

بسم الله الرحمن الرحيم



دانشکده: علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد

گروه: پترولوژی

عنوان:

پترولوژی و تحلیل رخساره‌های آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان

شمال غرب قزوین

دانشجو:

سیده سمیه تیموری

اساتید راهنما:

دکتر حبیب‌الله قاسمی

دکتر عباس آسیابانها

اسفند ۱۳۸۹

به نام او

به یاد او

برای او

که دوستش دارم.

تقدیم به پدر و مادر عزیزم و همه آنهایی که در سایه مهربانی او

تلاش برای ایستادن بر اوج رابه من آموختند.

قدردانی

اول از همه، سپاس و تشکر ویژه خود را نثار می‌کنم به اساتید بزرگوارم، آقایان دکتر
محبوب‌الله قاسمی و دکتر عباس آسیابانها، که پشتیبانی‌های علمی و معنوی ایشان قابل
جبران نیست.

از اساتید ارجمندم، آقایان دکتر محمود صادقیان، دکتر مسین مهدی‌زاده و دکتر عزیزالله
طاهری که همواره در تمام مراحل و طول مدت تمصیل، راهنما و مشوق من بودند، کمال
تشکر را دارم.

قدردانی می‌کنم از خانواده عزیزم و والدین گرانقدرم، که سایه پر مهر پدرم و دعای فیر
مادرم، آرام بخش لمظات نگرانی و سفت زندگی و مایه دلگرمی و قوت قلب من بوده
است. فدای مهربان مرا از این نعمت ممنونم نسازد.

تشکر می‌کنم از پرسنل محترم دانشکده علوم، مهندس میرباقری، مهندس فاضلی زاده،
سرکار خانم فارسی و سرکار خانم سعیدی؛ و همچنین پرسنل محترم دانشگاه امام خمینی
قزوین، که با مساعدت‌های سودمندشان در غنای هرچه بیشتر این مجموعه، بهره جسته‌ام.
در مراحل مختلف انجام این کار تمقیقاتی از کمک‌های معنوی بسیاری از دوستان بهره
بردم و کمال تشکر را دارم. خانم‌ها، سمیرا الهیاری، زهره رضایی، سمیرا زندی، ندا جنتی و
زهره شاه مسینی و آقایان، مرتضی جاویدی، اکبر نورافکن و محمد برهمند.

در پایان تشکر می‌کنم از برادر عزیزم حامد، که در تمامی مراحل تمصیل و نگارش این
پایان‌نامه یار و پشتیبان همیشگی من بوده است.

چکیده

محدوده مورد مطالعه، در شمال غربی شهرستان قزوین، شمال شرق شهر لوشان و در زون ساختاری البرز غربی قرار دارد. بر اساس مطالعات صحرایی، پتروگرافی و نمودارهای رده‌بندی شیمیایی، واحدهای سنگی این منطقه را سنگ‌های آذرآواری زیرآبی (شامل توف، لاپیلی توف و رسوبات اپی‌کلاستیک)، گدازه‌های آتشفشانی به سن ائوسن میانی - فوقانی (شامل الیوین‌بازالت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، ریولیت و داسیت) و سنگ‌های نفوذی به سن بعد از ائوسن و احتمالاً الیگو - میوسن (شامل الیوین‌گابرو، دیوریت و مونزودیوریت) تشکیل می‌دهند. در مطالعات پتروگرافی، شواهدی از تغییر و تحولات کانی‌ها، نظیر ظهور و حذف برخی از آن‌ها، تشکیل بافت غربالی، خوردگی‌های خلیج مانند، حاشیه‌های سوخته در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها و گردش‌گی حاشیه‌های بلورها قابل مشاهده است. همچنین روند نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی، فرعی و کمیاب، بیانگر ارتباط این سنگ‌ها از طریق فرآیند تبلور تفریقی می‌باشد. در نمودارهای شیمیایی، سنگ‌های داسیتی و ریولیتی، از الگوی نسبتاً مشابه سایر نمونه‌های آتشفشانی منطقه تبعیت نمی‌کنند. بنابراین، منشأ متفاوتی داشته و احتمالاً محصول ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای در نتیجه‌ی تزریق ماگمای پرحرارت بازیک به درون آن می‌باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی همراه با نمودارهای عناصر کمیاب، عنکبوتی و تمایز محیط زمین‌ساختی، یک مجموعه‌ی ماگمایی کالکوالکالن پتاسیم بالا و یک الگوی تکتونوماگمایی نوع کمان قاره‌ای مناطق فرورانش را برای سنگ‌های منطقه اثبات می‌نمایند. سنگ‌های مورد مطالعه، از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm، ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده دارند و در محدوده‌ی ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک منبع گارنت - اسپینل لرزولیتی در عمق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری قرار می‌گیرند.

کلمات کلیدی: قزوین، زون البرز، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی، ائوسن، ماگماتیسیم کالکوالکالن

پتاسیک

فهرست مطالب

فصل اول (کلیات).....	۱
۱-۱- مقدمه.....	۲
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی.....	۳
۱-۳- آب و هوای منطقه.....	۴
۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه.....	۵
۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی.....	۶
۱-۶- هدف از مطالعه.....	۸
۱-۷- روش‌های مطالعاتی.....	۹
فصل دوم (زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه).....	۱۰
۲-۱- مقدمه.....	۱۱
۲-۲- لیتواستراتیگرافی سنگ‌های پالئوژن البرز.....	۱۲
۲-۳- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه.....	۱۵
۲-۳-۱- واحدهای آذرآواری زیرآبی.....	۱۵
الف- توف و لاپیلی توف.....	۱۶
ب- نهشته‌های رنگی اپی کلاستیک.....	۲۲
۲-۳-۲- واحدهای آتشفشانی.....	۲۳
الف- روانه گدازه‌های بازیک تا حدواسط.....	۲۳
ب- سنگ‌های اسیدی.....	۲۹
پالئوسل.....	۳۱
۲-۳-۳- سنگ‌های نفوذی.....	۳۱
الف- گابروها.....	۳۲
ب- دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها.....	۳۳
۲-۳-۴- سنگ‌های رسوبی.....	۳۵
الف- ماسه‌سنگهای آهکی.....	۳۵
ب- کنگلومرا.....	۳۶
ج- سنگهای آهکی.....	۳۷

۳۷	۵-۲- تکتونیک عمومی منطقه.....
۴۲	۶-۲- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه.....
۴۴	فصل سوم (پتروگرافی).....
۴۵	۱-۳- مقدمه.....
۴۶	۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرآواری.....
۴۶	۱-۲-۳- کریستال لیتیک توف‌ها.....
۴۹	۲-۲-۳- کریستال ویتریک توف.....
۵۲	۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی.....
۵۲	۱-۳-۳- الیوین بازالت‌ها.....
۵۲	پلاژیوکلاز.....
۵۶	۲-۳-۳- تراکیت‌ها.....
۵۸	۳-۳-۳- تراکی آندزیت‌ها.....
۶۵	۴-۳-۳- دایک‌های تراکیتی و تراکی آندزیتی.....
۶۶	۵-۳-۳- آندزیت‌ها.....
۶۹	۶-۳-۳- ریولیت‌ها.....
۷۱	۴-۳- پتروگرافی سنگ‌های درونی.....
۷۱	۱-۴-۳- الیوین گابروها.....
۷۹	۲-۴-۳- دیوریت‌ها.....
۸۳	۳-۴-۳- مونزودیوریت.....
۸۷	۵-۳- پتروگرافی سنگ‌های رسوبی.....
۸۷	۱-۵-۳- سنگ‌های آهکی.....
۸۸	۲-۵-۳- ماسه‌سنگ‌ها.....
۸۹	فصل چهارم (ژئوشیمی).....
۹۰	۱-۴- مقدمه.....
۹۲	۲-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در طبقه‌بندی سنگ‌ها.....
۹۲	۱-۲-۴- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی.....
۹۲	الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹؛ ویلسون، ۱۹۸۹).....
۹۳	ج- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴).....

۹۳	۴-۲-۲- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی.....
۹۳	الف- نمودارهای TAS.....
۹۴	۴-۳- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها توسط نمودارهای تغییرات.....
۹۵	۴-۳-۱- بررسی روند تغییرات در سنگ‌های آتشفشانی.....
۹۵	نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹).....
۱۰۴	۴-۳-۲- بررسی روند تغییرات در سنگ‌های نفوذی.....
۱۱۲	۴-۴- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی).....
۱۱۲	۴-۴-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت.....
۱۱۵	۴-۴-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به موب.....
۱۱۶	۴-۵- سری‌های ماگمایی.....
۱۱۶	۴-۵-۱- نمودار مثلثی AFM (FeO-MgO-Alk) ابروین و باراکار (۱۹۷۱).....
۱۱۶	۴-۵-۲- نمودار SiO_2 در مقابل K_2O (پسرلو و تیلور، ۱۹۷۶).....
۱۱۷	۴-۵-۳- نمودارهای نسبت- نسبت عناصر کمیاب (پیرس، ۱۹۸۲).....
۱۱۸	فصل پنجم (پتروژنز).....
۱۱۹	۵-۱- مقدمه.....
۱۲۰	۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی.....
۱۲۰	۵-۲-۱- نمودارهای مثلثی سه‌گانه‌ی وود (۱۹۸۰).....
۱۲۱	۵-۲-۲- نمودار تمایز تکتونیکی $\text{Y-Nb}^*2-\text{Zr}/4$ (میشد، ۱۹۸۶).....
۱۲۱	۵-۲-۳- نمودار تمایز تکتونیکی Nb-Y-La (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹).....
۱۲۲	۵-۲-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی مولر و همکاران (۱۹۹۲).....
۱۲۳	۵-۲-۵- نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز (۱۹۹۷).....
۱۲۴	۵-۲-۶- شواهد فرورانش.....
۱۲۶	۵-۲-۷- مقایسه‌ی جایگاه تکتونیکی.....
۱۲۸	۵-۲-۸- نمودارهای لگاریتمی (هافمن، ۱۹۸۸؛ هافمن و همکاران، ۱۹۸۶).....
۱۲۹	۵-۲-۹- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳).....
۱۲۹	۵-۲-۱۰- نمودار $\text{Nb/Rb} - \text{Rb/Y}$ (تمل و همکاران، ۱۹۹۸).....
۱۳۰	۵-۳- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه.....
۱۳۰	۵-۳-۱- نمودارهای لگاریتمی Nb/Yb در برابر M/Yb

۴-۵- تعیین درجه‌ی ذوب و عمق محل منشأ ماگما.....	۱۳۳
۵-۴-۱- نمودارهای نسبت La در مقابل La/Sm ، Sm در مقابل Sm/Yb و La/Sm در برابر Sm/Yb.....	۱۳۳
۵-۴-۲- نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb.....	۱۳۶
۵-۴-۳- تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه.....	۱۳۷
۵-۴-۴- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ.....	۱۳۸
۵-۵- دما- فشارسنجی با استفاده از نتایج آنالیز میکروپروپ.....	۱۴۰
۵-۵-۱- فشارسنجی.....	۱۴۰
۵-۵-۲- دماسنجی.....	۱۴۲
۵-۶- بررسی نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه.....	۱۴۵
۵-۶-۱- مدل هضم و تبلور بخشی AFC.....	۱۴۵
۵-۶-۲- نمودارهای La/Yb - Th/Ta (کندی، ۱۹۹۴) و Nb - Nb/U (هافمن، ۱۹۸۶).....	۱۴۶
۵-۶-۳- نمودار Th/Nb - Ba/Th (اورازاکو، ۲۰۰۷).....	۱۴۷
۵-۶-۴- نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta.....	۱۴۸
۵-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.....	۱۴۹
۵-۷-۱- مدل پتروژنیکی پیشنهادی.....	۱۵۳
فصل ششم (نتیجه‌گیری و پیشنهادات).....	۱۵۵
۶-۱- نتیجه‌گیری.....	۱۵۶
۶-۲- پیشنهادات.....	۱۵۸
پیوست.....	۱۶۷

فهرست شکل‌ها

فصل اول

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی.....	۳
شکل ۲-۱- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۴
شکل ۳-۱- تشکیل واریزه‌های سنگی در دامنه کوه‌ها.....	۵

فصل دوم

شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۱۳
شکل ۲-۲- توفیت در روستای پاکده.....	۱۷

- شکل ۳-۲- شمال غرب روستای پاکده؛ کنگلومرای عدسی شکل ۱۷
- شکل ۴-۲- جیرنده؛ تناوبی از سیلتستون، مادستون توفی و لایلی توف ۱۸
- شکل ۵-۲- ضخامت زیاد سنگ‌های آذرآواری در جنوب روستای کلیشم ۱۸
- شکل ۶-۲- جنوب روستای کلیشم- ماسه‌سنگ کنگلومرای ۱۸
- شکل ۷-۲- وجود دانه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی متقاطع ۱۹
- شکل ۸-۲- توف‌های آهکی همراه با تناوبی از آهک میکرایتی ۲۰
- شکل ۹-۲- قطعات کروی، نیمه کروی تا بی‌شکل در نهشته‌های آگلومرای جنوب کلیشم ۲۰
- شکل ۱۰-۲- آگلومرا عدسی شکل در بین گدازه‌های بازالتی در جنوب روستای کلیشم ۲۱
- شکل ۱۱-۲- نهشته‌های آگلومرای عین شیخ ۲۱
- شکل ۱۲-۲- توپ‌های سنگی در شمال روستای آینه ده ۲۲
- شکل ۱۳-۲- شمال غرب روستای انبوه، تصویری از پیروکسن‌های درشت در گدازه‌های بازالتی ۲۴
- شکل ۱۴-۲- شمال شرق شهرستان جیرنده، برونزد گدازه‌های بازالتی در داخل توف‌های ائوس ۲۴
- شکل ۱۵-۲- تصویری از گدازه‌های بازالتی که درون توف‌های ائوس برونزد دارند (دید به سمت شمال غرب) ۲۵
- شکل ۱۶-۲- شمال روستای انبوه- گدازه‌های تراکیتی بر روی کنگلومرای الیگوسن- میوسن ۲۵
- شکل ۱۷-۲- ستون‌های منشوری در تراکی‌آندزیت‌های انبوه ۲۶
- شکل ۱۸-۲- تصویر شماتیک از نفوذ ماگما به سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه ۲۷
- شکل ۱۹-۲- گدازه‌های آندزیتی در شمال شرق جیرنده ۲۸
- شکل ۲۰-۲- غرب روستای وبه؛ تصویری از یک دایک تراکی‌آندزیتی ۲۹
- شکل ۲۱-۲- شمال شرق روستای یکنم؛ دایک تراکی‌آندزیتی ۲۹
- شکل ۲۲-۲- تصویری از یک دایک بازیک در جنوب روستای کلیشم ۲۹
- شکل ۲۳-۲- روستای جیرنده؛ تصویری از دو دایک موازی ۳۰
- شکل ۲۴-۲- همبری بین گدازه در بالا و پالتوسل در پایین ۳۱
- شکل ۲۵-۲- توده گابرویی عین شیخ ۳۲
- شکل ۲۶-۲- تصویری از دبی دیاکلازی ۳۳
- شکل ۲۷-۲- تصویری از جایگزینی توده دیوریتی و مونزودیوریتی در سنگ‌های درونگیر ۳۴
- شکل ۲۸-۲- سیل با ترکیب دیوریتی که در داخل توف‌های ائوس برونزد دارد ۳۵
- شکل ۲۹-۲- لایه‌بندی با ضخامت‌های متغیر در ماسه‌سنگ‌های آهکی شمال شرق جیرنده ۳۶
- شکل ۳۰-۲- تصویری از دانه‌بندی در کنگلومرای الیگومیوسن در منطقه انبوه ۳۶
- شکل ۳۱-۲- شمال غرب سلطان قیس- گسترش افق‌های آهکی مربوط به سازند الیکا ۳۷

- شکل ۲-۳۲- جایگاه و روند قرارگیری دوگسل جیرنده و بره سر - کلیشم..... ۳۹
- شکل ۲-۳۳- نقشه گسل‌های اصلی و فرعی منطقه..... ۴۰
- شکل ۲-۳۴- تصویری از گسل‌های نرمال، ساختار پر مانند و تشکیل هورست و گراین..... ۴۰
- شکل ۲-۳۵- روستای پاکده- گسل‌های نرمالی که هورست و گراین ایجاد کرده‌اند..... ۴۱
- شکل ۲-۳۶- روستای یکنم- تصویری از چین خوردگی در ماسه‌سنگ‌ها..... ۴۱
- شکل ۲-۳۷- روستای جیرنده - وجود چین خوردگی جناغی در توف‌های ائوسن..... ۴۲
- شکل ۲-۳۸- دگرسانی گرمابی در تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها..... ۴۲
- شکل ۲-۳۹- نمودار دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه BAD1..... ۴۴
- شکل ۲-۴۰- نمودار دیفراکسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه BAD2..... ۴۴

فصل سوم

- شکل ۳-۱- تصویری از منطقه بندی پلاژیوکلاز در کریستال لیتیک توف‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۲- تصویری از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز در کریستال لیتیک توف‌ها..... ۴۷
- شکل ۳-۳- تصویری از بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در کریستال لیتیک توف..... ۴۷
- شکل ۳-۴- تصویری از بلور بیوتیت در کریستال لیتیک توف..... ۴۸
- شکل ۳-۵- تصویری از سرپانتینی شدن در کریستال لیتیک توف..... ۴۸
- شکل ۳-۶- تصویری از قطعات لیتیک در کریستال لیتیک توف..... ۴۹
- شکل ۳-۷- تصویری از حضور شاردهای شیشه‌ای فراوان در کریستال ویتریک توف..... ۵۰
- شکل ۳-۸- تصویری از شاردهای شیشه‌ای Y شکل و کمانی در کریستال ویتریک توف‌ها..... ۵۰
- شکل ۳-۹- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز در کریستال ویتریک توف..... ۵۱
- شکل ۳-۱۰- تصویری از بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپات آلکالن در کریستال ویتریک توف‌ها..... ۵۱
- شکل ۳-۱۱- تصویری از جهت‌یابی بلورهای بیوتیت در کریستال ویتریک توف..... ۵۱
- شکل ۳-۱۲- فابریک نواری در کریستال ویتریک توف‌ها..... ۵۱
- شکل ۳-۱۳- قرارگیری بلورهای کلینوپیروکسن و الیوین به صورت فنوکریست..... ۵۲
- شکل ۳-۱۴- تشکیل بافت گلومروپورفیری..... ۵۲
- شکل ۳-۱۵- موقعیت فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های بازالتی بر روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or..... ۵۳
- شکل ۳-۱۶- تصویری از قرارگیری میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و تشکیل بافت جریان..... ۵۴
- شکل ۳-۱۷- تصویری از فنوکریست کلینوپیروکسن با ماکل پلی‌سنتیک..... ۵۴
- شکل ۳-۱۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها..... ۵۴
- شکل ۳-۱۹- تصویری از یک بلور الیوین که توسط بلورهای کلینوپیروکسن احاطه شده است..... ۵۵

- شکل ۳-۲۰- تصویری از یک بلور الیوین که به طور کامل، توسط اکسیدهای آهن پر شده است ۵۵
- شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت در یک زمینه دانه ریز در تراکیت‌ها ۵۶
- شکل ۳-۲۲- تصویری از یک بلور بیوتیت در تراکیت‌ها که در امتداد رخ‌ها دچار دگرسانی شده است ۵۶
- شکل ۳-۲۳- تصویری از بلورهای هورنبلند که تقریباً بطور کامل دگرسان شده‌اند ۵۷
- شکل ۳-۲۴- تصویری از یک بلور هورنبلند که به طور ثانویه توسط کلسیت پر شده است ۵۷
- شکل ۳-۲۵- تصویری از یک فنوکریست بیوتیت که از حاشیه دچار دگرسانی شده است ۵۸
- شکل ۳-۲۶- تصویری از دگرسانی بسیار شدید در بلورهای هورنبلند و بیوتیت موجود در تراکیت‌ها ۵۸
- شکل ۳-۲۷- تصویری از بافت پورفیری در تراکی‌اندزیت‌ها ۵۹
- شکل ۳-۲۸- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه‌ی میکروولیتی تراکی‌اندزیت‌ها ۶۰
- شکل ۳-۲۹- تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۰
- شکل ۳-۳۰- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۱
- شکل ۳-۳۱- تجمع بلورهای پیروکسن و آمفیبول و تشکیل بافت گلومروپورفیری ۶۱
- شکل ۳-۳۲- تصویری از یک فنوکریست خودشکل آمفیبول در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۲
- شکل ۳-۳۳- تجمع بلورهای خودشکل آمفیبول و تشکیل بافت گلومروپورفیری در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۲
- شکل ۳-۳۴- تمرکز اکسیدهای آهن و کانی‌های تیره ناشی از اکسیداسیون در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۲
- شکل ۳-۳۵- اپاسیتی شدن و تجمع کانی‌های تیره در اطراف یک بلور آمفیبول ۶۲
- شکل ۳-۳۶- تصویری از یک بلور آمفیبول ۶۲
- شکل ۳-۳۷- اشکال خلیجی مانند در یک بلور آمفیبول ۶۲
- شکل ۳-۳۸- موقعیت آمفیبول در نمونه‌های تراکی‌اندزیتی منطقه ۶۳
- شکل ۳-۳۹- تجمع کانی‌های مافیک بر روی یک فنوکریست بیوتیت در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۴
- شکل ۳-۴۰- تصویری از کانی‌های اپک در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۴
- شکل ۳-۴۱- تشکیل الیژیست و دیگر اکسیدهای آهن در اطراف حفرات تراکی‌اندزیت‌ها ۶۴
- شکل ۳-۴۲- تصویری از کانی ثانویه اپیدوت در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۴
- شکل ۳-۴۳- تصویری از یک بلور پیروکسن در تراکی‌اندزیت‌ها ۶۵
- شکل ۳-۴۴- تصویری از کلسیت ثانویه که در داخل حفرات موجود در سنگ‌های تراکی‌اندزیتی ۶۵
- شکل ۳-۴۵- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در دایک‌های تراکی‌اندزیتی ۶۶
- شکل ۳-۴۶- تصویری از دگرسانی کانی‌های موجود در تراکی‌اندزیت‌ها به کلریت و کلسیت ۶۶
- شکل ۳-۴۷- تصویری از منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در اندزیت‌ها ۶۷
- شکل ۳-۴۸- تصویری از فنوکریست‌های سریسیتی شده پلاژیوکلاز در سنگ‌های اندزیتی ۶۷

- شکل ۳-۴۹- موقعیت فلدسپات موجود در سنگ‌های آندزیتی بر روی نمودار سه تایی Ab-An-Or ۶۸
- شکل ۳-۵۰- تصویری از فنوکریست‌های آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی ۶۹
- شکل ۳-۵۱- تصویری از یک بلور آمفیبول سوخته در سنگ‌های آندزیتی ۶۹
- شکل ۳-۵۲- تصویری از بلورهای بیوتیت در سنگ‌های آندزیتی ۶۹
- شکل ۳-۵۳- تصویری از کانی‌های موجود در سنگهای ریولیتی ۷۱
- شکل ۳-۵۴- تصویری از یک بلور دگرسان شده آمفیبول در سنگهای ریولیتی ۷۱
- شکل ۳-۵۵- سریسیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی ۷۳
- شکل ۳-۵۶- تصویری از منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرویی ۷۳
- شکل ۳-۵۷- تصویری از بافت تراکیتونیدی در گابروها ۷۳
- شکل ۳-۵۸- تصویری از رشد فلدسپات آلکالن در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت برهم رشدی ۷۳
- شکل ۳-۵۹- تصویری از رشد سین تاکسیال در سنگهای گابرویی ۷۴
- شکل ۳-۶۰- تصویری از یک فنوکریست کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی ۷۵
- شکل ۳-۶۱- تشکیل بافت اینترگرانولار در سنگ‌های گابرویی ۷۵
- شکل ۳-۶۲- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی ۷۵
- شکل ۳-۶۳- تصویری از حاشیه‌های گرد شده فنوکریست‌های الیوین در سنگ‌های گابرویی ۷۶
- شکل ۳-۶۴- تصویری از یک فنوکریست الیوین با خوردگی‌های خلیجی در سنگ‌های گابرویی ۷۶
- شکل ۳-۶۵- تصویری از یک بلور الیوین با بافت اسکلتی در سنگ‌های گابرویی ۷۶
- شکل ۳-۶۶- تصویری از یک بلور الیوین که توسط یک بلور کلینوپیروکسن در بر گرفته شده است ۷۷
- شکل ۳-۶۷- تصویری از ایدنگسیتی شدن الیوین در سنگ‌های گابرویی ۷۷
- شکل ۳-۶۸- تصویری از تجمع بلورهای بیوتیت در سنگ‌های گابرویی ۷۸
- شکل ۳-۶۹- تصویری از یک بلور بیوتیت با حاشیه سوخته در سنگ‌های گابرویی ۷۸
- شکل ۳-۷۰- تصویری از یک بلور بیوتیت در سنگ‌های گابرویی ۷۸
- شکل ۳-۷۱- تصویری از ادخال‌های اپک در سنگ‌های گابرویی ۷۸
- شکل ۳-۷۲- تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز در دایک‌های میکروگابرویی ۷۹
- شکل ۳-۷۳- تصویری از یک بلور نسبتاً خودشکل کلینوپیروکسن در دایک‌های میکروگابرویی ۷۹
- شکل ۳-۷۴- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در سنگ‌های دیوریتی ۸۰
- شکل ۳-۷۵- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی ۸۰
- شکل ۳-۷۶- تصویری از بلورهای نسبتاً خودشکل کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیوریتی ۸۱
- شکل ۳-۷۷- تصویری از یک بلور کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی شعاعی در سنگ‌های دیوریتی ۸۱

- شکل ۳-۷۸- تشکیل بافت گلوپروپورفیری در نتیجه تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ‌های دیوریتی..... ۸۱
- شکل ۳-۷۹- تصویری از بلورهای کلینوپیروکسن با ادخال‌های اپک در سنگ‌های دیوریتی..... ۸۱
- شکل ۳-۸۰- تصویری از بلورهای آمفیبول دگرساں شده در سنگ‌های دیوریتی..... ۸۲
- شکل ۳-۸۱- تصویری از یک بلور اسفن در سنگ‌های دیوریتی..... ۸۲
- شکل ۳-۸۲- تصویری از بافت اتکتیک و رشد مرحله‌ای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن در مونزودیوریت‌ها..... ۸۳
- شکل ۳-۸۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در مونزودیوریت‌ها..... ۸۴
- شکل ۳-۸۴- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در مونزودیوریت‌ها..... ۸۴
- شکل ۳-۸۵- تصویری از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌ها..... ۸۵
- شکل ۳-۸۶- تصویری از تجمعات فنوکریست‌های پیروکسن و تشکیل بافت اینترگرانولار..... ۸۵
- شکل ۳-۸۷- تصویری از یک بلور آمفیبول که در امتداد رخ‌ها و در حاشیه دگرساں شده است..... ۸۵
- شکل ۳-۸۸- تصویری از بلورهای بیوتیت که در نتیجه بیوتیت‌زایی کلینوپیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند..... ۸۵
- شکل ۳-۸۹- تصویری از حضور کانی‌های اپک در داخل یک بلور کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌ها..... ۸۷
- شکل ۳-۹۰- تصویری از بلورهای آپاتیت همراه با کانی‌های اپک در سنگ‌های مونزودیوریتی..... ۸۷
- شکل ۳-۹۱- تصویری از یک فسیل نومولیت در سنگ‌های آهکی..... ۸۸
- شکل ۳-۹۲- تصویری از یک فسیل آلونولینا در مقطع طولی در سنگ‌های آهکی..... ۸۸

فصل چهارم

- شکل ۴-۱- نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۹۲
- شکل ۴-۲- نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی (میدلموست، ۱۹۹۴)..... ۹۳
- شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۹۴
- شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در نمودار کلیایی کل - سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴)..... ۹۴
- شکل ۴-۵- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ۹۸
- شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 ۱۰۱
- شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر..... ۱۰۳
- شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های آتشفشانی بر روی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار..... ۱۰۴
- شکل ۴-۹- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 ۱۰۷
- شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 ۱۱۰
- شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر..... ۱۱۱
- شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های نفوذی بر روی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار - ناسازگار..... ۱۱۲
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۱۱۳

- شکل ۴-۱۴ - نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲)..... ۱۱۵
- شکل ۴-۱۵ - نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳)..... ۱۱۶
- شکل ۴-۱۶ - نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱)..... ۱۱۶
- شکل ۴-۱۷ - نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پسرلو و همکاران، ۱۹۷۹)..... ۱۱۷
- شکل ۴-۱۸ - نمودارهای نسبت - نسبت عناصر کمیاب Th/Yb و Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲)..... ۱۱۸

فصل پنجم

- شکل ۵-۱ - نمودارهای مثلثی وود (۱۹۸۰)..... ۱۲۰
- شکل ۵-۲ - موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Y-Nb-2*Zr/4$ (میشد، ۱۹۸۶)..... ۱۲۱
- شکل ۵-۳ - نمودار $Nb-Y-La$ (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹)..... ۱۲۲
- شکل ۵-۴ - نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 ۱۲۳
- شکل ۵-۵ - نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷)..... ۱۲۴
- شکل ۵-۶ - نمودار عنکبوتی سان و مکدونوف (۱۹۸۹)..... ۱۲۵
- شکل ۵-۷ - نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی تیبلمون و تگیه (۱۹۹۴)..... ۱۲۶
- شکل ۵-۸ - نمودار تعیین جایگاه تکتونیکی گیل (۱۹۸۱)..... ۱۲۷
- شکل ۵-۹ - نمودار Zr/Ba در برابر K_2O/TiO_2 (فراری و همکاران، ۲۰۰۰)..... ۱۲۷
- شکل ۵-۱۰ - نمودارهای لگاریتمی $Nb/Th-Nb$ و $Ce/Pb-Ce$ (هافمن، ۱۹۸۸؛ هافمن و همکاران، ۱۹۸۶)..... ۱۲۸
- شکل ۵-۱۱ - نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳)..... ۱۳۰
- شکل ۵-۱۲ - نمودار $Rb/Y - Nb/Rb$ (تمل و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۳۰
- شکل ۵-۱۳ - نمودارهای لگاریتمی M/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس و پیت، ۱۹۹۵)..... ۱۳۳
- شکل ۵-۱۴ - نمودار La/Sm در مقابل La (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰)..... ۱۳۴
- شکل ۵-۱۵ - نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm (الف) و Sm/Yb در برابر La/Sm (ب)..... ۱۳۶
- شکل ۵-۱۶ - نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb ، جانسون و همکاران (۱۹۹۰)..... ۱۳۷
- شکل ۵-۱۷ - نمودارهای تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ ابو همامه (۲۰۰۵)..... ۱۳۸
- شکل ۵-۱۸ - نمودار Ce/Yb در مقابل Ce ، الام (۱۹۹۱)..... ۱۳۹
- شکل ۵-۱۹ - نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm, Yb و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)..... ۱۳۹
- شکل ۵-۲۰ - نمودار Al^{VI}/Al^{IV} هلس (۱۹۷۳) برای تعیین عمق تبلور سنگ‌های منطقه مورد مطالعه..... ۱۴۱
- شکل ۵-۲۱ - توزیع آلومینیوم چهاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها..... ۱۴۱
- شکل ۵-۲۲ - تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از ترمومتر پیروکسن (لیندسلی، ۱۹۸۳)..... ۱۴۲
- شکل ۵-۲۳ - نمودار $P - T$ آمفیبول برای تعیین عمق تشکیل ماگما (ریدولفی و همکاران، ۲۰۱۰)..... ۱۴۴

- شکل ۵-۲۴- نمودارهای Ta/Zr در برابر Ta و Nb/Zr در برابر Nb (دپائولو، ۱۹۸۱)..... ۱۴۶
- شکل ۵-۲۵- نمودار La/Yb - Th/Ta (کندی، ۱۹۹۴)..... ۱۴۷
- شکل ۵-۲۶- نمودار Nb - Nb/U (هافمن، ۱۹۸۶)..... ۱۴۷
- شکل ۵-۲۷- نمودار Th/Nb - Ba/Th (اورازاکو، ۲۰۰۷)..... ۱۴۸
- شکل ۵-۲۸- نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta. محدوده‌ی جبه اولیه توسط سان و مک دونوف (۱۹۸۹)..... ۱۴۹
- شکل ۵-۲۹- مسیرهای چهارگانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)..... ۱۵۳
- شکل ۵-۳۰- مراحل بسته شدن نئوتتیس و تشکیل رخساره‌های آتشفشانی و نفوذی در البرز..... ۱۵۵

فهرست جداول

- جدول ۲-۱- فازهای آتشفشانی البرز غربی بر طبق تقسیم بندی آنلز و همکاران (۱۹۷۵)..... ۱۴
- جدول ۲-۲- ترکیب کانی‌شناسی دو نمونه خاکی دگرسان شده در شمال غرب انبوه..... ۴۳
- جدول ۳-۱- تقسیم بندی واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۴۵
- جدول ۳-۲- علائم اختصاری مربوط به کانی‌ها..... ۴۶
- جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده برای تجزیه شیمیایی..... ۹۱
- پیوست (۱) نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی..... ۱۶۸
- ادامه پیوست (۱)..... ۱۶۹
- پیوست (۲) نتایج کانی‌های نورماتیو موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به درصد وزنی..... ۱۷۰
- پیوست (۳) نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی..... ۱۷۱
- پیوست (۴) نتایج آنالیز میکروپروپ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه..... ۱۷۲
- ادامه پیوست (۴)..... ۱۷۳

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

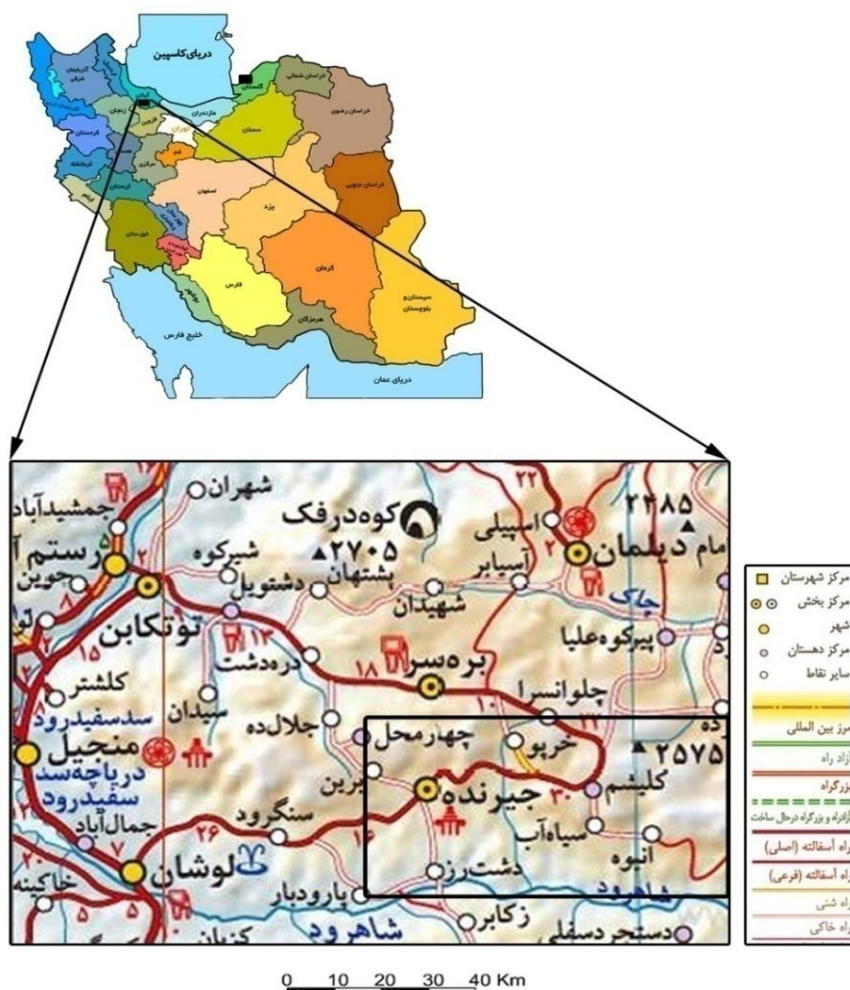
رشته کوه البرز در شمال ایران، بخشی از سلسله جبال آلپ- هیمالیا می باشد که به صورت یک کمان کوهستانی مرتفع با روند شرقی- غربی و درازایی در حدود ۱۶۰۰ کیلومتر و پهنای ۶۰ تا ۱۲۰ کیلومتر، از جنوب غربی دریای خزر آغاز و با گذر از جنوب این دریا تا شمال خراسان امتداد می یابد. این رشته کوه یک کمربند چین خورده و رانده را تشکیل می دهد که بخشی از دگرریختی فعال در درون پهنه برخوردی وسیع اوراسیا- عربستان بوده (آلن^۱ و همکاران، ۲۰۰۳) و در فاصله ۲۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتری شمال زمین درز نفوتتیس قرار دارد (اکسن^۲ و همکاران، ۲۰۰۱). البرز مرز میان دو اقلیم متفاوت است. دامنه شمالی آن به اقلیم ساحلی دریای خزر و دامنه جنوبی آن به اقلیم ایران مرکزی مشرف می باشد و به سه بخش غربی، مرکزی و شرقی تقسیم می گردد. منطقه مورد مطالعه در دامنه جنوبی البرز غربی قرار دارد و به عنوان منطقه ای با تنوع زیاد و حجم عظیم فرآورده های آتشفشانی، مورد توجه این تحقیق قرار گرفته است.

1 - Allen

2 - Axen

۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

محدوده‌ی مورد مطالعه با ارتفاع متوسط ۲۲۰۰ متر از سطح دریا‌های آزاد، در شمال غربی شهرستان قزوین و جنوب شرقی شهرستان رشت در میان طول‌های شرقی $49^{\circ}45'$ تا $50^{\circ}00'$ و عرض‌های شمالی $36^{\circ}38'$ تا $36^{\circ}51'$ در نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده قرار دارد. مهم‌ترین مراکز جمعیتی منطقه، شهرهای لوشان، جیرنده و دیلمان و روستاهای انبوه، بیورزن، پاکده و کلیشم می‌باشند (شکل ۱-۱). این منطقه بخشی از رشته کوه‌های البرز غربی را در بر می‌گیرد و منطقه‌ای ناهموار و کوهستانی است که ارتفاعات آن دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و تقریباً موازی با روند کلی البرز هستند.



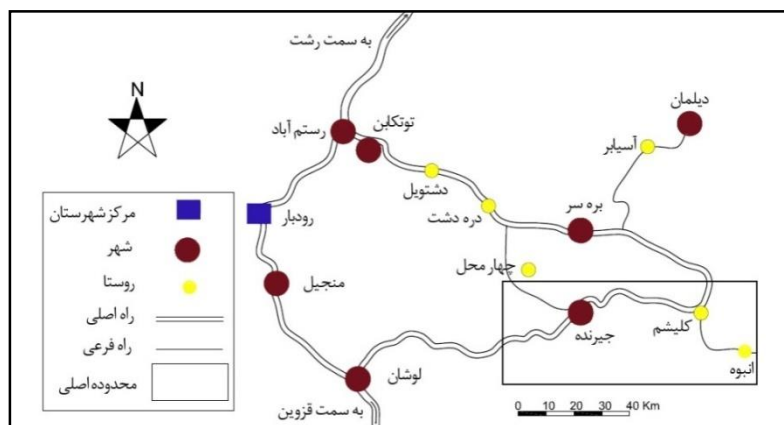
شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و راه‌های ارتباطی آن با اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران (محدوده‌ی مورد مطالعه توسط کادر مشخص شده است).

با توجه به قرارگیری منطقه‌ی مورد مطالعه در میان چند شهر بزرگ قزوین، لوشان، سیاهکل و رشت، چند جاده اصلی و فرعی در منطقه و پیرامون آن کشیده شده است که از بین آن‌ها می‌توان به مسیرهای ذیل اشاره کرد (شکل ۱-۲):

الف- جاده قزوین - لوشان - جیرنده

ب- جاده سیاهکل - دیلمان - بره سر - کلیشم - جیرنده

ج- جاده رستم آباد - توتکابن - بره سر - کلیشم - جیرنده



شکل ۱-۲- نقشه راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (محدوده مورد مطالعه در کادر مشخص شده است).

۱-۳- آب و هوای منطقه

سرزمین گیلان در میان کوهستان البرز و دریای کاسپین قرار دارد و دارای نوع خاصی آب و هوا می‌باشد که به آن آب و هوای معتدل شمالی می‌گویند. این آب و هوا، ناشی از تأثیر آب و هوای کوهستان البرز و دریای کاسپین می‌باشد. کوهستان طالش با جهت شمالی - جنوبی و کوهستان البرز با امتداد غربی - شرقی، مانند سدی از عبور بخار آب حاصل از دریای کاسپین بر بادهای مرطوب شمال غربی به داخل ایران جلوگیری می‌کنند و به سبب ارتفاع زیادی که دارند موجب بارندگی بسیار در ناحیه می‌گردند. با این وجود، آب و هوای منطقه‌ی مورد مطالعه، به علت قرارگیری در حاشیه‌ی جنوبی استان، نیمه مرطوب، خشک و کوهستانی است. این ناحیه تحت تأثیر توده هوای خشک و نیمه خشک ناحیه مرکزی ایران قرار دارد و در تمام مدت سال در مسیر بادهای دائمی دره سفید رود می‌باشد. جهت وزش این بادهای سرد سال، از جنوب به طرف شمال و در ماه‌های گرم سال، از شمال به جنوب است. میزان بارش در این منطقه کم و محدود بوده، به گونه‌ای که به علت پایین

بودن مقدار بارش، آب شرب مردم به زحمت تأمین می‌شود. پوشش گیاهی در این منطقه شامل استپ کوهپایه‌ای است که با نزدیک شدن به جلگه‌ی گیلان، تبدیل به جنگل با انواع درختان سوزنی برگ می‌شود.

۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه

شکل ناهمواری‌ها در رشته کوه البرز، برخلاف رشته کوه زاگرس، با ساختار آن انطباق کامل ندارد و ساختار تکتونیکی آن بسیار متنوع و ناهمگون است و از این لحاظ، به توده قدیمی ایران مرکزی شباهت داشته و از نظر روند شکل گیری، نسبت به زاگرس بسیار پیچیده‌تر است (خسروتهرانی، ۱۳۸۴). ژئومورفولوژی ناحیه‌ی مورد مطالعه نیز از سایر نقاط البرز پیروی کرده و دارای ارتفاعات بسیار ناهموار، پرشیب و بلند در مجاورت دره‌های گسلی می‌باشد که ایجاد جلوه‌ای خشن و ناهموار در منطقه نموده است. علاوه بر آن، شکسته بودن و گسلی بودن منطقه، شیب‌های ناپایدار زیادی ایجاد کرده که زمینه‌ساز بروز زمین‌لغزش و تشکیل واریزه در دامنه کوه‌ها شده‌اند (شکل ۱-۳). امتداد کلی ارتفاعات و دره‌های مجاور آن‌ها، شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد و هرچه به سمت شمال پیش می‌رویم، بر میزان ارتفاعات افزوده می‌گردد؛ در صورتی که مناطق جنوبی (جنوب غرب)، توپوگرافی ملایم‌تری را نشان می‌دهند؛ به طوری که بلندترین نقطه ارتفاعی در ناحیه کلیشم، با ارتفاع ۲۰۰۰ متر در شمال شرق منطقه‌ی مورد مطالعه واقع شده است و پست‌ترین نقطه‌ی ارتفاعی منطقه را ناحیه پاکده، با ارتفاع ۱۵۰۰ متری تشکیل می‌دهد.



شکل ۱-۳- تشکیل واریزه‌های سنگی در دامنه کوه‌های پرشیب و ناپایدار ناشی از گسله بودن منطقه‌ی مورد مطالعه (منطقه‌ی بیورزن در جنوب غرب منطقه‌ی مورد مطالعه)

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی

- در اوایل قرن بیستم، اشتال^۱ (۱۹۱۱) بر اساس مطالعاتی که در منطقه البرز انجام داد، اولین گزارش زمین‌شناسی راجع به رشته کوه البرز را منتشر کرد و یک مقطع زمین‌شناسی را از دشت خزر در شمال تا دشت قزوین در جنوب تهیه نمود. به دنبال آن، اشتوکلین^۲ (۱۹۶۸)، واحد زمین‌شناسی و ساختمانی البرز را مطالعه و نام‌گذاری کرد. همچنین اشتالدر^۳ (۱۹۷۱) رساله‌ی دکترای خود را با عنوان ماگماتیسیم ترشیری در طالقان و الموت منتشر ساخت. در همین دهه، مطالعات جدی و دقیق‌تری در منطقه البرز صورت پذیرفت، به طوری که در سال ۱۹۷۵، آنلز^۴ و همکاران، اقدام به تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین- رشت نمودند که همراه با شرح نقشه و گزارشی از سنگ‌های آتشفشانی منطقه، در نوع خود بی‌نظیر است. با وجود مطالعاتی که در دو دهه‌ی اخیر در قالب رساله‌های دکترای و کارشناسی ارشد در ناحیه البرز غربی انجام شده، اما تاکنون هیچ مطالعه‌ی پترولوژیکی در منطقه مورد مطالعه، صورت نگرفته است. در ادامه، برخی از پژوهش‌ها و مطالعاتی که در مناطق مجاور انجام شده، معرفی می‌گردند:

- آسیابانها، ع. (۱۳۷۱) با مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملاعلی (شمال غرب قزوین)، ضمن قرار دادن سنگ‌های ولکانیکی پالتوسن بر اساس تقسیم‌بندی آنلز، در سه فاز مجزا، سنگ‌های فاز دوم را از نوع شوشونیتی پتاسیک و سنگ‌های فاز سوم را حاصل اختلاط ماگمایی و ذوب بخشی پوسته قاره‌ای می‌داند.

۱ - Sthal

۲ - Stocklin

۳ - Stalder

۴ - Annells

- حسینی طالقانی، (۱۳۷۵)، توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین (روستاهای آلولک در شمال و شکرناپ در شرق قزوین) را مطالعه نمود. وی در این مطالعه عنوان کرد که سنگ‌های بازیک و حدواسط منطقه دارای ماهیت آلکالن غنی از پتاسیم (شوشونیتی) بوده و در اثر تبلور بخشی و تفکیک چنین ماگمایی، سنگ‌های نفوذی با طیفی از گابرو تا سینیت بوجود آمده‌اند. همچنین سنگ‌های اسیدی منطقه را با ماهیت ساب آلکالن معرفی کرد. نامبرده با توجه به نمودارهای تفکیکی و بررسی الگوهای فراوانی عناصر کمیاب، یک محیط فرورانش را برای منطقه پیشنهاد کرده است.
- پناهی (۱۳۷۵)، سنگ‌های ولکانیکی شرق و شمال شرق قزوین را مورد بررسی و اکثر سنگ‌های منطقه را در محدوده‌ی آلکالن و ساب آلکالن قرار داده است. نامبرده معتقد است که منشأ ماگمای هر دو سری سنگ‌ها یکسان بوده ولی به دلیل تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی، ناهمگنی و ضخامت زیاد پوسته، تحولات بعدی در آن‌ها صورت گرفته است.
- آسیابانها، ع. (۱۳۸۰) رخساره‌های آتشفشانی منطقه‌ی یوزباشی‌چای (غرب قزوین) را مورد مطالعه قرار داد و نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی پالئوژن در زون البرز را به دو مرحله تقسیم نمود. نامبرده عنوان کرده است که مرحله‌ی فوران زیرآبی، تقریباً در سراسر زون البرز گسترش داشته و عمدتاً شامل رسوبات تخریبی و پیروکلاستیک بوده است؛ در صورتی که مرحله‌ی فوران هوایی عمدتاً در قسمت‌های غربی زون البرز بوده و انواع گدازه‌های بازیک، اسیدی و نهشته‌های پیروکلاستیک را در بر می‌گیرد.
- آسیابانها، ع. (۱۳۸۳) با بررسی آثار معدنی منطقه شکرناپ در شمال شرقی استان قزوین، ضمن بررسی آثار معدنی و روابط زمین‌شناسی و پتروگرافی ناحیه، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری منطقه را مورد مطالعه قرار داده و عنوان نموده است که سنگ‌های آذرآواری، مربوط به فاز اول تقسیم بندی آنلز و همکاران (۱۹۷۵) بوده و حاصل ولکانسیم انفجاری اسیدی ائوسن میانی- فوقانی در یک محیط دریایی کم‌عمق می‌باشند که به دنبال آن فعالیت آتشفشانی به صورت خروج آرام ماگما در یک محیط هوایی و با شدت انفجاری کمتر روی داده است.

- کلانتری (۱۳۸۳)، با بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه بستان کجیران (قزوین)، فاز اول و دوم آتشفشانی که توسط آنلز و همکاران (۱۹۷۵) گزارش شده است، را مورد مطالعه قرار داده و توف‌های اسیدی را مربوط به فاز اول و گدازه‌های بازیک و حدواسط منطقه را در فاز دوم معرفی می‌کند. نامبرده با توجه به مطالعات پتروگرافی، تحولات ماگمایی منطقه را ناشی از ورود متناوب ماگما به داخل مخزن ماگمایی و عدم تعادل ماگمای جدیدالورود با بلورهای قبلی (ناشی از سرد شدن سریع در حین صعود ماگما) و کاهش فشار می‌داند. همچنین با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های منطقه را در قلمرو پرپتاسیم و مربوط به مناطق فرورانش معرفی می‌کند.
- مشکین، م. (۱۳۸۶) رخساره‌ها و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شمال قزوین را مورد مطالعه قرار داده و معتقد است که این سنگ‌ها در یک مرحله‌ی فوران هوایی و به دنبال فوران زیر دریایی سنگ‌های آذرآواری در یک حوضه دریایی کم عمق بوجود آمده‌اند و غنی‌شدگی ماگمای تولید شده را به متاسوماتیسم شدید محل منشأ، نرخ نسبتاً پایین ذوب بخشی و آرایش پوسته‌ای نسبت می‌دهد. نامبرده سنگ‌های آتشفشانی منطقه را از نوع کالکوالکالن پتاسیک معرفی می‌کند و آن‌ها را مطابق با سنگ‌های مناطق فرورانش می‌داند. همچنین جایگاه تکتونیکی آن‌ها را در یک حوضه‌ی پشت قوس که در مراحل اولیه‌ی تکامل است و تحت تأثیر قوس ماگمایی ارومیه- دختر قرار گرفته است، می‌داند.
- آسیابانها و همکاران (۲۰۰۹)، با مطالعه ولکانیک‌های آتشفشانی پالئوژن در شمال قزوین، آن‌ها را به سه دسته، رخساره‌های ولکانی کلاستیک زیردریایی، رخساره‌های لاوایی و رخساره‌های نیمه عمیق مانند دایک‌ها و استوک‌های مونزوگابرویی تقسیم‌بندی می‌نمایند و علت وجود رخساره‌های متعدد در منطقه را به شرایط تکتونیکی شمال قزوین و یک مرحله، انفجار ناگهانی در یک حوضه رسوبی کم‌عمق و در ارتباط با نواحی سطحی نسبت می‌دهند. همچنین بر اساس ژئوشیمی و آنالیز سنگ‌های منطقه، آن‌ها را وابسته به سری‌های کالکوالکالن پرپتاسیم و شوشونیتی معرفی می‌نمایند و تفریق ماگمایی را عامل اصلی تشکیل سنگ‌های شمال قزوین می‌دانند.

۱-۶- هدف از مطالعه

منطقه‌ی جیرنده واقع در ارتفاعات البرز غربی، دارای سری ضخیمی از نهشته‌های پیروکلاستیک و آتشفشانی ائوسن می‌باشد. تنوع زیاد این سنگ‌ها در منطقه، موجب شده که به عنوان کار پژوهشی فوق، مورد توجه قرار گرفته شود. پاسخ دادن به سؤالات مهم زیل، هدف اصلی این تحقیق می‌باشد:

(۱) نوع ماگماتیسم منطقه

(۲) سازوکارهای صعود و جایگزینی ماگما

(۳) انواع رخساره‌های آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی منطقه

(۴) تعیین نوع کانی‌های موجود در سنگ‌ها و شرایط تشکیل آن‌ها

(۵) ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی و تشخیص فرآیندهای تکتونوماگمایی درگیر در آن

(۶) تأثیر فرآیندهای پس‌ماگمایی نظیر دگرسانی بر سنگ‌های آذرین منطقه

۱-۷- روش‌های مطالعاتی

این پژوهش، همانند سایر مطالعات مرسوم زمین‌شناسی، ابتدا از طریق برداشت‌های صحرایی و نمونه برداری از سنگ‌ها و برداشت عناصر تکتونیکی با توجه به عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و داده‌های ماهواره‌ای Landsat ETM، صورت گرفت. سپس به کمک روش‌های آزمایشگاهی (میکروسکپی) و مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۸ نمونه دگرسان نشده انتخاب و به منظور انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا ارسال شد. به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی و ترموبارومتري، بیش از ۱۰ عدد مقطع نازک- صیقلی تهیه و حدود ۶۵ نقطه از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و الیوین در آزمایشگاه دانشگاه آدلاید استرالیا، آنالیز گردید. نتایج حاصل از این داده‌های ژئوشیمیایی و میکروپروپ، پس از انجام تصحیحات لازم، با استفاده از نرم افزارهای Minpet، Igpet، GCDKit و Excel و ترسیم نمودارهای لازم، مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. در نهایت با تلفیق داده‌های صحرایی، آزمایشگاهی و مطالعات مقایسه‌ای با دیگر مناطق مشابه در جهان، نگارش پایان نامه فوق صورت گرفته است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه

مورد مطالعه

۲-۱- مقدمه

در زمان سنوزوئیک، نیروهای فشارشی و کششی ناشی از دو رویداد آلپ میانی و پایانی، ماگمازایی شدیدی را در ایران موجب شده‌اند؛ به‌طوری‌که شکل فعلی کوه‌ها و بیشترین حجم سنگ‌های ماگمایی ایران در این زمان بوجود آمده است. در البرز نیز فعالیت آتشفشانی سنوزوئیک از گسترش قابل توجهی برخوردار می‌باشد. در دامنه‌ی جنوبی البرز، از دامغان تا نواحی جنوبی کوه‌های تالش، می‌توان آثار گسترده‌ای از پدیده‌های آتشفشانی این دوران را مشاهده نمود که عمدتاً شامل سری ضخیمی از مواد آذرآواری و آتشفشانی به سن ائوسن می‌باشند. رخداد آتشفشانی ائوسن در البرز به عنوان بخشی از ماگماتیسم گسترده‌ی سنوزوئیک در ایران دارای پیچیدگی‌های زیادی به ویژه در ارتباط با نوع فوران‌ها، محصولات آتشفشانی، جایگاه تکتونیکی، فرآیندهای صعود و جایگزینی ماگما و بالاخره دگرسانی و دگرشکلی است (امامی، ۱۳۷۹). بی‌شک با وجود انجام مطالعات بسیار که بر روی سنگ‌های سنوزوئیک البرز صورت گرفته است، به علت گستردگی عظیم این رخداد آتشفشانی، نیاز به بررسی و کنکاش دقیق‌تری برای پی بردن به پیچیدگی‌های آن و حل بسیاری از مسائل زمین‌شناسی ایران می‌باشد.

۲-۲- لیتواستراتیگرافی سنگ‌های پالئوژن البرز

البرز و مناطق هم‌جوار آن در ایران مرکزی، از بازمانده‌های حاشیه فعال قاره گندوانا در پالئوزوئیک زیرین می‌باشند که در نتیجه کافت‌زایی در طی اردوئیسین تا سیلورین، از گندوانا جدا شده و در زمان تریاس به اوراسیا متصل شده‌اند (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ بربریان و کینگ^۱، ۱۹۸۱؛ سنگور^۲ و همکاران، ۱۹۸۸؛ اشتامپلی^۳ و همکاران، ۱۹۹۱). حوادث فشارشی که در طول کرتاسه فوقانی تا پالئوسن اتفاق افتاد، موجب شد که البرز توسط سکansı از سنگ‌های کربناته دریایی، آذرآواری و آتشفشانی چین خورده و گسله کرتاسه تا پالئوسن که روی سازند شمشک قرار گرفته‌اند و توسط سنگ‌های کربناته و آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی پوشیده شده‌اند، مشخص شود (اشتوکلین، ۱۹۷۴، اشتوکلین و ستوده نیا، ۱۹۷۷). سازند کرج به سن ائوسن زیرین- میانی، متشکل از سنگ‌های آتشفشانی و آواری، به‌طور ناهمشیب، توالی‌های دگرشکل یافته قدیمی‌تر را می‌پوشاند و به‌طور گسترده‌ای در البرز جنوبی رخنمون دارد. این سازند شواهدی از ته‌نشست در حوضه‌های کششی را نشان می‌دهد و این کشش به عنوان کشش محیط پشت قوس و فرونشست در بخش شمالی ایران، در خلال زمان ائوسن آغازین- میانی و احتمالاً ائوسن پایانی تفسیر می‌شود (گاست^۴ و همکاران، ۲۰۰۶ به نقل از بربریان، ۱۹۸۳؛ حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۲؛ آلن^۵ و همکاران، ۲۰۰۳). منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از ارتفاعات البرز غربی، دارای سری ضخیمی از نهشته‌های پیروکلاستیک و آتشفشانی ائوسن می‌باشد که دارای تنوع سنگ‌شناختی زیادی بوده و یک محدوده وسیع با مساحتی حدود 600 Km^2 را در بر می‌گیرد (شکل ۲-۱). آلنز و همکاران (۱۹۷۵)، نهشته‌های پالئوژن البرز غربی را شامل توالی ضخیمی از گدازه و توف همراه با مقدار کمی آگلومرا، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، گل‌سنگ، آهک، توف آهکی و ژئپس می‌دانند و با استفاده از معیارهای لیتواستراتیگرافی و مطالعات پتروگرافی، توالی گدازه و نهشته‌های آذرآواری پالئوژن را در سه فاز مجزا تقسیم بندی می‌کنند؛ به‌طوری‌که هر فاز مرکب از

2- Berberian and King

3- sengor

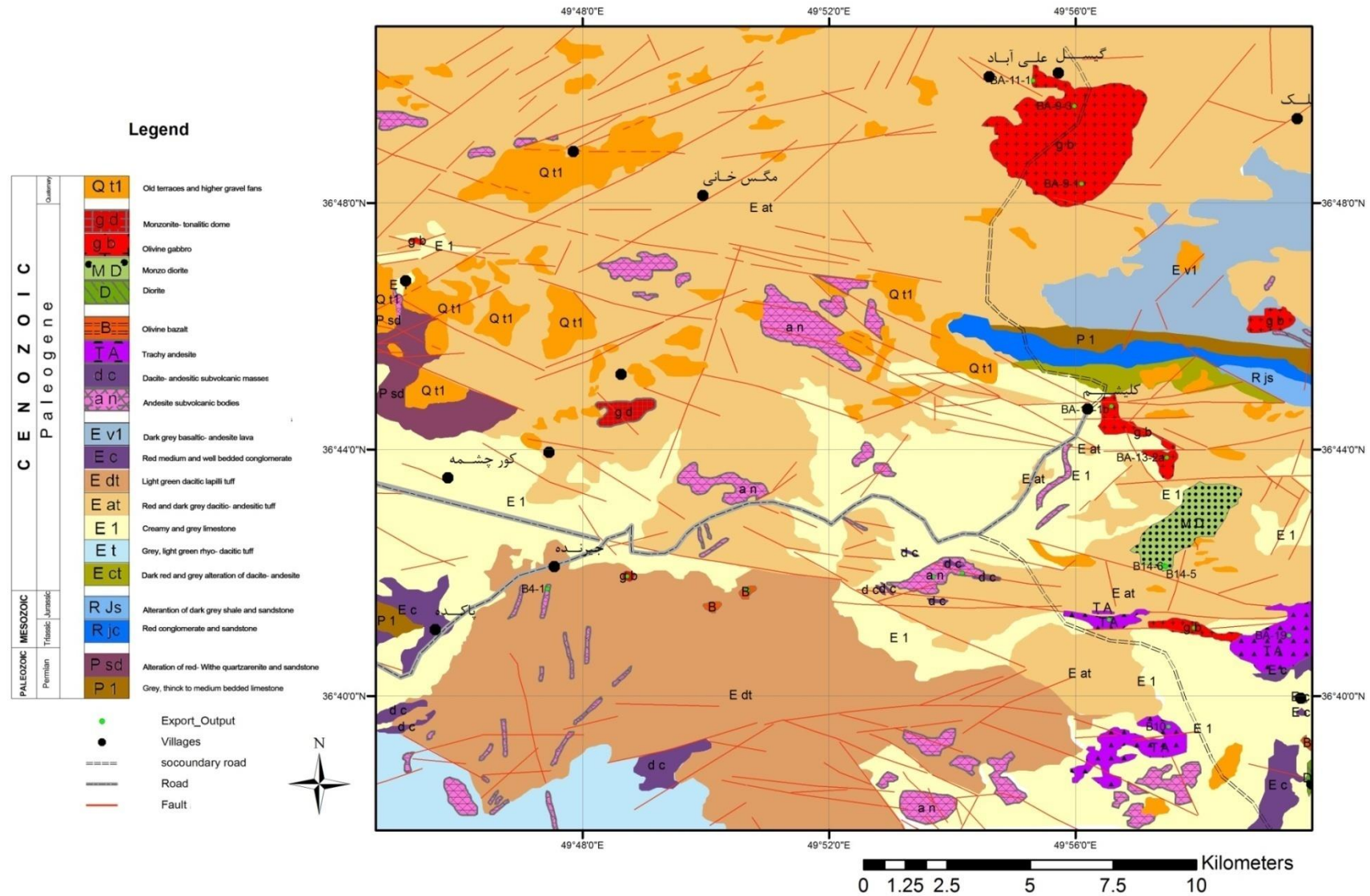
4- stampfli

۴ - Guest

5- Allen

چند لیتولوژی مشخص بوده و فعالیت آتشفشانی مشخصی در هر فاز بوقوع پیوسته است
(جدول ۱-۲).

Geological Map Of Jirandeh



شکل ۱-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (ترسیم مجدد از نقشه 1:100000 جیرنده)

جدول ۱-۲- فازهای آتشفشانی البرز غربی بر طبق تقسیم بندی آنلز و همکاران (۱۹۷۵)

سن	فاز	لیتولوژی غالب
غالباً الیگوسن (۴)	۳	گدازه‌های آندزیتی و اسیدی
	۲	گدازه‌های بازیک
غالباً ائوسن (۴)	۱	توف‌های اسیدی و آندزیتی و گلسنگ‌های توفی

سنگ‌های آتشفشانی فاز (۱) عمدتاً از توف تشکیل شده‌اند؛ ولی آنلز و همکاران (۱۹۷۵) آن را به دو رخساره زیر آبی "توف‌های سبز اسیدی و مادستون‌های تیره" تقسیم بندی می‌کنند. مادستون‌های فوق، احتمالاً نهشته‌های اپی‌کلاستیکی هستند که دارای سیمان سیلیسی یا کربناته بوده و از فرسایش برونزدهای گسترده کرتاسه حاصل شده‌اند (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵). خصوصیات لیتولوژیکی فاز (۱) شباهت بسیار زیادی با سنگ‌های سازند کرج (در مقطع تیپ) از نظر محیط رسوبگذاری نشان می‌دهد. آنلز و همکاران (۱۹۷۵) عقیده دارند که در اثر پیشروی دریای کم‌عمق ائوسن بر روی سطوح ناهموار قدیمی‌تر، توف‌های زیردریایی فاز ۱ نهشته شده‌اند و کنگلومرای حاشیه‌ای در نزدیک سازندهای قبل از پالئوژن تشکیل شده و در این زمان فوران‌های آتشفشانی زیردریایی با روند شمال‌غرب- غرب صورت گرفته است. این فوران‌ها، همراه با گدازه‌های آندزیتی پراکنده و توف‌هایی که از دهانه‌های مختلف به سطح زمین آمده بودند، به شکل بین‌انگشتی نسبت به یکدیگر، رخنمون‌های وسیعی را تشکیل داده‌اند (کلانتری، ۱۳۸۳). در انتهای این فاز، حوضه رسوبی آتشفشانی دچار بالآمدگی شده که این وضعیت احتمالاً در سراسر البرز حاکم بوده است. بعد از بالآمدگی که در انتهای فاز (۱) اتفاق افتاد، فرآیند آتشفشانی فاز (۲) در شرایط هوایی بوقوع پیوست که شدت انفجار آن نسبت به فاز (۱) کمتر بوده است. در نتیجه این رویداد و در اثر شرایط کششی که بعد از فاز فشارشی در منطقه حاکم بوده است، گدازه‌های حدواسط تا بازیک غالباً آکالن به بیرون ریخته‌اند. اگرچه گدازه‌های بازیک، لیتولوژی غالب فاز (۲) محسوب می‌شوند، نهشته‌های آذرآواری حاصل از دهانه‌های انفجاری (شامل توف، لاپیلی توف، آگلومرا و برش آتشفشانی) به‌طور بین‌لایه‌ای با آن‌ها دیده می‌شوند. فوران آتشفشانی فاز (۲) مربوط به یک آتشفشانی شکافی می‌باشد؛ به‌طوری که با شروع فاز کششی در پالئوسن- ائوسن زیرین، فرونشینی بزرگ مقیاس حوضه اتفاق افتاده و سری رسوبی- آذرآواری فاز (۱) تشکیل گردید، ولی با بالا آمدگی حوضه در انتهای فاز (۱)،

پوسته دچار تورم و اتساع شد و در طی فاز (۲)، فوران‌های شکافی گسترده‌ای اتفاق افتاد. به دنبال فرایند فوق، نیروهای تکتونیکی کششی مجدداً فعال شدند و زمینه برای خروج ماگمای غلیظ‌تر و با ترکیب اسیدی‌تر (نسبت به فاز ۲) مهیا گشت و نهشته‌های فاز (۳) ایجاد شدند؛ که عمدتاً شامل گدازه‌های آندزیتی، داسیتی، ریولیتی و نهشته‌های آذرآواری حاصل از فوران‌های هوایی می‌باشند. این فوران‌ها عمدتاً خاصیت انفجاری داشته و سرزمین‌های قبلی را با یک سطح فرسایشی قرمز می‌پوشانند. نهشته‌های فاز (۳) فقط در منتهی‌الیه غربی زون البرز دیده می‌شوند (آسیابانها، ۱۳۸۳).

