیجه دگرسانی، اپیدوت‌زایی و کلریت‌زایی فراوانی در آنها دیده می‌شود.

۳-۲-۶- اندیس مگنتیت و هماتیت شمال روستای حسین‌آباد

این اندیس با گسترش بسیار محدودی در مجاورت سنگهای آهنی جلبک‌دار واحد کوهبنان قرار گرفته و ذخیره قابل توجهی ندارد.

۴-۲-۶- اندیس مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و آکتینولیت (آزبست) شمال روستای علی‌آباد

اندیس مگنتیت، هماتیت، آپاتیت و آزبست شمال روستای علی‌آباد غالباً به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳-۶- الف و ب). مشاهدات صحرایی بیانگر آن است که حجم ماده معدنی چندان قابل توجه نیست. ولی نحوه تشکیل کانسار، کانیهای همراه و نزدیکی آن با توده گرانیته علی‌آباد در مشخص کردن ژنز این کانسار یا کانسارهای مشابه بسیار حائز اهمیت است. در واقع این اندیس، حاصل متاسوماتیسم و مهاجرت سیالات حاوی آهن و فسفر به درون سنگهای میزبان (توف‌ها و ولکانی کلاستیک‌ها) می‌باشد.

همانگونه که قبلاً شرح داده شده، ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه، آلکالن و غنی از آهن و فسفر بوده است. در مراحل انتهایی تفریق ماگما و تشکیل گرانیته‌ها، افزایش محلول‌ها و سیالات غنی از این عناصر و نفوذ آنها به درون سنگ‌های دربرگیرنده توده گرانیته، به ایجاد ماده معدنی به صورت مجموعه مگنتیت، آپاتیت و هماتیت به شکل استوک‌ورکی منجر شده است. کانیهای مافیک موجود در سنگهای میزبان در طی این فرایند، متحمل آلتراسیون شده و به اپیدوت و کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۶- ج). به علاوه آمفیبولها یا پیروکسن‌های موجود در توده‌های گابرو/ دیوریتی مجاور نیز در اثر دگرسانی به آکتینولیت تبدیل شده که در مقاطع نازک به صورت بلورهای الیافی یا سوزنی شکل مشاهده می‌شوند (اورالیتی شدن). این کانی در منطقه جنوب بهاباد به عنوان پنبه نسوز معروف است (شکل ۳-۶- د).

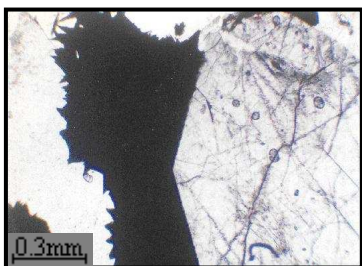


شکل ۳-۶- ب- نمایی از کانه زایی مگنتیت و آپاتیت (بخشهای سفید رنگ) در جنوب غرب روستای همیجان.



شکل ۳-۶- الف- تصویری از کانه زایی مگنتیت و آپاتیت در جنوب غرب روستای همیجان.

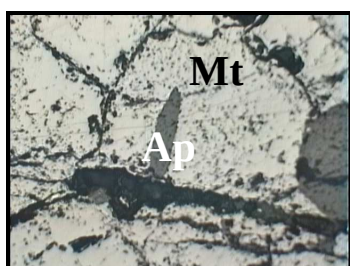
شکل ۳-۶



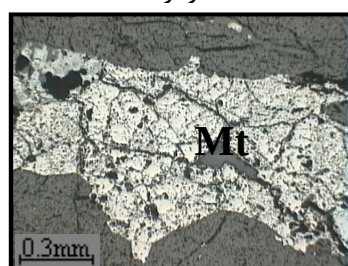
شکل ۲-۶-د- تصویر میکروسکوپی از کانهای مگنتیت و آپاتیت همراه با کوارتز و کلسیت (PPL، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶-ج- تصویری از حضور ژئیس‌های حاصل دگرسانی پیریت در اندیس مگنتیت همیجان (بلورهای سوزنی و سفید رنگ، ژئیس و بخش‌های زرد رنگ، گوگرد)



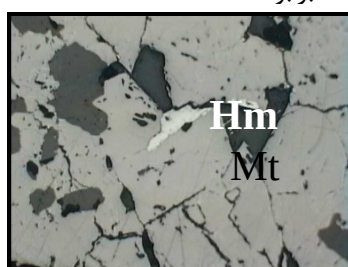
شکل ۲-۶-و- تصویر میکروسکوپی مگنتیت به همراه بلور شکل‌دار آپاتیت در نور انعکاسی (بزرگنمایی ۴۰ برابر).



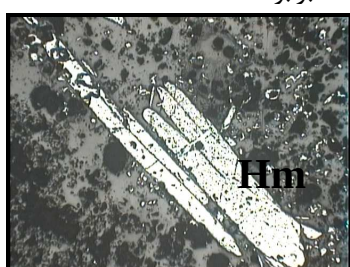
شکل ۲-۶-ه- تصویر میکروسکوپی مگنتیت در نور انعکاسی، آپاتیت به رنگ تیره دیده می‌شود (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶-ح- تصویر میکروسکوپی مگنتیت به رنگ خاکستری و هماتیت به رنگ سفید روشن (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶-ز- تصویر میکروسکوپی مگنتیت و هماتیت (هماتیت به رنگ سفید و روشنتر از مگنتیت دیده می‌شود (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶-ی- تصویر میکروسکوپی بلورهای تیغه‌ای شکل هماتیت که به رنگ سفید روشن دیده می‌شوند (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).



شکل ۲-۶-ط- تصویر میکروسکوپی مگنتیت که به هماتیت تبدیل شده و بافت جعبه‌ای ایجاد کرده است (بخشهای سفید رنگ، هماتیت) (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

ادامه شکل ۲-۶



شکل ۳-۶-ب- تصویری از کانه‌زایی مگنتیت و آپاتیت در ولکانی کلاستیک‌های شمال روستای علی آباد. (برشی شدن سنگ میزبان و مگنتیت و آپاتیت در آن قابل توجه است).



شکل ۳-۶-الف- تصویری از کانه‌زایی مگنتیت به صورت رگه و رگچه‌ای در شمال روستای علی آباد.



شکل ۳-۶-د- تصویری از آکتینولیت‌های سوزنی شکل در ولکانی کلاستیک‌های شمال روستای علی آباد.



شکل ۳-۶-ج- تصویری از کانیه‌های کلریت و اپیدوت در سنگ‌های میزبان اندیس مگنتیت علی آباد.

۵-۲-۶- اندیس منگنز و آهن شمال روستای دارستان

این اندیس به صورت پیرولولزیت و هماتیت در بین توفهای ریولیتی، ایگنمیریت و دولومیت‌های گسل خورده در شمال روستای دارستان یا جنوب غرب روستای دهنو جای گرفته‌است (شکل‌های ۶-۴-الف و ب). کانه‌زایی به صورت پراکنده، در امتداد لایه‌بندی و درز و شکافها صورت گرفته است (شکل‌های ۶-۴-ج و د). تصاویر میکروسکوپی تهیه شده در نور انعکاسی نیز این موضوع را تأیید می‌کنند (شکل‌های ۶-۴-ه و و). در این شکل‌ها، پیرولولزیت فضای بین سایر کانیه‌ها را پر کرده‌است و به صورت تیغه‌های ریز یا نوارهای متحدالمرکز مشاهده می‌شود. در برخی موارد همراه با کانه‌زایی (هماتیت و پیرولولزیت)، انتشار آهن و منگنز به درون افق‌های سیلیسی نیز صورت گرفته است. گسل-خوردگی و قطعه قطعه شدن افق‌های سیلیسی و آهن و منگنز همراه آنها قابل توجه است. شواهد صحرایی بیانگر کانه‌زایی همزمان با رسوبگذاری (سین سدیمنتر) و مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی می‌باشد. کانسار سرب و روی کوشک نیز از نوع همزمان با رسوبگذاری است (فورستر و جعفرزاده، ۱۹۹۴). اندیس منگنز دارستان به علت قرارگیری در سطح زمین و گسترش قابل توجه، دارای ارزش اکتشاف و سرمایه‌گذاری برای استخراج می‌باشد. این اندیس در منتهی الیه بخش جنوب غربی منطقه مورد مطالعه واقع شده که در نواحی مجاور نیز گسترش دارد. لازم به ذکر است این اندیس نیز برای اولین بار معرفی شده‌است.

۶-۲-۶- اندیس منگنز و آهن جنوب شرق روستای دهنو

این اندیس نیز همانند اندیس منگنز و آهن شمال روستای دارستان در بین توفهای ریولیتی و دولومیت‌های برشی‌شده تشکیل شده است. این اندیس در مقایسه با اندیس دارستان از گسترش کمی برخوردار است و فاقد ارزش اقتصادی می‌باشد ولی دارای نحوه تشکیل مشابهی می‌باشد.

۶-۲-۷- اندیس کالکوپیریت، مالاکیت و آربست ابتدای دره پوستیون

اندیس آربست ابتدای دره پوستیون همراه با سنگهای دیوریتی دیده می‌شود. لازم به ذکر است که واژه آربست دربرگیرنده کانیهای الیافی یا سوزنی شکلی است که از آن جمله می‌توان به آکتینولیت، کریزوتیل و لیزاردیت اشاره کرد. آربست‌های این منطقه از نوع آکتینولیت هستند و به شکل سوزنها یا الیاف‌های به رنگ آبی روشن در صحرا مشاهده می‌شوند و همراه سنگهای گابرو/ دیوریتی یافت می‌گردند. در این سنگها، معمولاً در امتداد زونهای گسلی، کانه‌زایی آربست مشاهده می‌شود که حاصل تغییر و تحولات اعمال شده بر کانیهای مافیک از جمله هورنبلند سبز می‌باشد. آربست‌های ایجاد شده به صورت رگه‌ای و پرکننده فضاهای خالی هستند (شکل ۶-۵- الف) که در منطقه به عنوان پنبه نسوز معروفند. این رگه‌های آربست به علت فراوانی کم، فاقد ارزش اقتصادی هستند. در دیوریت‌های برشی- شده شرق روستای دوقله نیز پدیده مشابهی، مشاهده شده‌است. در ضمن، همزمان با جایگزینی توده- های گابرو/ دیوریتی در زونهای گسلی، به علت تأثیر تکتونیک و ایجاد شکستگیهای فراوان، امکان نفوذ محلولهای هیدروترمال غنی از عناصری مانند مس و آهن فراهم شده و به کانه‌زایی ضعیفی به صورت کالکوپیریت و مالاکیت منجر شده‌است. این کانیها به صورت پراکنده و به مقدار کم به همراه سنگهای گابرو/ دیوریتی مشاهده می‌شوند (شکل ۶-۵- ب).

