

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی
پایان‌نامه کارشناسی ارشد

شیمی کانی و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور در سنگ‌های آتشفشانی منطقه عباس‌آباد
(شرق شاهرود)

نگارنده
محبوبه عرب‌زاده بنی‌اسدی

استاد راهنما
دکتر حبیب‌اله قاسمی

بهمن ۱۳۹۶

شماره: ۱۲۸۴
تاریخ: ۱۶/۱۱/۹۶

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خاتم محبوبه عربزاده بنی اسدی با شماره دانشجویی ۹۴۱۲۱۶۴ رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان شیمی کانی و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور در سنگ های آتشفشانی عباس آباد (شرق شاهرود) که در تاریخ ۱۳۹۶/۱۱/۱۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ مردود ☒ قبول (با درجه: عالی)			
☐ نظری ☒ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر حبیب اله قاسمی	استاد تمام	
۲- استاد راهنمای دوم	-	-	-
۳- استاد مشاور	-	-	-
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر عزیز اله طاهری	استاد	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر فرج اله فردوست	استادیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر مهدی رضایی	استادیار	



نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده:

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تقدیم به مهربان فرشتگانی که

لحظات ناب باور بودن، لذت و غرور دانستن، جسارت خواستن، عظمت رسیدن و تمام تجربه های یکتا و زیبای
زندگیم، مدیون حضور سبز آنهاست

تقدیم به خانواده عزیزم

و با سپاس از زحمات استاد راهنمای مهربان و کرامت‌آفرین

جناب آقای دکتر حبیب اله قاسمی

چرا که بدون راهنمایی های ارزنده ایشان تهیه این پایان نامه بسیار مشکل بود

بهچنین از دوستان بزرگوارم زهر اشیدانی، سیاتوکی، محبوبه طالبی زاده و حدیقه خاتون کاظمی که در این راه همواره همراه و یاورم بوده اند؛ کمال تشکر و قدردانی

را دارم.

محبوبه عرب زاده، بهمن ماه ۱۳۹۶

چکیده

نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد- داورزن در شرق شاهرود شامل تناوبی از سنگ‌های بازالتی- آندزیتی و آذرآواری‌های وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی به سن ائوسن است، که در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. طیف ترکیبی سنگ‌ها شامل الیوین‌بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیتی‌بازالت، تراکی‌آندزیت و آندزیت با بافت‌های هیالومیکرولیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلوپورپورفیری، تراکیتی و غربالی هستند. کانی‌های اصلی سنگ‌ها شامل کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه مقادیر فرعی الیوین و گاهی آمفیبول می‌باشند. ترکیب پیروکسن‌ها از اوژیت تا دیوپسید (Wo_{43-48} En_{37-45} Fs_{10-19})، ترکیب پلاژیوکلازها نیز از آندزین تا بیتونیت ($An_{28.14}$ - $An_{84.33}$) و ترکیب اکسیدهای آهن- تیتان از نوع تیتانومگنتیت و مگنتیت است. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها بیانگر سرشت کالکوالکالن- آلکالن، فوگاسیته بالای اکسیژن و ترکیب بازالتی ماگمای برخاسته از گوشته در یک جایگاه کششی درون کمانی از یک گوشته محل منبع نوع OIB است. برآوردهای دما- فشارسنجی بر روی کانی کلینوپیروکسن بیانگر محدوده دمایی ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲ تا ۱۵ کیلوبار برای تبلور ماگما در سه ایستگاه مرز گوشته- پوسته (عمق حدود ۴۵ کیلومتری)، پوسته میانی (عمق ۳۰ تا ۲۷ کیلومتری) و پوسته بالایی (عمق ۱۵ تا ۱۲ کیلومتری) است.

کلمات کلیدی: شیمی کانی، زمین‌شیمی، سنگ‌های آتشفشانی، ائوسن، عباس‌آباد، شاهرود.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

- شیمی کانی و تعیین شرایط فیزیکی تبلور در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه عباس‌آباد (شرق شاهرود)، بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، بهمن ماه ۱۳۹۵.

- شیمی کانی و شیمی ایزوتوپی سنگ کل: روزنه‌ای به پتروژنز بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، شرق شاهرود، همایش ماگماتیسم و سنوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران، دی ماه ۱۳۹۶.

- نقش آلایش پوسته‌ای در تحول ماگمای سنگ‌های بازالتی ائوسن نوار ماگمایی عباس‌آباد (شمال شرق شاهرود)، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد، بهمن ماه ۱۳۹۶.

- شیمی کانی و شیمی ایزوتوپی سنگ کل: روزنه‌ای به پتروژنز بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، شرق شاهرود، فصل نامه زمین‌شناسی ایران. (در حال داوری).

- Mineral Chemistry and Evaluation of the Physico-chemical Conditions of Crystallisation in the Abbasabad Eocene Volcanic rocks, northern Iran. **Journal of Asian Earthsciences**.

فهرست مطالب

فصل اول کلیات

- ۱-۱- مقدمه..... ۲
- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه ۲
- ۳-۱- راه‌های ارتباطی ۳
- ۴-۱- جغرافیای انسانی ۴
- ۵-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی ۵
- ۶-۱- ژئومورفولوژی منطقه ۶
- ۷-۱- تاریخچه مطالعات قبلی در منطقه و مناطق اطراف ۸
- ۸-۱- هدف مطالعه..... ۱۳
- ۹-۱- روش‌های مطالعاتی..... ۱۳

فصل دوم زمین شناسی عمومی منطقه

- ۱-۲- مقدمه..... ۱۶
- ۲-۲- ماگماتیسم ائوسن در ایران مرکزی..... ۱۹
- ۳-۲- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه ۲۲
- ۱-۳-۲- شیل و ماسه سنگ زیرین..... ۲۴
- ۲-۳-۲- نهشته‌های آذرآواری..... ۲۵
- ۳-۳-۲- لاپیلی کریستال توف ۲۸
- ۴-۳-۲- تراکی‌بازالت با میان لایه‌ی الیوین‌بازالتی ۲۸
- ۵-۳-۲- آهک نومولیت‌دار..... ۳۰
- ۶-۳-۲- تراکی‌آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌بازالت‌ها..... ۳۳
- ۷-۳-۲- آهک توفی..... ۳۴
- ۸-۳-۲- کنگلومرای چندزادی..... ۳۵

- ۳۶..... ۲-۳-۹- شیل و ماسه سنگ‌های بالایی
- ۳۷..... ۲-۳-۱۰- مارن‌های آهکی
- ۳۸..... ۲-۳-۱۱- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری
- ۳۸..... ۲-۳- تکتونیک کلی منطقه
- ۴۲..... ۲-۴- پتانسیل اقتصادی یا معدنی منطقه
- ۴۲..... ۲-۴-۱- مس
- ۴۴..... ۲-۴-۲- آهن
- ۴۵..... ۲-۴-۳- زئولیت

فصل سوم: پتروگرافی

- ۴۸..... ۳-۱- مقدمه
- ۴۹..... ۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی
- ۵۰..... ۳-۲-۱- الیوین‌بازالت‌ها
- ۵۳..... -کانی‌های اصلی
- ۵۸..... -کانی‌های فرعی
- ۶۰..... -کانی‌های ثانویه
- ۶۴..... ۳-۲-۲- تراکی‌بازالت‌ها
- ۶۵..... -کانی‌های اصلی
- ۶۸..... -کانی‌های فرعی
- ۶۸..... -کانی‌های ثانویه
- ۶۹..... ۳-۲-۳- تراکی‌آندزیت‌بازالت
- ۶۹..... -کانی‌های اصلی
- ۷۲..... -کانی‌های فرعی
- ۷۳..... -کانی‌های ثانویه

۷۳	 تراکی آندزیت‌ها. ۴-۲-۳
۷۴	 کانی‌های اصلی ۴-۲-۳
۷۷	 کانی‌های فرعی ۴-۲-۳
۷۷	 کانی‌های ثانویه ۴-۲-۳
۷۸	 کریستال لاپیلی‌توف. ۵-۲-۳
۷۹	 کانی‌های اصلی ۵-۲-۳
۷۹	 کانی‌های ثانویه ۵-۲-۳

فصل چهارم: شیمی کانی و دما - فشارسنجی

۸۱	 مقدمه ۱-۴
۸۲	 ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه. ۲-۴
۸۲	 شیمی کلینوپیروکسن ۱-۲-۴
۹۰	 تعیین سری ماگمایی کلینوپیروکسن. ۱-۲-۴
۹۰	 الف- نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 ۱-۲-۴
۹۰	 ب- نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ۱-۲-۴
۹۰	 ت- نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Na}$ در برابر Al ۱-۲-۴
۹۱	 پ- نمودار Ti در برابر $\text{Ca}+\text{Na}$ ۱-۲-۴
۹۲	 تعیین محیط تکتونیکی کلینوپیروکسن. ۲-۱-۲-۴
۹۳	 الف- نمودار F1-F2 ۲-۱-۲-۴
۹۳	 ب- نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 ۲-۱-۲-۴
۹۴	 پ- نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} ۲-۱-۲-۴
۹۴	 ت- نمودار Ti در برابر $\text{Ca}+\text{Na}$ ۲-۱-۲-۴
۹۵	 ث- نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}$ در برابر Ca ۲-۱-۲-۴
۹۵	 ج- نمودار Ti در برابر Al ۲-۱-۲-۴

۹۵.....	ح- نمودار Ti در برابر Ca.....
۹۹.....	۴-۲-۲- شیمی پلاژیوکلاز.....
۱۰۳.....	۴-۲-۳- شیمی کانی‌های کدر.....
۱۰۴.....	۴-۳- تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی.....
۱۰۴.....	۴-۳-۱- دما- فشارسنجی (Thermobarometry).....
۱۰۵.....	۴-۳-۱-۱- دما- فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن به روش سنوسو (۱۹۹۷).....
۱۰۶.....	۴-۳-۱-۲- دما- فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن به روش پاتیرکا (۱۹۹۶).....
۱۰۸.....	۴-۳-۱-۳- دما- فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن به روش پاتیرکا (۲۰۰۳).....
۱۱۰.....	۴-۳-۱-۴- دما- فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن به روش پاتیرکا (۲۰۰۸).....
۱۱۳.....	۴-۴- تعیین فوگاسیته اکسیژن.....
۱۱۴.....	۴-۵- مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن.....

فصل پنجم: ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز

۱۱۹.....	۵-۱- مقدمه.....
۱۱۹.....	۵-۲- ژئوشیمی ایزوتوپی Rb و Sr.....
۱۲۱.....	۵-۳- ژئوشیمی ایزوتوپی Nd و Sm.....
۱۲۳.....	۵-۴- کاربرد نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی Sr-Nd.....
۱۲۳.....	۵-۵- ویژگی‌های ایزوتوپی منابع گوشته‌ی.....
۱۲۷.....	۵-۶- ویژگی خاستگاه بازالت‌های عباس‌آباد.....
۱۲۹.....	۵-۷- جایگاه زمین‌ساختی.....
۱۳۰.....	۵-۷-۱- نمودار Hf-Nb-Th.....
۱۳۱.....	۵-۷-۲- نمودار Zr/4-2*Nb-Y.....
۱۳۱.....	۵-۷-۳- نمودار MnO-TiO ₂ -P ₂ O ₅
۱۳۱.....	۵-۷-۴- نمودار Nb/Th در برابر Nb.....

۱۳۲.....	۵-۷-۵- نمودار Zr/Y در برابر Zr
۱۳۳.....	۵-۸- بررسی ویژگی‌های محل منشأ
۱۳۴.....	۵-۸-۱- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در برابر La/Sm
۱۳۴.....	۵-۸-۲- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb
۱۳۴.....	۵-۸-۳- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Y در برابر Zr
۱۳۵.....	۵-۸-۴- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Ce/Sm در برابر Sm/Yb
۱۳۶.....	۵-۹- نقش آرایش پوسته‌ای

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات

۱۳۹.....	۶-۱- نتیجه گیری
۱۴۳.....	۶-۲- پیشنهادات
۱۴۴.....	منابع
۱۵۷.....	پیوست

فهرست شکل‌ها

فصل اول: کلیات

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).....	۳
شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).....	۴
شکل ۱-۳- موقعیت منطقه عباس‌آباد بر روی تصویر ماهواره ای (ماهواره‌ی لندست).....	۷
شکل ۱-۴- موقعیت منطقه داورزن بر روی تصویر ماهواره‌ای (ماهواره‌ی لندست).....	۷

فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی منطقه

- شکل ۱-۲- جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ- هیمالیا (آقانباتی ۱۳۸۵)..... ۱۷
- شکل ۲-۲- موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه زون‌های ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)..... ۱۷
- شکل ۳-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه عباس‌آباد، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۱۸
- شکل ۴-۲- ستون کلی چینه شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس) از قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)..... ۲۴
- شکل ۵-۲- نمایی از شیل و ماسه سنگ زیرین به سن الیگوسن..... ۲۵
- شکل ۶-۲- نمای کلی از نهشته‌های آذرآواری منطقه..... ۲۵
- شکل ۷-۲- نمایی از واحد آگلومرایبی در شمال غرب منطقه..... ۲۶
- شکل ۸-۲- فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در واحدهای آذرآواری..... ۲۶
- شکل ۹-۲- طبقه بندی توف‌ها برگرفته شده از فراست (۲۰۱۴)..... ۲۷
- شکل ۱۰-۲- تقسیم بندی چندتایی سنگ‌های آذرآواری بر اساس نسبت‌های بمب، بلوک، لاپیلی و خاکستر، برگرفته شده از لومتر (۲۰۰۲)..... ۲۷
- شکل ۱۱-۲- الف- وجود فنوکریست‌های پیروکسن در بازالت که با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است..... ۲۹
- شکل ۱۱-۲- ب- وجود زینولیت‌ها با ساخت شعاعی در بازالت‌های پیروکسن پورفیری..... ۳۰
- شکل ۱۲-۲- تصویری از گدازه‌های بازالتی و آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه..... ۳۰
- شکل ۱۳-۲- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL)..... ۳۱
- شکل ۱۳-۲- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) برگرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹)..... ۳۲
- شکل ۱۴-۲- تصویری از میکروفسیل‌های موجود در سنگ آهک منطقه مورد مطالعه..... ۳۲
- شکل ۱۵-۲- تصویری از گردشگری مگافنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه..... ۳۴
- شکل ۱۶-۲- تصویری از ساخت مگاپورفیری جریان‌ی و در سنگ‌های تراکی آندزیتی بازالتی منطقه مورد مطالعه..... ۳۴
- شکل ۱۷-۲- نمایی از فرسایش پوست پیازی درون واحد تراکی آندزیتی بازالت..... ۳۴
- شکل ۱۸-۲- حضور میکروفسیل‌های فراوان در واحد آهک توفی..... ۳۵

- شکل ۲-۱۹- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردش‌دگی متوسط و جورشدگی ضعیف با سیمان آهکی..... ۳۶
- شکل ۲-۲۰- تصویری از کنگلومرای چندزادی ۳۶
- شکل ۲-۲۱- نمایی از تناوب شیل و ماسه سنگ ائوسن- الیگوسن..... ۳۷
- شکل ۲-۲۲- تصویری از مارن‌های آهکی با تناوبی از شیل و ماسه سنگ‌های نازک لایه الیگوسن- میوسن جاده، روستای کلاته سادات به فرومد ۳۷
- شکل ۲-۲۳- تصویری از واحد کواترنری موجود در منطقه مورد مطالعه (الهیاری، ۱۳۸۹)..... ۳۸
- شکل ۲-۲۴- نمایی از گسل‌ها و چین‌های منطقه‌ی عباس‌آباد برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد، برگرفته از الهیاری (۱۳۸۹)..... ۴۰
- شکل ۲-۲۵- تصویری از درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای ماسه سنگی موجود در منطقه عباس‌آباد ۴۱
- شکل ۲-۲۶- تصویری از دایک موجود در جاده‌ی عباس‌آباد- فرومد (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۴۱
- شکل ۲-۲۷- تصویری از دایک‌های موجود در جاده‌ی عباس‌آباد- فرومد ۴۲
- شکل ۲-۲۸- تصویری از کانه‌زایی مس در منطقه عباس‌آباد شاهرود..... ۴۳
- شکل ۲-۲۹- تصویری از کانه‌زایی آهن (هماتیت، مگنتیت) در منطقه عباس‌آباد (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۴۴
- شکل ۲-۳۰- تصویری از ژئولیت با بافت شعاعی درون حفره‌ی تراکی‌آندزیتی در مسیر جاده‌ی شاهرود- عباس‌آباد..... ۴۵
- شکل ۲-۳۱- تصویری از رگه ژئولیت در واحد تراکی‌آندزیتی در مسیر جاده‌ی شاهرود- عباس‌آباد..... ۴۶
- شکل ۲-۳۲- نتایج حاصل از آنالیز XRD بر روی نمونه‌های ژئولیتی منطقه‌ی مورد مطالعه برگرفته از الهیاری (۱۳۸۹)..... ۴۶