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

تنوع زیاد نمونه‌های سنگی در نواحی آتشفشانی، زمینه‌های بسیار مفیدی را برای توصیف و تفسیر واحدهای سنگی متفاوت یک منطقه، در اختیار قرار می‌دهد. چنین تنوعی در مطالعاتی که اخیراً از منطقه صورت گرفته است نشان‌دهنده واحدهای آذرآواری بی‌شمار و سنگ‌های خروجی و نفوذی با ترکیبات متفاوت می‌باشد. بر این اساس سه واحد اصلی در محدوده‌ی مورد مطالعه تعیین شده است:

(۱) واحدهای آذرآواری زیرآبی (۲) واحدهای آتشفشانی (۳) واحدهای نفوذی

۲-۳-۱- واحدهای آذرآواری زیرآبی

به نهشته‌های آتشفشانی اولیه‌ای که قطعات آن‌ها بر اثر فوران آتشفشانی حاصل گشته و در نتیجه فرایندهای آتشفشانی اولیه ته‌نشین شده‌اند، آذرآواری می‌گویند (مک‌فی^۱ و همکاران، ۱۹۹۳). توالی‌های آذرآواری منطقه‌ی مورد مطالعه نیز حاصل ته‌نشست اولیه موادی هستند که توسط فوران انفجاری آتشفشان، از دهانه‌ی آتشفشان خارج شده‌اند و بیشترین و قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه را تشکیل می‌دهند و به‌صورت لایه‌های چین‌خورده و شیب‌دار در تمام منطقه گسترش یافته‌اند. فراوان‌ترین آن‌ها، نهشته‌های آذرآواری سبز تا خاکستری رنگی هستند که از تنوع زیادی برخوردار بوده و انواع توف، آگلومرا و لاپیلی توف را در بر می‌گیرند. آسیابانها و همکاران (۱۹۷۵) واحدهای آذرآواری فوق در شمال غرب را به دو گروه فرعی زیر تقسیم‌بندی می‌کنند که به نظر می‌رسد در این منطقه نیز کاربرد داشته باشد:

۱ - McPhi

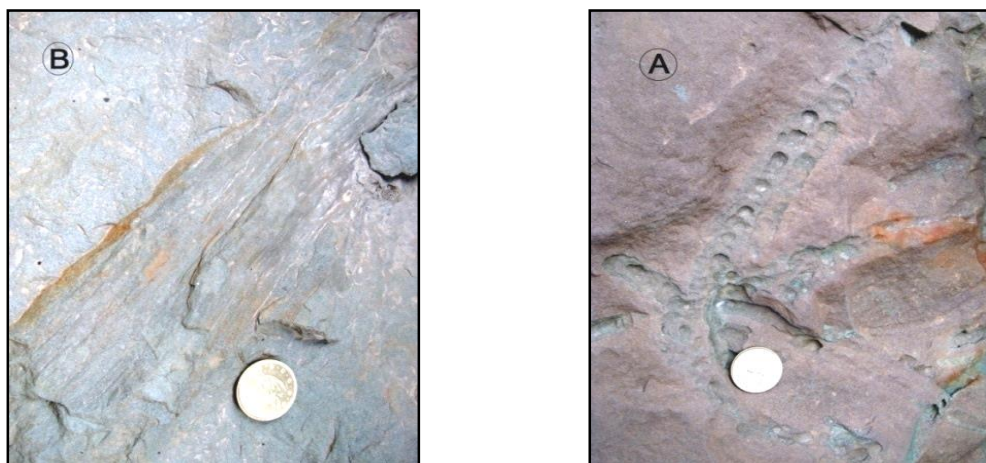
الف- توف و لایلی توف

سنگ‌های توفی موجود در منطقه مورد مطالعه، به رنگ سبز روشن تا خاکستری روشن دیده می‌شوند و دارای لایه‌بندی نازک تا متوسط هستند. به علت اینکه سیمان این سنگ‌ها به‌طور ضعیف رشد یافته و تحت تأثیر حوادث تکتونیکی بعدی قرار گرفته‌اند، اغلب آن‌ها بی‌شکل و دگرسان شده هستند (آسیابانها و همکاران، ۲۰۰۹). در بیشتر نقاط البرز، توالی‌های فوق دارای ساختمان‌های رسوبی، نظیر دانه‌بندی تدریجی، چینه‌بندی متقاطع، فلوت‌کست و چین‌های جریان‌ی بی‌شماری می‌باشند (لاسمی^۱، ۱۹۹۲). وجود ساختمان‌های رسوبی فوق، حاکی از وجود محیط دریایی کم‌عمق در منطقه می‌باشد. بیشترین برونزد این واحد در اطراف روستاهای پاکده، ویه، انبوه و کلیشم و شهر جیرنده و با ضخامت‌های متفاوت دیده می‌شود. در نزدیکی روستای پاکده و در مجاورت جاده اصلی سنگرود به پاکده، یک واحد توفی نسبتاً ضخیم (به ضخامت ۳۰ متر) و دانه متوسط (لایلی توف) رخنمون دارد. واحد فوق متراکم و صخره ساز بوده و دارای بافت جریان‌ی است. بخش زیرین این لایه توفی متراکم را توالی نسبتاً ضخیمی (به ضخامت ۱۲۰ متر) از توف (توفیت) لایه لایه با مورفولوژی سست و لایه‌بندی خوب تا متوسط، که دارای موقعیت (N60W, 26NE) می‌باشند، تشکیل می‌دهد. این توالی دارای نودول‌های فراوان به قطر ۱-۳ cm می‌باشد. همچنین در آن فسیل‌های گیاهی فراوان و آثار فسیلی دیده می‌شود (شکل ۲-۲).

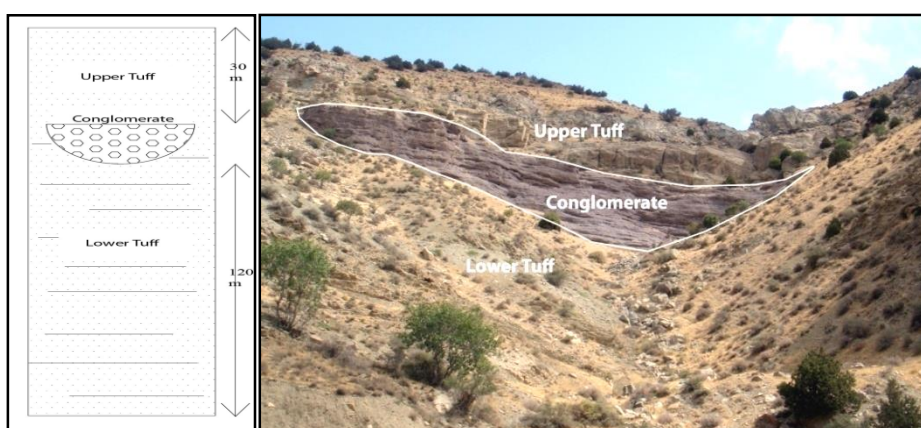
در بین دو واحد توفی فوق، یک واحد کنگلومرایی به صورت عدسی شکل و با ضخامت ۵۰-۶۰ متر دیده می‌شود (شکل ۲-۳). اندازه قطعات این واحد بسیار متفاوت بوده و از چند سانتی‌متر تا یک متر متغیر هستند و عمدتاً شامل سنگ‌های آذرین و آذرآواری (آندزیت و توف)، با گردشگی و جورشدگی ضعیف می‌باشند. علت این امر را می‌توان به کوتاه بودن مسافت حمل و نقل و آشفته بودن حوضه رسوبی نسبت داد (تاکر، ۱۹۹۱). این واحد کنگلومرایی دارای لایه‌بندی ضعیفی بوده و فاقد هرگونه نظم در دانه‌بندی است و قطعات آن از داخل محیط رسوبی منشأ گرفته‌اند (درون سازندی^۲) به دلیل وجود نومولیت در قطعات تشکیل‌دهنده این واحد کنگلومرایی، می‌توان سن جوانتر از ائوسن زیرین را برای آن در نظر گرفت.

۱ - Lasemi

1- Intraformational

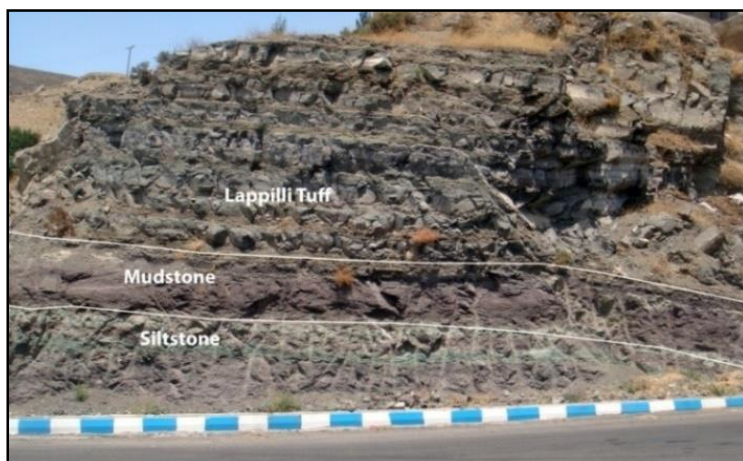


شکل ۲-۲- روستای پاکده؛ توفیت حاوی ردهای فسیلی (A) و فسیل گیاهی (B) در بخش زیرین توالی آذرآواری .

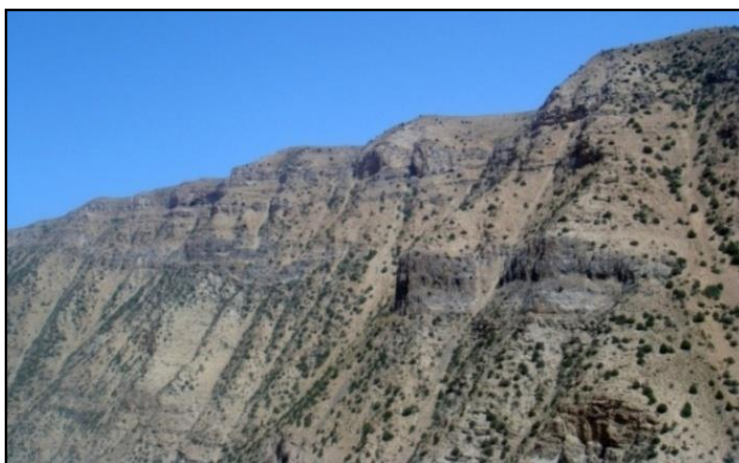


شکل ۲-۳- شمال غرب روستای پاکده؛ در این منطقه، یک لایه کنگلومرا به صورت عدسی شکل در بین دو واحد توفی قرار گرفته است (دید به سمت غرب)

در جنوب شرقی شهر جیرنده، یک واحد توفی با ترکیب داسیتی تا آندزیتی رخنمون دارد. سنگ‌های این واحد به رنگ سبز روشن و با لایه‌بندی متوسط تا ضخیم دیده می‌شوند. این توف‌ها بیشتر در حد لاپیلی توف تا برش توف بوده و به صورت متناوب همراه با سیلتستون و مادستون توفی با شیب به سمت شرق قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۴). در جنوب روستای کلیشم نیز یک واحد توفی نسبتاً گسترده رخنمون دارد (شکل ۲-۵). در این واحد سنگی تناوبی از توف همراه با آهک میکرایتی و ماسه‌سنگ کنگلومرایی دیده می‌شود (شکل ۲-۶) و در بیشتر نقاط آن آثار فسیلی بویژه نومولیت، دیسکوسیکلینا، آکتینوسیکلینا و اسپیکول اسفنج وجود دارد (قلمقاش، ۱۳۸۱). بنابراین می‌توان زمان تشکیل آن را به ائوسن میانی- فوقانی نسبت داد. وجود این روزنداران بنتیک در توالی فوق، نشانگر محیط دریایی باز و کم‌عمق با شوری عادی در زمان رسوب‌گذاری می‌باشد.



شکل ۲-۴- جیرنده؛ تناوبی از سیلتستون، مادستون توفی و لاپیلی توف (دید به سمت شمال)

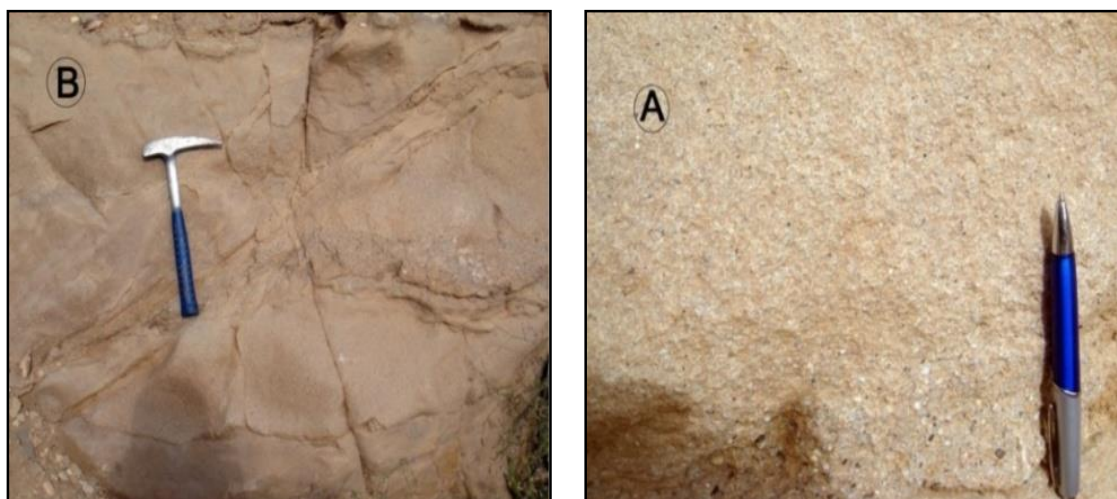


شکل ۲-۵- ضخامت زیاد سنگ‌های آذرآواری در جنوب روستای کلیشم (دید به سمت شرق)



شکل ۲-۶- جنوب روستای کلیشم- ماسه‌سنگ کنگلومرایی به صورت هم‌شیب بر روی توف‌های سبز رنگ قرار گرفته است (دید به سمت غرب)

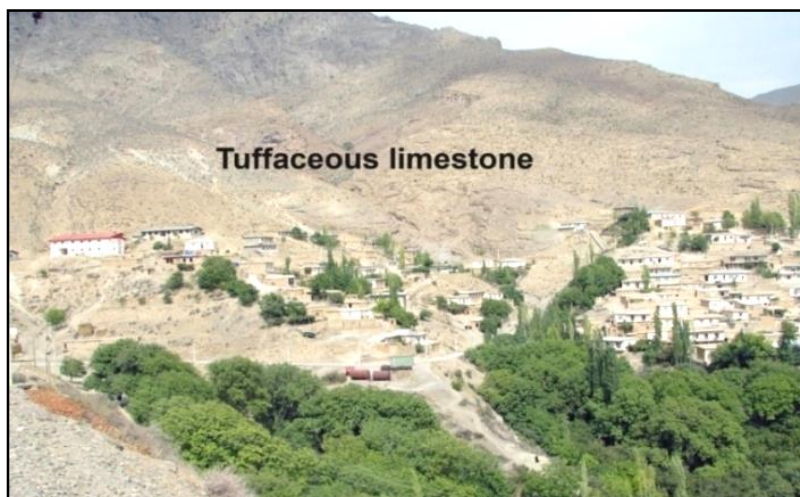
در داخل نهشته‌های آذرآواری فوق، ساختمان‌های رسوبی، نظیر چینه‌بندی متقاطع^۱ و دانه‌بندی تدریجی^۲، دیده می‌شود (شکل ۷-۲). وجود ساختمان‌های رسوبی فوق در داخل این سنگ‌ها مؤید این نکته است که جریان‌های آبی توریدایتی نقش عمده‌ای را در تکامل رسوب‌شناسی این سنگ‌ها ایفا کرده‌اند (لاسمی، ۱۹۹۲). به‌طور کلی لایه‌بندی متقاطع در رژیم‌های جزر و مدی و بر اثر حرکت ریپل‌ها و دون‌های بزرگ (امواج ماسه‌ای) تشکیل می‌شود و با زاویه کم در جهت بالادست، جهت جریان را نشان می‌دهد. دانه‌بندی تدریجی، در ارتباط با تغییر اندازه دانه به سمت بالا در یک لایه است و عمدتاً در اثر تغییر شرایط جریان در طی رسوب‌گذاری ایجاد می‌شود. به‌طور کلی وجود چینه‌بندی متقاطع و دانه‌بندی تدریجی، یک محیط رسوبی آشفته را نشان می‌دهد و تغییر در جهت تلاطم امواج را تأیید می‌نماید (تاکر، ۱۹۹۱).



شکل ۷-۲- وجود دانه‌بندی تدریجی (A) و لایه‌بندی متقاطع (B) در داخل لایه‌بندی توف

در مجاورت روستای انبوه، توالی بسیار گسترده و ضخیمی از نهشته‌های آذرآواری برونزد دارند (شکل ۸-۲). این واحد، به رنگ کرم تا خاکستری بوده و به‌صورت بین لایه‌ای همراه با سنگ آهک‌های میکرایتی و آهک نومولیت‌دار قرار گرفته است. تقریباً می‌توان این توالی را مشابه واحد توفی منطقه کلیشم در نظر گرفت.

1- Cross Bedding
2- Graded Bedding



شکل ۲-۸- توفهای آهکی همراه با تناوبی از آهک‌های میکرایتی به رنگ‌های کرم تا خاکستری که در اطراف روستای تاریخی انبوه از برونزد گسترده‌ای برخوردار می‌باشند (دید به سمت شرق).

آگلومرا یکی دیگر از نهشته‌های آذرآواری در منطقه‌ی مورد مطالعه است که از رخنمون قابل توجهی برخوردار می‌باشد. در جنوب روستای کلیشم، این واحد در میان تناوبی از روانه‌های چینه‌سان^۱ هم‌جنس به صورت عدسی‌شکل و به رنگ‌های خاکستری تیره، قرمز و بنفش مایل به خاکستری دیده می‌شود (شکل ۲-۹). آگلومرای موجود در این منطقه، دارای قطعات آتشفشانی گرد شده تا زاویه‌دار می‌باشد؛ به طوری که جنس اغلب این قطعات آندزیتی و به میزان کمتر، بازالتی بوده و اندازه این قطعات (از چند سانتیمتر تا حدوداً یک متر) متغیر است.



شکل ۲-۹- قطعات کروی، نیمه کروی تا بی‌شکل در نهشته‌های آگلومرای جنوب کلیشم. این قطعات بیشتر آندزیتی و به میزان کمتر، بازالتی می‌باشند.

1- Stratified Lava Flows

مکانیسم قرارگیری واحد آگلومرای فوق را در میان تناوبی از گدازه‌های چین‌ه‌سان، می‌توان مربوط به متناوب بودن فوران آتشفشانی و تفاوت در نوع خروج گدازه دانست. به‌طوری‌که، در نتیجه کاهش مقدار گاز در گدازه، مواد مذاب به آرامی از دهانه آتشفشان خارج شده و گدازه‌های با ترکیب بازیک را در منطقه بوجود آورده‌اند. به‌دنبال آن، ماگمای غنی از مواد فرار، مقدار زیادی مواد آذرآواری را به‌صورت آگلومرا از زمین خارج کرده و در نهایت، مجدداً گدازه‌های بازیک در نتیجه خروج آرام ماگما، بر روی نهشته‌های آگلومرای قبلی، قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- آگلومرا به صورت عدسی شکل در بین گدازه‌های بازالتی در جنوب روستای کلیشم قرار گرفته است (دید به سمت شمال).

رخنمون نسبتاً گسترده دیگری از نهشته‌های آگلومرای، در قسمت شمالی محدوده‌ی مورد مطالعه، نزدیک به روستای زین پشته و در مجاورت توده گابرویی عین شیخ دیده می‌شود (شکل ۲-۱۱). این رخساره آذرآواری به رنگ‌های قهوه‌ای روشن، خاکستری تا بنفش بوده و دارای قطعات آندزیتی و بازالتی در اندازه‌های متفاوت (۲ cm تا ۱ m) می‌باشند.



شکل ۲-۱۱- نهشته‌های آگلومرای با اندازه‌های متغیر که در مجاورت توده گابرویی عین شیخ رخنمون دارند.

ب- نهشته‌های رنگی اپی کلاستیک

نهشته‌های اپی کلاستیک با رنگهای متفاوت (سبز، خاکستری، زرد نخودی، صورتی و قهوه‌ای مایل به قرمز) همراه با واحد توفی آذرآواری در منطقه مورد مطالعه دیده می‌شوند. توپ‌های سنگی^۱، نمونه‌ای از این رسوبات اپی کلاستیک موجود در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۲-۱۲) که در اثر غلتیدن خرده سنگ‌ها بر روی دامنه‌های پرشیب حوضه‌های حاشیه‌ای تشکیل می‌شوند. هسته‌ها بر روی رسوبات نرم می‌غلتنند و توسط آن‌ها پوشیده می‌شوند. در نهایت، در پایین سراسیمی‌ها به صورت توپ‌های سنگی نهشته می‌گردند (فیض نیا، ۱۹۹۰). در مجاورت روستای آینه‌ده، نهشته‌های اپی کلاستیک فوق به رنگهای سفید، زرد مایل به سبز و خاکستری روشن، برونزد دارند؛ ولی اکثریت آن‌ها به علت کلریتی شدن در نتیجه تبلور خمیره و اجزای تشکیل دهنده، دارای رنگ سبز هستند.



شکل ۲-۱۲- در شمال روستای آینه ده، توپ‌های سنگی در اندازه‌های cm ۳۰ تا ۱۰ دیده می‌شوند.

توپ‌های سنگی فوق عمدتاً فاقد هسته بوده و توسط پوششی از لیتیک- کریستال توف با یک زمینه‌ی شیشه‌ای احاطه شده‌اند. زمینه‌ی شیشه‌ای به‌طور موضعی و به مقدار اندک، به کوارتز، کلریت و کلسیت متبلور شده و آثار آن در قسمت‌های خارجی توپ‌های توفی از شدت بیشتری برخوردار است. مشکین (۱۳۸۶)، نهشته‌های اپی کلاستیک فوق را در منطقه‌ی شمال سلطان قیس (البرز غربی) مورد مطالعه قرار داده و در مورد فرآیند تشکیل آن‌ها چنین بیان نموده است که، در هنگام فوران‌های آتشفشانی زیردریایی، ذرات کوچک آذرآواری با موجودات زنده پلانکتونی مخلوط شده و رسوب کرده‌اند. به علت انباشته شدن مقادیر فراوان و بیش از اندازه این رسوبات بر روی شیب‌های ناپایدار و فروریزش ناگهانی آن‌ها، توپ‌های سنگی در دامنه سراسیمی‌ها تشکیل می‌شوند.

1- Rock balls

۲-۳-۲- واحدهای آتشفشانی

همان‌طور که در فصل قبل اشاره شد، به‌دنبال فرایند آتشفشانی- انفجاری زیرآبی که منجر به ته‌نشست رخساره‌های آذرآواری زیرآبی در گستره وسیعی از البرز گردید، فرایند آتشفشانی- انفجاری در شرایط هوایی به وقوع پیوست و در نتیجه‌ی آن، حجم وسیعی از گدازه‌های آلکانل حدواسط تا بازیک از طریق شکاف‌های سطحی به بیرون ریخته شدند. در فوران‌های شکافی، ماگما از طریق گسل‌های عمیق و فعال به سطح زمین راه یافته و در سطح وسیعی از البرز، خصوصاً البرز غربی فوران نموده است. با تجدید فعالیت نیروهای تکتونیکی کششی، فرونشینی بزرگ مقیاسی در منتهی‌الیه البرز غربی به‌وقوع پیوسته و گودال تکتونیکی- آتشفشانی وسیعی را در امتداد گسل‌های فعال و پرشیب منطقه، به‌وجود آورده است. ماگمای خارج شده در این مرحله نسبت به مرحله قبل، اسیدی‌تر بوده و به علت بالا بودن گرانشی، از خاصیت انفجاری بیشتری برخوردار می‌باشد (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵).

الف- روانه گدازه‌های بازیک تا حدواسط

در بیشتر مناطق البرز غربی، با تغییر شرایط محیط رسوبی از زیرآبی به نواحی کم‌عمق تا قاره‌ای، گدازه‌های بازیک تا اسیدی بر روی نهشته‌های آذرآواری چین خورده قبلی با یک دگرشیبی، رخنمون دارند. این گدازه‌ها عمدتاً شامل بازالت، تراکیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت می‌باشند که توسط یک سطح ناهموار بین سطح تحتانی روانه و سطح فوقانی زمین مشخص می‌شوند.

- بازالت‌ها

در شمال‌غرب روستای انبوه، برونزد نسبتاً کوچکی از سنگ‌های بازالتی بر روی توف‌های ائوسن قرار دارند. بلورهای درشت پیروکسن که با چشم غیرمسلح نیز قابل رویت هستند، در این سنگ‌ها به وفور یافت می‌شوند؛ به‌طوری که اندازه این بلورها تا ۵/۰ سانتیمتر نیز می‌رسد. در نتیجه هوازدگی سطحی، بلورهای درشت پیروکسن در واریزه‌های فرسایشی به‌صورت تک بلورهای مجزا، دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۳). درشت بودن این بلورها را می‌توان نتیجه‌ی پایین بودن نرخ هسته‌بندی و بالا بودن سرعت رشد این بلورها دانست. بازالت‌های این منطقه در نمونه دستی به رنگ‌های سیاه، خاکستری تا سبز تیره دیده می‌شوند. رنگ سبز در آن‌ها را می‌توان به کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی گسترده در پیروکسن‌ها نسبت داد. در نواحی هوازده، این رنگ از گسترش بیشتری برخوردار است.

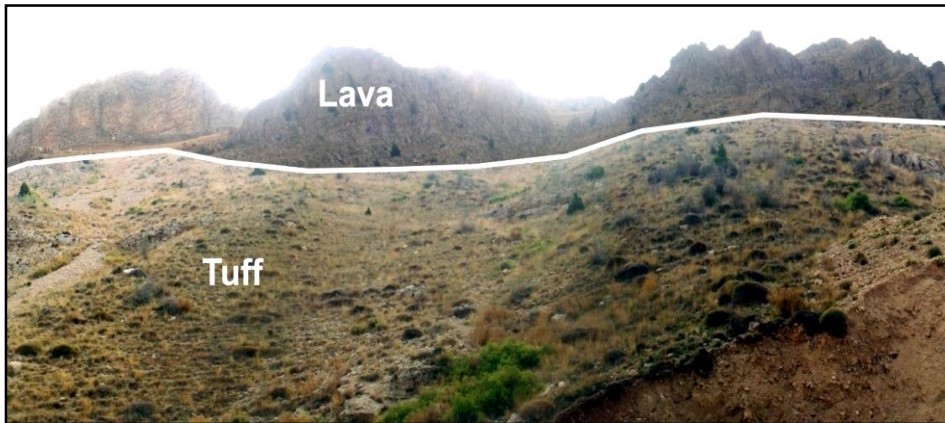


شکل ۲-۱۳- شمال غرب روستای انبوه، تصویری از پیروکسن‌های درشت ($< 0.5\text{cm}$) در گدازه‌های بازالتی و واریزه‌های حاصل از فرسایش.

در شمال شرق شهرستان جیرنده، می‌توان رخنمون دیگری از گدازه‌های بازالتی را مشاهده نمود که بر روی توف‌های ائوسن برونزد دارند و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۴). در جنوب روستای کلیشم گدازه‌های بازالتی به صورت بین لایه‌ای با نهشته‌های آگلومرای دیده می‌شود (شکل ۲-۱۰). همچنین در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه (شمال غرب سلطان قیس)، گدازه‌های بازالتی بر روی توف‌های فاز ۱ ائوسن قرار می‌گیرند (شکل ۲-۱۵). این سنگ‌ها دارای ساخت بادامکی و حفره‌دار می‌باشند؛ به طوری که حفرات توسط کانی‌های ثانویه کلسیت و کوارتز پر شده‌اند.



شکل ۲-۱۴- شمال شرق شهرستان جیرنده، برونزد گدازه‌های بازالتی در داخل توف‌های ائوسن (دید به سمت جنوب)



شکل ۲-۱۵- تصویری از گدازه‌های بازالتی که درون توفهای ائوسن برونزد دارند (دید به سمت شمال غرب).

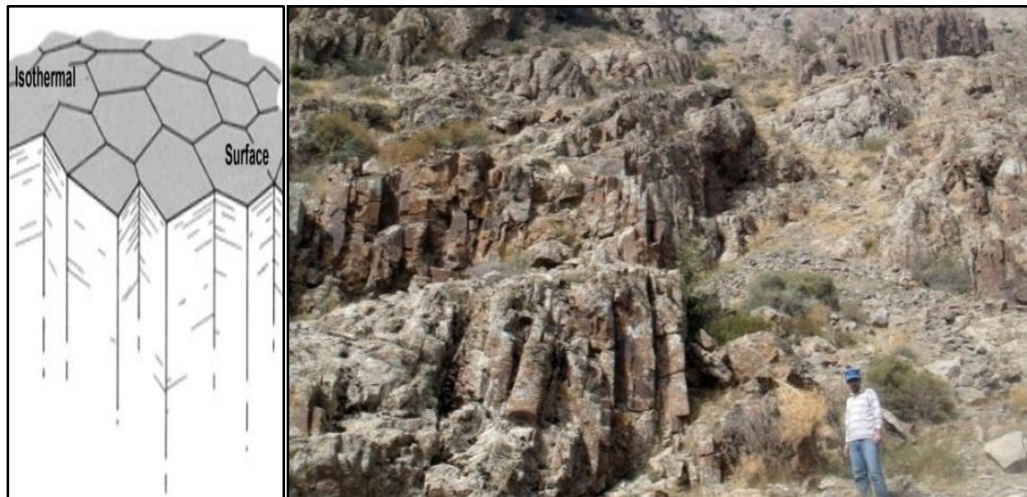
- تراکیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها

تراکیت‌ها و تراکی آندزیت‌ها از دیگر سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد مطالعه می‌باشند و گسترش زیادی را در بخش شرقی (شمال روستای انبوه) تشکیل داده‌اند (شکل ۲-۱۶). این گدازه‌ها نیز همانند سایر سنگ‌های آتشفشانی منطقه، بر روی نهشته‌های آذرآواری فاز یک ائوسن، فوران نموده‌اند. سنگ‌های تراکیتی دارای بافت پورفیری هستند و به‌طور گسترده در آن‌ها هوازدگی صورت گرفته است. این سنگ‌ها، در نمونه دستی بسیار دانه ریز بوده و به رنگ خاکستری روشن تا قرمز- قهوه‌ای (در نواحی هوازده) دیده می‌شوند. همچنین دارای حفرات فراوانی می‌باشند که به‌طور ثانوی توسط اپیدوت، کلریت و کلسیت پر شده‌اند. کانی‌های ثانویه فوق را می‌توان درون شکستگی‌ها و ترک‌های موجود در سنگ نیز مشاهده نمود.



شکل ۲-۱۶- شمال روستای انبوه- گدازه‌های تراکیتی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای بر روی کنگلومرای الیگوسن- میوسن که روی توف‌های فاز ۱ ائوسن رانده شده است، قرار گرفته‌اند.

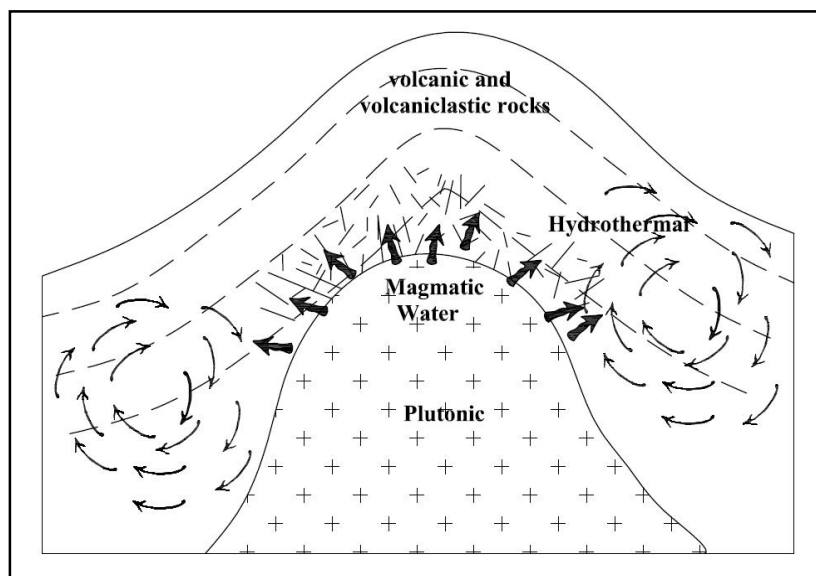
تراکی آندزیت‌ها به صورت ستون‌های بلند منشوری در منطقه برونزد دارند و به علت داشتن ترک‌های عمیق، از دگرسانی بیشتری نسبت به تراکیت‌ها برخوردار می‌باشند (شکل ۲-۱۷). ارتفاع متوسط هر یک از منشورهای تراکی آندزیتی در منطقه، به ۱۵ متر نیز می‌رسد و دارای ضخامتی در حدود ۷۰-۳۰ cm می‌باشند.



شکل ۲-۱۷- ستون‌های منشوری در تراکی آندزیت‌های انبوه واقع در شمال شرق منطقه مورد مطالعه. ساخت منشوری در گدازه‌های فوق نشان می‌دهد که روانه دارای جریان صفحه‌ای بوده است.

در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه (شمال غرب روستای تاریخی انبوه)، گدازه‌های با ترکیب حدواسط، بر روی توف‌های آهکی و نومولیت‌دار ائوسن برونزد دارند. بنابراین می‌توان سنگ‌های فوق را به فرایند آتشفشانی فاز ۲ ائوسن مرتبط دانست. این سنگ‌ها بیشتر از تراکیت و تراکی آندزیت تشکیل شده‌اند. گدازه‌های تراکیتی دارای بلورهای درشت پلاژیوکلاز می‌باشند؛ به طوری که این بلورها در سطح سنگ با چشم غیر مسلح نیز قابل مشاهده هستند. رنگ این توده خاکستری روشن بوده و در نواحی هوازده به رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز دیده می‌شود. داخل شکستگی‌های موجود در سنگ را، کانی‌های ثانویه هماتیت، مگنتیت و اپیدوت پر نموده‌اند. بنابراین می‌توان چنین استنباط کرد که همزمان با جایگزینی توده‌های نفوذی در منطقه و اعمال نیروهای فشاری موضعی، شکستگی‌های فراوانی در سنگ‌های میزبان، بوجود آمده است که این شکستگی‌ها موجب نفوذ محلول‌های هیدروترمال غنی از عناصر آهن، مس و منیزیم به داخل سنگ‌های فوق شده و کانه‌زایی نسبتاً گسترده‌ای را به صورت هماتیت، مگنتیت و اپیدوت، فراهم نموده‌اند (شکل ۲-۱۸). این شکستگی‌ها در واقع به صورت سیستم‌های هدایتی عمل نموده و موجب به گردش درآمدن محلول‌های

هیدروترمال ناشی از توده نفوذی، در سنگ‌های درونگیر می‌گردند. تراکی‌آندزیت‌ها دارای بلورهای خودشکل و درشت آمفیبول هستند؛ به طوری که اندازه این بلورها تا ۰/۵ سانتیمتر نیز می‌رسد. در نمونه دستی رنگ آن‌ها خاکستری متمایل به سبز می‌باشد که علت اصلی آن را می‌توان به وجود آمفیبول و کلریت فراوان در سنگ نسبت داد. در داخل شکستگی‌های موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی فوق، کانه‌زایی هماتیت، مگنتیت و اپیدوت نیز دیده می‌شود. وجود اپیدوت ثانویه در داخل حفرات و شکستگی‌های موجود در سنگ را می‌توان ناشی از تأثیر دگرسانی گرمابی بر روی پلاژیوکلازها و تبدیل آن‌ها به اپیدوت و آلبیت دانست.



شکل ۲-۱۸- تصویر شماتیک از نفوذ ماگما به سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه و تشکیل کانی‌های هیدروترمال؛ نفوذ ماگما به داخل سنگ‌های درونگیر، شکستگی‌های فراوانی را در آن‌ها ایجاد نموده است که معابر مناسبی جهت به گردش در آوردن سیالات ماگمایی می‌باشند.

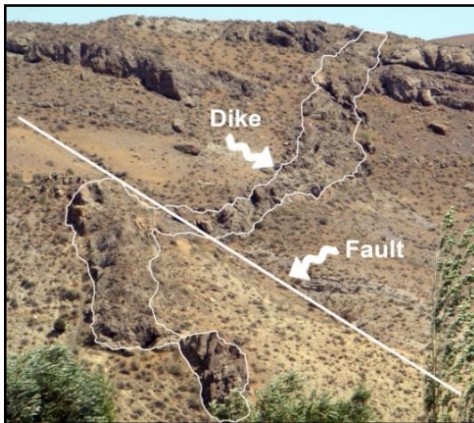
- آندزیت‌ها

در بخش غربی منطقه مورد مطالعه (شمال شرق جیرنده)، گدازه‌های آندزیتی با ناپیوستگی، بر روی توف‌های فاز (۱) قرار گرفته‌اند. رخنمون این سنگ‌ها به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن بوده و به طور موضعی یک سطح قرمز رنگ، ناشی از هوازدگی در آن‌ها دیده می‌شود. از خصوصیات بارز این گدازه‌ها می‌توان به داشتن بافت پورفیری ناشی از وجود فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، توپوگرافی سخت و خشن و داشتن درز و ترک‌های فراوان اشاره نمود (شکل ۲-۱۹).

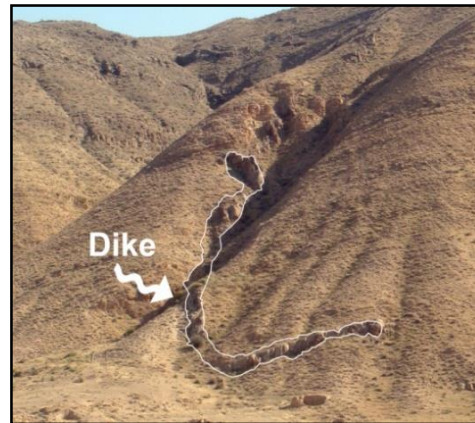


شکل ۲-۱۹- گدازه‌های آندزیتی در شمال شرق جیرنده، به‌طور دگرشیب و با شیب به سمت شرق بر روی توف‌های فاز (۱) رخنمون دارند (دید به سمت شمال).

در افق‌های آتشفشانی، گدازه‌های بازیک و حدواسط ائوسن از طریق شکستگی‌های متعددی که به صورت دایک‌های تغذیه کننده دیده می‌شوند، وارد محیط رسوبی شده و به‌صورت نهشته‌های حجیمی به‌جای گذاشته شده‌اند. در منطقه مورد مطالعه نیز مجموعه‌ای از سنگ‌های نیمه عمیق، به صورت دایک در داخل توف‌های فاز یک ائوسن، برونزد دارند. به نظر آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، دایک‌های یاد شده به عنوان مجراهای تغذیه کننده گدازه‌های آتشفشانی فاز دو عمل نموده‌اند. طول متوسط این دایک‌ها ۲۰ متر می‌باشد ولی در برخی از مناطق به ۲۰۰ متر نیز می‌رسد. ضخامت هر یک از آن‌ها بین ۳ تا ۱۰ متر متغیر است. دایک‌های فوق بیشتر ترکیب حدواسط داشته و در حد تراکیت تا تراکی‌آندزیت هستند. این دایک‌ها از گسترش زیادی در منطقه برخوردار می‌باشند، به‌طوری که می‌توان در بیشتر نواحی، رخنمون آن‌ها را در میان توف‌های سبز ائوسن مشاهده نمود. ولی به طور کلی در بخش غربی منطقه مورد مطالعه، خصوصاً در اطراف شهرستان جیرنده و روستاهای پاکده، یکنم و ویه از بیشترین تمرکز برخوردار می‌باشند (شکل ۲-۲۰، ۲-۲۱). روند کلی دایک‌های منطقه، شمال شرق- جنوب غرب است ولی در بعضی از مناطق، دارای روندهای شرقی- غربی و شمال غرب- جنوب شرق نیز می‌باشند. در مجاورت روستای کلیشم، یک دایک بازیک به طول تقریبی ۵۰ متر و ضخامت ۱۰ متر، با روند شمال غرب- جنوب شرق دیده می‌شود که از نوع الیوین بازالت بوده و در سنگ‌های آذرآواری ائوسن نفوذ کرده است (شکل ۲-۲۲). ایدنگسیتی شدن الیوین در دایک فوق، موجب ایجاد رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای در آن شده است.



شکل ۲-۲۱- شمال شرق روستای یکنم؛ دایک تراکی-
آندزیتی با امتداد شمال شرق- جنوب غرب که به واسطه
گسل خوردگی، تغییر جهت داده است.



شکل ۲-۲۰- غرب روستای ویه؛ تصویری از یک دایک
تراکی آندزیتی که در میان گستره‌ی وسیعی از توف‌های
اٹوسن برونزد دارد.



شکل ۲-۲۲- تصویری از یک دایک بازیک در جنوب روستای کلیشم. این دایک دارای روند شمال غرب- جنوب شرق
می‌باشد و در داخل توف‌های اٹوسن برونزد دارد.

ب- سنگ‌های اسیدی

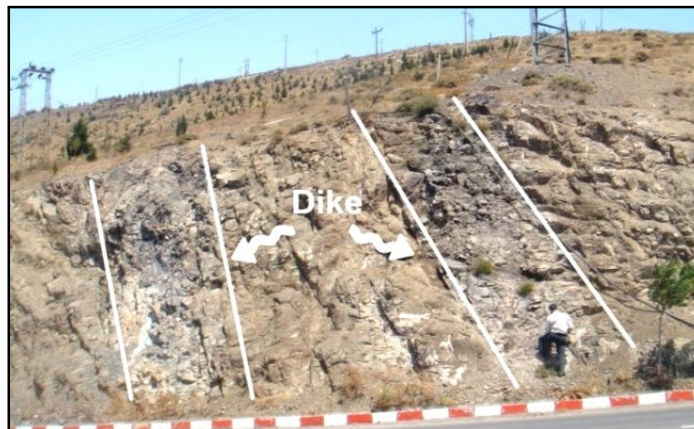
از نظر آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، گدازه‌های اسیدی در زون البرز غربی، حاصل فوران‌های هوایی می‌باشند که این فوران‌ها عمدتاً خاصیت انفجاری داشته و سرزمین‌های قبلی را با یک سطح فرسایشی قرمز می‌پوشانند. در منطقه مورد مطالعه، این سنگ‌ها شامل ریولیت و داسیت می‌باشند که به صورت دایک و توف‌های ریولیتی و داسیتی برونزد دارند؛ در صورتی که در مناطق همجوار عمدتاً به صورت گنبد آتشفشانی رخمون دارند. از نظر کاس و رایت^۱ (۱۹۸۸)، در بسیاری از موارد، گدازه‌های ریولیتی و داسیتی در اطراف شکستگی‌ها و گسل‌هایی که در امتداد آن‌ها ریزش کالدرایی صورت گرفته است،

۱ - Cas & Wright

خارج می‌شوند. با توجه به این که پیشینه ولکانیسم البرز منطبق بر فوران‌های شکافی، از طریق گسل‌های عمیق است، می‌توان چنین پنداشت که با فعال شدن مجدد گسل‌ها و فوران‌های انفجاری پراکنده که پس از خروج روانه گدازه‌های بازیک صورت گرفته است، بلوک‌های واقع در بین گسل‌های پر زاویه، دچار حرکات شدیدی شده که با ایجاد ساختمان‌های هورست و گرابنی، ماگماهای ریولیتی و داسیتی از بین شکاف‌های مزبور به سمت بالا صعود کرده‌اند (آسیابانها، ۱۳۸۰). محققین بسیاری معتقدند که این سنگ‌ها، حاصل نفوذ ماگماهای بازیک و حدواسط به داخل سنگ‌های پوسته و ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای می‌باشند (ایسکول^۱ و همکاران، ۲۰۰۲؛ ریجس و نونز^۲، ۲۰۰۴؛ پارکر^۳ و همکاران، ۲۰۰۵؛ شاتو^۴ و همکاران، ۲۰۰۵؛ دونگان^۵، ۲۰۰۵). کاس و رایت (۱۹۸۸)، تشکیل این سنگ‌ها را مربوط به آخرین مرحله در یک چرخه فعالیت آتشفشانی می‌دانند.

- ریولیت‌ها و داسیت‌ها

در بخش شمالی روستای جیرنده در غرب منطقه مورد مطالعه، دایک‌های اسیدی که احتمالاً تغذیه کننده افق‌های آتشفشانی اسیدی در منطقه می‌باشند، در داخل توف‌های فاز یک برونزد دارند. این دایک‌ها بیشتر ترکیب ریولیتی داشته و از تمرکز بسیار کمتری نسبت به دایک‌های حدواسط در منطقه برخوردار می‌باشند (شکل ۲-۲۳).



شکل ۲-۲۳- روستای جیرنده؛ تصویری از دو دایک موازی که داخل توف‌های ائوسن برونزد دارند. جنس هردوی این

۱ - Esquivel

۲ - Riggs & Nunez

۳ - Parker

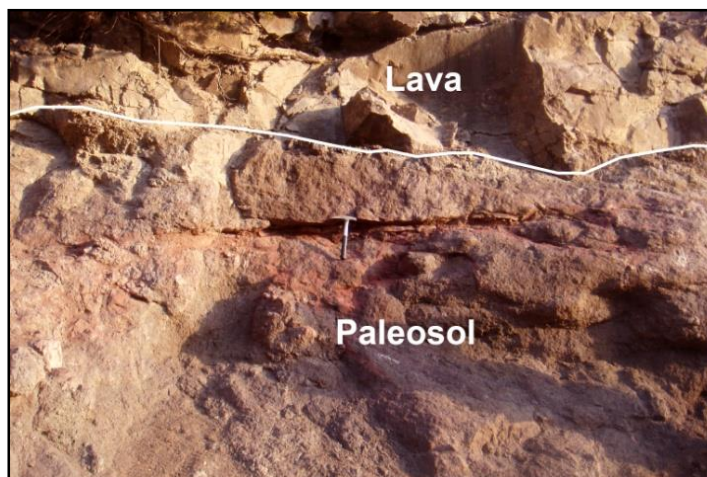
۴ - Shuto

۵ - Dungan

دایک‌ها ریولیتی می‌باشد و دارای آمفیبول و بیوتیت‌های دگرسان شده هستند (دید به سمت شمال).

پالئوسل

پالئوسل‌ها^۱ یا خاک‌های فسیل، خاک‌های دانه‌ریز پخته شده‌ای هستند که اغلب به رنگ قرمز متمایل به نارنجی و با ضخامت‌های ۲۰ cm تا ۳ m، در منطقه مورد مطالعه و در همبری بین گدازه‌ها با سطوح زیرین دیده می‌شوند (شکل ۲-۲۴). وجود پالئوسل در یک منطقه، می‌تواند نشانه‌ای از وجود وقفه زمانی در بین دو فوران هوایی متوالی باشد. در این حالت، بعد از فوران اول، عملکرد فرسایش بر روی گدازه‌های تشکیل شده، خاک‌های سطحی را ایجاد می‌نماید و روانه گدازه‌های بعدی، موجب دگرگونی در سطح فرسایشی زیرین می‌شوند (آسیابانها، ۱۳۸۳). به‌طور کلی وجود این طبقات حاکی از خروج گدازه در محیط بدون آب و انجام فرایند اکسیداسیون می‌باشد.



شکل ۲-۲۴ - همبری بین گدازه در بالا و پالئوسل در پایین (جنوب شرق روستای کلیشم)

۲-۳-۳ - سنگ‌های نفوذی

سنگ‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه از رخنمون کمی برخوردار می‌باشند و ترکیب سنگ‌شناسی آن‌ها بیشتر در حد گابرو، دیوریت و مونزودیوریت است. جایگزینی توده‌های فوق در داخل سنگ‌های میزبان (ولکانیک‌ها و ولکانی کلاستیک‌های ائوسن)، عمدتاً با دگرسانی گرمایی همراه می‌باشد. این توده‌ها بیشتر به‌صورت سیل و استوک‌های کوچک تا متوسط در منطقه رخنمون دارند و

۱ - Paleosol

از نظر سنی به بعد از ائوسن پسین مرتبط بوده و فاز کوهزایی پیرنه، بستر مناسبی را برای تشکیل آن‌ها ایجاد نموده است (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۶).

الف - گابروها

در شمال روستای کلیشم و جنوب شهر دیلمان و روستای بره سر، توده‌های گابرویی کوچک تا متوسطی رخنمون دارند. در شمال شرق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده، سنگ‌های فوق به صورت یک توده منفرد نسبتاً بزرگ مشخص شده‌اند. این توده دارای برونزد نسبتاً وسیعی بوده و به شکل یک استوک متوسط تا بزرگ، با ابعاد ۶ کیلومتر در ۸ کیلومتر، از روستای علی‌وای آغاز و به سمت شمال، تا عین شیخ و گیسل امتداد می‌یابد و اطراف آن را رخساره‌های آتشفشانی ائوسن (ولکانی کلاستیک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و تراکی‌آندزیت) احاطه می‌کنند (شکل ۲-۲۵). سن این توده را با توجه به همبری و تشکیل هاله دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های درونگیر، می‌توان به بعد از ائوسن نسبت داد و به احتمال زیاد به پلوتونیزم معادل پیرنه مرتبط می‌باشد. از نظر سنگ‌شناسی، دارای بافت تمام بلورین و گرانولار بوده و به رنگ خاکستری تیره تا سبز دیده می‌شود. در مجاورت روستای علی‌وای و در همبری سنگ‌های درون‌گیر، حاشیه انجماد سریع توده مذکور، دارای بافت دانه ریز (کریپتوکریستالین) و درشت بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشد؛ در حالی که در مرکز توده، کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین، در نمونه دستی قابل شناسایی هستند.



شکل ۲-۲۵- توده گابرویی عین شیخ به صورت یک استوک نسبتاً بزرگ در سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری منطقه برونزد دارد (دید عکس به سمت شمال).

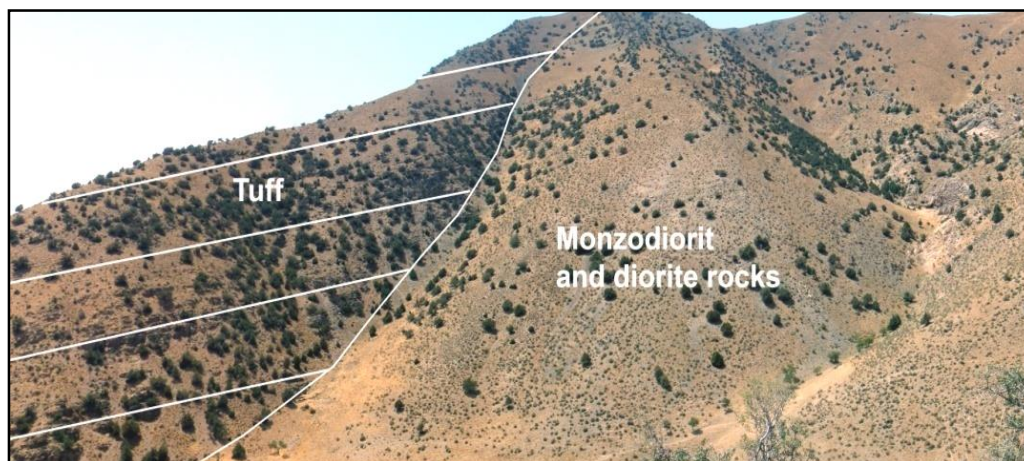
در همین منطقه (علی وای) می‌توان دبی دیاکلازی و فرسایش پوست پیازی را در سنگ‌های گابرویی مشاهده نمود (شکل ۲-۲۶). دیاکلازها در نتیجه‌ی کشش حاصل از کاهش حجم بوجود می‌آیند و فرسایش پوست پیازی، یک پدیده‌ی کششی است که در نتیجه‌ی کاهش فشار در طی فرسایش ایجاد می‌گردد (ادیب، ۱۳۷۹).



شکل ۲-۲۶- تصویری از دبی دیاکلازی در سنگ‌های آتشفشانی در برگیرنده گابروها، فرسایش حاصل از هوازدگی در دیاکلازها موجب تشکیل ساخت پوست پیازی در این سنگ‌ها شده است.

ب- دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها

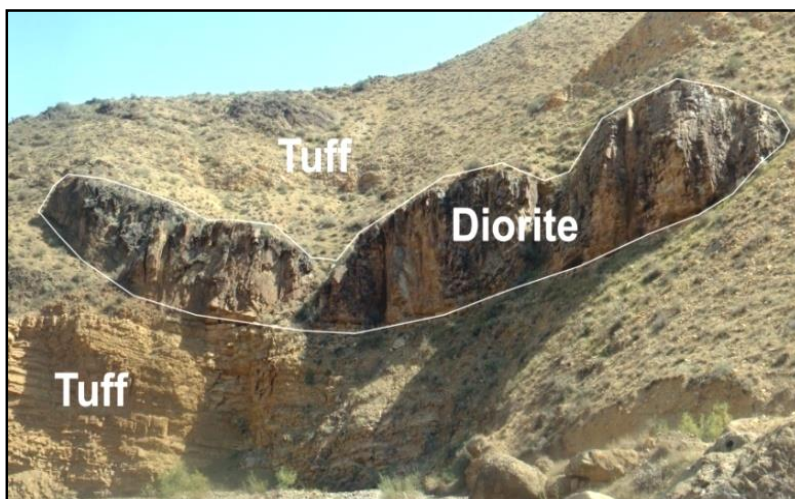
در قسمت شرقی منطقه مورد مطالعه (شمال و شمال غرب روستای تاریخی انبوه)، یک توده نفوذی با ترکیب دیوریتی تا مونزودیوریتی، به ابعاد ۲ کیلومتر در ۶ کیلومتر، به صورت استوک، در میان توف‌های آهکی و نومولیت‌دار ائوسن و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب تراکیتی و تراکی آندزیتی، رخنمون دارد (شکل ۲-۲۷). با توجه به تأثیر توده مزبور بر سنگ‌های درونگیر و ایجاد دگرسانی گرمابی ناشی از گردش سیالات ماگمایی، می‌توان سن آن را به بعد از ائوسن نسبت داد.



شکل ۲-۲۷- تصویری از جایگزینی توده دیوریتی و مونزودیوریتی در سنگ‌های درونگیر که شامل توف، تراکیت و تراکی آندزیت می‌باشند. همان‌طور که در عکس نیز دیده می‌شود، نفوذ توده به درون ولکانیک‌های منطقه، موجب کج‌شدگی در لایه‌بندی سنگ‌های درونگیر شده است (دید به سمت شمال غرب).

دیوریت‌ها عمدتاً خاکستری رنگ، دانه متوسط و پورفیری بوده و خردشدگی زیاد در آن‌ها، حاکی از وجود یک مرز گسلی در محل تماس با سنگ‌های درونگیر می‌باشد. همچنین در تماس با این سنگ‌ها دارای حاشیه انجماد سریع می‌باشند. وجود کانی‌های اپیدوت و کلریت در داخل سنگ، حاکی از دگرسانی گسترده و نسبتاً شدیدی در منطقه است؛ بطوری که حضور این کانی‌ها رنگ سنگ را تا حدودی متمایل به سبز نموده است.

مونزودیوریت‌ها نسبت به دیوریت‌ها روشن‌تر بوده و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند و مانند دیوریت‌ها در محل تماس با سنگ‌های درونگیر، حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهند. در ناحیه تیان دشت (در شرق منطقه مورد مطالعه)، سنگ‌های دیوریتی به صورت سیل و آپوفیز در داخل ولکانیک‌های منطقه برونزد دارند. این سنگ‌ها کاملاً آلتره بوده و تمرکز کانی‌های مافیک در آن‌ها موجب تشکیل لکه‌های قهوه‌ای در زمینه خاکستری سنگ شده است (شکل ۲-۲۸).



شکل ۲-۲۸- سیل با ترکیب دیوریتی که در داخل توفهای ائوسن برونزد دارد (دید به سمت شمال غرب)

۲-۳-۴- سنگ‌های رسوبی

الف- ماسه‌سنگ‌های آهکی

ماسه‌سنگ‌های آهکی یا سنگ‌های سیلیسی آواری دانه متوسط (۰/۶۲ تا ۲ میلی‌متر) در منطقه مورد مطالعه، بر روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن قرار می‌گیرند و عمدتاً شامل تناوبی از ماسه‌سنگ‌های آهکی، کنگلومرا و توف می‌باشند. این سنگ‌ها بیشتر از قطعات آتشفشانی همراه با ماتریکس آهکی تشکیل شده‌اند و با ضخامت متغیر ۲۰ تا ۵۰ متر، به رنگ‌های خاکستری متمایل به کرم و قهوه‌ای در منطقه دیده می‌شوند. در غرب منطقه مورد مطالعه، می‌توان گسترش نسبتاً زیادی از این رسوبات تخریبی را مشاهده نمود که عمدتاً از کوارتز و فلدسپات آلکالن تشکیل شده‌اند و همچنین حاوی مقادیر زیادی خرده‌های سنگی می‌باشند و به علت داشتن ماتریکس آهکی فراوان، به رنگ کرم متمایل به خاکستری دیده می‌شوند. وجود لایه‌بندی یا چین‌بندی در این سنگ‌ها، گویای تغییر شرایط رسوب‌گذاری در مدت زمان تشکیل آن‌ها می‌باشد (شکل ۲-۲۹)؛ بطوری که هر لایه، یک رویداد رسوبگذاری مجزا را نمایش می‌دهد. ضخامت هر یک از لایه‌ها (۳ تا ۱۵ سانتیمتر) می‌باشد، به‌طوری‌که به سمت بالا این ضخامت افزایش می‌یابد. این لایه‌های موازی، دارای موقعیت (N36E, 04SE) می‌باشند و به علت وجود فسیل‌های نومولیت و دیسکوسیکلینا، می‌توان آن‌ها را به بعد از زمان ائوسن نسبت داد.



شکل ۲-۲۹- لایه‌بندی با ضخامت‌های متغیر در ماسه‌سنگ‌های آهکی شمال شرق جیرنده.

ب- کنگلومرا

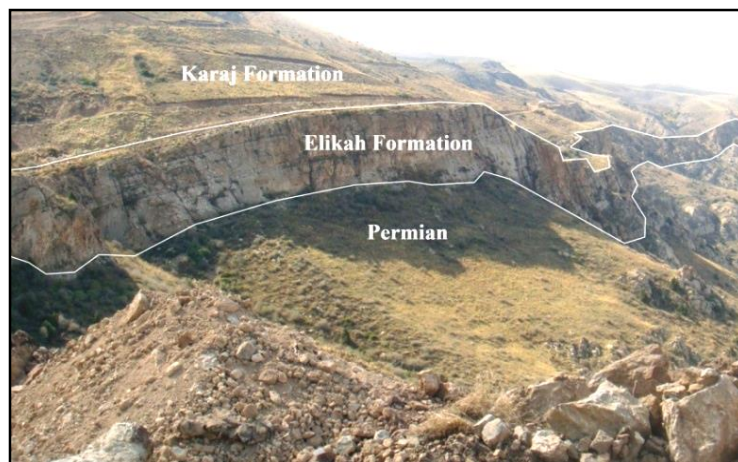
در شرق منطقه‌ی مورد مطالعه (در بالای روستای تاریخی انبوه)، یک واحد کنگلومرای با جورشدگی ضعیف و گردشدگی خوب تا متوسط، که اندازه قطعات تشکیل دهنده در آن ۱ - ۵۰ cm می‌باشد، رخنمون دارد (شکل ۲-۳۰). بیشترین قطعات موجود در این کنگلومرا، آهکی بوده و در آن قطعاتی از ماسه‌سنگ قرمز و سنگ‌های آتشفشانی نیز دیده می‌شود. با وجود فسیل‌های دیسکوسیکلینا، نومولیت و آلئولینا در قطعات آهکی این کنگلومرا، می‌توان سن جدیدتر از ائوسن و احتمالاً الیگوسن تا میوسن را برای آن در نظر گرفت.



شکل ۲-۳۰- تصویری از دانه‌بندی در کنگلومرای الیگومیوسن در منطقه انبوه (A). همانطور که در شکل دیده می‌شود این کنگلومرا دارای جورشدگی ضعیف و گردشدگی نسبتاً خوب می‌باشد. در شکل (B) قطعه‌ای از فسیل که شاخص ائوسن میانی است، دیده می‌شود.

ج- سنگ‌های آهکی

در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه (شمال شرق سلطان قیس)، یک لایه آهکی با ضخامت متوسط ۴۰ متر دیده می‌شود (شکل ۲-۳۱). با توجه به مطالعات قبلی که در مناطق مجاور صورت گرفته است و با استناد به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده و ۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین-رشت، این آهک‌ها بخشی از سازند الیکا هستند که با یک مرز گسلی بر روی سازندهای مربوط به پرمین قرار می‌گیرند و سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی سازند کرج سطح فوقانی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. بخش‌های زیرین آهک‌های فوق، از لایه‌های نازک شیل، مارن و سنگ آهک‌های دولومیتی به رنگ خاکستری و زرد تشکیل شده است که به سمت بالا به تدریج به لایه‌های سنگ آهک دولومیتی متوسط تا ضخیم لایه خاکستری رنگ تبدیل می‌شود. واحدهای آهکی ائوسن، در بیشتر مناطق به صورت هم‌شیب، بر روی رسوبات قاعده‌ای ائوسن قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها عمدتاً شامل تناوبی از آهک‌های میکرایتی، سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ آهک توفی می‌باشند و در بیشتر مناطق، آثار فسیلی خصوصاً نومولیت در آن‌ها دیده می‌شود.



شکل ۲-۳۱- شمال غرب سلطان قیس- گسترش افق‌های آهکی مربوط به سازند الیکا در زیر رخساره‌های آتشفشانی سازند کرج (دید به سمت شمال شرق).

۲-۵- تکتونیک عمومی منطقه

منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از گستره البرز غربی دارای گسل‌های فشارشی نرمال و راندگی‌ها و چین خوردگی‌های متعدد وابسته به گسل خوردگی می‌باشد. گسل‌های اصلی منطقه، از

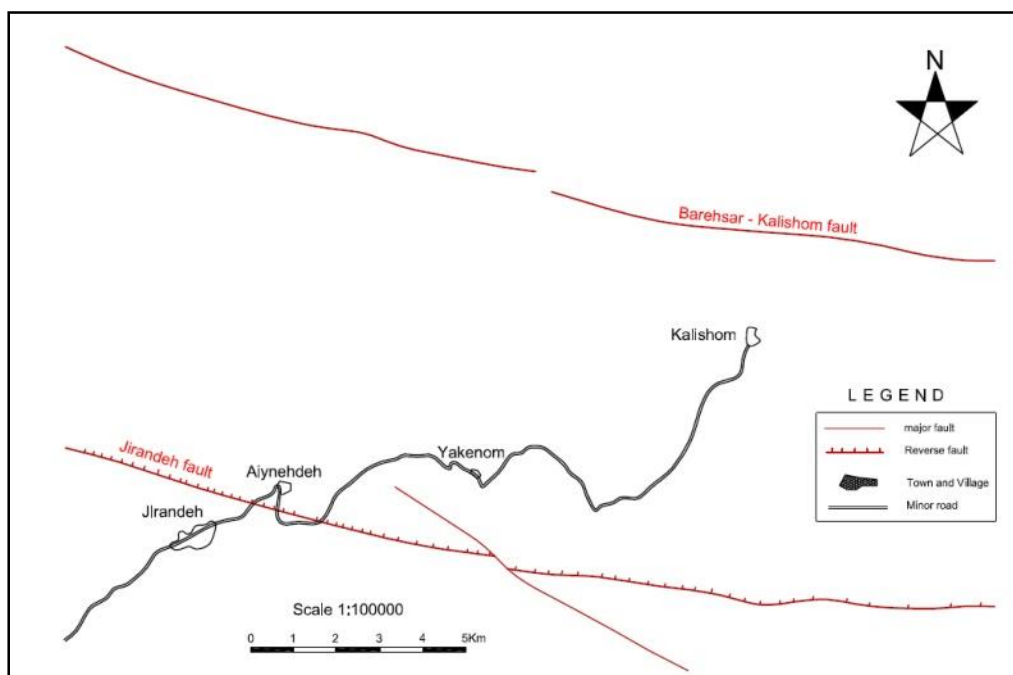
نوع راندگی هستند که با روند تقریباً شرقی - غربی در منطقه راندگی کوه‌های البرز قابل مشاهده‌اند. این منطقه راندگی در شمال شهر لوشان قرار داشته و روند کلی راندگی‌ها در آن، شرقی - غربی با شیب به سمت شمال و جهت حرکت صفحات به سمت جنوب می‌باشد (قلمقاش، ۱۳۸۱). دسته اصلی گسل‌های یاد شده، امتداد شمال غرب - جنوب شرق داشته و دارای مؤلفه‌های جابجایی شیب لغز و امتداد لغز می‌باشند. گسل‌های جیرنده و بره سر - کلیشم از مهم‌ترین این گسل‌ها هستند که در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۳۲).

- گسل جیرنده

این گسل با روند غرب - شمال غرب، از شمال شهر جیرنده می‌گذرد و در بیشتر نقاط توسط نهشته‌های بعدی، پوشیده شده است. در شمال و شمال غرب روستای انبوه و در مجاورت توده نفوذی این منطقه، گسل جیرنده به صورت تقریباً قائم، قابل مشاهده بوده و خردشدگی زیادی را در پیرامون خود ایجاد نموده است. مؤلفه جابجایی اصلی گسل جیرنده از نوع امتداد لغز راست بر می‌باشد؛ ولی دارای جابجایی شیب لغز معکوس نیز است که در ترانشه‌های جاده جیرنده - یکنم دیده می‌شود.

- گسل بره سر - کلیشم

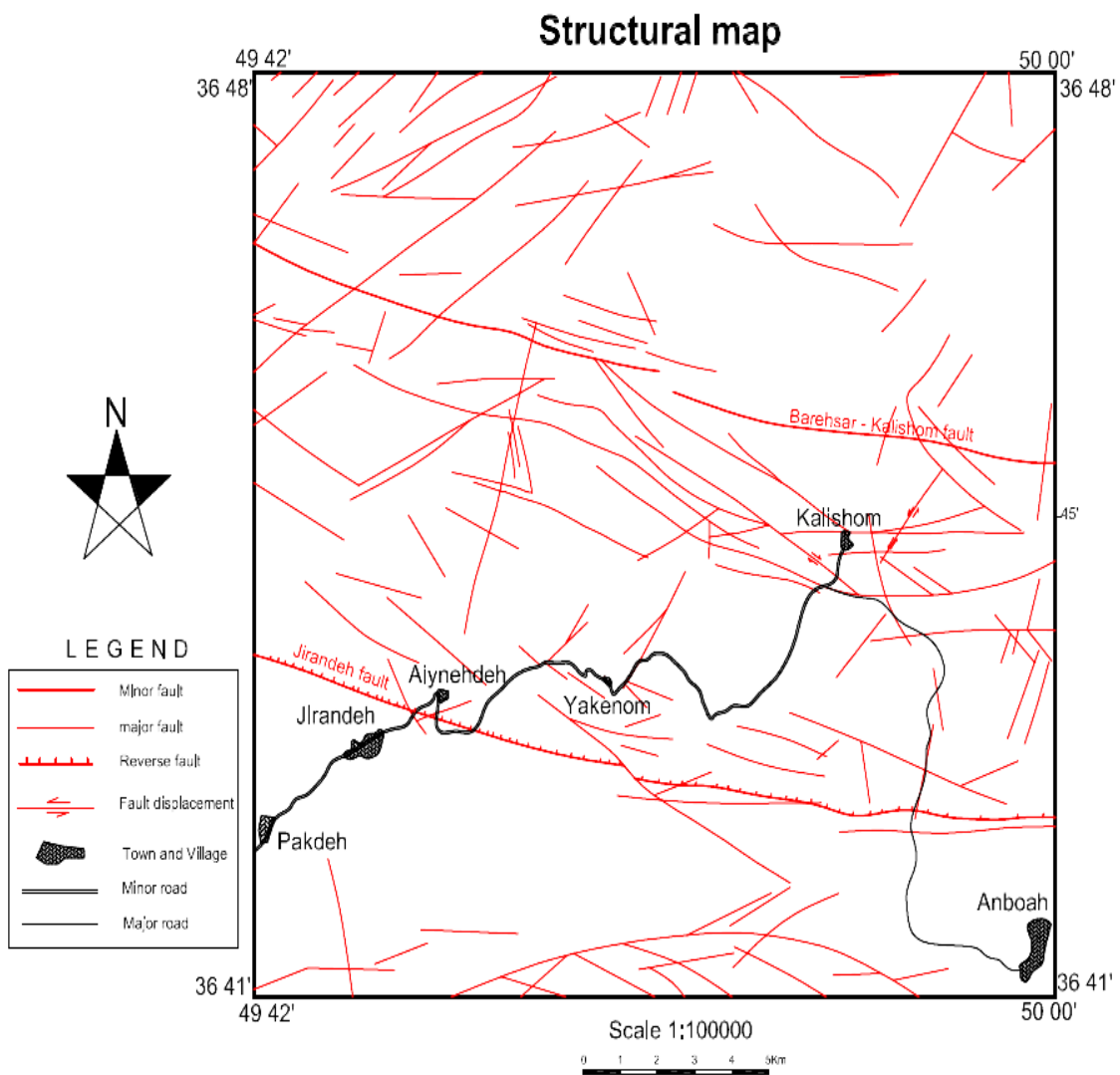
این گسل به موازات گسل جیرنده و در شمال آن قرار دارد و با روند شمال غرب - جنوب شرق، و با درازایی در حدود ۶۲ کیلومتر، تمامی عرض منطقه را در بر می‌گیرد. در بخش غربی، این گسله بر روی نهشته‌های سازند کرج قرار داشته و در بخش شرقی به سازند شمشک منتهی می‌گردد. همچنین در راستای بخش شرقی آن، سازندهای پرمین بیرون زدگی دارد (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵). در شمال روستای کلیشم، شیب این گسل زیاد و به سمت جنوب می‌باشد؛ به طوری که موجب رانده شدن سنگ‌های سازند روته بر روی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن شده است (قلمقاش، ۱۳۸۱).