۶-۲-۸- اندیس کالکوپیریت و مالاکیت شمال سد خاکی باغدر

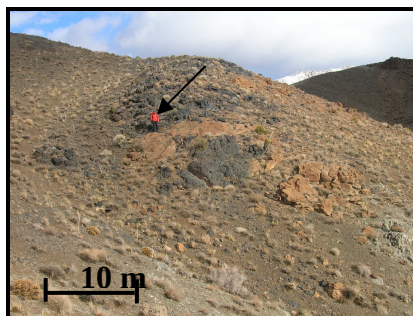
این اندیس نیز همانند اندیس کالکوپیریت و مالاکیت ابتدای دره پوستیون، در درز و شکافهای موجود در سنگهای دیوریتی با فراوانی بسیار کم تشکیل شده است.

۶-۲-۹- اندیس باریت ده شمس

این اندیس در جنوب غرب روستای ده شمس همراه با سنگهای سیینیتی صورتی‌رنگ و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی میزبان آنها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۶-۵- ج و د). کانه‌زایی به صورت رگه، رگچه و پرکننده فضاهای خالی و همچنین به صورت دانه درشت صورت گرفته است. این کانه‌زایی با مقیاس محدود و با تناژ کم صورت گرفته، لذا دارای ارزش اقتصادی نمی‌باشد. ولی از ارزش علمی بالایی برخوردار است. حضور رگه‌های باریت در داخل توده سیینیتی و در سنگ‌های میزبان آن معرف این است که ارتباط ژنتیکی نزدیکی بین توده سیینیتی و باریت‌زایی وجود دارد. تشکیل باریت قطعاً در ارتباط با تشکیل و جایگزینی این توده‌ها صورت گرفته است. از آنجا که باریت تنها عنصر دارای اندازه یونی مشابه با پتاسیم است، غالباً در بیوتیت و فلدسپار پتاسیم یافت می‌شود. به علاوه، باریت عنصری ناسازگار است که در محلول‌های مراحل نهایی تفریق به فراوانی وجود دارد. تمرکز بالای این عنصر در مراحل نهایی تفریق و تبلور ماگما در شرایط فوگاسیته بالای گوگرد، به تشکیل باریت همراه با تشکیل سیینیتها منجر شده‌است.



شکل ۴-۶-ب- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز که به صورت جایگزینی و رسوبگذاری تشکیل شده است (جنوب غرب روستای دهنو یا شمال شرق دارستان).



شکل ۴-۶-الف- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) در جنوب غرب روستای دهنو.



شکل ۴-۶-د- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) که به صورت اگزالاتیو در امتداد لایه بندی صورت گرفته است (جنوب غرب روستای دهنو یا شمال شرق دارستان).



شکل ۴-۶-ج- تصویری از کان‌زایی آهن و منگنز (هماتیت و پیرولولزیت) همراه با انتشار آنها به درون افق‌های سیلیسی (جنوب غرب روستای دهنو یا شمال شرق دارستان).



شکل ۴-۶-و- تصویر میکروسکوپی پیرولولزیت که به صورت دواير متحالمركز فضای بین سایر کانیه‌ها را پر کرده است (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۱۰۰ برابر).



شکل ۴-۶-ه- تصویر میکروسکوپی منگنز (پیرولولزیت) که به رنگ سفید به صورت نوارهای متحالمركز فضای بین سایر کانیه‌ها را پر کرده است (نور انعکاسی، بزرگنمایی ۴۰ برابر).

شکل ۴-۶



شکل ۵-۶-ب - نمای نزدیکی از کانه‌زایی کالکوپیریت و ملاکیت در دیوریت‌های شرق روستای دوقله.



شکل ۵-۶-الف - تصویری از رگه‌های آزبست در توده‌های دیوریتی جنوب علی‌آباد.



شکل ۵-۶-د - تصویری از کانه‌زایی باریت به صورت رگه و رگچه در سنگهای میزبان آتشفشانی - رسوبی در جنوب غرب ده شمس.



شکل ۵-۶-ج - تصویری از رگچه‌های باریت در توده سیینیتی جنوب غرب ده شمس.

شکل ۵-۶

۶-۲-۱۰- اندیس گچ فضل‌آباد

از آنجا که گچ یک ماده معدنی پر مصرف می‌باشد، باید به حضور این ماده معدنی در منطقه مورد مطالعه توجه بیشتری معطوف داشت. گچ‌های منطقه در جنوب و جنوب شرق روستای فضل‌آباد به همراه مارنهای رنگی، توف‌های ریولیتی، آهک‌های خاکستری رنگ و شیل‌های سیاه متعلق به سری نارینگان مشاهده می‌شوند. این گچ‌ها دارای سن کامبرین زیرین هستند و می‌توانند برای مصارف اقتصادی قابل سرمایه‌گذاری باشند. در جنوب شرق روستای فضل‌آباد، یک معدن گچ قدیمی وجود دارد که دارای چند تونل با عمق کم (۱۰ تا ۲۰ متر) می‌باشد. در کنار این معدن قدیمی، آثار چند کوره پخت گچ مشاهده می‌شود. گچ‌های استخراج شده از این محل، برای مصارف ساختمانی در روستای فضل‌آباد مصرف شده است.

۶-۳- ژئوشیمی اندیس آپاتیت همیجان

از آنجا که اندیس آپاتیت، مگنتیت و هماتیت همیجان (جنوب غرب روستای همیجان) از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردار است، جهت بررسی میزان تمرکز عناصر نادر و مقایسه الگوی تغییرات این عناصر در آپاتیت‌های همیجان با دیگر آپاتیت‌های معدنی موجود در منطقه بافق، نمونه‌ای از آپاتیت-های این منطقه جهت تجزیه شیمیایی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شده که نتایج تجزیه آن در جدول ۶-۲ ارائه شده است. میزان تمرکز عناصر کمیاب و کمیاب خاکی در نمونه آپاتیت تجزیه شده در بررسی ژن و منشأ این کانسار حائز اهمیت است.

جدول ۶-۲- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه آپاتیت (Ap-4) اندیس آپاتیت همیجان.

Major oxides(% Wt)											
SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	Cr ₂ O ₃	LOI
4.22	2.51	0.92	0.02	47.13	0.09	0.01	0.01	41.27	0.01	0.01	0.9
Trace elements (ppm)											
Ni	Sc	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Ta
20	1	20	1	3.8	0.1	0.5	0.1	0.1	0.3	1	0.1
Th	U	V	W	Zr	Y	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Cd
181.4	19.3	24	0.5	1.5	2145	0.2	3.6	16.6	6	57.6	0.1
Sb	Bi	Ag	Au(ppb)	Hg	Tl	Se	Sr	Ni			
0.2	0.1	0.1	4.8	0.02	0.1	18.2	462	7.6			
Rare earth elements (ppm)											
La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb
4218.9	10630	1127	4122	646.8	55.1	609.8	81.2	423.3	85.7	214	154
Lu	Tm										
20.88	30.6										

۶-۳-۱- آپاتیت

کانیهای گروه آپاتیت دارای فرمول عمومی $M_{10}(XO_4)_6Z_2$ می‌باشند که در آن به جای M، فلزاتی چون Ca, Sr, Ba, Cd و Pb و به جای X عناصری مانند P, V, Mn, Cr و As و به جای Z، آنیونهایی چون OH, F, Br و Cl می‌توانند قرار گیرند. کانی آپاتیت دارای فرمول عمومی $Ca_{10}Z_2(PO_4)_6$ است که به جای Z ممکن F, Cl, Br و OH و یا O قرار گیرد که در این صورت به ترتیب نام‌های فلوئورآپاتیت، کلرآپاتیت، برمآپاتیت، هیدروکسیآپاتیت و اکسیآپاتیت به آن اطلاق خواهد شد (نریاگو^۱ و همکار، ۱۹۸۴). فراوانی آپاتیت مستقیماً با محتوای فسفر ماگما در ارتباط است و با افزایش مقدار SiO₂ رابطه عکس دارد (برگستول^۲، ۱۹۷۲، لازنیکا^۳، ۱۹۹۳، فريتس^۴ و همکار، ۱۹۹۵). آپاتیت کانی فرعی فراوان در سنگهای گابرو/ دیوریتی مورد مطالعه است. این ویژگی، ماهیت آلکالن سنگهای مافیک مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

تبلور فازهای فسفات در سیستم‌های طبیعی، به عنوان محل ذخیره عناصر نادر مهمی مانند Yb, Sr, REE و U فرایندی است که در حین تعادل مذاب- کانی فسفات صورت می‌گیرد (تاپلیس^۵ و همکار، ۱۹۹۶). در نتیجه آپاتیت نسبت بالایی از Yb, Sr, REE و U سنگ کل را در خود متمرکز می‌کند (آیرس^۶ و همکار، ۱۹۹۳، روئدر^۷ و همکاران، ۱۹۸۷). در واقع آپاتیت، شیمی عناصر نادر سنگ

1 -Nriagu

2 -Bergstol

3 -Laznicka

4 -Frietsch

5 -Taplis

6 -Ayers

7 -Roeder

را در زمان تبلور ثبت و تثبیت می‌کند (شا^۱ و همکار، ۱۹۹۹، بلوسووا، ۲۰۰۰، بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۱). تغییرات تمرکز عناصر نادر خاکی در آپاتیت به پارامترهای سنگ کل از جمله میزان SiO_2 ، فوگاسیته اکسیژن، مجموع آلکالی و ضریب اشباع از آلومینیوم (ASI) وابسته است (بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۲).