فصل سوم: پتروگرافی

- شکل ۳-۱- تصاویری از بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ الیوین بازالتی محدوده‌ی مورد مطالعه در نور Xpl ۵۴
- شکل ۳-۲- تصویری از ماکل ساعت شنی و منطقه بندی در بلور پیروکسن موجود در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL ۵۵
- شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای الیوین به صورت اذخال در بلورهای پیروکسن موجود در سنگ الیوین بازالتی با بافت

- گلو موروپور فیری منطقه مورد مطالعه در نور XPL ۵۵
- شکل ۳-۴- تصویری از ادخال پلاژیوکلاز در زمینه پیروکسن با ساختار منطقه بندی در سنگ الیوین بازالتی با بافت
جریانی در نور XPL ۵۵
- شکل ۳-۵- تصویری از منطقه بندی در بلورهای خود شکل پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی با بافت میکرو لیتی پور فیری
در نور ۵۵
- شکل ۳-۶- تصویری از خلیج خوردگی بلورهای پیروکسن در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL ۵۵
- شکل ۳-۷- تصویری از تجمع فنوکریست های پیروکسن و ایجاد بافت گلو موروپور فیری در الیوین بازالت
در نور XPL ۵۵
- شکل ۳-۸- تصویری از کلریتی و ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین در سنگ الیوین بازالتی در نور XPL ۵۶
- شکل ۳-۹- بلورهای الیوین در داخل کلینوپیروکسن در سنگ الیوین بازالت در نور XPL ۵۷
- شکل ۳-۱۰- تصویری از هماتیت با ظاهر اسکلتی در الیوین بازالت در نور انعکاسی ۵۹
- شکل ۳-۱۱- تصویری از مگنتیت در الیوین بازالت در نور انعکاسی ۵۹
- شکل ۳-۱۲- تصویری از حضور ادخال کانی های اپک در کلینوپیروکسن در نور XPL ۵۹
- شکل ۳-۱۳- تصویری از حضور کانی اپک با بافت اینترگرانولار در الیوین بازالت در نور XPL ۵۹
- شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور ادخال کانی های آپاتیت در کلینوپیروکسن در نور XPL ۶۰
- شکل ۳-۱۵- تصویری از ژئولیت زایی با بافت شعاعی در سنگ های الیوین بازالتی در نور XPL
(بر گرفته از برزگری ۱۳۹۴) ۶۲
- شکل ۳-۱۶- تصویری از ایدنگزیتی شدن یک فنوکریست الیوین در نور XPL ۶۳
- شکل ۳-۱۷- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت در بازالت های بلبکس در ماسیو سانترال فرانسه
(ولچ و بنفیلد، ۲۰۰۲) ۶۳
- شکل ۳-۱۸- تجمع فنوکریست های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلو موروپور فیری در تراکی بازالت در نور XPL ۶۵
- شکل ۳-۱۹- تصویری از بافت گلو موروپور فیری حاصل تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ های تراکی بازالتی
در نور XPL ۶۵
- شکل ۳-۲۰- تصویری از بافت پور فیری در تراکی بازالت در نور XPL ۶۵

- شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست پیروکسن دارای بافت غربالی در نور XPL..... ۶۵
- شکل ۳-۲۲- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ابعاد بسیار بزرگ در تراکی‌بازالت در نور XPL..... ۶۶
- شکل ۳-۲۳- تصویری از منطقه بندی بلور پیروکسن موجود در سنگ‌های تراکی‌بازالتی در نور XPL..... ۶۷
- شکل ۳-۲۴- تصویری از بلور پیروکسن با اذخال‌هایی از کانی اپک و پیروکسن و بافت پورفیری، در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی‌بازالتی در نور XPL..... ۷۰
- شکل ۳-۲۵- تصویری از اذخال‌های پلاژیوکلاز در پیروکسن موجود در سنگ تراکی‌آندزیتی‌بازالتی موجود در منطقه در نور XPL (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۷۰
- شکل ۳-۲۶- تصویری از فنوکریست‌های ایدنگزیتی شده الیوین در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی‌بازالتی موجود در منطقه در نور XPL..... ۷۱
- شکل ۳-۲۷- تصویری از اذخال‌های اپک در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی‌بازالتی موجود در منطقه در نور XPL..... ۷۱
- شکل ۳-۲۸- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی‌بازالتی در نور XPL..... ۷۱
- شکل ۳-۲۹- تصویری از کانی آپاتیت و اپک در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی‌بازالتی در نور XPL..... ۷۲
- شکل ۳-۳۰- تصویری از خلیج خوردگی و ماکل در بلورهای پلاژیوکلاز در نور XPL..... ۷۴
- شکل ۳-۳۱- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL..... ۷۴
- شکل ۳-۳۲- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع عرضی که دارای اذخالی از آپاتیت در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL (برگرفته از برزگری، ۱۳۹۴)..... ۷۴
- شکل ۳-۳۳- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع طولی، که در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL (برگرفته از برزگری، ۱۳۹۴)..... ۷۴
- شکل ۳-۳۴- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL..... ۷۵
- شکل ۳-۳۵- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL..... ۷۶
- شکل ۳-۳۶- تصویری از گردش‌دگی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ تراکی‌آندزیتی در نور XPL (برگرفته از برزگری)..... ۷۶

شکل ۳-۳۷- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی که شکستگی‌های آن توسط رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز با بافت شانه‌ای پر شده است. نور XPL (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۷۸

شکل ۳-۳۸- تصویری از حضور کانی ثانویه آنالسیم و کلسیت که حفرات موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی را پر می‌کند نور XPL (برگرفته از برزگری ۱۳۹۴)..... ۷۸

شکل ۳-۳۹- تصویری از حضور کانی ثانویه کلسیت در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL..... ۷۸

شکل ۳-۴۰- تصویری از زمینه شیشه‌ای کریستال لیتیک توف در نور XPL..... ۷۸

شکل ۳-۴۱- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در کریستال لاپیلی توف XPL، (برگرفته از الهیاری ۱۳۸۹)..... ۷۹

فصل چهارم: شیمی کانی و دما- فشارسنجی

شکل ۴-۱- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA5..... ۸۳

شکل ۴-۲- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA8..... ۸۴

شکل ۴-۲- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA8..... ۸۴

شکل ۴-۳- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA10..... ۸۵

شکل ۴-۴- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA3..... ۸۵

شکل ۴-۵- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، الف) - نمودار J-Q (ب) در نمودار En-Wo-Fs Morimoto (1988)..... ۸۶

شکل ۴-۶- تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی عباس‌آباد، در نمودار Mg# در برابر عناصر Na, Fe³⁺, Mn, Ti, Al, Fe²⁺, Si, Ca, Mg بر پایه apfu..... ۸۸

شکل ۴-۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، الف) نمودار Al-Si و ب) نمودار Ti در مقابل Al^{IV}..... ۸۹

شکل ۴-۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار میزان SiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)..... ۹۱

شکل ۴-۹- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار میزان TiO₂ در برابر Al₂O₃ (Le Bas, 1962)..... ۹۱

- شکل ۴-۱۰- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار $Ti+Cr+Na$ در Al (Berger et al., 2005) ۹۲
- شکل ۴-۱۱- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در مقابل $Ca+Na$ (Leterrier, 1982) ۹۲
- شکل ۴-۱۲- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار F_1-F_2 (Nisbet and Pearce, 1977) ... ۹۶
- شکل ۴-۱۳- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار SiO_2 در مقابل Al_2O_3 (Le Bas, 1962) ۹۶
- شکل ۴-۱۴- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Al^{IV} و Al^{VI} (Aoki and Shiba, 1973) ۹۶
- شکل ۴-۱۵- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در برابر $Ca+Na$ ارائه شده توسط لتریر و همکاران (Leterrier et al. 1982) ۹۶
- شکل ۴-۱۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca ارائه شده توسط لتریر و همکاران (۱۹۸۲) ۹۷
- شکل ۴-۱۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در برابر Al ارائه شده (Le terrier et al. 1982) ۹۷
- شکل ۴-۱۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در مقابل Ca Sun and Bertrand, (1991) ۹۷
- شکل ۴-۱۹- نمایش پلاژیوکلازهای مورد بررسی در نمودار $Ab-An-Or$ (Deer 1992) ۱۰۰
- شکل ۴-۲۰- تصاویر BSE مربوط به نمونه $MA1$ ۱۰۰
- شکل ۴-۲۰- تصاویر BSE مربوط به نمونه $MA1$ ۱۰۱
- شکل ۴-۲۱- تصاویر BSE مربوط به نمونه $MA2$ ۱۰۱
- شکل ۴-۲۲- تصاویر BSE مربوط به نمونه $MA3$ ۱۰۲
- شکل ۴-۲۳- نمودار رده بندی $FeO-Fe_2O_3-TiO_2$ از (Butler, 1992)، برای نمایش اکسیدهای مختلف آهن- تیتان در بازالت‌های منطقه عباس‌آباد ۱۰۴
- شکل ۴-۲۴- برآورد دمای تبلور کلینوپیروکسن در بازالت‌های عباس‌آباد به روش Seosoo A, (1997) ۱۰۶

- شکل ۴-۲۵- برآورد فشار تبلور کلینوپیروکسن در بازالت‌های عباس‌آباد به روش Seosoo A, (1997)..... ۱۰۶
- شکل ۴-۲۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al., (1996)..... ۱۰۹
- شکل ۴-۲۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al., (2003)..... ۱۰۹
- شکل ۴-۲۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Putirka, (2008)..... ۱۱۲
- شکل ۴-۲۹- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al., (2008)..... ۱۱۲
- شکل ۴-۳۰- برآورد دما تک- کلینوپیروکسن منطقه به روش Putirka K, (2008)..... ۱۱۳
- شکل ۴-۳۱- برآورد فشار تک- کلینوپیروکسن منطقه به روش Putirka k, (2008)..... ۱۱۳
- شکل ۴-۳۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های عباس‌آباد (Shcweitzer, 1979)..... ۱۱۵
- شکل ۴-۳۳- مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن‌ها در آشیانه ماگمایی طبق محاسبات دما- فشارسنجی..... ۱۱۵

فصل پنجم: ژئوشیمی و پتروژنز

- شکل ۵-۱- نمودار ایزوکرون که در آن نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در زمان $t=0$ بر روی محور قائم، و نیز محورهای ایزوتوپی متفاوت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ به نمایش در آمده است، برگرفته از (Allegre, 2008)..... ۱۲۱
- شکل ۵-۲- نموداری ستونی نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی (آلگر، ۲۰۰۸)..... ۱۲۴
- شکل ۵-۳- نمایش نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در مقابل $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه برای بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در (Zindler & Hart, 1986)..... ۱۲۹
- شکل ۵-۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}-\text{Nb}/16$ (Wood, 1980)، برای تقسیم بندی محیط تشکیل سنگ‌های منطقه عباس‌آباد..... ۱۳۲
- شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیک $\text{Zr}/4-2*\text{Nb}-\text{Y}$ ۱۳۲

- (مَشِد، ۱۹۸۶)..... ۱۳۳
- شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار تمایزی $MnO-TiO_2-P_2O_5$
-(Mullen, 1983) ۱۳۳
- شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb
-(بوزتاگ و همکاران، ۲۰۰۷) ۱۳۳
- شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Zr/Y در مقابل Zr
-(pearce and Norry, 1979) ۱۳۳
- شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودارهای تعیین منشأ، ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ، الف- نمودار Sm/Yb در برابر Sm و La/Sm از (Pang et al., 2012). ب- نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb از
-(Thirlwall et al., 1994; Worner & Board, 2003) ۱۳۵
- شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد، الف- نمودار Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ (Sun and McDonough., 1989). ب- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb از
-(Koban, 2007) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ. ۱۳۶
- شکل ۵-۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودارهای La/Nb در برابر La/Sm و Nb/U در برابر Nb از (Yan & Zhao., 2008)..... ۱۳۷

فهرست جداول

فصل سوم: پتروگرافی

- جدول ۳-۱ - علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل عبارتند از
-(برگرفته از قاسمی، ۱۳۹۴) ۵۰

فصل چهارم: شیمی کانی و دما- فشارسنجی

- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی مایکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های عباس‌آباد..... ۹۸

- جدول ۳-۴- نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه عباس‌آباد..... ۱۰۲
- جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش (Putrika, 1996,2003)..... ۱۱۶
- جدول ۴-۵- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش (Putrika, 2008)..... ۱۱۷

فصل پنجم: ژئوشیمی ایزوتوپی و پتروژنز

- جدول ۵-۱- نتایج تجزیه عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد..... ۱۲۹

پیوست

- جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های منطقه عباس‌آباد..... ۱۵۸
- جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه عباس‌آباد..... ۱۶۴
- جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب الکترونی بر روی کانی‌های کدر منطقه عباس‌آباد..... ۱۷۰
- جدول ۴-۲- نتایج نشان‌گر تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های عباس‌آباد..... ۱۷۱
- جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه عباس‌آباد..... ۱۷۲
- جدول ۴-۳- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش پاتیریکا (۱۹۹۶، ۲۰۰۳)..... ۱۷۳
- جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش پاتیریکا (۲۰۰۸)..... ۱۷۴
- جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش پاتیریکا (۱۹۹۶، ۲۰۰۳)..... ۱۷۵
- جدول ۴-۵- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس‌آباد به روش پاتیریکا (۲۰۰۸)..... ۱۸۰

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

نوار آتشفشانی- رسوبی ائوسن عباس آباد- داورزن در شرق شاهرود دربردارنده توالی ضخیمی از سنگ‌های بازالتی- آندزیتی به همراه سنگ‌های رسوبی و آذرآواری است. اگرچه مطالعات زیادی در مورد زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی این سنگ‌ها توسط پژوهشگران مختلفی از جمله آقانباتی (۱۳۴۹)، باروویانت (۱۹۷۰)، مومن زاده و همکاران (۱۹۷۹)، صادق زاده (۱۳۷۷)، رشید (۱۳۷۶)، کهنسال و همکاران (۱۳۸۱)، بادامه (۱۳۸۲)، موسوی (۱۳۸۸)، الهیاری (۱۳۸۹)، قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، قاسمی و رضایی (۲۰۱۵)، و برزگری (۱۳۹۴)، انجام شده است، اما در خصوص ترکیب شیمیایی کانی‌های آن‌ها (پیروکسن، پلاژیورکلاز) هنوز هیچ مطالعه‌ای انجام نشده است. در این پژوهش برای اولین بار، ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی این سنگ‌ها (پیروکسن و پلاژیورکلاز) تعیین و از آن‌ها برای برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور این سنگ‌ها استفاده شده است، زیرا ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین، انعکاسی از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور آنهاست. پس با تعیین این ترکیب و استفاده از معادلات و روابط زمین‌دما- فشارسنجی می‌توان به شرایط تبلور این سنگ‌ها پی برد. در این فصل موقعیت جغرافیایی، راه‌های ارتباطی، آب و هوا و ژئومورفولوژی منطقه مورد بررسی قرار گرفته و در انتها، مطالعات قبلی انجام شده در منطقه و هدف از مطالعه آورده شده است، سپس در فصل‌های آتی در مورد موقعیت زمین‌شناسی، پتروگرافی، شیمی کانی و دما- فشارسنجی، زمین‌شیمی و پتروژنز این سنگ‌ها بحث می‌شود. با استفاده از داده‌های موجود و مطالعات انجام گرفته سعی خواهد شد میزان دما- فشار و جایگاه تکتونیکی آن‌ها نیز مشخص شود.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در استان سمنان بین طول‌های جغرافیایی ۵۶ درجه و ۲۳ دقیقه و ۳۰ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۶ درجه و ۲۱ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی در حاشیه شمال غربی دشت

کویر در مسیر جاده‌ی شاهرود به سبزوار واقع است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی در انتهای شمالی زون ایران مرکزی قرار دارد. فاصله عباس‌آباد تا شاهرود حدود ۱۳۰ کیلومتر است. موقعیت جغرافیایی منطقه به همراه راه‌های ارتباطی در شکل ۱-۱ آورده شده است.