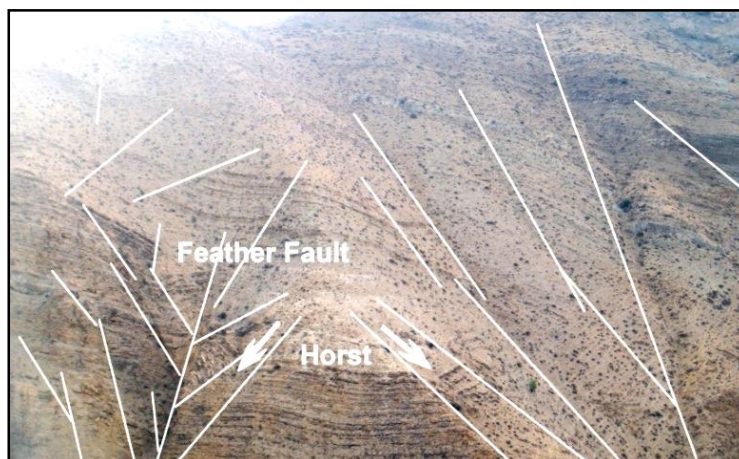
شکل ۲-۳۲- جایگاه و روند قرارگیری دو گسل جیرنده و بره سر- کلیشم در منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ جیرنده)

علاوه بر گسل‌های رانده فوق در منطقه مورد مطالعه، تعداد زیادی گسل‌های نرمال نیز وجود دارند که به نظر جوان‌تر از راندگی‌ها بوده و آن‌ها را جابجا نموده‌اند. این گسل‌ها بیشتر دارای روند شمال غرب- جنوب شرق هستند که تقریباً موازی با ساختارهای اصلی منطقه می‌باشند. با این وجود، گسل‌های فرعی دیگری نیز در منطقه دیده می‌شوند که روندهای شمال شرق- جنوب غرب و شرقی- غربی داشته و از روند ساختارهای اصلی منطقه تبعیت نمی‌کنند (شکل ۲-۳۳).

در جنوب روستای جیرنده، می‌توان تراکم نسبتاً زیادی از گسل‌های نرمال منطقه را مشاهده نمود که موجب جابه‌جایی سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های رسوبی قبل از خود، شده‌اند (شکل ۲-۳۴). این گسل‌ها عمدتاً شیب و روند یکسانی نشان می‌دهند که موافق با روند کلی ساختارهای اصلی در منطقه می‌باشند. قطعات زمین‌هایی که بین این گسل‌های نرمال محدود شده‌اند، بسته به این که قطعه محدود شده از زمین‌های اطراف خود پایین‌تر یا بالاتر قرار گرفته است، دو پدیده فروزمین و فرازمین را ایجاد کرده‌اند. در برخی از نقاط نیز این گسل‌های نرمال به صورت دسته گسل‌های پر مانند دیده می‌شوند (شکل ۲-۳۵).



شکل ۲-۳۳- نقشه گسل‌های اصلی و فرعی منطقه بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده.



شکل ۲-۳۴- تصویری از گسل‌های نرمال، ساختار پر مانند و تشکیل هورست و گرابن در نهشته‌های توفی نزدیک به

روستای چیرنده (دید به سمت جنوب).



شکل ۲-۳۵- روستای پاکده- گسل‌های نرمالی که هورست و گراین ایجاد کرده‌اند (دید به سمت جنوب).

از دیگر ساختارهای اصلی که در منطقه مورد مطالعه می‌توان به آن اشاره نمود، چین‌خوردگی‌ها هستند. همانطور که گفته شد، شکل‌گیری چین‌های البرز در ارتباط مستقیم با گسل‌های منطقه می‌باشد. این چین‌ها اغلب از نوع ملایم و نا هماهنگ، با یک روند شرقی- غربی می‌باشند. به طور کلی، در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز، علاوه بر عملکرد گسل‌های رانده، عواملی مانند گسل‌های امتداد لغز با روند شمال غرب- جنوب شرق در البرز غربی، و شمال شرق- جنوب غرب در البرز شرقی و برخورد صفحه ایران و توران در تریاس پسین نیز نقش مهمی را ایفا نموده‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳). با این وجود، در منطقه مورد مطالعه، چین‌خوردگی‌ها در رخساره‌های آذرآواری و رسوبی و سنگ‌های آتشفشانی مربوط به ائوسن، مشاهده می‌شود. بنابراین می‌توان آن‌ها را به عملکرد نیروهای فشارشی بعد از ائوسن، نسبت داد (شکل ۲-۳۶ و ۲-۳۷).



شکل ۲-۳۶- روستای یکنم- تصویری از چین‌خوردگی در ماسه‌سنگ‌ها که حاکی از وجود نیروهای فشارشی در

منطقه می‌باشد.



شکل ۲-۳۷- روستای جیرنده - وجود چین خوردگی جناغی در توف‌های ائوسن. وجود این ساختارها، اعمال نیروهای فشارشی موضعی را در منطقه تأیید می‌کند (دید به سمت شمال).

۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه

بیشترین حجم توده‌های سنگی منطقه مورد مطالعه را سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری مربوط به ائوسن تشکیل می‌دهند که در آن‌ها کانی‌سازی‌های متنوعی صورت پذیرفته است. بیشترین تمرکز این کانی‌ها، در داخل شکاف‌های عمیقی است که به واسطه عملکرد نیروهای تکتونیکی شدید در منطقه بوجود آمده‌اند. این شکاف‌ها همراه با شکستگی‌های انقباضی منطقه، علاوه بر این‌که به عنوان مجاری خروج ماگما از اعماق زمین عمل نموده‌اند، موجب به گردش درآمدن سیالات داغ ماگمایی به درون سنگ‌های میزبان و در نهایت دگرسانی و سپس کانی‌سازی در آن‌ها شده‌اند (شکل ۲-۳۸).



شکل ۲-۳۸- دگرسانی گرمابی در تراکیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها که موجب تشکیل کانی‌های ثانویه مگنتیت، هماتیت و

اپیدوت در داخل شکستگی‌های موجود در سنگ شده است (دید به سمت شمال).

در تشکیل این کانی‌ها، جایگیری توده‌های نفوذی در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نقش اساسی داشته‌اند. به طوری که ماگماتیسیم ائوسن بالایی و الیگوسن، باعث افزایش گرادیان زمین‌گرایی شده و توده‌های ماگمایی بسیاری را در اعماق کم جایگزین نموده‌اند. در نتیجه‌ی این امر، محلول‌های گرمایی در داخل سنگ‌های میزبان به جریان افتاده و موجب کانی‌سازی مواد معدنی در داخل شکستگی‌های موجود در آن‌ها شده‌اند. این محلول‌ها یا از خود ماگما منشأ گرفته‌اند و یا اینکه آب‌های جوی فرورویی هستند که در نتیجه‌ی حرارت ناشی از توده نفوذی، گرم و منبسط شده و به جریان افتاده‌اند.

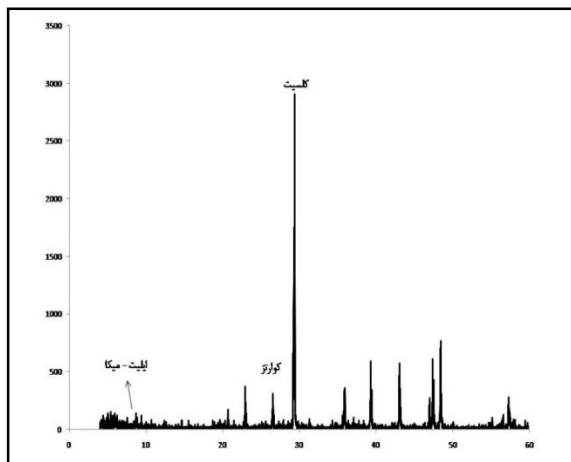
با مطالعه نواحی که در منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند و خصوصاً مناطقی که گسترش دگرسانی در آن‌ها بسیار چشمگیر می‌باشد، چنین حاصل شد که این دگرسانی‌ها عمدتاً در مجاورت توده‌های نفوذی نسبتاً بزرگ صورت گرفته‌اند و آثار آن‌ها در نواحی نزدیک و در فواصل ۱-۲ کیلومتری از توده‌های مزبور نیز قابل مشاهده است. از این میان، از دو منطقه دگرسان شده که در فواصل ۵۰۰ متر و ۱ کیلومتری توده نفوذی شمال غرب انبوه واقع شده‌اند، نمونه‌برداری صورت گرفت (شکل ۲-۳۹ و ۲-۴۰) و به منظور مطالعه ترکیب شیمیایی آن‌ها و انجام آزمایش شیمیایی به روش XRD، به آزمایشگاه پرتو ایکس دانشگاه همدان ارسال شد. نتایج حاصل از آنالیز این دو نمونه، در جدول (۲-۲) آورده شده است.

جدول ۲-۲- ترکیب کانی‌شناسی دو نمونه خاکی دگرسان شده در شمال غرب انبوه

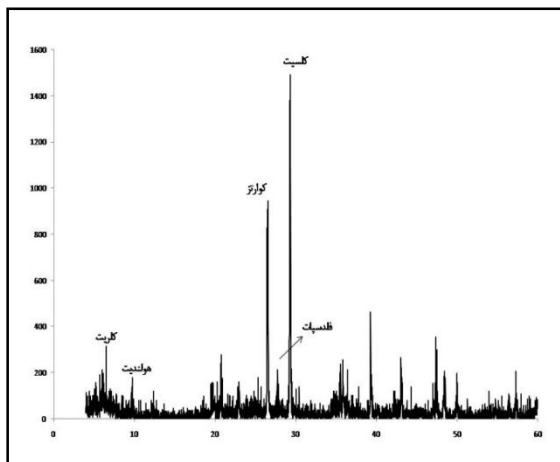
شماره نمونه	کانی‌های سازنده به ترتیب فراوانی
BAD1	کلسیت- کوارتز- کلریت- فلدسپات- هویلاندیت
BAD2	کلسیت- کوارتز- ایلیت- میکا (سریسیت)

با توجه به پرازنز این کانی‌ها، می‌توان چنین تفسیر نمود که وجود هویلاندیت یا زئولیت در نمونه (BAD1)، احتمالاً مربوط به دگرسانی فلدسپات‌ها در قسمت‌های سطحی و ناحیه سیمانی شدن می‌باشد. سرابی (۱۳۷۳) معتقد است که زئولیت‌ها در نتیجه‌ی دگرسانی فلدسپات‌ها در سنگ‌های بازیک و یا اشباع بوجود می‌آیند و ممکن است این دگرسانی ابتدا از نفلین شروع شده و سپس به فلدسپات سرایت نماید.

فیلیپس^۱ و همکاران (۲۰۰۰)، معتقدند که زئولیت‌ها در اثر فعل و انفعالات شیمیایی سیالات قلیایی با شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها وجود می‌آیند. به عبارت دیگر شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیایی انحلال می‌یابند. این عمل باعث افزایش غلظت یون‌های سدیم و آلومینیوم در داخل آب‌های درون منفذی شده و در مراحل بعدی، زئولیت را بوجود می‌آورند. وجود کانی‌های رسی در پارائنز کانی‌های نمونه دگرسان شده (BAD2)، دگرسانی آن را در قسمت‌های سطحی و نواحی هوازده تأیید می‌نماید. این دگرسانی احتمالاً در نتیجه نفوذ آب‌های سطحی فرورو صورت پذیرفته است.



شکل ۲-۴۰- نمودار دیفراسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه BA2، شمال غرب روستای انبوه



شکل ۲-۳۹- نمودار دیفراسیون اشعه ایکس (XRD) نمونه BA1؛ شمال غرب روستای انبوه.

۱- Philips

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

به دنبال بررسی های صحرایی و روابط چینه شناسی واحدهای سنگی مختلف در منطقه مورد مطالعه و به منظور دستیابی به اطلاعات دقیق تر و ویژگی های میکروسکوپی آنها مانند ترتیب تبلور کانی ها، روابط بافتی، وجود یا عدم وجود دگرسانی، اختلاط ماگمایی و همچنین ترکیب کانی شناسی، مطالعات میکروسکوپی بر روی ۶۴ مقطع نازک تهیه شده از توده های سنگی موجود در منطقه، انجام گرفت. به طور کلی، خصوصیات پتروگرافی، حاصل مجموعه ای از رخدادهاست که از هنگام تشکیل ماگما تا صعود، فوران و سپس جایگزینی آن در سطح یا داخل زمین، اتفاق می افتند و بنابراین تأثیر عوامل و رویدادهای مختلف، موجب پیچیده شدن این خصوصیات می گردد. بی شک، شناسایی روابط فوق در مقیاس میکروسکوپی، درک دقیق تری از تاریخچه ی زمین شناسی یک منطقه در پی خواهد داشت. منطقه مورد مطالعه از واحدهای سنگی متنوعی تشکیل شده است که با توجه به مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده، می توان آنها را در ۴ گروه عمده تقسیم بندی نمود (جدول ۳-۱).

جدول ۳-۱- تقسیم بندی واحدهای سنگی موجود در منطقه مورد مطالعه

کریستال لیتیک توفها	الف- سنگ های ولکانی کلاستیک
کریستال ویتریک توفها	
بازالتها	ب- سنگ های آتشفشانی
تراکیتها	
تراکی آندزیتها	
آندزیتها	
ریولیتها	
گابروها	ج- سنگ های نفوذی
دیوریتها	
مونزودیوریتها	
آهکها	د- سنگ های رسوبی
ماسه سنگها	

۲-۳- پتروگرافی سنگ‌های آذرآواری

مطالعه سنگ‌های آذرآواری با پیچیدگی‌های زیادی روبرو می‌باشد. همچنین مطالعه این سنگ‌ها، اطلاعات کمی را در مورد تاریخچه زمین‌شناسی و فرآیندهای مرتبط با تشکیل آن‌ها در اختیار قرار می‌دهد. دیاژنز یکی از مهم‌ترین عواملی است که در این امر دخالت دارد؛ زیرا با تخریب بافت‌های رسوبی و دگرسان نمودن کانی‌ها و تبدیل آن‌ها به ماتریکس، ماهیت اولیه سنگ را از بین می‌برد. با این وجود بر اساس مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه بر حسب ذرات تشکیل دهنده آن‌ها و ماهیت ذرات غالب (گرین اسمیت^۱، ۱۹۸۹)، به دو گروه کریستال لیتیک توف و کریستال ویتریک توف تقسیم‌بندی می‌شوند.

جدول ۲-۳- علائم اختصاری مربوط به کانی‌ها که در این فصل مورد استفاده قرار گرفته است

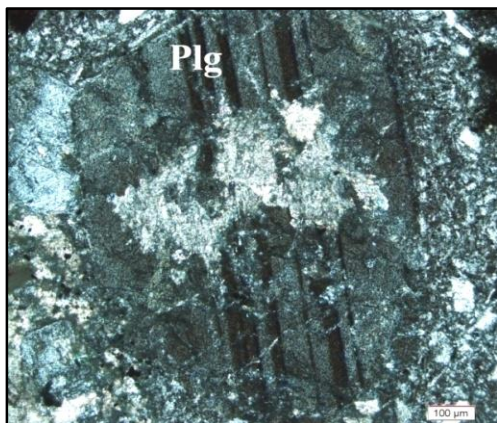
اولیوین	Oli	پلاژیوکلاز	Plg
کلینوپیروکسن	Cpx	فلدسپات آلکالن	Al.f
هورنبلند	Hb	کانی‌های اپک	Opc
آپاتیت	Apa	آمفیبول	Amp
بیوتیت	Bio	کلسیت	Ca
اپیدوت	Epi	کوارتز	Q

۲-۳-۱- کریستال لیتیک توف‌ها

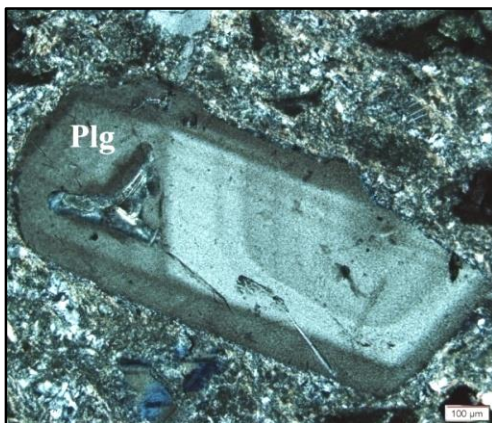
این سنگ‌ها، دارای سیمان سلیسی و آهکی بوده و قطعات لیتیک همراه با بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های اپک، از اجزای اصلی تشکیل دهنده آن‌ها به شمار می‌آیند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند و اغلب دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد بوده و در برخی از مقاطع، منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۳-۱). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، نشانه عدم وجود تعادل کامل در خلال تبلور آن‌هاست (تسوچی‌یاما^۲، ۱۹۸۵). پلاژیوکلازها علاوه بر اینکه بیشترین حجم کانی‌های سازنده‌ی زمینه را تشکیل می‌دهند، عمده‌ترین فنوکریست‌های موجود در این سری از سنگ‌ها نیز به‌شمار می‌آیند و در برخی از آن‌ها می‌توان آثار دگرسانی به کانی‌های ثانویه کلسیت، سیریسیت و اپیدوت را مشاهده نمود (شکل ۳-۲).

۱ - Greensmith

۲ - Tsuchiyama

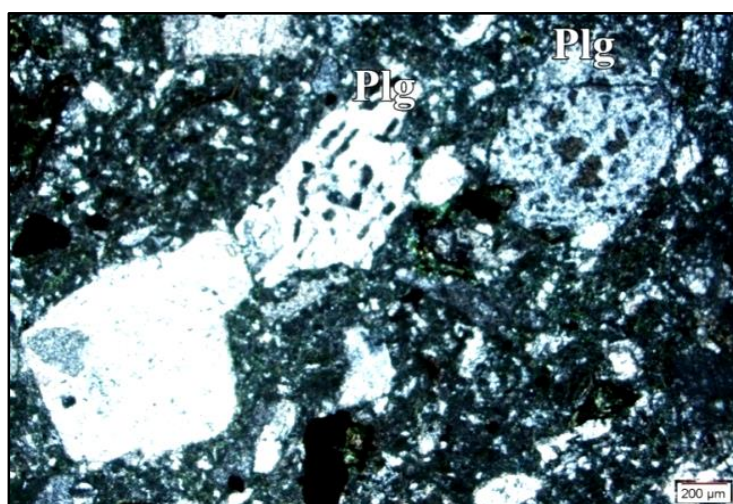


شکل ۳-۲- تصویری از سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز در کریستال لیتیک توفها (XPL). مقیاس 100μm



شکل ۳-۱- تصویری از منطقه بندی پلاژیوکلاز در کریستال لیتیک توفها (XPL). مقیاس 100μm

در برخی از نمونه‌ها، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و لبه‌های گرد شده می‌باشند (شکل ۳-۳). وجود این بافت حاکی از گرم شدن و انحلال پلاژیوکلاز در دماهای بالاتر از دمای لیکیدوس می‌باشد (تسوچی‌یاما، ۱۹۸۵). ممکن است عمل انحلال به علت کاهش فشار وارد بر ماگما در طی صعود آن به سطح زمین نیز صورت گرفته باشد (پیرس^۱ و همکاران، ۱۹۸۷) که در این حالت هیچ دلیلی مبنی بر اینکه خوردگی با تغییر در ترکیب ماگما همراه است وجود ندارد (شلی، ۱۹۹۳). آرایش ماگما توسط مواد خارجی نیز می‌تواند باعث تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی در پلاژیوکلازها شود (آسیابانها ۱۳۸۰).



شکل ۳-۳- تصویری از بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز موجود در کریستال لیتیک توفها (XPL)

۱ - Pearce

ارتوکلازها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل در این سنگها دیده می شوند و آثار دگرسانی در برخی از آنها قابل رویت است. این بلورها با ابعاد ۰/۱ تا ۱ میلی متر، از تمرکز نسبتاً کمی در داخل این سری از سنگها برخوردار هستند؛ به طوری که در برخی از مقاطع، فراوانی آنها به صفر درصد نیز می رسد.

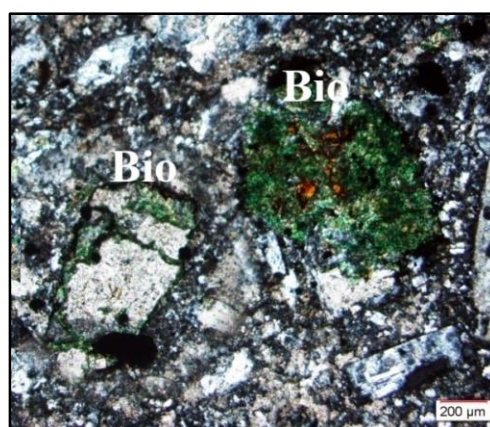
بلورهای کوارتز اغلب بی شکل بوده و درصد حجمی کمتری را نسبت به ارتوکلازها تشکیل می دهند. این بلورها ابعادی در حدود ۰/۱ تا ۰/۷ میلی متر دارند.

بیوتیتها با ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی متر، فراوانی نسبتاً بالایی در این سنگها دارند. این کانی چند رنگی ضعیفی را از زرد کمرنگ تا قهوه ای نشان می دهند و در بیشتر موارد به کلریت دگرسان شده اند. به طوری که در بیشتر نمونه ها فقط قالب آنها بر جای مانده است (شکل ۳-۴).

کانی های اپک، به صورت ادخال بر روی کانی های درشت تر مشاهده می شوند. این بلورها عمدتاً نیمه شکل دار بوده و حدوداً ۵ درصد حجم مقاطع را در بر می گیرند. در برخی از نمونه ها، پیروکسن و آمفیبول نیز وجود دارند (شکل ۳-۴). با توجه به اینکه کانی های فوق در نام گذاری این سری از سنگها (نام های پایه یا ریشه ای) مؤثر نمی باشند، به عنوان کانی های فرعی معرفی می گردند (بیکر^۱، ۱۹۸۳). همچنین در این سنگها الیوین و پیروکسن، عمدتاً به سرپانتین تجزیه شده اند (شکل ۳-۵). سرپانتینی شدن این کانی ها، یک امر طبیعی است که با ورود مقدار زیادی آب و سیلیس و خروج منیزیم به صورت محلول، در دماهای بیشتر از ۱۰۰ تا ۵۰۰ درجه انجام می شود (شلی، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۵- تصویری از سرپانتینی شدن در کریستال

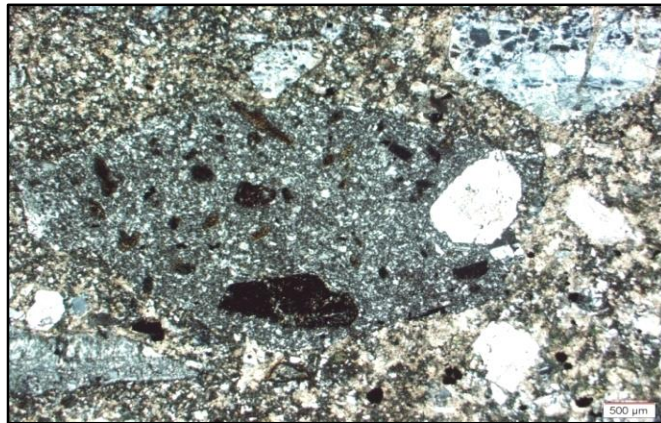


شکل ۳-۴- تصویری از بلور بیوتیت در کریستال لیتیک

۱ - Baker

توف که تماماً به کلریت دگرسان شده است (XPL). لیتیک توف (XPL). مقیاس 100µm

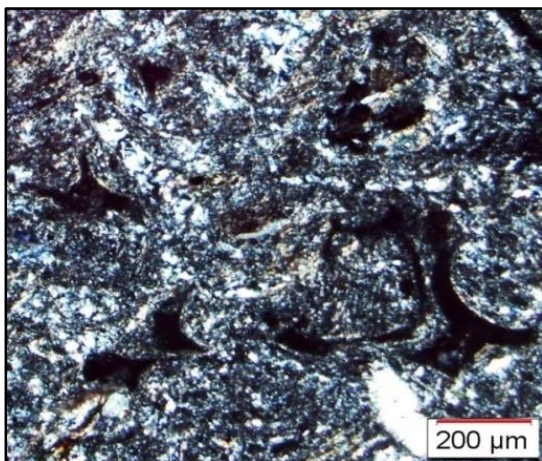
خرده‌سنگ‌ها، قطعات بیگانه‌ای هستند که از فوران‌های قبلی منشأ گرفته‌اند و یا ذرات متعلق به سنگ‌های اطراف مجراها و شکاف‌های آتشفشانی می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که این سنگ‌ها از نظر منشأ بسیار متفاوت بوده و مطالعه دقیق آن‌ها، اطلاعاتی پیرامون زمین‌شناسی ناحیه، قبل از انفجار آتشفشان در اختیار ما قرار می‌دهند (گرین اسمیت، ۱۹۸۹). این قطعات تا حدودی زاویه‌دار می‌باشند که به شدت فوران انفجاری مرتبط می‌باشد. با توجه به فراوانی بلورهای ریز پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و کوارتز در یک زمینه کریپتوکریستالین، می‌توان جنس این خرده سنگ‌ها را آندزیت تا تراکی آندزیت معرفی نمود. این قطعات سنگی، با ابعادی در حدود ۷/۵ - ۰/۵ میلی‌متر، حجم کمتری را نسبت به بلورهای اصلی سنگ اشغال نموده‌اند (شکل ۳-۶).



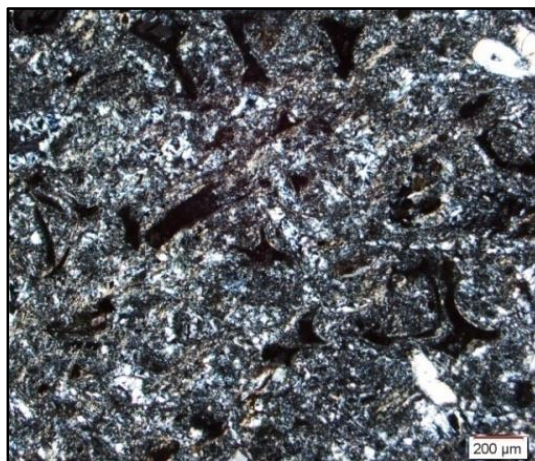
شکل ۳-۶- تصویری از قطعات لیتیک در کریستال لیتیک توف. این قطعات عمدتاً زاویه‌دار می‌باشند (XPL).

۳-۲-۲- کریستال ویتریک توف

توف‌های شیشه‌ای دارای قطعاتی از شیشه به صورت میله‌ای، داسی شکل و قطعات زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۳-۷ و ۳-۸). بست (۲۰۰۳) معتقد است که قطعه قطعه شدن در مذاب‌های سیلیسی پر حفره با ویسکوزیته بالا، موجب تشکیل شارد‌های شیشه‌ای در اندازه‌های خاکستر می‌شود که بیشتر آن‌ها زاویه‌دار بوده و به اشکال Y شکل و کمانی دیده می‌شوند. فوران فراتوماگمایی یا ماگمایی انفجاری، باعث ایجاد فرم‌های هلالی شکل از شیشه‌های بازالتی یا اسیدی شکسته شده، می‌شود. از طرف دیگر شکستگی شیشه در اثر سرد شدن آن در آب، باعث تولید شارد‌های بلوکی با سطوح کم و بیش مسطح می‌گردد (شلی، ۱۹۹۳).

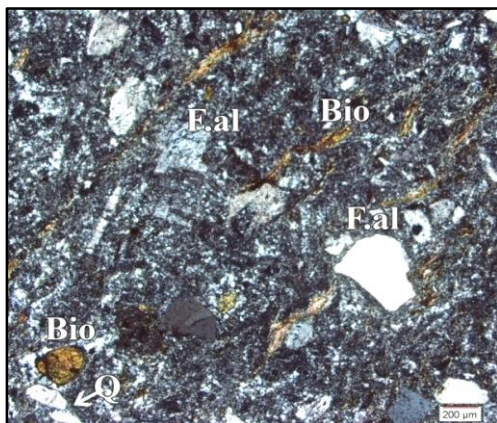


شکل ۳-۸- تصویری از شاردهای شیشه‌ای Y شکل و کمانی در کریستال ویتریک توف‌ها (XPL)



شکل ۳-۷- تصویری از حضور شاردهای شیشه‌ای فراوان در کریستال ویتریک توف (XPL)

معمولاً توف‌های شیشه‌ای با فوران‌های اسیدی و گدازه‌های حدواسط همراه هستند (گرین اسمیت، ۱۹۸۹) و تفاوت اساسی آن‌ها با کریستال لیتیک توف‌ها در عدم وجود قطعات سنگی و وجود شیشه فراوان در زمینه آن‌ها است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده در این نوع از سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، بیوتیت، کوارتز، آمفیبول و کانی‌های اپک می‌باشند. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد بوده و به صورت فنوکریست و همچنین ریز بلور در زمینه سنگ، دیده می‌شوند (شکل ۳-۹). این بلورها عمدتاً نیمه شکل دار هستند و ۱۵-۱۰ درصد از حجم بلورهای موجود در سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. وجود ترک‌های فراوان و زوایای خرد شده در آن‌ها را می‌توان به مکانیسم فوران انفجاری ماگما در نتیجه خروج گازها و مواد فرار نسبت داد. ارتوکلازها از فراوانی نسبتاً بالایی در این سری از سنگ‌ها برخوردار هستند و حدوداً (۳۰-۲۵) درصد کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها عمدتاً شکل دار بوده ماکل کارلسباد نشان می‌دهند. کریستال‌های کوارتز، یکی دیگر از کانی‌های اصلی در این سری از سنگ‌ها بشمار می‌آیند. این کانی عمدتاً به صورت بلورهای ریز و همراه با کانی‌های اپک، بر روی کانی‌های درشت‌تر دیده می‌شود؛ ولی در برخی مقاطع، به عنوان کانی مجزا، از فراوانی و تجمع کمی برخوردار است. کانی‌های اپک پراکنده بوده و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار، با فراوانی تقریباً ۵ درصد دیده می‌شوند. (شکل ۳-۱۰). بیوتیت‌ها به شکل بلورهای قهوه‌ای کشیده و موازی هم دیده می‌شوند که در محل شکستگی‌ها و در امتداد رخ‌های خود، تجزیه شده و به کانی‌های تیره و اپک تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۰- تصویری از بلورهای کوارتز، بیوتیت و فلدسپات آلکالن در کریستال ویتریک توفها (XPL).

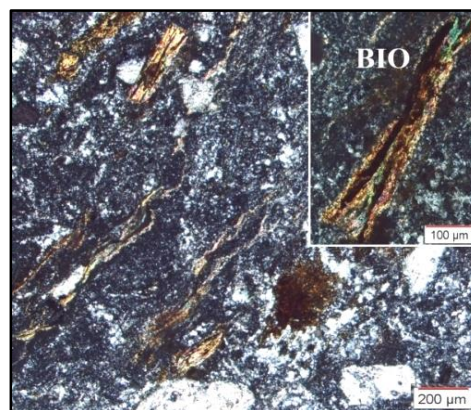


شکل ۳-۹- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز در کریستال ویتریک توف (XPL).

این سنگ‌ها دارای فابریک نواری نیز می‌باشند (شکل ۳-۱۲). اگر رنگ، بافت و ترکیب قطعات جوش خورده در نوارها و عدسی‌ها متفاوت باشد، بافت یا ساخت نواری پدید می‌آید (گرین اسمیت، ۱۹۸۹).



شکل ۳-۱۲- فابریک نواری در کریستال ویتریک توفها که ناشی از تفاوت در رنگ، بافت و ترکیب قطعات جوش خورده در نوارها و عدسی‌ها می‌باشد (XPL).



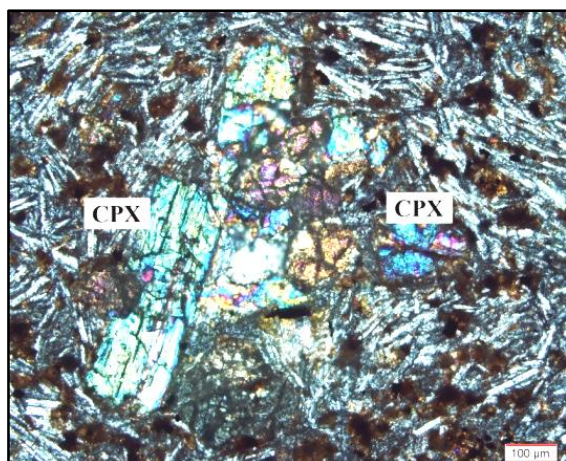
شکل ۳-۱۱- تصویری از جهت‌یابی بلورهای بیوتیت در کریستال ویتریک توف. در سمت راست تصویر بزرگنمایی از یک بلور جهت‌یافته بیوتیت مشخص شده است (XPL).

مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهند که کانی‌های ثانوی تشکیل شده در این توفها شامل سریسیت، کلسیت، کلریت، آلبیت و اپیدوت می‌باشند. کلریت از مهمترین کانی‌های ثانویه در این توفها بشمار می‌آید؛ به‌طوری‌که ۵ تا ۱۰ درصد حجم برخی از مقاطع را تشکیل می‌دهد و به رنگ‌های سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود. این کانی عمدتاً در قالب کانی‌هایی مانند بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول و همچنین در زمینه، حفرات و فضاهای خالی موجود در سنگ همراه با کلسیت و اپیدوت و عمدتاً به اشکال رشته‌ای یا ورقه‌ای مشاهده می‌گردد.

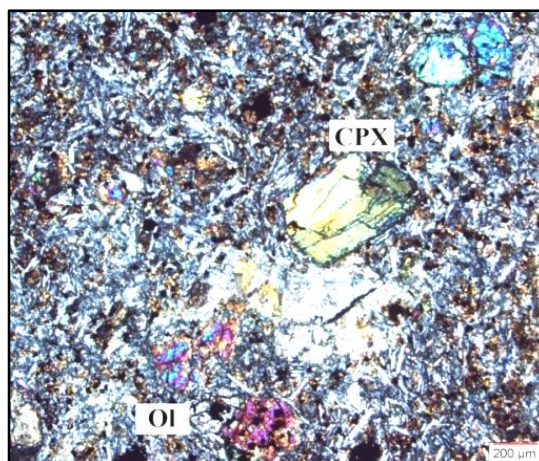
۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

۳-۳-۱- الیوین بازالها

سنگ‌های بازالتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند و در آن‌ها پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین، کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند؛ به‌طوری‌که، کلینوپیروکسن و الیوین به صورت فنوکریست در یک زمینه دانه ریز از میکروولیت‌های درهم پیچیده پلاژیوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱۳). علاوه بر پلاژیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن، الیوین و کانی‌های اپک نیز همراه با شیشه در زمینه سنگ دیده می‌شوند. بافت گلومروپورفیری که حاصل تجمع کانی‌های مافیک (کلینوپیروکسن و الیوین) و پلاژیوکلاز با اندازه‌های تقریباً یکسان در یک زمینه دانه ریز است، در این سری از سنگ‌ها مشاهده می‌گردد (شکل ۳-۱۴).



شکل ۳-۱۴- تشکیل بافت گلومروپورفیری در نتیجه‌ی تجمع بلورهای پیروکسن در یک زمینه میکروولیتی از پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازالتی (XPL).



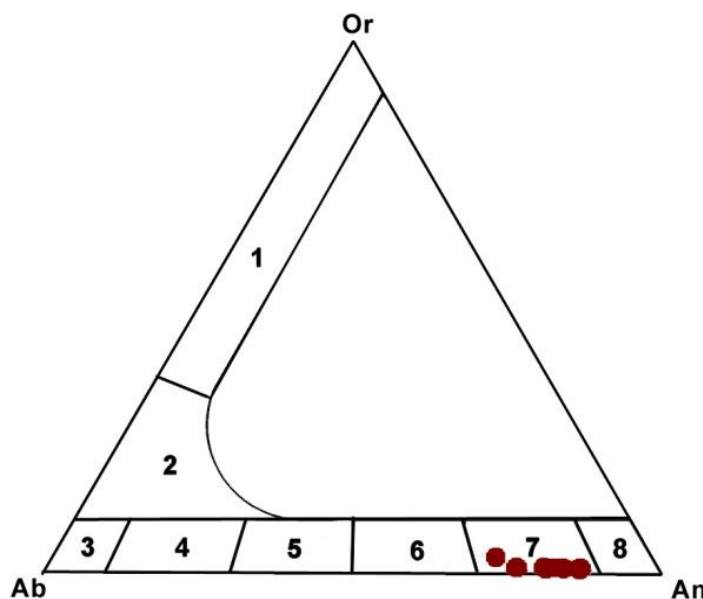
شکل ۳-۱۳- قرارگیری بلورهای کلینوپیروکسن و الیوین به صورت فنوکریست در یک زمینه دانه ریز از میکروولیت‌های درهم پیچیده پلاژیوکلاز (XPL).

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی عمدتاً به‌صورت میکروولیت‌های ریز در خمیره سنگ وجود دارد و فراوان‌ترین کانی موجود در این سری از سنگ‌ها به شمار می‌آید. قرارگیری میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در یک امتداد نسبتاً موازی، موجب تشکیل بافت جریان‌ی شده است. گوپتا (۲۰۰۷) وجود این بافت را حاصل جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه می‌داند.

ترکیب این پلاژیوکلازها در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or نشان داده شده است. بر این اساس، ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی، در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱۵).

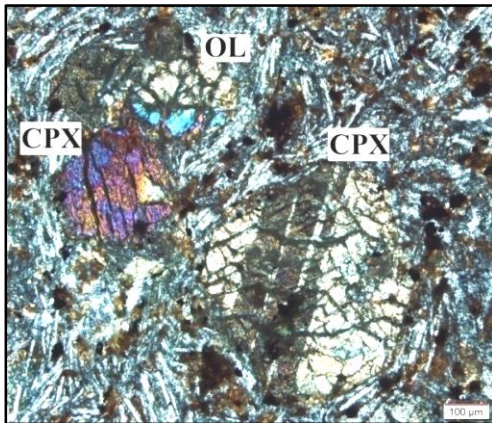


شکل ۳-۱۵- موقعیت فلدسپات‌های موجود در سنگ‌های بازالتی بر روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or. در این نمودار ترکیب فلدسپات‌ها در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرند.

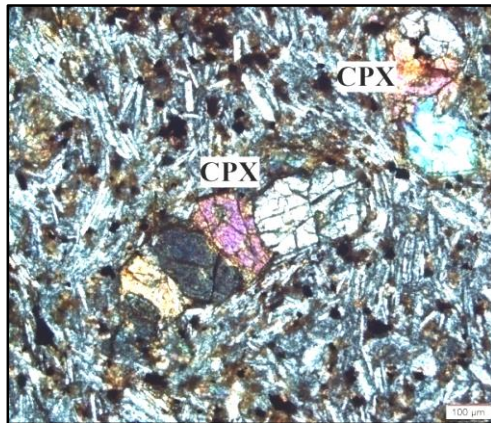
۱- ساندین؛ ۲- ارتوکلاز؛ ۳- آلبیت؛ ۴- الیگوکلاز؛ ۵- آندزین؛ ۶- لابرادوریت؛ ۷- بیتونیت؛ ۸- آنورتیت

پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در بازالت‌ها، عمدتاً از نوع اوژیت تیتان‌دار می‌باشند و چندرنگی سبز- آبی تا بنفش- ارغوانی نشان می‌دهند. این بلورها اغلب شکل دار بوده و ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد و همچنین ترک‌ها و شکستگی‌های فراوانی در آن‌ها دیده می‌شود. وجود بلورهای ریز الیوین در داخل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، حاکی از تبلور زودتر این کانی نسبت به کلینوپیروکسن می‌باشد. در ادامه، به علت بالا بودن سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به الیوین، بلورهای الیوین، در داخل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، به دام می‌افتند. قرارگیری کلینوپیروکسن‌ها در اطراف بلورهای الیوین نیز حاکی از تأخیر تبلور کلینوپیروکسن نسبت به الیوین در این سری از سنگ‌ها می‌باشد (شکل ۳-۱۶ و ۳-۱۷).

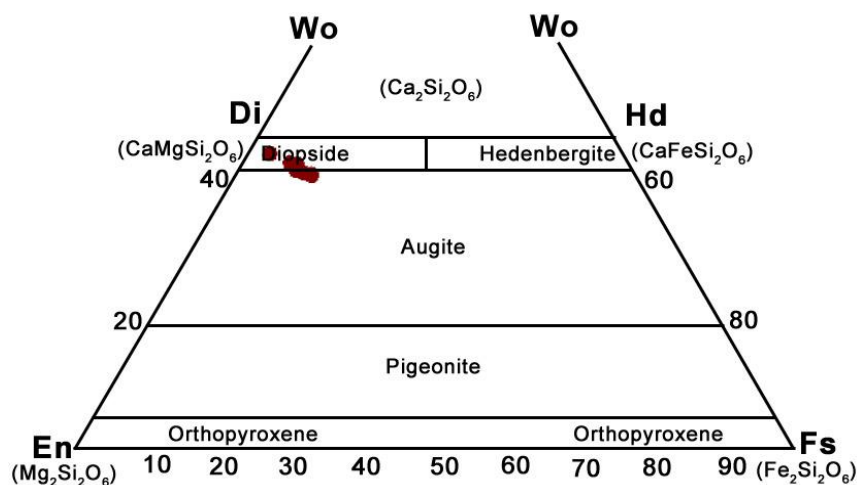


شکل ۳-۱۷- تصویری از فنوکریست کلینوپیروکسن که دارای ماکل پلی سنتتیک می باشد. قرارگیری بلورهای کلینوپیروکسن در اطراف الیوین، حاکی از تأخیر تبلور الیوین نسبت به کلینوپیروکسن است (XPL). 100 μm



شکل ۳-۱۶- تصویری از قرارگیری میکرولیتهای پلاژیوکلاز در یک امتداد نسبتاً موازی و تشکیل بافت جریانی. در این تصویر بلورهای پیروکسن نیز در یک امتداد و به دنبال هم قرار گرفته اند (XPL). 100 μm

شکل (۳-۱۸) موقعیت کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای بازالتی را در نمودار سه تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت نشان می دهد. ترکیب این کانی در نمودار فوق، در محدوده دیوپسید قرار می گیرد و کمی به سمت ترکیبات اوزیتی متغیر می باشد.

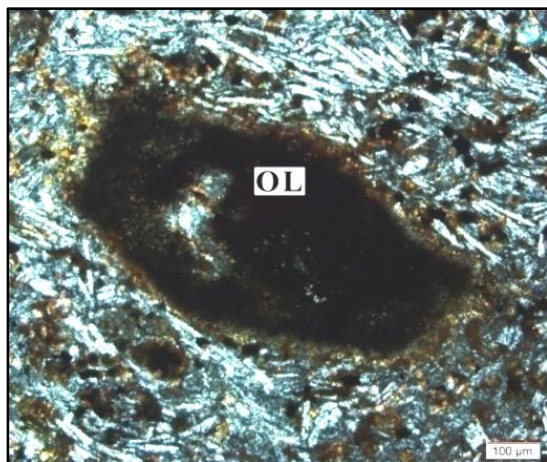


شکل ۳-۱۸- موقعیت کلینوپیروکسنهای موجود در بازالت های مورد مطالعه در نمودار سه تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت. در این نمودار کلینوپیروکسنهای موجود در سنگهای الیوین بازالتی در محدوده دیوپسید قرار می گیرند.

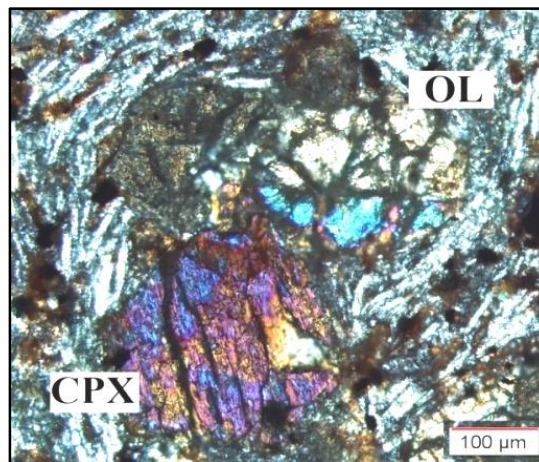
الیوین

مقدار الیوین در این سنگها نسبتاً پایین بوده و به صورت فنوکریست و همچنین بلورهای ریز در خمیره سنگ و بر روی بلورهای درشت تر یافت می شوند (شکل ۳-۱۹). الیوین یک کانی مستعد برای دگرسانی شیمیایی، خصوصاً در سنگهای آتشفشانی می باشد و عمدتاً دگرسانی به طور کامل بر آن

تأثیر می‌گذارد. وجود انیزوتروپی زیاد در ساختمان الیوین نیز باعث گسترش دگرسانی در آن می‌گردد. در این سری از سنگ‌ها نیز، الیوین ایدنگسیتی شده، به‌طوری که اغلب به طور کامل، توسط اکسیدهای آهن جانشین گردیده است (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۲۰- تصویری از یک بلور الیوین که به طور کامل، توسط اکسیدهای آهن پر شده است (XPL).



شکل ۳-۱۹- تصویری از یک بلور الیوین که توسط بلورهای کلینوپیروکسن احاطه شده است (XPL).

کانی‌های اپک

این کانی‌ها عمدتاً شامل اکسیدهای آهن و تیتان می‌باشد و ممکن است که در این سری از بازالت‌ها، عمدتاً در داخل فنوکریست‌های موجود در سنگ دیده می‌شوند.

- کانی‌های فرعی

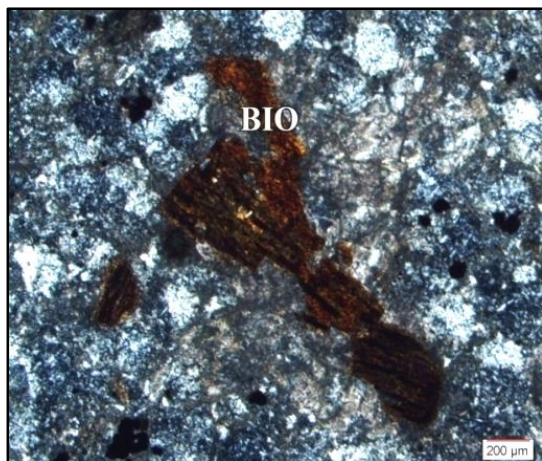
اکسیدهای آهن، از فراوان‌ترین کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها به‌شمار می‌آیند؛ به‌طوری‌که به‌صورت پراکنده در کل سنگ قابل مشاهده بوده و لکه‌های قهوه‌ای رنگی را در سطح مقطع ایجاد نموده‌اند.

- کانی‌های ثانویه

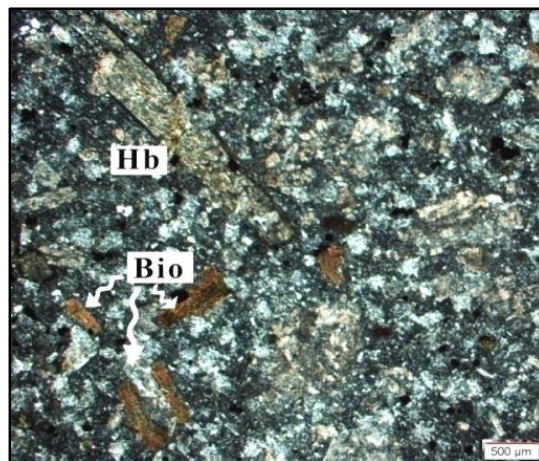
کانی‌های اپک مانند اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن که در خلال ایدنگسیتی شدن الیوین بوجود می‌آیند و کلریت که حاصل دگرسانی ضعیف در کلینوپیروکسن‌ها می‌باشد، از کانی‌های ثانویه موجود در این سری از سنگ‌ها به‌شمار می‌آید.

۳-۲- تراکیت‌ها

این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای ساخت پورفیری با یک زمینه بسیار دانه ریز و کریپتوکریستالین از کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپات آلوکالین می‌باشند و به رنگ‌های خاکستری روشن تا قرمز-قهوه‌ای (در نواحی هوازده) دیده می‌شوند. فنوکریست‌ها عمدتاً شامل هورنبلند و بیوتیت می‌باشند که دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند (شکل ۳-۲۱ و ۳-۲۲). در نتیجه افت فشار در سیستم‌های ماگمایی که موجب صعود ماگما به ترازهای بالاتر پوسته می‌گردد، بیوتیت و هورنبلند به آسانی تجزیه می‌شوند. علت این امر را می‌توان به افزایش ناگهانی دمای ماگما در اعماق کمتر نسبت داد. این افزایش حرارت شرایط مناسبی را برای واکنش‌های اکسیداسیون مهیا می‌کند. به‌طور کلی، هورنبلند و بیوتیت، خصوصاً در جایی که به صورت فنوکریست یافت می‌شوند، تمایل دارند به اجتماعی از دانه‌های ریز و بی‌آب اکسیدهای آهن، پیروکسن و فلدسپار، دگرسان شوند (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۲۲- تصویری از یک بلور بیوتیت در تراکیت‌ها که در امتداد رخ‌ها دچار دگرسانی شده است (XPL).



شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت در یک زمینه دانه ریز در تراکیت‌ها (XPL).

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها عمدتاً به صورت میکروولیت‌های ریز بهم فشرده و جهت یافته در خمیره سنگ دیده شده و بندرت به صورت فنوکریست، یافت می‌گردند.

فلدسپات آلکالن

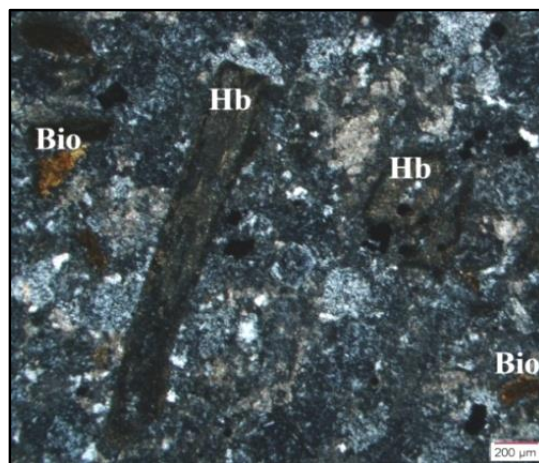
آلکالی فلدسپات‌ها در سنگ‌های تراکیتی، فراوان‌ترین کانی‌های زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و عمدتاً به صورت ریز بلور و نیمه خودشکل همراه با پلاژیوکلازها در خمیره سنگ دیده می‌شوند.

هورنبلند

هورنبلندها غالباً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ترکیب آن‌ها در حد هورنبلند سبز تا قهوه‌ای می‌باشد. این کانی چند رنگی سبز تا سبز متمایل به قهوه‌ای نشان می‌دهد، و اکثراً، دچار اکسیداسیون شده‌اند (شکل ۳-۲۳). در بیشتر نمونه‌ها، اکسیداسیون در حاشیه خارجی کانی‌ها تأثیر داشته و در اطراف کانی، هاله‌ی نسبتاً ضخیمی از اکسیدهای آهن را بر جای گذاشته است. گاهی نیز شدت این فرآیند به اندازه‌ای است که بلور به تمامی از بین رفته و فقط قالبی از آن باقی مانده که توسط کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلسیت پر شده است (شکل ۳-۲۴).



شکل ۳-۲۴- تصویری از یک بلور هورنبلند که بطور ثانویه توسط کلسیت پر شده است (XPL).



شکل ۳-۲۳- تصویری از بلورهای هورنبلند که تقریباً بطور کامل دگرسان شده‌اند (XPL).

بیوتیت

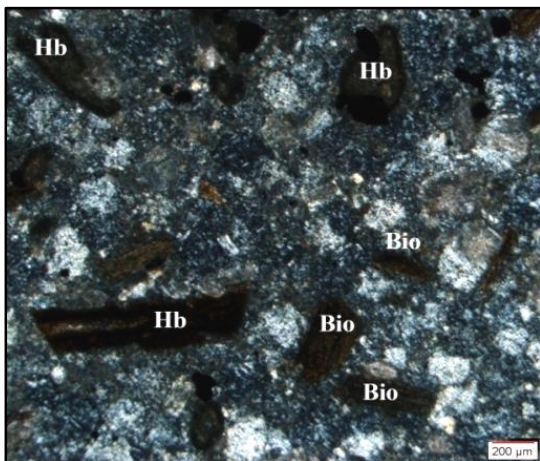
بلورهای بیوتیت در این سری از سنگ‌ها از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار هستند و عمدتاً به صورت فنوکریست یافت می‌شوند (شکل ۳-۲۵). این بلورها نیز همانند هورنبلندها، تحت تأثیر اکسیداسیون قرار گرفته و تماماً و یا به صورت بخشی، به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند (شکل ۳-۲۶).

- کانی‌های فرعی

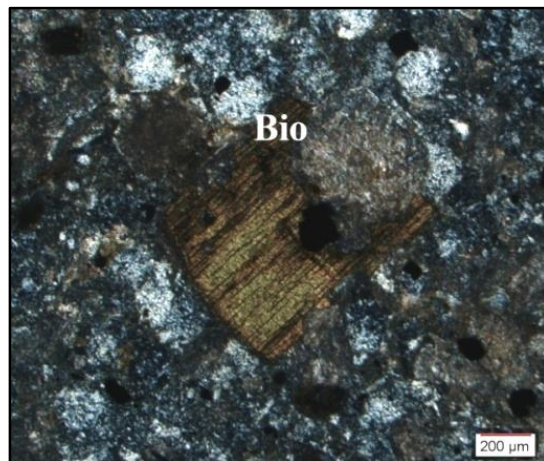
کانی‌های فرعی معمول در سنگ‌های تراکیتی منطقه، شامل اکسیدهای آهن- تیتان، اسفن، آپاتیت و زیرکن می‌باشد. در سنگ‌های فوق، اکسیدهای آهن به وفور یافت می‌شوند به‌طوری که لکه‌های ریز قهوه‌ای رنگ و بی‌شکلی را در سطح مقاطع ایجاد نموده‌اند.

- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت و کلسیت، که ناشی از تأثیر یک فاز هیدروترمال و یا دگرگونی درجه پایین بر کانی‌های مافیک حرارت بالا در سنگ می‌باشند (معین وزیری و همکار، ۱۳۷۱)، پرکننده حفرات بوده و همچنین در قالب کانی‌های دیگر جایگزین شده‌اند. مگنتیت نیز که حاصل اکسیداسیون هورنبلند و بیوتیت می‌باشد، از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در این سری از سنگ‌ها به شمار می‌آید.



شکل ۳-۲۶- تصویری از دگرسانی بسیار شدید در بلورهای هورنبلند و بیوتیت موجود در تراکیت‌ها (XPL)



شکل ۳-۲۵- تصویری از یک فنوکریست بیوتیت که از حاشیه دچار دگرسانی شده است (XPL).

۳-۳-۳- تراکی آندزیت‌ها

تراکی آندزیت‌ها در بخش شرقی منطقه مورد مطالعه، از گسترش قابل توجهی برخوردار بوده و به صورت ستون‌های بلند منشوری شکل دیده می‌شوند و به علت داشتن ترک‌های عمیق، دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند؛ به طوری که در نتیجه این دگرسانی، در نمونه دستی به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای بلورهای درشت و خودشکل آمفیبول می‌باشند (شکل ۳-۲۷). اندازه این

بلورها تا ۰/۵ سانتی متر نیز می‌رسد؛ به طوری که با چشم غیرمسلح نیز قابل مشاهده‌اند. از دیگر کانی‌های اصلی موجود در تراکی‌اندزیت‌ها می‌توان به پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، فلدسپات آلکالن و بیوتیت اشاره نمود؛ که در این میان بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، در یک زمینه دانه ریز و میکروولیتی از پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن و بیوتیت دیده می‌شوند و تشکیل بافت‌های پورفیریتیک و مگاپورفیریتیک و تراکیتی را می‌دهند.

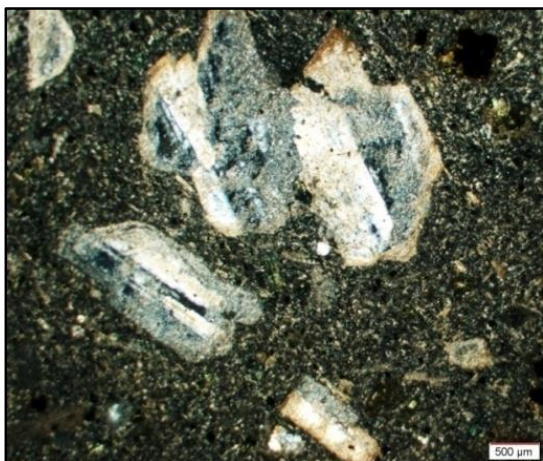


شکل ۳-۲۷- تصویری از بافت پورفیری در تراکی‌اندزیت‌ها با حضور بلورهای نسبتاً درشت آمفیبول (مقیاس 1mm)

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها عمدتاً به صورت بلورهای نسبتاً درشت (۰/۵ تا ۰/۴ میلیمتر)، کشیده و خود شکل، دیده می‌شوند و از فراوانی ۱۰ - ۳۰ درصد، خصوصاً در زمینه‌ی سنگ برخوردار هستند. این بلورها ماکل دوتایی، تکراری و ساختمان منطقه‌ای نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۸) و به سریسیت، کلریت، اپیدوت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۲۹). آثار این دگرسانی به صورت لکه و دانه‌های ریز در سطح و حاشیه کانی قابل مشاهده می‌باشد. در نتیجه این فرآیند، کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت و سریسیت، در سطح بلور بوجود آمده‌اند. رشد سریسیت نیازمند افزایش آب و K^+ در محیط است و سریسیتی شدن زمانی پیشرفت می‌کند که محلول‌های سرشار از آب وجود داشته باشند. فرآیند کلریتی شدن بیوتیت، یکی از منابع مهم K^+ در طبیعت است که در نتیجه این امر، k^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش شده و Ca^{+2} را آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای، به راحتی سریسیتی می‌شود (شلی، ۱۹۹۳).



شکل ۳-۲۹- تصویری از بلورهای پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت‌ها که در حال سربست شدن می‌باشند (XPL). مقیاس 500μm



شکل ۳-۲۸- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز در زمینه میکرولیتی تراکی آندزیت‌ها که دارای ساختمان منطقه‌ای و ماکل دوتایی است (XPL).

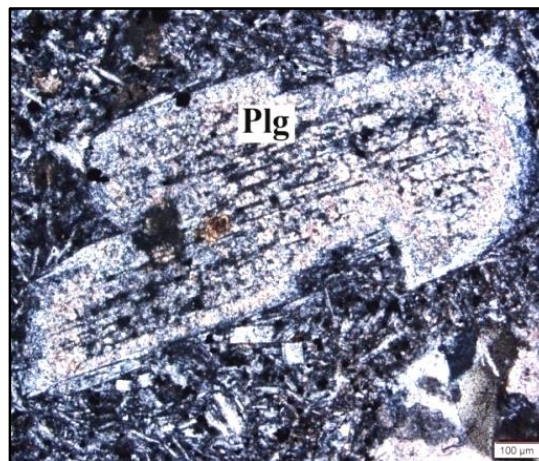
از دیگر ویژگی‌های بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، می‌توان به وجود بافت غربالی، خوردگی‌های خلیج مانند و گردشگری حاشیه بلوری اشاره نمود (شکل ۳-۳۰). وجود این پدیده‌ها و تشکیل حاشیه‌های واکنشی در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز را می‌توان ناشی از تفاوت ترکیب و تحت اشباع بودن مذاب از فاز جامد تشکیل دهنده این بلورها دانست. در این حالت فاز جامدی که به علت اشباع بودن در سیال اولیه متبلور شده، به واسطه تغییر شرایط و ایجاد شرایط فیزیکیوشیمیایی جدید، دچار عدم تعادل و در نتیجه انحلال می‌گردد و خوردگی و گردشگری در بلور صورت می‌پذیرد. این تغییر شرایط در سیال را می‌توان ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مایعات درگیر دانست (بست، ۲۰۰۳).

پیروکسن

بلورهای پیروکسن عمدتاً از نوع کلینوپیروکسن می‌باشند و بیشتر همراه با کانی‌های ریز زمینه سنگ دیده می‌شوند و گاهی به صورت فنوکریست‌های نیمه خودشکل تا بی‌شکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر نیز قابل مشاهده هستند. کلینوپیروکسن‌ها، از فراوانی کمتری نسبت به سایر کانی‌های مافیک برخوردارند. تجمع بلورهای فوق در زمینه میکرولیتی برخی از نمونه‌های تراکی آندزیتی، بافت گلومروپورفیری را ایجاد نموده است (شکل ۳-۳۱).



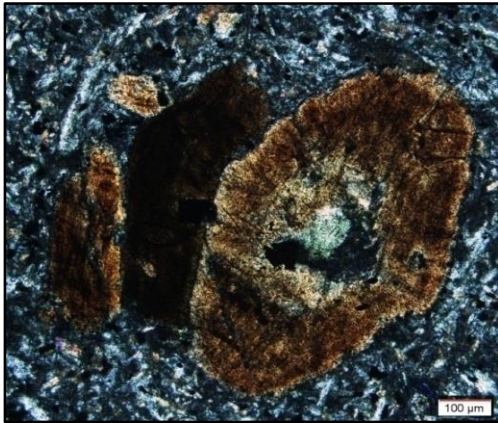
شکل ۳-۳۱- تجمع بلورهای پیروکسن و آمفیبول و تشکیل بافت گلومروپورفیری در زمینه میکرولیتی سنگ‌های تراکی‌آندزیتی (XPL).



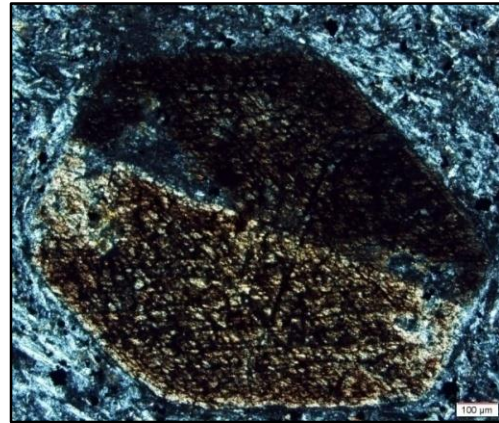
شکل ۳-۳۰- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حاشیه‌های گردشده و خورده شده در تراکی‌آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 100μm

آمفیبول

فنوکرست‌های آمفیبول به ابعاد ۱-۰/۵ میلی‌متر، بیشترین حجم کانی‌های مافیک موجود در این سری از سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و گاهی اجتماعات آن‌ها بافت گلومروپورفیری را ایجاد می‌کند (شکل ۳-۳۲ و ۳-۳۳). این بلورها عمدتاً خوددشکل بوده و در بیشتر آن‌ها اکسیداسیون صورت گرفته است؛ به‌طوری‌که در حاشیه بلور می‌توان تمرکز اکسیدهای آهن را مشاهده نمود (شکل ۳-۳۴). این کانی نیز همانند پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها، دچار انحلال و خوردگی شیمیایی شده است (شکل ۳-۳۵) و گاهی شواهدی از ایجاد واکنش با ماگما را نیز بروز می‌دهند؛ به‌طوری‌که با محصولات واکنشی که عمدتاً تیره هستند، محصور شده و خوردگی پیدا کرده‌اند (شکل ۳-۳۶). واکنش مزبور ممکن است منجر به ایجاد اشکال خورده شده گردد (شکل ۳-۳۷). این امر احتمالاً ناشی از رشد غیر تعادلی بلور در نتیجه واکنش با ماگماست و ارتباطی به خوردگی‌های خلیج مانند که در نتیجه‌ی انحلال بوجود می‌آیند، ندارد (شلی، ۱۹۹۳).



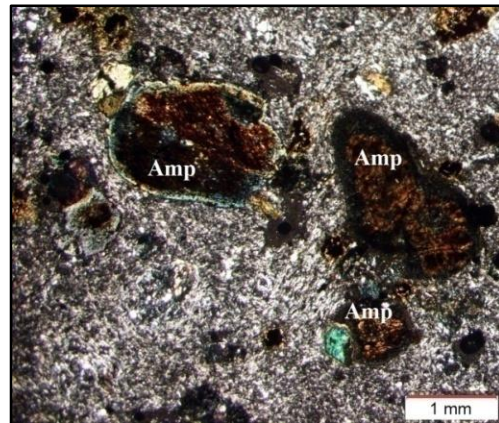
شکل ۳-۳۳- تجمع بلورهای خودشکل آمفیبول و تشکیل بافت گلومروپورفیری در تراکی آندزیت‌ها (XPL).



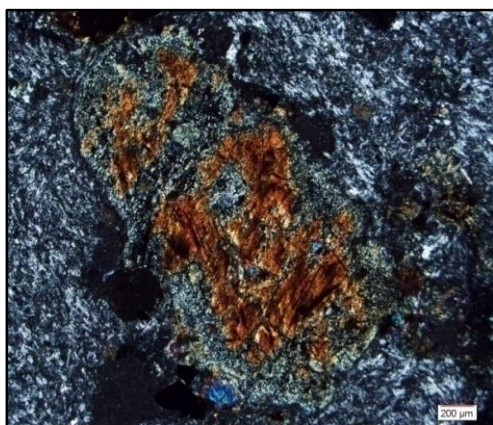
شکل ۳-۳۲- تصویری از یک فنوکریست خودشکل آمفیبول در تراکی آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 100μm



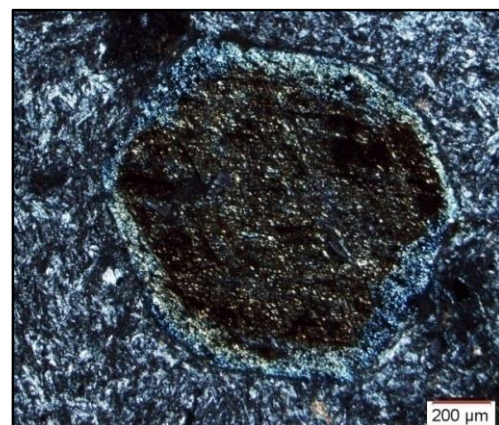
شکل ۳-۳۵- اپاسیتی شدن و تجمع کانی‌های تیره در اطراف یک بلور آمفیبول. همچنین این بلور دارای حاشیه‌های گرد شده و خورده شده می‌باشد (XPL).



شکل ۳-۳۴- تمرکز اکسیدهای آهن و کانی‌های تیره ناشی از اکسیداسیون در حاشیه‌ی بلورهای آمفیبول موجود در تراکی آندزیت‌ها (XPL).

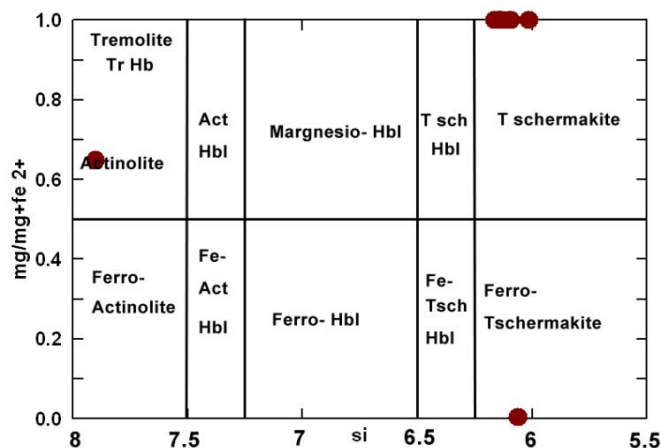


شکل ۳-۳۷- اشکال خلیجی مانند در یک بلور آمفیبول که ناشی از رشد غیر تعادلی بلور آمفیبول در نتیجه‌ی واکنش با ماگما می‌باشد. مقیاس 200μm



شکل ۳-۳۶- تصویری از یک بلور آمفیبول که توسط محصولات واکنشی حاصل از واکنش بین بلور با ماگمای در برگیرنده، محصور شده است (XPL).

محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های آنالیز شده در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها دارای گستره ترکیبی نسبتاً مشابه‌ای بوده و در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. این آمفیبول‌ها از نوع شرماکیتی و شرماکیتی آهن‌دار هستند که همراه با اکتینولیت که احتمالاً در نتیجه دگرسانی شرماکیت‌ها بوجود آمده است، در یک گستره ترکیبی قرار می‌گیرند (شکل ۳-۳۸).



شکل ۳-۳۸- موقعیت آمفیبول‌های نمونه‌های تراکی‌آندزیتی منطقه مورد مطالعه بر روی دیاگرام لیک^۱ (۱۹۷۸)

بیوتیت

فنوکرست‌های صفحه‌ای شکل بیوتیت در ابعاد ۰/۷ - ۰/۳ میلی‌متر، از فراوانی نسبتاً کمی در این سنگ‌ها برخوردار می‌باشند. این کانی‌ها نیز همانند بلورهای آمفیبول، دچار اکسیداسیون شده و عمدتاً به طور کامل به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. با این حال در برخی از نمونه‌های سالم‌تر، تجمع کانی‌های اپک بر روی آنها کاملاً مشهود است (شکل ۳-۳۹).