۶-۳-۲- مقایسه میزان عناصر نادر نمونه آپاتیت مورد مطالعه با میزان این عناصر در آپاتیت‌های سنگهای آذرین مختلف

جهت مقایسه نمونه آپاتیت همیجان با آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف، از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های آپاتیت موجود در سنگهای گرانیتوئیدی (استرالیا، نروژ و اوکراین)، گرانیت پگماتیت‌ها (نروژ)، کربناتیت‌ها (کمپلکس کربناتیتی فن^۲ در نروژ، کمپلکس کربناتیتی کودور^۳ در روسیه و کمپلکس کربناتیتی پالابورا^۴ در آفریقای جنوبی)، سینیته‌ها (لارویکیت‌ها تا سینیته‌های پرمین ریفت اسلو^۵) و لرزولیت‌ها (زینولیت‌های یافت شده در دریاچه بولنمری^۶ مآر و کوه لورا^۷، غرب ویکتوریا و جزیره نانیواک^۸، آلاسکا، اریلی^۹ و همکار، ۲۰۰۰) استفاده شده است. لازم به ذکر است تمامی داده‌های مورد استفاده از بلوسووا و همکاران (۲۰۰۲) می‌باشد.

آپاتیت‌های مشتق شده از انواع سنگهای مختلف بر اساس پارامترهایی از جمله فراوانی برخی عناصر نادر (همانند REE، Y، Mn، As، Th و Sr)، درجه غنی‌شدگی از LREE و شکل الگوهای عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت، از یکدیگر قابل تشخیص هستند. البته گاهی فازهای فرعی همزیست با آپاتیت مانند موناژیت، LREE و Th را از مذابهای تفریق یافته‌تر جذب کرده و موجب تهی‌شدگی این گروه از عناصر در آپاتیت‌های گرانیت‌های بسیار تفریق یافته می‌شود (بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۲).

الگوهای REE بهنجار شده نسبت به کندریت آپاتیت‌های مورد مقایسه، معمولاً شیب منفی شدیدی نشان می‌دهند (نسبت $(\text{Ce/Yb})_{\text{cn}}$ ^{۱۰} بالا)، که از غنی‌شدگی نسبی آنها از عناصر نادر خاکی سبک ناشی می‌شود (ناش، ۱۹۸۴). شیب الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت از انواع سنگهای شدیداً تفریق یافته به سمت سنگهای مافیک با تفریق یافتگی کمتر، به تدریج افزایش می‌یابد. بنابراین نسبت $(\text{Ce/Yb})_{\text{cn}}$ در آپاتیت‌های کربناتیت‌ها و لرزولیت‌ها، بسیار بالا و به بیش از ۱۰۰ تا

1 -Sha

2 -Fen

3 -Kovdor

4 -Palabora

5 -Oslo

6 -Bullenmerri

7 -Mt Leura

8 - Nunivak

9 -ORilly

10 -Condrite normalaized

۲۰۰ می‌رسد. در حالی که سنگهای گرانیتوئیدی تفريق یافته به ندرت نسبت $(Ce/Yb)_{cn}$ بیشتر از ۱۵ تا ۲۰ را نشان می‌دهند (بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۲).

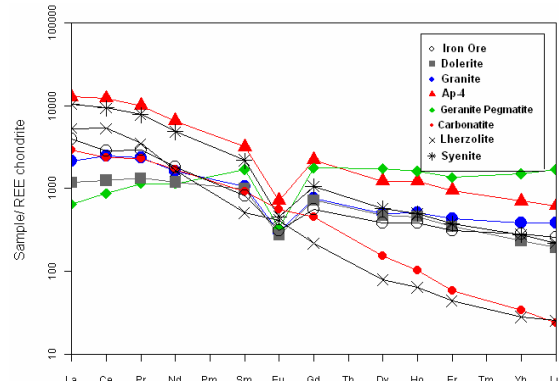
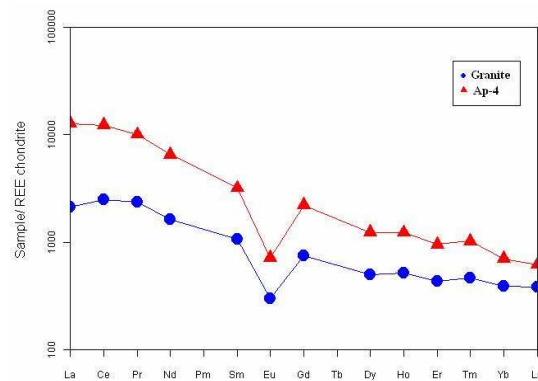
نسبت $(Ce/Yb)_{cn}$ در نمونه آپاتیت مورد مطالعه (بهنجار شده نسبت به کندريت (ناکامورا، ۱۹۷۴)) ۱۷/۵ می‌باشد. این نسبت، نشان می‌دهد که آپاتیت مورد مطالعه از سنگهای تفريق یافته منشأ گرفته است. به علاوه در نمودار عنكبوتی بهنجار شده نسبت به کندريت این نمونه، آنومالی منفی Eu مشاهده می‌شود (شکل ۶-۶). نسبت بالای LREE/ HREE و آنومالی منفی Eu از ویژگیهای بارز آپاتیت‌های ماگمایی می‌باشد (مختاری و نفیسی، ۱۳۸۴). آنومالی منفی Eu بیانگر آن است که ماگمای مادر، متحمل تبلور پلاژیوکلاز و جدایش این کانی شده است. زیرا آنومالی Eu با تبلور پلاژیوکلاز کنترل میشود که Eu^{+2} را از مذاب جذب می‌کند (بودزینسکی^۱ و همکار، ۱۹۸۹). بنابراین بزرگی این آنومالی در آپاتیت‌های سنگهای تفريق یافته‌تر بیشتر می‌شود.

در مجموع با توجه به مقدار نسبت $(Ce/Yb)_{cn}$ و الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه آپاتیت مورد مطالعه و مقایسه آن با الگوی این عناصر در آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف، می‌توان نتیجه گرفت، آپاتیت همیجان با آپاتیت‌های موجود در سنگهای سینییتی شباهت بیشتری دارد (شکل ۶-۸). موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه بر روی نمودار عنكبوتی بهنجار شده نسبت به کندريت (ناکامورا، ۱۹۸۴) و مقایسه آن با آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف (بلوسووا و همکاران، ۲۰۰۲) در شکل ۶-۶ نشان داده شده است. به علاوه با مقایسه نمودار عنكبوتی بهنجار شده نسبت به کندريت نمونه آپاتیت مورد مطالعه با نمونه‌های گرانیتی و سینییتی منطقه (شکل‌های ۶-۹ و ۶-۱۰)، مشخص شد که این نمونه شباهت زیادی به الگوی تغییرات عناصر کمیاب گرانیتها و سینییت‌های مورد مطالعه دارد. نمونه آپاتیت همیجان از نظر میزان عناصر کمیاب موجود در آن به سینییت‌های منطقه شباهت بیشتری دارد. در حالی که این نمونه در مقایسه با نمونه‌های گرانیتی، غنی‌شدگی بیشتری از عناصر کمیاب خاکی نشان می‌دهند، زیرا آپاتیت همانند یک جاذب عناصر خاکی نادر را در ساختار خود می‌پذیرد و آنها در خود متمرکز می‌کند.

به طور کلی تشابه نمونه آپاتیت همیجان با سنگهای گرانیتی و سینییتی منطقه بیانگر ارتباط ژنتیکی بین ماگمای سازنده این سنگها و کانسارزایی مگنتیت- آپاتیت در منطقه می‌باشد. بدین ترتیب ماگمای اولیه، آلكالین و غنی از فسفر و مواد فرار بوده که در حین تفريق و صعود به سمت بالا و افزایش میزان مواد فرار آن به بخشهای غیر قابل امتزاج سیلیکات- اکسید- فسفات تفکیک گردیده است. سپس بخشهای اکسید - فسفات از ماگما جدا شده و غالباً مجموعه‌های مگنتیت، آپاتیت و هماتیت را در اطراف توده‌های گرانیتی ایجاد کرده‌است. لذا می‌توان بین گرانیتها و اندیس مگنتیت- آپاتیت منطقه نیز رابطه ژنتیکی در نظر گرفت. به علاوه حضور لخته‌هایی از مگنتیت و آپاتیت به همراه پلاژیوکلاز، زیرکن و آلانیت در گرانیت‌های مورد مطالعه، ارتباط کانسارزایی با سنگهای گرانیتی دورگه را مورد تأیید قرار می‌دهد. در واقع افزایش سیالات غنی از آهن و سایر مواد فرار در مراحل

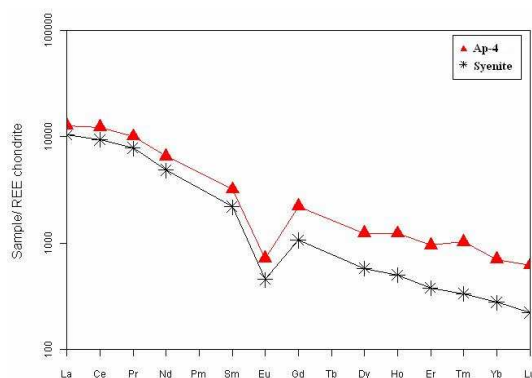
نهایی تفریق ماگما و جایگزینی گرانیت‌های دورگه و سیینیت‌های تفریق یافته، کانسار آهن با منشاء متاسوماتیکی را ایجاد کرده است.

فراوانی مواد فرار در بسیاری موارد به برشی شدن و متاسوماتیسم سنگهای اطراف منجر شده است. نظیر سنگهای میزبان اندیس آپاتیت- مگنتیت علی‌آباد (شکل ۶-۳- ب).