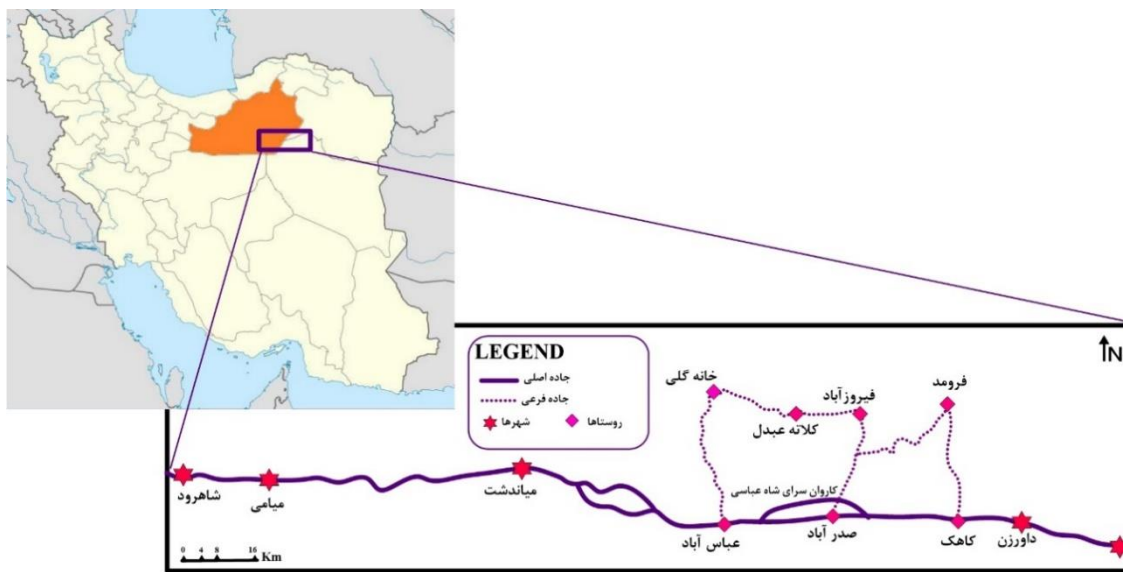


شکل ۱-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده شده است، (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

۱-۳- راه‌های ارتباطی منطقه

بهترین راه ارتباطی منطقه، بزرگراه شاهرود- مشهد است، که منطقه مورد مطالعه عموماً در کناره‌ی شمالی این جاده واقع است. جاده‌های خاکی متعددی برای رسیدن به این منطقه از جاده‌ی اصلی منشعب می‌شوند (شکل ۱-۲). این محدوده، بخشی از نوار ماگمایی کاهک- عباس‌آباد و همچنین میاندشت است که در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی از داورزن در غرب سبزوار تا میامی در شرق شاهرود امتداد داشته و سپس با تغییر جهت به سوی جنوب، به نوار ماگمایی معلم- ترود- بیارجمند در جنوب و جنوب شرق شاهرود متصل می‌شود (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵). دسترسی به محدوده مورد

نظر برای برداشت نمونه در منطقه داورزن- عباس آباد از طریق جاده خاکی عباس آباد به سمت حسین آباد، پل ابریشم و همچنین گذر از آبادی‌های، کلاته سادات علیا، کلاته سادات سفلی و رسیدن به جاده اصلی فرومد است که به بزرگراه شاهرود- سبزوار ختم می‌شود. بزرگراه شاهرود- سبزوار که از وسط این نوار آتشفشانی می‌گذرد، رخنمون‌های زیبایی را از واحدهای سنگی سالم، برای نمونه برداری فراهم کرده است.



شکل ۱-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مود مطالعه و راه‌های دسترسی به آن، منطقه مورد نظر در کادر نشان داده است (اقتباس از سایت اطلس جامع راه‌های ایران).

۴-۱- جغرافیای انسانی

در محدوده‌ی مطالعاتی، عباس آباد یکی از مهمترین آبادی‌های موجود می‌باشد. شغل اکثر مردم این منطقه دامداری است. در این منطقه تعداد محدودی، قنات، چاه، چشمه، آب انبار به چشم می‌خورد. به علت نبود آب و زمین مناسب، کشاورزی رونق چندانی نداشته است، و آب مورد نیاز کشاورزی، از طریق قنات‌ها و چاه‌های عمیق به دست می‌آید. در این منطقه، کمبود آب برای کشت و زرع حائز اهمیت بوده، به طوری

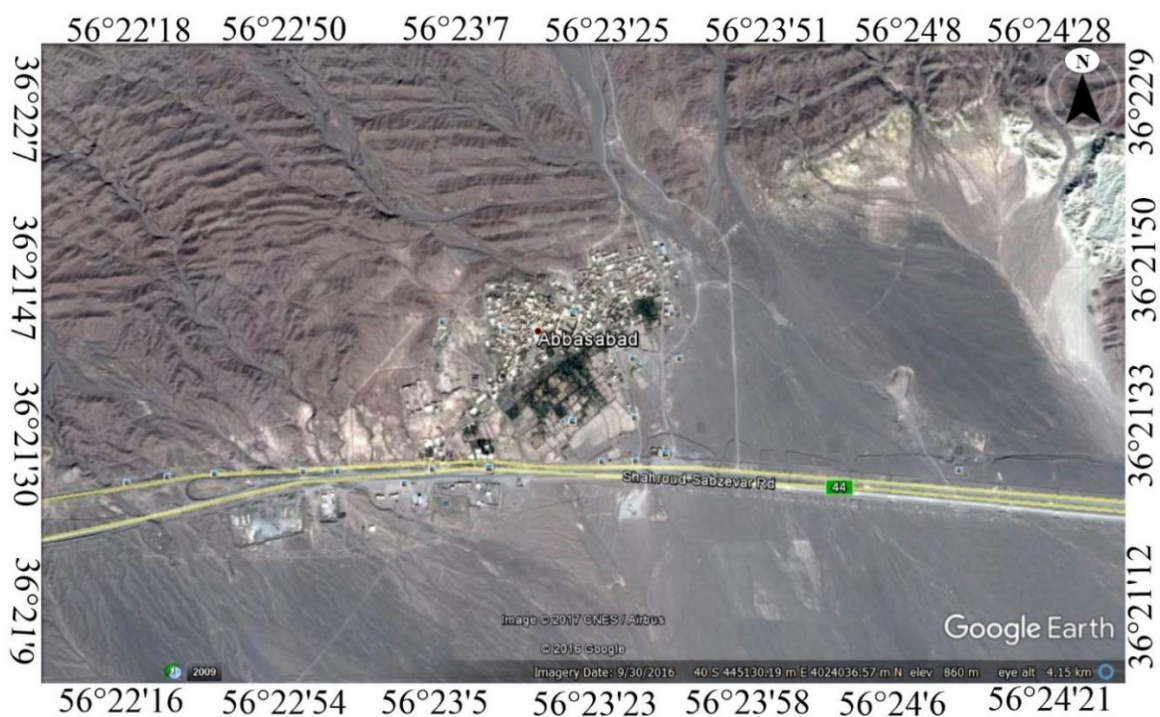
که کشت غالب گندم، پسته، پنبه، چغندر قند و جو از این راه حاصل می‌شده است. بنابراین به دلیل خشک سالی چند سال اخیر، آب اکثر قنات‌ها کم شده و حتی بعضی از آن‌ها نیز خشک شده است. این امر سبب مهاجرت برخی از ساکنین آن منطقه و باعث کاهش جمعیت آن روستا شده است. در گذشته بیشتر درآمد مردم این منطقه، از طریق معدن مس عباس‌آباد فراهم می‌شده است، که این معدن تا اوایل انقلاب فعال بوده اما در حال حاضر متروکه شده است، ولی اخیراً فعالیت‌هایی برای راه اندازی مجدد آن در دست اقدام است.

۱-۵- آب و هوا و پوشش گیاهی

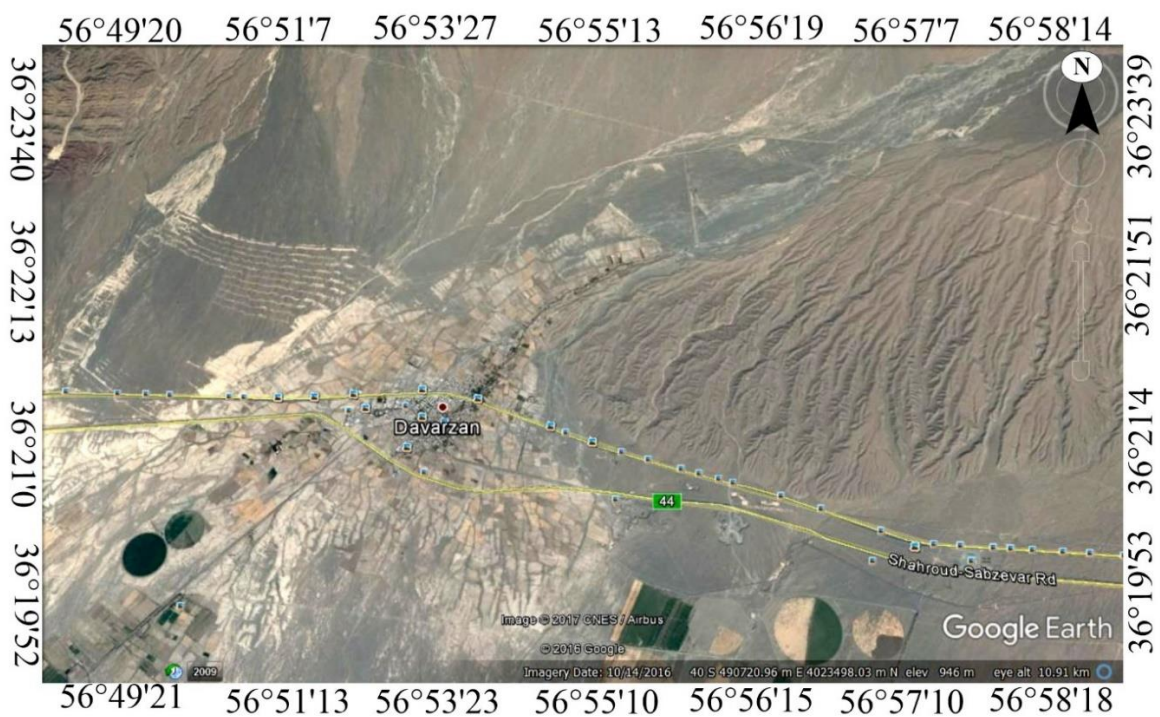
این منطقه در حاشیه‌ی کویر واقع شده و دارای آب و هوای خشک تا نیمه خشک است. وزش بادهای شدید به خصوص در زمستان و بهار از مشخصات بارز این ناحیه است. عباس‌آباد را روستای باد نیز گفته‌اند، زیرا در بیشتر ایام سال در این منطقه بادهای تندی می‌وزد که می‌توان از انرژی آن بهره برد. به علت آب و هوای نیمه خشک این منطقه، بارندگی سالیانه کم و بیشتر آب مورد نیاز کشاورزی و شرب از قنات‌های کوچک به دست می‌آید. آبادی‌هایی مانند فرومد و فیروزآباد که در دامنه ارتفاعات قرار دارند آب و هوای معتدل داشته و تقریباً بیلاق عباس‌آباد محسوب می‌شوند، به علت سرپانتینی شدن سنگ‌های اولترامافیک افیولیتی، قدرت آبدهی سنگ‌های اولترامافیک به مراتب بیشتر از سنگ‌های آذرین مافیک و آذرآواری ائوسن است، به همین دلیل کشاورزی و باغداری بیشتر در پای ارتفاعات این منطقه، و بیشتر از عباس‌آباد توسعه داشته است. اغلب پوشش گیاهی در این منطقه بوته‌ای و به ندرت درختچه‌ای می‌باشند. گیاهان طبیعی ناحیه منحصر به بوته‌های کوتاه می‌باشند که اندازه آن‌ها از یک متر تجاوز نمی‌کند. معروفترین آن‌ها قیچ، هوم، گلخار و تاغ است. این ناحیه تقریباً فاقد درخت و درختچه می‌باشد (آقانباتی، ۱۳۴۹؛ رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱؛ بارویانت، ۱۹۷۱).

۱-۶- ژئومورفولوژی منطقه

دشت کویر که حد جنوبی این منطقه را محدود ساخته در حدود ۸۵۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. حد شمالی منطقه که به افیولیت‌های فرومد منتهی می‌شود نیز در ارتفاع ۲۴۰۰ متری از سطح دریا قرار دارد. بلندترین کوه‌های منطقه مربوط به سنگ‌های اولترامافیک و گنبد‌های ریوداسیتی آداکیتی موجود در آن‌هاست. شکل توپوگرافی این منطقه بیشتر مدیون سنگ‌های اولترامافیک و تا اندازه‌ای سنگ‌های آتشفشانی ائوسن می‌باشد. سنگ‌های رسوبی ائوسن - الیگوسن به علت سختی کم، فرسوده شده و تقریباً مسطح به نظر می‌رسند (آقا نباتی، ۱۳۴۹). ریخت‌شناسی و شکل‌گیری منطقه مورد مطالعه، تحت تاثیر فعالیت‌های آتشفشانی و زمین‌ساختی قرار دارد (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱). از کوه‌های موجود در منطقه می‌توان به کوه معدن فرومد، چشمه سرخ، کمر سیاه، زواک و چاه‌در اشاره کرد. بلندترین آن کوه معدن فرومد است که به روستای عباس‌آباد نزدیک بوده، و از سطح دریا حدود ۲۴۰۰ متر ارتفاع دارد. اکثر رشته کوه‌های منطقه دارای روند شمال شرق - جنوب غرب هستند. به طور کلی نقاط مرتفع‌تر به طرف شمال و زمین‌های پست و کم ارتفاع به طرف جنوب قرار دارند. در بخش‌های مرتفع، برونزد سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و افیولیتی به چشم می‌خورند (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۱). تصاویر ماهواره‌ای حاصل از داده‌های لندست مربوط به منطقه عباس‌آباد و داورزن در شکل ۱-۳ و ۱-۴ آورده شده اند.



شکل ۱-۳- موقعیت منطقه عباس آباد بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰



شکل ۱-۴- موقعیت منطقه داورزن بر روی تصویر ماهواره‌ای ۱:۱۰۰۰۰۰

۷-۱- تاریخچه مطالعاتی قبلی در منطقه و مناطق اطراف

نوار آتشفشانی عباس آباد به دلیل وجود ماده معدنی مس از زمان‌های قدیم بسیار حائز اهمیت بوده، و این امر سبب معروفیت این منطقه شده است. کانی سازی مس که در حاشیه شمال غربی کویر بزرگ در طول بیش از ۳۵ کیلومتر دیده می‌شود، توجه محققین زیادی را به خود معطوف ساخته است.

- اولین بار تایتز (Tietez, 1879)، از کانه زایی مس در منطقه عباس آباد نام برده است.

- کلاوا (Clavea, 1942)، لادام (Ladame, 1942)، شرنبری (Schembery, 1945)، خادم (Khadam, 1965)، روتنر (Ruthner, 1969)، از دیگر افرادی بوده‌اند که به ترتیب سنگ‌شناسی و کانه‌زایی مس را در منطقه مورد مطالعه قرار داده اند.

- آقانباتی (۱۳۴۹)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به مطالعه زمین‌شناسی منطقه فرومد و عباس آباد پرداخته است و واحدهای آتشفشانی موجود در منطقه عباس آباد را شامل یک سری تخریبی از قبیل آگلومرا، توف و یک سری گدازه با رخساره زیردریایی عنوان کرده است. به اعتقاد ایشان، گدازه‌ها بیشتر شامل الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت هستند که بیشترین رخساره سنگ‌های خروجی زیردریایی را نشان می‌دهند.

- بارویانت (۱۹۷۱)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی زمین‌شناسی و تکتونیک منطقه غرب عباس آباد (۱۳۰ کیلومتری شرق شاهرود)، پرداخته و یک نقشه ۱:۵۰۰۰۰ از این منطقه نیز تهیه کرده است. وی معتقد است که قسمت اعظم این منطقه به وسیله سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی آئوسن پوشیده شده، و بیشتر سنگ‌های آتشفشانی این منطقه را آندزیت‌بازالت‌ها تشکیل داده، ولی در بین آن‌ها انواع سنگ‌های بازالتی و آندزیتی هم وجود دارد.

- افتخارنژاد (۱۳۷۱)، از طرف سازمان زمین‌شناسی کشور، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ جاجریم را تهیه کرد، که منطقه عباس‌آباد در محدوده‌ی جنوبی آن واقع شده است. در نقشه منطقه واحدها مشخص شده‌اند اما تفکیک اساسی صورت نگرفته است.

- مومن‌زاده و همکاران (۱۹۷۹)، در گزارش شماره ۶۴ سازمان زمین‌شناسی کشور کانه‌زایی مس در مجموعه آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد را بررسی کردند و معتقدند که کانه‌زایی مس به صورت ملاکیت و مقداری آزوریت در سطح و پیریت، بونیت و حتی مس چکشی در اعماق می‌باشد، که در داخل سنگ‌های آندزیتی ائوسن تشکیل شده‌اند.

- رشید (۱۳۷۶)، ولکانیسم ترشیری شمال شرق عباس‌آباد (غرب سبزوار- ایران مرکزی)، را مورد بررسی قرار داده است.

- صادق‌زاده (۱۳۷۷)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه میان‌دشت (۵۰ کیلومتری شرق میامی) پرداخته، ایشان با توجه به مطالعه‌ی میکروفسیل‌های موجود در افق آهکی، سن ولکانیسم منطقه را ائوسن در نظر گرفته است، و سنگ‌های ائوسن منطقه را شامل ردیف نسبتاً ضخیمی از سنگ‌های گدازه‌ای، آذرآواری و رسوبی دانسته است. از نظر سنگ‌شناسی گدازه‌های منطقه شامل تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، بازالت‌های آندزیتی، اولیوین‌بازالت و بازالت می‌باشند. در توفها و گدازه‌های منطقه شواهدی از اختلاط ماگمایی مشاهده می‌شود. پدیده اختلاط، از نوع اختلاط بین دو ماگمای بازالتی یا ماگما بین یک ماگمای کمی تفریق یافته‌تر و ماگمای بازالتی در اتاق ماگمایی بوده است. همچنین وجود بافت غربالی، تحلیل رفتگی و وجود منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازها شاهی بر آن می‌باشد. به اعتقاد وی مطالعات زمین‌شناسی بر روی منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با مناطق مجاور نشان می‌دهد، که در ائوسن زیرین احتمالاً پدیده باز شدگی در منطقه ایجاد شده که باعث ایجاد شکستگی‌های متعدد و در نتیجه صعود ماگمای بازالتی از طریق دایک‌های تغذیه کننده شده است. از نظر

ایشان آلتراسیون ایجاد شده در سنگ‌های منطقه، از نوع تغییرات کانی‌شناسی می‌باشد، که توسط کانی‌های ثانویه مشخص شده‌اند. از نظر کانه‌زایی منطقه دارای مواد معدنی مفیدی از جمله مس، زئولیت و کلسیت است.