- کانی‌های فرعی

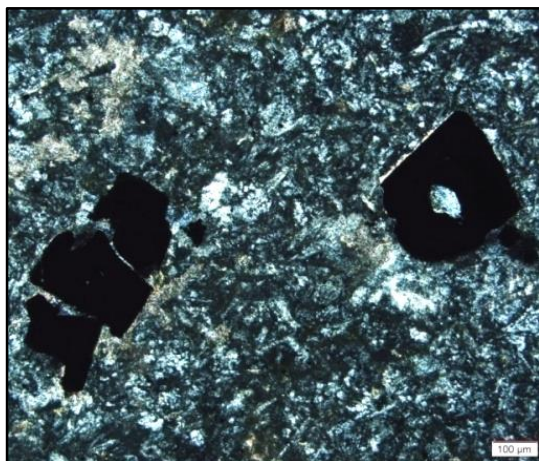
اکسیدهای آهن و کانی‌های اپک، فراوان‌ترین کانی‌های فرعی موجود در تراکی‌آندزیت‌ها را تشکیل می‌دهند که عمدتاً به صورت کانی‌های خودشکل تا نیمه خودشکل در اندازه‌های ۰/۱ تا ۰/۳ میلی‌متر، در زمینه سنگ پراکنده می‌باشند (شکل ۳-۴۰).

- کانی‌های ثانویه

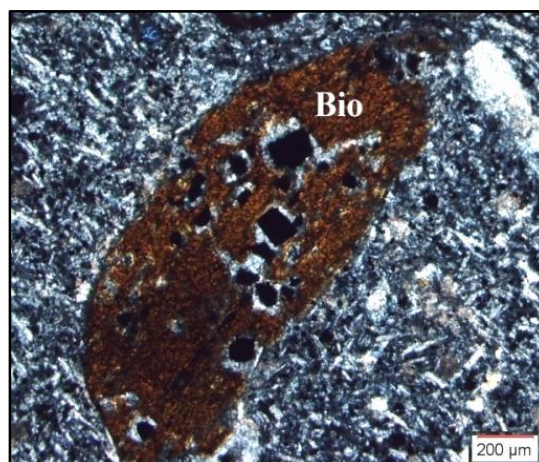
الیژیست، مگنتیت و اپیدوت از کانی‌های ثانویه‌ای هستند که داخل حفرات و شکستگی‌های موجود در سنگ را پر نموده‌اند (شکل ۳-۴۱ و ۳-۴۲). وجود اپیدوت ثانویه را می‌توان ناشی از تأثیر دگرسانی

۱- Leake

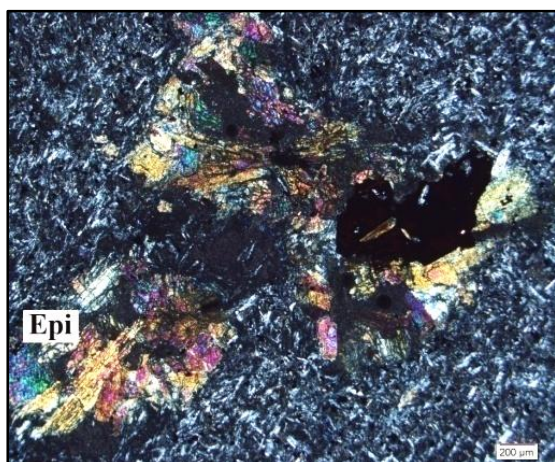
گرمایی بر روی پلاژیوکلازها و تبدیل آن‌ها به اپیدوت و آلبیت دانست. کلریت که در نتیجه دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت و کلینوپیروکسن بوجود آمده است، سرسیت که نتیجه دگرسانی در پلاژیوکلازها می‌باشد و کلسیت، از دیگر کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها به شمار می‌آیند (شکل ۳-۴۳ و ۳-۴۴). کلریت ثانویه معرف حضور یک فاز سیال در طی دگرسانی می‌باشد که موجب خروج پتاسیم از بیوتیت و خروج Na و Ca از اوژیت، گردیده است.



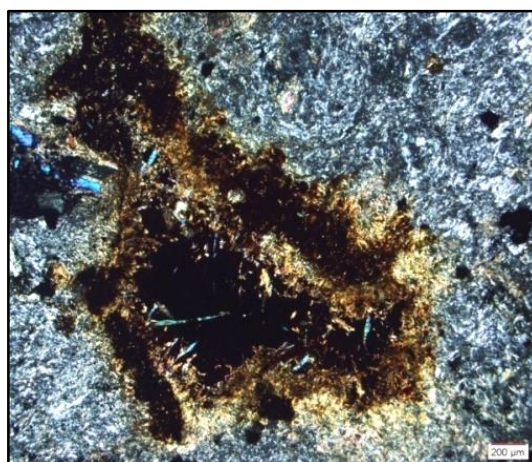
شکل ۳-۴۰- تصویری از کانی‌های اپک در تراکی‌آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 100μm



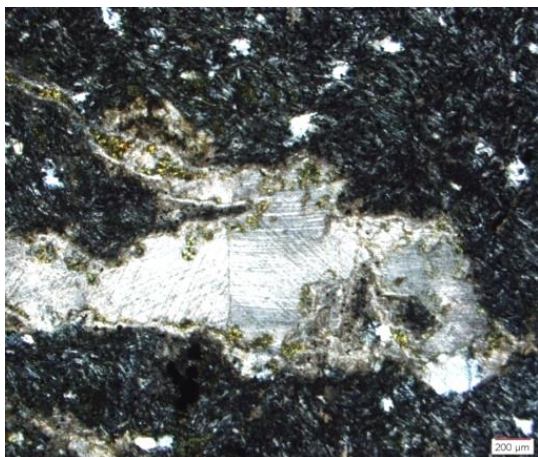
شکل ۳-۳۹- تجمع کانی‌های مافیک بر روی یک فنوکریست بیوتیت در تراکی‌آندزیت‌ها (XPL).



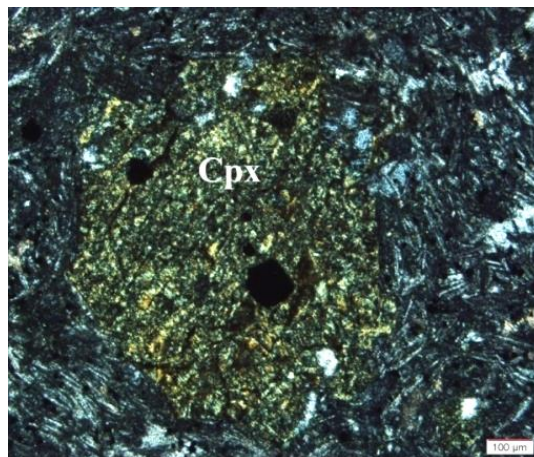
شکل ۳-۴۲- تصویری از کانی ثانویه اپیدوت در تراکی‌آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 200μm



شکل ۳-۴۱- تشکیل الیزیت و دیگر اکسیدهای آهن در اطراف حفرات تراکی‌آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 200μm



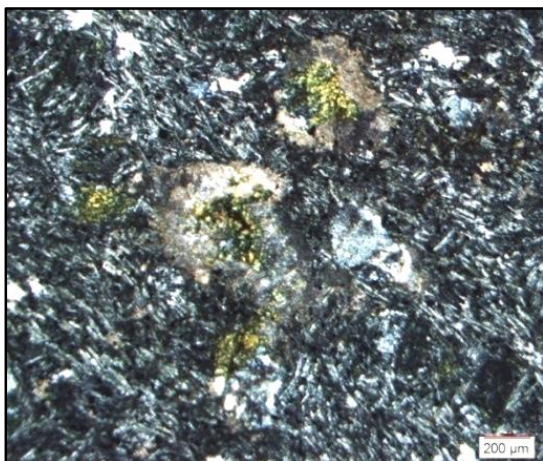
شکل ۳-۴۴- تصویری از کلسیت ثانویه که در داخل
حفرات موجود در سنگ‌های تراکی آندزیتی جایگزین شده
است (XPL). مقیاس 200μm



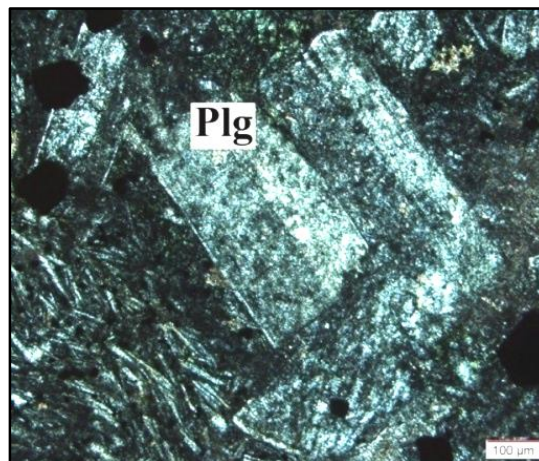
شکل ۳-۴۳- تصویری از یک بلور پیروکسن در
تراکی آندزیت‌ها که بطور کامل کلریتی شده است (XPL).
مقیاس 100μm

۳-۴-۳- دایک‌های تراکیتی و تراکی آندزیتی

همان‌طور که در فصل ۲ نیز عنوان شد، گدازه‌های با ترکیب تراکیت و تراکی آندزیت، از طریق شکستگی‌های متعدد و به صورت دایک‌های تغذیه کننده، وارد محیط رسوبی شده و به صورت نهشته‌های حجیم هیالوکلاستیک برجای گذاشته شده‌اند. این دایک‌ها عمدتاً دارای بافت میکروپورفیری، پورفیریتیک و تراکیتی جریان می‌باشند. کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت، میکروفونوکریست‌های موجود در آن‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۴۵) که در یک زمینه بسیار دانه ریز از بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های اپک قرار می‌گیرند. این دایک‌ها نسبت به گدازه‌های هم‌ترکیب خود، بسیار دانه ریزتر بوده و دگرسانی شدیدتری را نیز متحمل شده‌اند؛ به‌طوری‌که در برخی از نمونه‌ها، کانی‌های آمفیبول و بیوتیت بطور کامل و یا در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها، دچار اکسیداسیون شده و به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلازها سریسیتی و باقی بلورها به کلریت و کلسیت دگرسان شده‌اند و در برخی مناطق، تنها قالب آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳-۴۶).



شکل ۳-۴۶- تصویری از دگرسانی کانی‌های موجود در تراکی‌اندزیت‌ها به کلریت و کلسیت. (XPL).



شکل ۳-۴۵- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در دایک‌های تراکی‌اندزیتی (XPL).

۳-۳-۵- آندزیت‌ها

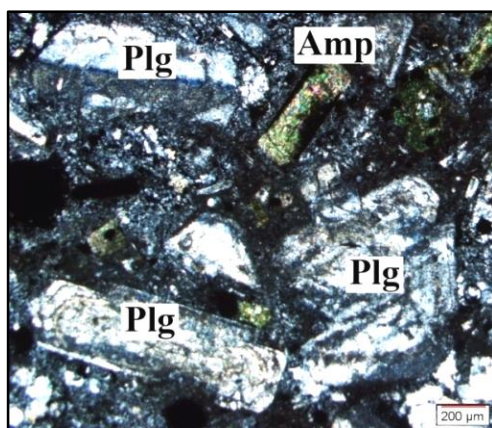
گدازه‌های آندزیتی در نمونه دستی عمدتاً به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری مشاهده می‌شوند و حضور بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول در یک زمینه دانه ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، بیوتیت، کانی‌های اپک، کوارتز و شیشه، موجب تشکیل بافت پورفیری و میکرولیتی پورفیری در آن‌ها گردیده است. عمده پلاژیوکلازها در این سری از سنگ‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و در اثر تجزیه، سطح مات و کدری در آن‌ها ایجاد شده است؛ به‌طوری که این امر، تشخیص ماکل پلی‌سنتیک را با مشکل مواجه می‌سازد. کانی‌های فرومنیزین، مانند آمفیبول و بیوتیت در این سنگ‌ها، دارای حاشیه سوخته بوده و در برخی از مقاطع به کلریت دگرسان شده‌اند. در این سنگ‌ها، پیروکسن (اوژیت) که در برخی از آندزیت‌ها فراوان‌ترین فنوکریست به شمار می‌آید (میدل‌موست، ۱۹۹۷)، دیده نمی‌شود که علت این امر را می‌توان به تبلور سنگ از یک ماگمای آبدار نسبت داد. به‌طوری که در اثر ورود سیالات به داخل ماگما، فنوکریست‌های آمفیبول، به جای پیروکسن‌ها متبلور شده‌اند.

- کانی‌های اصلی

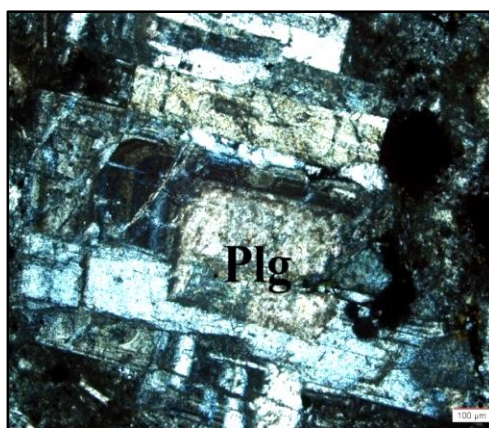
پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی‌های موجود در آندزیت‌های منطقه را تشکیل می‌دهند (بیشتر از ۶۵٪ کل مقطع) که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیتی ریز دانه در زمینه سنگ، یافت

می‌شوند. فنوکریستهای پلاژیوکلاز در بیشتر مقاطع دارای منطقه بندی پیچیده‌ای (میدل موس، ۱۹۹۷) هستند که عدم وجود تعادل را در خلال تبلور اثبات می‌کند (شکل ۳-۴۷). منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، طرحی سیستماتیک از تغییرات شیمیایی در کانی‌های یک محلول جامد است و یک واکنش ناقص مداوم را بین مذاب و محلول جامد نشان می‌دهد. سرعت پایین انتشار یون‌های CaAl و NaSi در طی تبلور، دلیلی بر این مدعا است (بست، ۲۰۰۳). به نظر گیل^۱ (۱۹۸۱) فنوکریستهای پلاژیوکلاز با منطقه بندی پیچیده، دارای یک منطقه داخلی همگن می‌باشند که از اطراف توسط یک بخش سرشار از انکلوزیون، سپس منطقه‌ای که دارای منطقه‌بندی نوسانی است (در این منطقه، تغییرات ناگهانی در ترکیب اتفاق افتاده است که غالباً با تحلیل مجدد منطقه داخلی فلدسپات همراه می‌باشد)، و در پایان توسط لایه دیگری که منطقه‌بندی عادی دارد، احاطه می‌شود. تمامی مناطق فوق، به وسیله حاشیه نازکی که ترکیب آن مشابه میکرولیت‌های زمینه است، محدود می‌گردند. ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد که از نشانه‌های بارز بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشند، در فنوکریستهای فوق، به علت دگرسانی شدید (سریسیتی‌زاسیون) که موجب لکه لکه شدن سطح بلوری گردیده است، به سختی قابل تشخیص است (شکل ۳-۴۸). قطعات کوچک و میکرولیتی پلاژیوکلاز که در زمینه آندزیت‌ها بوفور دیده می‌شوند، موجب تشکیل بافت میکروگرانولار در این سنگها شده‌اند و به نظر میدل‌موس (۱۹۹۷)، ترکیب این بلورها در سنگ‌های آندزیتی، سدیک‌تر از ترکیب فنوکریستهای آنهاست و غالباً در محدوده آندزین قرار می‌گیرند.



شکل ۳-۴۸- تصویری از فنوکریست‌های سریسیتی شده

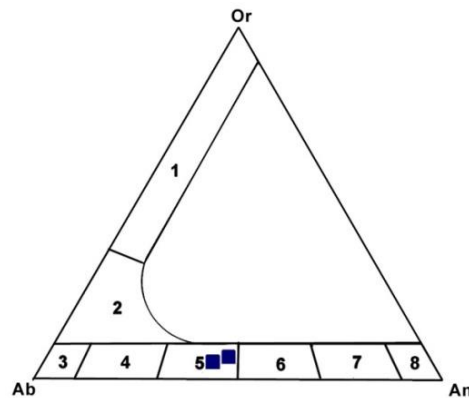


شکل ۳-۴۷- تصویری از منطقه‌بندی در بلورهای

۱ - Gill

پلاژیوکلاز موجود در آندزیت‌ها (XPL). مقیاس 100µm پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آندزیتی (XPL).

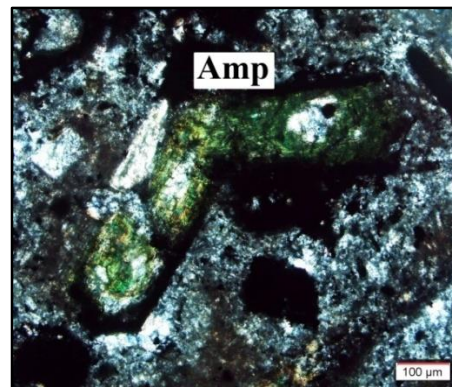
ترکیب این پلاژیوکلازها بر روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or در شکل (۳-۴۹) نشان داده شده است. بر این اساس ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های آندزیتی به قطب آلبیتی نزدیک‌تر بوده و در محدوده آندزین قرار می‌گیرند. همانطور که در شکل (۳-۱۸) نشان داده شد، ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های بازالتی در محدوده بیتونیت قرار می‌گیرند. بنابراین، به‌طور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه، بین دو قطب آلبیتی و آنورتیتی متغیر است.



شکل ۳-۴۹- موقعیت فلدسپات موجود در سنگ‌های آندزیتی بر روی نمودار سه‌تایی Ab-An-Or. در این نمودار، ترکیب فلدسپات‌ها در محدوده آندزین قرار می‌گیرند. محدوده‌ها در شکل (۳-۱۰) مشخص شده است.

آمفیبول

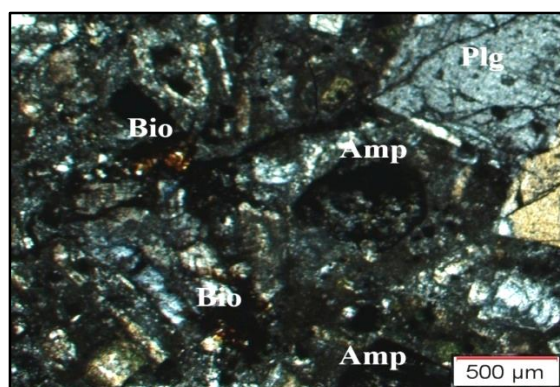
آمفیبول‌ها به رنگ‌های سبز تا قهوه‌ای متمایل به سبز، با ابعاد ۱۲-۵ میلی‌متر در سنگ‌های آندزیتی تشکیل می‌دهند و حدوداً ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۵۰). این کانی‌ها اغلب دچار اکسیداسیون شده‌اند. گاهی شدت اکسیداسیون به حدی می‌باشد که فقط قالب کانی باقیمانده است؛ ولی در بیشتر بلورها، اکسیداسیون در حاشیه خارجی تأثیر گذاشته و مجموعه‌ای از اکسیدهای آهن را به صورت ثانویه ایجاد نموده است (شکل ۳-۵۱).



شکل ۳-۵۰- تصویری از فنوکریست‌های آمفیبول در سنگ‌های آندزیتی (XPL). مقیاس 100µm
 شکل ۳-۵۱- تصویری از یک بلور آمفیبول سوخته در سنگ‌های آندزیتی (XPL).

- کانی‌های فرعی

بیوتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار از فراوان‌ترین کانی‌های فرعی است که در این سری از سنگها وجود داشته و دارای چند رنگی، از قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای روشن می‌باشد. این کانی‌ها نسبتاً دانه ریز بوده و با فراوانی حدود ۵٪ در زمینه سنگ دیده می‌شوند و عموماً به‌طور کامل به کلریت دگرسان شده و یا به‌طور بخشی، در حال تبدیل به کلریت هستند. این بیوتیت‌ها نیز همانند آمفیبول، دچار اکسیداسیون شده‌اند؛ به‌طوری که در حاشیه و در امتداد رخ‌ها، تجمع کانی‌های مافیک به رنگ سیاه، کاملاً بارز می‌باشد (شکل ۳-۵۲). فلدسپات آلکالن از دیگر کانی‌های فرعی است که همراه با کانی‌های سلیسی نظیر کوارتز، و کانی‌های اپک، در زمینه سنگ قابل تشخیص می‌باشد.



شکل ۳-۵۲- تصویری از بلورهای بیوتیت در سنگ‌های آندزیتی. این بلورها همانند آمفیبول‌ها به شدت اکسید شده‌اند و شواهد کمی از آن‌ها باقی مانده است (XPL).

- کانی‌های ثانویه

کلریت، کلسیت و سربسیت که در نتیجه سربسیتی شدن پلاژیوکلاز بوجود آمده‌اند، آپاتیت و همچنین کانیهای اپک (اکسیدهای آهن)، که حاصل اکسیداسیون آمفیبول و بیوتیت می‌باشند، از جمله کانی‌های ثانویه موجود در آندزیت‌ها بشمار می‌آیند. این کانی‌ها بیشتر به‌صورت ادخال در داخل کانی‌های درشت‌تر دیده می‌شوند و یا بلورهای بسیار ریز زمینه سنگ تشکیل می‌دهند.

۳-۳-۶- ریولیت‌ها

ریولیت‌ها بیشتر به صورت دایک، تنها در بخش غربی منطقه مورد مطالعه (شمال شهر جیرنده) برونزد دارند و در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها عمدتاً از بلورهای پلاژیوکلاز، بیوتیت و فلدسپات آلکالن، همراه با درشت‌بلورهای آمفیبول و کوارتز در یک زمینه شیشه‌ای تشکیل شده و دارای بافت پورفیری میکرولیتی می‌باشند و بافت بسیار ریزدانه در آن‌ها را می‌توان به تغییرات نسبتاً سریع فشار و دما در هنگام تبلور، نسبت داد (شکل ۳-۵۳).

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها به صورت بلورهای ریز میکرولیتی در زمینه شیشه‌ای سنگ دیده می‌شوند. این کانی‌ها، بلورهای کشیده و شکل‌داری را تشکیل می‌دهند و بافت میکرولیتی را در سنگ بوجود آورده‌اند.

فلدسپات آلکالن

بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل فلدسپات آلکالن، عمدتاً بلورهای ریز زمینه را تشکیل می‌دهند و در برخی از نمونه‌ها، به صورت میکروفنوکریست نیز دیده می‌شوند. این کانی در صد کمی از حجم سنگ را به خود اختصاص داده است (۱۰-۵ درصد) و نسبتاً دگرسان شده‌اند.

بیوتیت

بلورهای بیوتیت، از کانی‌های مافیک موجود در این سری از سنگ‌ها می‌باشند که بیشتر به صورت ریز بلور در زمینه سنگ وجود دارند. این بلورها در نتیجه اکسیداسیون، به رنگ قهوه‌ای تیره و سیاه دیده می‌شوند.

آمفیبول

آمفیبول‌ها بزرگ‌ترین درشت بلورهای موجود در این سری از سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. این کانی، به صورت فنوکریست‌های نسبتاً خودشکل سبز رنگ و با حاشیه سوخته دیده می‌شوند و به‌طور تقریبی کمتر از ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. سوختگی موجود در این کانی، نتیجه اکسیداسیون با شدت‌های متفاوت در آن می‌باشد؛ به‌طوری که در برخی از فنوکریست‌ها، مرکز بلور سالم باقی‌مانده و اکسیداسیون تنها بر حاشیه خارجی آن‌ها اثر کرده است (شکل ۳-۵۴).

کوارتز

فنوکرست‌های کوارتز، کمتر از ۲۰ درصد کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند و عمدتاً به صورت بلورهای مجزای خودشکل و نسبتاً مدور دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها، بلورهای کوارتز کانی‌های ریز زمینه سنگ را نیز تشکیل می‌دهند که بیشترین حجم زمینه سنگ را در بر می‌گیرند.

- کانی‌های فرعی

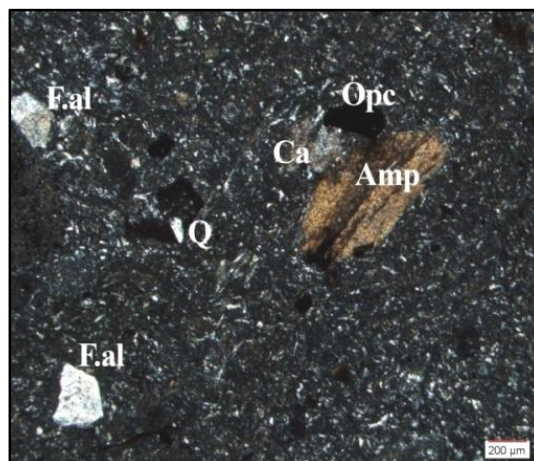
کانی‌های اپک، به صورت بلورهای ریز و نسبتاً خودشکل در زمینه سنگ پراکنده‌اند و تنها کانی فرعی در این سنگ‌ها بشمار می‌آید. علت فراوانی این کانی را می‌توان به بالا بودن فشاربخشی اکسیژن در هنگام تبلور نسبت داد. در این حالت یون آهن دوظرفیتی در محیط مذاب به‌جای آنکه در ساختمان کانی‌های سیلیکاته وارد شود، به صورت کانی اپک متبلور می‌گردد (درویش زاده، ۱۳۶۵).

- کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه در ریولیت‌ها بسیار ناچیز بوده و می‌توان به وجود کلریت و کلسیت اشاره کرد.



شکل ۳-۵۴- تصویری از یک بلور دگرسان شده آمفیبول در سنگ‌های ریولیتی (XPL). مقیاس 100μm



شکل ۳-۵۳- تصویری از کانی‌های موجود در سنگ‌های ریولیتی (XPL). مقیاس 100μm

۳-۴- پتروگرافی سنگ‌های درونی

۳-۴-۱- الیوین گابروها

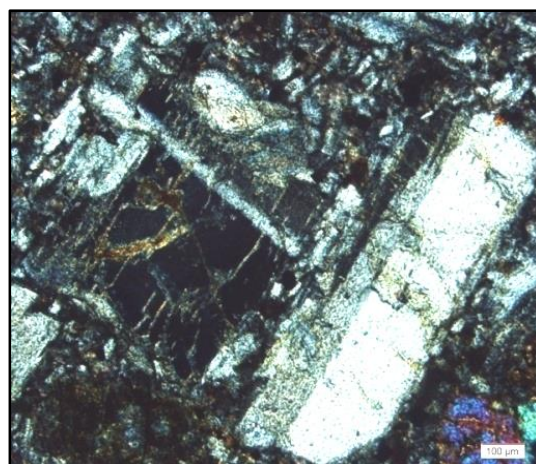
سنگ‌های گابرویی به صورت استوک‌های کوچک، بیشتر در شمال شرق منطقه مورد مطالعه برونزد دارند و از نظر ترکیب شیمیایی مشابه الیوین بازالت‌ها بوده ولی به علت سرد شدن آرام و داشتن فرصت لازم برای تبلور، نسبت به بازالت‌ها دانه درشت‌تر می‌باشند. بافت غالب در این سنگ‌ها

فانریتیک، گرانولار و پوئی کیلیتیک است و به رنگ خاکستری تیره تا سبز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده موجود در آن‌ها بوده که اکثراً به صورت فنوکریست در یک زمینه ریز بلور و گرانولار از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و کانی‌های اپیک قرار می‌گیرند. در حاشیه انجماد سریع توده‌ی گابرویی فوق، کانی‌های دانه‌ریز زمینه بیشترین درصد حجم سنگ را اشغال کرده‌اند و از حاشیه به سمت مرکز توده بر میزان فنوکریست‌ها افزوده می‌گردد. به طوری‌که، بافت پورفیری که حاصل سرد شدن سریع ماگما می‌باشد (شلی، ۱۳۷۴)، جای خود را به بافت‌های گرانولار، افیتیک و ساب افیتیک می‌دهد.

- کانی‌های اصلی

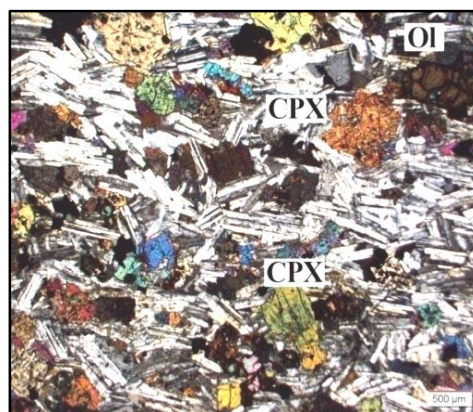
پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها بیشترین حجم کانی‌های موجود در سنگ‌های گابرویی را تشکیل می‌دهند. این کانی هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکروولیت‌های ریز، در زمینه سنگ دیده می‌شود و عمدتاً در نتیجه سرسیتی شدن به کلریت، سرسیت و اپیدوت، دگرسان شده است (شکل ۳-۵۵). در حاشیه انجماد سریع توده گابرویی، این بلورها دانه ریزتر بوده و اکثر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز منطقه بندی نشان می‌دهند (شکل ۳-۵۶) که می‌تواند حاکی از تبلور سریع و واکنش ناقص بین کانی محلول جامد و مذاب باشد. به این ترتیب، هرچه به سمت مرکز توده نزدیک می‌شویم، بلورهای پلاژیوکلاز، به صورت بلورهای خودشکل، کشیده، درشت و فاقد منطقه‌بندی دیده می‌شوند و از میزان بلورهای ریز و میکروولیتی زمینه، کاسته می‌شود؛ به طوری‌که در نتیجه تجمع بلورهای نسبتاً هم بعد و کشیده پلاژیوکلاز، بافت گرانولار و تراکیتوئیدی تشکیل می‌گردد.



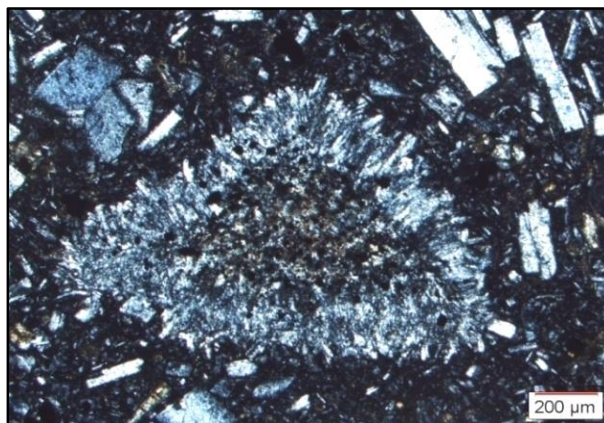
شکل ۳-۵۵- سریسیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی (XPL). مقیاس 100µm
 شکل ۳-۵۶- تصویری از منطقه‌بندی در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های گابرویی (XPL). مقیاس 200µm

بافت تراکیتوئیدی، بافت غالب در بیشتر نمونه‌های گابرویی می‌باشد. این بافت در نتیجه‌ی موازی قرار گرفتن بلورهای درشت فلدسپار در یک جهت معین ایجاد می‌شود (بست، ۲۰۰۳)؛ که در مرکز توده‌ی ماگمایی از وضوح بیشتری برخوردار است (شکل ۳-۵۷). در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز، در نتیجه‌ی رشد فلدسپات آلكالن، بر روی سطح بلور، بافت برهم‌رشدی ایجاد شده است (شکل ۳-۵۸).



شکل ۳-۵۷- تصویری از بافت تراکیتوئیدی در نتیجه موازی قرار گرفتن بلورهای پلاژیوکلاز در گابروها (XPL).
 شکل ۳-۵۸- تصویری از رشد فلدسپات آلكالن در اطراف بلورهای پلاژیوکلاز و تشکیل بافت برهم‌رشدی (XPL).

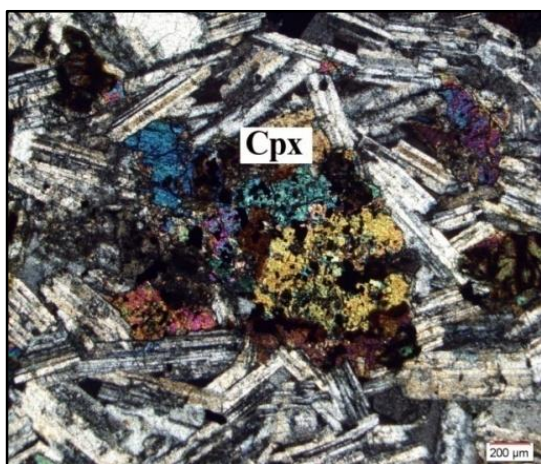
در هم نیامیختگی آلكالی فلدسپارها به هنگام سرد شدن از دماهای زیاد، به رشد درهم پلاژیوکلاز و پتاسیم فلدسپار می‌انجامد. رشد سین تاکسیال نیز که حاصل برهم‌رشدی دو کانی پلاژیوکلاز و فلدسپات آلكالن می‌باشد، در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۵۹). این رشد زمانی صورت می‌گیرد که دو کانی دارای ترکیب کانی‌شناسی نسبتاً مشابه‌ای باشند. رشد اپی‌تاکسیال حاصل رشد جهت‌دار یک کانی بر روی سطح کانی قبلی می‌باشد که جهت بلورشناسی یکسانی داشته باشند (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۵۹- تصویری از رشد سین تاکسیال در سنگ‌های گابرویی که حاصل رشد جهت‌دار بلورهای پلاژیوکلاز بر روی سطح بلوری فلدسپات آکالن می‌باشد (XPL).

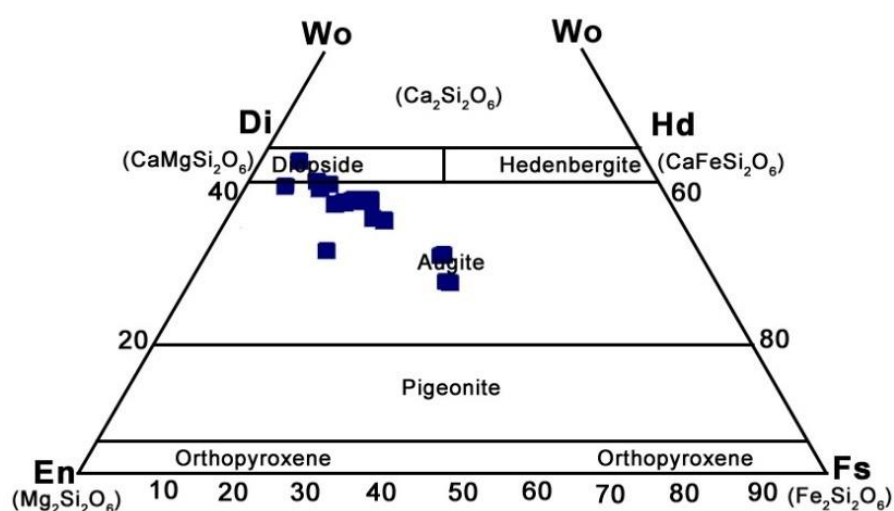
پیروکسن

فنوکرست‌های پیروکسن عمدتاً از نوع کلینوپیروکسن تیتان اوژیت می‌باشند و بیشتر از ۳۰ درصد کل حجم سنگ را شامل می‌شوند. این بلورها بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای ماکل دوتایی و گاهی تکراری هستند و در برخی از موارد دارای حاشیه واکنشی بوده و منطقه‌بندی نشان می‌دهند (شکل ۳-۶۰). این امر، مؤید عدم تعادل کانی با مذاب اطراف است. قرارگیری بلورهای کلینوپیروکسن در میان تیغه‌های پلاژیوکلاز موجب تشکیل بافت اینترگرانولار در این سری از سنگ‌ها شده است (شکل ۳-۶۱). وجود اذخال‌های فراوان از کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کانی‌های اپیک، در داخل پیروکسن‌ها (شکل ۳-۶۱)، می‌تواند ناشی از تبلور زودتر کانی‌های فوق نسبت به پیروکسن‌ها و بالاتر بودن سرعت رشد بلورهای پیروکسن نسبت به آن‌ها باشد و همچنین حاکی از سهولت هسته‌بندی پیروکسن‌ها بر روی سطوح قبلی می‌باشد. شلی (۱۹۹۳) معتقد است که این امر حاکی از در دسترس بودن و یا جذب راحت‌تر اذخال‌ها به سطح بلور میزبان در زمان تبلور آن می‌باشد.



شکل ۳-۶۰- تصویری از یک فنوکریست کلینوپیروکسن
در سنگ‌های گابرویی که دارای ماکل و منطقه بندی
می‌باشد (XPL).
شکل ۳-۶۱- بلورهای کلینوپیروکسن که حاوی اذخال-
های فراوان از کانی‌های ریز اپیک می‌باشند تشکیل بافت
اینترگرانولار را در سنگ‌های گابرویی داده‌اند (XPL).

به منظور نامگذاری کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه، از نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت استفاده شده است. در این رده‌بندی، ترکیب کانی فوق تغییرات کمی را نشان می‌دهد و محدوده‌های دیوپسید و اوژیت را در بر می‌گیرد (شکل ۳-۶۲).

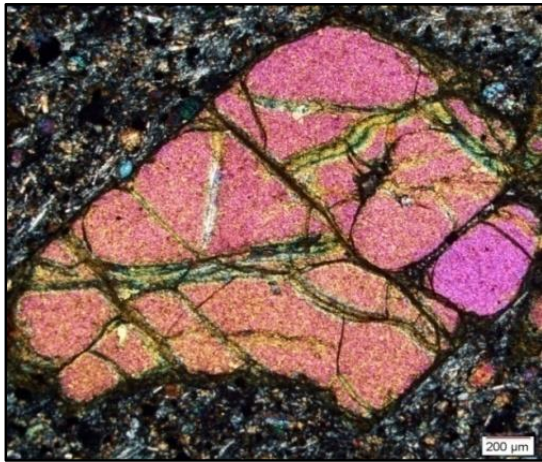


شکل ۳-۶۲- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار سه‌تایی ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت

الیوین

الیوین یکی دیگر از کانی‌های اصلی در این سری از سنگ‌ها بشمار می‌آید و به علت فراوانی این کانی، سنگ‌های فوق، با عنوان الیوین گابرو معرفی می‌گردند. این کانی غالباً به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود که اکثراً دارای لبه‌های گرد شده، خلیج خوردگی (شکل ۳-۶۳ و ۳-۶۴) و بافت اسکلتی (شکل ۳-۶۵) هستند. گردشگری بلورهای الیوین را می‌توان ناشی از عدم تعادل بین کانی (در نتیجه تغییر در شرایط فیزیکیوشیمیایی حاکم) و انحلال و هضم سطوح و حاشیه آن دانست. وجود اشکال اسکلتی از ویژگی‌های شاخص بلورهای فوق است. به‌طور کلی رشد اسکلتی بلورها، پیامد تغییرات فیزیکی و شیمیایی، تحت شرایط سردشدگی سریع و فوق اشباع بودن مذاب، نرخ آرام انتشار، گرادیان حرارتی و ضریب هدایت گرمایی در هنگام رشد بلور

می‌باشد (لیونز^۱ و همکاران، ۱۹۷۱). افزایش سرد شدگی در نتیجه‌ی کاهش دما، منجر به خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود. همچنین افزایش درجه‌ی سرد شدگی، همراه با کاهش سرعت انتشار، موجب تغییر شکل بلورها از حالت چند وجهی به اشکال اسکلتی و دندریتی خواهد شد (سوانسون^۲ و همکاران، ۱۹۸۹؛ بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۶۴- تصویری از یک فنوکریست الیوین با خوردگی‌های خلیجی در سنگ‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۶۳- تصویری از حاشیه‌های گرد شده فنوکریست‌های الیوین در سنگ‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۶۵- تصویری از یک بلور الیوین با بافت اسکلتی در سنگ‌های گابرویی (XPL).

در برخی از مواقع، بلورهای اولیوین به‌صورت اذخال‌های کوچک، در داخل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. این امر ناشی از تبلور زودتر کانی اولیوین نسبت به کلینوپیروکسن و

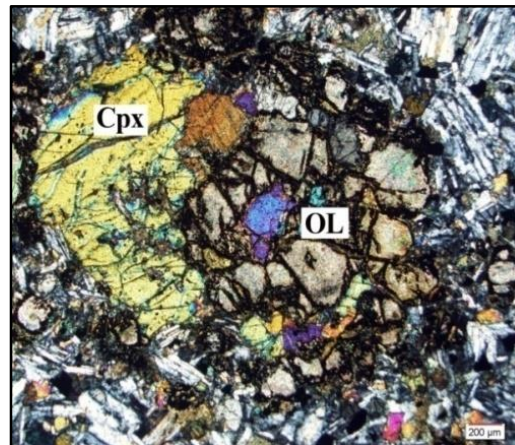
۱- Lyons

۲- Swanson

سرعت رشد بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به اولیوین است. حتی ممکن است بلورهای اولیوین همزمان با کلینوپیروکسن‌ها هسته‌بندی کرده، ولی به علت رشد آهسته‌تر، در آنها به دام افتاده باشند (شکل ۳-۶۶). ایدنگسیتی شدن که یکی از متداول‌ترین دگرسانی‌های اولیوین‌هاست، در این بلورها نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۶۷). این دگرسانی در امتداد شکستگی‌های نامنظم و یا از حاشیه‌ی بلور، شروع شده و تا مرکز آن ادامه یافته است.

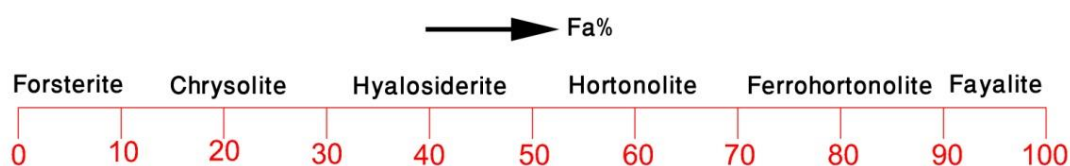


شکل ۳-۶۷- تصویری از ایدنگسیتی شدن الیوین در سنگ‌های گابرویی. (XPL).



شکل ۳-۶۶- تصویری از یک بلور الیوین که توسط یک بلور کلینوپیروکسن در بر گرفته شده است (XPL).

حدود تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین‌ها در سنگ‌های گابرویی از $Fa_{10.18}$ تا $Fo_{89.82}$ تا $Fa_{56.27}$ تا $Fo_{43.57}$ تغییر می‌کند. بنابراین می‌توان گفت که ترکیب آن‌ها بین دو قطب کریزولیت و هورتونولیت می‌باشد.



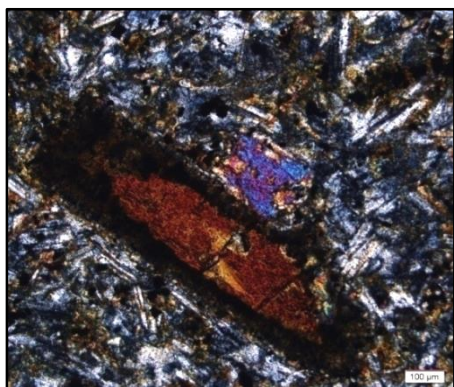
- کانی‌های فرعی

بیوتیت‌ها، عمدتاً بلورهای ریزی را در اطراف سایر کانی‌های موجود در سنگ تشکیل می‌دهند و از فراوانی نسبتاً بالایی در سنگ‌های گابرویی فوق برخوردار هستند (شکل ۳-۶۸). با این وجود در بعضی از نمونه‌ها، بلورهای نسبتاً درشتی را تشکیل می‌دهند که به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، به‌طوری‌که در برخی موارد به‌طور کامل اپاسیتی شده‌اند (شکل ۳-۶۹ و ۳-۷۰). وجود بیوتیت در

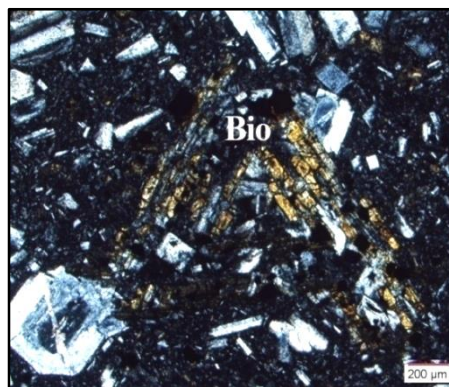
سنگ‌های گابرویی را می‌توان ناشی از تأثیر دگرسانی در این سری از سنگ‌ها دانست. کانی‌های اپک از فراوان‌ترین کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های گابرویی به شمار می‌آیند. این کانی‌ها، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و کمتر از ۵ درصد حجم کانی‌های زمینه سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و گاهی به صورت ادخال در داخل بلورهای درشت‌تر دیده می‌شوند (شکل ۳-۷۱).

- کانی‌های ثانویه

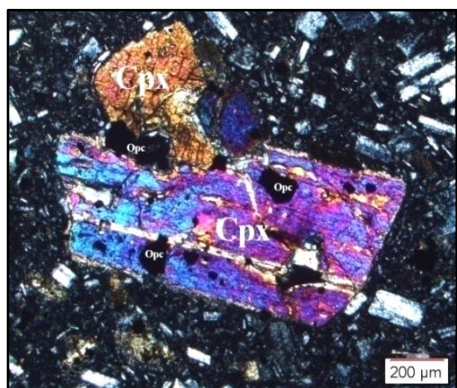
سریسیت، اورالیت و ایدنگسیت که به ترتیب، نتیجه دگرسانی در پلاژیوکلازها، کلینوپیروکسن و الیون می‌باشند، از جمله کانی‌های ثانویه موجود در این سری از سنگ‌ها به شمار می‌آیند. علاوه بر این، کانی‌های اپک نیز به صورت ثانویه در اطراف و بر روی بلورهای اصلی، دیده می‌شوند.



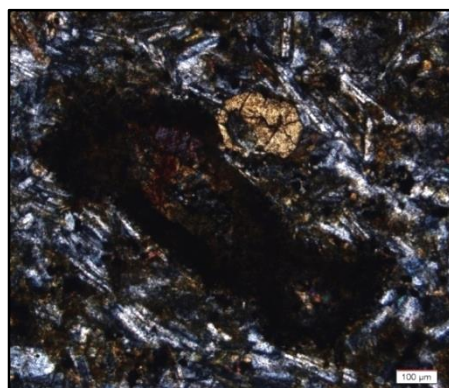
شکل ۳-۶۹- تصویری از یک بلور بیوتیت با حاشیه سوخته در سنگ‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۶۸- تصویری از تجمع بلورهای بیوتیت در سنگ‌های گابرویی (XPL).



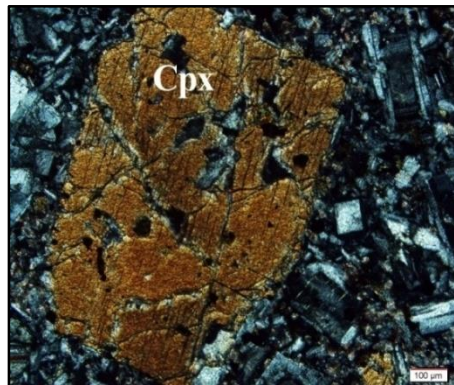
شکل ۳-۷۱- تصویری از ادخال‌های اپک در داخل یک بلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های گابرویی (XPL).



شکل ۳-۷۰- تصویری از یک بلور بیوتیت در سنگ‌های گابرویی که تقریباً بطور کامل اکسید شده است (XPL).

دایک‌های میکروگابرویی دارای بافت گرانولار دانه متوسط (میکروگرانولار) تا پورفیروئیدی می‌باشند. این دایک‌ها دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و بیوتیت در یک زمینه ریز از

کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت، کانی‌های اپک و مقدار اندکی فلدسپات آلکالن قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازها عمدتاً سوسوریتی شده‌اند و در آنها بافت غربالی دیده می‌شود (شکل ۳-۷۲). فنوکریست‌های پیرکسن در این دایک‌ها عمدتاً خودشکل بوده و شکستگی‌های فراوانی بر سطح آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۷۳).



شکل ۳-۷۳- تصویری از یک بلور نسبتاً خودشکل کلینوپیروکسن حاوی اذخال‌های اپک در دایک‌های میکروگابرویی (XPL).



شکل ۳-۷۲- تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی و حاشیه‌های خورده شده در دایک‌های میکروگابرویی (XPL).

۳-۴-۲- دیوریت‌ها

دیوریت‌ها از دیگر توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه هستند که در شمال و شمال غرب روستای تاریخی انبوه (بخش شرقی منطقه مورد مطالعه)، در میان سنگ‌های آذر آواری و آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی رخمون دارند. این سنگ‌ها در نمونه دستی، خاکستری رنگ و دانه متوسط بوده و از نظر بافتی، عمدتاً پورفیری هستند. در مقاطع میکروسکوپی، معمولاً دارای بافت‌های پورفیروئیدی، میکرولیتی و میکروگرانولار بوده و گاهی مواقع بافت گلمروپورفیری و پورفیریتیک نیز در آنها قابل تشخیص می‌باشد. از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده در این سنگ‌ها، می‌توان به پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و فلدسپات آلکالن اشاره نمود، به‌طوری‌که اکثر آن‌ها دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند.

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی موجود در دیوریت‌ها می‌باشند و به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، عمدتاً میکروولیت‌های زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. ولی گاه به صورت فنوکریست نیز دیده می‌شوند (شکل ۳-۷۴). وجود ماکل پلی سنتتیک، منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در این کانی، شواهدی از شرایط غیر تعادلی را در هنگام تبلور ماگما، نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها در اغلب موارد، دگرسانی شدیدی را متحمل شده و عمدتاً به سریسیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳-۷۵).



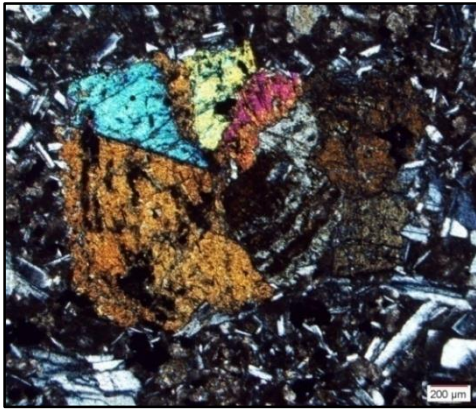
شکل ۳-۷۵- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز که بخش عمده آن سریسیتی شده است (XPL)



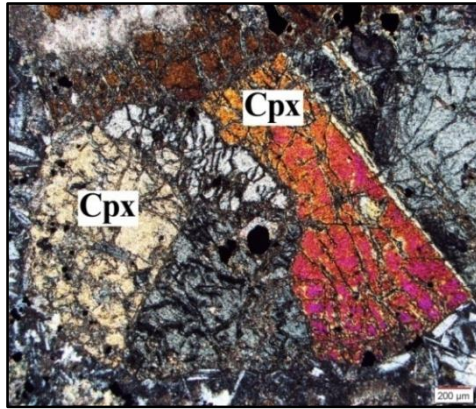
شکل ۳-۷۴- تصویری از یک بلور پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک در سنگ‌های دیوریتی (XPL)

کلینوپیروکسن

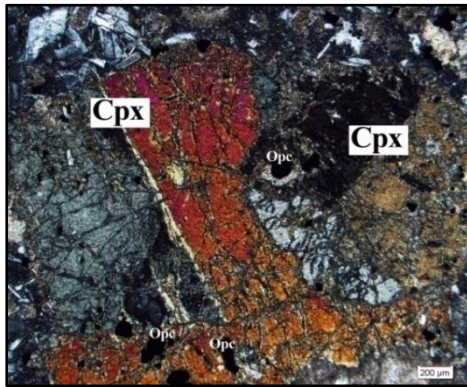
این بلورها با توجه به مطالعات میکروسکوپی (برجستگی زیاد، بی‌رفرنژانس متوسط، مقاطع هشت ضلعی با رخ‌های منشوری و زاویه خاموشی مایل)، بیشتر از نوع اوژیت و تیتان اوژیت بوده و از فراوانی کمتری نسبت به سایر کانی‌های مافیک برخوردار می‌باشند. کلینوپیروکسن‌ها عمدتاً بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکلی را تشکیل می‌دهند و در آن‌ها منطقه‌بندی خفیفی دیده می‌شود (شکل ۳-۷۶). همچنین تشکیل منطقه‌بندی شعاعی و بافت گلمروپورفیری را می‌توان از دیگر ویژگی‌های این کانی در سنگ‌های دیوریتی منطقه، در نظر گرفت (شکل ۳-۷۷ و ۳-۷۸). وجود بلورهای ریز اکسید آهن و آپاتیت به صورت ادخال، در داخل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن را می‌توان به تبلور زودتر آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن مرتبط دانست. این امر در دسترس بودن ذرات و یا جذب راحت‌تر ادخال‌ها را به سطح بلور میزبان در هنگام رشد نشان می‌دهد (شکل ۳-۷۹).



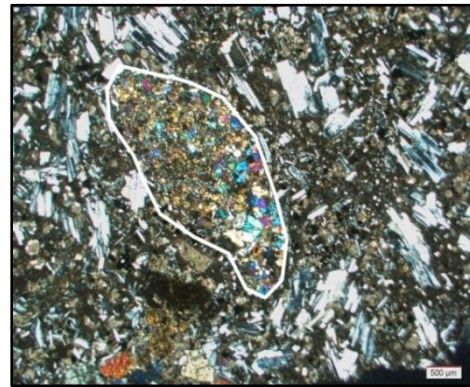
شکل ۳-۷۷- تصویری از یک بلور کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی شعاعی در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۷۶- تصویری از بلورهای نسبتاً خودشکل کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۷۹- تصویری از بلورهای کلینوپیروکسن با ادخال‌های اپک در سنگ‌های دیوریتی (XPL).



شکل ۳-۷۸- تشکیل بافت گلومروپورفیری در نتیجه تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ‌های دیوریتی (XPL).

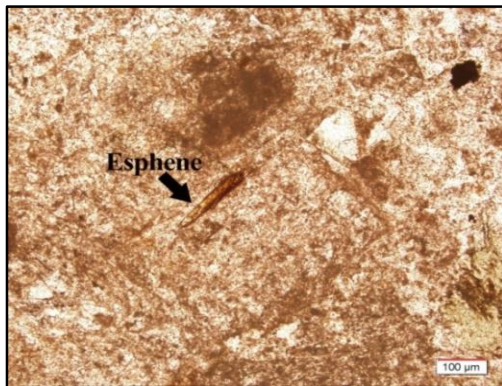
آمفیبول

آمفیبول‌ها از فراوانی کمتری نسبت به کلینوپیروکسن در سنگ‌های دیوریتی برخوردار می‌باشند. این کانی غالباً بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و اکثراً در نتیجه متاسوماتیسم، به شدت دگرسان شده‌اند. به طوری که آثار آن‌ها به صورت دانه‌های ریز و پراکنده از کلریت، اپیدوت و کانی‌های اپک، در داخل و یا اطراف بلورهای آمفیبول، قابل مشاهده است (شکل ۳-۸۰).

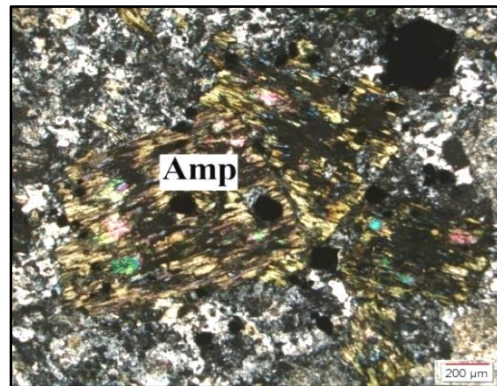
بیوتیت

این کانی به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، بلورهای ریز زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و فراوانی نسبتاً بالایی در این سنگ‌ها دارند. بیوتیت‌های فوق احتمالاً حاوی مقادیری تیتانیوم می‌باشند به

طوری که، در نتیجه دگرسانی، تیتانیوم آن‌ها آزاد شده و موجب تشکیل اسفن در این سنگ‌ها شده‌اند (شکل ۳-۸۱).



شکل ۳-۸۱- تصویری از یک بلور اسفن در سنگ‌های دیوریتی (PPL).



شکل ۳-۸۰- تصویری از بلورهای آمفیبول دگرسان شده در سنگ‌های دیوریتی (XPL).

فلدسپات آلکالن

این کانی بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده و در نتیجه دگرسانی به سرپیسیت و کانی‌های رسی، بلورهای قهوه‌ای تا کرم رنگی را تشکیل داده‌اند. این بلورها همراه با سایر بلورهای ریز در زمینه سنگ دیده می‌شوند و در برخی از مقاطع از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردارند.

- کانی‌های فرعی

کانی‌های اپک و آپاتیت، از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سری از سنگ‌ها می‌باشند. این کانی‌ها عمدتاً به صورت ادخال در بلورهای آمفیبول و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند که می‌تواند حاکی از تبلور زودتر کانی‌های فرعی فوق، نسبت به این بلورها باشد. کوارتز معمولاً به صورت بی‌شکل و در اندازه‌های نسبتاً ریز، دیده می‌شود. این کانی عمدتاً به صورت بین ذره‌ای، فضای خالی بین بلورها را پر می‌کند و کمتر به صورت درشت بلور یافت می‌گردد. میزان این کانی در برخی نمونه‌ها به اندازه‌ای افزایش می‌یابد که می‌توان از عنوان کوارتز دیوریت برای این سنگ‌ها استفاده نمود.

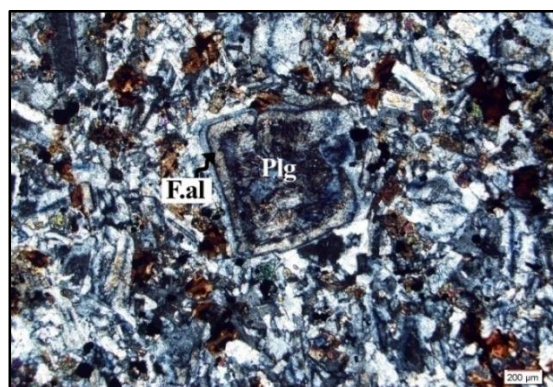
- کانی‌های ثانویه

بیوتیت‌های ثانویه که حاصل متاسوماتیسم پتاسیک در آمفیبول‌هاست، از جمله کانی‌های ثانویه‌ای هستند که در تمام مقاطع، دیده می‌شوند. این نوع بیوتیت‌ها، چند رنگی شدیدی را از نارنجی تا قهوه‌ای متمایل به زرد نشان می‌دهند. در نتیجه دگرسانی آمفیبول و بیوتیت در اکثر نمونه‌ها، کلریت

ثانویه نیز بوجود آمده است. اپیدوت نیز که حاصل دگرسانی سوسوریتی در کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌باشد، غالباً در مقاطع دیده می‌شود. همچنین اسفن که حاصل دگرسانی در کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز می‌باشد، در برخی از نمونه‌ها وجود دارد. بطور کلی وجود اسفن، معرف بالا بودن میزان تیتان در ماگمای سازنده این سنگ‌ها است.

۳-۴-۳- مونزودیوریت

مونزودیوریت‌ها به علت وفور آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز در آن‌ها، نسبت به دیوریت‌ها روشن‌تر هستند و در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها، بر خلاف دیوریت‌ها، کلینوپیروکسن فراوان‌ترین و درشت‌ترین کانی مافیک را تشکیل می‌دهد. این کانی به شدت تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته و عمدتاً مجموعه‌ای از کانی‌های آمفیبول، اپیدوت، کلریت و اکسید آهن، بر سطح و در حواشی آن تشکیل شده است. آمفیبول‌ها در مونزودیوریت‌ها، دانه ریز، بی‌شکل و عمدتاً به صورت ثانویه و به میزان کمتر، مشاهده می‌گردند. از عمده‌ترین بافت‌های موجود در این سنگ‌ها، می‌توان به بافت میکروگرانولار، گرانولار و میکرولیتی اشاره نمود و به طور موضعی، بافت‌های گلومروپورفیری و بافت اتکتیک نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۸۲). وجود بافت اتکتیک، نشان دهنده تبلور سنگ‌های فوق از مایع باقیمانده گابروها در نقطه اتکتیک است. این بافت حاصل بر هم رشدی دو کانی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار به صورت مخلوط‌های اوتکتیک می‌باشد (شلی، ۱۹۹۳).

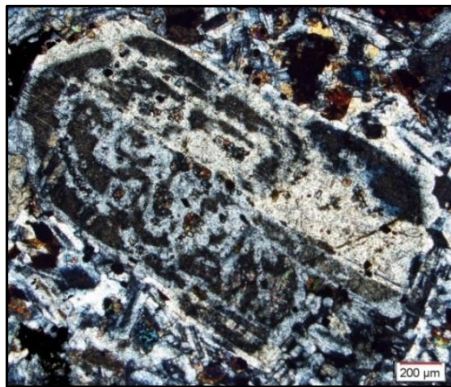


شکل ۳-۸۲- تصویری از بافت اتکتیک و رشد مرحله‌ای پلاژیوکلاز و فلدسپات آلکالن در مونزودیوریت‌ها (XPL).

- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز

این کانی در ابعاد ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر، فراوان‌ترین اجزای سازنده سنگ را هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت‌های ریز زمینه، تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۸۳ و ۳-۸۴). وجود دگرسانی، بافت غربالی، منطقه‌بندی و ماکل‌های پلی‌سنتیک و کارلسباد، از ویژگی‌های بارز در پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های مونزونیتی منطقه مورد مطالعه می‌باشند که غیر تعادلی بودن تبلور ماگما را در هنگام سرد شدن، اثبات می‌نمایند. با توجه به این‌که بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در این سری از سنگ‌ها نیز مشاهده شده است و همچنین با توجه به گسترش خوردگی و تحلیل یافتگی حواشی بلور و تبلور ریزبلورهای کلینوپیروکسن در زمینه‌ی سنگ، می‌توان مهم‌ترین مکانیسم تشکیل بافت غربالی در بلورهای پلاژیوکلاز را به افت سریع فشار ماگمایی توأم با حضور سازندگان اضافی (دیوپسید) نسبت داد.



شکل ۳-۸۴- تصویری از یک فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در مونرودیوریت‌ها (XPL).



شکل ۳-۸۳- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک در مونرودیوریت‌ها (XPL).

پیروکسن

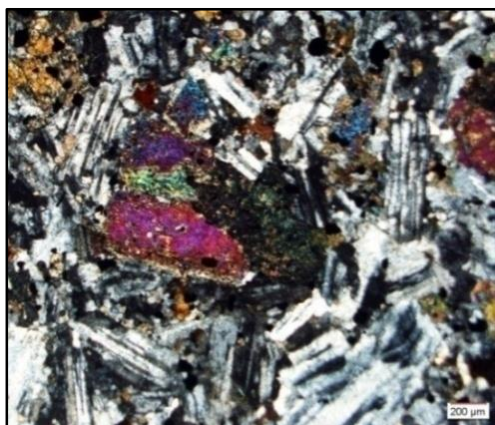
این بلورها بیشتر از نوع کلینوپیروکسن بوده و ماکل و منطقه‌بندی نشان می‌دهند. همچنین چند رنگی موجود در آنها، وجود تیتان در سنگ‌های منطقه را اثبات می‌نماید. انحلال و خوردگی که در اکثر بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شود، حاکی از عدم تعادل کانی تحت شرایط فیزیکیوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است (شکل ۳-۸۵). در برخی از مقاطع، تجمعات گلومروپورفیری از فنوکریست‌های پیروکسن قابل مشاهده می‌باشد که توسط اجتماعی از بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند و تشکیل بافت اینترگرانولار را می‌دهند (شکل ۳-۸۶).

آمفیبول

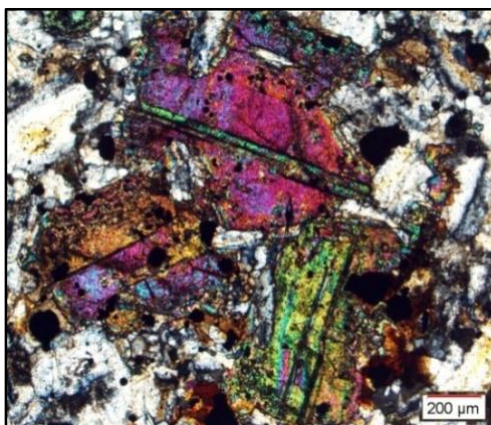
آمفیبول‌ها بلورهای نسبتاً بی‌شکل و دانه متوسط تا دانه ریزی را تشکیل می‌دهند و دارای چند رنگی سبز کم‌رنگ تا سبز متمایل به قهوه‌ای می‌باشند. این بلورها همچنین دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌اند به طوری که، در حاشیه آن‌ها بیوتیت و اکسید آهن به وفور یافت می‌شود (شکل ۳-۸۷).

بیوتیت

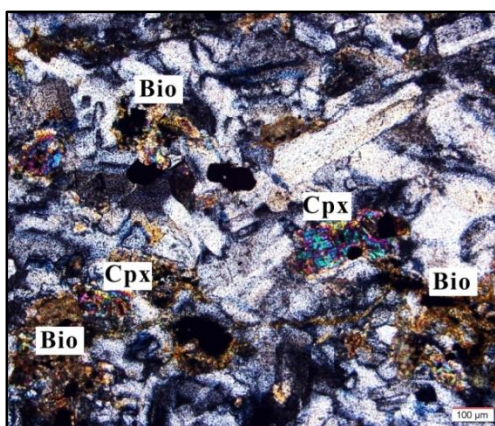
این کانی از فراوانی نسبتاً بالایی برخوردار می‌باشد و عمدتاً به صورت ثانویه و در نتیجه بیوتیت زایی گسترده در آمفیبول‌ها و کلینوپیروکسن‌ها وجود آمده‌اند. بیوتیت‌های اولیه بلورهای مجزا و نسبتاً خودشکلی را تشکیل می‌دهند. ولی بیوتیت‌های ثانویه بلورهای پراکنده و بی‌شکلی را در اطراف بلورهای درشت موجود در سنگ تشکیل داده‌اند. این بلورها همچنین چند رنگی شدیدی را از زرد تا قهوه‌ای متمایل به قرمز نشان می‌دهند (شکل ۳-۸۸).



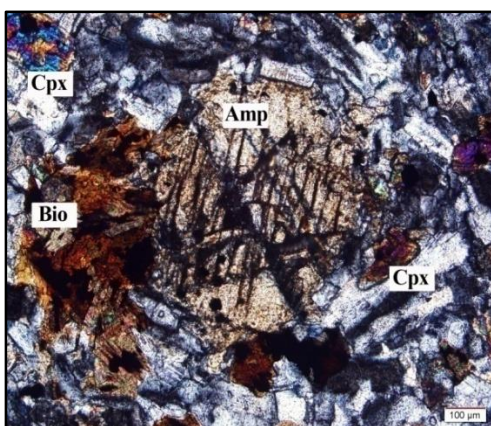
شکل ۳-۸۶- تصویری از تجمعات فنوکریست‌های پیروکسن و تشکیل بافت اینترگرانولار (XPL).



شکل ۳-۸۵- تصویری از تجمع بلورهای کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌ها (XPL).



شکل ۳-۸۸- تصویری از بلورهای بیوتیت که در نتیجه



شکل ۳-۸۷- تصویری از یک بلور آمفیبول که در امتداد

رخ‌ها و در حاشیه دگرسان شده است. (XPL). بیوتیت‌زایی کلینوپیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند (XPL).

فلدسپات آلکالن

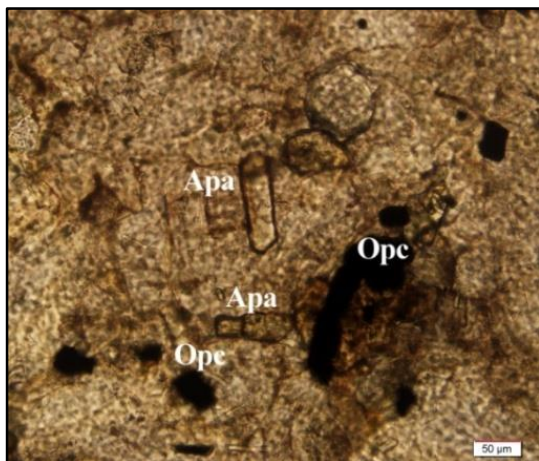
این کانی، عمدتاً از نوع ارتوکلاز بوده و نیمه شکل دار تا بی شکل می‌باشند. اکثر آنها به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند؛ بطوری‌که به رنگ قهوه‌ای تا کرم دیده می‌شوند. بلورهای ریز سریسیت، به صورت پراکنده در اکثر نقاط آلکالی فلدسپات‌ها قابل مشاهده‌اند. کانی‌های رسی نیز به صورت پوششی کدر و غبار مانند سطح این بلورها را پوشانده و منظره غبارآلودی را ایجاد نموده است.