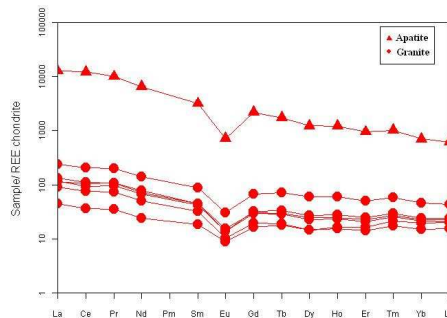
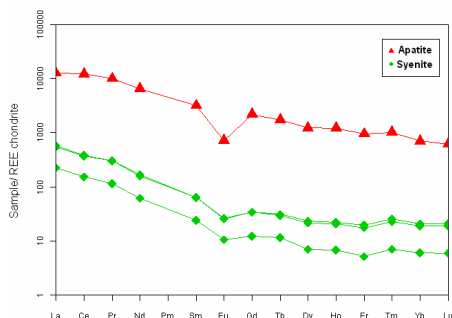


شکل ۶-۷- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap-4) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۸۴) و مقایسه آن با نمونه آپاتیت موجود در سنگهای گرانیتوئیدی (استرالیا، نروژ و اوکراین، بلوسوا و همکاران، ۲۰۰۲).

شکل ۶-۶- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۸۴) و مقایسه آن با آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف (بلوسوا و همکاران، ۲۰۰۲).



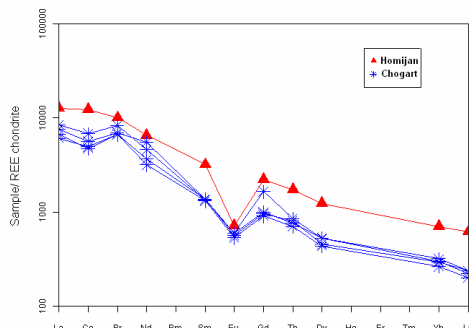
شکل ۶-۸- موقعیت نمونه آپاتیت مورد مطالعه (Ap-4) بر روی نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به REE کندریت (ناکامورا، ۱۹۸۴) و مقایسه آن با نمونه آپاتیت موجود در سنگهای سیینیتی (لارویکیت‌ها تا سیینیت‌های پرمین ریف تاسلو بلوسوا و همکاران، ۲۰۰۲).



شکل ۶-۹- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های گرانیتی منطقه (●) و نمونه آپاتیت اندیس معدنی مگنتیت-آپاتیت همیجان (▲).
شکل ۶-۱۰- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) برای نمونه‌های سینییتی منطقه (◆) و آپاتیت اندیس معدنی مگنتیت-آپاتیت همیجان (▲).

۶-۳-۳- مقایسه اندیس آپاتیت همیجان با سایر کانسارهای آپاتیت منطقه بافق

معدن چغارت در ۱۲ کیلومتری شمال شرقی بافق واقع شده است. کانه اصلی معدن، مگنتیت است که در برخی قسمت‌ها مارتیتی شده است. آپاتیت به اشکال مختلف از بلورهای درشت تا توده‌هایی که تماماً آپاتیتی است، در این معدن یافت می‌شود (موسوی نسب، ۱۳۷۶). جهت مقایسه نمونه آپاتیت همیجان با آپاتیتهای موجود در معدن چغارت، از نتایج تجزیه چهار نمونه آپاتیت برداشت شده از این معدن، که به روش NNA اندازه‌گیری شده (موسوی نسب، ۱۳۷۶)، استفاده شده است (جدول ۶-۳). با مقایسه الگوهای تغییرات عناصر کمیاب نمونه آپاتیت مورد مطالعه با آپاتیتهای چغارت، مشاهده می‌شود که این الگوها در نمونه‌های مورد مقایسه کم و بیش مشابه است (شکل ۶-۱۱). منشأ کانسار آهن چغارت از مدت‌ها پیش مورد بحث بوده است. برخی پژوهشگران بر این باورند که این کانسار از ماگما منشأ گرفته است. در حالیکه برخی دیگر معتقدند، این کانسار از طریق جانشینی متاسوماتیک سنگهای پیشین حاصل شده‌است. بر پایه داده‌های ایزوتوپ اکسیژن و عناصر خاکی نادر، هیچ یک از این دو فرضیه نمی‌تواند به تنهایی تشکیل کانسار چغارت را توجیه کند. بلکه مجموعه‌ای از فرایندهای تفریق ماگمایی، عدم اختلاط مذابه‌های اکسیدی-سیلیکاتی، فسفاتی-اکسیدی-سیلیکاتی و متاسوماتیسم در تشکیل این کانسار نقش داشته‌اند (مر و مدبری ۱۳۸۲).



شکل ۶-۱۱- نمودار عنکبوتی بهنجار شده کندریتی (ناکامورا، ۱۹۸۴) جهت مقایسه الگوهای تغییرات عناصر کمیاب نمونه آپاتیتی مورد مطالعه با آپاتیتهای چغارت.

جدول ۳-۶- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های آپاتیت چغارت (موسوی نسب، ۱۳۷۶)

Samples.No	AP-M1	AP-M2	AP-M3	AP-M4
Major oxides(Wt%)				
SiO ₂	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	0.1	0.18	0.09	0.24
Fe ₂ O ₃	0.11	2.7	2.87	3.47
MgO	0.33	0.5	0.67	2.83
CaO	49	49	51.8	42
Na ₂ O	0.16	0.18	0.22	0.19
K ₂ O	0.05	0.02	0.05	0.06
TiO ₂	0.1	0.1	0.03	0.08
MnO	0.01	0.02	0.02	0.04
Trace elements(ppm)				
Cr	78	10	9	51
Sc	0.08	0.46	0.21	0.4
Co	3.1	14	15	40
Rb	19	20	19	19
Sr	1400	1000	1000	1000
Th	65	53	77	65
U	7.9	7	5.9	7
V	11.5	54	59	171
W	7	6.2	7	7
Zr	945	617	939	526
Zn	107	95	87	69
Sb	1.2	0.7	1.1	0.9
Rare earth elements(ppm)				
La	2800	2000	2500	2200
Ce	5900	4300	4900	4100
Pr	930	754	777	750
Nd	2900	2300	3500	2000
Sm	274	276	278	266
Eu	46	43	46	41
Gd	456	265	276	250
Tb	40	38	36	33
Dy	180	156	179	149
Yb	70	64	65	58
Lu	8	8	7.5	6.8

۴-۶- بررسی منشأ و زمان تشکیل کانسارهای آهن منطقه

در میان کانسنگ های آهن ماگمایی دنیا، گروه مهمی به انواع مگنتیت-هماتیت-آپاتیت تعلق دارند (فریتش و همکاران، ۱۹۹۵). این کانسارها خود به دو گروه تقسیم می شوند: گروه اول، کانسنگ های آهن با ماهیت ماگمایی ولکانیک تا ساب ولکانیک (کانسنگ های تیپ کایرونا) و گروه دوم، کانسنگ های مرتبط با فرایندهای دویتریک و یا سنگهای نفوذی. از بین این دو، کانسنگ های آهن تیپ کایرونا بیشترین اهمیت را دارند. نظرات مختلفی در مورد ژنز آنها ارائه شده است، لیکن به طور کلی به عنوان کانسارهای ماگمایی (تفریقی-جدایشی) در نظر گرفته شده اند. کانسارهای آهن -

آپاتیت به کانسارهای تیپ کایرونا معروف هستند که در بخشهای مختلف جهان وجود داشته و اغلب با سنگهای ولکانیک و نفوذی کم عمق همراه هستند. جزء اصلی تشکیل دهنده این کانسارها مگنتیت است که با مقادیر مختلفی آپاتیت و آکتینولیت همراه می باشند. علی رغم مطالعات فراوانی که بر روی کانسارهای تیپ کایرونا انجام شده، نظرات مختلفی در مورد منشاء آنها وجود دارد. اغلب محققین از منشاء ماگمایی این کانسارها و جایگزینی ماگمای غنی از مواد فرار، با نهشته شدن از سیالات باقیمانده حمایت کرده و فرایند تفریق ماگمایی و اختلاط ناپذیری را به عنوان منشاء این کانسارها در نظر گرفته اند. الگوی توزیع عناصر کمیاب در نمونه های آپاتیتهای کانسارهای کایرونا، به گونه ای است که عناصر La, Ce و Nd بیشترین آنومالی و عنصر Eu کمترین آنومالی را دارا می باشند. آپاتیتهای کانسنگ های مگنتیت - آپاتیت ناحیه بافق، نسبت بالای $LREE / HREE$ را همراه با آنومالی منفی Eu نشان می دهند. این الگو مشابه با الگوی توزیع عناصر کمیاب در آپاتیتهای کانسار آهن کایرونا و دیگر کانسارهای تیپ کایرونا در نقاط مختلف جهان می باشد (مختاری و نفیسی، ۱۳۸۴). در نمونه آپاتیت همیجان نیز، غنی شدگی از LREE و آنومالی منفی Eu مشاهده می شود (شکل های ۶-۷ تا ۶-۱۰).

بنابراین کانسار آپاتیت همیجان همانند دیگر کانسنگ های آهن - آپاتیت ناحیه بافق با سنگهای آلکال همراه بوده و جزء کانسارهای تیپ کایرونا محسوب می شوند.

فورستر و جعفرزاده (۱۹۹۴) و سامانی (۱۳۷۳) معتقدند که تشکیل کانسارهای آهن در ایران مرکزی در ارتباط با توده های کربناتیتهی صورت گرفته که در شرایط کشتی جایگزین شده اند. در رابطه با سن کانه زایی مگنتیت - آپاتیت ناحیه بافق، نظرات مختلفی ارائه شده است.