- خلعتبری (۱۳۸۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس آباد، مهرپرتو (۱۳۸۰)، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ میامی و رادفر و کهنسال (۱۳۸۱)، نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ داورزن را تهیه کرده‌اند. در این نقشه‌ها واحدهای سنگی منطقه به خوبی تفکیک شده‌اند.

- کهنسال و همکاران (۱۳۸۱)، به بررسی سنگ‌شناسی و پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه داورزن پرداخته، ایشان معتقدند که در منطقه داورزن ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در بالا آمدن به سطح زمین تحت تأثیر دو فرایند قرار گرفته‌اند :

۱- آلاش و آغستگی با پوسته که شواهدی چون بافت غربالی، منطقه بندی نوسانی و آثار تحلیل رفتگی حاشیه بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بیانگر آن است.

۲- تفریق و جدایش کانی‌هایی مانند: پیروکسن، آمفیبول، پلاژیوکلاز و الیون.

- بادامه (۱۳۸۲)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی میاندشت را مورد بررسی قرار داده است، وی معتقد است که برونزدهای سنگی منطقه شامل شیل‌های رنگی ژوراسیک، آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسه، رخنمون‌های افیولیتی، واحدهای آذرآواری، گدازه‌های بازالتی و تهنشست‌های کواترنری می‌باشند. به اعتقاد ایشان ماگماتیسم سنوزوئیک در ائوسن زیرین شروع شده و در مراحل پایانی ائوسن در مناطق مختلف، نظیر عباس‌آباد، میاندشت گسترش داشته و به پایان رسیده است. شواهد خفیفی از اختلاط ماگمایی به صورت ریز بالشت‌های بازیک در درون سنگ‌های حدواسط یا پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی وجود دارد.

- شجاعت و همکاران (۲۰۰۳)، به بررسی پترولوژی، ژئوشیمی و تکتونیک افیولیت‌های سبزوار در شمال عباس‌آباد پرداخته‌اند، به اعتقاد آن‌ها سنگ‌های آتشفشانی منطقه در محدوده‌ی ترکیبی بازالت و آندزیت بازالت تا ریوداسیت- داسیت، و بازالت قرار می‌گیرند.

- موسوی (۱۳۸۸)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس‌آباد)، پرداخته است. وی معتقد است که برونزدهای سنگی منطقه‌ی چغندرسر شامل تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازیک (تراکی بازالت)، تا حدواسط (تراکی آندزیت بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ‌های رسوبی (سیلتستون، ماسه‌سنگ، شیل، مارن و آهک فسیل‌دار) متعلق به محیط‌های کم عمق تا نیمه عمیق می‌باشند. کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و الیون، کانی اصلی سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی منطقه، حاصل عملکرد فرآیند تبلور تفریقی بوده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه دارای ماهیت آکالن هستند.

- الهیاری (۱۳۸۹)، در پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد خود به بررسی پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک- عباس‌آباد پرداخته است، به اعتقاد ایشان، مجموعه ماگمایی منطقه‌ی مورد مطالعه دارای یک روند تفریقی با طیف ترکیبی اولیون بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت بازالت و تراکی آندزیت می‌باشند که از این میان، تراکی آندزیت‌ها بیشترین حجم را به خود اختصاص داده‌اند.

- قاسمی و همکاران (۱۳۹۰)، در مقاله‌ای تحت عنوان " گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق و جنوب شرق شاهرود: شاهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی"، به بررسی منطقه پرداخته‌اند. ایشان معتقدند که سنگ‌های بازالتی الیگومیوسن شرق و جنوب شرقی شاهرود، در نمودارهای تعیین سری ماگمایی در قلمرو سنگ‌های آکالن قرار گرفته و ترکیب آن‌ها بین الیون بازالت تا بازالت می‌باشد. این سنگ‌ها دارای بافت میکرولیتی پورفیری، گلوپورپورفیری و هیالوپورفیری هستند.

- قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، در مقاله‌ای تحت عنوان "موقعیت چینه شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد (شمال شرق شاهرود)"، نوار آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد را مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها معتقدند، طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی، بیانگر خط نزول مایع (تفریق مذاب) در یک سری تفریقی از الیوین‌بازالت تا تراکی‌آندزیت است. تنوع بافتی، تغییر و تحولات پیوسته شامل ظهور و حذف برخی از کان‌ها و حضور بافت‌های ناتعادلی بیانگر مسیر پیچیده شکل‌گیری ماگما، وقوع فرآیندهای پیچیده صورت گرفته در محفظه ماگمایی و صعود ماگمای گوشته‌ای است.

- قاسمی و رضایی (۲۰۱۵)، در مقاله‌ای تحت عنوان "پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن عباس‌آباد- داورزن، شمال شرق ایران" را مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها معتقدند که سنگ‌های آتشفشانی منطقه از نوع الیوین‌بازالت، آندزی‌بازالت و آندزیت در ترکیب و دارای بافت پورفیری، هیالو پورفیری، گلوپورپورفیری، جریان‌ی و سریت هستند. مطالعات داده‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های این منطقه از ذوب بخشی ۱۴-۱۶ درصدی یک منبع گوشته غنی شده در عمق ۷۰-۱۰۰ کیلومتری در طول ائوسن میانی- بالایی و محیط کشش درون کمان تشکیل شده است.

- برزگری (۱۳۹۴)، در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی تعیین نرخ رشد و هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس‌آباد پرداخته است. به اعتقاد ایشان، نمودارهای CSD حاصل از بررسی کمی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، فرآیندهای تفریق، انباشت بلورها، درشت‌شدگی و اختلاط جمعیت‌های بلوری را در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه را نشان می‌دهد. این شواهد به همراه ویژگی‌های پتروگرافی نشان می‌دهند، که اختلاط ماگمایی یا اختلاط جمعیت‌های بلوری به همراه تفریق ماگمایی در تشکیل سنگ‌های منطقه موثر بوده است.

۸-۱- هدف از مطالعه

منطقه مورد مطالعه دربردارنده توالی ضخیمی از سنگ‌های بازالتی- آندزیتی به همراه سنگ‌های رسوبی و آذرآواری است. اگرچه مطالعات زیادی در مورد زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی این سنگ‌ها انجام شده است، اما در خصوص ترکیب شیمیایی کانی‌های آن‌ها (پیروکسن، پلاژیورکلاز) هنوز هیچ مطالعه‌ای انجام نشده است. در این پژوهش برای اولین بار، ترکیب شیمیایی کانی‌های اصلی این سنگ‌ها (پیروکسن و پلاژیورکلاز) تعیین و از آن‌ها برای برآورد شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور این سنگ‌ها استفاده شد، زیرا ترکیب شیمیایی کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین، انعکاسی از شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور آن‌ها است. پس با تعیین این ترکیب و استفاده از معادلات و روابط زمین‌دما- فشارسنجی می‌توان به شرایط تبلور این سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

۹-۱- روش‌های مطالعاتی

- مطالعات کتابخانه‌ای، استفاده از بانک‌های اطلاعاتی و اینترنت برای تهیه مقالات، گزارش‌ها و سوابق مطالعات صورت گرفته در رابطه با موضوع و منطقه مربوطه در ایران و سایر نقاط جهان.
- بررسی زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در نقشه‌های زمین‌شناسی داورزن، عباس‌آباد، میامی و جاجرم.
- مطالعه کارهای انجام شده قبلی، بازدید و انجام برداشت‌های زمین‌شناسی.
- برداشت ۴۰ نمونه سنگی براساس ویژگی‌های سنگ‌شناختی آن‌ها.
- تهیه ۳۰ مقطع نازک و ۱۴ مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌های جمع‌آوری شده.
- انجام پتروگرافی سنگ‌های مورد مطالعه توسط میکروسکوپ پلاریزان و نمونه‌های نازک- صیقلی توسط نور انعکاسی.

- انجام آنالیزهای میکروپروب بر روی کانی‌های سازنده سنگ‌ها در آزمایشگاه سینیکا در کشور تایوان.
- انجام آنالیز ایزوتوپی به روش Rb-Sr و Sm-Nd بر روی سه نمونه سنگی، در انستیتوی زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم زمین چین در پکن (Beijing SHRIMP center, institute of Geology and Geophysics, Chines Academy of Geological Sciences) انجام شد.
- تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی به وسیله نرم افزارهای پترولوژیکی مختلف ISOPLOT, GCDKIT.
- استفاده از برنامه اکسل برای محاسبات و ترسیم نمودارهای حاصل از پردازش داده‌ها.
- جمع‌بندی نتایج به دست آمده از مطالعات صحرایی و پتروگرافی و مقایسه آن‌ها با نتایج دیگر محققان و همچنین یافته‌های مشابه در سایر نقاط دنیا.
- نگارش پایان نامه.

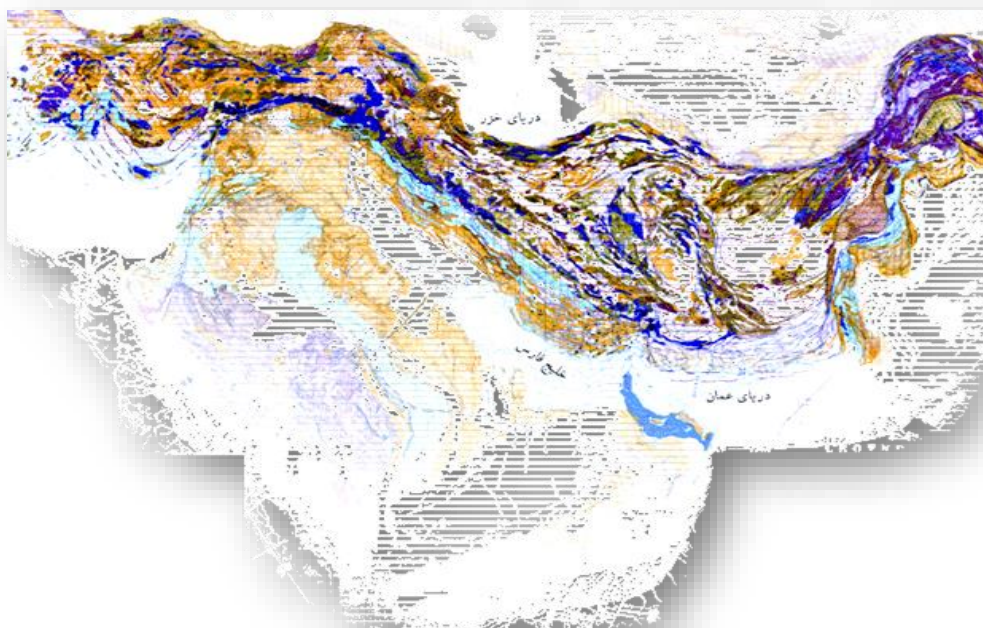
فصل دوم

زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه

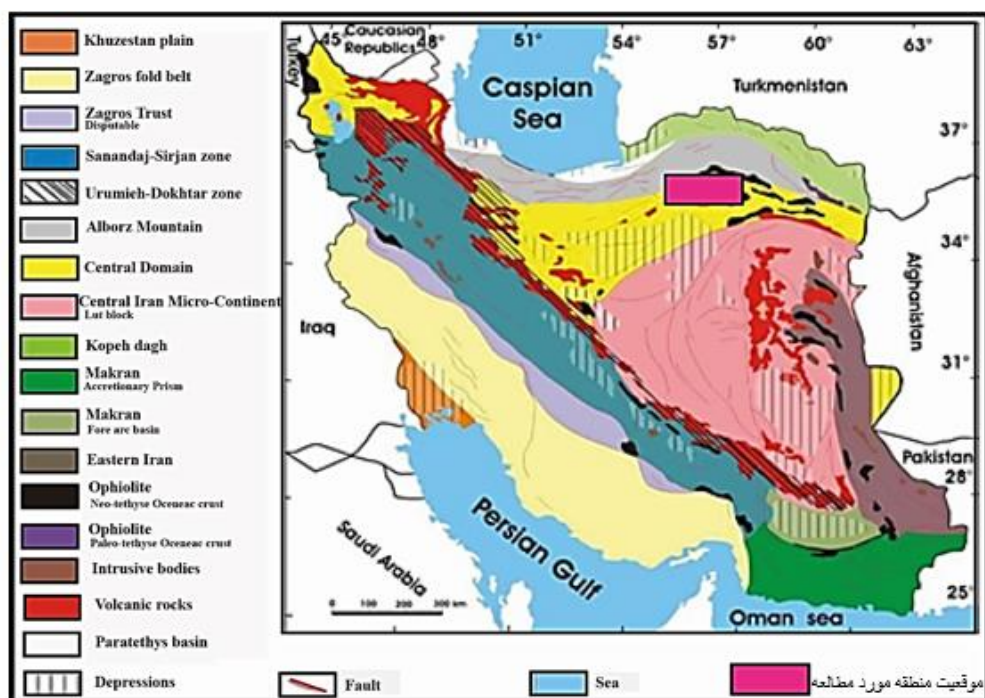
۲-۱- مقدمه

سرزمین ایران در بخش میانی کوهزاد آلپ- هیمالیا قرار گرفته است که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد. شکل (۲-۱)، جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ- هیمالیا (آقانباتی، ۱۳۸۵) را نشان می‌دهد. برای اولین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، تقسیم بندی ۹ گانه‌ای از واحدهای ساختاری ایران ارائه داد و ایران را به چند منطقه یا زون ساختاری با وضعیت زمین‌ساختی، تاریخچه ساختاری و رسوبی متفاوت تقسیم بندی کرد. تقسیم‌بندی اشتوکلین شامل: دشت خوزستان، زاگرس چین خورده، سنج- سیرجان، ایران مرکزی، البرز، بلوک لوت، کپه داغ، کوه‌های مکران و شرق ایران است. منطقه مورد مطالعه در بخش مرکزی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد (خلعتبری، ۲۰۰۰) و بخش غربی نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن (رادفر و کهنسال، ۲۰۰۲) قرار دارد. این منطقه در تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳، اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳)، در لبه‌ی شمالی ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۲).

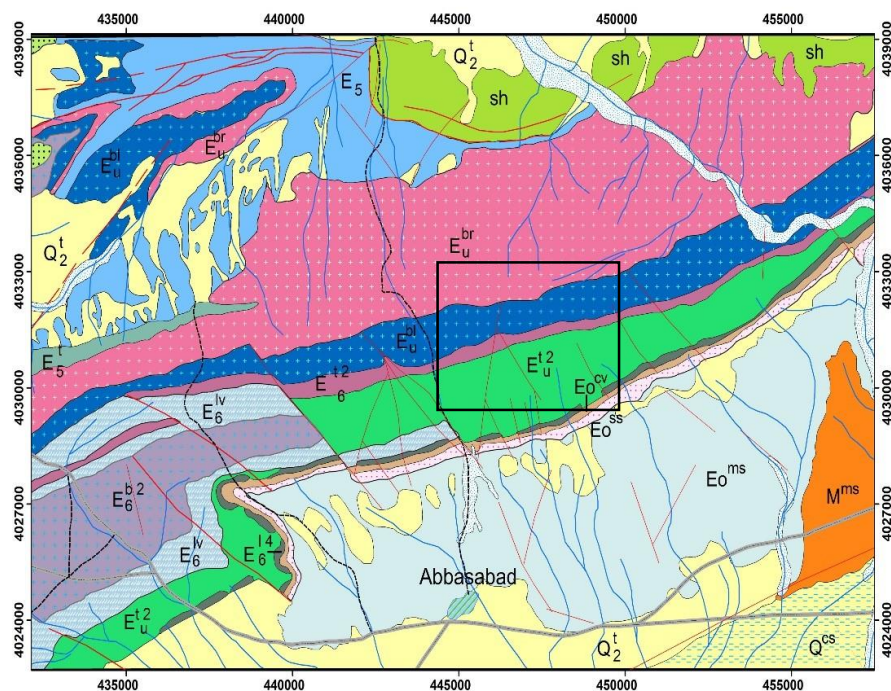
واحدهای سنگی موجود در این منطقه، شامل سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن ائوسن میانی- بالایی، سنگ‌های رسوبی ائوسن- الیگوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشند (خلعتبری، ۲۰۰۰ در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد، افتخارنژاد و آقانباتی، ۱۹۹۲ در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰، جاجرم و رادفر و کهنسال، ۲۰۰۲ در نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن). سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی این منطقه از تناوب گدازه‌های بازیک (تراکی‌بازالت و الیوین‌بازالت) تا حدواسط (تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت و آندزیت) و سنگ‌های آذرآواری- رسوبی (انواع توف، برش، آگلومرا، ماسه سنگ، شیل، کنگلومرا، سنگ آهک نومولیتی و سنگ آهک توفی) تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی این منطقه در محدوده‌ی تراکی‌بازالت، الیوین‌بازالت، تراکی‌آندزیت، تراکی‌آندزیت‌بازالت و آندزیت قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۳).