کوارتز

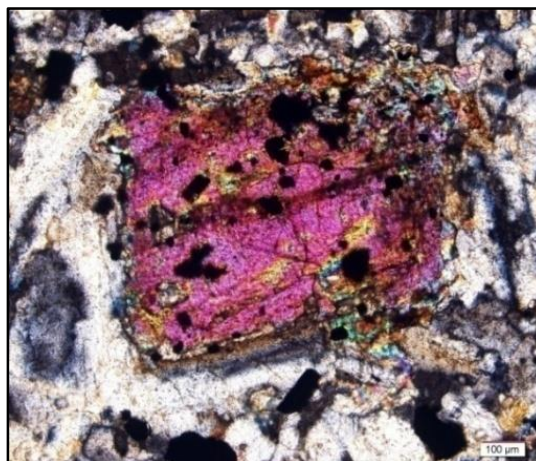
این کانی عمدتاً بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و فضای خالی بین کانی‌ها را اشغال نموده است. این امر می‌تواند حاکی از تشکیل کوارتز در مراحل پایانی تبلور باشد. اندازه این بلورها گاهی تا ۱ میلی‌متر نیز می‌رسد و در حدود ۱۰-۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند.

- کانی‌های فرعی

آپاتیت و کانی‌های اپک، به صورت اولیه و به عنوان کانی فرعی در این سری از سنگ‌ها یافت می‌شوند. کانیه‌های اپک، دانه متوسط و بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و در کل سنگ پراکنده‌اند. این کانی‌ها اذخال‌های فراوانی را در داخل فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۸۹). بلورهای سوزنی آپاتیت، به صورت نیمه شکل دار تا شکل دار در مقاطع دیده می‌شوند و عمدتاً همراه با کانی‌های اپک، اذخال‌های فنوکریست‌های درشت مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۹۰). حضور گسترده‌ی آپاتیت معرف بالا بودن میزان P_2O_5 در ماگمای سازنده‌ی مونزودیوریت‌ها می‌باشد.



شکل ۳-۹۰- تصویری از بلورهای آپاتیت همراه با کانی‌های اپک در سنگ‌های مونزودیوریتی منطقه (PPL).
مقیاس 50μm



شکل ۳-۸۹- تصویری از حضور کانی‌های اپک در داخل یک بلور کلینوپیروکسن در مونزودیوریت‌ها (XPL).
مقیاس 100μm

۳- کانی‌های ثانویه

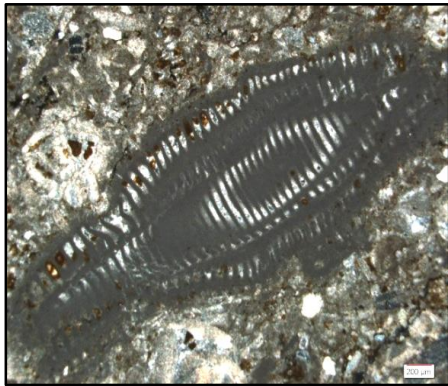
آمفیبول‌ها که در نتیجه دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها بوجود آمده‌اند، همراه با اپیدوت که حاصل دگرسانی پروپلیتی و یا سوسوریتی در کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن بوده، کلریت و بیوتیت، که حاصل دگرسانی کانی‌های مافیک آمفیبول و کلینوپیروکسن می‌باشند، از فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه موجود در مونزودیوریت‌های منطقه به شمار می‌آیند. همچنین کانی‌های اپک نیز که قبلاً به عنوان کانی فرعی معرفی شده‌اند، به صورت ثانویه نیز یافت می‌شوند. انواع ثانویه کانی‌های اپک، بر اثر بیوتیت زایی آمفیبول‌ها و دگرسانی بلورهای پیروکسن و بیوتیت‌ها ایجاد شده‌اند.

۳-۵- پتروگرافی سنگ‌های رسوبی

۳-۵-۱- سنگ‌های آهکی

سنگ‌های آهکی منطقه مورد مطالعه عمدتاً در توالی نهشته‌های آذرآواری، و در بیشتر مناطق، به صورت هم‌شیب بر روی این رسوبات مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها بیشتر شامل آهک میکرایتی، سنگ آهک ماسه‌ای و سنگ آهک توفی می‌باشند و در بیشتر نقاط آثار فسیلی به ویژه نومولیت در آن‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۹۱ و ۳-۹۲)؛ بنابراین سن تشکیل آن‌ها را می‌توان به ائوسن میانی- فوقانی نسبت داد. ترکیب سنگ‌های آهکی بسیار متغیر است، ولی بطور کلی اجزای آن‌ها را می‌توان به چهار گروه تقسیم کرد؛ الف) دانه‌های غیر اسکلتی، ب) دانه‌های اسکلتی، ج) میکرایت و د) سیمان

یا اسپارایت (تاکر، ۱۹۹۱). در طبقه‌بندی سنگ‌های رسوبی که توسط فولک^۱ (۱۹۶۲) ارائه شد، این اجزا قابل تشخیص می‌باشند. بر این اساس، سنگ‌های آهکی منطقه‌ی مورد مطالعه بیشتر در رده‌ی اینترا میکرایت قرار می‌گیرند. اینترا، به علت وفور اینتراکلیست‌ها (قطعاتی از رسوبات کربناته سخت شده) و میکرایت به علت بیشتر بودن میکرایت نسبت به سیمان، انتخاب شده‌اند.



شکل ۳-۹۲- تصویری از یک فسیل آلوئولینا در مقطع طولی در سنگ‌های آهکی (XPL).



شکل ۳-۹۱- تصویری از یک فسیل‌های نومولیت در سنگ‌های آهکی (XPL).

۳-۵-۲- ماسه سنگ‌ها

ماسه سنگ‌های موجود در منطقه‌ی مورد مطالعه، به علت این که بیشتر از چرت و خرده سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده‌اند، از نوع لیت آرنایت هستند و ترکیب شیمیایی آن‌ها به انواع خرده سنگ‌های موجود در آن‌ها وابسته می‌باشد. این قطعات بیشتر از ۷۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و باقی توسط بلورهای فلدسپات، کوارتز، کلسیت و اکسید آهن اشغال شده است. سیمان موجود در این سنگ‌ها آهکی بوده و مقدار کمی ماتریکس اولیه در آن‌ها دیده می‌شود. اندازه ذرات تشکیل دهنده، از ۰/۲ تا بیشتر از ۲ میلی‌متر متغیر بوده و از نظر مچوریتی ترکیبی، ایممچور (نابالغ) می‌باشند. ترکیب اممچور در این ماسه سنگ‌ها، نرخ بالای تولید رسوب از منشأ بالای پوسته‌ای که توسط مسافت کوتاه حمل و نقل دنبال شده است را نشان می‌دهد (تاکر، ۱۹۹۱).

۱ - Folk

فصل چہارم

ژئوشیمی

۴-۱- مقدمه

پیشرفت روش‌های دستگاهی تجزیه‌ی نمونه‌های زمین‌شناسی در دهه‌های اخیر، موجب پیشرفت‌های شگرفی در تعبیر و تفسیرهای پترولوژیکی مبتنی بر این داده‌ها شده است. به‌طوری که از سالیان دور، سنگ‌شناسان آذرین به خوبی دریافته بودند که با فرض بر این که سنگ‌های آذرین از انجماد ماگماهایی با همان ترکیب بوجود می‌آیند، می‌توان بدون توجه به ترکیب کانی‌شناسی سنگ، به ویژه در مورد سنگ‌های شیشه‌ای، ترکیب شیمیایی کل سنگ را تجزیه و تحلیل نمود. از سوی دیگر، چنانچه بپذیریم که تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های ماگمایی یک منطقه نشانه‌ی تغییرات در ماگماهای پدید آورنده آن‌ها می‌باشد، می‌توان با بررسی وجود یا عدم وجود رابطه‌ی بین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین یک منطقه، به نوع تحولات ماگمایی آن‌ها پی برد (آسیابانها، ۱۳۸۶). با این وجود، هر پژوهش زمین‌شیمیایی موفق، باید بر پایه شناخت کامل زمین‌شناسی ناحیه باشد (رولینسون^۱، ۱۹۹۳).

۱ - Rollinson

با توجه به موارد فوق، پس از تحلیل و بررسی روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، به منظور مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها، تعداد ۱۸ نمونه با حداقل دگرسانی انتخاب و به منظور انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا ارسال و آنالیز شد و نتایج حاصل از داده‌های ژئوشیمیایی پس از انجام تصحیحات لازم، با استفاده از نرم افزارهای Minpet, Igpet, GCDKit و Excel و ترسیم نمودارهای لازم، مورد پردازش و تحلیل قرار گرفتند. نمونه‌های مورد مطالعه که با توجه به حداقل دگرسانی و حداکثر تنوع ترکیبی انتخاب شده‌اند، به همراه موقعیت مکانی و مختصات جغرافیایی محل برداشت آن‌ها به کمک (GPS) تعیین گردیده و علامت اختصاری آن‌ها، در جدول (۴-۱) ارائه شده است.

جدول ۴-۱- مختصات جغرافیایی نمونه‌های برداشت شده برای تجزیه شیمیایی

شماره‌ی نمونه	نام سنگ	محل نمونه برداری	موقعیت جغرافیایی	
			عرض جغرافیایی شمالی	طول جغرافیایی شرقی
B4-1	ریولیت	جیرنده	N 36° 41' 45"	E 49° 47' 26"
BA-14-C	تراکی آندزیت	انبوه	N 36° 41' 12"	E 49° 56' 40"
BA-19	تراکی آندزیت	انبوه	N 36° 40' 59"	E 49° 59' 28"
B14-9	تراکی آندزیت	انبوه	N 36° 41' 56"	E 49° 53' 42"
B10	تراکی آندزیت	انبوه	N 36° 39' 29"	E 49° 57' 30"
B12	الیوین بازالت	جیرنده	N 36° 41' 40"	E 49° 50' 38"
BA-1	بازالت	تیان دشت	N 36° 38' 47"	E 49° 59' 50"
BA-9-3	تراکی بازالت	علی وای	N 36° 49' 34"	E 49° 55' 59"
BA-10-1	آندزیت	انبوه	N 36° 41' 59"	E 49° 54' 10"
B5	گابرو	جیرنده	N 36° 41' 57"	E 49° 48' 43.9"
B9	الیوین گابرو	انبوه	N 36° 41' 06"	E 49° 57' 55"
BA-9-1	الیوین گابرو	علی وای	N 36° 48' 18"	E 49° 56' 06"
BA-11-1	گابرو	گیسل	N 36° 49' 59"	E 49° 55' 19"
BA-13-1b	الیوین گابرو	کلیشم	N 36° 44' 42"	E 49° 56' 35"
BA-13-2a	الیوین گابرو	کلیشم	N 36° 43' 52"	E 49° 57' 29"
BA-4	دیوریت	تیان دشت	N 36° 38' 39"	E 49° 59' 49"
B14-5	مونزودیوریت	انبوه	N 36° 42' 07"	E 49° 57' 25"
B14-6	مونزودیوریت	انبوه	N 36° 42' 06"	E 49° 57' 28"

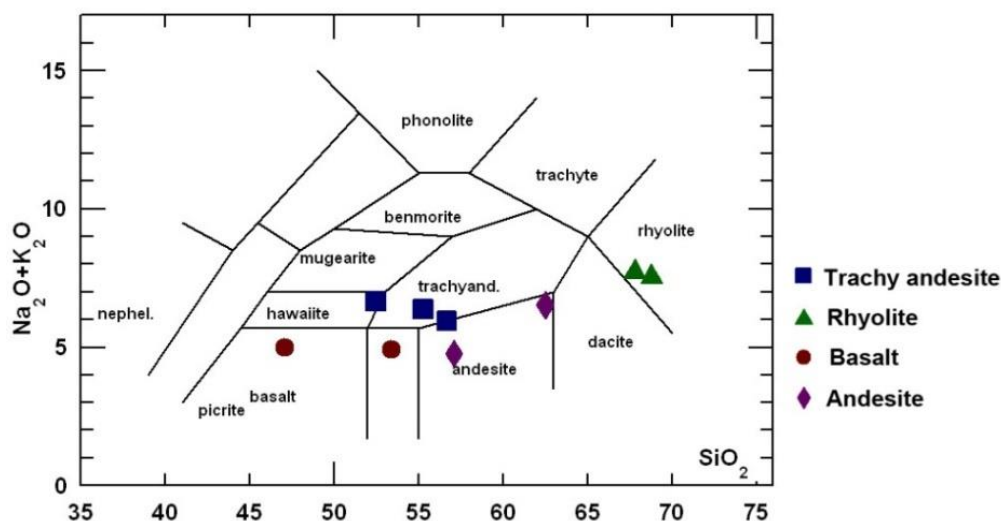
۲-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی در طبقه‌بندی سنگ‌ها

در تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی، تعداد ۱۰ عنصر (P و K, Na, Ca, Mg, Mn, Fe, Al, Ti, Si) به صورت اکسید بیان می‌شوند. زمین‌شیمی‌دانان از این داده‌های عناصر اصلی در رده‌بندی سنگ‌ها، تهیه نمودارهای تغییرات به منظور بررسی روندهای وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها با یکدیگر و تعیین محیط تکتونیکی و تکوین مجموعه‌های آذرین استفاده می‌کنند (رولینسون، ۱۹۹۳). با این وجود، در سنگ‌شناسی آذرین، کاربرد این عناصر در رده‌بندی و نام‌گذاری سنگ‌ها، استفاده گسترده‌ای دارد. با توجه به این که سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در دو گروه سنگ‌های آذرین درونی و سنگ‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند، جهت مطالعه و نام‌گذاری آن‌ها از نمودارهای طبقه‌بندی مجزا استفاده می‌گردد. بر اساس مقادیر حاصل از تجزیه ژئوشیمیایی و اکسیدهای عناصر اصلی در هر دو گروه سنگ‌های آتشفشانی و درونی، صرفاً از روش طبقه‌بندی شیمیایی استفاده شده است.

۲-۴-۱- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی

الف- نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹؛ ویلسون، ۱۹۸۹)

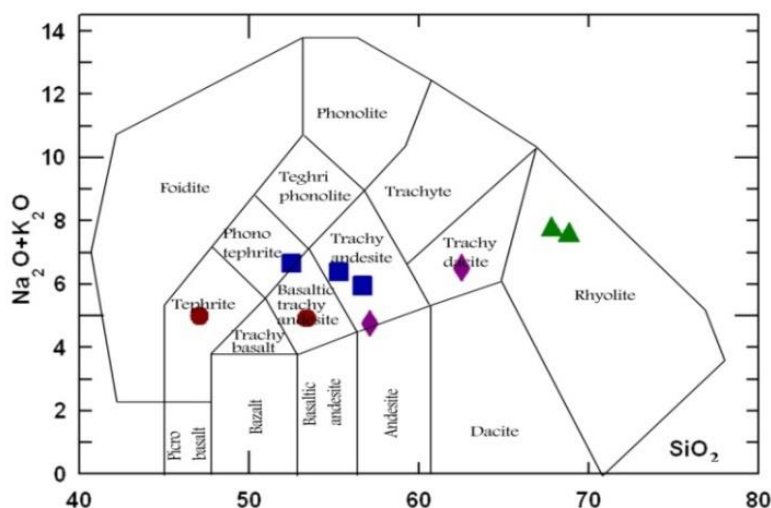
بر اساس این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در محدوده‌های بازالت، آندزیت، بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت، داسیت و ریولیت واقع می‌شوند (شکل ۴-۱).



شکل ۴-۱- نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹).

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

این نمودار که توسط میدلموست (۱۹۹۴) ارائه شده است، همانند سایر نمودارهای TAS، بر اساس مجموع $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 ترسیم می‌گردد. بر اساس این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه در میدان‌های تراکیت، تراکی آندزیت بازالتی، تراکی آندزیت، تراکی داسیت و ریولیت واقع می‌شوند (شکل ۲-۴).



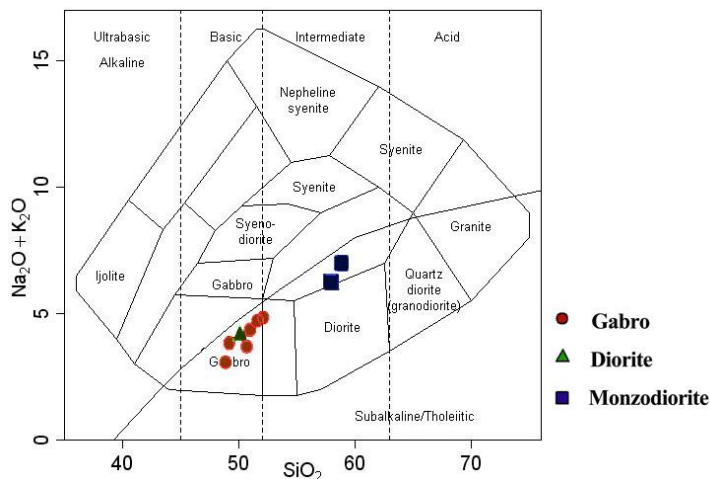
شکل ۲-۴- نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلكالی (میدلموست، ۱۹۹۴). (علائم مشابه شکل ۱-۴)

۲-۲-۴- نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی

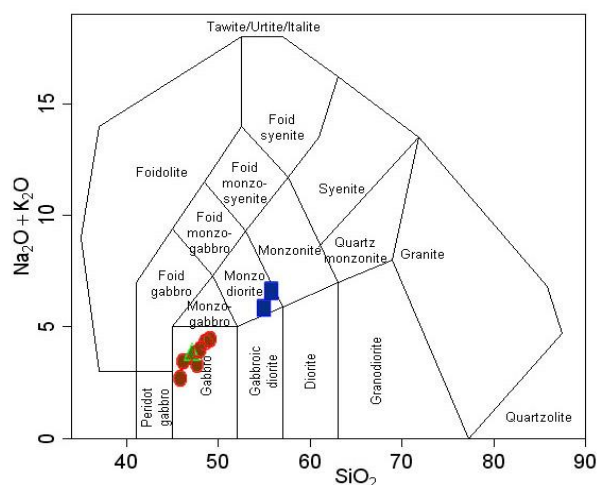
الف- نمودارهای TAS

نمودارهای قلیایی کل-سیلیس، از کامل‌ترین و دقیق‌ترین نمودارهای رده بندی موجود برای سنگ‌های نفوذی هستند. در این نمودارها، مجموع مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ یا (TA) و مقدار SiO_2 یا (S)، به صورت درصد وزنی اکسید، بیان می‌شوند. نمودارهای TAS برای نام‌گذاری سنگ‌های نفوذی، توسط کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۹۴)، ارائه شده است و میدان‌های مشخص شده در هر دو نمودار، مشابه معادل‌های درونی آن‌ها می‌باشد (آسیابانها، ۱۳۸۶). در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، سنگ‌های نفوذی، در محدوده‌های گابرو و مونزونیت دیده می‌شوند (شکل ۴-۷). در این نمودار محدوده آلكالی از ساب آلكالی توسط یک مرز ممتد، جدا شده است که با توجه به آن، سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، در محدوده ساب آلكالی قرار می‌گیرند. با توجه به نمودار

میدلموست (۱۹۹۴)، نمونه‌های سنگی منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌های گابرو و مونزودیوریت قرار می‌گیرند که با نتایج بدست آمده از مشاهدات پتروگرافی، مطابقت دارد (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۳- نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین درونی TAS (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار مشخص شده است.



شکل ۴-۴- موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در نمودار قلیایی کل - سیلیس (میدلموست، ۱۹۹۴) (علائم مانند شکل ۴-۳)

۴-۳- بررسی تغییر و تحولات ژئوشیمیایی سنگ‌ها توسط نمودارهای تغییرات

نمودارهای تغییرات شیمیایی در واقع نمودارهای دو متغیره و یا نمودارهای پراکندگی برای دو متغیر انتخاب شده می‌باشند. معمولاً در این نمودارها، میزان تغییرات یک عنصر با متغیر دیگری که دارای طیف وسیعی از تغییرات است، سنجیده می‌شود. به منظور دستیابی به تحلیل‌های درست و

منطقی از منطقه مورد مطالعه، از نتایج آنالیز داده‌های مربوط به منطقه سلطان قیس در شمال قزوین (مشکین ۱۳۸۶) استفاده شده است.

۴-۳-۱- بررسی روند تغییرات در سنگ‌های آتشفشانی

نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

در بررسی روند تغییرات عناصر اصلی در نمونه‌های مورد مطالعه، معیار تحول ماگمایی، تغییرات SiO_2 در نظر گرفته شده است. زیرا میزان تغییرات این اکسید نسبت به MgO بیشتر می‌باشد؛ به‌طوری که از سنگ‌های اسیدی تا بازیک، به‌ترتیب، درصد SiO_2 آنها از ۶۸/۸ تا ۴۷/۱ درصد متغیر است. لازم به ذکر است که نمونه‌های ریولیتی در تمامی این نمودارها، از الگوی پراکندگی سایر نمونه‌های آتشفشانی منطقه تبعیت نمی‌کند، لذا می‌توان استنباط کرد که ریولیت‌ها دارای منشأ متفاوتی بوده و تأثیری در روند تفریق سنگ‌های منطقه ندارند. بنابراین در این نمودارها از آن‌ها مجزا شده‌اند. در نمودارهای فوق، روندهای تفریق بخوبی قابل مشاهده است به‌طوری که در نمونه‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، با افزایش SiO_2 ، مقدار اکسیدهای K_2O و Na_2O افزایش و مقدار اکسیدهای TiO_2 ، P_2O_5 ، MgO ، Fe_2O_3 ، MnO ، Al_2O_3 و CaO کاهش نشان می‌دهند. این تغییرات تدریجی در نمودارهای فوق، که در ترکیب شیمیایی و روند کلی نمونه‌ها به وضوح دیده می‌شود، می‌تواند مبین یک رابطه خویشاوندی احتمالی بین ماگمای اولیه سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه باشد. به‌طوری که همگی در امتداد روند تکاملی خط نزول مایع قرار گرفته و جز برخی از عناصر متحرک، باقی آن‌ها، پراکندگی اندکی را نشان می‌دهند. روندهای نزولی در برخی از اکسیدهای عناصر اصلی با روند تفریق ماگما و تبلور ابتدایی کانی‌های مافیک مانند الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز آنورتیتی متناسب است. تبلور این کانی‌ها موجب مصرف عناصری مانند FeO ، MgO و CaO شده و در نتیجه میزان این عناصر در ماگمای باقیمانده کاهش می‌یابد و ماگما از عناصر دیگر غنی‌شدگی نشان می‌دهد. با کاهش دما، ماگمای باقیمانده، کانی‌هایی را متبلور می‌سازد که شرایط فیزیکوشیمیایی (شرایط دما- فشاری و مواد اولیه) لازم برای تبلور را دارا باشد. بنابراین تفریق ماگما به صورت کانی‌های مختلف ظاهر می‌گردد. روند صعودی در K_2O و Na_2O را همچنین می‌توان به تبلور پلاژیوکلازهای سدیک و فلدسپارهای پتاسیک، و همچنین تفریق یافتگی بیشتر ماگماهای

سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه، نسبت داد. همچنین روند نزولی در اکسیدهای فوق، با کاهش مقدار کانی‌های مافیک از سنگ‌های مافیک به سمت سنگ‌های حدواسط نیز مرتبط می‌باشد.

الف- بررسی روند تغییرات Al_2O_3 در مقابل SiO_2

روند افزایشی در این نمودار را می‌توان به تبلور اولیه کانی‌های مافیک، مانند الیوین و پیروکسن در طی تفریق نسبت داد. زیرا این کانی‌ها، Al را در ترکیب خود مصرف نمی‌کنند و میزان آلومینیوم مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد. با تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک و تغییر ترکیب آن‌ها از قطب کلسیم‌دار به طرف قطب سدیم‌دار، میزان آلومینیوم ماگما کاهش یافته و در ادامه نمودار فوق، روند کاهشی مشاهده می‌گردد.

ب- بررسی روند تغییرات SiO_2 در مقابل CaO

میزان این اکسید با افزایش میزان SiO_2 کاهش می‌یابد. بالا بودن میزان CaO در سنگ‌های بازیک و حدواسط، با حضور کلینوپیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلازهای کلسیک در آن‌ها مطابقت دارد. در طی تبلور تفریقی و کاهش این کانی‌ها در نمونه‌های آندزیتی، میزان CaO نیز کاهش می‌یابد (شکل ۴-۵-ب).

پ- بررسی روند تغییرات FeO_T (آهن کل) در مقابل SiO_2

در این نمودار، مقدار آهن کل نسبت به SiO_2 روند نزولی نشان می‌دهد. کاهش خطی و تدریجی آهن در این نمودار، می‌تواند ناشی از مصرف شدن اکسید آهن در کانی‌های مافیک مانند الیوین، پیروکسن، آمفیبول و اکسیدهای آهن و تیتان باشد. بنابراین با کاهش این کانی‌ها از سنگ‌های بازالتی به سمت آندزیت‌ها، روند نزولی در نمودار مشاهده می‌گردد (شکل ۴-۵-پ).

ت- بررسی روند تغییرات MgO در مقابل SiO_2

روند نزولی مقدار اکسید منیزیم در برابر سیلیس، در سنگ‌های منطقه، با کاهش مقدار کانی‌های مافیک از سنگ‌های بازالتی به سمت سنگ‌های آندزیتی که در مطالعات پتروگرافی دیده می‌شود، مرتبط می‌باشد. مقدار MgO از حداکثر ۴/۸۴ درصد در یکی از نمونه‌های بازالتی تا حداقل ۵۶/۱ درصد در آندزیت‌ها متغیر است. این امر با وفور الیوین و کلینوپیروکسن در نمونه‌های بازالتی و کاهش این کانی‌ها در آندزیت‌ها کاملاً منطبق می‌باشد (شکل ۴-۵-ت).

ج- بررسی روند تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

روند نزولی تغییرات TiO_2 نسبت به SiO_2 در نمودارهای هارکر، با روند تفریق کاملاً موافق می‌باشد. ایلمنیت و اسفن، عمده‌ترین کانی حاوی تیتانیوم هستند که در سنگ‌های کمتر تفریق‌یافته حضور بیشتری دارند. علاوه بر این، مصرف این اکسید در ساختار اکسیدهای آهن تیتان‌دار از جمله تیتانومگنتیت، در مراحل اولیه تبلور ماگما، موجب کاهش تیتانیوم در ماگمای باقیمانده می‌گردد. همانطور که در مطالعات پتروگرافی نیز مشاهده شد، کانی‌های اپک در سنگ‌های بازیک از فراوانی بیشتری نسبت به سنگ‌های اسیدی، برخوردار می‌باشند (شکل ۴ - ۵ - ج).

چ- بررسی روند تغییرات SiO_2 در مقابل P_2O_5

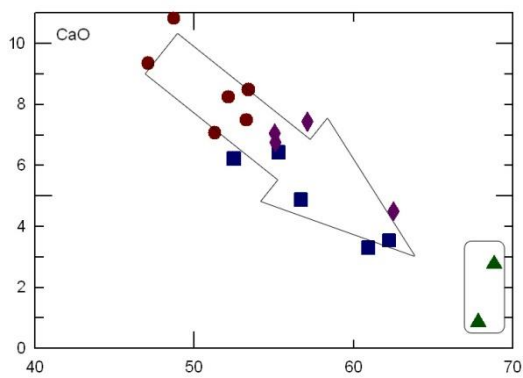
در این نمودار، با افزایش مقدار SiO_2 میزان P_2O_5 نیز افزایش می‌یابد. این روند افزایشی، با افزایش مقدار آپاتیت در نمونه‌های حدواسط، انطباق کامل دارد. فسفر در ماگمای مافیک ماهیت ناسازگار داشته و در مراحل انتهایی تفریق وارد ساختمان آپاتیت می‌گردد. بنابراین افزایش مقدار P_2O_5 با افزایش مقدار آپاتیت در طی تفریق سازگاری دارد. (شکل ۴ - ۵ - چ).

د- بررسی روند تغییرات SiO_2 در مقابل Na_2O

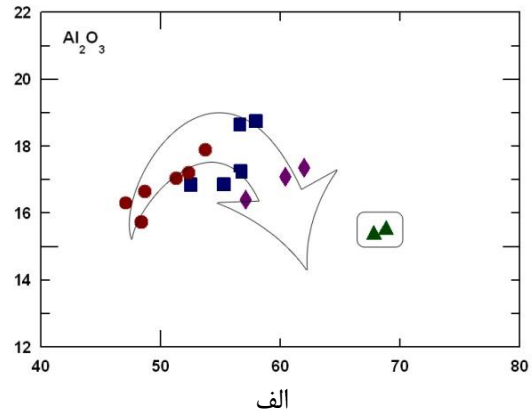
سدیم به علت داشتن شعاع یونی بزرگ، در شبکه کانی‌هایی که در مراحل اولیه تبلور بوجود می‌آیند، شرکت نمی‌کند و در نتیجه میزان آن در ماگمای باقیمانده سرشار از سیلیس افزایش می‌یابد. در انتهای تبلور ماگما، با تشکیل کانی‌هایی مانند فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک در نمونه‌های تفریق یافته‌تر، مقدار آن در سنگ افزایش می‌یابد. بنابراین روند افزایشی Na_2O ، افزایش سدیم در نمونه‌های آندزیتی منطقه را در طی تفریق ماگمایی تأیید می‌کند (شکل ۴ - ۵ - د).

ر- بررسی روند تغییرات SiO_2 در مقابل K_2O

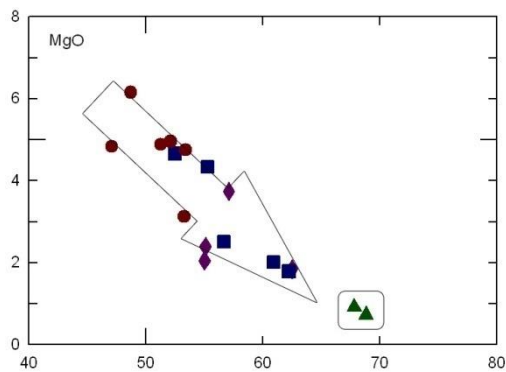
پتاسیم یک عنصر ناسازگار بوده و در ساختمان کانی‌های اولیه متبلور شده از ماگما وارد نمی‌شود و در ماگمای باقیمانده حاصل از تفریق باقی می‌ماند. بنابراین، در این سنگ‌ها انتظار می‌رود که با افزایش SiO_2 ، بر میزان K_2O نیز افزوده گردد. در انتهای تفریق، این عنصر در ساختمان کانی‌هایی مانند فلدسپات‌های آلکالن و بیوتیت شرکت می‌نماید (شکل ۴ - ۵ - ر).



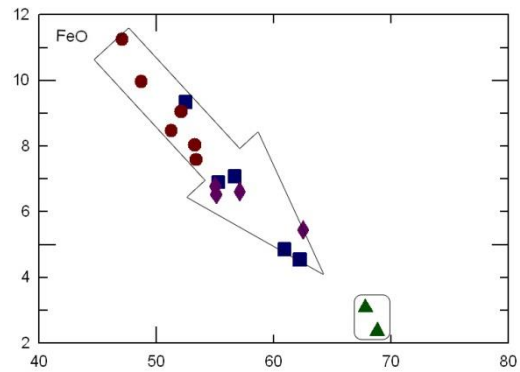
ب



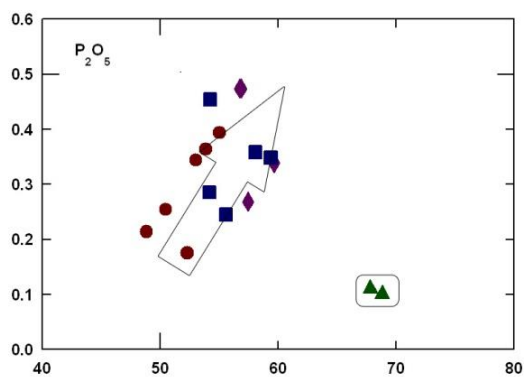
الف



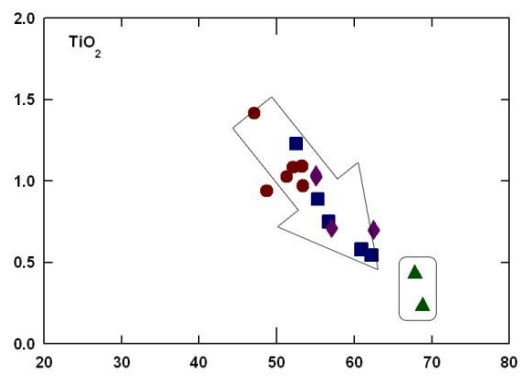
ت



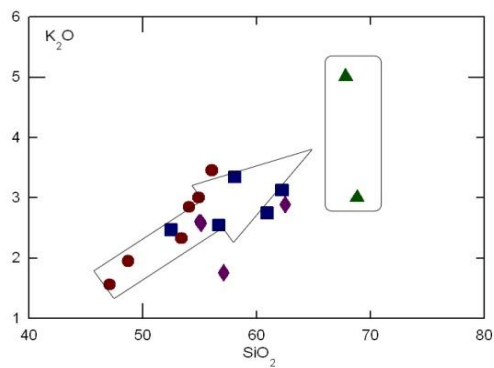
پ



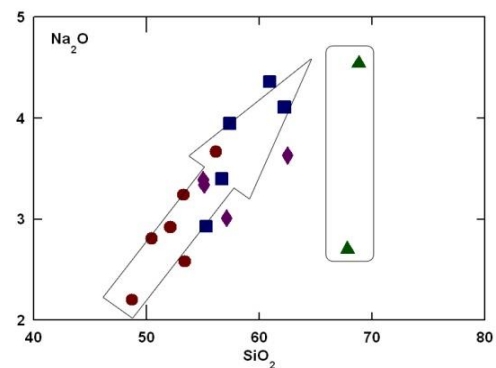
ج



ح



ر



د

شکل ۴-۵- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 . در این نمودارها، با افزایش SiO_2 ، اکسیدهای Al_2O_3 ، CaO ، FeO ، MgO و TiO_2 کاهش و K_2O ، P_2O_5 و Na_2O افزایش می‌یابند. (علائم مانند شکل ۴-۱)

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

الف - بررسی روند تغییرات Sr در مقابل SiO_2

در این نمودار، تغییرات Sr نسبت به SiO_2 نزولی می‌باشد. غلظت این عنصر عمدتاً توسط بلورهای پلاژیوکلاز، کنترل می‌شود. زیرا Sr در پلاژیوکلازها نسبت به سایر کانی‌های کلسیم‌دار، راحت‌تر جانشین Ca می‌گردد (میسون و مور^۱، ۱۹۸۲) (شکل ۴-۶-الف).

ب- بررسی روند تغییرات U و Th در مقابل SiO_2

در این نمودارها، مقادیر Th و U در برابر SiO_2 روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۶-ب و پ). با توجه به اینکه این دو عنصر در رده عناصر ناسازگار قرار می‌گیرند، بنابراین در طی تفریق ماگمایی و افزایش مقدار SiO_2 ، تمرکز این عناصر نیز در ماگما افزایش می‌یابد (گیل، ۱۹۸۱). همچنین به نظر می‌رسد که تجمع اورانیوم به ضخامت پوسته در هنگام صعود ماگما به سطح زمین نیز حساس باشد (گیل، ۱۹۸۱).

پ- بررسی روند تغییرات V در مقابل SiO_2

روند تغییرات عنصر V در مقابل SiO_2 ، نزولی می‌باشد. وانادیوم رفتاری سازگار دارد و تغییرات آن تا حدودی با تغییرات FeO^* منطبق می‌باشد و احتمالاً به صورت V^{3+} در ماگما حضور داشته و جانشین Fe^{3+} در مگنتیت می‌شود. بنابراین، مقدار آن با فراوانی کانی‌های اپک، همخوانی دارد. این عنصر به علت داشتن رفتاری مشابه عناصری مانند آهن، منیزیم و تیتانیم و ویژگی‌های ژئوشیمیایی خاص (الکترونگاتیویته کم و میدان انرژی بالا که نشان دهنده میل به تبلور در دمای بالا می‌باشد) معمولاً در ساختار کانیهای آهن و منگنزدار از جمله پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می‌کند (شکل ۴-۶-ت).

۱ - Mason & Moore

ج - بررسی روند تغییرات Ba در مقابل SiO₂

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO₂، مقدار Ba با افزایش SiO₂، در طی فرایند تفریق، افزایش می‌یابد. اندازه یونی Ba مشابه K می‌باشد. بنابراین در شبکه کانی‌های پتاسیم‌دار از قبیل فلدسپار پتاسیم و بیوتیت جانشین K می‌شود. مقدار این عنصر در آندزیت‌ها از سایر سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بیشتر است (شکل ۴-۶-ج).

چ - بررسی روند تغییرات Rb در مقابل SiO₂

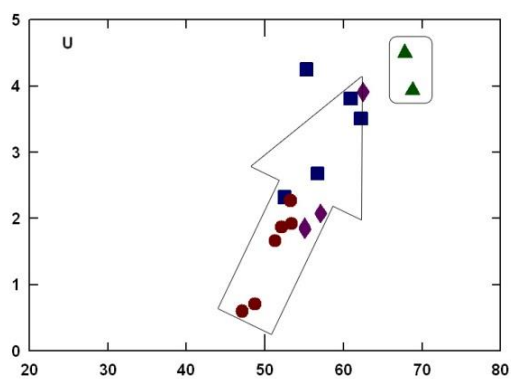
مقدار Rb با افزایش مقدار SiO₂ افزایش پیدا می‌کند. این عنصر می‌تواند جانشین پتاسیم شود و اغلب در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند موسکویت، بیوتیت و پتاسیم فلدسپات، تمرکز می‌یابد (میسون و مور، ۱۹۸۲). همانطور که در این نمودار دیده می‌شود مقدار Rb از سنگ‌های بازالتی به سمت آندزیت‌ها در طی تبلور تفریقی، افزایش می‌یابد. این روند با نمودار تغییرات K₂O در مقابل SiO₂ مشابه است که می‌تواند به دلیل جانشینی Rb با K باشد (شکل ۴-۶-چ).

د - بررسی روند تغییرات Co در مقابل SiO₂

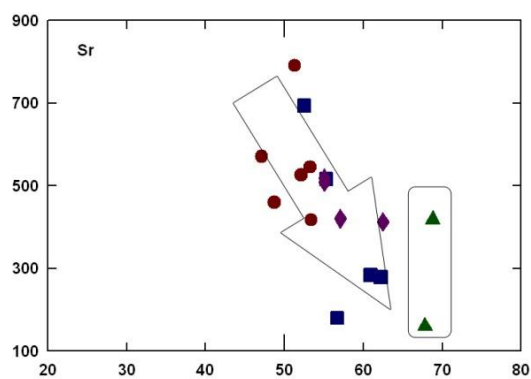
نمودار تغییرات Co در مقابل SiO₂، روند نزولی کاملاً محسوسی را نشان می‌دهد. این عنصر دارای شعاع یونی مشابه با آهن دوظرفیتی و منیزیم بوده و در مراحل ابتدایی تبلور ماگما، جانشین Fe²⁺ و Mg در ساختمان کانی‌هایی مانند پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت در سنگ‌های بازیک و حدواسط می‌گردد. در ادامه، با تبلور کانی‌های اوزیت، بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت، در سنگ‌های اسیدی، مقدار این عنصر کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-د).

ر - بررسی روند تغییرات Cr در مقابل SiO₂

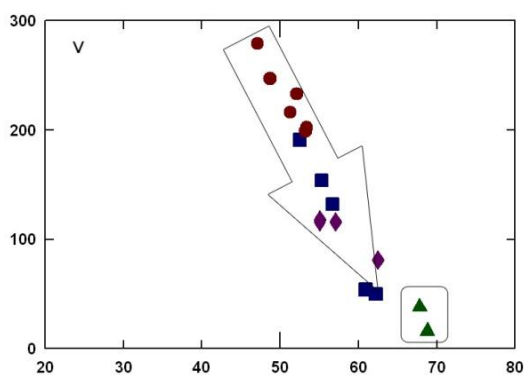
عنصر سازگار کرم در ماگما به صورت یون سه ظرفیتی حضور دارد و عمدتاً در مراحل اولیه تبلور ماگما، به صورت کانی مجزای کرومیت از ماگما خارج می‌شود و مقادیر کمی از آن، جانشین آهن سه ظرفیتی در شبکه بلوری پیروکسن، در مرحله ابتدایی تبلور می‌گردد. بنابراین همانطور که در این نمودار نیز مشاهده می‌گردد، مقدار این عنصر از سنگ‌های بازالتی به سمت آندزیت‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۴-۶-ر).



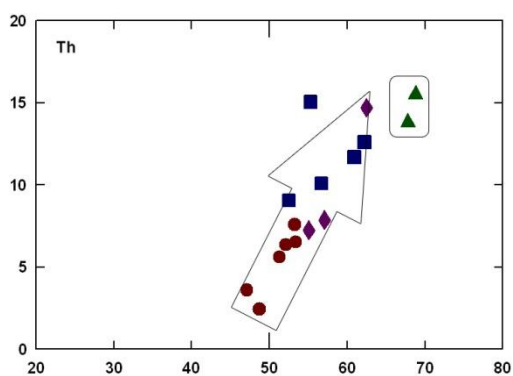
ب



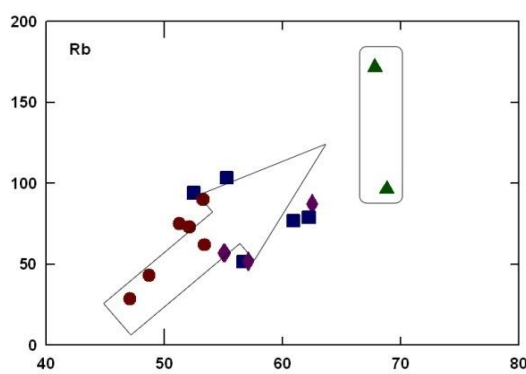
الف



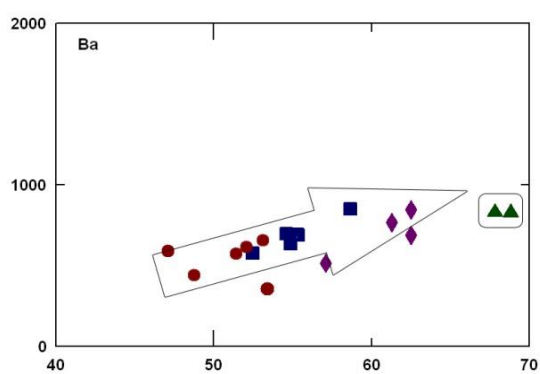
ت



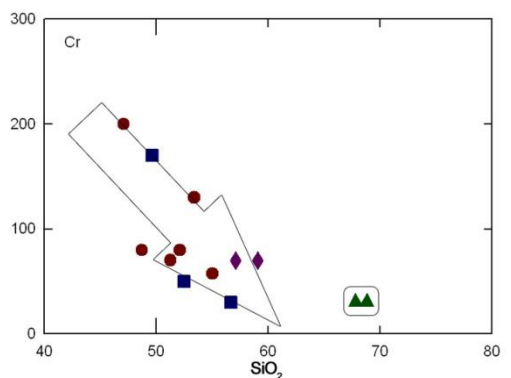
پ



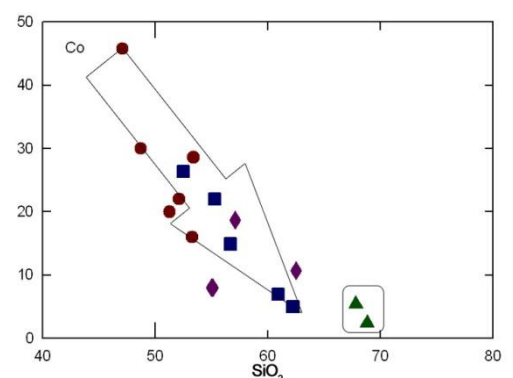
چ



ج



ر



د

شکل ۴-۶- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 . در این نمودارها، عناصر U ، Sr ، V ، Co و Cr ، روندی کاهشی و عناصر Th ، Ba ، Rb روندی افزایشی در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهند. (علائم مانند شکل ۴-۳)

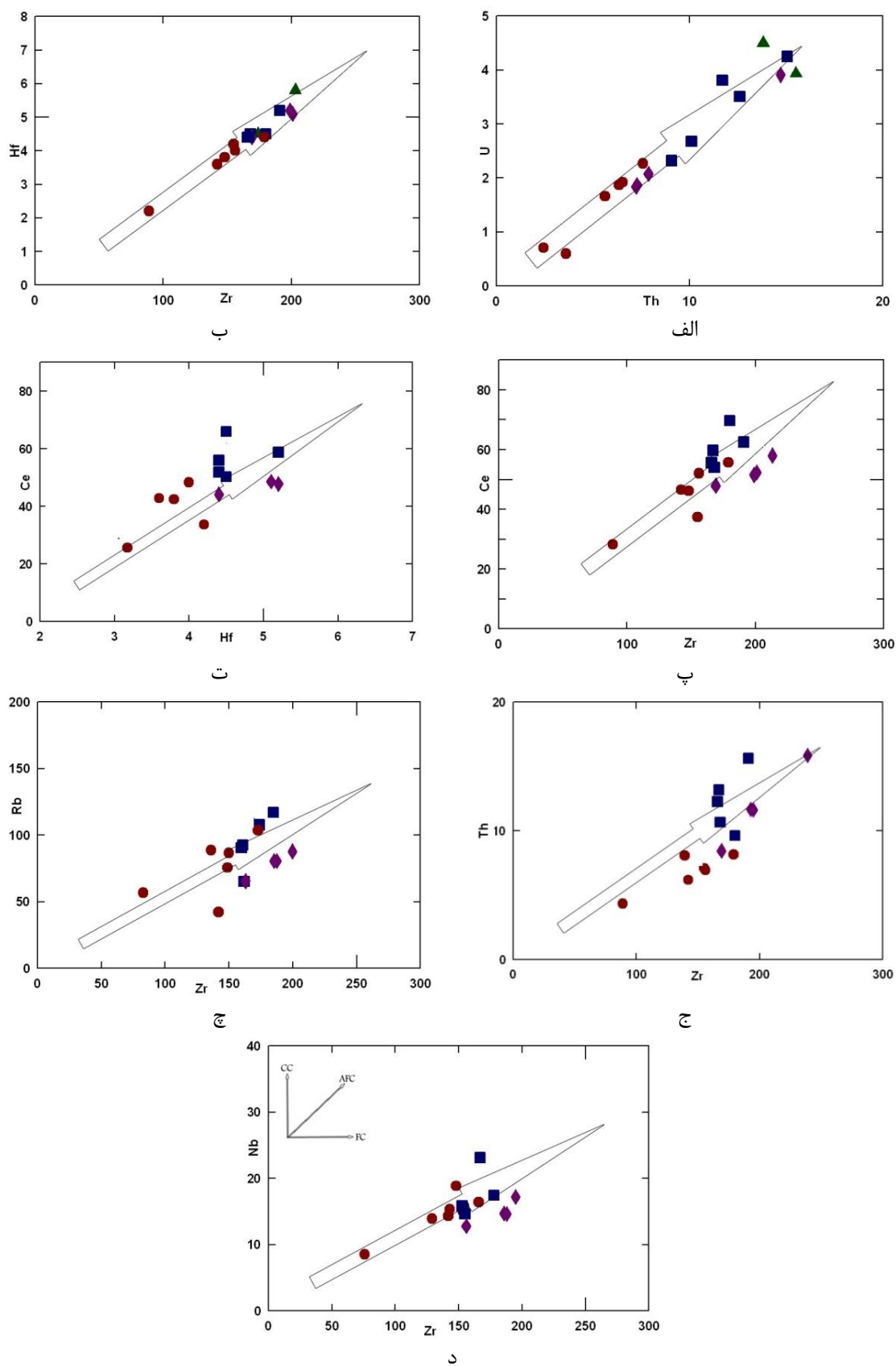
- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر

روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر (۱۹۰۹)، می‌توانند علاوه بر فرآیندهای تبلور تفریقی، توسط ذوب بخشی نیز ایجاد شوند. بنابراین برای تفکیک و تشخیص هر یک از این فرآیندها، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر، کاملاً ضروری می‌باشد. به منظور درک بهتر تأثیر فرآیندهای فوق در تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه، به بررسی چند نمودار جفت عناصر ناسازگار و نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار می‌پردازیم.

الف - نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

زمانی که در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر، روند نمودار به صورت خطی و صعودی باشد و همچنین از مرکز مختصات نیز بگذرد، فرایند تبلور تفریقی، فرایند غالب در تشکیل سنگ‌های یک ناحیه خواهد بود. در غیر این صورت، ذوب بخشی، به عنوان عامل اصلی در تحولات ماگمایی و تشکیل سنگ‌ها به شمار می‌آید (راجرز^۱ و همکاران، ۱۹۸۵). تغییرات عناصر ناسازگار نسبت به هم برای نمونه‌های مورد مطالعه، در نمودارهای Th/Zr , Hf/Zr , Ce/Zr , Ce/Hf , U/Th و Rb/Zr و Nb/Zr نشان داده شده است (شکل ۴-۷). در نمودارهای U/Th , Hf و Ce نسبت به Zr و Ce/Hf (شکل ۴-۷ - الف، ب، پ، ت)، الگوی تغییرات نمونه‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، یک روند خطی و صعودی را نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرند. این امر نشان‌دهنده تأثیر فرآیند تبلور تفریقی، در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد. در نمودارهای Th , Rb و Nb نسبت به Zr (شکل ۴-۷ - ج، د)، روندهای صعودی نسبتاً پراکنده‌ای دیده می‌شود که از مبدأ مختصات می‌گذرند. پراکندگی مشاهده شده در این عناصر را می‌توان به تحرک‌پذیری شدید آن‌ها در مقابل دگرسانی‌های درجه پایین نسبت داد. در این نمودارها نیز همانند دیگر نمودارهای تغییرات ارائه شده در این بخش، روندی پیوسته بین نمونه‌های بازیگ با سنگ‌های حدواسط و اسیدی، برقرار است. این امر نقش تفریق در تحولات ماگمایی را تأیید می‌نماید.

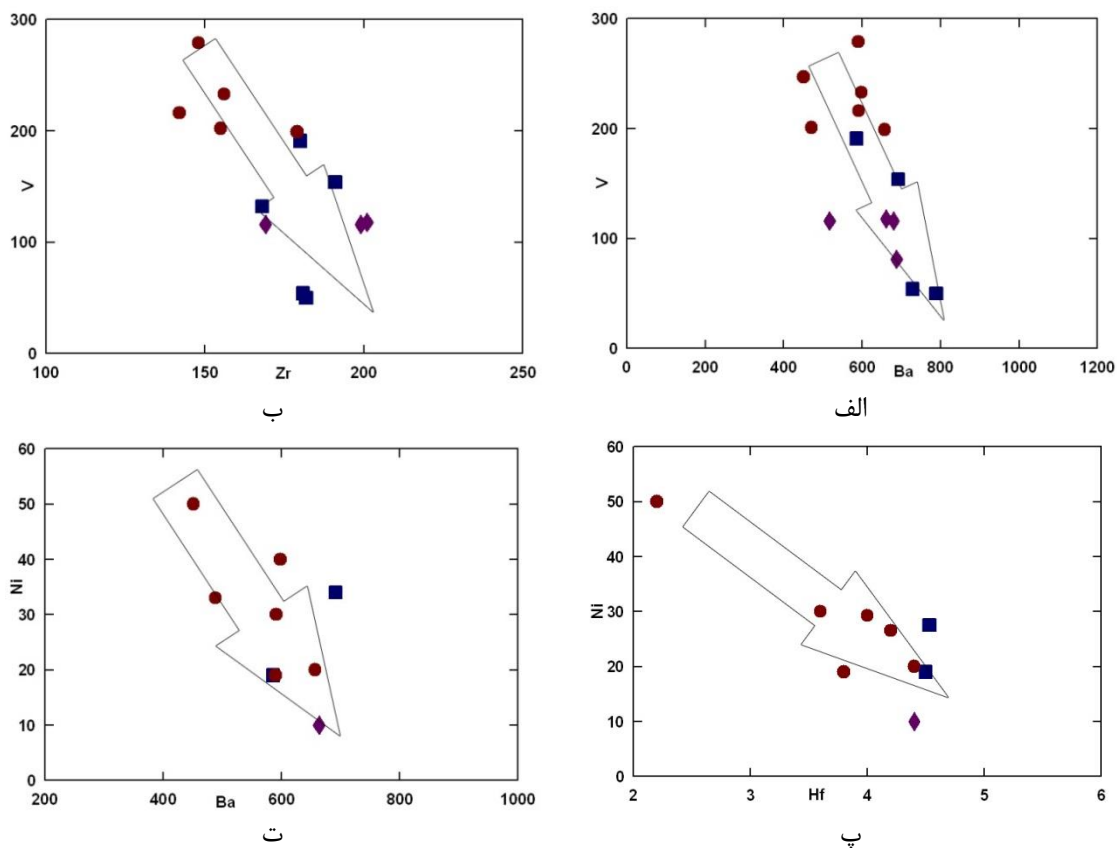
۱ - Rogers



شکل ۴-۷- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر. (علائم مانند شکل ۴-۱).

ب- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار

از نظر راجرز و همکاران (۱۹۸۵)، در صورتی که در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار، روندهای خطی و نزولی مشاهده شود، فرآیند اصلی و غالب در ارتباط با تشکیل آن‌ها، تبلور تفریقی خواهد بود. بنابراین وجود روندهای منفی در نمودارهای $V-Zr$ ، $V-Ba$ و $Ni-Hf$ (شکل ۴-۸) که یک عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار رسم شده است، نقش تبلور تفریقی را در تشکیل سنگ‌های منطقه تأیید می‌نماید.



شکل ۴-۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار. همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود، بین عناصر سازگار و ناسازگار نمونه‌های مورد مطالعه یک روند خطی و نزولی دیده می‌شود (علائم همانند شکل ۴-۱)

۴-۳-۲- بررسی روند تغییرات در سنگ‌های نفوذی

- نمودارهای درصد اکسیدهای اصلی در مقابل SiO_2 (هارکر، ۱۹۰۹)

در این نمودارها، نمونه‌های نفوذی منطقه یک روند خطی از سنگ‌های بازیک تا سمت سنگ‌های حدواسط نشان می‌دهند. به طوری که، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقادیر Na_2O ، P_2O_5 ، FeO ، Al_2O_3 و

K₂O افزایش و مقادیر CaO، MgO و TiO₂ کاهش می‌یابند. این روند خطی در سنگ‌های نفوذی منطقه، تفریق گابروها به سمت دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها و منشأ گرفتن آنها از یک منبع ماگمایی واحد را اثبات می‌نماید.

الف- بررسی روند تغییرات Al₂O₃ در مقابل SiO₂

در این نمودار با افزایش مقدار SiO₂، مقدار Al₂O₃ از نمونه‌های گابرویی به سمت مونزودیوریت‌ها کاهش می‌یابد (شکل ۴-۹-الف). میزان این عنصر عمدتاً تحت تأثیر فلدسپات‌ها می‌باشد. کاهش میزان اکسید آلومینیوم از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر را می‌توان به فراوانی پلاژیوکلازهای کلسیک و تغییر ترکیب آن‌ها از قطب کلسیم‌دار به طرف قطب سدیم‌دار نیز نسبت داد.

ب- بررسی روند تغییرات CaO در مقابل SiO₂

در نمودار تغییرات CaO در مقابل SiO₂، با افزایش مقدار SiO₂، مقادیر CaO روند نزولی نشان می‌دهند، به طوری که میزان CaO از نمونه‌های گابرویی به سمت دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها، کاهش می‌یابد (شکل ۴-۹-ب). میزان این اکسید توسط پلاژیوکلاز، اوژیت، اژیرین اوژیت، هورنبلند سبز و اسفن کنترل می‌گردد.

پ- بررسی روند تغییرات FeO در مقابل SiO₂

در نمودار تغییرات FeO در مقابل SiO₂ (شکل ۴-۹-پ)، با پیشرفت روند تفریق ماگما از نمونه‌های گابرویی به سمت نمونه‌های مونزودیوریتی، میزان درصد FeO کاهش می‌یابد. این روند نزولی را می‌توان با تفریق کانی‌های آهن‌دار، بیوتیت، هورنبلند و مگنتیت از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر توجیه نمود.

ت- بررسی روند تغییرات MgO در برابر SiO₂

در این نمودار، MgO با افزایش میزان SiO₂ و در نتیجه تفریق، از نمونه‌های گابرویی به سمت مونزودیوریت‌ها، روند نزولی نشان می‌دهد (شکل ۴-۹-ت). نمونه‌های اسیدی‌تر که از کانی‌های فرومنیزین (مانند اوژیت، هورنبلند و بیوتیت) کمتری برخوردارند، حاوی مقدار MgO کمتری نیز هستند؛ زیرا مقدار این اکسید در طی تبلور و در مراحل بعدی تفریق، کاهش می‌یابد.

ج- بررسی روند تغییرات TiO_2 در مقابل SiO_2

در بررسی روند تغییرات TiO_2 با استفاده از نمودار فوق، میزان این اکسید با افزایش SiO_2 ، روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۴-۹-ج). TiO_2 در تشکیل مگنتیت، تیتانومگنتیت، بیوتیت، روتیل، اسفن و اوژیت مصرف می‌شود. بنابراین کاهش این عنصر از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر، با تفریق فازهای تیتان دار مانند تیتانیت و تیتانومگنتیت، سازگار است.

چ- بررسی روند تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2

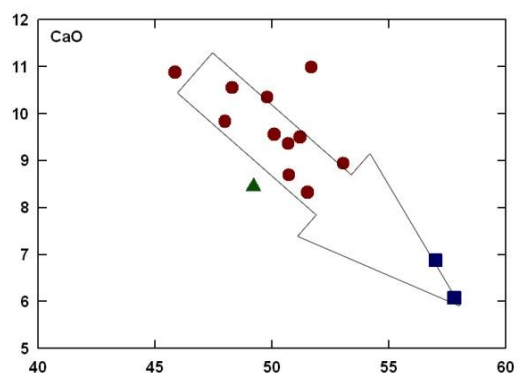
در نمودار تغییرات P_2O_5 در مقابل SiO_2 ، نمونه‌های مورد مطالعه روند صعودی محسوسی را نشان می‌دهند (شکل ۴-۹-چ). این امر می‌تواند ناشی از جدایش احتمالی کانی آپاتیت در ترم‌های تفریق‌یافته‌تر باشد. با توجه به این که فسفر در ماگماهای مافیک ماهیت ناسازگار داشته و در انتهای تفریق وارد ساختمان آپاتیت می‌گردد، بنابراین با افزایش میزان آپاتیت در سنگ‌های اسیدی‌تر، میزان این عنصر نیز افزایش می‌یابد.

د- بررسی روند تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2

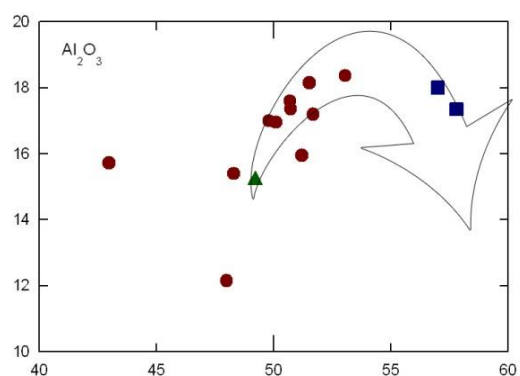
در نمودار تغییرات Na_2O در مقابل SiO_2 ، با افزایش SiO_2 ، مقادیر Na_2O روند افزایشی نشان می‌دهند که بیانگر افزایش میزان Na_2O در فازهای انتهایی تفریق است (شکل ۴-۹-د). عنصر سدیم با داشتن شعاع یونی بزرگ در شبکه کانیهای مراحل اولیه تبلور وارد نشده و تمایل دارد در مایع سیلیکاتی باقی بماند. با پیدایش فلدسپارهای آلکالن و پلاژیوکلازهای سدیک در انتهای تفریق و در نمونه‌های اسیدی‌تر، عنصر Na وارد ساختمان کانی‌های فوق شده و مقدار آن افزایش می‌یابد.

ر- بررسی روند تغییرات K_2O در مقابل SiO_2

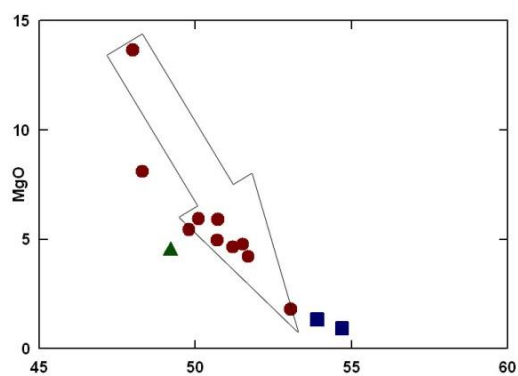
بر اساس نمودار تغییرات K_2O در مقابل SiO_2 ، میزان این اکسید با ادامه روند تفریق از نمونه‌های گابرویی به سمت مونزودیوریت‌ها افزایش می‌یابد (شکل ۴-۹-ر). دلیل این افزایش، تبلور فلدسپات پتاسیم در مراحل نهایی تفریق است. حضور بیوتیت و فلدسپات پتاسیم در نمونه‌های میکروسکوپی سنگ‌های دیوریتی و مونزودیوریتی، تأثیر این فرایند را تأیید می‌کند.



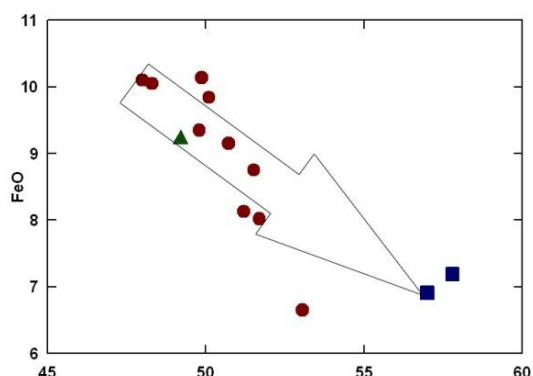
ب



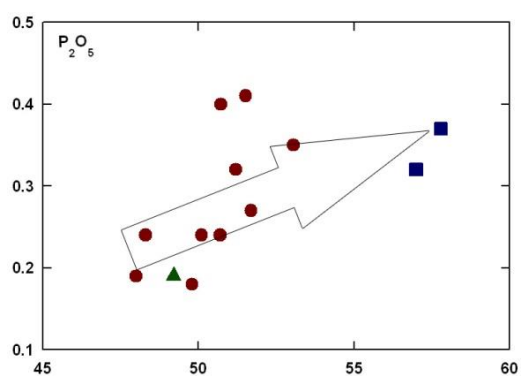
الف



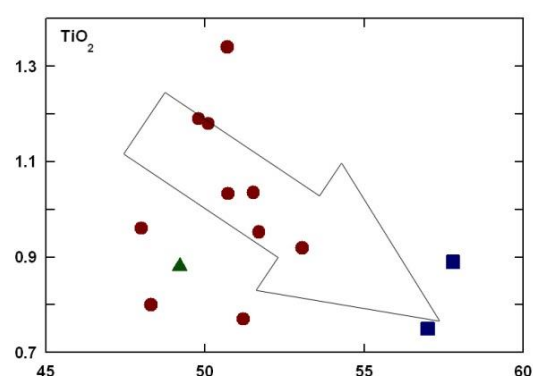
ج



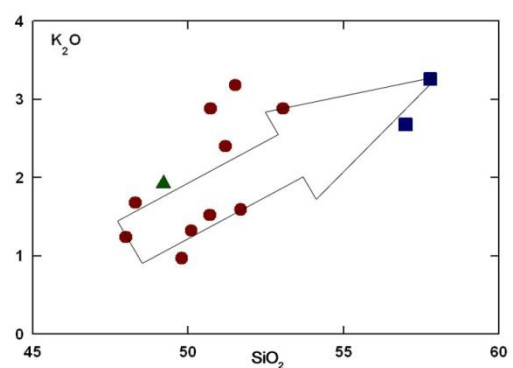
پ



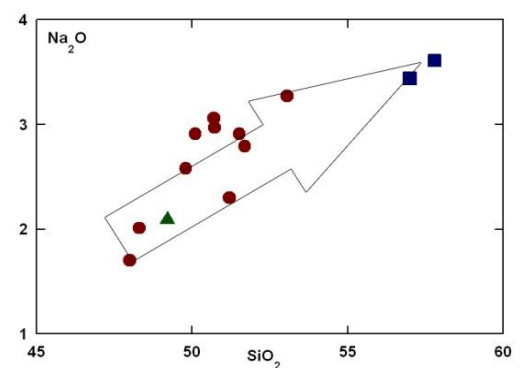
چ



ح



ر



د

شکل ۹-۴- نمودارهای درصد اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل SiO_2 . در این نمودارها، با افزایش SiO_2 ، اکسیدهای CaO ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO و TiO_2 کاهش و K_2O ، P_2O_5 و Na_2O افزایش می‌یابند. (علائم مانند شکل ۳-۴)

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

الف - بررسی روند تغییرات Sr در مقابل SiO_2

در این نمودار با افزایش SiO_2 ، مقدار Sr از گابروها به سمت مونزودیوریت‌ها، روند صعودی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-الف). Sr یک عنصر قلیایی کمیاب است که در اکثر کانی‌های کلسیم‌دار، رفتاری سازگار نشان می‌دهد و در طی تفریق، جانشین کلسیم در ساختار پلاژیوکلاز می‌شود.

ب- بررسی روند تغییرات U و Th در مقابل SiO_2

مقدار U و Th در برابر SiO_2 روند خطی و افزایشی محسوسی را نشان می‌دهند. با توجه به این‌که دو عنصر U و Th در رده عناصر ناسازگار قرار می‌گیرند، بنابراین در طی تفریق ماگمایی و افزایش مقدار SiO_2 ، تمرکز این عناصر نیز در ماگما افزایش می‌یابد (شکل ۴-۱۰-ب و پ).

پ- بررسی روند تغییرات V در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات عنصر سازگار V در مقابل SiO_2 ، روند نزولی مشاهده می‌شود. V به علت ویژگی‌های ژئوشیمیایی خود، معمولاً در ساخت کانی‌های آهن و منگنزدار از جمله هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت مشارکت می‌کند. روند نزولی این عنصر با کاهش کانی‌های مذکور از سنگهای گابرویی به سمت سنگ‌های اسیدی‌تر، کاملاً متناسب است (شکل ۴-۱۰-ت).

ج - بررسی روند تغییرات Ba در مقابل SiO_2

در نمودار تغییرات Ba در مقابل SiO_2 ، مقدار Ba با افزایش SiO_2 افزایش می‌یابد. با توجه به اینکه باریم در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند فلدسپار پتاسیم، جانشین K می‌شود، این عنصر در سنگ‌هایی که فلدسپار پتاسیم در آن‌ها بالا است، از فراوانی بیشتری برخوردار می‌باشد (شکل ۴-۱۰-ج).

چ - بررسی روند تغییرات Rb در مقابل SiO_2

در این نمودار نیز همانند نمودار مشابه برای سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، مقدار Rb با افزایش مقدار SiO_2 افزایش پیدا می‌کند (شکل ۴-۱۰-چ). همان‌طور که گفته شد، این عنصر می‌تواند جانشین پتاسیم شود و اغلب در کانی‌های پتاسیم‌دار مانند مسکویت، بیوتیت و پتاسیم فلدسپات، تمرکز می‌یابد.

د - بررسی روند تغییرات Co در مقابل SiO₂

نمودار تغییرات Co در مقابل SiO₂ روند نزولی محسوسی نشان می‌دهد (شکل ۴-۱۰-د). این عنصر دارای شعاع یونی مشابه با آهن و منیزیم بوده و در ترکیبات آهن و منیزیم‌دار مانند پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت جانشین می‌شود.