قربانی و مؤمن زاده (۱۳۷۳) بر اساس نظر هوشمندزاده (۱۳۷۱) کانسارهای آهن مربوط به ایران مرکزی (چغارت، چادرملو و اسفوردی) را نتیجه فاز تکتونوماگمایی در اردوویسین - اوایل سیلورین میدانند، ولی حریری و فرجندی (۱۳۷۷)، سن ۵۸۰ میلیون سال را برای کانسارزایی آهن در این منطقه می پذیرند. قادری و رضانی (۱۳۸۴)، کانی سازی آهن - آپاتیت کامبرین در ناحیه بافق را با یافته های جدید حاصل از تعیین سن به روش اورانیوم - سرب، 518 ± 6 میلیون سال بدست آورده و معتقدند که این سن با دوره مهم فعالیت ماگمایی (ولکانیسم ریولیتی و جایگزینی گرانیتوئیدی) با سن کامبرین زیرین همپوشانی دارد. سن بدست آمده با شواهد چینه شناسی مطالعه شده در منطقه جنوب بهاباد سازگار نیست. اما فرخندی سرخابی (۱۳۷۸)، سن رادیومتری کانی زایی آهن - آپاتیت منطقه بافق را بسیار جوانتر از پرکامبرین و به اردوویسین (۴۸۰ - ۴۳۰ میلیون سال) نسبت داده است که با شواهد چینه شناسی منطقه مورد مطالعه کاملاً مطابقت دارد.

در نهایت بر اساس کلیه موارد ذکر شده در رابطه با ویژگیهای ژئوشیمیایی اندیس مگنتیت - آپاتیت همیجان و مقایسه آنها با سایر کانسارهای مگنتیت - آپاتیت ناحیه بافق، می توان نتیجه گرفت تشکیل این اندیسها، با رژیم تکتونیکی کشتی و ماگماتیسم آلکال در ریفت درون قاره ای ایران مرکزی در ارتباط است. یافته های حاصل از این تحقیق نیز، بیانگر یک محیط ریفتی در حال رسوبگذاری است که اولین مرحله آن در کامبرین زیرین، با رژیم تکتونیکی کشتی، ایجاد حوضه رسوبی و فعالیت های

آتشفشانی آغاز شده است. پس از آن، در فاصله زمانی اواخر کامبرین تا اوایل سیلورین، مجدداً رژیم تکتونیک کششی بر منطقه حاکم شده که با صعود ماگمای آلکالن گوشته‌ای غنی از فسفر و مواد فرار همراه بوده است. تحولات بعدی این ماگما از جمله تفریق، ذوب پوسته، اختلاط ماگمایی و تشکیل گرانیتهای ساب‌ولکانیک به افزایش مواد فرار منجر شده است. سپس به دلیل نا هم آمیزی سیلیکات-اکسید-فسفات، بخشهای اکسید-فسفات از ماگما جدا شده و غالباً مجموعه‌های مگنتیت، آپاتیت و هماتیت را در اطراف توده‌های گرانیتهی ایجاد کرده‌است. بنابراین تشکیل کانسارهای آهن منطقه در ارتباط با فاز کششی در فاصله زمانی اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین است و از نظر ژنتیکی با ماگمای آلکالن مافیک، هماهنگی دارد.

۶-۵- نتیجه‌گیری

- بر اساس شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ (صادقیان، ۱۳۸۶، چاپ نشده) و مطالعات صحرایی صورت گرفته در راستای این پایان‌نامه، در محدوده جنوب بهاباد، کانه‌زایی‌های مختلفی از جمله مگنتیت، هماتیت، منگنز (پیرولوزیت)، آپاتیت، باریت، کالکوپریت، مالاکیت و آزبست صورت گرفته است.

- مشاهدات صحرایی بیانگر آن است که اغلب اندیسه‌های معدنی منطقه مورد مطالعه با توده‌های گابرو/دیوریتی، سینییتی و گرانیتهی مرتبط هستند. با توجه به نحوه تشکیل کانسار، کانیهای همراه و نزدیکی آنها با توده‌های گرانیتهی، می‌توان نتیجه گرفت، این اندیسه‌ها حاصل متاسوماتیسم و مهاجرت سیالات حاوی P و Fe به درون سنگهای میزبان (توفاها و ولکانی کلاستیک‌ها) می‌باشند. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه، آلکالن و غنی از آهن و فسفر بوده که در مراحل انتهایی تفریق ماگما و تشکیل سینیتهای تفریق یافته و گرانیتهای دورگه (اختلاطی)، افزایش محلول‌ها و سیالات غنی از این عناصر و نفوذ آنها به درون سنگ‌های دربرگیرنده (متاسوماتیسم) به ایجاد ماده معدنی به صورت مجموعه مگنتیت، آپاتیت، هماتیت و اورانیوم منجر شده است.

- کانه‌زایی منگنز (اندیس منگنز دارستان) به صورت پراکنده، در امتداد لایه‌بندی و درز و شکافها صورت گرفته است. شواهد موجود نشان می‌دهد که این کانه‌زایی از نوع اگزالاتیو، همزمان با رسوبگذاری (سین سدیمنتر) و مرتبط با فعالیتهای آتشفشانی زیردریایی می‌باشد. کانسار منگنز ناریگان (واقع در ۴۵ کیلومتری شمال شرق بافق) نیز از وضعیت مشابهی برخوردار است.

- کانه‌زایی باریت در داخل توده سینییتی و در سنگ‌های میزبان آنها معرف آن است که ارتباط نزدیکی بین توده سینییتی و باریت‌زایی وجود دارد. در واقع باریت‌زایی حاصل تبلور سیالات گرمایی غنی از باریم تفریق یافته از توده سینییتی می‌باشد که تحت فوگاسیته بالای گوگرد صورت گرفته است.

- نسبت $(Ce/Yb)_{cn}$ در نمونه آپاتیت همیجان (بهنجار شده نسبت به REE کاندیریت) ناکامورا، ۱۷/۵ (۱۹۷۴) می‌باشد. این نسبت، غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE را نشان می‌دهد. به

علاوه در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت این نمونه، آنومالی منفی Eu مشاهده می- شود. نسبت بالای $LREE / HREE$ و آنومالی منفی Eu از ویژگیهای بارز آپاتیت‌های ماگمایی می‌باشد. - با مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی نمونه آپاتیت مورد مطالعه با الگوی این عناصر در آپاتیت‌های موجود در سنگهای آذرین مختلف، مشخص شد که، آپاتیت همیجان با آپاتیت‌های موجود در سنگهای ساینیتی و گرانیتی شباهت دارد.

- تشابه الگوی تغییرات عناصر کمیاب آپاتیت همیجان با الگوی تغییرات این عناصر در ساینیتها و گرانیت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که اندیس آپاتیت همیجان در مراحل نهایی تفریق و جایگزینی ماگما و در ارتباط با گرانیت‌های دورگه (حاصل اختلاط ماگمایی) ایجاد شده است. به علاوه حضور لخته‌هایی از مگنتیت و آپاتیت به همراه پلاژیوکلاز، زیرکن و آلانیت در گرانیت‌های مورد مطالعه، ارتباط کانسارزایی با سنگهای گرانیتی مذکور را مورد تأیید قرار می‌دهد.

- تشکیل این اندیسها، با رژیم تکتونیکی کششی و ماگماتیسم آکالن در مراحل پایانی حادثه ریف‌ت زایی درون قاره‌ای اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین (پالئوزوئیک زیرین) مرتبط بوده‌است.

نتیجه گیری و پیشنهادات

الف- نتیجه گیری

- سنگهای نفوذی مورد مطالعه دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، مونزودیوریت، سیینیت و گرانیت هستند. این توده‌ها در سنگهای آتشفشانی- رسوبی سری ناریگان و سازندهای لالون و کوهبنان (میلا) نفوذ کرده‌اند. بر اساس مطالعات صحرایی در منطقه و در مناطق همجوار، این توده‌ها سنگهای قدیمی‌تر از سیلورین را قطع کرده‌اند و نهایتاً به صورت بازالت‌های قاعده سیلورین (معدل سازند نیور) تظاهر پیدا کرده‌اند. ماگماتیسم مشابهی در سایر نقاط ایران از جمله طبس صورت گرفته است و توده‌های نفوذی به درون سازندهای درنجال و شیرگشت نفوذ کرده‌اند. لذا سن توده‌های نفوذی مورد مطالعه اواخر اردوویسین- اوایل سیلورین می‌باشد.

- گابرو/ دیوریت‌ها توده‌های مافیک رخنمون یافته در منطقه هستند. این سنگها متأثر از سیالات ماگمایی غنی از پتاسیم، متحمل متاسوماتیسم پتاسیک شده‌اند. حضور بیوتیت‌ها و اسفندهای ثانویه فراوان در این سنگها، خوردگی پلاژیوکلازها و ایجاد بافت صفحه شطرنجی موجود در آنها از شواهد این فرایند است. این سنگها متحمل انواع دگرسانی‌های پروپیلیتی و سوسوریتی شده‌اند. حضور کلریت، اپیدوت، آکتینولیت و کلسیت فراوان در این سنگها، حاصل این نوع دگرسانی‌ها است.

- توده‌های سیینیتی از تفریق گابرو/ دیوریت‌ها ایجاد شده‌اند. حضور بخشهای موضعی صورتی رنگ در گابرو/ دیوریت‌ها و تغییر رنگ تدریجی آنها از سبز به صورتی نشان‌دهنده تفریق این سنگها و ایجاد ترکیبات سیینیتی است.

- گرانیت‌های منطقه نیز با سنگهای گابرو/ دیوریتی ارتباط ژنتیکی نشان می‌دهند. شواهد صحرایی این ارتباط، به صورت لخته‌هایی از مگنتیت، آپاتیت، پلاژیوکلاز و آلانیت در گرانیت‌ها مشاهده می‌شوند. این سنگها نیز تحت تأثیر محلول‌های مراحل نهایی تفریق ماگما، به شدت دگرسان شده‌اند. رگه‌های آپلیتی دانه متوسط، این سنگها را قطع کرده‌اند. از آنجا که این رگه‌ها کاملاً سالم و بدون هرگونه دگرسانی هستند، لذا دگرسانی تحمیل شده بر گرانیت‌ها از نوع دگرسانی دویتریک می‌باشد.

- روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی بر روی نمودارهای هارکر، بیانگر تفریق گابرو/ دیوریت‌ها به سمت سیینیت‌ها و منشاء گرفتن آنها از یک منبع ماگمایی واحد است. روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در نمودارهای ضریب تفریق، نشان‌دهنده همبستگی بین سیینیت‌ها، گرانیت‌ها و ترکیبات معادل آنها نظیر ریولیت‌ها است. لذا این سنگها دارای خاستگاه مشترک بوده و از طریق فرایندهای مشابه ایجاد شده‌اند. فرایند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی ماگمای مافیک گوشته‌ای است. اختلاط بخشهای تفریق یافته ماگمای نشأت گرفته از گوشته و مذابهای پوسته‌ای به تشکیل گرانیت‌ها منجر شده است. نمودارهای جفت عناصر ناسازگار که روندی خطی و صعودی از مبدأ مختصات نشان می‌دهند، همچنین نمودار تغییرات نسبت دو عنصر ناسازگار Rb و Th در مقابل Rb نیز تأیید کننده نقش مؤثر این فرایند در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشند.

- نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهند که نمونه‌های مافیک مورد مطالعه همگی از عناصر خاکی نادر سبک، غنی شدگی و از عناصر خاکی نادر سنگین، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی ماهیت آلکالن آنها را نشان می‌دهد. از آنجا که تغییرات نسبت LREE/HREE در سیینیت‌ها نسبت به سنگهای

مافیک از شیب بیشتری برخوردار است، این سنگها قطب تفریق یافته ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه می‌باشند. تهی‌شدگی از عناصر U, Nd, Th و Pb و غنی‌شدگی از عناصر Sr, Rb و K در گابرو/دیوریتها، آرایش پوسته‌ای آنها را نشان می‌دهد از طرف دیگر، شواهد صحرایی و پتروگرافی، ارتباط و خویشاوندی گرانیته‌ها با سنگهای مافیک را تأیید می‌کند.

- گابرو/دیوریتها و سینیته‌ها در نمودارهای ژئوشیمیایی ماهیت آکالن درون صفحه‌ای و متالومین دارند، در حالی که گرانیته‌ها کالک آکالن، پتاسیک و پرآلومین هستند. گرانیته‌ها در نمودارهای تفکیک کننده انواع گرانیته‌ها در محدوده I و همچنین در محدوده نوع A قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس معیارهای مطرح شده توسط کاسترو و همکاران (۱۹۹۰) از نوع گرانیته‌های هیبریدی Hss می‌باشند. این سنگها در نمودارهای مانیار و پیکولی (۱۹۸۹) در محدوده RRG (گرانیته‌های مرتبط با ریفت) و در نمودارهای پیپرس و همکاران (۱۹۸۴) در محدوده WPG (گرانیته‌های درون ورقه‌ای) قرار می‌گیرند.

- ماگمای مادر سنگ‌های مورد مطالعه از ذوب‌بخشی درجه پایین (۸ تا ۱۰ درصدی) یک سنگ منشاء غنی‌شده گارنت‌پریدوتیتی در اعماق بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری، از گوشته لیتوسفر زیرقاره‌ای نشأت گرفته است.

- منبع گوشته‌ای ماگمای مورد مطالعه متاسوماتیسم نوع پتاسیک شده و فاز آبدار موجود در آن فلوگوپیت بوده است. این فاز، میزبان عناصر کمیاب ناسازگار بوده و ذوب آن به غنی‌شدگی منبع از عناصر LILE منجر شده است.

- ماگمای تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه در یک محیط تکتونیک کششی مرتبط با ریفت زایی قاره‌ای در کامبرین زیرین ایران مرکزی شکل گرفته است. ریفت‌زایی با نازک‌شدگی، کشش پوسته و فورانهای آتشفشانی با ماهیت دوگانه یا بایمودال اسیدی و بازیک همراه بوده است. در فاصله زمانی اواخر اردوویسین - اوایل سیلورین، فعالیتهای کششی با صعود ماگماهای آکالن و تشکیل ماگماهای گابرو، دیوریت، سینیته و گرانیته همراه بوده و سپس به صورت استوک، دایک و سیل در ترازهای بالاتر جایگزین شده‌اند.

- اغلب اندیسهای معدنی منطقه مورد مطالعه با توده‌های گابرو/دیوریتی، سینیته و گرانیته مرتبط هستند. با توجه به نحوه تشکیل کانسارهای موجود در منطقه مورد مطالعه، کانیتهای همراه و نزدیکی آنها با توده‌های نفوذی، می‌توان نتیجه گرفت که، این اندیسها حاصل متاسوماتیسم و مهاجرت سیالات حاوی P و Fe به درون سنگهای میزبان (توفها و ولکانی کلاستیک‌ها) می‌باشند. ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه، آکالن و غنی از آهن و فسفر بوده که در مراحل انتهایی تفریق ماگما، به درون سنگ‌های دربرگیرنده (متاسوماتیسم) راه یافته‌اند و به صورت مجموعه‌های متشکل از مگنتیت، آپاتیت، هماتیت و اورانیوم تجلی پیدا کرده است. بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی آپاتیت همیجان و مقایسه آن با سایر کانسارهای مگنتیت - آپاتیت ناحیه بافق، می‌توان نتیجه گرفت تشکیل این اندیسها، با رژیم تکتونیک کششی، ماگماتیسیم آکالن و پیامدهای آن در مراحل پایانی حادثه ریفت‌زایی درون قاره‌ای اواخر اردوویسین تا اوایل سیلورین (پالئوزوئیک زیرین) مرتبط بوده است.

ب- پیشنهادات

یافته‌های جدید هنوز نسبت به سؤالات و ابهامات موجود، بسیار کم هستند، لذا توصیه می‌کنیم با درایت و رعایت احتیاط نظر دهیم. هنوز از دیدگاه ژئوشیمی ایزوتوپی و ژئوکرونولوژی، داده‌های قابل اعتمادی در دست نیست. این معضل در مورد سنگهای آذرین درونی، خروجی و کانسارهای مرتبط با آنها صادق است. با این وجود به خود جرأت می‌دهیم که بگوییم گوشه‌ای از رازهای نهفته حادثه ریفت‌زایی ایران مرکزی در فاصله کامبرین زیرین تا سیلورین، در این تحقیق، رمزگشایی شده و در اختیار علاقه‌مندان قرار گرفته تا بتوانند در آینده گامهای استوارتری در این زمینه بردارند. از این رو پیشنهاد می‌کنیم:

۱- مطالعه این توده‌های نفوذی در مقیاس گسترده‌تری انجام شود.

۲- شواهد چینه‌شناسی به دقت مطالعه شوند.

۳- تعدادی از نمونه‌های دارای کمترین دگرسانی، تعیین سن شوند و نسبت‌های ایزوتوپی آنها نیز تعیین گردد تا در مورد منشاء و نحوه تشکیل ماگماهای سازنده سنگهای مورد مطالعه بتوان نظر قاطع‌تری ارائه داد.

۴- کانسارهای آهن، آهن و منگنز، آهن- فسفر، اورانیوم، سرب و روی و غیره در پرتو روشهای ژئوشیمیایی و اکتشافی جدید مورد بررسی قرار گیرند تا ضمن یافتن اندیس‌های جدید، روشهای ساده و منطقی‌تری جهت اکتشاف این کانسارها، ارائه گردد.

منابع

الف- منابع فارسی

- اسلام دوست ف، (۱۳۸۶)، چاپ نشده، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مزرعه مشیریه".
- آسیابانها ع، (۱۳۷۴)، "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی"، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی.
- آقاناتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آیتی ف، خلیلی م، نقره‌ئیان م، مکی‌زاده ع، (۱۳۸۲)، "داده‌هایی پیرامون ولکانیسم پالئوزوئیک زیرین در مناطق ابیانه، سه، زفره، باقرآباد و دالمه اردکان (ایران مرکزی)"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بنیادی ز، (۱۳۷۸)، "ژئوشیمی و ژنز کانسار منگنز ناریگان، بافق، استان یزد"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده تحصیلات تکمیلی، دانشگاه شیراز.
- امینی ب، پشتکوهی م، رشید ح، (۱۳۸۲)، "ماگماتیسم پروتروزوئیک و پالئوزوئیک در ناحیه بافق و ارتباط آن با کانی‌زایی آهن"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- امینی ب، پشتکوهی م، رشید ح، (۱۳۸۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ورقه بافق، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- بهنیا پ، (۱۳۷۴)، "پتروژنز گرانیتوئیدهای منطقه قوشچی (فرایندی از متاسوماتیسم آلکالن)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- حریری ع، فرجندی ف، (۱۳۷۷). "نگاهی به نقش فرایندهای ماگمایی دگرگونی در زایش آهن ایران مرکزی"، هفدهمین گردهمایی علوم زمین، صفحات ۱۸۴ تا ۱۸۸.
- حیدری م، (۱۳۷۵)، "بررسی ولکانیسم مناطق اسفوردی و زیریگان (ایران مرکزی)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران.
- خانعلی زاده ع، قاسمی ح، (۱۳۸۴)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده کوارتز مونزونیتی تویه- دروار، جنوب غرب دامغان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- درخشی م، قاسمی ح، طاهری ع، (۱۳۸۵)، "پترولوژی، ژئوشیمی و موقعیت چینه‌شناسی نگ‌های آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۵ صفحه.
- دهقانی ه، (۱۳۷۷)، "ژئوشیمی و منشاء کانسار اسفوردی بافق"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شیراز.
- سامانی ب، (۱۳۷۱)، "معرفی سازند ساغند با رخساره ریفتی و جایگاه چینه نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی"، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۶، صفحات ۳۲ تا ۴۵.
- سامانی ب، (۱۳۷۷)، "فلزایی پرکامبرین در ایران مرکزی، فرایندی از متالوژنی منسوب به جبه"، دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