شکل ۱-۲- جایگاه زمین‌شناسی ایران در نوار چین خورده آلپ- هیمالیا (آقانباتی، ۱۳۸۵).



شکل ۲-۲- موقعیت محدوده مطالعاتی در نقشه پهنه بندی ساختاری- رسوبی ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳).



Legend



QUATERNARY			Q^{al} : Recent alluvium	Q^{cs} : Salty clay flat
			Q_2^t : Young terraces, low level fans	
			M^{ms} : Alternation of yellowish green or brown marl and sandstone	
			E_o^{ms} : Alternation of brownish and pale yellow marl, sandstone, shale with intercalations of conglomerate	
			E_o^{ss} : Dark grey sandstone and shale	
			E_o^{cv} : Conglomerate	
			E_6^{l4} : Tuffaceous limestone	
			E_6^{t2} : Megaporphyritic- porphyritic lava, trachyandesite- basalt, trachyandesite and tephrite	
			E_6^{b2} : Trachybasalt, olivine trachybasalt, trachyandesite basalt and related feeder dikes	
			E_6^{t2} : Megaporphyritic lava, trachyandesite, trachyandesite- basalt, trachybasalt	
MIO			E_6^{bl} : Trachybasalt, olivine basalt- trachyandesite, locally with picritic lava	
			E_6^{br} : Volcanoclastic breccia and tuff, partly epiclastic and some feeder dikes	
			E_5^t : Green- grey tuff, breccia and tuffite with intercalation of trachyandesitic lava	
			E_5 : Alternation of grey- brown sandstone, shale, cream marl, tuff and intercalations of tuffaceous limestone	
			sh : Serpentinite, Serpentinic harzburgite locally with layered gabbroiorite and meta- somatic rocks	

SYMBOLS

Geological Symbols

- Major fault
- Minor fault
- Inferred fault
- River and Drirange

Geographical Symbols

- First class road
- Second class road
- Motorable track
- Village

شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه عباس‌آباد، که با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نرم‌افزار (Arc GIS)، تهیه شده است (برزگری، ۱۳۹۴).

۲-۲- ماگماتیسزم ائوسن در ایران مرکزی

سرزمین ایران در بخش میانی نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا واقع شده است. این نوار کوهزایی حوادث ژئوتکتونیک و زمین‌شناختی زیادی را متحمل شده است. اشتوکلین (۱۹۶۸)، بر اساس ویژگی‌ها چینه‌شناسی و تکتونیک ایران را به ۹ پهنه تقسیم کرده است:

۱- زاگرس داخلی: برخی از رسوبات شمال شرقی زاگرس است که به علت برخورد با زون سنندج- سیرجان به طرف جنوب غرب عقب رانده شده و چین خورده است (Braud, 1971).

۲- زاگرس خارجی: یا کمربند چین خورده زاگرس (Schroder, 1994)، از سنگ‌های رسوبی پرمین، مزوزئیک و ترشیر تشکیل شده است. این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی رسوبات یک گودال در حال فرونشینی می‌باشند. چین خورده‌گی این رسوبات در پلیوسن- پلیستوسن رخ داده است (Berberian, 1981 and Braud 1971).

۳- ایران مرکزی: یک پی‌سنگ قاره‌ای است، اما نسبت به سپرهای قدیمی دارای شکل پذیری بیشتری است. ولکانیسم بازالتی و آندزیتی در کرتاسه فوقانی و ائوسن در این بخش قابل توجه است.

۴- سنندج سیرجان: اشتوکلین (۱۹۶۸)، از سه قسمت شامل زون همدان، زون فلش‌های ائوسن و زون افیولیت رادیولاریت تشکیل شده و بر روی زاگرس مرتفع رانده است.

۵- کمربند ماگمایی ارومیه- دختر: یک محور شکسته و فعال از نظر ولکانیسم- پلوتونیسم به شمار می‌رود. این زون در حد فاصل زون‌های سنندج- سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است (Stocklin, 1977).

۶- بلوک لوت: طبق نظریه اشتوکلین (۱۹۶۸)، این بلوک توسط گسل نایبند در پرکامبرین به دو بلوک لوت و طبس تقسیم شده که در آن زمان گسل نایبند در امتداد گسل بزرگ اورال- عمان- ماداگاسکار قرار داشته است.

۷- کپه داغ: اشتوکلین (۱۹۶۸) و بربریان (۱۹۸۱)، این زون از رسوبات هم شیب پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیر که در پلیوپلئیسٹوسن چین خورده‌اند تشکیل شده است. تمام این رسوبات بر روی یک پی‌دگرگونی شده هرسینین قرار گرفته‌اند.

۸- سلسه جبال شرقی ایران و مکران: از بلوک لوت به سمت شرق و جنوب، ضخامت رسوبات مزوزوئیک فوقانی و ترشیر افزایش پیدا می‌کند و رخساره پتروگرافی آن به فیلیش و افیولیت تبدیل می‌شود.

۹- البرز: یک پی‌سنگ چین خورده و فرسایش یافته قدیمی است، که بر روی آن سنگ‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ائوسن قرار گرفته‌اند. این زون در اثر عملکرد فاز کوهزایی مزوزوئیک و ترشیر چین خورده است. بعد از اشتوکلین (۱۹۶۸)، تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران توسط علوی (۱۹۷۲) و نبوی (۱۳۵۵) صورت گرفت و زون ارومیه دختر را جزئی از ایران مرکزی دانستند.

ایران مرکزی به شکل مثلثی است که از شمال به رشته کوه‌های البرز از شرق به بلوک لوت و از جنوب به منطقه سهندج- سیرجان منتهی می‌شود، و از منطقه سهندج- سیرجان نیز به دلیل فرورفتگی‌های زیادی مانند دریاچه ارومیه، توزلی گل، گاوخونی و جازموریان جدا می‌شود. ایران مرکزی در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک از نظر زمین‌شناختی منطقه پرتحرکی بوده است. آقاناتی (۱۳۸۳)، معتقد است که خرده قاره ایران مرکزی، بخشی از ایران میانی است که با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین- بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویل امتداد لغز راست‌گرد که به سمت غرب خمیدگی دارند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلرمد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه- بردسیر و بلوک یزد است. منطقه مورد مطالعه، در تقسیم بندی (اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳؛ آقاناتی، ۱۳۸۳)، در بخش جنوبی افیولیت‌های سبزوار واقع در شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. نوار افیولیتی سبزوار (تقریباً با ۱۵۰ کیلومتر طول و ۱۰-۳۰ کیلومتر عرض)، یکی از بزرگترین مجموعه افیولیتی مشاهده شده در ایران است (قاسمی و رضایی، ۲۰۱۵).

مطالعات ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه‌ی پسین و سنوزوئیک (ائوسن) نشان می‌دهد که اغلب آن‌ها در حاشیه‌ی قاره‌ای فعال تشکیل شده‌اند (تکین، ۱۹۷۲؛ سنگور، ۱۹۸۴؛ بربریان، ۱۹۸۱؛ ناتالین، ۱۹۹۶؛ محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰؛ نوروزی، ۱۹۷۱؛ معین وزیری، ۱۹۸۵؛ عزیزی و جهانگیری، ۲۰۰۶؛ عزیزی و معین وزیری، ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸). با دور شدن از محل فرورانش (بخش جنوبی ایران مرکزی)، ماهیت ماگمایی آن‌ها تغییر می‌کند، به گونه‌ای که از سمت زاگرس به سمت ایران مرکزی، عمق شروع ذوب افزایش یافته و ماهیت ماگماها بیشتر از نوع کالک‌آلکالن به سمت آلکالن تغییر می‌کند (فورستر و همکاران، ۱۹۷۲؛ وونگ و همکاران، ۱۹۷۶؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ عمیدی و همکاران، ۱۹۸۴؛ پشت کوهی و همکاران، ۱۹۹۳؛ حسن زاده، ۱۹۹۳ و مرادیان، ۱۹۹۷ برگرفته از شهاب پور ۲۰۰۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ رضوی، ۱۳۹۰). کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی، شامل سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی به سن ائوسن تا کواترنری می‌باشند. به دلیل فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، بالا آمدگی، چین خوردگی و جابه جایی افیولیت‌ها همراه بوده، فاز کششی مهمی در ائوسن در ایران مرکزی به وقوع پیوست، که ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته (امامی ۱۳۷۹)، و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است (اشتوکلین ۱۹۷۴، بربریان و کینگ ۱۹۸۱). با وجود ضخامت زیاد و توزیع گسترده، سنگ‌های آتشفشانی و توف‌ها در یک فاصله زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. ناآرامی‌های این زمان مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌باشند (شهاب‌پور ۲۰۰۷)، و آغاز ولکانیسم آلکالن به علت فرو رفتن قطعه شکسته شده‌ی ورقه‌ی اوقیانوسی نئوتتیس به اعماق زیاد می‌باشد. البته زاویه‌ی شیب فرورانش در زمان ائوسن نسبت به شیب آن در طی مزوزئیک متفاوت بوده است. فرونشست قطعات مجزای ورقه‌های قدیمی‌تر (جایی که ماگمای آلکالن تولید می‌کند)، منجر به تشکیل سنگ‌های آلکالن به صورت پراکنده در این نوار شده است (شهاب‌پور، ۲۰۰۷). درویش زاده (۱۳۸۳)، معتقد است که وجود فوران‌های زیردریایی، رسوبات

کم عمق و رخساره‌های قاره‌ای نشان‌دهنده‌ی تناوب پیشروی و پسروی دریای کم عمق ائوسن است که رسوبات روی آن را پوشانده است.

به اعتقاد امامی (۱۳۷۹)، سنگ‌های ماگمایی زون ایران مرکزی دارای طیف ترکیبی سنگ‌شناسی متنوعی بوده، شامل تناوبی از سنگ‌های اسیدی تا بازیک به همراه آذرآواری‌های وابسته و نهشته‌های رسوبی می‌باشد. تبلور تفریقی ماگمای بازیک با ماهیت آلکالن، منجر به پیدایش سنگ‌های ماگمایی با ترکیب حدواسط شده است. بنابراین سنگ‌های حدواسط فراوانی قابل توجهی داشته‌اند. این سنگ‌ها شامل اولیوین‌بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، آندزیت، تراکیت، داسیت تا ریولیت بوده، و دارای ماهیت کالک‌آلکالن می‌باشند.

سنگ‌های آذرآواری: شامل توف، برش و آگلومرا و سنگ‌های رسوبی شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و آهک توفی نومولیت‌دار هستند.

سنگ‌های ائوسن، گاهی نشانه‌ی فعالیت‌های آتشفشانی و گاهی انباشته‌های فلیش گونه بوده، که در حاشیه قاره‌ها انباشته شده‌اند. فلیش، نوعی توالی سنگ‌های رسوبی است که بر روی رخساره‌های دریایی عمیق در حوضه پیش‌خشکی کوهزایی در حال گسترش نهشته می‌شود. معمولاً فیلش طی مراحل اولیه کوهزایی نهشته می‌شود. با گسترش کوهزایی، حوضه پیش‌خشکی کم‌عمق‌تر شده و مولاس بر روی فیلش رسوب می‌کند، به همین دلیل، فیلش را رسوب هم‌کوهزایی (نهشته‌شده هم‌زمان با پدید آمدن کوه‌ها) نیز نامیده می‌شود.

۲-۳- واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه (نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن، نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جاجرم) و مطالعات صحرایی و پتروگرافی انجام شده،

سنگ‌های منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی (آندزی بازالت، الیوین بازالت، تراکی آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آندزیت)، آذرآواری و رسوبی (توف، برش، آگلومرا، شیل، مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا)، به سن ائوسن میانی - بالایی و ائوسن - الیگوسن و کواترنری می‌باشند (خلعتبری، ۱۳۸۰؛ کهنسال و رادفر، ۱۳۸۱؛ مهر پرتو، ۱۳۸۱). در یک دید کلی، توالی سنگی رسوبی منطقه مورد مطالعه به طور عمده از ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل و میکروکنگلومرا تشکیل شده و به عنوان اولین شواهد آتشفشانی می‌توان به نهشته‌های آتشفشانی - رسوبی شامل توف، برش، آگلومرا و گدازه اشاره کرد. در بسیاری از نقاط توالی گدازه‌های زیردریایی و اپی‌کلاستیت‌های همراه آن‌ها نیز قابل مشاهده می‌باشند. بر روی این نهشته‌ها، تناوب لایه‌های گدازه به همراه میان لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی، شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرای درون حوضه‌ای، آهک‌های نومولیتی و توفی قرار می‌گیرند و گدازه‌ها با ترکیب کلی بازالتی به طور متناوب تکرار می‌شوند، اما در مجموع به قسمت بالای توالی و در امتداد یک روند تفریقی، ترکیب آن‌ها از الیوین بازالتی به سمت تراکی آندزیتی تغییر می‌کند (شکل ۲-۴) (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).

Eraton	System	Seri	Lithology	Description
C E N O Z O I C	QUATERNARY			تراس های آبرفتی
	P A L E O G E N E	E O C E N E - O L I G O C E N E		مارن آهکی
				شیل و ماسه سنگ بالایی
				کنگلومرا
				آهک توفی
		M I D D L - L A T E - E O C E N E		تراکی آندزی بازالت
				تراکی آندزیت
				آهک نومولیت دار
				الیوین بازالت با میان لایه هایی از تراکی بازالت
				نهشته های آذرآواری
				شیل و ماسه سنگ زیرین

شکل ۲-۴- ستون کلی چینہ‌شناسی واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه (بدون مقیاس)
برگرفته از قاسمی و همکاران (۱۳۹۲).

۲-۳-۱- شیل و ماسه‌سنگ زیرین

توالی شیلی و ماسه‌سنگی زیرین عمدتاً نازک لایه و از نظر مورفولوژی کم ارتفاع بوده، و در محدوده‌ی مطالعاتی به رنگ سبز تا کرم رخنمون دارند (شکل ۲-۵). بر اساس نتایج دیرینه‌شناسی، به علت وجود عدسی‌های سنگ آهک نومولیت‌دار در این توالی، واحدهای شیلی و ماسه‌سنگ زیرین را به سن ائوسن میانی نشان می‌دهند. واحدهای آذرآواری بر روی این توالی قرار گرفته‌اند.



شکل ۲-۵- نمایی از شیل و ماسه‌سنگ زیرین به سن ائوسن میانی دید به سمت شرق.

۲-۳-۲- نهشته‌های آذرآواری

نهشته‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه به عنوان اولین فاز آتشفشانی پالئوژن و طیف وسیعی از قدیمی‌ترین رخنمون‌های منطقه را در بر می‌گیرند (شکل ۲-۶). این واحد سنگی بر روی توالی شیلی و ماسه‌سنگی به سن ائوسن میانی- بالایی قرار دارند. واحد تراکی‌بازالت با میان لایه‌ی الیوین‌بازالت بر روی واحد آذرآواری قرار می‌گیرند (خلعتبری ۱۳۸۰).



شکل ۲-۶- نمای کلی از نهشته‌های آذرآواری منطقه.

وسیع‌ترین واحد آذرآواری رخنمون یافته در شمال عباس‌آباد و شمال غرب کاهک واحد آگلومرای می‌باشد، که به رنگ خاکستری در منطقه دیده می‌شوند. اندازه قطعات آن‌ها از چند سانتی‌متر تا ۱ متر متغیر است، و اغلب دارای قطعاتی گردشده هستند. این واحد سنگی دارای قطعات تراکی‌بازالتی و تراکی‌اندزیتی با سخت‌شدگی نسبتاً خوب می‌باشد که این نشان می‌دهد که قطعات کمی زودتر یا همزمان با واحد آذرآواری فوران کرده‌اند (شکل ۷-۲). در این سنگ‌ها فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز را می‌توان با چشم غیر مسلح هم دید (شکل ۸-۲).

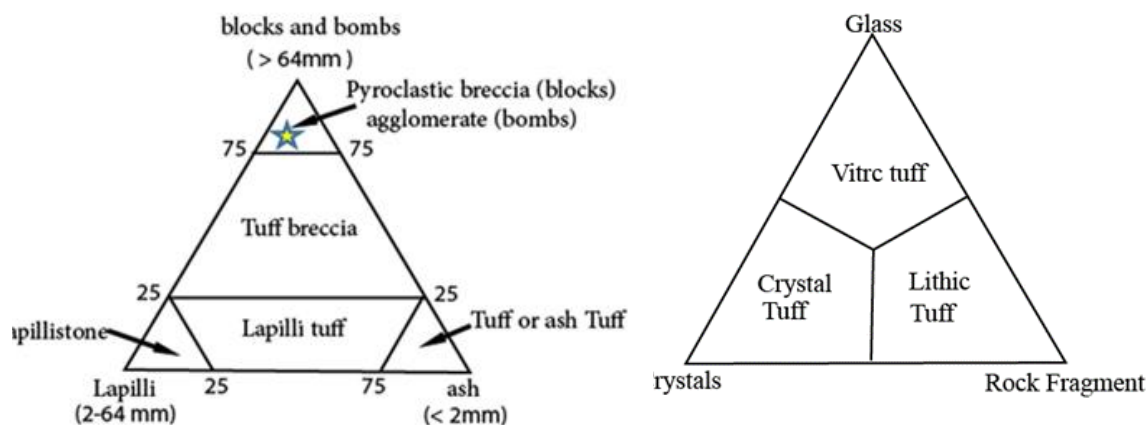


شکل ۷-۲- نمایی از واحد آگلومرای در شمال غرب منطقه.