ر - بررسی روند تغییرات Cr در مقابل SiO₂

مقدار عنصر سازگار کروم از سنگ‌های گابرویی به سمت مونزودیوریت‌ها کاهش می‌یابد. با توجه به این که کروم به صورت یون سه ظرفیتی در ماگما حضور دارد و عمدتاً در مراحل اولیه تبلور ماگما، به صورت کانی مجزای کرومیت از ماگما خارج می‌شود (شکل ۴-۱۰-ر).

- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

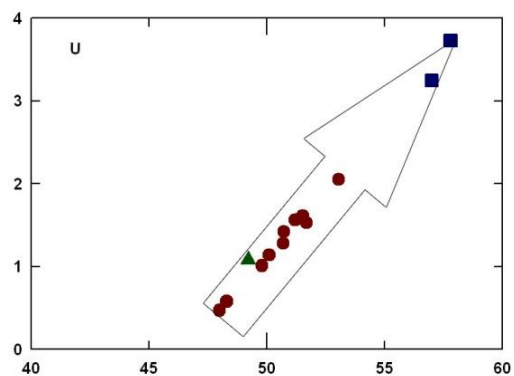
به منظور تفکیک فرایندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی، استفاده از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نسبت‌های آن‌ها در مقابل یکدیگر، کاملاً ضروری می‌باشد. بنابراین به منظور درک بهتر تأثیر فرآیندهای فوق در تشکیل سنگ‌های نفوذی منطقه‌ی مورد مطالعه، به بررسی چند نمودار جفت عناصر ناسازگار و نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار پرداخته می‌شود.

الف - نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر

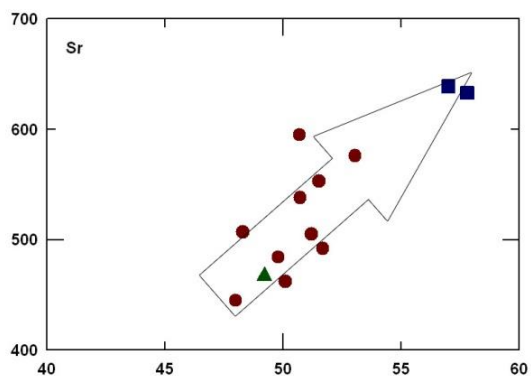
در این نمودارها، الگوی تغییرات نمونه‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، یک روند خطی و صعودی را نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرند و این امر تأثیر فرآیند تبلور تفریقی را در تحولات ماگمایی منطقه اثبات می‌نمایند (شکل ۴-۱۱). همچنین روند پیوسته‌ای که بین نمونه‌های بازیک با سنگ‌های حدواسط در این نمودارها دیده می‌شود، نقش تفریق در تحولات ماگمایی را تأیید می‌نماید.

ب- نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل عناصر ناسازگار

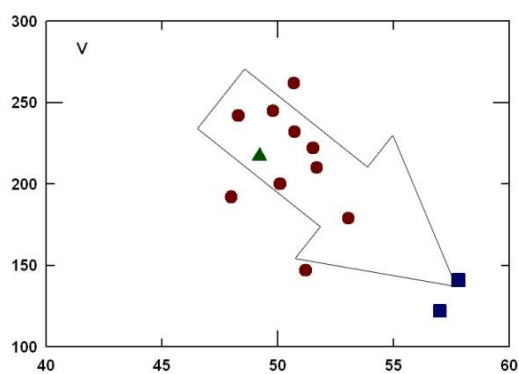
وجود روندهای نسبتاً خطی و منفی در نمودارهای Ni-Ba، Ni-Hf، V-Zr، V-Ba (شکل ۴-۱۲) که یک عنصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار رسم شده است، نقش تبلور تفریقی را در تشکیل سنگ‌های نفوذی منطقه، تأیید می‌نماید.



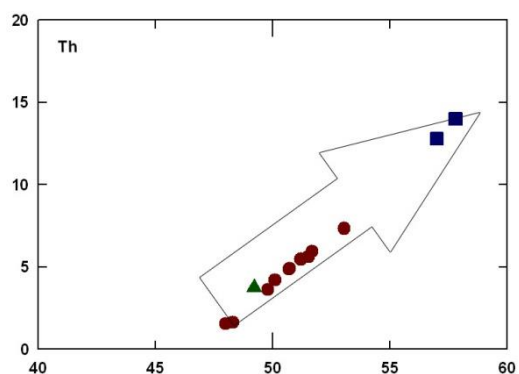
ب



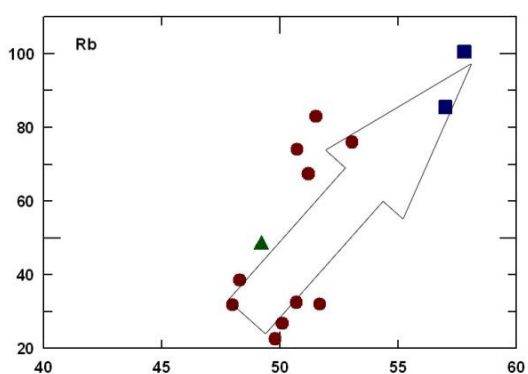
الف



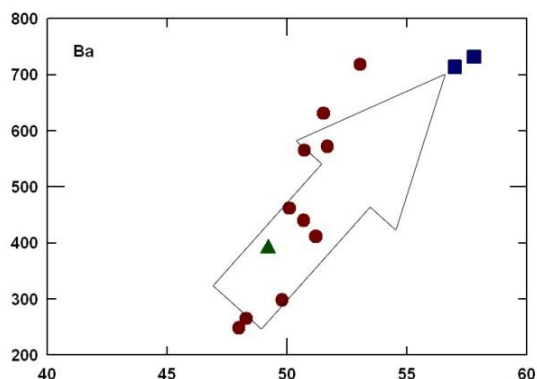
ت



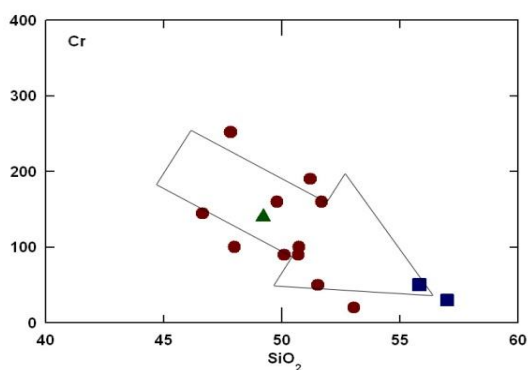
پ



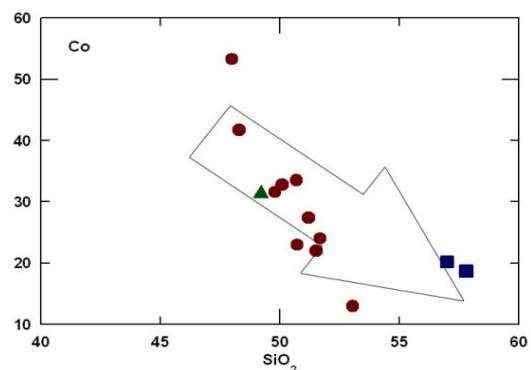
ج



ح

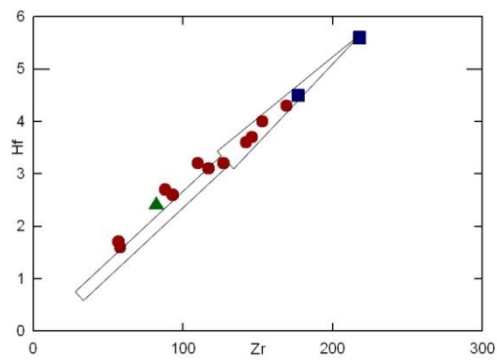


ر

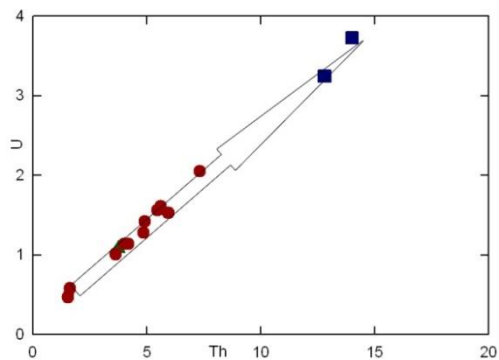


د

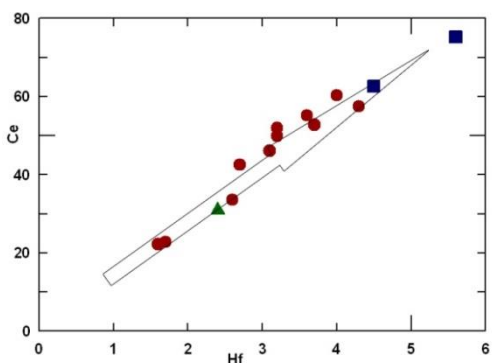
شکل ۴-۱۰- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO_2 . در این نمودارها، عناصر Sr ، V ، Co و Cr ، روندی کاهشی و عناصر U ، Ba ، Th و Rb روندی افزایشی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهند (علائم مانند شکل ۴-۳).



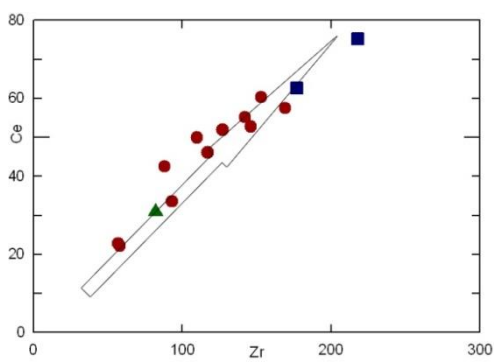
ب



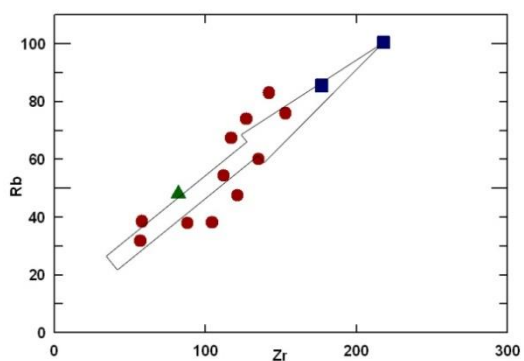
الف



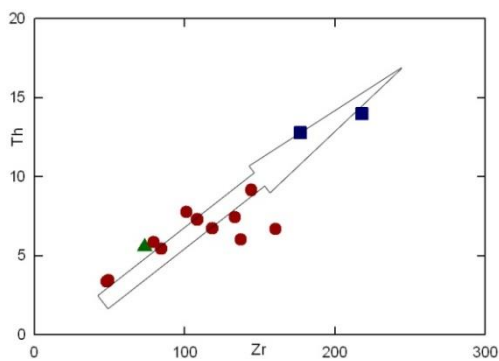
ت



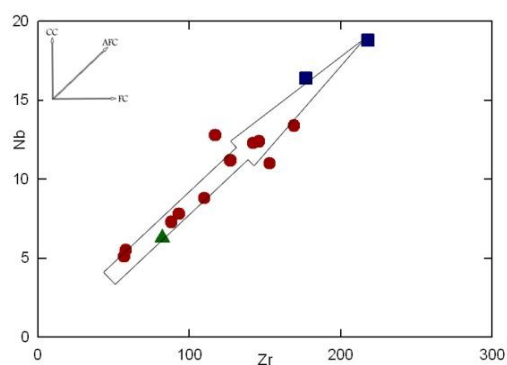
پ



ج

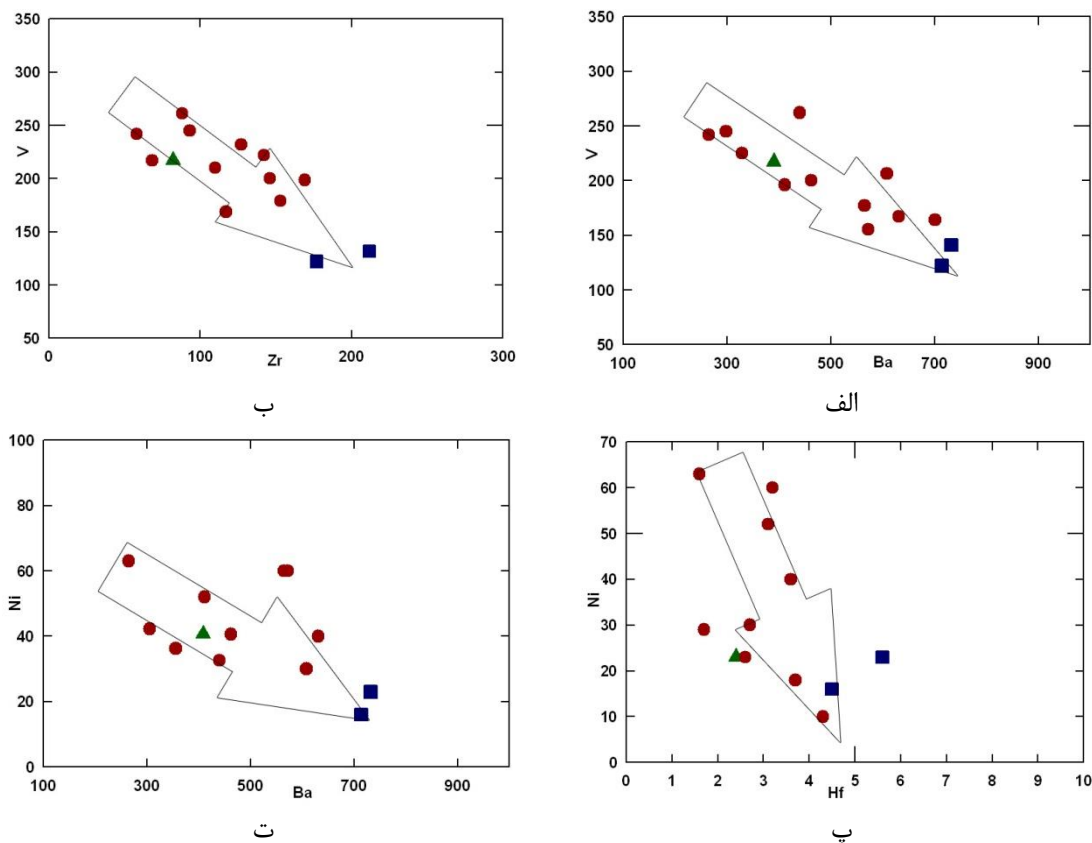


ح



د

شکل ۴-۱۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر. همانطور که مشاهده می‌شود در نمودارهای عناصر ناسازگار Ce و Nb نسبت به Zr و Ce/Hf ، الگوی تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه، یک روند خطی و صعودی را نشان می‌دهند که از مبدأ مختصات نیز می‌گذرند (علائم مانند شکل ۴-۳).



شکل ۴-۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای تغییرات عناصر سازگار- ناسازگار. همانطور که در این نمودار دیده می‌شود، بین عناصر سازگار و ناسازگار نمونه‌های مورد مطالعه یک روند خطی و نزولی دیده می‌شود (علائم همانند شکل ۴-۳)

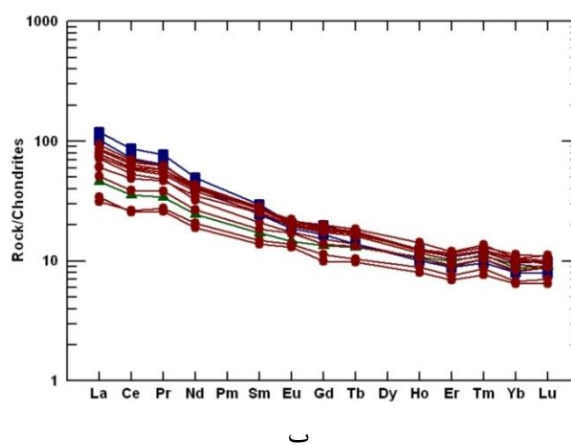
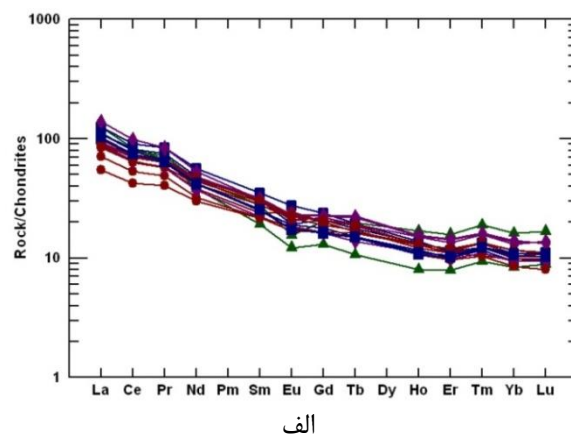
۴-۴- نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (نمودارهای عنکبوتی)

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

در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت ناکامورا^۱ (۱۹۷۴)، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این الگوی فراوانی عناصر کمیاب با فرایند تفریق بلوری سازگاری زیادی دارد. همچنین مشابهت طرح REE سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی، حاکی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی مشابه سنگ منبع آن‌ها یعنی منشأ گرفتن آن‌ها از یک گوشته مشترک و تحول ماگمای آن‌ها از طریق فرایند مشابه که همان فرایند تبلور تفریقی است، می‌باشد (شکل ۴-۱۳- الف و ب). موازی و به دنبال هم

۱ - Nakamura

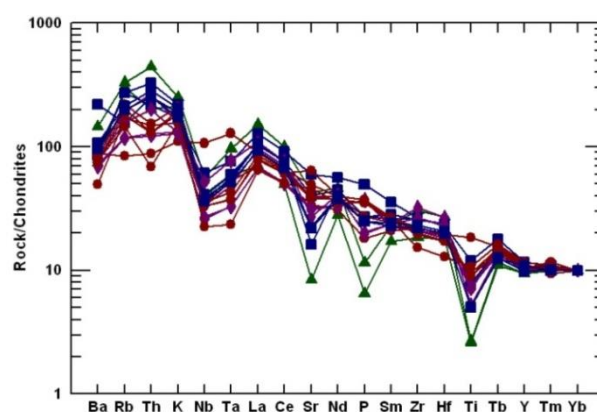
قرار گرفتن نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها، از نمونه‌های بازیک به سمت نمونه‌های اسیدی‌تر، نقش فرایند تبلور تفریقی را در آن‌ها اثبات می‌نماید. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، همه‌ی نمونه‌ها از عناصر نادر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی و از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۴). وجود چنین ویژگی‌هایی از مشخصات بارز ماگماهای وابسته به کمان (گیل، ۱۹۸۱، پیرس، ۱۹۸۳) و ماگماهای کالکوالکالن کمان‌های حاشیه قاره نواحی فرورانش (ناتسو^۱ و همکاران، ۱۹۹۵) می‌باشد. در این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی (شکل ۴-۱۴ الف) و نفوذی (شکل ۴-۱۴ ب)، از عناصر ناسازگار La, K, Th, Rb غنی‌شدگی و از عناصر P, Ti و Sr تهی‌شدگی نشان می‌دهند. Th در سنگ‌های گابرویی و مونزودیوریتی رفتاری دوگانه نشان می‌دهد، به‌طوری‌که در سنگ‌های مونزودیوریتی غنی‌شدگی و در دیوریت‌ها و گابروها آنومالی منفی نشان می‌دهند.



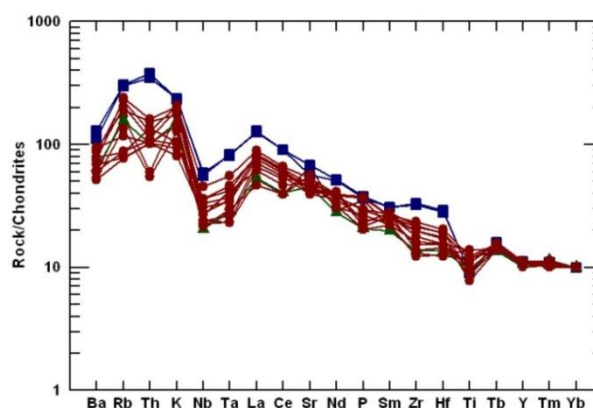
شکل ۴-۱۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت (ناکامورا،

^۱ - Natsu

۱۹۷۴). الف - سنگ‌های آتشفشانی (علائم مشابه شکل ۴-۱)، ب - سنگ‌های نفوذی (علائم مشابه شکل ۴-۳) آنومالی منفی Nb و Ti در نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون^۱، ۱۹۸۲) در سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مورد مطالعه، می‌تواند نشان‌دهنده آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه باشد (ریچو^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). پراکندگی مشاهده شده در عناصر Th، K، Rb و Sr که عمدتاً در سنگ‌های بازالتی و گابرویی مشاهده می‌گردد را می‌توان به تأثیر آرایش پوسته‌ای و دگرسانی بر روی این سنگ‌ها و تحرک بالای عناصر فوق نسبت داد. به طور کلی، الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب در نمونه‌های مورد مطالعه، ناشی از وجود یک منشأ ماگمایی واحد و تحول آن از طریق تبلور تفریقی است. غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) در این سنگ‌ها و تفریق یافتگی عناصر LRE نسبت به HRE احتمالاً ناشی از نقش مهم الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در روند تفریق ماگما می‌باشد.



الف



ب

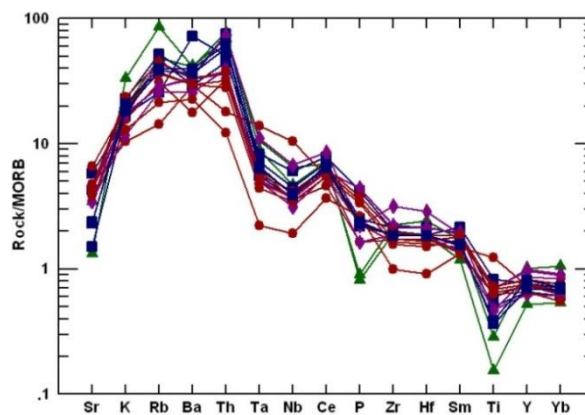
۱ - Thompson

۲ - Reichew

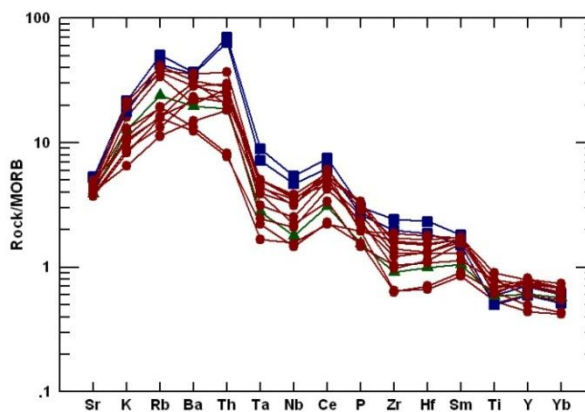
شکل ۴-۱۴ - نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). الف - نمودار مربوط به نمونه‌های آتشفشانی (علائم مانند شکل ۴-۱). ب - نمودار مربوط به سنگ‌های نفوذی (علائم مانند شکل ۴-۳).

۴-۴-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب

این نمودار توسط پیرس (۱۹۸۳) ابداع شد که بر پایه دو پارامتر استوار است. اول این که پتانسیل یونی به منزله مقیاسی بر تحرک عنصر در سیالات آبگین بکار می‌رود؛ بنابراین عناصری که پتانسیل یونی پایین (< 3) و بالا (> 12) دارند، متحرک و عناصری با مقادیر بینابین، کاملاً نامتحرک می‌باشند. دوم، در مذاب‌های بخشی درجه پایین از ضریب توزیع لرزولیت گارنت‌دار و مذاب، به منزله مقیاسی بر ناسازگاری یک عنصر استفاده می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳). آنومالی منفی در عناصر HFS نظیر Ta, Ti و Nb در نمودار چند عنصری بهنجار شده به مورب (پیرس، ۱۹۸۳)، از مشخصه‌ی ماگماهای کمان قاره‌ای می‌باشد که بوسیله‌ی حفظ این عناصر در داخل فازهای دیرگداز آمفیبول، تیتانیت، روتیل، مونازیت، آپاتیت و غیره موجود در جامد پسمانده در طول آب‌زدایی و یا ذوب بخشی ورقه‌ی فرورونده، تفسیر می‌شود (شکل ۴-۱۵).



الف



ب

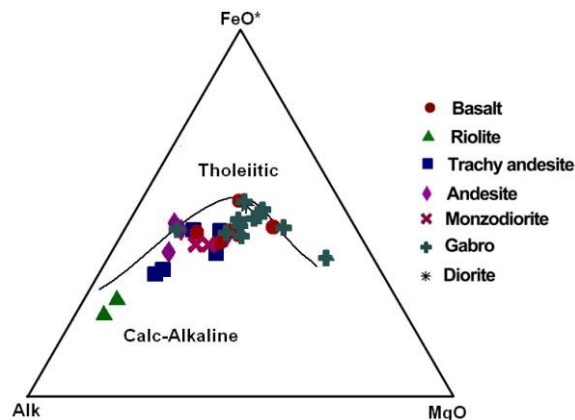
شکل ۴-۱۵ - نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب (پیرس، ۱۹۸۳). سنگ‌های آتشفشانی (علائم مانند شکل ۴-۱) ب- سنگ‌های نفوذی (علائم مانند شکل ۴-۳)

۴-۵- سری‌های ماگمایی

در نمودارهای مختلفی که برای تعیین سری‌های ماگمایی موجود در سنگ‌های منطقه، مورد استفاده قرار گرفت، سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی در یک نمودار مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و تمامی نمونه‌ها در محدوده کالک-آلکان و نزدیک به خط جدا کننده دو سری کالکوالکان و تولییتی قرار می‌گیرند و دارای ماهیت پتاسیم بالا می‌باشند.

۴-۵-۱- نمودار مثلثی AFM (FeO-MgO-Alk) ابروین و باراکار (۱۹۷۱)

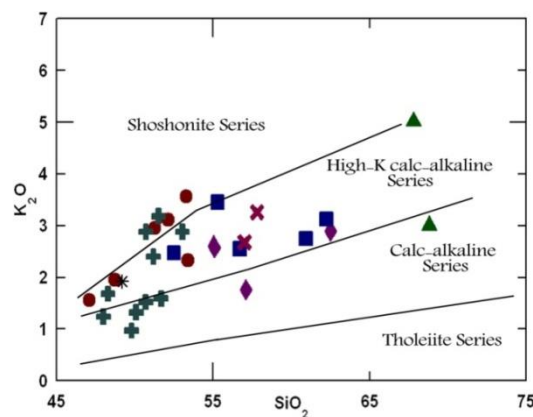
در نمودار AFM ترسیم شده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه، تمامی نمونه‌ها ماهیت کالک-آلکان نشان می‌دهند و در امتداد سری کالکوالکان واقع می‌گردند (شکل ۴-۱۶). بنابراین این نمودار علاوه بر آنکه سری ماگمایی سنگ‌های آذرین منطقه را به خوبی مشخص می‌نماید، بازگوکننده تفریق ماگمایی نیز می‌باشد؛ زیرا قرارگیری نمونه‌ها در امتداد سری کالکوالکان، روند تفریق ماگمایی را به خوبی نشان می‌دهد (ویلسون، ۱۹۸۹، رولینسون، ۱۹۹۷).



شکل ۴-۱۶ - نمودار AFM ابروین و باراکار (۱۹۷۱) و قرارگیری نمونه‌های منطقه در موقعیت سری کالک-آلکان

۴-۵-۲- نمودار SiO₂ در مقابل K₂O (پسریلو و تیلور، ۱۹۷۶)

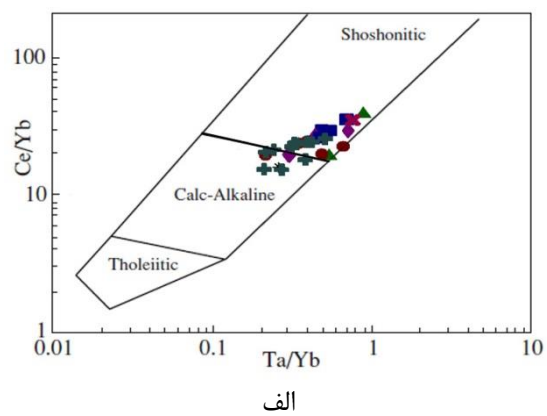
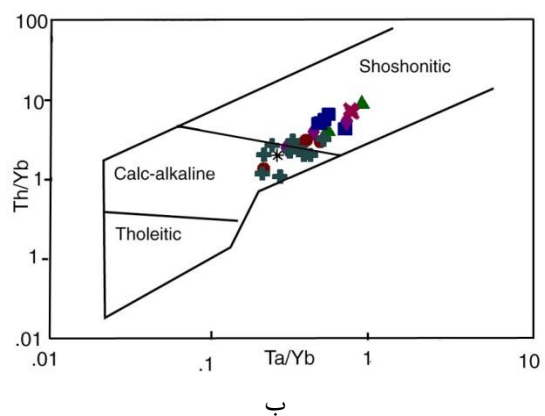
در این نمودار، اکثر نمونه‌ها در مرز بین سری شوشونیتی و سری کالکوالکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. اختلاف زیاد در محتویات پتاسیم سری‌های کالکوالکالن، به تغییرات ضخامت و تأثیر پوسته در طول فرایندهای ذوب مرتبط می‌باشد (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷ - نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (پسریلو و همکاران، ۱۹۷۹). (علائم همانند شکل ۴-۱۶)

۴-۵-۳ - نمودارهای نسبت - نسبت عناصر کمیاب (پیرس، ۱۹۸۲)

بر اساس نمودارهای فوق، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده مرزی بین سری کالکوالکالن تا شوشونیتی و بیشتر در میدان شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸ - الف و ب). علت تغییر ماهیت این سنگ‌ها از کالکوالکالن به شوشونیتی را می‌توان، آرایش با مواد پوسته‌ای دانست. بطور کلی در کمان ماگمایی زون ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال و در امتداد عمود بر کمان ماگمایی ایران مرکزی، میزان K در سنگ‌های ماگمایی افزایش می‌یابد؛ به‌طوری‌که تغییر ماهیت آن‌ها از کالکوالکالن به سمت شوشونیتی در زون البرز به‌خوبی محرز می‌باشد. این امر به افزایش عمق زون فرورانش و منشأ ماگما و ضخامت پوسته قاره‌ای روی آن و در نتیجه افزایش امکان آرایش و هضم پوسته مرتبط می‌باشد. همچنین با افزایش عمق فرورانش، ذوب کانی‌های حاوی پتاسیم مانند فلوگوپیت، آمفیبول و پاراگازیت، موجب افزایش پتاسیم در ماگما می‌گردد (گفتگوی شفاهی با دکتر قاسمی).



شکل ۴- ۱۸ - نمودارهای نسبت- نسبت عناصر کمیاب Ta/Yb و Th/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲).

فصل پنجم

پتروژنز

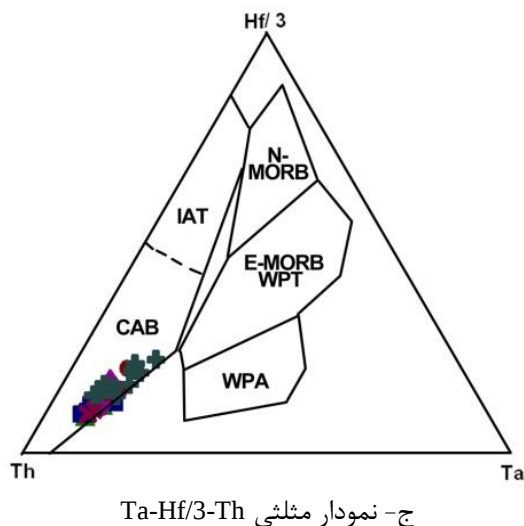
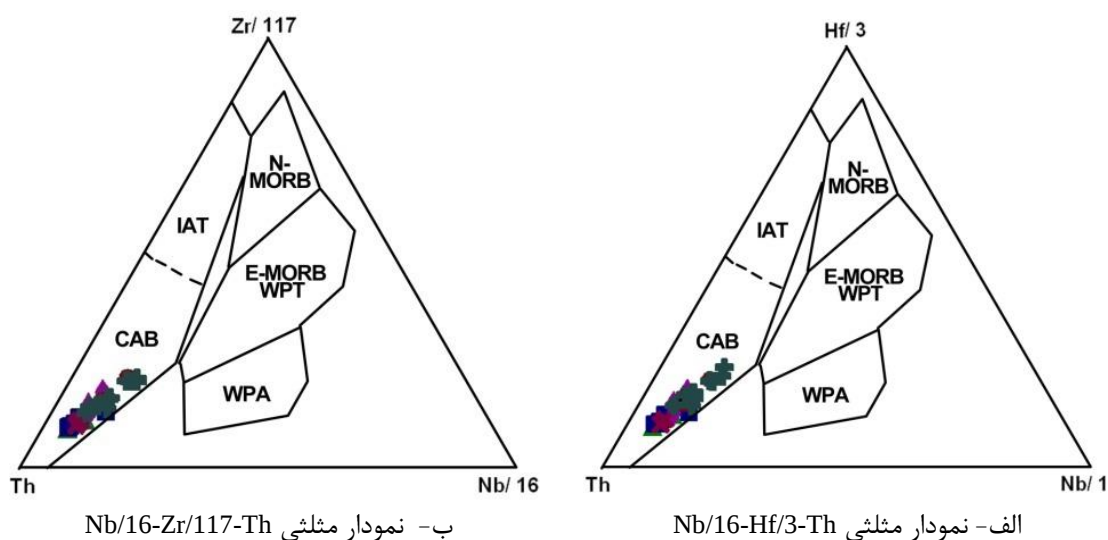
۵-۱- مقدمه

با توجه به روابط صحرایی، ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه که در فصول قبل مورد بحث و بررسی قرار گرفت، چنین نتیجه می‌شود که نمونه‌های منطقه، طیف ترکیبی گسترده‌ای از سنگ‌های بازیک، حدواسط و اسیدی را در بر می‌گیرند. سنگ‌های مزبور در دو سری سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی تقسیم‌بندی می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه براساس مطالعات پتروگرافی و نمودارهای رده‌بندی ژئوشیمیایی، شامل الیوین بازالیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت و ریولیت یا داسیت می‌باشند که داسیت‌ها و ریولیت‌ها حاصل ذوب پوسته قاره‌ای بوده و منشأ مجزایی از سایر سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارند. بر همین اساس، سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، در محدوده الیوین گابرو، گابرو دیوریت و مونزونیت قرار می‌گیرند. همگی این سنگ‌ها، بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی تعیین سری ماگمایی، ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا نشان می‌دهند. همچنین با توجه به شواهد گفته شده همانند آنومالی منفی Nb و Ta و همچنین نسبت‌های بالای LILE/HFSE و LREE/HREE، این سنگ‌ها را می‌توان به زون فرورانش نسبت داد. با توجه به نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی و روندهای موجود در آن‌ها که در فصل ۴ مورد بررسی قرار گرفت، مهمترین عامل در تحولات ماگمایی از ترکیبات بازیک به سمت ترکیبات حدواسط، فرایند تبلور تفریقی می‌باشد. در این فصل بعد از بررسی جایگاه تکتونیکی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، خصوصیات محل منشأ، چگونگی تشکیل و الگوی تکتونوماگمایی آن‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت. به منظور دستیابی به تحلیل‌های درست منطقی از سنگ‌های منطقه و محیط تشکیل آن‌ها، از نتایج آنالیز داده‌های مربوط به منطقه زرشک-سلطان قیس در شمال قزوین (مشکین، ۱۳۸۶) استفاده شده است. منطقه زرشک-سلطان قیس در ۱۰ کیلومتری شمال قزوین و در زون ساختاری البرز غربی قرار دارد.

۵-۲- تعیین محیط تکتونیکی

۵-۲-۱- نمودارهای مثلثی سه‌گانه‌ی وود (۱۹۸۰)

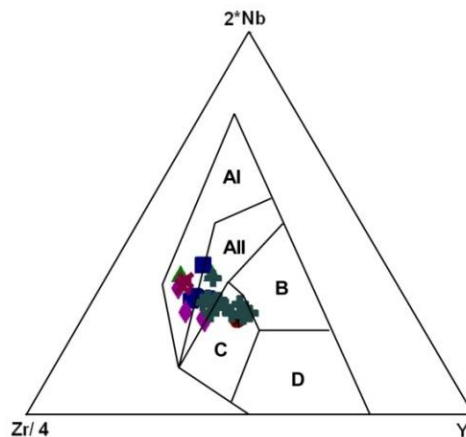
با توجه به قرار دادن تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای فوق (شکل ۵-۱)، تمامی آن‌ها در محدوده CAB (بازالت‌های کالکوالکالن) جای می‌گیرند که متعلق به کمان‌های آتشفشانی هستند. میدان CAB را می‌توان به تولیت‌های جزایر کمانی (تولیت‌های کمان اولیه یا گدازهایی با نسبت Hf/Th کوچکتر از (۳) نیز نسبت داد (رولینسون، ۱۹۹۳).



شکل ۵-۱- نمودارهای مثلثی وود (۱۹۸۰). محدوده‌های مشخص شده در این نمودارها عبارتند از: IAT= تولیت‌های جزایر کمانی. CAB= بازالت‌های کالکوالکالن. WPT= تولیت‌های داخل صفحه‌ای، WPA= بازالت‌های آلکالن داخل صفحه‌ای. N-MORB= بازالت‌های عادی پشته میان اقیانوسی. E-MORB= بازالت‌های غنی شده پشته میان اقیانوسی. با توجه به این نمودارها تمامی نمونه‌ها در محدوده CAB قرار می‌گیرند. (علائم شکل ۴-۱۶)

۵-۲-۲- نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشید^۱، ۱۹۸۶)

مشید (۱۹۸۶) از عناصر کمیاب و غیر متحرک Zr ، Nb و Y برای تفکیک انواع مختلف بازالت‌های کف اقیانوس استفاده کرد و بازالت‌های آلوکالن داخل صفحه‌ای (AI, AII)، تولیت‌های داخل صفحه و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، را از یکدیگر متمایز نمود. در نمودار $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشید، ۱۹۸۶)، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه، در میدان کمان آتشفشانی و داخل صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).



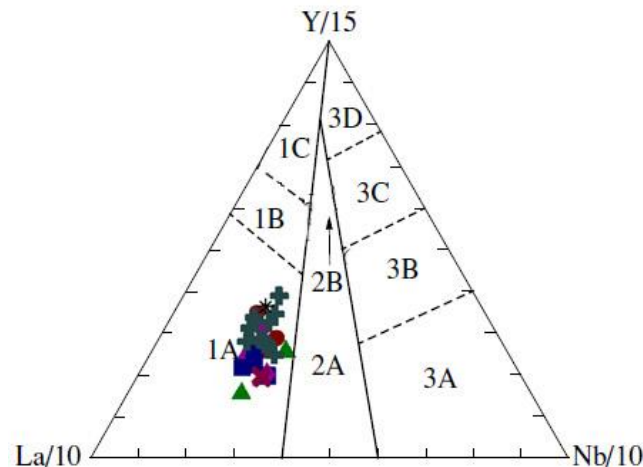
شکل ۵-۲- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تمایز تکتونیکی $Zr/4 - 2*Nb - Y$ (مشید، ۱۹۸۶) (علائم همانند شکل ۴-۱۶).

۵-۲-۳- نمودار تمایز تکتونیکی $Nb - Y - La$ (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹)

در این نمودار سه میدان اصلی دیده می‌شود. بازالت‌های کمان آتشفشانی در میدان ۱ پیاده می‌شوند و به سه دسته، بازالت‌های کالکوآلوکالن (1A)؛ بازالت‌های کالکوآلوکالن و تولیت‌های جزایر کمائی (1B) و تولیت‌های جزایر کمائی (1C) تقسیم می‌گردند. میدان 2A، بازالت‌های قاره‌ای را مشخص می‌کند و میدان 2B، نشان‌دهنده‌ی تولیت‌های قاره‌ای پشت کمائی می‌باشد. میدان‌های 3A، بازالت‌های آلوکالن نواحی ریفت قاره‌ای؛ 3B و 3C، E-MORB های غنی شده و میدان 3D، MORB های نوع N را نشان می‌دهند. با توجه به قرارگیری نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی 1A نمودار

۱ - Meschede

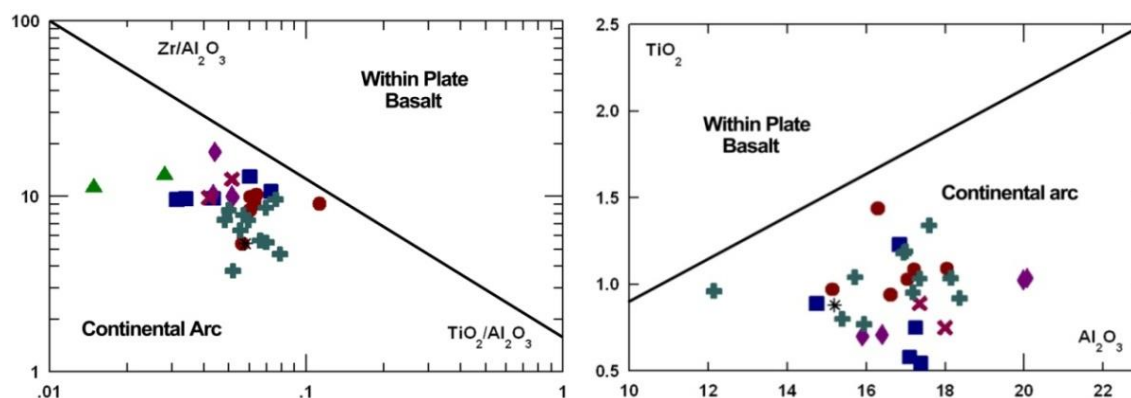
فوق، روابط بین Nb-Y-La در این سنگ‌ها، نزدیک به روابطی است که در بازالت‌های سری‌های کالکوالکان کمان‌های آتشفشانی وجود دارد (شکل ۳-۵).



شکل ۳-۵- نمودار Nb-Y-La (کابانیس و لوکول، ۱۹۸۹). در این نمودار موقعیت سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی 1A قرار می‌گیرد که مشابه با بازالت‌های کالکوالکان می‌باشد (علائم همانند شکل ۴-۱۶).

۵-۲-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی مولر^۱ و همکاران (۱۹۹۲)

نمودارهای تمایزی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و براون، ۱۹۹۲)، برای تفکیک مناطق کمان آتشفشانی از درون صفحه‌ای بکار می‌روند. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. (شکل ۴-۵). از نظر پیرس (۱۹۸۲)، بازالت‌های کمان آتشفشانی مربوط به حاشیه‌های همگرای صفحات می‌باشند و در نتیجه، این سنگ‌ها در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند.

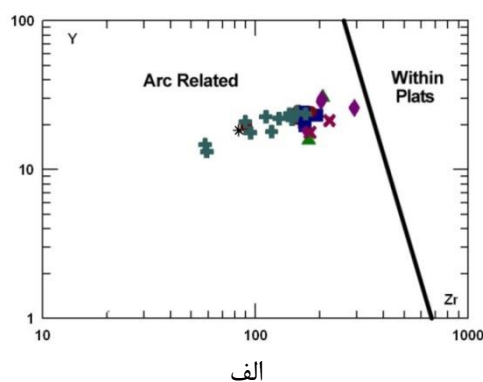
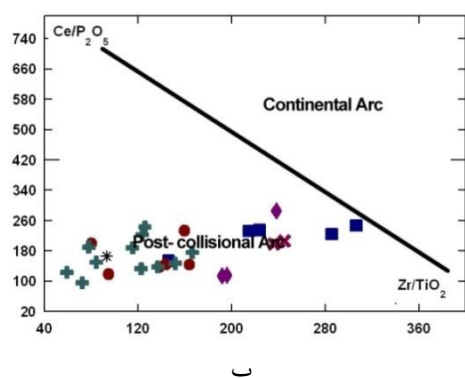


^۱ - Muller

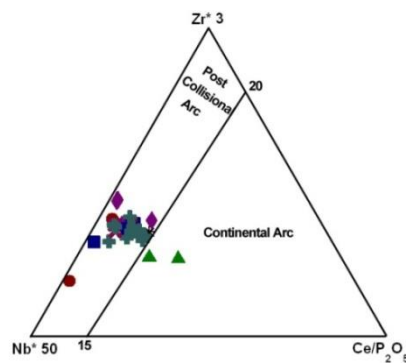
شکل ۵-۴- نمودارهای تمایز تکتونیکی Zr/Al_2O_3 در مقابل TiO_2/Al_2O_3 و TiO_2 در مقابل Al_2O_3 (مولر و همکاران، ۱۹۷۶). با توجه به نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. (علائم همانند شکل ۴-۱۶).

۵-۲-۵- نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز (۱۹۹۷)

با توجه به این که نمونه‌های مورد مطالعه گرایش پتاسیک دارند، از نمودارهای دوتایی و سه‌تایی مولر و گروز^۱ (۱۹۹۷) که برای تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی پتاسیم بالا مناسب هستند، استفاده شد. در این نمودارها، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های مرتبط با کمان بوده و به طور مشخص از محیط زمین‌ساختی داخل صفحه‌ای مجزا می‌شوند (شکل ۵-۵-الف). با توجه به این که محیط کمان آتشفشانی به دو محیط کمان‌های مربوط به فرورانش (نظیر حاشیه فعال قاره‌ای) و دیگری کمان‌های پس از برخورد تقسیم می‌شوند، از نمودار $Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2$ (شکل ۵-۵-ب) به منظور تفکیک دو محیط کمانی فوق استفاده می‌گردد (مولر و گروز، ۱۹۹۷). در این نمودار، تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان پس از برخوردی قرار گرفته‌اند. این امر در نمودار مثلثی $Ze*3-Nb*50-Ce/P_2O_5$ (شکل ۵-۵-ج) به وضوح به اثبات رسیده است.



۱ - Muller & Groves



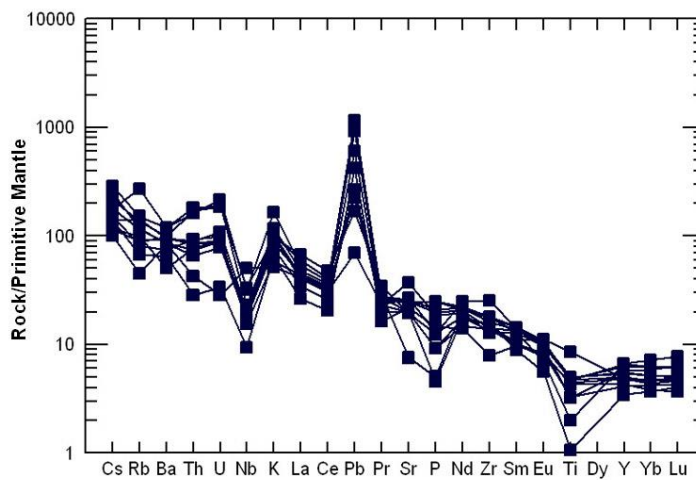
ج

شکل ۵-۵- موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در نمودارهای متمایزکننده محیط‌های زمین‌ساختی مولر و گروز (۱۹۹۷). الف- تفکیک محیط درون صفحه‌ای از محیط مرتبط با کمان؛ ب- نمودار دوتایی تفکیک کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی؛ ج- نمودار مثلثی تفکیک کمان قاره‌ای از کمان پس برخوردی (علائم همانند شکل ۴-۱۶).

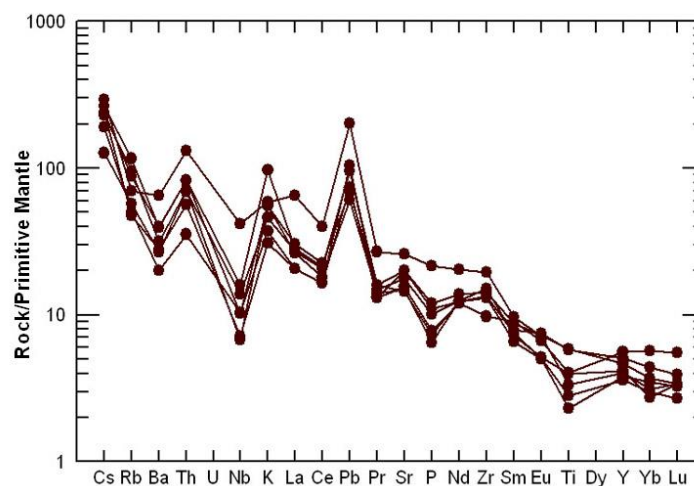
۵-۲-۶- شواهد فرورانش

با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه و همچنین نمودارهای تکتونوماگمایی استفاده شده در این بخش، وابستگی سنگ‌های آتشفشانی منطقه به یک زون فرورانش محرز می‌باشد. به منظور تأکید بیشتر بر این مطلب، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های ناحیه مورد مطالعه را با نمونه‌های یامداگی در غرب آناتولی ترکیه مورد مقایسه قرار داده‌ایم. سنگ‌های مشاهده شده در این منطقه عمدتاً از آندزی بازالت، آندزیت و داسیت تشکیل شده‌اند. این سنگ‌ها همانند نمونه‌های سنگی مورد مطالعه در سری‌های کالکوالکالن پتاسیم متوسط قرار می‌گیرند و ویژگی کالکوالکالن آن‌ها همراه با خصوصیات خاص عناصر کمیاب، وجود زون فرورانش در این منطقه را تأیید می‌نماید. بر اساس نمودار عنکبوتی سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)، نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و ناحیه‌ی یامداگی ترکیه، یک روند را نشان می‌دهند (شکل ۵-۶- الف و ب). در این نمودار غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE قابل مشاهده است. همچنین آنومالی مثبت Pb در این نمونه‌ها، و بالا بودن مقادیر U، Th و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مانند Ba و Ce)، در هر دو نمودار نشان می‌دهد که ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها در طی صعود و جایگزینی متحمل آلاینش پوسته‌ای شده است. با توجه به اینکه آنومالی مثبت Pb در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه بسیار بیشتر از غرب آناتولی می‌باشد، می‌توان چنین تفسیر نمود که تأثیر آلاینش پوسته‌ای در این سنگ‌ها، از شدت بیشتری برخوردار بوده است.

تهی‌شدگی شدید عناصر Nb و Ti در هر دو نمودار (شکل ۵-۶-الف و ب)، از خصوصیات ماگماهای کمان مناطق فرورانش (ویلسون، ۱۹۸۹) می‌باشد.



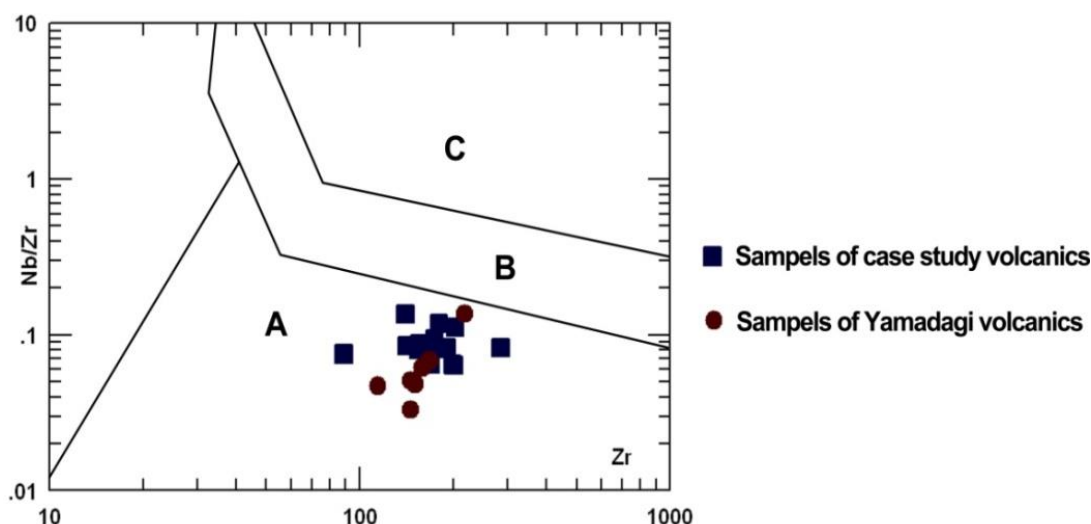
الف



ب

شکل ۵-۶- نمودار عنکبوتی سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹) به منظور مقایسه سنگ‌های بازالتی، آندزیتی و ریولیتی منطقه مورد مطالعه (شکل الف) با نمونه‌های هم‌ترکیب در ناحیه یامداغی غرب آناتولی ترکیه (شکل ب). همانطور که در این نمودارها نیز دیده می‌شود، سنگ‌های هر دو منطقه روند یکسانی را نشان می‌دهند. قرارگیری نقاط مربوط به سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و ناحیه یامداغی ترکیه در نمودار تیبلمون و تگیه^۱ (۱۹۹۴) (شکل ۵-۷)، که همگی در محدوده‌ی (A) قرار می‌گیرند، وجود زون فرورانش را در هر دو منطقه تأیید می‌نماید.

۱ - Thieblemont & Tegye

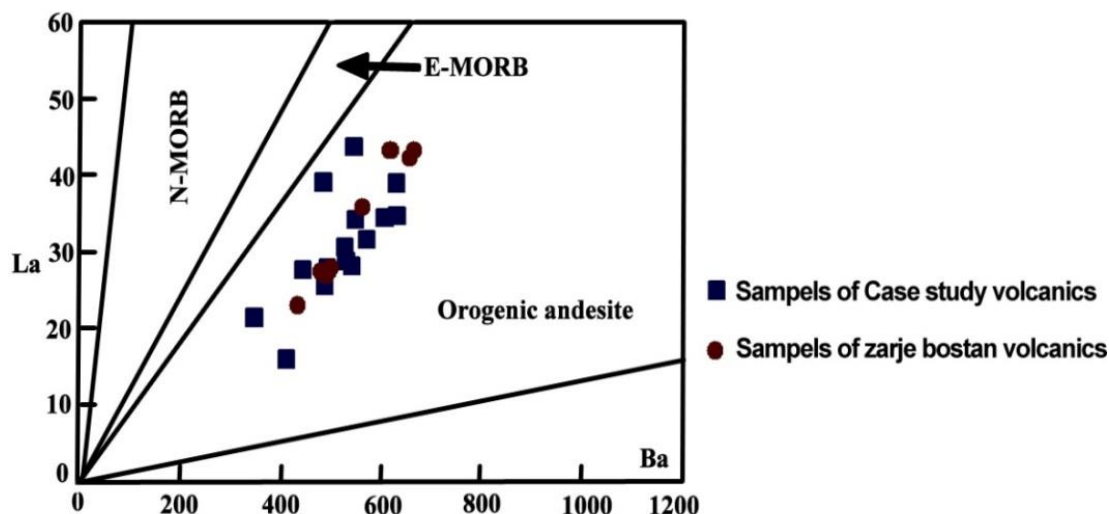


شکل ۵-۷- نمودار تعیین موقعیت تکتونیکی تیلمون و تگیه (۱۹۹۴). در این نمودار محدوده‌های (A)، محیط فرورانش، (B)، محیط برخوردی و (C)، سنگ‌های آکالی درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه و ناحیه یامداگی ترکیه همگی در محدوده‌ی (A) قرار می‌گیرند.

۵-۲-۷- مقایسه‌ی جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه با گدازه‌های بازیک و

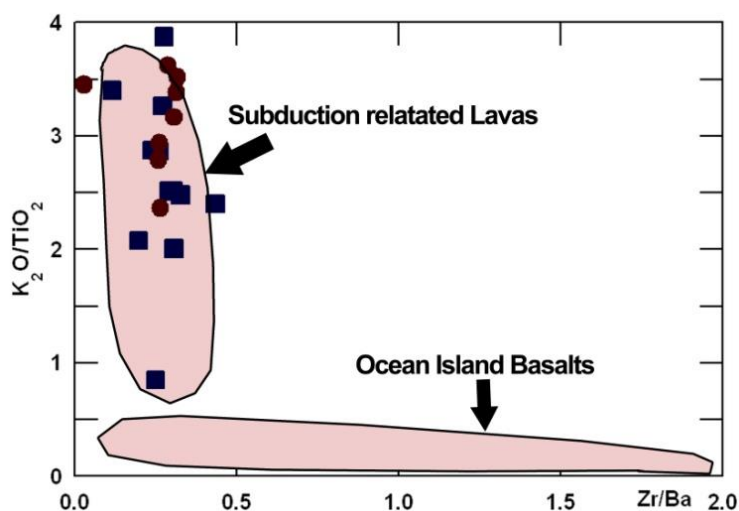
حدواسط البرز مرکزی در منطقه زرجه‌بستان (شمال شرق قزوین)

گدازه‌های بازیک تا حدواسط پالئوژن البرز مرکزی در منطقه زرجه‌بستان (شمال شرق قزوین)، از تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت بازالتی و آندزیت بازالتی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های این منطقه از لحاظ زمین‌شیمیایی، کلسیمی-قلیایی پرتاسیم هستند. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE در نمونه‌ها و شباهت ترکیب شیمیایی آن‌ها با گدازه‌هایی که در مناطق شاخص فرورانش تشکیل می‌شوند، احتمال شکل‌گیری سنگ‌های منطقه را در یک محیط فرورانشی تقویت می‌کنند. به نظر می‌رسد فرآیند فرورانش، تأثیر اندکی در تمرکز عناصر Zr, Ta, Hf, Sm, Nd, Eu و Y در سنگ‌های منطقه و در عوض تأثیر قابل ملاحظه‌ای در تمرکز عناصر Th, U و تا اندازه‌ای La در نمونه‌ها داشته است. بالا بودن نسبت Ba/La, Ba/Ta و La/Ta و پایین بودن مقدار TiO_2 در نمونه‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه در مناطق کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند (کلانتری، ۱۳۸۳). در نمودار La در برابر Ba (گیل، ۱۹۸۱)، پراکندگی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشانی البرز مرکزی، خصوصیات آندزیت‌های مناطق کوهزایی را نشان می‌دهند که در مرز صفحه‌های همگرا تشکیل می‌شوند و متعلق به سری ماگمایی کالکوالکالن هستند (شکل ۵-۸).



شکل ۵-۸- نمودار تعیین جایگاه تکتونیکی گیل (۱۹۸۱). در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه و سنگ‌های آتشفشانی زرجه بستان، خصوصیتی مشابه نشان می‌دهند که همانند آندزیت‌های مناطق کوهزایی است.

در نمودار Zr/Ba در برابر K_2O/TiO_2 (فراری^۱ و همکاران، ۲۰۰۰)، دو قلمرو مشخص شده است که یکی متعلق به بازالت‌های هاوایی شاخص OIB و دیگری مربوط به کمر بند آتشفشانی مکزیکی و یا همان زون فرورانش است. همانطور که در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه، همگی در میدان مربوط به زون فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۵-۹).

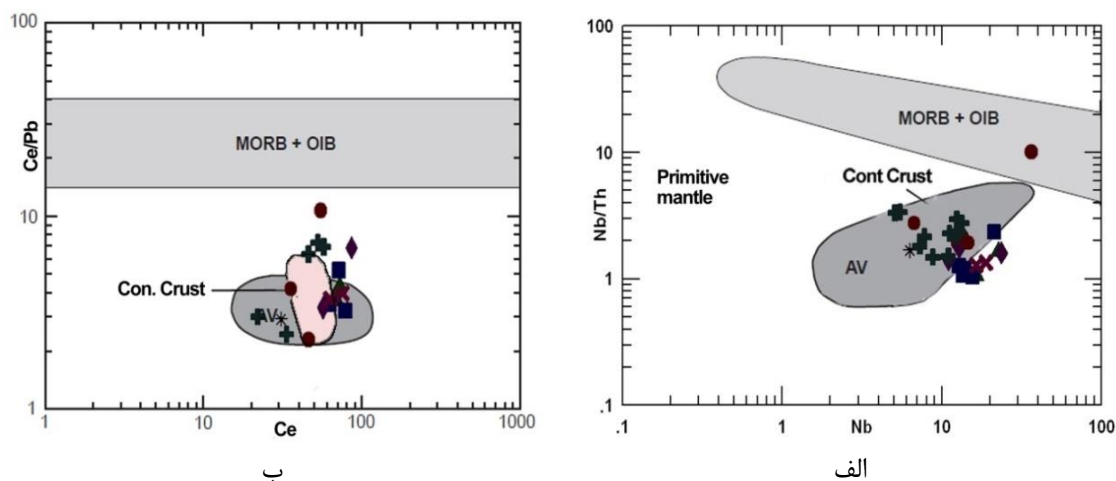


شکل ۵-۹- نمودار Zr/Ba در برابر K_2O/TiO_2 (فراری و همکاران، ۲۰۰۰). در این نمودار دو میدان OIB و فرورانش نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌گردد، نمونه‌های مورد مطالعه در هر سه منطقه در محدوده‌ی فرورانش قرار گرفته‌اند (علائم مانند شکل ۵-۸).

۱ - Ferrari

۵-۲-۸- نمودارهای لگاریتمی (هافمن، ۱۹۸۸؛ هافمن و همکاران، ۱۹۸۶)

در این نمودارها (شکل ۵-۱۰)، بر اساس نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb/Th و Ce/Pb، که در برابر درجات متفاوت ذوب‌بخشی غیر حساس می‌باشند، می‌توان محیط تکتونوماگمایی نمونه‌های منطقه مورد مطالعه را بررسی نمود. در نمودارهای فوق، ۴ منطقه قابل تفکیک می‌باشد. الف) AV- سنگ‌های مربوط به آتشفشان‌های کمانی (تورپ^۱ و همکاران، ۱۹۸۴، هیکی^۲ و همکاران، ۱۹۸۶ و میلر^۳ و همکاران، ۱۹۹۴؛ ب) Primitive mantle- سنگ‌های وابسته به گوشته‌ی اولیه (هافمن^۴، ۱۹۸۸؛ ج) cont.crust- سنگ‌های وابسته به پوسته‌ی قاره‌ای (تیلور و مک‌لنن^۵، ۱۹۸۵) و د) سنگ‌های مربوط به بازالت‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (MORB و OIB) (هافمن و همکاران، ۱۹۸۶، جوچام^۶ و همکاران، ۱۹۸۹ و سان و مک‌دونوف، ۱۹۸۹). با تصویر کردن نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودارها، مشاهده می‌شود که همگی آن‌ها در محدوده‌ی مربوط به کمان آتشفشانی موجود در پوسته قاره‌ای (cont.crust) قرار می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت که جایگاه تکتونیکی سنگ‌های مورد مطالعه خصوصیات کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای را نشان می‌دهند، و آرایش پوسته‌ای، نقش گسترده‌ای را در تشکیل آن‌ها ایفا نموده است.



شکل ۵-۱۰- نمودارهای لگاریتمی Nb/Th-Nb و Ce/Pb-Ce (هافمن، ۱۹۸۸؛ هافمن و همکاران، ۱۹۸۶). همان‌طور

۱ - Thorpe

۲ - Hickey

۳ - Miller

۴ - Hofmann

۵ - McLennan

۶ - Jochum

که در این نمودارها مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه در میدان کمان آتشفشانی موجود در پوسته قاره‌ای واقع می‌گردند. این نمودارها، تأثیر پوسته قاره‌ای را در سنگ‌های منطقه تأیید می‌نمایند.

۵-۲-۹- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳)

در نمودار تمام لگاریتمی Th/Yb در برابر Ta/Yb (شکل ۵-۱۱)، تمامی سنگ‌های مورد مطالعه روندی موازی با روند متاسوماتیسم گوشته نشان می‌دهند. ولی با توجه به بالا بودن نسبت Th/Yb در این نمونه‌ها، می‌توان یک منشأ غنی‌شده گوشته‌ای را برای آن‌ها در نظر گرفت که دچار آلودگی پوسته‌ای شده و یا ترکیب آن ناشی از تبلور تفریقی (و یا هر دو) است. در نتیجه این سنگ‌ها از یک منشأ گوشته‌ای که تحت تأثیر فروران‌ش بوده، به وجود آمده‌اند. اولبیلو^۱ (۲۰۰۴) مکانیسم احتمالی تولید ماگما در این شرایط را ناشی از دو عامل زیر می‌داند:

۱- باززدگی لیتوسفر پوسته‌ای و بالاآمدگی گوشته

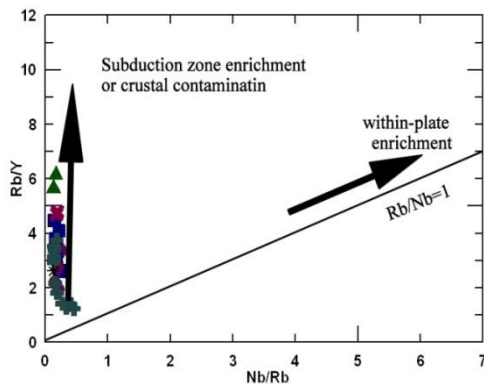
۲- ذوب لیتوسفر گوشته‌ای در نتیجه آشفته‌گی در گرادیان‌های زمین‌گرمایی

۵-۲-۱۰- نمودار Rb/Y – Nb/Rb (تمل و همکاران، ۱۹۹۸)

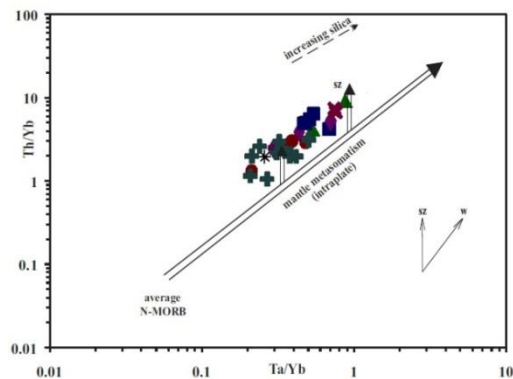
از این نمودار برای تشخیص غنی‌شدگی توسط سیالات، در زون فروران‌ش و یا آلودگی پوسته‌ای و غنی‌شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای، استفاده می‌گردد. روندهای عمودی در نمودار فوق (شکل ۵-۱۲)، در نتیجه غنی‌شدگی در زون فروران‌ش یا آلودگی پوسته‌ای بوجود می‌آیند که در نتیجه آن میزان Rb در نسبت Rb/Y، بالا می‌رود. در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، روندی مثبت بین Rb و Nb دیده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر با ۱ است (تمل^۲ و همکاران، ۱۹۹۸). با تصویر کردن مقادیر مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر روی این نمودار، روند عمودی نمونه‌های مورد مطالعه، خصوصیات غنی‌شدگی توسط محلول‌های فروران‌شی یا آلودگی پوسته‌ای را به خوبی نشان می‌دهند.

۱ - Ulbeylu

۲ - Temel



شکل ۵-۱۲- نمودار $Rb/Y - Nb/Rb$ (تمل و همکاران، ۱۹۹۸). نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، روند عمودی نشان می‌دهند که موازی با روند فرورانش است. این امر تأثیر آرایش پوسته‌ای را در تشکیل سنگ‌های منطقه تأیید می‌نماید. (علائم مانند شکل ۴-۱۶)



شکل ۵-۱۱- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۳). در این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه، روندی موازی با متاسوماتیسم گوشته نشان می‌دهند. SZ: روند زون فرورانش؛ W: روند مربوط به مناطق درون صفحه‌ای. (علائم مانند شکل ۴-۱۶)

۵-۳- تعیین محل منشأ سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه

با توجه به مطالب گفته شده و نمایش نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای تکتونوماگمایی، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های مورد مطالعه در یک حوضه کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. با توجه به فاصله زیاد زون البرز از کمان ماگمایی ارومیه- دختر، می‌توان یک حوضه پشت کمان را برای منطقه مورد مطالعه تصور کرد که در مراحل اولیه تکامل قرار داشته ولی کاملاً متأثر از خصوصیات ماگماهای کمان بوده است. همانند کمان‌های ماگمایی، شکل‌گیری ماگما در این محیط‌ها نیز ناشی از ورود سیالات حاصل از آزدایی ورقه اقیانوسی فرورونده و ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزه روی آن می‌باشد. در ادامه به منظور تشخیص خصوصیات محل منشأ ماگمای مادر این سنگ‌ها، از نمودارهای عناصر کمیاب استفاده شده است که خصوصیات محل منشأ ماگما، کانی-شناسی منشأ، عمق ماگما و درجه‌ی ذوب بخشی آن را مشخص می‌نمایند.