- سبزه‌ئی م، (۱۳۸۶)، "چاپ نشده، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ علی‌آباد".
- سهیلی م، مهدوی م، (۱۹۹۱)، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ورقه شماره ۷۱۵۳.
- شریفی آ، (۱۳۷۶)، "بررسی گرانیتهای ایران مرکزی، نواحی اسفوردی - زیرگان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- شریفی آ، (۱۳۷۶)، "مطالعه تحرک و توزیع دوباره عناصر اصلی و کمیاب بر اساس تعادل جرم در توده سینیتی آرش"، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- صادقیان م، (۱۳۸۶)، چاپ نشده، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ اسفنگ".
- عسکری م، (۱۳۷۶)، "تعیین قابلیت‌های اکتشافی - معدنی منطقه اسفوردی با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای و بررسی کانی‌سازی آپاتیت لکه سیاه"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.
- علوی نائینی م، (۱۹۹۳)، "چینه‌شناسی پالئوزوئیک ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فرامرزی ن، (۱۳۸۵)، "پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتهای رباط زنگیجه (جنوب غرب بردسکن)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- فرح‌دوست ا، (۱۳۸۶)، "چاپ نشده، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ احمدآباد".
- فرخندی سرخابی ک، (۱۳۷۸)، "پراکندگی عناصر نادر خاکی و نیوبیوم در کنسارهای آهن آپاتیتی منطقه بافق"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، دانشکده علوم زمین.
- قادری م، رضانی ج، (۱۳۸۴)، "کانی‌سازی آهن - فسفات کامبرین در ناحیه معدنی بافق، شرق ایران مرکزی، یافته‌های جدید از تعیین سن به روش اورانیوم - سرب"، بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قاسمی ح، درخشی م، (۱۳۸۷)، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و نقش فرایند جدایش مکانیکی بلورهای الیوین در تشکیل سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین منطقه شیرگشت، شمال غرب طبس، ایران مرکزی"، **مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران**، سال شانزدهم، شماره ۲، تابستان ۱۳۸۷، صفحات ۲۲۴ تا ۲۰۷.
- قربانی م، مؤمن‌زاده م، (۱۳۷۳). "تبیین فازهای کانی‌زایی ایران بر اساس داده‌های تازه"، سیزدهمین گردهمایی علوم زمین، صفحه ۴۴ تا ۴۸.
- کنعانیان ع، درویش‌زاده ع، اسماعیلی د، (۱۳۷۶)، "ماگماتیسم مرتبط با ریف‌ت در شمال شرق اردکان"، اولین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- مختاری م، ع ا، نفیسی ر، (۱۳۸۴)، "ژئوشیمی عناصر نادر خاکی کنسارهای آهن - آپاتیت ناحیه بافق و مقایسه آن با ژئوشیمی توده‌های سینیتی مجاور و منشأ احتمالی آنها"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- مرف، مدبری س، (۱۳۸۲)، "منشأ کنسار آهن چغارت، منطقه معدنی بافق، ایران مرکزی: شواهد ایزوتوپی و زمین‌شناسی جدید"، **مجله علوم جمهوری اسلامی ایران**، ۱۴ (۳).

- معین وزیری ح، احمدی ع، (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگهای آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.
- موسوی ماکوئی ع، (۱۳۷۷)، "بررسی پترولوژی گرانیت نارینگان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- موسوی ماکوئی ع، (۱۳۷۹)، "معرفی توده گرانیتی نارینگان به عنوان گرانیت نوع I تفریق یافته با ویژگیهایی از گرانیت نوع A"، چهارمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.
- موسوی نسب ز، (۱۳۷۶)، "ژئوشیمی و ژنز کانسار آهن چغارت، بافق- یزد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- مهدوی م، ا، (۱۹۹۶)، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بهاباد"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ورقه شماره ۷۲۵۳.
- ناجی آ، قاسمی ح، (۱۳۸۳)، "پتروژنز سنگهای آذرین پالئوزوئیک زیرین - میانی بخشهایی از ایران مرکزی"، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی.
- نوگل سادات ع، (۱۳۸۶)، چاپ نشده، "شرح نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ هریسک".
- هوشمندزاده ع، (۱۳۷۱)، "مقدمه‌ای بر زمین شناسی بیابانک- بافق"، سازمان زمین شناسی کشور.
- هوشمندزاده ع، علوی نائینی م و حق پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه ترود"، سازمان تحقیقات زمین شناسی و معدنی کشور.

ب- منابع لاتین

- 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.
- Ayers J.C., Watson, E.B. (1993). Apatite/fluid partitioning of rare earth elements and strontium: experimental results at 1.0 GPa and 1000°C and application to models of fluid– rock interaction. *Chem. Geol.* 110, 299–314.
- Baker D.S., (1983). *Igneous Rocks*, Prentice Hall Publication PP417.
- Barbarin B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Belousova E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.I., (2002). Apatite as an indicator mineral for mineral exploration : trace- element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration*, 76, 45-69.
- Bergstol S. (1972). The jacupirangite at Kodal, Vestfold, Norway. A potential magnetite, ilmenite and apatite ore. *Min. Depos.* 7, 233– 246.
- Best M. (2003). *Igneous and metamorphic petrology*. Black wci scienceIta. Pub.
- Bogard P.J.F., Warner, G., (2003). Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg, Central Germany. *Journal of Petrology* 44, 569-602.
- Bonin B., (2007). A-type granites and related rocks : Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, xx, xxx-xxx.
- Budzinski H., Tischendorf, G., (1989). Distribution of REE among minerals in the Hercynian postkinematic granites of Westerzgebirge- Vogland, GDR. *Z. Geol. Wiss.* 17 (11), 1019– 1031.
- Castro A., Movenoventas, I. De La Rosa, J.D., (1991). H- type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite- type classification and nameclature. *Earth Science Reviws* 31, 237-253.
- Chappell B.W., White, A.J.R., (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell B.W., White, A.J.R., (1992). I and S- type granites in the Lachlan fold belt. *Transaction of the royal society ofedinburgh sciences.* 83.
- Chappell B.W., White, A.J.R., (2001). Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Erath Sciences*, 48, 489-499.
- Coleman R.G., DeBari S., Peterman Z. (1992). A-type granite and the Red Sea opening. *Tectonophysics* 204, 27–40.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J., Chappell B.W. (1992). Nature and origin of A-type granite with particular reference to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.* 8, 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., 450p.
- Creaser R.A., Price R.C., Wormald R.J., 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology* 19, 163–166.
- 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.

- De La Roche H. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks and associations. *Earth Science*, 73, 135-149.
- Didier J. (1987). Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rundsch* 76, 41-50.
- Dunbar N.W., Chapin C.E., Ennis D.J., N.M. (1995). Arsenic enrichment during potassium metasomatism and hydrothermal processes in the Socorro, NM, area: implications for tracing groundwater flow. *Bureau of Mines and Mineral Resources*, New Mexico Tech, Socorro, NM, 87801.
- 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.
- Eby G.N. (1992). Chemical subdivisions of A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20, 614-644.
- Espinoza F., Morota D., Pelleter E., Maury R.C., Suarez M., Lagabriele Y., Polve M., Bellon H., Cotton J., Cruz R.D.L., Guivel Ch. (2005). Petrogenesis of the Eocene and Mio- Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile : Evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82, 315- 343.
- Farman T. (2007). Geochemistry of East African Rift basalts : An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 48, 147-160.
- Forster H., Jafarzadeh A.,(1994). The Bafq mining district in central Iran- a highly mineralized Infracambrian volcanic field, *Economic Geology*, v 89, p. 1697-1721.
- Frietsch R., Perdahl J.-A.,(1995). Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. *Ore Geol. Rev.* 9, 489– 510.
- Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D.J., Frost C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Furnes. H., El-Sayed, M., Khalil, S.O. (1996). Pan-African magmatism in the wadi-El-imra district, central desert, Egypt: geochemistry & tectonic environments. *Jou, Geo. Soc.* Vol 153.
- Gibson S.A., Kirkpatrick R.J., Emmerman R., Schmincke P.H., Pritchard G., Okay P.J., Horpe R.S., Marriner G.F.(1982). The trace element composition of the lavas and dykes from a 3 km vertical section through a lava pile of Eastern Iceland. *J. Geophys. Res.* 87, 6532–6546.
- Hanson G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry of Mineralogy of Rare Earth Elements*, *Review in Mineralogy* 21, 79–97.
- Harris N.B.W., Pearce J.A.A., Tindle A.G. (1986). Geochemical characteristic of collision zone magmatism. In Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds), *collision Tectonics*. Geological society London special publication, 19, 67-81.
- Harker A. (1909). *The natural history of igneous rocks*. Methuen and co. London.
- Hergt J., Woodhead J., Schofield A. (2007). A-type magmatism in the Western Lachlan Fold Belt? A study of granites and rhyolites from the Grampians region, Western Victoria. *Lithos* 97, 122–139.
- Hirschmann M., (1992). Origin of the Transgressive granophyres from the Layered Series of the Skaergaard intrusion, East Greenland. In: Geist, D.J., White, C.M. (Eds.), *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 52, 185–207.
- Hofmann A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., (1986). Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33–45.
- Huckriede R., Kursten M., Venzlaff H. (1962). Zur Geologie des Gebiets Zwischen Kerman and Saghand (Iran). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 51, 197p.