شکل ۸-۲- درشت بلور پیروکسن و پلاژیوکلاز در واحدهای آذرآواری.

به اعتقاد آقائباتی (۱۳۴۹)، گدازه‌های موجود در منطقه عمدتاً دارای طیفی از بازالت تا آندزیت هستند. آگلومراهای موجود در ناحیه عباس‌آباد- فرومد وسیع‌ترین سنگ‌های آذرآواری هستند، که ضخامت آن‌ها در شمال دامن‌جلا تا ۱۷۰۰ متر می‌رسد. آگلومراهای مزبور دارای قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و آندزیت هستند که در آغاز فعالیت ولکانیکی ناحیه به صورت بمب به شدت پرتاب شده‌اند و در دریای نسبتاً کم عمق اواسط ائوسن رسوب کرده‌اند. به علت چرخش دورانی در هوا، اغلب بمب‌ها دارای شکلی چرخیده هستند. وجود ساختمان متحدالمرکز در آن‌ها سبب گردیده که عمل فرسایش با جدا کردن ورقه‌های مزبور ساختمان جالبی به نام فرسایش پوست پیازی در آن‌ها ایجاد کند. فراست (۲۰۱۴)، معتقد است که رسوبات آذرآواری مطابق با دو فاکتور طبقه‌بندی می‌شوند: ۱- اندازه قطعات درون رسوب ۲- فراوانی نسبی شیشه، بلور و قطعات سنگی (شکل ۲-۹). از آنجا که آگلومرا نسبت به گدازه سست‌تر می‌باشد، بنابراین بیشتر فرسایش خواهند یافت. به دلیل این که آگلومراها تخلخل زیادی دارند، ژئولیت‌زایی فراوانی در آن‌ها صورت می‌گیرد. به اعتقاد لومتر (۲۰۰۲)، آگلومرا یک سنگ آذرآواری، که بیش از ۷۵ درصد آن را بمب تشکیل می‌دهد (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۱۰- تقسیم‌بندی چندتایی سنگ‌های آذرآواری بر اساس نسبت‌های بمب، بلوک، لاپیلی و خاکستر، برگرفته شده از لومتر (۲۰۰۲).

شکل ۲-۹- طبقه بندی توف‌ها برگرفته شده از فراست (۲۰۱۴).

۲-۳-۳- لاپیلی کریستال توف

توف‌ها از دیگر نهشته‌های آذرآواری هستند که به رنگ خاکستری دیده می‌شوند، و عمدتاً از نوع لاپیلی کریستال توف می‌باشند. این واحد دارای قطعات بلوری با ترکیب بازالتی و آندزیتی است. توف‌ها دارای فنوکریست‌هایی از پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. کانی‌های ثانویه مانند کلسیت حفرات موجود در سنگ را پر کرده‌اند. میانگین قطر لاپیلی‌ها از ۲ میلی‌متر تا ۶۴ میلی‌متر متغیر است (شکل ۲-۹)، (فراست ۲۰۱۴).

۲-۳-۴- تراکی بازالت با میان لایه الیوین بازالتی

تراکی بازالت‌ها به رنگ سبز تیره تا خاکستری تیره بیشترین رخمون شمال غرب منطقه را به خود اختصاص می‌دهند. و در زیر واحد کنگلومرایی متوسط تا درشت دانه با جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوب قرار گرفته‌اند. بلورهای اولیوین و پیروکسن بر روی سطح این نمونه‌ها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص هستند. در سنگ‌های الیوین بازالتی و تراکی بازالتی فنوکریست‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین به عنوان کانی‌های اصلی این سنگ شناخته شده‌اند (شکل ۲-۱۱ الف و ب)، بلورهای درشت پیروکسن بیشتر از نوع دیوپسید و اوژیت هستند (فصل چهارم). بیشتر کانی‌ها سالم و برخی از آن‌ها دچار دگرسانی شده‌اند. سن این واحد سنگی ائوسن میانی - بالایی گزارش شده است (خلعتبری، ۱۳۸۰). درون این واحدهای تراکی بازالتی کانه‌زایی مس مشاهده می‌شود. واحد اولیوین بازالتی در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سیاه رنگ مشاهده می‌شود. فنوکریست‌های اولیوین ایدنگزیتی شده در سطح سنگ به رنگ قرمز دیده می‌شوند. اندازه فنوکریست‌های اولیوین، حدود ۱ تا ۲ میلی‌متر می‌باشند.

از ساخت‌های مشاهده شده در این واحد سنگی می‌توان به ساخت‌های پورفیری، بادامکی و حفره‌ای اشاره کرد، حفرات موجود داخل سنگ توسط زئولیت‌ها پر شده‌اند. حباب‌های موجود در سیال - مواد فرار، هم زمان با انجماد ماگما، حفراتی در داخل سنگ ایجاد می‌کند که بافت حاصل از آن را بافت حفره‌ای می‌گویند.

ککش سطحی مذاب در اثر انبساط فاز سیال باعث رشد حباب به شکل کروی می‌شود، زیرا این شکل‌ها دارای کمترین نسبت سطح به حجم و در نتیجه حداقل انرژی آزاد سطحی می‌باشند، که در اثر جریان مذاب ممکن است شکل حباب‌ها از حالت کروی خارج شده و کشیده و بیضوی شوند (شلی، ۱۹۹۳). گدازه‌های بازالتی به دلیل گرانروی کمتر باعث شده که حباب‌ها راحت‌تر آزاد شده و انفجار صورت نمی‌گیرد. بنابراین ساخت حفره‌ای در گدازه‌های بازالتی فراوانی بیشتری دارد (بست، ۲۰۰۳). در بعضی از مواقع، این حفرات توسط کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت‌ها، کوارتز، کلسیت، آنالسیم و کلریت پر شده و ساخت بادامکی را ایجاد می‌کنند.

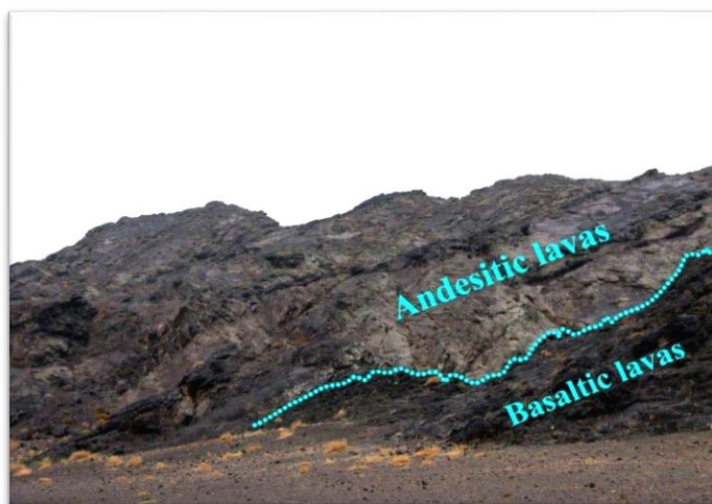
در این توالی تناوبی از گدازه‌های آندزیتی و بازالتی (شکل ۲-۱۲)، دیده می‌شود. در این واحد سنگی زئولیت‌زایی به صورت رگه‌ای، شعاعی و پراکنده نیز فراوان دیده می‌شود. نتایج حاصل از آنالیز XRD صورت گرفته بر روی زئولیت‌های منطقه، نوع آن‌ها را آنالسیم، ناترولیت و مزولیت تشخیص داده‌اند (بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ الهیاری، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۱۱- الف- تصویر نمونه دستی از فنوکریست‌های پیروکسن در بازالت‌های منطقه عباس‌آباد.



شکل ۲-۱۱-ب- وجود زینولیت‌ها با ساخت شعاعی در اندازه‌های ریز و درشت، در بازالت‌های پیروکسن پورفیری.



شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از گدازه‌های بازالتی و آندزیتی موجود در منطقه مورد مطالعه.

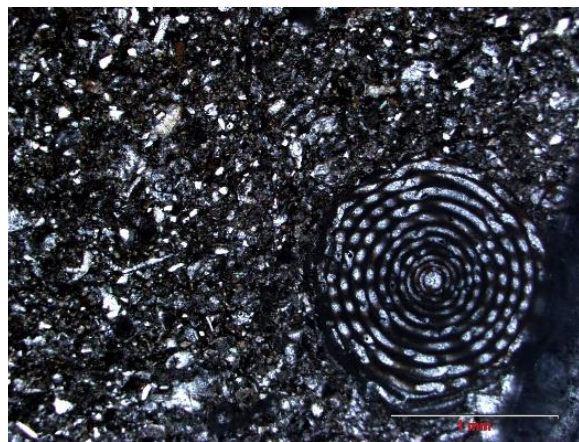
۲-۳-۵- آهک نومولیت‌دار

آهک نومولیت‌دار به رنگ خاکستری تا کرم رنگ مشاهده می‌شود، این توالی با ضخامت بیش از ۸ متر در منطقه‌ی رخنمون دارد. این واحد سنگی بر روی واحدهای تراکی‌بازالتی در بخش زیرین و واحد تراکی‌آندزیتی‌بازالتی در قسمت بالای آن قرار گرفته است. خسروتهرانی (۱۳۸۳)، معتقد است که ظهور

میکروفسیل‌هایی نظیر نومولیت‌ها و آلوئولین‌ها نشانه آغاز دوران سنوزوئیک بوده است. در محل تماس گدازه با آهک، نومولیت‌های فراوانی به چشم می‌خورد که بیانگر فوران گدازه در محیط آبی بر روی آهک‌ها است. انباشتگی نومولیت‌های ریز و درشت در کنار یکدیگر حاکی از تغییر شرایط ناگهانی محیط زیست و مرگ دسته جمعی آنهاست (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). در این واحد بقایایی از روزن‌داران کفزی دیده می‌شود که عبارت‌اند از (شکل ۲-۱۳):

Discocyclus cf. discus; *Alveolina cf. elliptica*; *D. sella*; *Heterostegina sp.*; *Operculina sp.*; *Alveolina cf. munieri*, *A. sp.*; *Nummulites cf. aturicus*; *Triloculina sp.*; *Actinocyclus sp.*; *Coskinolina sp.*; *Assilina exponens*; *Alveolina aragonensis*; *Alveolina sp.*; *Assilina cf. exponens*.

حضور این روزن‌داران (شکل ۲-۱۴)، حاکی از ته نشست رسوبات بر روی حاشیه‌های کم عمق دریاست، و سن آن‌ها را به ائوسن میانی نسبت می‌دهند (الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).



Alveolina.

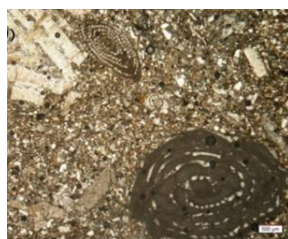


Nummulites.

شکل ۲-۱۳- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL).



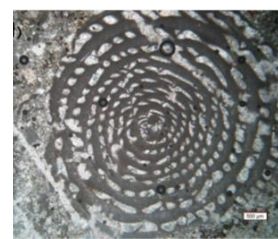
Alveolina Sp.



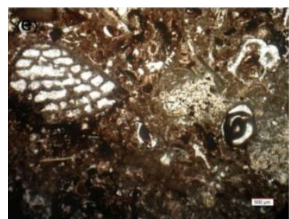
Alveolina cf. munieri,
Alveolina Sp.



Alveolina cf. elliptica.



Alveolina aragonesis.



Coskinilina Sp.



Triloilina Sp.



Heterostegina Sp. +
Operculina Sp. + D.
sella



Actiniocyclina sp.



Assilina cf. exponens.



Assilina cf. exponens.

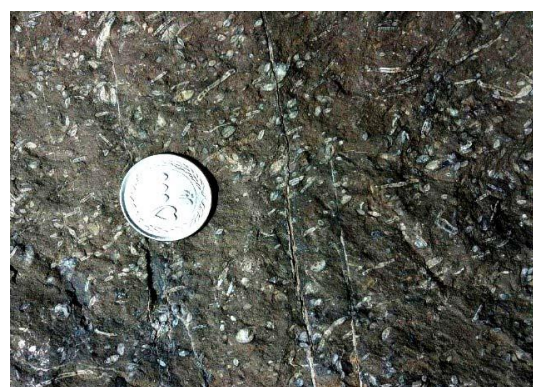


Nummulites. Cf.
aturicus.



Discocyclina cf. discus.

شکل ۲-۱۳- تصاویر مقاطع میکروسکوپی میکروفسیل‌های موجود در واحدهای آهکی در نور (PPL) بر گرفته شده از الهیاری (۱۳۸۹).

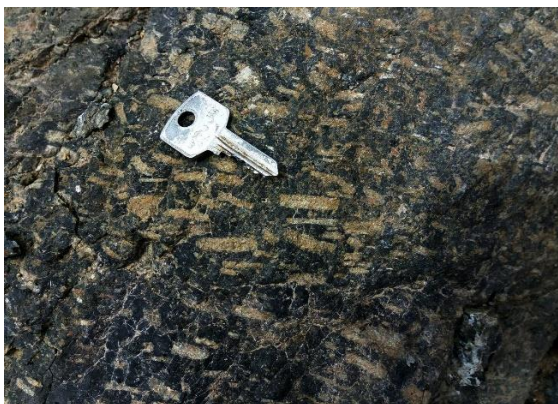


شکل ۲-۱۴- تصویری از میکروفسیل‌های موجود در سنگ آهک منطقه عباس‌آباد.

۲-۳-۶- تراکی آندزیت ها و تراکی آندزی بازالت ها

واحدهای تراکی آندزیتی و تراکی آندزی بازالتی به رنگ قهوه‌ای روشن تا کرم در منطقه رخنمون دارند. سن این واحد سنگی ائوسن بالایی گزارش شده است (مهرپرتو، ۱۳۸۱). این واحدها بر روی آهک نومولیت‌دار و در پایین واحد آهک توفی واقع شده‌اند. تراکی آندزیت به سنگ‌های آتشفشانی حدواسط که دارای ترکیبی بین تراکیت و آندزیت است، اطلاق می‌شود، و معمولاً میزان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلازهای آن‌ها برابر می‌باشد. آندزی بازالت‌ها، کانی‌های مافیکی مشابه با بازالت‌ها را شامل می‌شوند، با این تفاوت که پلاژیوکلازهای آن‌ها ترکیب سدیک‌تری دارد. برخی دیگر از این سنگ‌ها به علت دارا بودن بافت جریان‌ی (تراکیتی)، تحت عنوان تراکی آندزی بازالت یا تراکی آندزیت نامگذاری می‌شوند. گدازه‌های تراکی آندزیتی منطقه از نوع آآ می‌باشند که این باعث ظهور مورفولوژی خشن در منطقه شده است (الهپاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲).

در سطح نمونه دستی این واحد سنگی، فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز، دارای جهت یافتگی و گردشگی نسبتاً خوب بوده و پلاژیوکلازها با چشم غیر مسلح هم قابل مشاهده می‌باشند. این واحد سنگی دارای ساخت مگاپورفیری و گلومروپورفیری جریان‌ی می‌باشد (شکل ۲-۱۵، ۲-۱۶). نوع پلاژیوکلازها در این واحد سنگی از نوع لابرادوریت- آندزین و پیروکسن‌ها از نوع اوژیت تا دیوپسید مشخص شده است (فصل چهارم). تفریق از اولیوین بازالت به تراکی آندزیت در این منطقه سبب کاهش فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن و افزایش فنوکریست‌های فلدسپار شده است، که این نشان‌دهنده‌ی منشاء یکسان برای این گدازه‌های آتشفشانی می‌باشد. در اثر انجماد سریع، شکستگی‌ها و درزه‌های زیادی در این واحدها ایجاد شده است، که توسط کانی‌های ثانویه نظیر، کلریت، کلسیت، زئولیت و کوارتز پر شده‌اند. درون این واحدها فرسایش پوست پیازی دیده می‌شود (شکل ۲-۱۷).



شکل ۲-۱۶- تصویری از ساخت مگاپورفیری جریان‌ی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی- بازالتی منطقه عباس‌آباد.



شکل ۲-۱۵- تصویری از گردشگری مگافنو کریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی منطقه عباس‌آباد.



شکل ۲-۱۷- نمایی از فرسایش پوست پیازی درون واحد تراکی‌آندزیتی بازالت.