۵-۳-۱- نمودارهای لگاریتمی Nb/Yb در برابر M/Yb

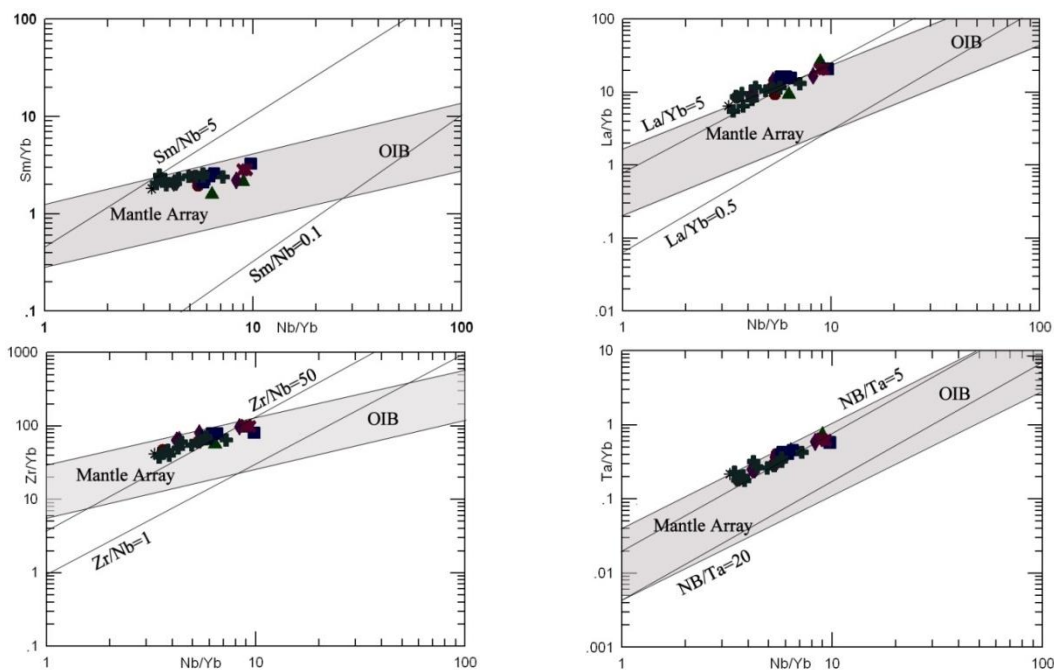
به منظور بررسی نقش گوشته و ورقه‌ی فرورونده در تولید ماگمای مناطق فروران‌ش می‌توان از نمودارهای لگاریتمی Nb/Yb در برابر M/Yb استفاده کرد (پیرس و پیت^۱، ۱۹۹۵ و پیرس، ۱۹۸۳) (شکل ۵-۱۳). در این نمودارها، حرف M، معرف عنصری است که با بررسی فراوانی آن در ماگما می‌توان به مشارکت زمین‌شیمیایی گوشته یا ورقه‌ی فرورونده پی برد. این عناصر می‌توانند شامل REE (Eu، Sm، Nd، La و Y) و HFSE (Th، Ta، Zr و U) باشند. میزان انحراف و جابجایی این عناصر از محدوده تعریف شده برای گوشته (آرایه گوشته‌ای) به نقش فرایند فروران‌ش یا درجه‌ی غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی گوشته بستگی دارد. محدوده‌ی مجاور آرایه گوشته‌ای، نشانه مشارکت فروران‌ش در تولید آن‌ها است (پیرس و پیت، ۱۹۹۵ و پیرس، ۱۹۸۳). در این نمودارها عناصر Nd، Ta، Sm، La، Hf، Zr، Eu و Y در محدوده آرایه‌ی گوشته‌ای قرار می‌گیرند و تنها دو عنصر Th و U خارج از محدوده آرایه گوشته‌ای واقع می‌شوند. در حقیقت ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه در مقایسه با ماگماهای مشتق از گوشته از U و Th غنی‌تر است و این مسئله می‌تواند نشانه مشارکت پوسته در تولید ماگما باشد. عنصر Th عمده‌تاً توسط فرآیند متاسوماتیسم در مناطق کمان به منبع گوشته‌ای اضافه می‌شود. این متاسوماتیسم و ناهنجاری منفی Ta، Ti و Nb را در ماگماهای مناطق کمان، ایجاد می‌نماید (ماچادو^۲، ۲۰۰۵). La روندی نزدیک به حد بالای آرایه گوشته‌ای نشان می‌دهد و مشخص می‌کند که فروران‌ش در انتقال این عنصر نیز بی‌اثر نبوده است. عناصر HFS مانند Ta و Th، عمده‌تاً برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی در سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فروران‌ش از Th در مقایسه با Ta غنی هستند (پیرس و پیت، ۱۹۹۵). سیالات حاصل از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی فرورونده، نقش مهمی را در انتقال عناصر بین قطعه فرورونده و ماگمای تولید شده در کمان بازی می‌کنند (گورتون و چندل^۳، ۲۰۰۰). پیرس و پیت (۱۹۹۵) معتقدند که عناصر HFS و HRE کم‌تحرك بوده و در صفحه فرورونده باقی می‌مانند، در حالی که عناصر LIL و LRE متحرک‌اند و از طریق ذوب‌شدگی یا از دست دادن آب، به ماگمای تولید شده در منطقه فروران‌ش اضافه می‌شوند. Th یک عنصر HFS است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم‌تحرك

۱ - Peate

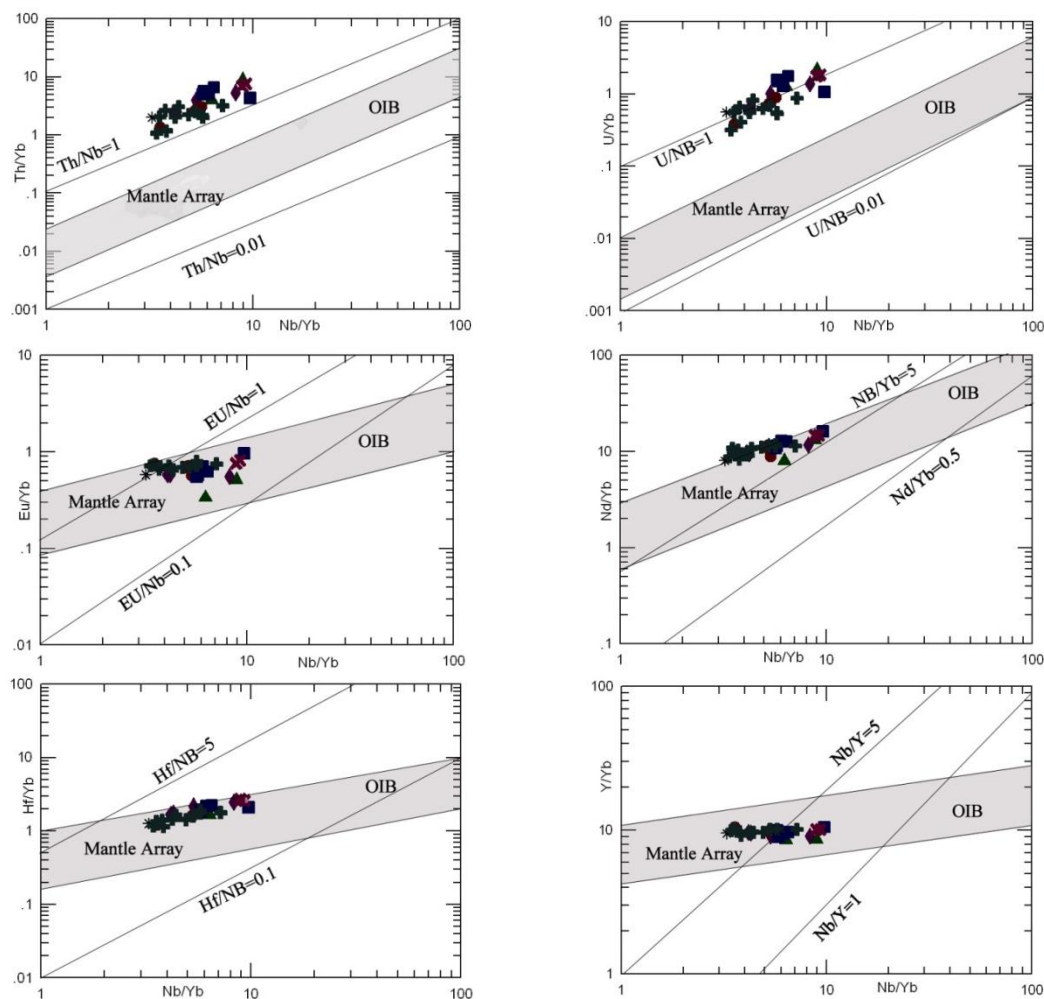
۲ - Machado

۳ - Gorton & Schandel

عمل کند، اما در محیط‌های کم‌انی همانند عناصر متحرک رفتار می‌نماید. زیرا مقدار این عنصر در مواد رسوبی روی قطعه فرورونده بالا است (گورتون و چندل، ۲۰۰۰). معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسین‌ها و فلدسپارها به صورت فازهای اصلی یا باقیمانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین، فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ محل منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته توسط ماگما باشد. متاسوماتیسم ناحیه منبع که توسط فرآیندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین، سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. در واقع، مواد فرورانشی، Th را با خود به درون گوشته منتقل کرده و Ta و Yb را باقی می‌گذارند. عامل دیگری که موجب بالا رفتن نسبت Th/Yb در برابر Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است؛ زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای (غیر از رخساره‌های گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است (آلدانماز^۱ و همکاران، ۲۰۰۰).



^۱ - Aldanmaz



شکل ۵-۱۳- نمودارهای لگاریتمی M/Yb در مقابل Nb/Yb (پیرس و پیت، ۱۹۹۵). محدوده‌های خاکستری نشان دهنده نسبت عناصر ناسازگار در بازالت‌های اقیانوسی (OIB و MORB) است (علائم مانند شکل ۴-۱۶).

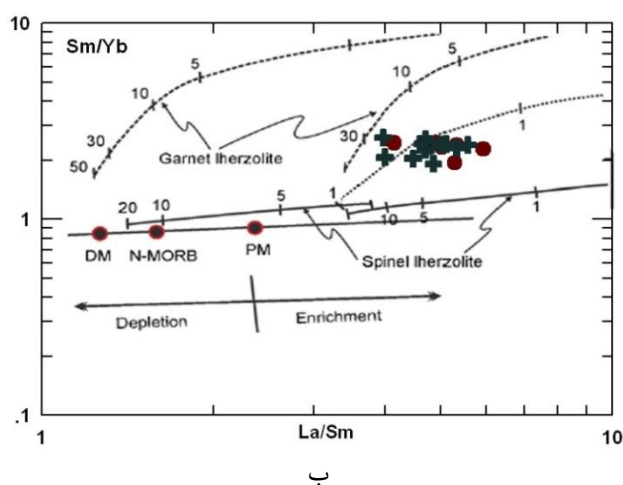
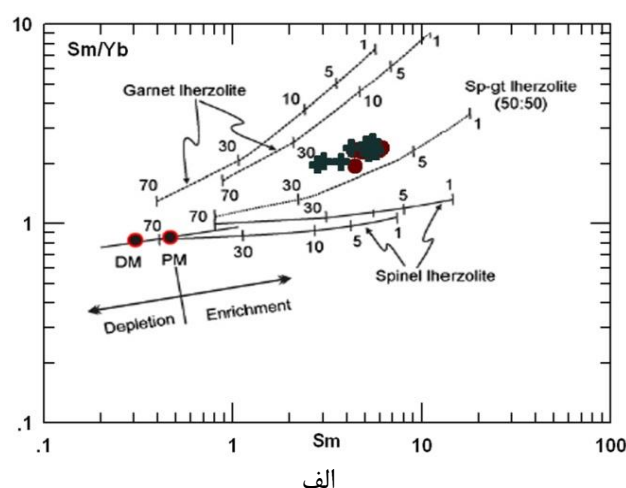
۵-۴- تعیین درجه‌ی ذوب و عمق محل منشأ ماگما

۵-۴-۱- نمودارهای نسبت عناصر کمیاب La در مقابل La/Sm ، Sm در مقابل

Sm/Yb و La/Sm در برابر Sm/Yb

در نمودار تغییرات نسبت La در برابر La/Sm (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) منحنی‌ها، روند تغییر ترکیب مذاب‌های مشتق از منشأ لرزولیت اسپینل‌دار و لرزولیت گارنت‌دار با درجات مختلف ذوب بخشی را نشان می‌دهند و اعداد روی این منحنی‌ها، معرف میزان درجه ذوب بخشی است (شکل ۵-۱۴). محدوده‌ی گوشته‌ی اولیه (PM) و تهی شده (DMM) نیز در این نمودار مشخص شده

لرزولیتی، باید موازی و تقریباً منطبق با جهت مربوط به گوشته‌ای باشد که ترکیب غنی شده داشته و سپس تهی شده است (گرین، ۲۰۰۶). به عبارت دیگر، گارنت‌ها که ضریب توزیع بالاتری برای Yb ($D_{\text{garnet/melt}} = 6.6$)، نسبت به Sm ($D_{\text{garnet/melt}} = 0.25$) دارند، در نمودار Sm/Yb در مقابل Sm، شیب بیشتری نسبت به اسپینل‌ها نشان می‌دهند (جانسون^۱، ۱۹۹۴). همان‌طور که در نمودار (شکل ۵-۱۷-الف) دیده می‌شود، نسبت Sm/Yb سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، بالاتر از منحنی ذوب اسپینل-گارنت لرزولیتی و پایین‌تر از منحنی ذوب گارنت لرزولیتی قرار می‌گیرند. همچنین در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm (شکل ۵-۱۵-ب)، همگی نمونه‌ها نزدیک به منحنی ذوب گارنت لرزولیتی و نزدیک به منشأهای گوشته‌ای گارنت‌دار قرار می‌گیرند. بنابراین احتمالاً ماگمای مادر همگی آن‌ها از یک منشأ گارنت-اسپینل لرزولیتی بوده است که بر اساس شماره‌های موجود بر روی منحنی، این ماگما از ذوب بخشی ۵-۱۵ درصدی گوشته ایجاد شده است.



۱ - Johnson

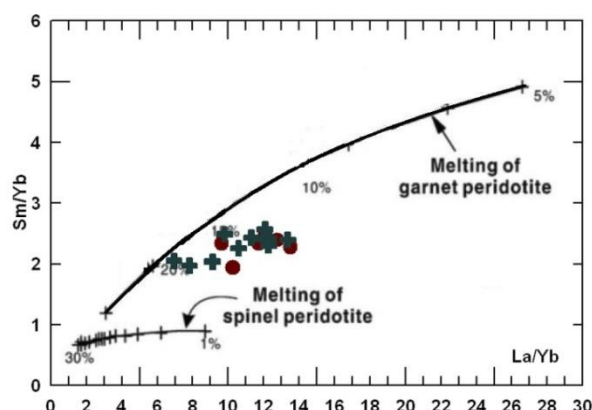
شکل ۵-۱۵ - نمودارهای Sm/Yb در برابر Sm (الف) و Sm/Yb در برابر La/Sm (ب). در این نمودارها، فلش پررنگ که مربوط به غنی‌شدگی و تهی‌شدگی گوشته می‌باشد، توسط مک‌کنزی و انیونز^۱ (۱۹۹۱) و گوشته اولیه، توسط سان و مک دونوف (۱۹۸۹) تعریف شده است. منحنی‌های ذوب برای اسپینل لرزولیت‌ها و گارنت پریدوتیت‌ها و ترکیبات PM و DM به نقل از آلدانماز و همکاران (۲۰۰۰) می‌باشد.

۵-۴-۲ - نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb

جانسون و همکاران (۱۹۹۰)، به منظور تعیین درجه ذوب بخشی و ترکیب کانی‌شناسی محل منشأ ماگما، نمودار تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در مقابل La/Yb را ارائه کردند. این نمودار به منظور تفکیک ماگماهای حاصل از ذوب بخشی منابع گارنت پریدوتیتی و یا اسپینل پریدوتیتی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این نمودار، عناصر Yb نسبت به گارنت سازگار و La و Sm، نسبت به گارنت ناسازگارند. در طی ذوب بخشی درجه پایین از یک منبع گارنت پریدوتیتی، نسبت‌های La/Yb و Sm/Yb به شدت تفریق می‌یابند. زیرا گارنت ضریب توزیع بالاتری برای Yb، در مقایسه با Sm و La دارد. در صورتی که از ذوب بخشی یک منبع اسپینل‌دار، تغییر چندانی در نسبت‌های La/Yb ایجاد نمی‌شود، در حالی که نسبت‌های Sm/Yb تقریباً ثابت باقی می‌مانند؛ زیرا Yb و Sm، ضریب توزیع مشابهی در اسپینل دارند (ژو^۲ و همکاران، ۲۰۰۵). با توجه به موقعیت و روند قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار (شکل ۵-۱۶)، می‌توان چنین مشاهده می‌شود که این نمونه‌ها نسبت‌های ثابتی از Sm/Yb را نشان نمی‌دهند و بین دو منحنی ذوب گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت قرار می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت که سنگ‌های منطقه از یک منبع گارنت‌دار و اسپینل‌دار (گارنت - اسپینل پریدوتیت)، بوجود آمده‌اند که دچار ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی شده‌اند.

۱ - McKenzie & O'Nions

۲ - Zhou



شکل ۵-۱۶- نمودار Sm/Yb در مقابل La/Yb، جانسون و همکاران (۱۹۹۰). قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار، یک منشأ گارنت- اسپینل پریدوتیتی را در اثبات می‌نماید که دچار ۱۵ تا ۲۰ درصد ذوب بخشی شده است.

۵-۴-۳- تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های مورد مطالعه

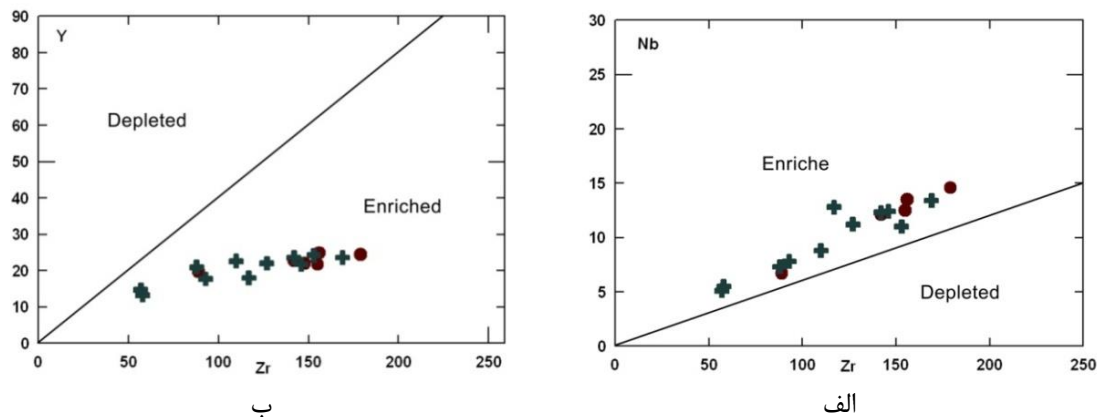
از آنجایی که نسبت‌های عناصر ناسازگار در سنگ‌های آذرین می‌تواند معرف ویژگی‌ها و خصوصیات محل منشأگیری ماگمای والد باشد، جهت تشخیص وجود یا عدم وجود غنی‌شدگی در محل منشأ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb-Zr و Yb-Zr استفاده شده است. بر اساس محاسبات سان و مکدونوف (۱۹۸۹) در گوشته اولیه، نسبت این عناصر $Nb/Zr = 15.71$ و $Y/Zr = 2.46$ می‌باشد. متوسط این نسبت‌ها در سنگ‌های بازالتی $Nb/Zr = 0.11$ و $Y/Zr = 0.16$ و سنگ‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه $Nb/Zr = 0.08$ و $Y/Zr = 0.18$ می‌باشند. بنابراین می‌توان گفت که این سنگ‌ها از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده منشأ گرفته‌اند. از آنجا که تبلور تفریقی نمی‌تواند تغییرات اساسی در نسبت‌های عناصر ناسازگار ایجاد نماید (آلوارو^۱ و همکاران، ۲۰۰۶)، می‌توان گفت که بروز تغییرات در این نسبت‌ها در نتیجه تفاوت درجه ذوب بخشی از یک منبع همگن (رئو و رای^۲، ۲۰۰۶) و یا در اثر ناهمگنی منشأ (ویور و تارنی^۳، ۱۹۸۱) ایجاد شده باشد. در

۱ - Alvaro

۲ - Rao & Rai

۳ - Weaver & Tarney

نمودارهای Nb-Zr و Y-Zr (ابوهماته^۱، ۲۰۰۵) (شکل ۵-۱۷) نیز می‌توان غنی‌شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های منطقه را مشاهده نمود. غنی‌شدگی ماگمای تولید شده را می‌توان به نرخ پایین ذوب‌بخشی (۱۰-۲۰ درصد)، متاسوماتیسم شدید منشأ و آرایش پوسته‌ای نسبت داد.



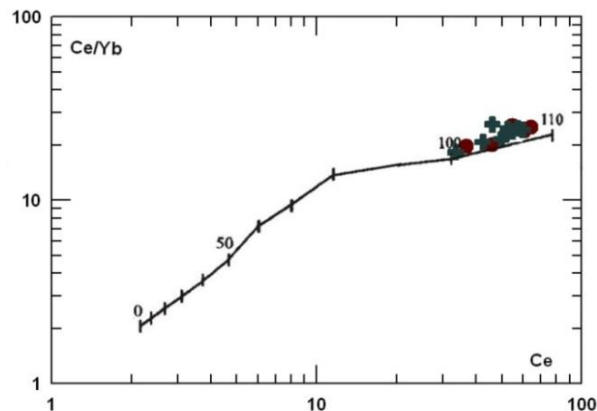
شکل ۵-۱۷- نمودارهای تعیین غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی ناحیه منشأ ابو هماته (۲۰۰۵) بر اساس داده‌های سان و مک‌دونوف (۱۹۸۹)؛ الف- نمودار Nb در مقابل Zr؛ ب- نمودار Y در مقابل Zr

۵-۴-۴- تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ

به منظور تعیین عمق ذوب بخشی ناحیه منشأ، از نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام^۲، ۱۹۹۱)، استفاده شده است (شکل ۵-۱۸). الام (۱۹۹۱) معتقد است که نسبت‌های REE نظیر Ce/Yb، می‌توانند شاخص خوبی برای نشان دادن عمق ذوب بخشی باشند. زیرا این نسبت در طی فرایندهای تبلور تفریقی نسبتاً ثابت بوده و تغییر چندانی نمی‌کند. با قرار دادن مقادیر نمونه‌های بازیگ مورد مطالعه در نمودار Ce/Yb در مقابل Ce (الام، ۱۹۹۱) مشاهده می‌شود که عمق ذوب بخشی ماگمای منشأ این سنگ‌ها ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتر می‌باشد. بنابراین می‌توان گفت که نمونه‌های مورد مطالعه از ذوب بخشی یک ماگمای اسپینل لرزولیتی در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری منشأ گرفته است که منطبق بر گوشته لیتوسفری می‌باشد.

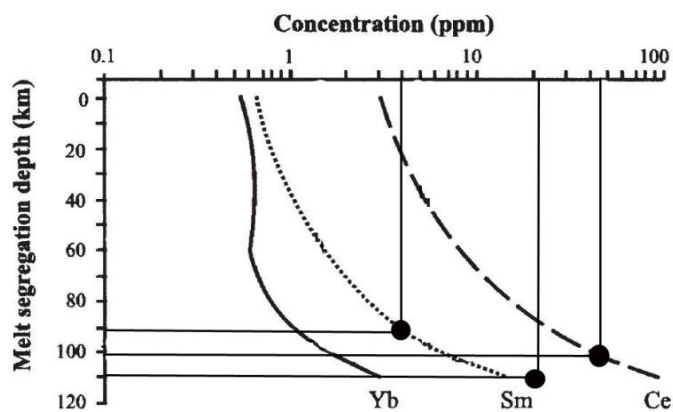
۱ - Abu-Hamattah

۲ - Ellam



شکل ۵-۱۸- نمودار Ce/Yb در مقابل Ce ، الام (۱۹۹۱). همانطور که در این نمودار مشاهده می‌شود، عمق ذوب بخشی ماگمای منشأ سنگ‌های مورد مطالعه در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری زمین می‌باشد.

الام (۱۹۹۱) همچنین مدلی را طراحی کرد که براساس تمرکز میانگین عناصر Sm ، Yb و Ce می‌توان عمق ذوب بخشی را به طور نسبتاً دقیقی تعیین نمود. در این نمودار (شکل ۵-۱۹) میانگین مقادیر عناصر فوق، در محور لگاریتمی X قرار می‌گیرند. سپس با رسم خطوط موازی با محور Y ، منحنی‌های معرف عناصر Sm ، Yb و Ce را در هر نقطه‌ای که قطع کنند، از آن نقطه خطی به موازات محور X رسم می‌شود تا محور Y را قطع کند. اعداد نشان داده شده در محور Y ، عمق جدایش مذاب می‌باشند. بر این اساس، می‌توان عمق جدایش ماگمای مولد سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را در حدود ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتر تعیین کرد که با عمق‌های بدست آمده از روش قبلی متناسب است.



شکل ۵-۱۹- نمودار تمرکز میانگین عناصر Sm ، Yb و Ce در مقابل عمق جدایش (الام، ۱۹۹۱)؛ بر اساس این نمودار سنگ‌های مورد مطالعه از اعماق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری گوشته منشأ گرفته‌اند.

۵-۵- دما- فشارسنجی با استفاده از نتایج آنالیز مایکروپروپ

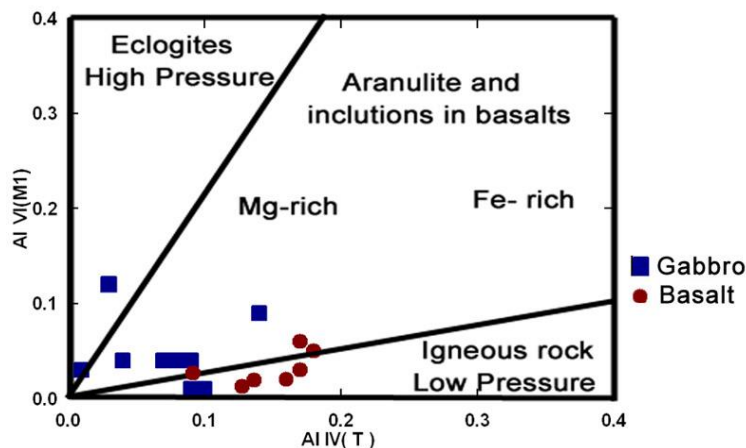
در این بخش سعی شده است که با استفاده از نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها، به تعیین اوج فشار و دما در زمان تبلور سنگ‌ها پرداخته شود. بدین منظور، با بررسی‌های دقیق سنگ‌شناختی، مجموعه کانی‌های در حال تعادل سنگ‌های مورد مطالعه مشخص شد و پس از آن، با انجام آنالیز نقطه‌ای از کانی‌های فوق در آزمایشگاه دانشگاه آدلاید استرالیا، به تعیین فشار و دمای تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پرداخته شد. شایان ذکر است که نتایج ترموبارومتري فوق، دما و فشارهای تبلور را نشان نمی‌دهند و دما و فشار بسته شدن نهایی سیستم تعادلی کانی و تعادل مجدد نهایی آن می‌باشند.

۵-۵-۱- فشارسنجی

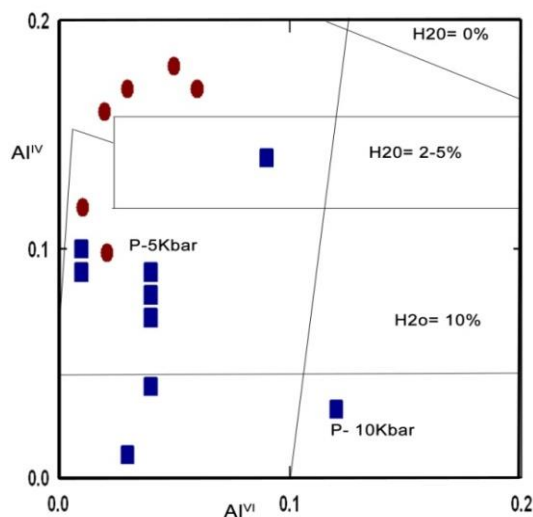
واس^۱ (۱۹۹۷)، عنوان نمود که نسبت‌های Al^{VI}/Al^{IV} ، $Ti+Al^{IV}$ و $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنجی مورد استفاده قرار گیرند. بر همین اساس از نمودار دوتایی Al^{VI}/Al^{IV} هلس (۱۹۷۳) به منظور تعیین فشار حاکم در زمان تبلور سنگ استفاده شد. همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود، نمونه‌های مورد مطالعه، در گستره سنگ‌های آذرین فشار پایین قرار می‌گیرند. قرارگیری برخی از نمونه‌های گابرویی در گستره اکلوژیت، مؤید بالا بودن شرایط فشاری بالاتر در هنگام تبلور سنگ‌های نفوذی نسبت به سنگ‌های آتشفشانی است. به طور کلی، محتوای آلومینیم در کلینوپيروكسن‌های فشار بالا با واکنش $NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2$ و در فشار پایین با واکنش $CaAl_2SiO_6 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2$ کنترل می‌گردد (گرین، ۱۹۶۷). واکنش اول در عمق زیاد حدود ۱۲۰ کیلومتری (حاوی گارنت پریدوتیت) و واکنش دوم در عمق کمتر از ۴۰ کیلومتر روی می‌دهد. بسیاری از دانشمندان، از جمله هلس (۱۹۷۳)، معتقدند که توزیع Al در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپيروكسن‌ها، معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. در شکل (۵-۲۱)، توزیع آلومینیوم چهار وجهی و هشت وجهی در کلینوپيروكسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، نقاط مربوط به کلینوپيروكسن‌ها، فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار برای

۱ - Wass

سنگ‌های بازالتی و ۵ تا ۱۰ کیلو بار را در سنگ‌های گابرویی نشان می‌دهند. همچنین چنانچه در شکل دیده می‌شود، مقدار فشار آب ماگما کمتر از ۲/۵ درصد در سنگ‌های آتشفشانی و ۱۰ تا ۲۰ درصد برای سنگ‌های نفوذی منطقه تخمین زده می‌شود.



شکل ۵-۲۰- نمودار Al^{VI}/Al^{IV} هلس (۱۹۷۳) برای تعیین عمق تبلور سنگ‌های منطقه مورد مطالعه.



شکل ۵-۲۱- توزیع آلومینیوم چهاروجهی و هشتوجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما (۳۳).
(علائم مانند شکل ۵-۲۰)

لی^۱ و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از ذوب آزمایشی سنگ‌های مافیک، دو فرمول عملی برای تعیین دما و فشار حاکم در زمان تبلور سنگ ارائه کرده‌اند که این معادلات ترموبارومتريک، بر اساس کاتیون‌های موجود در اندیس‌های ترکیبی آمفیبول بدست می‌آیند. برای تعیین فشار حاکم بر ماگمای در حال تبلور نمونه‌های مورد مطالعه، از فرمول بارومتري زیر که توسط لی و همکاران (۲۰۰۹) و در

۱ - Lee

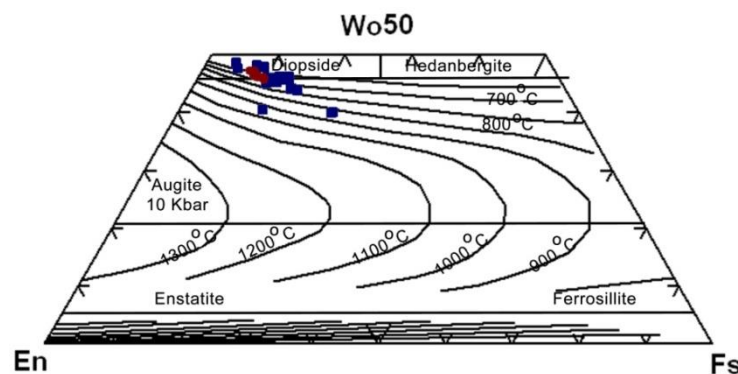
نتیجه آزمایش در دمای (۱۳۰۰ Mpa تا ۱۰۰۰) بر روی (۹) آمفیبول با (H₂O/H₂O+CO) برابر با (۰/۸ wt.% تا ۱) بدست آمده است، استفاده شد:

$$P = 19.209e^{(1.438Al_T)}, R2 = 0.99$$

با قرار دادن نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ ۱۱ نقطه از آمفیبول‌های مربوط به یک نمونه تراکی‌اندزیتی در فرمول فوق و محاسبه میانگین فشار بین آن‌ها، فشار حاکم بر تشکیل ماگما در هنگام تبلور، ۴۱۸/۳۴ Mpa بدست آمده که حداکثر خطای آن $\pm 40/16$ Mpa برآورد شده است.

۵-۲-۵- دماسنجی

به منظور تعیین دمای تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه دماسنج‌های متنوعی می‌توان استفاده نمود. برای تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها، می‌توان از ترمومتر پیروکسن (لیندسلی^۱ و همکاران، ۱۹۸۳) استفاده نمود. در این ترمومتر، دمایی در حدود ۷۰۰ درجه سانتیگراد در سنگ‌های آتشفشانی و ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد در سنگ‌های نفوذی بدست آمده است (شکل ۵-۲۲).



شکل ۵-۲۲- تعیین دمای تشکیل پیروکسن‌ها با استفاده از ترمومتر پیروکسن (لیندسلی، ۱۹۸۳)
(علائم مانند شکل ۵-۲۰)

یک روش تجربی و مناسب برای بدست آوردن معادلات ترمومتری، استفاده از ترکیبات آمفیبول است. استفاده از اندیس‌های ترکیبی کاتیون‌های آمفیبول به عنوان متغیرهای ورودی، برای بدست آوردن پارامترهای دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب موجود در ماگمای در حال تبلور، بسیار مفید می‌باشند. در ترمومتری لی و همکاران (۲۰۰۹)، با استفاده از یک فرمول عملی، دمای تبلور ماگما بدست می‌آید. این فرمول بر اساس پارامترهای زیر محاسبه می‌گردد:

^۱ - Lindsley

$$T = -151.487Si^* + 2.041$$

$$Si^* = Si + \frac{[4]Al}{15} - 2 [4]Ti - \frac{[6]Al}{2} - \frac{[6]Ti}{1.8} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3} + \frac{Mg}{26} + \frac{BCa}{5} + \frac{BNa}{1.3} - \frac{ANa}{15} + \frac{A[]}{2.3}$$

با قرار دادن نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ ۱۱ نقطه از آمفیبول‌های مربوط به یک نمونه تراکی‌آندزیتی در فرمول فوق و بدست آوردن دمای تشکیل هر یک از آن‌ها، برای تعیین یک دمای منطقی و صحیح، دمای میانگین بین آن‌ها محاسبه شد. با استفاده از این روش، میانگین دمای تشکیل آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی، حدود ۱۰۵/۷۲ درجه سانتیگراد برآورد می‌گردد. با توجه به این که، ($\sigma_{est} = 22^\circ$) می‌باشد، دمای بدست آمده در این روش، با مقادیر بدست آمده در ترمومتری کلینوپیروکسن‌های موجود در نمونه‌های بازیک نسبتاً متناسب است.

میزان آب موجود در مذاب (H_2O_{Melt})، با استفاده از مدل‌های انحلال پذیری مور و همکاران (۱۹۹۸) و نیومن^۱ و همکاران (۲۰۰۲)، تطابق مناسبی با ترکیبات آمفیبول نشان نمی‌دهند. در صورتی که ترکیبات آمفیبول‌های مشابه‌ای که با H_2O_{Melt} وابستگی نشان می‌دهند، تحت تأثیر فگاسیته اکسیژن می‌باشند. ریدولفی^۲ و همکاران (۲۰۱۰)، با استفاده از ترکیبات مگنزیوهورنبلندها، یک فرمول هیدرومتری تهیه کردند:

$$H_2O_{melt} = 5.215^{[6]}Al^* + 12.28$$

$$^{[6]}Al^* = [6]Al + \frac{[4]Al}{13.9} - \frac{Si + [6]Ti}{5} - \frac{CFe^{2+}}{3} - \frac{Mg}{1.7} + \frac{BCa + A[]}{1.2} + \frac{ANa}{2.7} - 1.5K - \frac{Fe\#}{1.6}$$

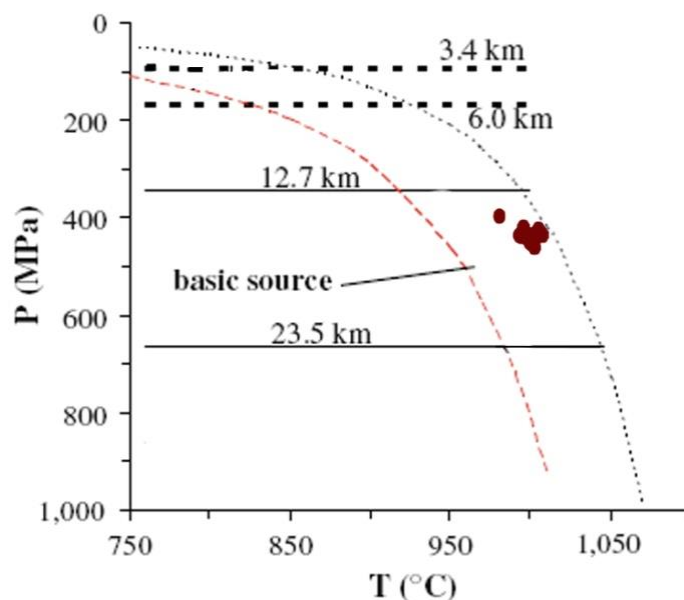
در این فرمول خطای استاندارد محاسبه شده (۴۱٪) در صد وزنی) می‌باشد که با بررسی و مطالعه بر روی ۲۵ آمفیبول سازگار دارای ترکیبات شرماکیتی- پاراگازیتی بدست آمده است (ریدولفی و همکاران، ۲۰۱۰). با قرار دادن نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ ۱۱ نقطه از آمفیبول‌های شرماکیتی از نوع مگنزیوهایستنگزیتی یک نمونه تراکی‌آندزیتی در فرمول فوق، و بدست آوردن میانگین بین آن‌ها، میزان میانگین آب ماگما در زمان تبلور این کانی‌ها، ۴/۵۳ درصد وزنی محاسبه شد. این میزان آب موجود در ماگما، تبلور و فراوانی کانی‌های آبدار مانند آمفیبول و بیوتیت را در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه توجیه می‌نماید.

1 - Newman

2 - Ridolfi

با استفاده از ترموبارومتري آمفیبول می‌توان عمق تشکیل یا تبلور ماگمای مولد سنگ‌های مورد مطالعه را نیز تخمین زد. با قرار دادن نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $P - T$ ریدولفی و همکاران (۲۰۱۰)، عمق $15/80 \text{ Km}$ برای سنگ مورد مطالعه بدست می‌آید که با توجه به عمق 30 Km موهو، این عمق را می‌توان عمق تبلور و عمق بسته شدن نهایی سیستم تعادلی آمفیبول‌ها و تعادل مجدد نهایی آن معرفی نمود (شکل ۵-۲۳).

نتایج مدل‌سازی‌های عددی دگرشکلی‌ها در شمال غرب ایران نشان داده است که ضخامت البرز در سراسر آن، به طور میانگین 45 کیلومتر است (ثبوتی و ارکانی، ۱۹۹۶). بر پایه داده‌های تله سائزیمیک مانگینو و پریسلی^۱ (۱۹۹۸)، بر اساس امواج مثبت P ، ضخامت پوسته قاره‌ای در جنوب غرب تهران، 47 ± 2 کیلومتر نشان داده شده است. علاوه بر آن، سودودی و همکاران (۲۰۰۴)، عمق موهو را توسط امواج تله سائزیمیک، 48 Km در البرز مرکزی تخمین زده‌اند. با توجه به اینکه عمق تبلور ماگما در منطقه مورد مطالعه $15/80 \text{ Km}$ بدست آمده است، و عمق میانگین موهو در البرز 45 Km می‌باشد، می‌توان چنین تفسیر نمود که با بالا آمدن ماگما در حدود 30 Km در پوسته قاره‌ای ناحیه البرز، ماگما شروع به تبلور کرده و کانی‌های مافیک آن، مانند آمفیبول و کلینوپیروکسن متبلور می‌شوند.



شکل ۵-۲۳- نمودار $P - T$ آمفیبول برای تعیین عمق تشکیل ماگما (ریدولفی و همکاران، ۲۰۱۰). در این نمودار، منحنی‌های خط‌چین، حدود مجاز را برای دما و فشار نشان می‌دهند.

^۱ - Mangino & Priestley

۵-۶- بررسی نقش آلایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه

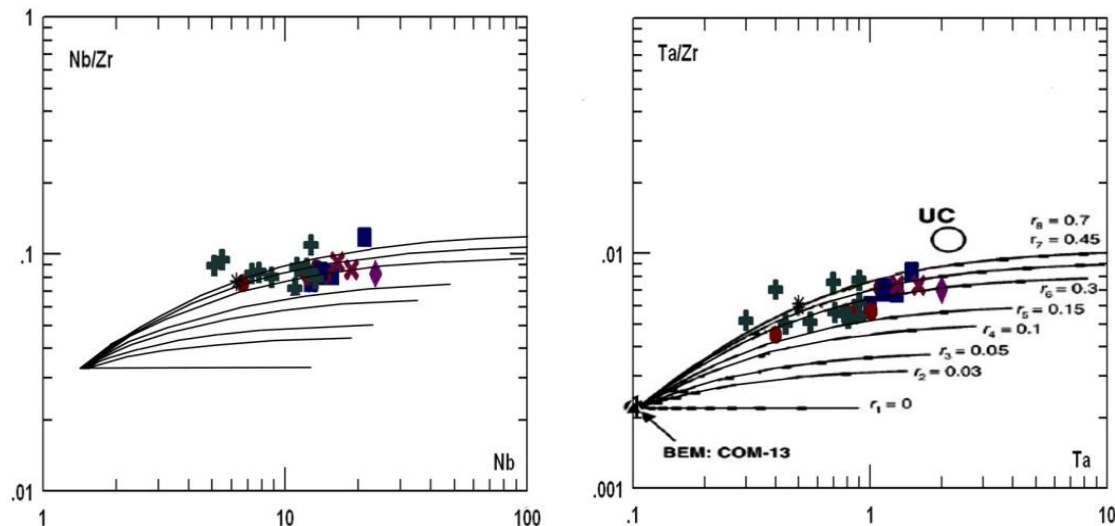
۵-۶-۱- مدل هضم و تبلور بخشی AFC

مدل‌سازی AFC توسط دوپائلو^۱ (۱۹۸۱)، ابداع شد. در این مدل ضرایب Ta/Zr و Nb/Zr به کار می‌رود. کانی‌هایی مانند Ta، Nb و Zr که در این مدل‌سازی مورد استفاده قرار می‌گیرند، در نتیجه هوازدگی و تبلور تفریقی تغییر نمی‌کنند. این عناصر همچنین با کانی‌هایی که در طی تفریق از ماگماهای آبدار و بدون آب بوجود می‌آیند، ناسازگار می‌باشند. از آنجا که زیرکن یک فاز اضافی مهم در سری‌های ماگمایی قلمداد نمی‌شود، بنابراین Zr تحت تأثیر شرایط محیطی متفاوت، رفتار مشخصی نشان نمی‌دهد. Nb نیز عمدتاً به بیوتیت موجود در ماگماهای اسیدی وارد می‌گردد، و در نتیجه کاهش Nb/Zr، این کانی در ماگما ته‌نشین گشته و در نتیجه، تبلور آن تأثیر چندانی بر روی ضریب Nb/Zr ندارد. بنابراین، انتظار می‌رود که نسبت‌های Ta/Zr و Nb/Zr در طی تبلور تفریقی ثابت مانده و نمونه‌ها روندهای کاملاً افقی نشان می‌دهند. به این معنی که بر روی خط $r=0$ (در شکل ۵-۲۶) قرار می‌گیرند. نسبت‌های Ta/Zr و Nb/Zr پوسته بیشتر از گوشته است و هر افزایشی در این نسبت‌ها، احتمالاً به فرایندهای AFC مرتبط می‌باشد. در نمودار دوپائلو (۱۹۸۱) (شکل ۵-۲۶- الف و ب)، ترکیب ماگمای مادر، میانگین ترکیب پوسته‌ای و ۸ منحنی برای نشان دادن مقادیر مختلف r (از ۰ تا ۰/۷)، آورده شده است. مقادیر F (نسبت جرم نهایی ماگما به جرم ابتدایی ماگما) نیز بر روی هر منحنی و با فواصل ۱۰ درصد (که از چپ به راست افزایش می‌یابد) نیز دیده می‌شود. بر اساس این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه از روند تبلور نمونه‌های بی‌آب ($r=0$) پیروی نمی‌کنند و تمامی آن‌ها در امتداد روند بین اجزای نهایی بازالت‌های اولیه (BEM) و ترکیبات پوسته بالایی قرار می‌گیرند. در این نمودار، سری‌های بی‌آب به ترکیبات BMB، و سری‌های آبدار به ترکیبات پوسته بالایی نزدیک‌تر هستند. سنگ‌های مربوط به سری‌های آبدار، مقادیر بالاتری از r ($r=0.5-0.7$) را نسبت به سری‌های بی‌آب ($r=0.3$) نشان می‌دهند. از آنجا که هرچه ترکیب سنگ‌ها به ترکیب پوسته نزدیک‌تر باشد، مقادیر بالاتری از r را در بر می‌گیرند (کسکین^۲ و همکاران، ۱۹۹۸).

۱ - De Paolo

۲ - Keskin

این موضوع ممکن است ناشی از این باشد که گدازه‌های آبدار مقادیر بیشتری مواد پوسته‌ای را نسبت به گدازه‌های بی‌آب در خود هضم می‌نمایند. بنابراین با توجه به این که سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار دپائولو (۱۹۸۱) (شکل ۵-۲۴-الف و ب) در مقادیر بالایی از r قرار گرفته‌اند، ماگمای سازنده آن‌ها تحت تأثیر آلودگی و هضم مواد پوسته‌ای قرار گرفته است.

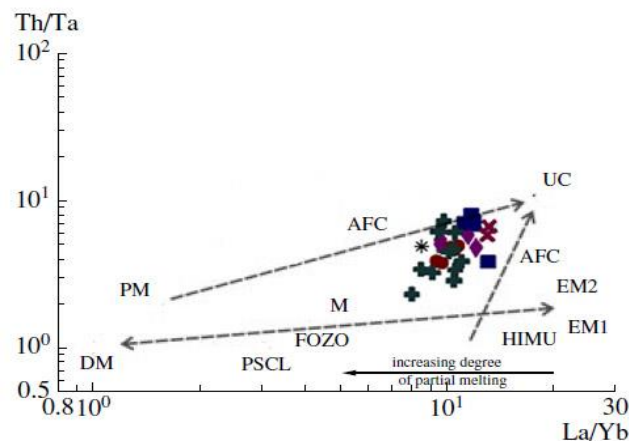


شکل ۵-۲۴- نمودارهای Ta/Zr در برابر Ta و Nb/Zr در برابر Nb (دپائولو، ۱۹۸۱). این نمودارها نتایج مربوط به هضم و تبلور بخشی (AFC) را نمایش می‌دهد. در این نمودارها، UC : ترکیب پوسته بالایی (تبلور و مک لنان، ۱۹۸۵)، BEM : ترکیب اجزای نهایی و r : ضریب نرخ هضم به نرخ تبلور تفریقی را نشان می‌دهند.

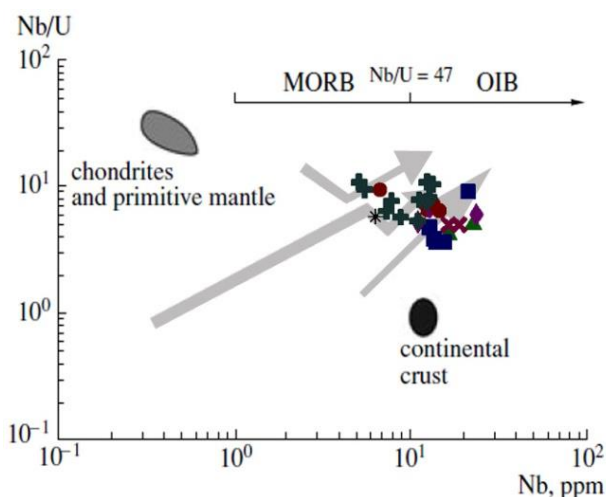
۵-۶-۲- نمودارهای $La/Yb - Th/Ta$ (کندی، ۱۹۹۴) و $Nb - Nb/U$ (هافمن، ۱۹۸۶)

از نمودارهای $La/Yb - Th/Ta$ (کندی^۱، ۱۹۹۴) و $Nb - Nb/U$ (هافمن، ۱۹۸۶) برای تعیین منشأ و اثبات آلودگی پوسته‌ای منشأهای مختلف استفاده می‌گردد. در شکل (۵-۲۵)، قرارگیری نمونه‌ها بر روی نمودار $La/Yb - Th/Ta$ (کندی، ۱۹۹۴) و در امتداد روند فلش (AFC)، منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها (PM) و تأثیر گسترده آرایش پوسته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها نشان می‌دهد. علاوه بر آن، نزدیکی این نمونه‌ها به ترکیب پوسته قاره‌ای فوقانی (UC)، نقش رسوبات و مواد پوسته فوقانی را در تشکیل آن‌ها اثبات می‌نماید. در شکل (۵-۲۶)، قرارگیری نمونه‌ها در نمودار $Nb - Nb/U$ (هافمن، ۱۹۸۶)، روندی را نشان می‌دهد که موازی با روند تبلور تفریقی مذاب‌های مشتق از گوشته اولیه و هضم مواد پوسته‌ای توسط این مذاب می‌باشد.

۱ - Condie



شکل ۵-۲۵- نمودار $\text{La/Yb} - \text{Th/Ta}$ (کندی، ۱۹۹۴). در این نمودار، گسترش آرایش پوسته‌ای در منشأ گوشته‌ای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌گردد. DM: گوشته تهی شده، PM: گوشته اولیه، PSCL: لیتوسفر نیمه قاره‌ای بعد از آرکشن، FOZO: ترکیب توده جهانی گوشته‌ای، EM1 و EM2: منشأهای گوشته‌ای غنی شده، HIMU: زون‌های غنی شده از سرب رادیوژنیک، UC: پوسته قاره‌ای بالایی، AFC: فرایند هضم و تبلور تفریقی، M: اختلاط ماگمایی.

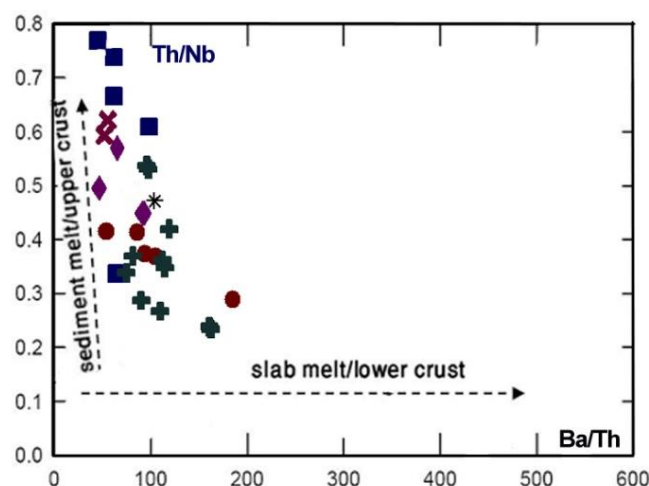


شکل ۵-۲۶- نمودار $\text{Nb} - \text{Nb/U}$ (هافمن، ۱۹۸۶). روند قرارگیری نمونه‌ها در این نمودار موازی با روند تبلور تفریقی مذاب‌های مشتق از گوشته اولیه و هضم مواد پوسته‌ای توسط این مذاب می‌باشد.

۵-۶-۳- نمودار $\text{Th/Nb} - \text{Ba/Th}$ (اورازاکو، ۲۰۰۷)

نمودار $\text{Th/Nb} - \text{Ba/Th}$ (اورازاکو، ۲۰۰۷)، به منظور بررسی ذوب رسوبات روی پوسته بالایی و ذوب پوسته پایینی استفاده می‌گردد. مقادیر پایین Th/Nb و Ba/Th در این نمودار، مشارکت جزئی محصولات زون فرورانش (محلول‌ها و مواد مذاب) و تأثیر آرایش پوسته‌ای را در تشکیل سنگ‌های یک منطقه بازگو می‌کند. مقادیر بالای Th/Nb و پایین Ba/Th ، نشانه مشارکت گسترده مواد پوسته بالایی

در تشکیل سنگ‌هاست. در واقع نسبت‌های فوق، شدت مشارکت محصولات زون فرورانش و یا مواد پوسته‌ای در ماگمای مادر را نمایش می‌دهند. سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{Th/Nb} - \text{Ba/Th}$ (شکل ۵-۲۷)، مقادیر پایین Ba/Th و مقادیر متفاوتی از Th/Nb را نشان می‌دهند که در نتیجه مشارکت گسترده رسوبات و مواد پوسته بالایی در ماگمای مادر این سنگ‌هاست. مقادیر پایین Th/Nb در برخی از نمونه‌ها می‌تواند ناشی از فرآیند هضم پوسته‌ای در ماگمای سازنده این سنگ‌ها باشد (اورازاکو، ۲۰۰۷). بنابراین ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، تحت تأثیر رسوبات و مواد پوسته فوقانی و همچنین آلودگی و هضم مواد پوسته‌ای قرار گرفته است.



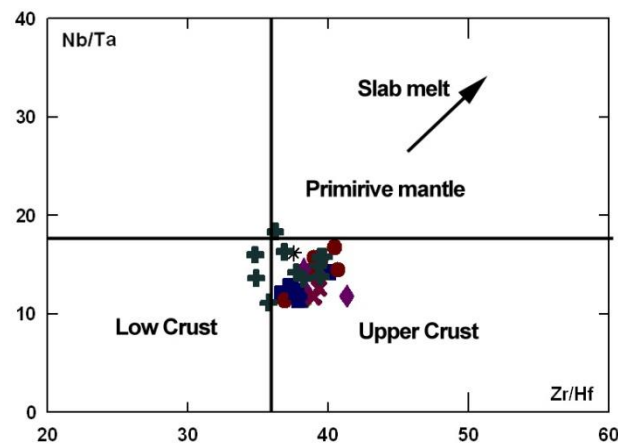
شکل ۵-۲۷- نمودار $\text{Th/Nb} - \text{Ba/Th}$ (اورازاکو، ۲۰۰۷). در این نمودار نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه یک روند عمودی را نشان می‌دهند که موازی با روند ذوب رسوبات روی پوسته فوقانی است.

۵-۶-۴- نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta

در نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta ، سه محدوده گوشته اولیه (سان و مک دونوف، ۱۹۸۹) و محدوده‌های پوسته بالایی و پوسته پایینی (ودپول^۱، ۱۹۹۵) مشخص شده است. همانطور که در این نمودار نیز مشاهده می‌شود (شکل ۵-۲۸)، کاهش نسبت Nb/Ta و افزایش Zr/Hf در سنگ‌های مورد مطالعه، تأثیر گسترده مواد پوسته فوقانی را در ماگمای سازنده این سنگ‌ها را اثبات می‌نماید. همانطور که در این نمودار دیده می‌شود، سنگ‌های گابرویی به علت صعود آرام ماگما، تحت تأثیر

۱ - Wedepohl

آلایش با پوسته پایینی قرار گرفته‌اند در صورتی که سنگ‌های آتشفشانی به علت صعود سریع ماگمای سازنده آن‌ها، و عبور سریع از پوسته پایینی، آلایش توسط پوسته بالایی را نشان می‌دهند.



شکل ۵-۲۸- نمودار Zr/Hf در برابر Nb/Ta . محدوده‌ی جبه اولیه توسط سان و مک دونوف (۱۹۸۹) و محدوده‌های پوسته بالایی و پوسته پایینی توسط ودپول (۱۹۹۵) مشخص شده است.

۵-۷- الگوی تکتونوماگمایی تشکیل سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

منطقه‌ی مورد مطالعه بخشی از نوار آتشفشانی رشته کوه البرز می‌باشد که این رشته کوه به عنوان بخشی از نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا مورد توجه محققین بی‌شماری بوده است و شکل‌گیری اولیه آن را حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا و به دنبال آن، برخورد میان ورقه ایران و توران در تریاس پسین می‌دانند. در طول رخداد هرسی‌نین و هم‌گرایی دو قاره اوراسیا و گندوانا، اقیانوس پالئوتتیس شروع به بسته شدن می‌نماید. از اوایل پرمین تا اواسط تریاس، در نتیجه فرورانش پالئوتتیس، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، بازشدگی مربوط به اقیانوس نئوتتیس شکل گرفت. در نتیجه‌ی این اشتقاق، صفحه ایران از صفحه زاگرس- عربستان جدا شد و هم‌زمان با گسترش نئوتتیس، صفحه ایران به سمت شمال حرکت کرد. در تریاس پسین، در اثر به هم پیوستن دو صفحه ایران و توران، پالئوتتیس به طور کامل بسته شد و از اوایل ژوراسیک تا اوایل کرتاسه فوقانی، نئوتتیس در اثر عمل فرورانش در دو محل بسته شد و در ضمن جدایش‌های نوع نئوتتیس، ایران مرکزی، شرق ایران، جنوب شرقی ایران (مکران) و خزر جنوبی شکل گرفته‌اند (آقانباتی، ۱۳۸۳).

به‌طور کلی، تصادم قاره‌ای تریاس پسین و به هم پیوستن دو صفحه ایران و توران، تاریخ تحولات تکتونیکی- رسوب‌گذاری البرز را به دومرحله تقسیم نمود. در مرحله اول که پالئوزوئیک تا تریاس را در بر می‌گیرد، البرز یک حاشیه غیر فعال بوده و مشابه سایر حواشی غیر فعال از تکامل یک حاشیه ریفتی ایجاد شده است. در مرحله دوم، در نتیجه‌ی تصادم قاره‌ای تریاس پسین، فرارانش مجموعه‌های افیولیتی- دگرگونی بر روی حاشیه شمالی ایران، گسلش، راندگی و کوهزایی در البرز به وقوع پیوسته و پس از آن، البرز شرایط یک حوضه فورلند^۱ دریایی و خشکی را تا عهد حاضر تجربه نموده است. بعد از آن، رسوب‌گذاری و تحولات تکتونیکی در شمال ایران، در چهارچوب قانون‌مندی‌های حاکم بر حوضه‌های فورلند دریایی و در ارتباط با فعالیت نوار کوهزایی البرز بوده است (رحیمی، ۱۳۸۱).

با تکمیل بیشتر این تصادم، مجموعه‌ی فزاینده‌ای که در این مرحله ورقه‌هایی از رسوبات موجود در حاشیه غیر فعال نیز به آن افزوده شده بود، رفته رفته بر روی فلات قاره جایگزین شد و در نتیجه این انتقال، بخش‌هایی از فلات قاره که تا این زمان مکان رسوب‌گذاری نهشته‌های دریایی تریاس بود، به صورت متوالی از آب خارج گشته و در معرض فرسایش قرار گرفتند. این بخش‌ها مجدداً توسط حوضه فورلند پوشیده شد و رسوبات رودخانه‌ای- دلتایی شمشک با یک سطح ناپیوستگی بر روی آن‌ها نهشته شدند. به دنبال کاهش تحرک نوار چین‌خورده- گسلیده البرز و ثبات این مجموعه بر روی فلات قاره، در اواخر ژوراسیک زیرین (حوضه‌های کششی ژوراسیک زیرین)، لیتوسفر حاشیه شمالی ایران جهت رسیدن به تعادل همستازی، به زیر نوار کوهزایی البرز فرونشینی خمشی می‌کند که با تشکیل و انتقال برآمدگی حاشیه‌ای به سمت نوار چین‌خورده- گسلیده البرز همراه بوده است. این فرآیند موجب افزایش عمق حوضه دریایی فورلند در نزدیکی نوار کوهزایی البرز و کاهش عمق حوضه دریایی بر روی برآمدگی حاشیه‌ای می‌گردد. در دوره کرتاسه، حوضه فورلند در همین وضعیت عدم تقارن در عمق، باقی می‌ماند و توسط طبقات آهکی و کربناته کرتاسه فوقانی پوشیده می‌گردد. با نزدیک شدن به کرتاسه پایانی و شروع حرکات آلپ میانی، در نتیجه همگرایی میان ورقه عربستان و

۱ - حوضه‌های فورلند حاشیه‌ای، حوضه‌هایی هستند که حاصل خمش لیتوسفر در نتیجه اعمال نیرو توسط نوارهای چین‌خورده- گسلیده می‌باشند. این حوضه‌ها حالت نامتقارن داشته و عمق آن‌ها از سمت نوار چین‌خورده- گسلیده به سمت داخل قاره کاهش می‌یابد. در چینه‌نگاری حوضه‌های فورلند، عواملی مانند رفتار لیتوسفر در قبال نیروهای وارده و پارامترهای خمشی لیتوسفر، تأثیر مستقیم داشته و عواملی مانند لیتولوژی در نواحی چین‌خورده- گسلیده، تغییرات سطح جهانی آب‌ها و آب و هوا، تأثیر غیر مستقیم دارند (رحیمی، ۱۳۸۱).

ایران، بخشی از رسوباتی که در مراحل قبل در حوضه فورلند ته‌نشین شدند، به شکل ورقه‌های رورانده، به مجموعه کوهزایی ملحق و منجر به حرکت این مجموعه به سمت حوضه فورلند شدند. این تغییرات ساختاری با بالاآمدگی نوار چین‌خورده گسلیده البرز، پسروری دریا در حوضه فورلند به سمت جنوب، تجدید حیات فرآیندهای فرسایشی در آن و هجوم مواد آواری به سمت جنوب همراه بوده است. به دنبال رسوب‌گذاری نهشته‌های آواری پالئوسن و سنگین‌تر شدن پوسته و همچنین کاهش فعالیت گسل‌های رورانده در نوار چین‌خورده - گسلیده البرز، جهت برقراری تعادل همستازی، پوسته شروع به فرونشینی می‌نماید. در نتیجه این فرونشینی، دریا مجدداً به سمت شمال پیشروی می‌نماید و حوضه فورلند تحت چنین شرایطی مجدداً توسط آب پوشیده شده و نهشته‌های کربناته و دریایی کم‌عمق در آن شروع به رسوب‌گذاری می‌نمایند. به دنبال فرونشینی بیشتر، حوضه فورلند در مجاورت نوار چین‌خورده - گسلیده البرز عمیق‌تر شده و در ائوسن توسط نهشته‌های توریدیتی سازند کرج پوشیده می‌شود. با توجه به اینکه حوضه فورلند در این مرحله به کمان ماگمایی ارومیه - دختر بسیار نزدیک شده است، تحت تأثیر فعالیت ماگمایی این کمان قرار گرفته است (رحیمی، ۱۳۸۱). علاوه بر نهشته‌های رسوبی فوق، در نتیجه نیروهای فشارشی و تنش‌های ناشی از دو رویداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، یک توالی ضخیم از سنگ‌های آذرین خروجی کالکوالکالن و شوشونیتی با ترکیب مافیک، حدواسط و اسیدی همراه با نهشته‌های پیروکلاستیک و اپی‌کلاستیک و سنگ‌های آذرین درونی در این حوضه بوجود آمدند که تکاپوی ماگمایی سنوزوئیک ایران در را در البرز تشکیل می‌دهند. این سری آتشفشانی - نفوذی با ماهیت کلسیمی - قلیایی پتاسیم بالا، حاصل ذوب پوسته در نتیجه فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی محصور در حوضه پشت کمان ارومیه - دختر به زیر مجموعه در حال کوهزایی البرز و به دنبال آن عملکرد سامانه تراکشی در دوره ائوسن (حوضه کرج) می‌باشد که متأثر از جنبش‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه است (علوی، ۱۹۹۶). به نظر بربریان (۱۹۸۳)، رخداد گسترده آتشفشانی آلکالن پالئوژن در غرب دریای خزر (شمال غرب ایران، شمال تالش و جنوب البرز) را می‌توان نشانگر توسعه رژیم کششی پالئوژن و حوضه حاشیه‌ای پشت کمان ماگمایی کالک‌آلکالن تیپ آندی ایران مرکزی در نظر گرفت. به‌طور کلی، حوضه‌های کششی پشت کمان، در کنار جزایر کمانی و یا کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای، تشکیل می‌شوند و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی می‌باشند. مدت حیات این حوضه‌ها کوتاه بوده (در حدود ۱۵ میلیون سال)

که بعد از توقف کشش و یا کاهش جریان گرمایی، بستر حوضه در زیر ضخامت زیادی از رسوبات آواری دفن می‌شود. این رسوبات به سمت قاره، ویژگی رسیده (بالغ)، و به سمت کمان‌های آتشفشانی، ویژگی نارس دارند. امروزه مشخص شده است که تمامی حوضه‌های پشت کمانی دنیا، در مناطقی تشکیل شده‌اند که سن و ضخامت لیتوسفر اقیانوسی، و یا به عبارتی زاویه زون فرورانش زیاد بوده است (نیشیمورا^۱، ۲۰۰۲). به اعتقاد اسمیت^۲ و همکاران (۲۰۰۶)، فرورانش با شیب کم می‌تواند تحت تأثیر فاکتورهایی نظیر حرکت سریع ورقه اقیانوسی به سمت گودال و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی کم چگال و جوان، حادث شود. این شیوه فرورانش منجر به جابه‌جایی کمان ماگمایی به سمت بخش‌های داخلی‌تر قاره شده و یا در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش، توقف ایجاد می‌کند. در نتیجه، باعث توسعه تکتونیک فشاری در داخل و پشت کمان می‌شود. اما فرورانش با شیب تند، تحت تأثیر عوامل متعددی نظیر حرکت آهسته صفحه اقیانوسی، نرخ کم هم‌گرایی صفحات و فرورانش پوسته اقیانوسی چگال و قدیمی به وجود می‌آید. این نحوه فرورانش سبب گسترش کمان‌های ماگمایی در فواصل نزدیک به گودال می‌شود و تکتونیک کششی را در داخل و پشت کمان ماگمایی به وجود می‌آورد.

با توجه به مطالب گفته شده و با استناد به اینکه خصوصیات ژئوشیمیایی و نمودارهای تکتونوماگمایی مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، ویژگی‌های سنگ‌های مربوط به مناطق کمان را نشان می‌دهند، می‌توان گفت که این سنگ‌ها در یک حوضه کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش تشکیل شده‌اند. به علت فاصله زیاد زون البرز از کمان ماگمایی ارومیه-دختر، می‌توان یک حوضه پشت کمان را برای منطقه مورد مطالعه تصور کرد که در مراحل اولیه تکامل قرار داشته ولی کاملاً متأثر از خصوصیات ماگماهای کمان بوده است. تشکیل محیط‌های پشت کمانی در ارتباط با کشش ناشی از فرورانش ورقه اقیانوسی به زیر لیتوسفر قاره‌ای می‌باشد. بنابراین دور از انتظار نیست که سنگ‌های این مناطق ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای را کسب کرده باشند. وردل^۳ (۲۰۰۹)، این رویداد را تحت عنوان تعدیل شدگی ناحیه منشأ سنگ‌های بازالتی پشت کمانی الیگوسن ایران مرکزی تعبیر کرده است. بنابراین می‌توان گفت که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، در

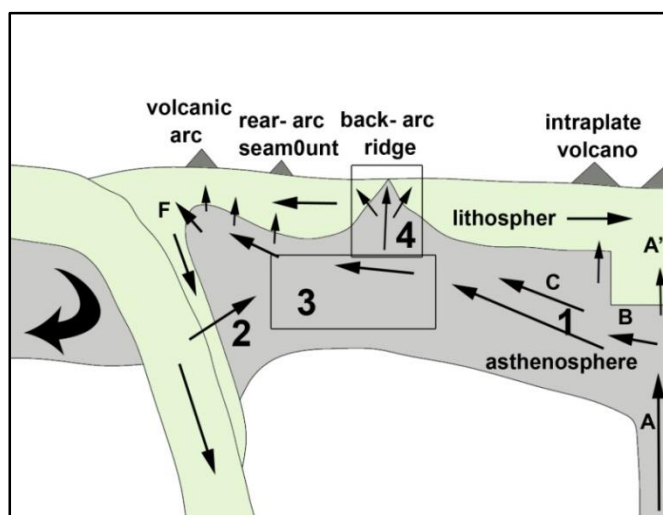
۱ - Nishimura

۲ - Smith

۳ - Verdel

یک حوضه آتشفشانی پشت کمان که در مراحل اولیه تکامل است، بوجود آمده‌اند و تشکیل آن‌ها حاصل فرورانش به سمت شمال غرب لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می‌باشد. در محیط‌های پشت کمانی، چهار عامل در تعیین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین دخیل می‌باشند (پیرس و استرن^۱، ۲۰۰۶) و در منطقه مورد مطالعه نیز تأثیر این عوامل را در ترکیب سنگ‌های منطقه، با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای مربوطه می‌توان مشاهده نمود. این چهار عامل به صورت مسیرهای مجزا در شکل (۵-۲۹) نشان داده شده‌اند. مسیرها به ترتیب شامل:

- ۱- ترکیب گوشته لیتوسفری مناطق پشت کمانی؛ ۲- نقش فرورانش در تحول ناحیه منشأ؛
- ۳- واکنش بین گوشته لیتوسفری با اجزای فرورانش؛ ۴- درجات مختلف ذوب بخشی و فرآیندهای بعد ماگماتیسم نظیر تبلور تفریقی و آرایش می‌باشند.