- Huppert H.E., Sparks S.J. (1988). The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.* 29, 599-624.
- Irvin T.N., Baragar W.R.A. (1971). A guide to the classification of the common volcanic rocks, Can. *Journal of Earth Sciences.*, 8, 235-458.
- Ishihara S. (1977). The magnetite- series and ilmenite granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.
- Jenny J. (1997). *Geologie et stratigraphie I Elbourz oriental, enter, Aliabad et Shahrud, Iran NE.* These univ. Geneve. 238p.
- Karmalker N.R., Rege S., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. (2005). Alkaline magmatism from Kutch, NW India: Implications for plume- lithosphere interaction. *Lithos*, 81, 101-119.
- Kent R. (1995). Continental and oceanic flood basalt provinces: current and future perspective. In: Srivastava, R.K., Chandra, R. (Eds), *Magmatism in Relation to Diverse Tectonic Settings*, A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 17-42.
- King P.L., White A.J.R., Chappell B.W., Allen C.M. (1997). Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology* 38, 371-391.
- Kuno H. (1968). Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Vol* 32, 141-176.
- Kuno H. (1957). Differentiation of Hawaiian magmas. *Japanese. J. Geol, Geog.* 28.
- Laznicka P. (1993). Precambrian empirical metallogeny. *Developments in Economic Geology*. Elsevier, Amsterdam.
- Le Maitre R.W. (1976). The chemical variability of some common igneous rocks. *J. Petrol.*, 17, 589-637.
- Li X.H., Li W.X., Li Zh.X., Liu Y. (2007). 850-790 Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China : A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia. *Lithos*, xx, xxx-xxx.
- 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., Wones D.R. (1979). Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*, 11:468.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geo. Soc. of Am. Bull.*, 101, 635-643.
- Martin R.F. (2006). A-type granites of crustal origin ultimately result from open - system fenitization - type reactions in an extensional environment. *Lithos*, 91, 125-136.
- Mattsson H.B., Oskarsson N., (2005). Petrogenesis of alkaline basalts at the tip of a propagating rift : Evidence from the Heimaey volcanic centre, south Iceland. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 147, 245-267.
- Middlemost E.A.K., (1985). Magma and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology. *Longman Group U.K.*, pp. 73-86.
- Nagudi N., Koberl Ch., Kurat G. (2003). Petrography and geochemistry of the Singo granite , Uganda, and implications for its origin. *Journal of African earth sciences*, 36, pp.1-14.
- Nakamura N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.

- Nash W.P. (1984). Phosphate minerals in terrestrial igneous and metamorphic rocks. In: Nriagu, J.O., Moore, P.B. (Eds.), *Phosphate Minerals*. Springer-Verlag, Berlin, p. 442.
- Nicholson H., Latin D. (1992). Olivine tholeiites from Krafla, Iceland: evidence for variations in the melt fraction within a plume. *J. Petrol.* 33, 1105– 1124.
- Nisbete H.W., Young G.M. (1982). Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715-717.
- Nriagu J.O., Moore P.B. (1984). *Phosphate Minerals*. Springer Verlag, 442p.
- O'Reilly S.Y., Griffin W.L. (2000). Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle. *Lithos* 53, 217– 232.
- Olafsson M., Eggler D.H. (1983). Phase relations of amphibole, amphibole- carbonate and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 64,
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Thindle A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of petrology*, 25, 956-83.
- Peccerillo A., Barberio M.R., Yirgu G., Ayalew D., Barbieri M., Wu T.W. (2003). Relationship between mafic and peralkaline felsic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *J. Petrol.* 44, 2003–2032.
- 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.
- Ramezani J., Tacker R. D. (2003). The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics. *American journal of science*, vol 303, pp 622-665.
- Roeder P.L., MacArthur D., Xin-Pei Ma., Palmer G.R., Mariano A.N. (1987). Cathodoluminescence and microprobe study of rare earth elements in apatite. *Am. Mineral.* 72, 801–811.
- Rollinson H.R. (1993). A terrane interpretation of the Archaean Limpopo belt. *Geol. Mag.* 130, 755-765.
- Ruttner A, Nabavi M. H, Hajian J. (1968). Geology of Shigesht area (Tabas area, East Iran). Geological Report . No. 51.
- Sato K., Katsura T., Ito E. (1997). Phase relations of natural phlogopite with and without enstatite up to 8 GPa: implications for mantle metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 511–526.
- Saunders A.D., Storey M., Kent R., Norry M.J. (1992). Consequences of plume-lithosphere interactions. In: Storey, B.C., Albaster, T., Pankhurst, R.J., (Eds), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, *Geological Society of London Special Publication* 68, 41-60.
- Sha L.-K., Chappell B.W. (1999). Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 (22), 3861– 3881.
- Shand S.J. (1943). Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. Thomas Murby and Co., London, 488 pp.
- Shelly D. (1993). Igneous and metamorphic rocks under microscope classification. Features, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London, 405pp.
- Smirnov V.I. (1976). Geology of ore mineral deposits. Mir Publisher, 520p.

- Stocklin J. (1990). Orogeny and tethys evaluation in the Middle East. An appraisal of current concept, Int. Geol. Congr; SUN; Dn. 1984; Vol. 27; pp.65-84; BIBL. 53 ref., 1 TAB., ILL. Tabl.,
- Streckeisen A., LeMaitre R. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. Neues jahrb. Mineral. Abh. 136, 169-206.
- Sun S.S., McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry M.J. (eds), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.
- Sylvester P.J. (1989). Post-collisional alkaline granites. J. Geol. 97, 261–280.
- Takahashi Masaki., Aramaki Shigeo., Ishihara Shunso. (1980). Magnetite – Series / Ilmenite- Series Vs. I-Type/ S-Type granitoids. *Mining Geology Special Issue*, No.8, P.13-28.
- Tchameni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A.A., Toteu S.F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaoundere Pan-African granitoids in Central North Cameroon : Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511-529.
- Thie'blemont D., Tegye M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoins de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 319, 87–94.
- Thirwall F.M., Upton B.J., Jenkins C. (1994). Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. *Journal of Petrology*, 35, 839-879.
- Thompson R.N. (1982). British Tertiary volcanic province. Scott. J. Geol., 18, 49-107.
- Thoronton C.P., Tattle O.F. (1960). Chemistry of igneous rocks : Differentiation index. Am. Sci., 258, 664-684.
- Turner S.P., Foden J.D., Morrison R.S. (1992). Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma : an example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 151-179.
- Vervoort J. D., Wirth K., Kennedy B., Sandland T., Harpp K. S. (2007). The magmatic evolution of the geochemical evidence from felsic magmatism. *Percambrian Research*, 157, 235-268.
- Wager L.R., Deer W.A. (1939). Geological investigations in East Greenland, Part III. The petrology of the Skaegaard intrusion. Kangerdlugssuaq, East Greenland. Medd. om Gronland 105, 1–352.
- Wallace M.E., Green D.H. (1988). An experimental determination of primary carbonatite composition. *Nature* 335, 343–345.
- Watt G.R., Harley S.L. (1993). Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during waterundersaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 114, 550–566.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. (1987). A-type granites : geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95, 407-419.
- Wilson M. (1989). Igneous petrogenesis a global tectonic approach. Department of earth sciences, university of leeds. London, UNWIN HYMAN.
- Wolf M.B., London D. (1994). Apatite dissolution into peraluminous haplogranite melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 4127–4145.
- Wood D.A., Joron J.L., Treuil M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45, 326–336.

- 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.
- Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X. (2007). Petrology and geochemistry of Zijinshan aljaline intrusive complex in Shanxi province, Western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extentional regime. *Lithos*, 01566, 1-22.
305–315.

Abstract

The studied area is located in south of Bahabad (northeast Bafq(Yazd)) and include an area with 160 Km² by following geographical coordinate 55° 52' 30" to 56° eastern longitude and 31° 45' to 31° 52' northern latitude. This area belongs to central Iran structural zone and is a part of Poshte-Badam block. The rock unites of Cambrian, Ordovician, Silurian, Triassic, Jurassic, Paleocene, Pliocene and Quaternary have been exposed in this area. The studied plutons intruded in Cambrian rock complex but these intrusions have not been intruded in the Silurian or younger unites, furthermore with respect to all of the geological evidence, it's appears that the mentioned plutons have late Ordovician to early Silurian age. Host rocks include acid to intermediate volcano sedimentary rocks of early Cambrian which known Narigan series, Lalun sandstone and Khuhbanan limestone, the latest manifestations of the studied magmatism have been outcropped such as early Silurian basalt. The studied intrusive rocks have a lithological range include gabbro, diorite, syenite and granite. This rocks show granular, ophitic, sub ophitic, mirmekite, graphic and porphyroid textures. Gabbros have been supposed a potassic metasomatism prosses. New metasomatic biotite, absorption and crosshatch texture in plagioclase and producing a rim or a mantle of orthoclase around the plagioclase are some of evidence of this prosses. Fractional crystallization of gabbro/diorites results to increasing of K₂O and evolved them to syenite. The evidence of this subject has been clearly observed in field. Mineralization of magnetite, magnetite-apatite, pyrolosite, barite, chalcopyrite and malachite, which observed in the south of Bahabad (studied area) have been very closed genetically relation to the studied igneous rocks. There is a compositional gap between mafic and felsic rock compositions on the geochemical diagrams, but field evidence (field observation) don't emphasize this subject. However detailed investigations indicate it. In addition to common fractional crystallization, crustal anatexi and magma mixing have been rolled in magmatic evolutions. The studied rocks have alkaline, sub alkaline, metaluminous to peraluminous nature. Granites are I and A type and belong to RRG (rift related granitoieds) and WPG (within plate granitoieds), also granites have magma mixing origin and they classified in Hss type of Castro et al (1990) classification. They were generating by mixing of fractional parts of mantel's magma and magma which resulted of crustal anatexi. Gabbro/Diorites are originated from crystallization and evolution of mantle alkaline magma which located under continental lithosphere. Magma forming of these rocks probably generated from low partial melting of a garnet peridotitic source rock in 80 to 100 Km below the surface of the earth.

In summary the studied rocks have been formed in final activities of Cambrian rifting events which manifested as intrusion with Gabbro to Granite composition and or sub volcanic and volcanic equivalent late Ordovician –early Silurian age.

Key words: Bahabad, Poshte-Badam, Geochemistry, Metasomatism, Continental rifting, alkaline magma.



Shahrood university of Technology
Faculty of Earth science

Petrology and Geochemistry
Of the South of Bahabad igneous rocks
(Bafq-Yazd)

Zari Balaghi

Supervisors:
Mahmoud Sadeghian

Habibollah Ghasemi

Advisor:
Farajollah Fardoost

2009