۲-۳-۷- آهک توفی

آهک‌های توفی این منطقه به رنگ قرمز متمایل به قهوه‌ای و تقریباً با ضخامت ۱ متر رخنمون دارند. این واحد سنگی بر روی توالی تراکی‌آندزیتی و در زیر واحدهای کنگلومرایی قرار دارد. به علت دارا بودن میکروفسیل‌هایی مانند: *Orbitololines*, *Numulites globules*, *Miliolids* سن این واحد سنگی را به دوره ائوسن بالایی مرتبط می‌دانند (الهیاری، ۱۳۸۹) (شکل ۲-۱۸).



شکل ۲- ۱۸- حضور میکروفسیل‌های فراوان نومولیت و آلئولین در واحد آهک توفی.

۲-۳-۸- کنگلومرای چندزادی

واحد کنگلومرای چندزادی در محدوده‌ی مورد مطالعه، به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری رخنمون دارند. این واحدها از قطعاتی با منشاء آذرین و رسوبی تشکیل شده است. قطعات این واحد سنگی، در اندازه‌های مختلف از کوچک تا بزرگ از ۱ سانتی‌متر تا حداکثر ۲۰ سانتی‌متر دارای گردشگی و جورشدگی نسبتاً خوب می‌باشند و توسط سیمانی از جنس کربنات کلسیم به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۲-۱۹). در بخش بالایی واحد کنگلومرایی، شیل و ماسه‌سنگ و در زیر آن واحد، سنگ آهک توفی قرار گرفته است. سن این واحد کنگلومرایی به ائوسن- الیگوسن نسبت داده شده است (خلعتبری، ۱۳۸۰؛ مهرپرتو، ۱۳۸۱). در واحدهای آهکی این منطقه فسیل نومولیت نیز مشاهده می‌شود. وجود قطعات درشت و زیر در این واحد سنگی، ناشی از تغییرات زیاد انرژی آب در محیط رسوبی (محیط ساحلی کم عمق) و نزدیک بودن محیط ته‌نشست به محل منشاء (کنگلومرای درون حوضه‌ای) می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲) (شکل ۲-۲۰).



شکل ۲-۲۰- تصویری از کنگلومرای چندزادی.



شکل ۲-۱۹- نمایی از کنگلومرای چندزادی با گردشگی متوسط و جورشدگی ضعیف با سیمان آهکی.

۲-۳-۹- شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های بالایی

این واحد سنگی در برگیرنده‌ی تناوبی از شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای رنگ با لایه‌بندی نازک می‌باشد، که بر روی واحد کنگلومرای و در زیر مارن‌ها قرار دارد. از نظر سنی به ائوسن- الیگوسن تعلق دارند (خلعتبری، ۱۳۸۰) (شکل ۲-۲۱). این واحد شیل و ماسه‌سنگی به دلیل واقع شدن بر روی لایه آهکی فسیل‌دار ائوسن بالایی، از نظر سنی به الیگوسن تعلق دارد. میان لایه‌هایی از میکروکنگلومرا نیز در این واحد سنگی به چشم می‌خورد. این واحد سنگی در شمال روستای عباس‌آباد رخنمون وسیعی دارد. ساخت‌های رسوبی موجود در این واحد سنگی مانند چینه‌بندی مورب، بیانگر محیط‌های ساحلی کم عمق و پر انرژی هستند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲-۲۱- نمایش از تناوب شیل و ماسه‌سنگ بالایی به سن الیگوسن.

۲-۳-۱۰- مارن‌های آهکی

این واحد سنگی به رنگ کرم با میان لایه‌هایی از شیل و ماسه‌سنگ در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارد. سن این واحد به دوره الیگوسن تعلق دارد (خلعتبری، ۱۳۸۰). چین‌خوردگی‌های بی‌شماری در این واحد سنگی رخ داده که به گونه‌ای ناهم‌شیب بر روی واحدهای رسوبی شیل و ماسه‌سنگی و در زیر رسوبات کواترنری (نهشته‌های آواری) قرار گرفته است (شکل ۲-۲۲).



شکل ۲-۲۲- تصویری از مارن‌های آهکی با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ‌های نازک لایه الیگوسن- میوسن جاده، روستای کلاته سادات به فرومد.

۲-۳-۱۱- پادگانه‌های آبرفتی کواترنری

این واحد بر اثر فعالیت‌های تکتونیکی و یا افزایش دبی رودخانه‌ها ایجاد شده است، و در مسیر رودخانه گسترش داشته و اغلب به صورت افقی دیده می‌شوند. پادگانه‌های آبرفتی از رسوبات دانه درشت با جورشدگی ضعیف تشکیل شده‌اند (آقاباتی، ۱۳۴۹). نهشته‌های آبرفتی، موادی فرسایشی هستند که از دامنه ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترده شده‌اند و با دور شدن از ارتفاعات، درشتی دانه‌ها کاهش یافته و این آبرفت‌ها بیشتر در برگیرنده قطعات حاصل از خرد شدن گدازه‌ها و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی بالا دست خود هستند (شکل ۲-۲۳).



شکل ۲-۲۳- تصویری از واحد کواترنری موجود در منطقه عباس‌آباد (الهیاری، ۱۳۸۹).

۲-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک کلی منطقه

کشور ایران با قرار گرفتن در کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا به عنوان یکی از کشورهای لرزه خیز در جهان مطرح است. به طور کلی عناصر اصلی ساختاری منطقه شامل درزه‌ها و شکستگی‌ها، گسل‌ها و چین خوردگی‌ها هستند. نوار آتشفشانی عباس‌آباد در شمال زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است

(اشتوکلین، ۱۹۶۸). مهمترین عامل ساختاری این منطقه گسل‌ها، شکستگی‌ها و چین‌ها می‌باشند (شکل ۲-۲۴)، که در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی، خروج گدازه را بر روی سطح ایجاد کرده‌اند. روند گسل‌های منطقه‌ی مورد مطالعه عموماً شمال غربی- جنوب شرقی و شمال شرق- جنوب غربی است. این گسل‌ها عمدتاً امتدادلغز راست‌گرد هستند (آقانباتی، ۱۳۴۹). این امر سبب جابه‌جا شدن سنگ‌های رسوبی ائوسن- الیگوسن (توف، شیل، ماسه‌سنگ) و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (اولیوین‌بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزی‌بازالت و تراکی‌آندزی‌بازالت)، گردیده است.

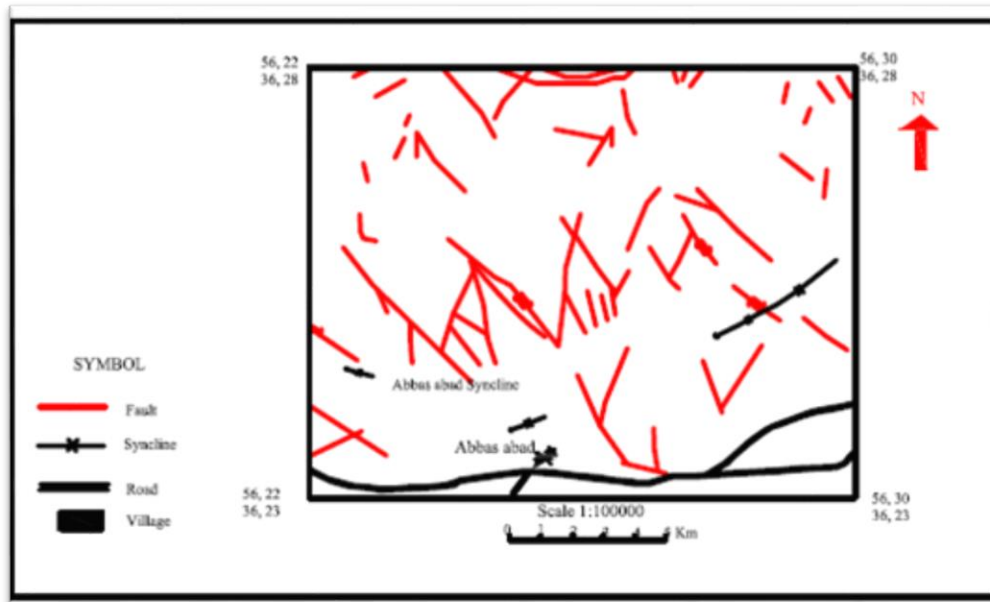
گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی زمین‌شناسی به سه دسته (جوان، کواترنری، پیش کواترنری) تقسیم‌بندی کرد. اولین بار اشتوکلین در نقشه ایران گسل‌های منطقه را مشخص نمود. گسل‌های منطقه عمدتاً دارای سه روند اصلی می‌باشند:

۱- گسل‌های با روند شرقی- غربی، ۲- گسل‌های با روند شمال شرقی- جنوب غربی، ۳- گسل‌های با روند شمال غربی- جنوب شرقی.

گسل‌های این منطقه با کانه‌زایی ارتباط مستقیم داشته، و در اثر فعالیت‌های تکتونیکی، محلول‌های مس‌دار از طریق شکستگی‌ها و گسل‌ها خارج شده و سبب تشکیل مس در سنگ‌های تراکی‌بازالتی این منطقه شده است. در این منطقه چین خوردگی‌های فراوان به صورت تاقدیس و ناودیس دیده می‌شوند. واحدهای شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، آهک توفی، آهک نومولیت‌دار و گدازه در منطقه‌ی عباس‌آباد به صورت یک ناودیس میل‌دار چین خورده‌اند. ناودیس عباس‌آباد در شمال خاوری منطقه‌ی مورد مطالعه دارای میل شمال خاوری- جنوب باختری است. در شمال غرب منطقه میل آن تغییر کرده و جهت شمال باختری- جنوب خاوری را نشان می‌دهد. در هسته‌ی مرکزی این ناودیس، شیل و ماسه‌سنگ به سن ائوسن- الیگوسن قرار دارد (شکل ۲-۲۵). عشق‌آبادی و عابدیان (۱۳۷۹)، در گزارش خود تحت عنوان مطالعات زمین‌شناسی اقتصادی وره ۱:۱۰۰۰۰۰ داورزن به این نکته اشاره کرده‌اند که رورانگی‌ها در منطقه مورد مطالعه از مهمترین عناصر

ساختمانی محسوب شده و شیب آن‌ها نیز متوسط تا کم است، به طور عمده دارای روندی شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند. همچنین به شکستگی‌های موجود در منطقه اشاره داشته و معتقدند که روند شکستگی‌ها بیشتر شمالی- جنوبی تا شمال شرقی- جنوب غربی بوده و انواع شمال غربی- جنوب شرقی نیز یافت می‌شود. گسله‌های موجود در منطقه (گسله‌های فشارشی و امتدادلغز) نیز دارای گسترشی محدودند.

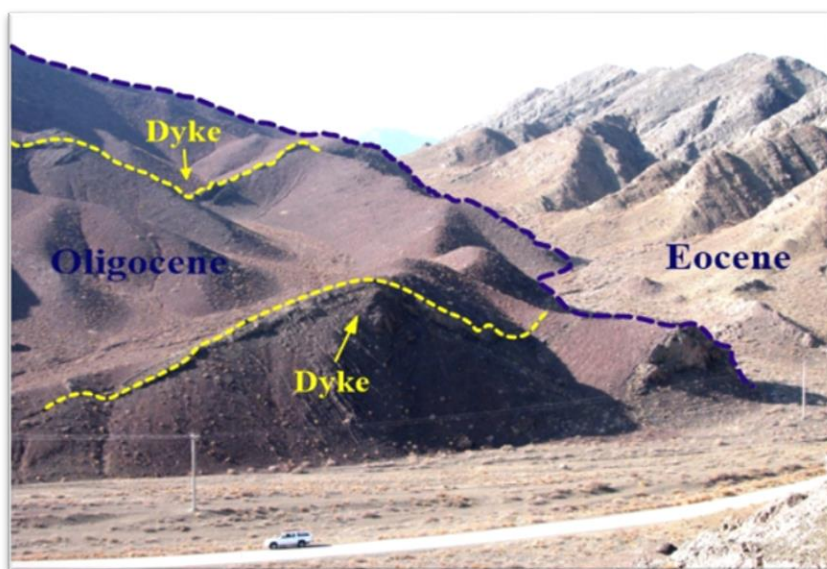
به نظر الهیاری (۱۳۸۹)، واحدهای شیل و ماسه‌سنگ، کنگلومرا، آهک توفی، آهک نومولیت‌دار و گدازه در منطقه‌ی عباس‌آباد به صورت یک ناودیس میل‌دار چین خورده‌اند. ناودیس عباس‌آباد در شمال شرق منطقه مورد مطالعه دارای میل شمال شرقی- جنوب غربی است. در محدوده مطالعاتی دایک‌های متعددی مشاهده شد که تعدادی از آن‌ها را به تصویر کشیده‌ایم (شکل ۲-۲۶، ۲-۲۷).



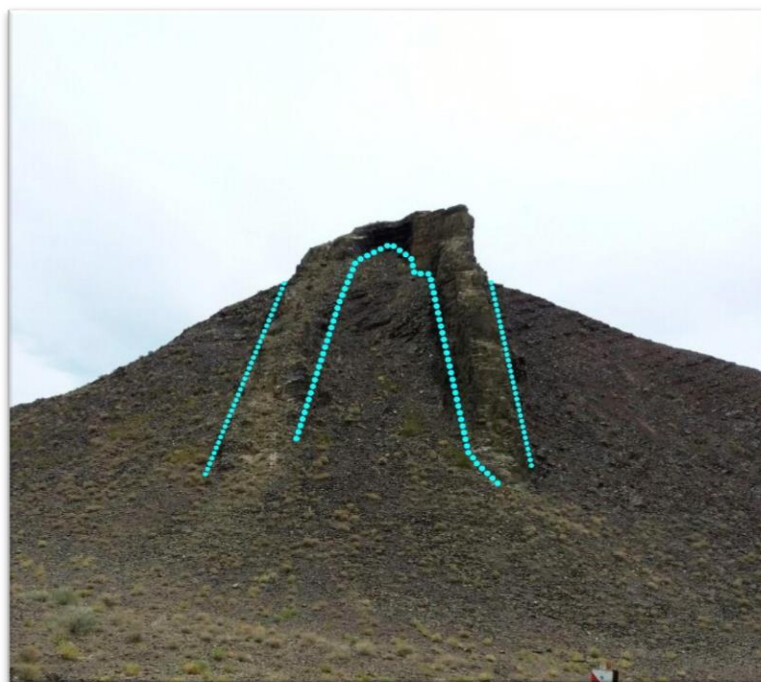
شکل ۲-۲۴- نمایی از گسل‌ها و چین‌های منطقه‌ی عباس‌آباد برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد (الهیاری ۱۳۸۹).



شکل ۲-۲۵- تصویری از درزه‌ها و شکستگی‌ها در واحدهای ماسه‌سنگی موجود در منطقه عباس‌آباد.



شکل ۲-۲۶- نمای کلی از توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن عباس‌آباد و شیل و ماسه‌سنگ رویی به سن ائوسن بالایی- الیگوسن به همراه دو دایک تراکی آندزیتی تقریباً موازی پسا ائوسن (دید به سمت غرب).



شکل ۲-۲۷- تصویری از دایک‌های جوان تراکی‌آندزیتی در داخل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ائوسن- الیگوسن موجود در جاده‌ی عباس‌آباد- فرومد.

۲-۴- پتانسیل معدنی منطقه

کانه‌زایی رابطه مستقیمی با ماگماتیسم و گسل‌های موجود در منطقه دارد. این کان‌زایی به ولکانیسم ائوسن مربوط می‌باشد. از کانسارهای موجود در محدوده مطالعاتی می‌توان به کانسارهای مس و آهن اشاره کرد.

۲-۴-۱- مس

وجود ماده معدنی مس در نوار آتشفشانی عباس‌آباد، از زمان‌های بسیار قدیم عامل مهمی در معروفیت و توجه به منطقه عباس‌آباد بوده است (شکل ۲-۲۸). برای اولین بار تایتز در سال ۱۸۷۹ میلادی از وجود مس در این منطقه نامبرده است. به علت رابطه‌ی نزدیک بین گسل‌های این منطقه با کان‌زایی، این کان‌زایی به ولکانیسم ائوسن مربوط می‌شود. صادق‌زاده (۱۳۷۷)، معتقد است که در سنگ‌های تراکی‌بازالتی و گدازه‌ها،

تجمع مس به صورت رگه‌ای دیده می‌شود. کانه‌زایی مس به صورت آزریت و مالاکیت در سطح و کولین و بورنیت در اعماق سنگ میزبان قرار گرفته‌اند.

بارویانت (۱۹۷۱)، معتقد است که منطقه عباس‌آباد یک منطقه کم و بیش معدنی بوده و در داخل برخی از آندزیت‌ها کانی‌سازی مس صورت گرفته است.

به اعتقاد آقانباتی (۱۳۴۹)، منطقه عباس‌آباد از قدیم به علت داشتن مس خالص جزء یکی از مناطق مینرالیزه غنی از مس بوده است. در این منطقه مس با درصد کم در طبقات و لایه‌های ولکانیکی ائوسن به صورت پراکنده موجود است.

الهیاری (۱۳۸۹)، معتقد است که کانی‌زایی مس موجود در منطقه عباس‌آباد از نوع کالکوسیت به عنوان کانی اصلی است و در مواردی با مالاکیت و کوولین همراه است. در مواردی نیز همراه مجموعه یاد شده مگنتیت و هماتیت نیز دیده می‌شود که به طور عمده رگچه‌های سنگ میزبان را پر کرده‌اند.