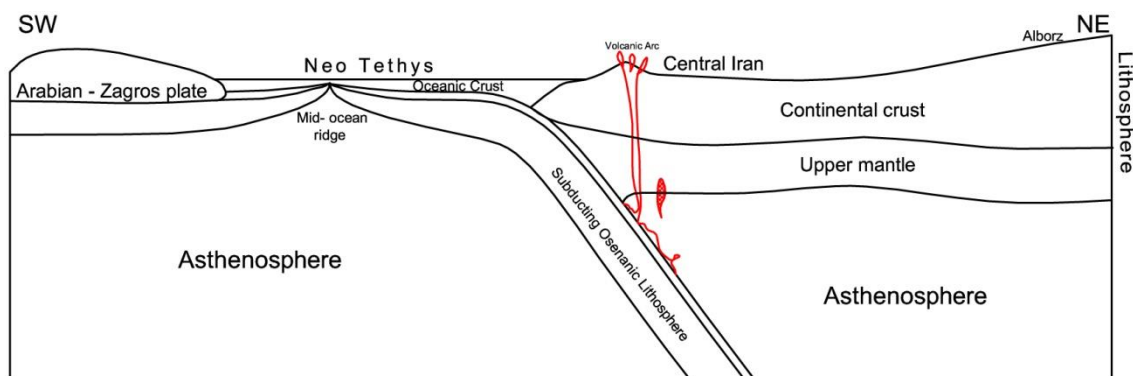
شکل ۵-۲۹- مسیرهای چهار گانه مؤثر در تعیین ترکیب شیمیایی بازالت‌های پشت کمانی (BAB)، اقتباس از طرح پیرس و استرن (۲۰۰۶).

۵-۷-۱- مدل پتروژنیکی پیشنهادی

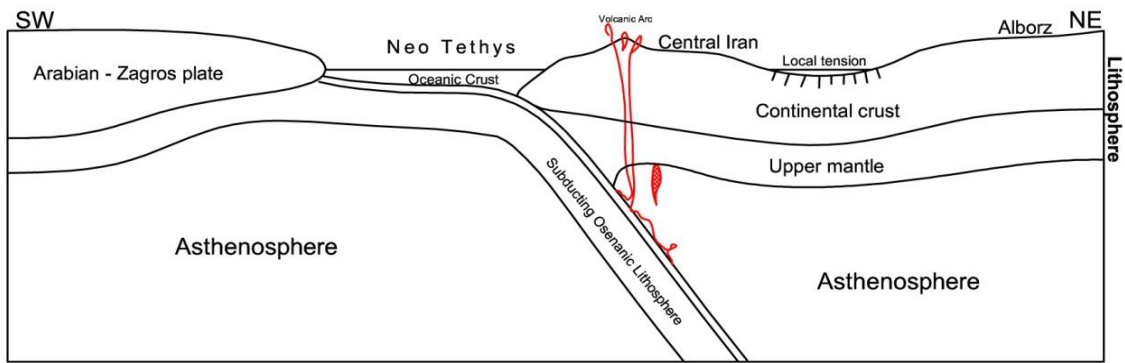
با پیشرفت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران در کرتاسه زیرین، آتشفشان‌های میان اقیانوسی از نوع جزایر کمانی و قاره‌ای، در بخش‌های مختلفی از حاشیه فعال پوسته قاره‌ای، بوجود آمدند (علوی، ۱۹۹۴ و بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) (شکل ۵-۳۰- الف). بسته

۱ - Stern

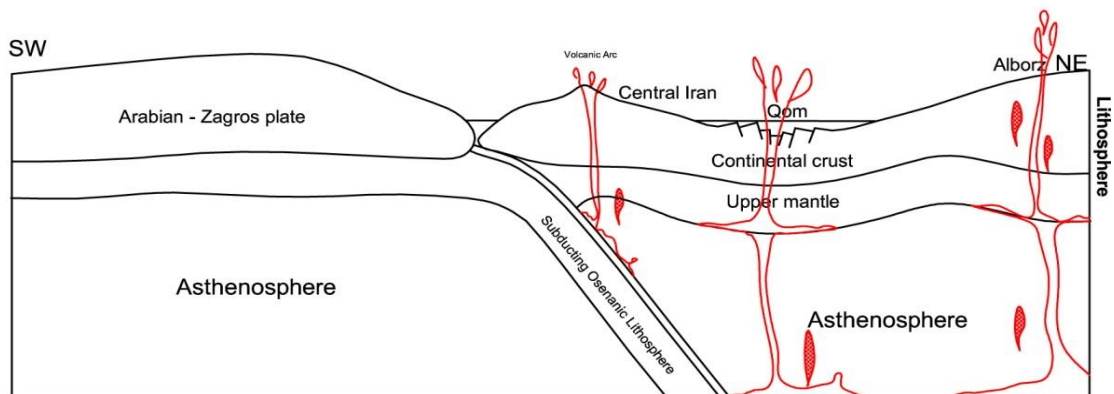
شدن بخشی از این اقیانوس در کرتاسه فوقانی (علوی، ۱۹۹۴)، موجب فرارانش و جایگیری ورقه‌هایی از پوسته اقیانوسی در بخش‌هایی از ایران و شرق زاگرس گشت (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴ و اشتوکلین، ۱۹۷۷) (شکل ۵-۳۰-ب). در این زمان البرز غربی در بین قطعات قفقاز-کپه‌داغ در شمال شرق و حوضه پشت کمان پوسته اقیانوسی نئوتتیس در جنوب غرب، محصور بوده است. همچنین در این زمان، در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی به سمت شمال و همگرایی بلوک لوت با البرز شرقی در ناحیه بینالود، حوضه سبزوار بسته شده و افیولیت‌های ناحیه سبزوار را بوجود آورده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱ و شجاعی و همکاران، ۲۰۰۳). در نتیجه‌ی جنبش‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، در ائوسن، سری آتشفشانی ترشیری با ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا و توده‌های نفوذی، در البرز مرکزی و غربی تشکیل شدند که حاصل ذوب پوسته در نتیجه‌ی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در حوضه پشت کمان ارومیه-دختر می‌باشد (علوی، ۱۹۹۶ و نظری، ۲۰۰۰) (شکل ۵-۳۰-ج). در مراحل پایانی فرورانش و برخورد بین ورقه عربی-زاگرس با ایران مرکزی در الیگوسن-میوسن، ظهور و جایگیری توده‌های نفوذی در رخساره‌های آتشفشانی ائوسن و افزایش سنگ‌های آتشفشانی و گدازه‌های قلیایی در حوضه البرز اتفاق افتاده است (شکل ۵-۳۰-د).



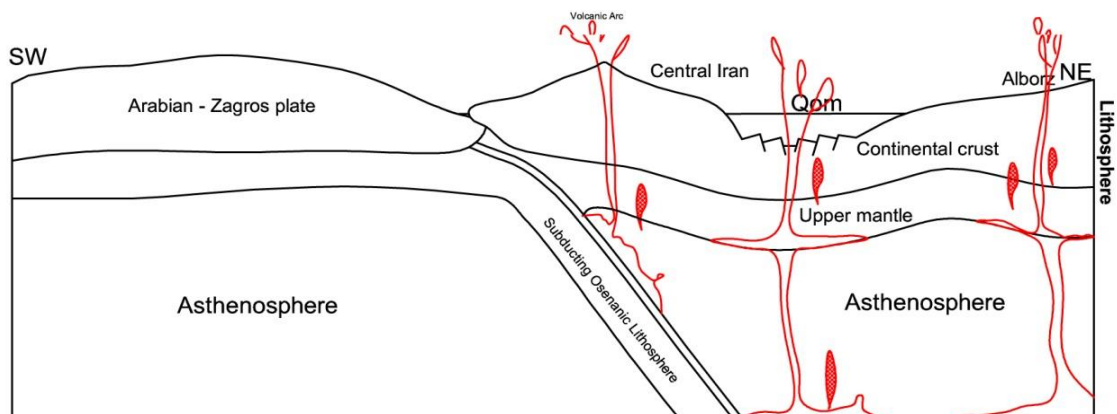
الف: پیشرفت فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران در کرتاسه زیرین.



ب: بسته شدن بخشی از این اقیانوس نئوتتیس در کرتاسه فوقانی که موجب فرارانش و جایگیری ورقه‌هایی از پوسته اقیانوسی در بخش‌هایی از ایران و شرق زاگرس شده است.



ج: در نتیجه‌ی جنبش‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، در ائوسن، سری آتشفشانی ترشیری با ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا و توده‌های نفوذی تشکیل شدند.



د: در مراحل پایانی فروانش و برخورد بین ورقه عربی-زاگرس با ایران مرکزی در الیگوسن-میوسن، ظهور و جایگیری توده‌های نفوذی و افزایش رخساره‌های آتشفشانی

شکل ۵-۳۰- مراحل بسته شدن نئوتتیس و تشکیل رخساره‌های آتشفشانی و نفوذی در البرز

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۶-۱- نتیجه گیری

با مروری بر مطالب گذشته و تجزیه و تحلیل مطالب به دست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و پتروژنیکی در منطقه مورد مطالعه، نتایج زیر حاصل شده است:

واحدهای سنگی این منطقه را سنگ‌های آذرآواری زیرآبی (توف، لاپیلی توف و رسوبات اپی‌کلاستیک)، گدازه‌های آتشفشانی (الیوین‌بازالت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، ریولیت و داسیت) به سن ائوسن میانی - فوقانی و سنگ‌های نفوذی (الیوین‌گابرو، دیوریت و مونزودیوریت) به سن بعد از ائوسن، تشکیل می‌دهند.

توالی‌های آذرآواری منطقه، حاصل ته‌نشست خاکسترها و مواد پرتابی هستند که از مجاری آتشفشانی خارج شده و در سراسر حوضه رسوبی در خشکی و یا عمدتاً در دریا، لایه‌های گسترده‌ای را با ضخامت‌های متفاوت ایجاد کرده‌اند. فراوان‌ترین سنگ‌های آذرآواری منطقه را نهشته‌های سبز تا خاکستری رنگی تشکیل می‌دهند که از تنوع زیادی برخوردار بوده و انواع توف، آگلومرا و لاپیلی توف را دربر می‌گیرند. کریستال لیتیک توف‌ها عمدتاً دارای سیمان سلیسی و آهکی بوده و قطعات لیتیک همراه با بلورهای پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کانی‌های اپاک، از اجزای اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها به شمار می‌آیند. توف‌های شیشه‌ای، دارای قطعاتی از شیشه به‌صورت میله‌ای، داسی شکل و قطعات زاویه‌دار می‌باشند.

در بیشتر نواحی مورد مطالعه، سنگ‌های آتشفشانی بر روی نهشته‌های آذرآواری فوق‌الذکر قرار می‌گیرند و حاصل فوران‌های آتشفشانی - انفجاری در شرایط هوایی می‌باشند. سنگ‌های بازالتی دارای بافت‌های پورفیری و گلوپورفیری بوده، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین، کانی‌های اصلی آن‌ها را تشکیل می‌دهند. تراکیت‌ها در نمونه دستی دارای ساخت پورفیری هستند و در مقاطع میکروسکوپی دارای فنوکریست‌های هورنبلند و بیوتیت می‌باشند که در بیشتر نمونه‌ها به طور کامل سوخته و دگرسان شده‌اند و قرارگیری بلورهای آمفیبول و کلینوپیروکسن، در یک زمینه دانه ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، بافت‌های پورفیری، مگاپورفیری و تراکیتی را در آن‌ها ایجاد نموده است. گدازه‌های آندزیتی در نمونه دستی، عمدتاً به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری دیده می‌شوند. بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول در یک زمینه دانه ریز و میکرولیتی از پلاژیوکلاز، موجب تشکیل بافت

پورفیری و میکرولیتی پورفیری در آن‌ها گردیده است. کانی‌های فرومنیزین آبدار آن‌ها، نظیر آمفیبول و بیوتیت، دارای حاشیه سوخته بوده و در برخی از مقاطع به کلریت دگرسان شده‌اند. ریولیت‌ها بیشتر به صورت دایک در منطقه برونزد دارند و عمدتاً از درشت‌بلورهای آمفیبول و کوارتز در یک زمینه شیشه‌ای تشکیل شده و دارای بافت پورفیری میکرولیتی می‌باشند.

سنگ‌های نفوذی موجود در منطقه که آخرین فاز فعالیت ماگمایی را تشکیل می‌دهند، به صورت سیل و استوک‌های کوچک تا متوسط رخنمون دارند و از نظر سنی به بعد از ائوسن پسین تعلق دارند. در سنگ‌های گابرویی، بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین، عمده‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده را تشکیل می‌دهند که در نمونه‌های نیمه‌عمیق، اکثراً به صورت فنوکریست دیده می‌شوند. بافت تراکیتوئیدی و شکل اسکلتی الیوین‌ها، از مظاهر بافتی بارز در این سنگ‌ها می‌باشد. سنگ‌های دیوریتی دارای بافت‌های گرانولار و میکروگرانولار بوده و پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن، کانی‌های اصلی موجود در آن‌ها را تشکیل می‌دهند. مونزودیوریت‌ها، به علت وجود کانی‌های پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار فراوان، روشن‌تر از سنگ‌های دیوریتی می‌باشند. از دیگر کانی‌های اصلی موجود در آن‌ها می‌توان به کلینوپیروکسن و بیوتیت اشاره نمود.

بر اساس نمودارهای تعیین سری ماگمایی، سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده کالک-آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرد و روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی، منشأ واحدی را در آن‌ها اثبات کرده و تبلور تفریقی را به عنوان عامل اصلی در تحول ماگمای سازنده آن‌ها معرفی می‌نماید. نمونه‌های داسیتی-ریولیتی در این نمودارها، از الگوی پراکندگی سایر نمونه‌های آتشفشانی منطقه تبعیت نمی‌کند و دارای منشأ متفاوتی بوده و تأثیری در روند تفریق سنگ‌های منطقه ندارند.

وجود روندهای موازی در نمودارهای عنکبوتی، تحول سنگ‌های مورد مطالعه در نتیجه فرایند تبلور تفریقی و منشأ واحد برای تمام سنگ‌های مورد مطالعه (جز سنگ‌های داسیتی و ریولیتی) را تأیید می‌نماید. بعلاوه، این نمودارها نشان می‌دهند که ماگماهای سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای گارنت‌دار به وجود آمده‌اند.

در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه، تمرکز بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تمرکز پایین عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) از خصوصیات بارز ماگماهای

مرتبط با فرورانش می‌باشد و تهی‌شدگی شدید در عناصر Ta، Nb و Ti، وجود ماگماهای کمان مناطق فرورانش را تأیید می‌نماید. بعلاوه، آنومالی منفی Ta، Nb و Ti، می‌تواند مشارکت پوسته قاره‌ای را در فرایندهای ماگمایی اثبات کرده و غنی‌شدگی عناصر Th و U، نیز می‌تواند حاکی از مشارکت رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده در فرایند ذوب باشد.

سنگ‌های مورد مطالعه، در نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی، در قلمرو جایگاه کمان‌های آتشفشانی زون‌های فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند و غنی‌شدگی انتخابی از LREE و LILE و تهی‌شدگی انتخابی از HFSE و HREE در این سنگ‌ها، ناشی از عملکرد فرایندهای ماگمایی حاکم بر این زون‌های فرورانش فعال حاشیه قاره می‌باشد. نمونه‌های مورد مطالعه، از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm، ترکیبی مشابه با مذاب‌های مشتق شده از گوشته غنی شده دارند و در محدوده‌ی ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۲۰ درصدی یک منبع گارنت-اسپینل لرزولیتی در عمق ۹۰ تا ۱۱۰ کیلومتری قرار می‌گیرند.

۶-۲- پیشنهادات

به علت گستردگی و تنوع زیاد رخساره‌های آتشفشانی و سنگ‌های نفوذی ترشیری در منطقه مورد مطالعه و به منظور شناخت کامل‌تر ماگماتیسم این زمان، مطالعات تکمیلی زیر پیشنهاد می‌گردد:

مطالعه و بررسی دقیق‌تر و گسترده‌تر زون آتشفشانی البرز و مقایسه آن با دیگر نقاط مشابه در جهان، به منظور شناخت و درک بهتر از رویدادهای ماگمایی و پس ماگمایی در این مقطع زمانی زمین‌شناسی در این زون از ایران.

انجام تجزیه‌های ایزوتوپی به روش‌های مرسوم نظیر Rb-Sr، U-Th-Pb و Sm-Nd جهت تعیین سن و تعیین ویژگی‌های محل منبع سنگ‌های مورد مطالعه.

انجام مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی بر روی مناطق مستعد کانه‌زایی فلزی و غیرفلزی و تمرکز بر روی محدوده‌های دگرسان شده و تعیین ارتباط آن‌ها با رخساره‌های سنگی منطقه.

انجام مطالعات فابریک مغناطیسی (AMS) برای بررسی چگونگی حرکت و جایگزینی ماگما در توده‌های نفوذی و نیمه‌نفوذی منطقه.

منابع فارسی

- آسیابانها، ع.، (۱۳۷۱) پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد: "مطالعه پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملاعلی (شمال غرب قزوین)" دانشگاه تهران، ۱۷۸ ص.
- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۰) رساله‌ی دکتری: "زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای (غرب قزوین)" دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، ۳۲۱ ص.
- آسیابانها، ع. (۱۳۸۳) "بررسی آثار معدنی منطقه شکرناپ (شمال شرق قزوین)" گزارش طرح مقدماتی، دانشکده علوم دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۱۹۸ ص.
- آسیابانها، ع.، (۱۳۸۶) "راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی" انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۳۰۳ ص.
- آقاباتی ع.، (۱۳۸۳) "زمین‌شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ ص.
- ادیب، ا.، پورکرمانی، م.، (۱۳۷۹) "زمین‌شناسی ساختمانی" انتشارات دانشگاه پیام نور تهران، ۲۷۹ ص.
- امامی، م.، ه.، (۱۳۷۹) "ماگماتیسزم در ایران" انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ ص.
- پناهی، ب. (۱۳۷۵) پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی سنگ‌های ولکانیکی شرق و شمال شرق قزوین"، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۵۲ ص.
- حسینی طالقانی، ج. (۱۳۷۵) پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژیکی توده‌های نفوذی شمال و شرق قزوین و پتانسیل‌های اقتصادی منطقه" دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۹ ص.
- خسروتهرانی خ. (۱۳۸۴) "زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک" جلد دوم، انتشارات کلیدر، ۴۵۶ ص.
- رحیمی، ب. (۱۳۸۱) رساله‌ی دکتری: "مطالعات ساختاری رشته کوه البرز در شمال دامغان" دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۸ ص.
- شلی، د. (۱۹۹۳) "بررسی میکروسکپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی" (ترجمه آسیابانها، ع.)، انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، ۶۳۰ ص.
- قلمقاش، ج.، (۱۳۸۱) "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جیرنده". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کلانتری، ک.، (۱۳۸۳) پایان‌نامه‌ی کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه بستان - کجیران (قزوین)" دانشگاه تهران، ۲۰۹ ص.

مشکین، م.، (۱۳۸۶) پایان نامه کارشناسی ارشد: "مطالعه رخساره ها و پتروژنز سنگ های آتشفشانی منطقه زرشک - سلطان قیس؛ شمال قزوین"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۱ ص

معین وزیری، ح.، احمدی، ع.، (۱۳۷۱) "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین" انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران. ۵۳۹ ص.

میدلموست، ا. (۱۹۹۷) "ماگماها و سنگ های ماگمایی" (ترجمه علی درویش زاده و عباس آسیابانها. چاپ دوم). انتشارات دانشگاه تهران. ۵۲۷ ص.

ولی زاده، م.و.، عبدالهی، ح.ر.، و صادقیان، م.، (۱۳۸۶) "بررسی زمین شناختی توده های نفوذی عمده البرز مرکزی" فصلنامه علمی - پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۷، ص ۱۹۷-۱۸۲

منابع لاتین

- Abu-Hamattah, Z, S, H. (2005) "Geochemistry and petrogenesis of mafic magmatic rocks of the Jharol Belt, India: geodynamic implication" Journal of Asian Earth Sciences, Vol. 25, pp. 557-581.
- Alavi, M. (1996) "Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in Northern Iran" J. Geodynamics 21, pp1-33.
- Aldanmaz, E., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F. & Mitchell, J.G., (2000) "Petrogenetic volcanism in western Anatolia, Turkey" evolution of late Cenozoic, post-collision Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, pp 67-95.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Ghoreishi, M., (2003), "Accommodation of late cenozoic oblique shortening in the Alborz range" Journal of structural Geology, Vol 25, pp 263-283
- Allen, M. B., Ghassemi, M.R. Shahrabi, M., Qorashi, M., (2003). "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range" Journal of structural Geology 25, pp 659-672
- Alvaro, J.J., Ezzouhairi, H., Vennin, E., Ribeiro, M.L., Clausen, S., Charif, A., Ait-Ayad, N., and Moreira, M.E., (2006) "The Early-Cambrian Boho volcano of the El Graara massif, Morocco: Petrology, geodynamic setting and coeval sedimentation" J. African Earth Sci. 44, pp. 396-410
- Anells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davies, R.G., (1975). "Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map 1:250000" G.S.I. Rep., nos. E3, E4, 94p.
- Asiabanha, A., Ghasemi, H., Meshkin, M., (2009) "Paleogene continental-arc type volcanism in North Qazvin, North Iran: facies analysis and geochemistry" Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, Volume 186, Number 2, August 2009 , pp. 201-214
- Assereto, R., (1966) "The Jurassic Shemshak Formation in central Elborz (Iran)" Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia 72, 1133-1182
- 2001). "Exhumation of the west - central Alborz mountain, Iran, Caspian (Axen, G. J., subsidence and collision - related tectonics" Geology. V.29, No. 6, pp 559-562S.

- Azizi, H., Jahangiri, A., (2008) "*Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran*" *Journal of Geodynamics* 45, pp. 178–190.
- Baker D .S., (1983) "*Igneous Rocks*" Prentice Hall Publication, pp 417.
- Berberian, M., & King, G. C. P., (1981) "*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*" ,*Canadian Journal of earth sciences*, Vol 18, pp 210 – 256.
- depression floored by a Berberian, M., (1983) "*The southern Caspian: A compressional pp crust*" *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 20, *trapped, modified oceanic* 163–183.
- Best, M. G., Christiansen, E. H., (2001) "*Igneous Petrology*" Blackwell Science. 458pp.
- Borming, S. Fuyuan. W. (2001). "*Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: The wouduhe and baerzhe granites from the great Xing an mountains in NE China*", *lithosphere* No.59, pp. 171-198
- Branney, M., J., Kokelaar, P., (2002) "*Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*". *Geological Society Memoir* No.27. pp 152.
- Brown, M., (2001). "*Orogeny, migmatites and leucogranites: a review*". *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)* 110, pp. 313–336.
- Cabanis M., Lecolle M., (1989) "*Le diagram La/10 – Y/15 – Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustal*" *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser.II* 309, pp. 2023 – 2029.
- Cas, R.A.F., and Wright, J.V., (1988) "*Volcanic succession: modern and ancient*" Unwin Hyman Press, 528p.
- Condie, K.C., (1994) "*Greenstone through time. In: Condie, K.C. (Ed.), Archean Crustal Evolution*" Elsevier, Amsterdam, pp. 85–120.
- "*The interpretation of igneous rocks*" Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979) Publications, London, 450p. George allen and uniwin
- De Paolo, D.J., (1981) "*Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization*" *Earth and Planetary Science Letters* 53, pp189–202.
- Dungan, M.A., (2005) "*Partial Melting at the earth's surface: mplications for assimilation rates and mechanisms in subvolcanic intrusions*" *Journal of Volcanology and geothermal research* 140, pp. 193-203.
- Ellam, R, M; Cox, K, G. (1991), "*An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere*" *Earth .Planet Science Letter* 105, pp. 330-342
- Esquivel, O.M.T., Samaniego, N.A.F., and Alvarez, A.S.A., (2002) "*Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension*" *Journal of volcanology and Geothermal Research* 118, pp. 37-56.
- Feiznia, S., (1990) "*Different types of Rockballs and their Genesis from Karaj Formation (Middle Eocene) in Central Alborz, of Northern Iran*" , *J.Sci.I.R.Iran*, Vol.1 ,No.4 , pp 294-302

- Ferrari, L., Conticelli, S., Vaggelli, G., M. Petrone, Ch. And Manetti, P., (2000) "Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of Trans-Mexican Volcanic Belt" *Tectonophysics* 318, pp. 161-185.
- Gill, J.B., (1981) "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer-Verlag Publications, Berlin, 152p.
- Gorton, M.P., Schandl, E.S., (2000) "From continents to island arcs: A geochemical within-plate felsic to intermediate tectonic setting for arc-related and index of volcanic rocks" *Canadian Mineralogist* 38, pp.1065-1073.
- Green D.H., Ringwood A.E., (1967) "The genesis of basaltic magmas", *Contributions to Mineral Petrology* 15, pp. 103-190.
- Gupta, Alok, K. (2007) "Petrology and genesis of igneous rocks" Narosa Publications, 479 pp.
- Publications. Methuen & Co" Harker, A., (1909) "The natural history of igneous rocks London, 384p.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A.M., Axen, G., and Guest, B., (2002) "Oligo-Miocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc", *Geological Society of America Abstracts with Programs* v. 34, No. 6, p. 331.
- melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a Helz R.T., (1973) "Phase relations of basalts in their oxygen fugacity", *Journal of Petrology* 17, pp. 139-193. function of
- Hickey R.L, Frey F.A, Gerlach D.C (1986) "Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes ($34^{\circ}\pm 41^{\circ}$ S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust". *Journal of Geophysical Researches* 91, pp. 5963-5983.
- Hofmann A. W. (1988) "Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust". *Earth Planet Science Letters* 90, pp. 297-314.
- Hofmann A.W., Seufert, M., Jochum, K.P., White, W.M., (1986) "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution" *Earth Planet Science Letters* 79, pp. 33-45.
- Irvin, T., Baragar, W.R.A., (1971) "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks" *Canadian Journal of earth Science Letters* Vol.8, pp. 523-548.
- Jochum K.P., McDonough W.F., Palme H & Spettel, B., (1989) "Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths", *Nature* 340, pp. 548-550
- REE and other Johnson, K. (1994) "Experimental cpx and garnet melt partitioning of implications", *Mineralogical trace elements at high pressures; petrogenetic* 455.-*Magazine* Vol. 58, pp. 454
- J.A., and Mitchell, J.G., (1998) "Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, Eastern Turkey", *Journal of Volcano Researches* Vol. 85, pp. 355- 404.
- Lasemi, Y., (1992) "Submarine fans and turbidite deposits in the Karaj Formation" 10th Geoscience Convention of the Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, pp. 8-15

Lee C-TA, Luffi P, Plank T, Dalton H, Leeman WP (2009) "Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas". *Earth Planet Sci Lett* 279, pp.20–33.

thermometer" Proceedings of Lindsley D. H., Andersen D. J., (1983) "A two pyroxene Conference, Part 2, Journal of Geophysics thirteenth Lunar and Planetary Science the Supplement, pp 887-906. Researches 88

Lindsley D.H., Andersen D.J., "A twopyroxene thermometer. *Proceedings of the thirteenth Lunar and Planetary Science Conference, Part 2*", Jour. Geophys. Res 88 Supplement, (1983) A887-A906.

Machado, A., Lima, E.F., Chemale Jr., F., Morata, D., Oteiza, O., Almeida, D.P.M., Figueiredo, A.M.G., Alexandre, F.M. & Urrutia, J.L., (2005) "Geochemistry constrains of Mesozoic – Cenozoic calc – alkaline magmatism in South Shetland arc, Antarctica". *Journal of South American Earth Sciences* Vol.18, pp. 407-425.

Mangino S. and K. Priestley (1998) "The crustal structure of the southern Caspian region", *Geophys. J. Int.*, **133**, 630-648.

Mason, B.H. & Moore, C.B., (1982) "*Principles of geochemistry*" Wily Publications, New York. 4th Edition. 344p.

McKenzie, D. & O’Nions, R. K., (1991) "Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations". *Journal of Petrology* Vol. 32, pp. 1021–1091.

McPhie, J., Doyle, M., & Allen, R. L., (1993) "*Volcanic Textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*". Tasmanian Government Printing Office, Australian, 199p.

Meschede, M. (1986) "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram" *Chemical Geology* No. 56, pp. 207–218.

Middlemost, E. A. K., (1994) "*Naming materials in the magma/igneous rock system*" Longman Groun Publications, U.K., pp. 73-86.

Miller D. M., Goldstein S.L., & Langmuir C. H. (1994) "Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents", *Nature* 368, pp 514-520.

Muller, D. & Groves, D.I., (1997) "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Sec. Updated, Springer Verlag, p. 242.

Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I., (1992). "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, *Mineral*". *Petrology* Vol. 46, pp. 259 – 289.

Nakamura, N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites". *Geochimistry Cosmochimistry Acta* Vol. 38, pp.757-775.

Nishimura, S. (2002), "Why are there no Back-Arc Basine around the eastern Pacific margin" *Revista Mexicana De ciencias Geologicas*, Vol. 19, Num. 3, pp. 170-174.

OrozacoEsquivel, T., Pwtrone, C.M., Ferrari, L., Tagami, T., and Manetti, P., (2007). "Geochemical variability in lavas from the eastern Trans-Mexican volcanic belt slab detachment in a subduction zone with varying dip". *Littosphere* Vol.93, pp. 149-174.

- Parker, D.F., Ghosh, A., Price, C.W., Rinard, B.D., Cullers, R.L., & Ren M., (2005) "Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the oligocene Conejos Formation, Sun Juan Mountaions, Colorado, USA". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Vol 139, pp.185-210.
- Pearce J.A., (1983) "Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active margins. In: Hawkesworth" C.J. & Norray M. J. (editors), *Continental continental .xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp. 230-249
- basalts and mantle , & Stern, R. J. (2006) "Origin of Back-Arc Basin Magmas: Trace Element . A.Pearce, J and Isotope Perspectives. *Back-Arc Spreading Systems*" Geological, Biological, and Physical Interactions Geophysical Monograph Series 166 Published in, Chemical 2006 by the American Geophysical Union, pp. 63-79
- Pearce, J. A., (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries" John Wiley and Sons, U.K., pp. 525–548.
- Pearce, J. A., Harris, B. W., & Tindle A. G. (1984), "Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of petrology* No.25, pp. 956-983.
- Pearce, J.A. & Peate, D.W., (1995) "Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas" *Annual Review Earth and Planetary Science Letters* 23, pp. 251-285.
- Peccerillo R., & Taylor S. R. (1976) "Geochemistry of Eocene calk – alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey". *Contributions to Mineral Petrology* Vol.58, pp. 63-81.
- Phillips, C.L., Bradley, D. A., Schlotzhauer, C. L., Bergfeld, M., Libreros-Minotta, C., & Gawenis L. R. (2000) "Oim mice exhibit altered femur and incisor mineral composition and decreased bone mineral density" *Bone* 27, pp. 219-226
- Rao, D. R., & Rai, H., (2006) "Signatures of rift environment in the production of garnet-amphibolites and eclogites from Tso-Morari region, Ladakh, India, a geochemical study", *Gondwana Research* No.9, pp. 512-523.
- Reichew, M.K., Saunders, A. D., White, R. V., & Al MUKhamedov, A.I., (2004). "Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Sibrian Basin:an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps", *Lithosphere* Vol.79, pp. 425- 452.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., (2010) "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes". *Contrib Mineral Petrol*, Pp. 45–66.
- Riggs, N., & Carrasco-Nunez, G., (2004) "Evolution of a complex isolated dome system, Cerro pizarro, central Mexico" *Bulletin of Volcanology* Vol. 66, pp. 322-335.
- Rogers, G., Saunders, A .D., Terrell, D. J., Verma, S. P., & Marriner, G. F., (1985), "Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated, with ridge subduction in Baja California, Mexico" *Nature* No.315, pp. 389-392.
- Rollinson, H. R. (1993) "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" John Wiley and sons publications, New York, 352 p.
- Sengor, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T., and Hsu, K.J., (1988) "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land, in

- Audley-Charles" M.G., and Hallman, A., editors., "*Gondwana and Tethys*" Geological Society [London] Special Publication No.37, pp. 119–181.
- Shoto, K., Ishimoto, H., Hirahara, Y., Sato, M., Matsui, K., Fujibayashi, N., Takazawa, E., Yabuki, K., Sekine, M., Kato, M., & Rezanov, A.I., (2006). "*Geochemical secular variation of magma source during Early to middle Miocene time in the Niigata area, NE Japan: Asthenospheric mantle Upwelling during back-arc basin opening*". *Lithosphere* Vol. 86, pp. 1-33.
- Smith, E. M., & Richard, C., (2006), "The Tonga–Kermadec arc and Havre–Lau back-arc system: Their role in the development of tectonic and magmatic models for the western Pacific" *Journal of Volcanology and geothermal research*". 156, pp. 315-331.
- Sobouti, F., and Arkani-Hamed, J., (1996), "Numerical modelling of the deformation of the Iranian plateau". *Geophys. J. Int.* **126**, 805-818.
- Stahl, A. F., (1911). "*Handbuck der regionalen geologie-persian*". V. Band & Publications, 46p. Hildelberg
- Stalder, P., (1971). "*Magmatismes tertiare et subrecent entre Taleghan et Alamout, Elbourz Central (Iran)*". Schweiz. Min. Petr. Mitt. No.51. pp. 2-138.
- Stampfli, G.M., Marcoux, J., & Baud, A., (1991) "*Tethyan margins in space and time*" *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol.87, pp. 373–409
- Stocklin, J., & Setudehnia, A., (1977) "*Stratigraphic lexicon of Iran*" Tehran, Geological Survey of Iran, 409p.
- Stocklin, J., (1977) "*Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia*" *Memoire Hors-Series., de la Soc. Geol. De France*. Vol. 8, pp. 333-353.
- Stokline J. (1974) "*Northon Iran, Alborz Mountaion, Mesosoic Cenozzoic orogenic belt, data for orogenic studies*". Geological Society of London, Special Publication 4. pp. 212-234.
- Stokline, J., (1968). "*Structural History and Tectonic of iran: A Review*", *Amar Association, Petrology and Geology Bulltein* No.52, pp 1229-1258.
- Sun S.S., & McDonough W.F. (1989) "*Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes.*" In: Saunders A.D., & Norry M.J. (editors), "*Magmatism in oceanic basins*" *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* No. 42, pp. 313-345.
- of oceanic Sun, S.S., & McDonough, W.F., (1989) "*Chemical and isotopic systematics processes*" In: Saunders A.D., & basalts: *implications for mantle composition and the Ocean Basins*", *Geol. Soc. Spec. Publ. No.* Norry, M.J. (Editors), "*Magmatism in* 42, pp. 313–345.
- Swanson, S.E., Naney, M.T. & Westrich, H. R. (1989) "*Crystallisation history of Obsidian Dome, Inyo Domes, California*". *Bulltein of Volcanology* No.51, pp. 161-76.
- Taylor S. R., McLennan, S. M., (1985) "*The continental crust: its composition and evolution*" Blackwell Scientic, Oxford, 312p
- Temel, A., Gündoğdu, M. N. & Gourgaud, A., (1998) "*Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central*

- Anatolia, Turkey”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* No.85, pp.327-354
- Thieblemont, D., & Tegyey, M., (1994) “*Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d’origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins*” *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Paris* 319 , pp. 87–94.
- Thompson R. N. (1982) “*British Tertiary volcanic province*” *J. Geology* Vol.18, pp. 49-107.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., & O’Callaghan, L., (1984) “*Relative roles of source composition, fractional crystallisation and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks*”. *Phil Trans R Soc London A*310, pp. 675-692.
- Tucker, M., E., (1991) “*Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*” Blackwell Science publications, London, 260p.
- Verdel, Ch. (2009) Ph.D Thesis: “*Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism.*”. California institute of technology Pasadena, California, pp. 287.
- Wass S.Y., (1979) “*Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks*”, *Lithos* 12, pp.115-132.
- Wass S.Y., (1979)“*Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks*”, *Lithosphere* No.12, pp.115-132.
- Weaver, B.L., & Tarney, J., (1981). “*The Scourie dyke suite. The Scourie dyke suite: Petrogenesis and geochemical nature of the Proterozoic subcontionental mantle*”. *Contributions to Mineral Petrollogy* No.78, pp. 175- 188.
- Geochim. Wedepohl, K. H., (1995) “*The composition of the continental crust*” *Cosmochim. Acta* No. 59, pp. 1217–1232.
- Wilson, M. (1989) “*Igneous Petrogenesis*” Unwin Hyman, London. 466pp.
- Zhou, M. F., Robinson, P.T., Leshner, C. M., Keays, R.R., Zhang, C.J., Malpas, J., *Metallogenesis of the Panzhihua Gabbroic* (2005) “*Geochemistry, Petrogenesis and Sichuan Province, SW Layered Intrusion and Associated Fe-Ti-V Oxide Deposits, China*”. *Journal of Petrology* No.46, pp. 2253-2280.

پیوست

پیوست (۱) نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به (ppm)
نمونه‌های سنگی منطقه جیرنده پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت آهن

Sample	BA-14-c	B4-1	BA-19	B14-9	B10	B12	BA-1	BA-9-3	BA-10-1
SiO ₂	68.80	67.80	55.30	52.50	56.70	53.40	47.10	57.10	62.50
Al ₂ O ₃	15.50	15.35	14.75	16.85	17.25	15.15	16.30	16.40	15.90
FeO	0.67	1.03	1.79	2.42	1.63	1.75	1.87	1.72	1.56
CaO	2.76	0.85	6.43	6.23	4.88	8.49	9.35	7.44	4.50
MgO	0.72	0.91	4.34	4.66	2.51	4.75	4.84	3.74	1.84
Na ₂ O	4.54	2.70	2.93	4.19	3.40	2.58	3.43	3.01	3.63
K ₂ O	3.00	5.01	3.45	2.47	2.55	2.33	1.56	1.76	2.89
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01
TiO ₂	0.23	0.43	0.89	1.23	0.75	0.97	1.84	0.71	0.70
MnO	0.10	0.05	0.13	0.13	0.09	0.08	0.11	0.10	0.11
P ₂ O ₅	0.10	0.11	0.31	0.52	0.27	0.20	0.28	0.20	0.27
SrO	0.04	0.02	0.05	0.08	0.13	0.05	0.06	0.05	0.04
BaO	0.09	0.10	0.08	0.07	0.16	0.04	0.07	0.06	0.08
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	829.00	830.00	692.00	586.00	1440.00	356.00	590.00	517.00	688.00
Ce	71.90	68.90	71.10	78.30	62.60	46.00	54.80	56.50	85.30
Co	2.40	5.40	22.00	26.40	14.90	28.60	45.80	18.70	10.70
Cr	30.00	30.00	170.00	50.00	30.00	130.00	200.00	70.00	70.00
Cs	2.29	1.40	3.16	2.23	0.26	0.93	0.80	1.21	1.72
CU	12.00	18.00	62.00	30.00	12.00	113.00	22.00	18.00	88.00
Xy	2.80	5.65	4.56	4.85	3.96	4.30	4.48	3.67	5.03
Er	1.77	3.56	2.63	2.56	2.27	2.50	2.48	2.20	3.02
Eu	0.94	1.19	1.49	2.11	1.46	1.30	1.89	1.37	1.59
Ga	16.40	17.80	18.70	21.40	19.90	18.80	17.00	18.40	20.90
Gd	3.58	5.59	5.76	6.56	4.93	4.59	5.50	4.47	6.04
Hf	4.50	5.80	5.20	4.50	4.50	4.20	3.80	4.40	6.90
Ho	0.56	1.18	0.94	0.96	0.81	0.90	0.91	0.78	1.06
La	41.20	36.90	36.40	41.30	32.70	23.50	28.90	29.80	46.00
Lu	0.30	0.57	0.38	0.33	0.34	0.37	0.34	0.32	0.47
Mo	<2	<2	3.00	<2	<2	2.00	<2	2.00	2.00
Nb	16.40	22.60	15.60	21.30	12.80	12.50	36.30	11.00	23.60
Nd	24.10	28.40	30.30	35.30	26.80	20.20	24.20	23.50	33.40
Ni	<5	5.00	34.00	19.00	<5	33.00	119.00	10.00	<5
Pb	16.00	18.00	13.00	23.00	17.00	19.00	5.00	16.00	12.00
Pr	7.54	8.08	8.39	9.38	7.33	5.47	6.37	6.43	9.44
Rb	96.30	171.50	103.50	94.20	51.50	62.00	28.50	51.80	87.40
Sm	3.92	5.63	6.22	7.12	5.07	4.44	4.87	4.52	6.29
Sn	3.00	3.00	3.00	5.00	2.00	2.00	5.00	3.00	3.00
Sr	418.00	159.50	516.00	694.00	1080.00	417.00	571.00	420.00	412.00
Ta	1.60	1.90	1.30	1.50	1.00	1.10	2.50	0.90	2.00
Tb	0.50	0.93	0.83	0.92	0.71	0.76	0.78	0.65	0.90
Th	15.50	13.80	15.05	9.06	10.10	6.53	3.60	7.87	14.70
Tl	<0.5	0.60	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.28	0.57	0.40	0.37	0.35	0.41	0.31	0.33	0.47
U	3.93	4.50	4.25	2.32	2.68	1.92	0.60	2.08	3.91
V	16.00	38.00	154.00	191.00	132.00	202.00	279.00	116.00	81.00
W	4.00	4.00	5.00	4.00	4.00	2.00	5.00	4.00	3.00
Y	15.70	30.40	23.20	23.00	19.70	21.70	22.00	18.90	26.00
Yb	1.83	3.56	2.39	2.18	2.08	2.29	2.14	2.06	2.85
Zn	55.00	62.00	102.00	87.00	95.00	103.00	105.00	86.00	99.00
Zr	174.00	203.00	191.00	180.00	168.00	155.00	148.00	169.00	285.00
LOI	2.14	2.90	5.01	2.44	4.00	4.15	4.42	3.33	1.27
Total	100.50	99.30	100.50	100.50	99.80	99.80	100.50	100.50	99.20

ادامه پیوست (۱)

Sample	B5	B9	B14-5	B14-6	BA-4	BA-9-1	BA-11-1	BA-13-1b	BA-13-2a
SiO2	51.20	48.30	57.00	57.80	49.20	49.80	50.10	48.00	50.70
Al2O3	15.95	15.40	18.00	17.35	15.20	17.00	16.95	12.15	17.60
FeO	1.35	1.67	1.97	2.05	1.53	1.56	1.67	1.68	1.80
CaO	9.50	10.55	6.88	6.08	8.44	10.35	9.56	9.83	9.36
MgO	4.64	8.09	3.60	3.20	4.47	5.44	5.94	13.65	4.95
Na2O	2.30	2.01	3.44	3.61	2.09	2.58	2.91	1.70	3.06
K2O	2.40	1.68	2.68	3.26	1.92	0.97	1.32	1.24	1.52
Cr2O3	0.03	0.05	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.16	0.01
TiO2	0.77	0.80	0.75	0.89	0.88	1.19	1.18	0.96	1.34
MnO	0.12	0.17	0.12	0.12	0.14	0.15	0.17	0.16	0.18
P2O5	0.32	0.24	0.32	0.37	0.19	0.18	0.24	0.19	0.24
SrO	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06
BaO	0.05	0.03	0.08	0.08	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	411.00	265.00	714.00	732.00	390.00	298.00	462.00	248.00	440.00
Ce	46.10	22.20	62.60	75.20	30.90	33.60	52.70	22.80	57.50
Co	27.40	41.70	20.20	18.70	31.30	31.60	32.80	53.30	33.50
Cr	190.00	320.00	80.00	120.00	140.00	160.00	90.00	1100.00	90.00
Cs	1.67	0.93	3.18	3.58	1.28	0.50	0.48	1.40	0.62
CU	71.00	129.00	48.00	49.00	77.00	90.00	56.00	63.00	40.00
Xy	3.73	2.64	3.49	4.14	3.58	3.51	4.42	2.96	4.78
Er	2.09	1.57	1.98	2.42	2.23	2.03	2.49	1.69	2.69
Eu	1.33	1.00	1.44	1.60	1.12	1.31	1.70	1.06	1.67
Ga	16.60	15.00	20.00	20.90	16.90	18.80	19.80	13.80	21.60
Gd	4.23	2.74	4.59	5.47	3.70	3.81	5.07	3.10	5.54
Hf	3.10	1.60	4.50	5.60	2.40	2.60	3.70	1.70	4.30
Ho	0.74	0.56	0.71	0.86	0.76	0.75	0.87	0.62	1.00
La	23.80	11.20	33.70	39.40	15.20	16.80	26.00	10.30	28.70
Lu	0.30	0.22	0.27	0.34	0.31	0.30	0.34	0.24	0.38
Mo	<2	<2	2.00	2.00	<2	<2	<2	<2	2.00
Nb	12.80	5.50	16.40	18.80	6.30	7.80	12.40	5.10	13.40
Nd	20.20	11.90	25.90	31.00	15.50	16.80	25.40	13.00	26.60
Ni	52.00	63.00	16.00	23.00	23.00	23.00	18.00	299.00	10.00
Pb	7.00	7.00	16.00	18.00	10.00	13.00	7.00	<5	8.00
Pr	5.40	2.90	7.15	8.68	3.83	4.26	6.49	3.09	6.95
Rb	67.40	38.50	85.50	100.50	48.10	22.60	26.70	31.80	32.50
Sm	4.26	2.82	5.00	5.98	3.50	3.75	5.52	3.03	5.62
Sn	3.00	1.00	3.00	3.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Sr	505.00	507.00	639.00	633.00	467.00	484.00	462.00	445.00	595.00
Ta	0.90	0.30	1.30	1.60	0.50	0.70	0.90	0.40	0.90
Tb	0.65	0.46	0.65	0.80	0.61	0.62	0.78	0.49	0.86
Th	5.46	1.63	12.80	14.00	3.74	3.63	4.19	1.54	4.86
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.31	0.23	0.29	0.36	0.34	0.31	0.36	0.26	0.41
U	1.56	0.58	3.25	3.73	1.08	1.01	1.14	0.47	1.28
V	147.00	242.00	122.00	141.00	217.00	245.00	200.00	192.00	262.00
W	2.00	2.00	3.00	3.00	4.00	2.00	1.00	1.00	5.00
Y	18.00	13.20	17.80	21.40	18.40	17.70	21.70	14.70	23.60
Yb	1.78	1.43	1.76	2.11	1.93	1.84	2.15	1.48	2.33
Zn	79.00	82.00	93.00	101.00	96.00	114.00	93.00	84.00	105.00
Zr	117.00	58.00	177.00	218.00	82.00	93.00	146.00	57.00	169.00
LOI	3.54	2.40	0.77	0.49	7.45	3.54	1.27	2.15	0.29
Total	99.00	99.80	100.50	100.50	99.60	100.50	99.60	100.50	100.00

پیوست (۲) نتایج کانی‌های نورماتیو موجود در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه به درصد وزنی

Sample	BA-14-c	B4-1	BA-19	B14-9	B10	B12	BA-1	BA-9-3	BA-10-1	B5	B9	B14-5	B14-6	BA-4	BA-9-1	BA-11-1	BA-13-1b	BA-13-2a
Q	13.97	19.13	0.00	8.64	13.73	1.49	8.48	24.21	30.05	8.92	8.88	1.10	6.35	5.24	8.55	3.58	0.00	3.04
C	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.00	0.00	0.01	4.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Or	10.40	17.08	9.22	13.77	15.07	14.60	20.39	17.73	29.61	19.27	15.84	9.93	14.18	5.73	11.35	8.98	7.33	7.80
Ab	25.47	30.72	29.02	21.81	28.77	35.46	24.79	38.42	22.85	30.55	29.11	17.01	19.46	21.83	17.68	25.89	14.39	24.62
An	26.04	18.56	24.47	22.87	22.45	19.87	16.91	13.04	3.50	21.51	25.76	28.04	26.11	31.94	26.42	29.80	21.86	29.29
Xi	7.45	1.56	15.63	13.96	0.00	5.95	10.10	0.00	0.00	4.86	4.89	17.70	14.74	14.19	11.06	11.73	19.98	12.90
Hy	5.86	3.86	1.65	5.36	6.25	8.85	6.13	1.79	2.27	5.72	6.70	11.95	4.73	6.97	6.01	6.89	18.16	8.82
Ol	0.00	0.00	2.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	4.61	0.00
Mt	3.81	3.36	1.05	3.09	3.37	4.66	3.61	1.82	2.24	4.42	4.57	3.62	2.51	2.07	2.84	2.50	3.15	2.52
Ilm	1.35	1.33	3.50	1.84	1.43	2.34	1.69	0.44	0.82	1.69	1.43	1.52	1.46	2.26	1.67	2.55	1.82	2.24
Hm	2.27	1.58	8.65	3.71	3.12	3.71	2.62	0.43	0.51	2.08	1.79	5.88	5.04	6.36	5.71	7.27	6.25	6.47
Ap	0.47	0.64	0.66	0.47	0.64	1.23	0.73	0.24	0.26	0.88	0.76	0.57	0.76	0.43	0.45	0.57	0.45	0.57
Sum	97.09	97.81	96.07	95.55	95.49	98.15	95.45	98.11	96.30	99.88	99.72	97.30	95.34	97.02	91.74	99.77	97.99	98.26
N.C.I	20.74	11.68	32.69	27.96	14.17	25.50	24.15	4.48	5.83	18.77	19.37	40.66	28.48	31.86	27.29	30.95	53.97	32.94
N.P.C	50.55	37.66	45.75	51.19	43.83	35.92	40.54	25.34	13.28	41.32	46.95	62.24	57.29	59.40	59.91	53.51	60.31	54.33
D.I	49.84	66.93	38.24	44.22	57.57	51.55	53.66	80.35	82.51	58.73	53.83	28.03	40.00	32.80	37.58	38.46	21.71	35.46
Q'	18.41	22.38	0.00	12.88	17.16	2.09	12.02	25.92	34.94	11.11	11.16	1.96	9.61	8.09	13.36	5.24	0.00	4.69
ANOR	71.46	52.07	72.63	62.42	59.83	57.65	45.33	42.38	10.57	52.75	61.92	73.85	64.80	84.78	69.95	76.84	74.89	78.97

علائم معرف کانیهای نورماتیو عبارتند از:

Q کوارتز، C کروندوم، Or ارتوز، Ab آلبیت، An آنورتیت، Di دیوپسید، Hy هیپرستن، Ol الیوین، Mt مگنتیت، Il ایلمنیت، Hm هورنبلند، Ap آپاتیت

پیوست (۳) نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب و کمیاب خاکی به (ppm) نمونه‌های سنگی

منطقه سلطان قیس (مشکین، ۱۳۸۳)

Sample	Z.05.1	Z.05.3	S.01.2	B.01	N.10.1	NS.01	DS.01	SD.01	Ar-17	Ar-19	Ar-25	Ar-34	Ar-37	Ar-38	Ar-40
SiO ₂	55.09	55.03	51.28	48.73	52.13	53.28	62.24	60.93	57.55	68.14	55.75	63.74	54.6	63.25	66.02
Al ₂ O ₃	19.97	20.07	17.04	16.62	17.22	18.05	17.39	17.1	18.38	16.35	19.36	17.01	17.85	16.53	16.87
FeO	6.53	6.77	8.47	9.96	9.05	8.03	4.55	4.86	6.91	3.23	7.81	4.69	7.6	4.81	3.59
CaO	6.77	7.06	7.07	10.83	8.24	7.49	3.55	3.3	6.4	3.85	7.84	5.14	8.21	4.67	4.56
MgO	1.88	1.54	4.88	7.42	4.96	3.12	1.79	2.01	2.62	1.05	3.02	1.32	4.47	2.13	1.24
Na ₂ O	3.34	3.39	3.91	2.2	2.92	3.24	4.11	4.36	4.36	4.61	3.68	4.32	3.61	3.66	4.08
K ₂ O	2.58	2.61	2.95	1.95	3.11	3.56	3.13	2.75	1.39	1.68	0.93	1.76	1.12	2.94	1.67
TiO ₂	1.026	1.037	1.027	0.938	1.085	1.091	0.545	0.581	1.26	0.5	0.87	0.72	1.25	0.86	0.61
MnO	0.068	0.076	0.131	0.161	0.139	0.118	0.083	0.081	0.08	0.03	0.16	0.08	0.12	0.08	0.05
P ₂ O ₅	0.54	0.54	0.41	0.32	0.43	0.46	0.28	0.29	0.26	0.14	0.17	0.47	0.24	0.22	0.16
Ag	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
Ba	661	680	591	451	598	657	789	729	186	220	195	457	140	276	279
Ce	60.9	60.1	55.1	36.8	60.6	64.3	68.3	64.2	36.8	32	29.3	71.3	29.3	37.8	39.8
Co	8	8	20	30	22	16	5	7	28	23	39	21	49	30	24
Cr	< 20	< 20	70	80	80	20	< 20	< 20	< 20	< 20	70	70	30	20	< 20
Cs	0.9	0.9	2	1.1	1.4	1.1	1	0.8	0.9	1	1.5	1.1	1.3	0.9	1
CU	60	40	70	50	80	80	< 10	< 10	50	60	40	20	60	80	80
Er	3.25	3.19	2.46	2.17	2.71	2.71	2.27	2.35	2.16	1.56	2.61	1.73	2.19	1.64	1.48
Eu	1.79	1.76	1.65	1.42	1.71	1.72	1.33	1.33	1.22	0.84	1.12	1.21	1.26	0.86	0.85
Ga	14	15	13	12	14	14	13	15	14	13	13	11	14	15	13
Gd	6.34	6.22	5.25	4.53	5.69	5.81	4.44	4.56	3.87	2.92	3.69	3.32	3.9	3.13	2.88
Hf	5.1	5.2	3.6	2.2	4	4.4	4.4	4.4	3.6	3.5	4.4	4	2.2	4.4	4.4
Ho	1.09	1.07	0.85	0.75	0.92	0.91	0.75	0.78	0.76	0.58	0.91	0.58	0.76	0.62	0.55
La	30.9	30.3	27.7	18	30	32.8	36.6	33.8	18.6	18	14.1	44.6	14.1	19.4	20.8
Lu	0.45	0.456	0.346	0.272	0.368	0.376	0.349	0.367	0.25	0.24	0.41	0.25	0.29	0.25	0.2
Nb	12.8	12.9	12.1	6.7	13.5	14.6	13.6	14	9.8	4.8	5.1	29.6	7.4	11.4	7.3
Nd	29.8	28.6	26.2	18.9	27.7	29.5	26.7	26.1	18.7	16.9	16.3	27.6	16.8	17	16.7
Pb	83	71	43	30	66	82	136	127	6.76	4.3	5.22	14.4	7.37	6.76	4.91
Pr	7.49	7.37	6.51	4.52	7.09	7.5	7.29	7.1	4.4	3.85	3.63	7.42	3.59	4.11	4.37
Rb	57	57	75	43	73	90	79	77	36.3	60.8	30	44.1	32	73.8	55.6
Sm	6.41	6.34	5.64	4.37	5.97	6.15	5.23	5.12	3.9	2.9	4	4.3	3.5	3.2	3.3
Sr	509	519	791	460	526	545	279	284	422	312	329	547	423	374	305
Ta	0.93	0.89	0.79	0.4	0.86	1.01	1.19	1.14	0.23	1.34	0.98	0.93	0.79	0.85	0.93
Tb	1.05	1.03	0.81	0.71	0.89	0.88	0.7	0.71	0.63	0.44	0.67	0.58	0.63	0.47	0.44
Th	7.23	7.28	5.62	2.44	6.35	7.59	12.6	11.7	5.9	6	4.8	11.2	3	7	7
Tl	4623	4639	4287	3487	7964	5431	3165	4376	7552	2997	5215	4316	7492	5155	3656
Tm	0.486	0.479	0.365	0.312	0.403	0.399	0.363	0.372	0.28	0.21	0.37	0.22	0.34	0.25	0.23
U	1.84	1.87	1.66	0.71	1.87	2.27	3.51	3.81	1.84	1.76	1.45	0.71	1.54	2.27	2.42
V	118	116	216	247	233	199	50	54	138	52	135	6	158	80	65
Y	29.7	28.8	22.7	19.7	24.9	24.4	20.8	24.4	21.3	17.2	25.5	18.4	23	18.8	16.4
Yb	3.08	3.01	2.29	1.87	2.56	2.57	2.33	2.43	1.82	1.71	2.79	1.54	2.17	1.35	1.47
Zr	201	199	142	89	156	179	167	166	159	146	109	218	146	168	151
LOI	2.4	2.5	3.23	1.62	1.54	2.06	3.31	3.62	3.65	3.45	2.44	1.34	1.54	2.45	3.56

پیوست (۴) نتایج آنالیز میکروپروپ سنگ‌های منطقه مورد مطالعه

Label	Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	Cr ₂ O ₃	Total
B14-7-point7	plg	48.81	0.01	30.00	0.48	0.04	0.03	15.31	2.84	0.10	0.00	0.00	97.62
B14-7-point8	plg	47.25	0.04	31.18	0.56	0.03	0.03	16.62	2.01	0.05	0.05	0.00	97.81
B14-7-point9	px	50.82	0.45	2.82	8.47	0.21	15.58	20.77	0.29	0.00	0.08	0.11	99.59
B14-7-point10	px	52.19	0.24	2.69	4.37	0.15	16.80	22.76	0.23	0.01	0.01	0.45	99.89
B14-7-point11	plg	47.82	0.02	31.47	0.65	0.01	0.02	16.35	2.40	0.09	0.00	0.07	98.88
B14-7-point12	plg	47.71	0.06	30.90	0.61	0.00	0.03	16.50	2.20	0.07	0.09	0.00	98.19
B14-9-point13	amph	40.70	2.91	12.71	10.68	0.11	14.29	12.08	2.08	1.20	0.08	0.08	96.92
B14-9-point14	amph	41.12	2.86	12.30	10.90	0.17	14.07	12.37	2.24	1.10	0.11	0.00	97.24
B14-9-point15	amph	41.19	2.60	12.17	11.80	0.13	14.22	11.76	2.13	1.22	0.01	0.00	97.23
B14-9-point16	amph	41.02	2.95	12.44	9.43	0.07	15.31	12.02	2.36	1.18	0.00	0.08	96.84
B14-9-point17	amph	41.28	3.01	12.58	9.52	0.11	14.97	12.00	2.24	1.19	0.00	0.09	96.99
B14-9-point18	amph	52.53	0.50	2.93	13.73	0.53	14.71	11.93	0.41	0.13	0.00	0.12	97.52
B14-9-point19	amph	41.06	3.02	12.49	11.17	0.13	13.91	11.91	2.35	1.13	0.08	0.01	97.27
B14-9-point20	amph	41.01	2.99	12.74	11.08	0.13	14.38	11.95	2.26	1.12	0.00	0.02	97.69
B14-9-point21	amph	40.89	2.96	12.45	11.25	0.23	13.68	11.96	2.35	1.21	0.00	0.04	97.02
B14-9-point22	amph	40.05	2.98	12.40	11.56	0.13	14.07	12.16	2.22	1.21	0.00	0.01	96.80
B14-9-point23	amph	51.94	0.35	3.58	12.14	0.43	15.92	12.90	0.32	0.07	0.08	0.00	97.74
B14-9-point24	amph	37.59	0.06	22.65	11.46	0.18	0.03	23.40	0.03	0.00	0.00	0.01	95.40
BA-13-1a-point45	px	51.91	0.36	1.47	10.87	0.32	14.45	20.91	0.29	0.00	0.00	0.00	100.57
BA-13-1a-point46	px	51.15	0.78	2.50	9.40	0.29	14.76	20.81	0.23	0.00	0.00	0.00	99.93
BA-13-1a-point47	px	52.32	0.44	0.67	10.85	0.34	14.38	21.18	0.23	0.00	0.00	0.00	100.41
BA-13-1a-point48	px	52.48	0.41	0.73	10.97	0.35	14.20	21.06	0.26	0.00	0.00	0.03	100.49
BA-13-1a-point49	px	52.07	0.48	1.16	11.38	0.33	14.54	20.63	0.25	0.02	0.00	0.04	100.90
BA-13-1a-point50	px	51.13	0.80	2.38	9.97	0.30	14.99	20.20	0.31	0.00	0.00	0.08	100.16
BA-13-1a-point51	px	50.91	0.73	2.25	10.60	0.33	14.20	20.20	0.31	0.00	0.02	0.00	99.56
B-9-point-108	plg	58.92	0.00	24.40	0.22	0.03	0.00	7.87	5.75	0.73	0.01	0.00	97.94
B-9-point-109	px	49.25	0.70	4.28	8.53	0.20	14.91	20.73	0.31	0.00	0.00	0.21	99.12
B-9-point-110	px	49.57	0.69	5.15	8.71	0.13	14.90	20.14	0.36	0.00	0.00	0.13	99.78
B-9-point-111	px	49.76	0.61	4.69	8.03	0.20	15.27	21.03	0.34	0.00	0.04	0.46	100.43
B-9-point-112	px	49.20	0.64	5.08	8.39	0.24	14.97	20.40	0.36	0.00	0.00	0.15	99.42
B-9-point-113	px	51.29	0.71	1.90	9.74	0.25	15.19	20.79	0.26	0.00	0.02	0.03	100.19

ادامه پیوست (۴)

Label	Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOT	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ZnO	Cr ₂ O ₃	Total
BA14_point 1	olivine	SiO2	0.07	21.76	23.11	0.62	10.08	4.08	0.02	0.00	0.04	0.00	99.66
BA14_point 2	px	52.10	0.57	2.87	4.66	0.13	15.32	23.02	0.22	0.01	0.59	0.00	99.48
BA14_point 3	px	52.55	0.40	1.70	5.20	0.07	16.07	22.39	0.13	0.01	0.27	0.20	98.99
BA14_point 4	px	50.73	0.84	3.57	5.34	0.07	14.95	22.92	0.14	0.00	0.59	0.00	99.14
BA14_point 6	olivine	40.59	0.01	0.00	12.38	0.16	43.90	0.19	0.00	0.00	0.03	0.00	97.27
BA14_point 9	iddingsite	40.92	0.00	0.01	12.80	0.19	43.88	0.23	0.03	0.00	0.07	0.00	98.15
BA14_point 10	iddingsite	49.76	0.00	1.29	12.27	0.03	23.51	0.22	0.07	0.27	0.00	0.10	87.54
BA14_point 12	olivine	41.82	0.02	0.06	9.40	0.09	46.50	0.08	0.01	0.00	0.06	0.00	98.02
BA12_point 13	olivine	41.83	0.01	0.06	9.43	0.11	46.48	0.10	0.01	0.00	0.02	0.00	98.06
BA12_point 14	px	52.91	0.66	3.21	5.85	0.18	14.23	21.53	0.34	0.01	0.02	0.00	98.96
BA12_point 15	px	49.94	0.79	5.19	7.10	0.19	14.00	21.55	0.41	0.01	0.14	0.00	99.32
BA12_point 18	px	53.29	0.64	3.41	7.48	0.21	13.49	19.93	0.43	0.00	0.03	0.11	99.02
BA12_point 19	px	51.66	0.73	3.12	6.45	0.19	14.87	22.24	0.48	0.01	0.10	0.00	99.85
BA12_point 20	px	56.64	0.75	2.17	8.69	0.24	12.79	18.55	0.27	0.00	0.03	0.00	100.13
BA12_point 21	px	56.41	0.82	2.24	8.79	0.32	12.76	18.48	0.29	0.00	0.13	0.04	100.27
BA12_point 23	px	49.90	0.48	1.69	6.23	0.26	16.01	21.35	0.32	0.00	0.01	0.12	96.37
BA12_point 24	px	52.27	0.93	1.77	12.24	0.39	16.73	17.31	0.38	0.01	0.07	0.00	102.11
BA11_point 26	px	51.54	1.11	2.34	9.67	0.25	13.45	21.12	0.29	0.00	0.00	0.01	99.79
BA11_point 27	px	51.59	1.09	2.78	9.43	0.33	13.68	21.03	0.29	0.00	0.04	0.07	100.34
BA11_point 28	px	52.87	0.20	0.47	24.06	0.67	20.03	1.34	0.00	0.00	0.00	0.08	99.72
BA11_point 30	px	53.14	0.43	1.10	10.71	0.33	13.96	20.32	0.23	0.00	0.05	0.00	100.27
BA11_point 31	px	52.76	0.51	1.71	9.95	0.31	13.56	21.51	0.22	0.01	0.03	0.00	100.59
B14-7-point1	plg	46.26	0.00	32.39	0.61	0.09	0.00	17.40	1.75	0.02	0.12	0.05	98.70
B14-7-point2	plg	46.12	0.00	30.92	0.59	0.01	0.02	17.12	1.71	0.07	0.00	0.00	96.56
B14-7-point3	plg	48.93	0.02	20.39	11.52	0.18	5.03	5.63	3.51	0.38	0.07	0.00	95.67
B14-7-point4	plg	47.42	0.02	31.59	0.68	0.02	0.01	16.50	2.38	0.05	0.00	0.01	98.68
B14-7-point5	px	45.96	0.05	32.27	0.66	0.00	0.05	17.74	1.58	0.05	0.00	0.07	98.43
B14-7-point6	px	45.53	0.01	32.15	0.71	0.01	0.03	17.76	1.61	0.05	0.07	0.06	97.98

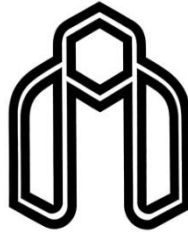
مقالات مستخرج از پایان نامه

- ۱- پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی ائوسن در منطقه جیرنده (شمال غرب قزوین). چهاردهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین. دانشگاه ارومیه، شهریور ۱۳۸۹.
- ۲- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای نفوذی در منطقه جیرنده (شمال غرب قزوین). هجدهمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران. گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز، شهریور ۱۳۸۹.
- ۳- جایگاه زمین ساختی تشکیل سنگهای آتشفشانی ائوسن در منطقه جیرنده (شمال غرب قزوین). بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، تهران، بهمن ۱۳۸۹.

Abstract

The study area is located in northwest of Qazvin, northeast of Loshan, in the western Alborz structural zone. Based on the field and petrographical studies and chemical classification diagrams, lithological units of this district are composed of submarine pyroclastics (including tuff, lapilli tuff and epiclastic deposits), middle-upper Eocene lavas (including olivine basalt, trachyte, trachyandesite, andesite, rhyolite and dacite) and intrusive rocks belong to post-eocene, probably oligo-miocene (including olivine-gabbros, diorite and monzodiorite). Evidences of continuous changes in minerals, such as appearance and disappearance of some minerals, sieve texture, corrosion gulls, burned rims in amphiboles and biotites and rounding of mineral margins could be observed in petrographical studies. These characteristics, along with sample trends in major, minor and trace elements variation diagrams, indicate that these rocks have been related by fractional crystallization. Dacitic and rhyolitic rocks, does not follow the patterns of the other volcanic rocks in chemical diagrams. However, these rocks have another origin, probably partial melting of continental crust due to injection of an high temperature basic magma into them. Geochemical features, along with trace elements, spider and discrimination diagrams, show an high-K calc-alkaline magmatic assemblage and a continental arc tectonomagmatic model of subduction zones for these rocks. The studied rocks have a composition, specially in La and Sm concentrations like melts derived from enriched mantle, and plots in the field of 10-20 percent partial melting of a garnet-spinel lherzolitic source in 90-110 km depths.

Key words: Qazvin, Alborz zone, intrusive and volcanic rocks, eocene, potassic calc-alkaline magmatism



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology

MSc thesis

**Petrology and volcanic facies analysis in south of Jirandeh,
East of Lushan, Northwest of Qazvin**

S.Somayeh Teimouri

Supervisors:
Dr. H.Ghasemi
Dr. Asiabanha

March 2011