شکل ۲-۲۸- تصویری از کانه‌زایی مس در منطقه عباس‌آباد.

۲-۴-۲- آهن

آهن از جمله فلزاتی است، که در تمام دوره‌های زمین‌شناسی یافت می‌شود، و شکل‌گیری آن به دوره‌ی خاصی محدود نمی‌شود. آهن موجود در این منطقه به صورت رگچه‌ای درون درزه‌ها و شکاف‌ها قرار گرفته و گمان می‌رود که منشاء هیدروترمالی دارند. کانی‌های اکسیدی متعددی در سنگ‌های آذرین حضور دارند که برخی از آن‌ها شاخص‌های کلیدی مهمی برای فرآیندهای پتروژنتیکی هستند. از گروه اکسیدهای آهن-تیتان، می‌توان مگنتیت و محلول جامد بین ایلمنیت و هماتیت را نام برد. ترکیبات خالص مگنتیت، ایلمنیت و هماتیت توأم در سنگ‌های آذرین و دگرگونی، نشان‌دهنده اهمیت میزان اکسیژن ماگما به عنوان کلید اصلی در درک فرآیندهای ماگمایی هستند. آهن در سطوح فوقانی پوسته زمین به صورت Fe^{+3} با اکسیژن ترکیب شده و در تشکیل کانی‌ها مشارکت می‌کند. در اعماق این عنصر عموماً به صورت Fe^{+2} در ترکیب کانی‌های سیلیکاته شرکت می‌کند. این عنصر جزء عناصر سیدروفیل بوده و بعضاً خواص کالکوفیل و لیتوفیل نیز از خود نشان می‌دهد. آهن یکی از تشکیل دهنده‌های اصلی اغلب سنگ‌ها می‌باشد و به همین علت تقریباً در تمام محیط‌ها و کانسارها وجود دارد. در منطقه عباس‌آباد نیز کانی‌سازی آهن (هماتیت، مگنتیت) وجود دارد (شکل ۲-۲۹).



شکل ۲-۲۹- تصویری از کانه‌زایی آهن (هماتیت، مگنتیت) در منطقه عباس‌آباد (برزگری، ۱۳۹۴).

۲-۴-۳- زئولیت

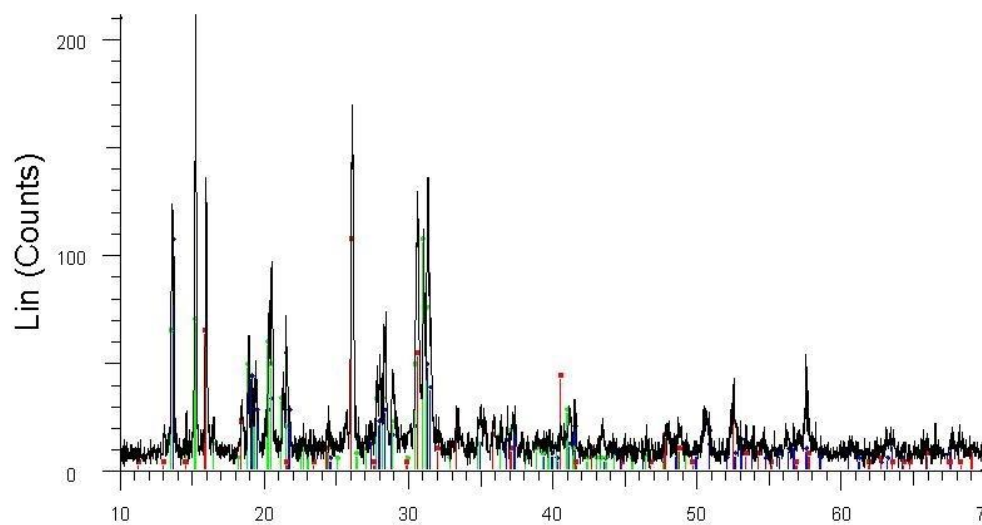
زئولیت (Zeolite) یک ماده معدنی است که عمدتاً از آلومینوسیلیکات تشکیل شده و کاربرد تجاری عمده آن در صنایع به عنوان جاذب سطحی است. برای اولین بار کرونستد (Cronsted, 1756) این واژه را برای کانی‌هایی که هنگام گرم شدن مقداری آب از خود خارج می‌سازند و به نظر می‌رسد که می‌جوشند به کار برد. کلمه زئولیت از دو بخش Zeo و Lite تشکیل شده است که به ترتیب به زبان یونانی به معنای جوشیدن و سنگ می‌باشد. در این منطقه، درون حفره‌های تراکی‌اندزیتی‌ها و تراکی‌اندزی‌بازالت‌ها، زئولیت‌هایی با بافت شعاعی به رنگ سفید مشاهده می‌شود (شکل ۲-۳۰، ۳۰-۲، ۳۱-۲). اما به علت کم بودن آن‌ها از نظر اقتصادی قابل بهره برداری نیستند. زئولیت‌ها در اثر انحلال پلاژیوکلازها با شیشه‌های آتشفشانی به صورت محلول ایجاد شده‌اند. در مراحل بعدی زئولیت در داخل آب‌های درون منفذی با افزایش غلظت یون‌های آلومینیوم و سدیم به صورت رسوب از محلول‌ها جدا شده است. با توجه به بررسی آنالیزهای XRD انجام شده بر روی زئولیت‌های موجود در منطقه، نوع زئولیت‌ها، آنالسیم، ناترولیت و مزولیت شناسایی شد (شکل ۲-۳۲، (صادق زاده، ۱۳۷۷؛ بادامه، ۱۳۸۲؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲-۳۰- تصویری از زئولیت با بافت شعاعی درون حفره‌ی تراکی‌اندزیتی در مسیر جاده‌ی شاهرود- عباس‌آباد.



شکل ۲-۳۱- تصویری از رگه زئولیت در واحد تراکی آندزیتی در مسیر جاده‌ی شاهرود- عباس‌آباد.



شکل ۲-۳۲- نتایج حاصل از آنالیز XRD بر روی نمونه‌های زئولیتی منطقه‌ی مورد مطالعه (الهیاری، ۱۳۸۹).

فصل سوم

مطالعات پروکرانی

۳-۱- مقدمه

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی بر روی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی منطقه مورد مطالعه، تعداد ۳۰ مقطع نازک تهیه گردید. پتروگرافی، بخشی از علم سنگ‌شناسی است، که با توجه به آن، مسائلی از قبیل ترکیب کانی‌شناسی، روابط بافتی، نام سنگ و شواهد میکروسکوپی تحولات ماگمایی سنگ‌ها مورد مطالعه قرار می‌گیرند. مطالعه بافت‌ها از طریق بررسی میکروسکوپی سنگ‌ها در مقاطع نازک، اطلاعاتی در زمینه درجه تبلور، اندازه، شکل و آرایش هندسی کانی‌ها و یا ترتیب تبلور کانی‌ها، آهنگ تبلور، شرایط کلی سردشدن، انجماد ماگما و گرانروی آن ارائه می‌دهد. تحولات ماگمایی نیز شامل فرآیندهایی مانند تبلور تفریقی، آلایش، هضم و... است که در طی تشکیل ماگما تا صعود، فوران و جایگزینی آن رخ می‌دهند. این منطقه دارای واحدهای سنگی متنوعی مانند سنگ‌های آتشفشانی و نهشته‌های آذرآواری- رسوبی می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب بازیک (تراکی بازالت و الیوین بازالت) تا حدواسط (تراکی آندزیت، تراکی آندزی بازالت و آندزیت) هستند. سنگ‌های آذرآواری- رسوبی (انواع توف، برش، آگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، کنگلومرا، سنگ آهک نومولیتی و سنگ آهک توفی) به سن ائوسن میانی- بالایی و سنگ‌های رسوبی الگیوسن و کواترنری می‌باشند. پتروگرافی این مجموعه عمدتاً بازالتی نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها شامل پیروکسن و پلاژیوکلاز بوده و در سطح نمونه دستی الیوین بازالت‌ها فنوکریست‌های اولیوین به صورت ایدنگزیتی مشاهده می‌شود. کانی‌های فرعی و ثانویه آن‌ها شامل، ژئولیت، کلریت، آپاتیت، کلسیت و کوارتز می‌باشند.

حال به بررسی ویژگی‌های پتروگرافی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم:

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

با توجه به بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی صورت گرفته در منطقه، بخش اعظم سنگ‌های منطقه شامل واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی می‌باشد. مطالعات صورت گرفته بر روی نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد- داورزن و میامی، سن اکثر نمونه سنگ‌های منطقه ائوسن تشخیص داده شد. مطالعات میکروسکوپی بدست آمده از نمونه‌های حاصل از این منطقه، نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی این منطقه دارای یک روند تفریقی از تراکی‌بازالت تا البوین‌بازالت می‌باشند. در این واحد سنگی در اثر پیشرفت فرآیند تفریق، از میزان اولیوین موجود در سنگ‌ها کاسته و به میزان پلاژیوکلازها افزوده شده است. یکی از ویژگی‌های بارزی که در تمام سنگ‌های آتشفشانی این منطقه مشاهده می‌شود، وجود شواهد بافتی ناتعادلی از قبیل ادخال، بافت غربالی، گردش‌گی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن است. پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی بر پایه کانی‌های قابل تشخیص (کانی‌های اولیه و ثانویه) در آن‌ها صورت می‌گیرد. همچنین بسته به ترکیب شیمیایی سنگ، بسیاری از کانی‌های سازنده سنگ‌های آذرین ممکن است به شکل کانی اصلی، فرعی و عارضه‌ای در سنگ حضور داشته باشند. در دماهای بالا، کانی‌های اولیه مستقیماً از ماگما متبلور می‌شوند. اما در زیر دماهای حضور مذاب، کانی‌های ثانویه تشکیل می‌گردند. به طور کلی جانشینی بخشی یا کامل کانی‌های اولیه دما بالا توسط کانی‌های دما پائین صورت می‌گیرد. این جانشینی معمولاً شامل آبگیری یا اکسیداسیون کانی‌های اولیه توسط سیالات مشتق از ماگما در خلال مراحل نهایی تبلور است، و یا تحت تاثیر هوازدگی نزدیک به سطح زمین صورت می‌گیرد. کانی‌های سنگ ساز اصلی، فرعی و عارضه‌ای نیز به ترتیب بیش از ۵ درصد، بین ۱-۵ درصد و کمتر از ۱ درصد از حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. به طور کلی کانی‌های اصلی، از اجزاء اکسیدهای اصلی یعنی SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O تشکیل شده‌اند. در صورتی که یک کانی اصلی در حد تمرکزهای بسیار کم در یک سنگ خاص حضور داشته باشد به آن کانی فرعی گویند. کانی‌های عارضه‌ای نیز به

کانی‌هایی گفته می‌شوند که در مقادیر بسیار کم و برای پذیرش اجزای شیمیایی نادر که قادر به حضور در کانی‌های اصلی و فرعی نیستند، در سنگ حضور دارند (جدول ۳-۱) (بلت و همکاران، ۲۰۰۶ برگرفته از قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹).

جدول ۳-۱ - علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی سنگ‌ها در این فصل عبارتند از

(برگرفته از قاسمی، ۱۳۹۴).

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
الیون	Ol	مگنتیت	Mag
کلینوپروکسن	CPX	هماتیت	Hem
پلاژیوکلاز	Plg	کانی‌های اپک	Opc
آپاتیت	Apa	کلریت	Chl
آنالسیم	Anl	کلسیت	Cal
اپیدوت	Ep	کوارتز	Q

در ادامه خصوصیات پتروگرافی واحدهای سنگی مورد مطالعه ارائه می‌گردد.

۳-۲-۱- الیون بازالت‌ها

الیون بازالت‌های منطقه به رنگ خاکستری تیره تا سیاه دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی این گدازه‌های بازالتی کلینوپروکسن، پلاژیوکلاز و الیون و کانی‌های فرعی آن‌ها اپک و آپاتیت است، کانی‌های ثانویه آن‌ها شامل: ایدنگزیت، کلریت، سربیسیت، ژئولیت و کلسیت هستند. بلورهای اولیون ایدنگزیتی شده و پروکسن در سطح نمونه دستی با چشم غیر مسلح قابل مشاهده می‌باشند. الیون بازالت، به سنگی اطلاق می‌شود که میزان درشت بلورهای الیون آن از ۵ درصد بیشتر باشد (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰). بافت غالب الیون بازالت‌ها، پورفیری با زمینه میکروولیتی است. در بافت پورفیری یک تفاوت آشکار، در اندازه فنوکریست‌ها وجود دارد. تفاوت در اندازه دانه‌ها، رابطه بین اندازه بلور و نرخ سردشدگی را بیان می‌کند.

زمانی که مذاب بازالتی در اعماق شروع به تبلور می‌کند، به دلیل سرعت سردشدگی پایین و نرخ هسته‌بندی کم، شرایط مساعدی برای رشد درشت بلورها فراهم می‌شود. سپس به دنبال فوران گدازه، همراه با سرد شدن خیلی سریع و نرخ هسته‌بندی بالا، زمینه ریزدانه‌ای ایجاد می‌شود که درشت بلورها را در برگرفته و بافت پورفیری را به وجود می‌آورد. بنابراین بافت پورفیری بیانگر تبلور در اتاق ماگمایی نیمه عمیق (یا عمیق‌تر) طی صعود ماگما از گوشته به سطح زمین است (گیل، ۲۰۱۰). بافت گلومروپورفیری حاصل از تجمع درشت بلورهای (پلاژیوکلاز و پیروکسن) با اندازه‌ی یکسان در یک زمینه‌ی دانه ریز است. به طور کلی بافت‌های پورفیری، طی دو مرحله سردشدگی ایجاد می‌شوند (بست، ۲۰۰۳):

۱- تبلور درشت بلورها که در فشار بالاتر و سرعت سرد شدن آرام‌تر ماگما در اتاق ماگمایی اعماق زمین، صورت پذیرفته است و در این مرحله میزان هسته‌بندی کم و نرخ رشد بلور زیاد بوده است.

۲- تبلور ریز بلورها، در حین صعود و خروج گدازه‌ها در فشار کم که با تبلور میکروولیت‌ها همراه بوده است. تشکیل بافت گلومروپورفیری در ارتباط با شناور بودن بلورها در مذاب و اتصال آن‌ها به یکدیگر می‌باشند (بست، ۲۰۰۱). معمولاً واژه گلومروکریست، برای بلورهایی با اندازه برابر که حالت خوشه‌ای به خود گرفته‌اند به کار می‌رود (گیل، ۲۰۱۰).

به عقیده ژو و همکاران (Xu et al., 2009)، تجمع فنوکریست‌ها در ایجاد بافت پورفیری شامل سه مرحله می‌باشد:

مرحله اول: طی فرآیند جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، پس از تبلور اولیه، درشت بلورهایی شکل می‌گیرند.

مرحله دوم: ورود ماگما به درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، سبب ایجاد اختلاط مذاب‌ها می‌شود. در این مرحله کاهش چگالی و گرانشی مذاب در بردارنده‌ی این درشت بلورها، باعث تجمع درشت بلورهای چگال‌تر به صورت انباشتی در کف اتاق ماگمایی می‌گردد (Hughes, 1982).

مرحله سوم: تزریق ماگمای چگال تر سبب آشفته شدن مخزن ماگمایی و افزایش فشار درون اتاق ماگمایی می‌شود. در نتیجه افزایش فشار مذاب، باعث شکسته شدن لایه بلورهای زودرس موجود در کف اتاق ماگمایی شده و به درون اتاق ماگمایی بالاتر انتقال می‌یابند. این امر منجر به ایجاد نیروی کششی بر روی درشت بلورهای انباشتی شده و جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب را در پی دارد. در اثر تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی بین بلورهای انباشتی و مذاب ایجاد می‌شود. در نهایت نیروی کششی و برشی، منجر به شکسته شدن لایه و بلورهای انباشتی و تولید تجمعات گلومروپورفیری می‌شوند.

یکی از ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی منطقه، وجود منطقه‌بندی در درشت بلورها، بافت غربالی و عدم تعادل در کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کانی اولیوین است.

بافت غربالی از جمله بافت‌های مهم در سنگ‌های آتشفشانی محسوب می‌شود. در خصوص علت تشکیل این بافت، نظریات مختلفی ارائه شده است. بنابر نظر تسوچی یاما (۱۹۸۵)، توسعه این بافت در پلاژیوکلازها در ارتباط با تحلیل یافتگی ناقص بلور اولیه و رشد مجدد پلاژیوکلاز کلسیک‌تر در اطراف آن بلور می‌باشد. این مسئله را می‌توان این گونه توجیه نمود که اگر درصد آنورتیت بلور اولیه کمتر از پلاژیوکلاز در حال تعادل در مذاب باشد، سطوح خورد شده بسیار ناهموار گردیده و با ماگما پر می‌شوند. در این حالت بلور در داخل ماگمایی که اسیدی تر از ماگمای زمینه می‌باشد، قرار می‌گیرند. بنابراین اگر دو ماگمای اسیدی و بازی با هم مخلوط شوند فلدسپار سدیم‌دار موجود در ماگمای اسیدی حل گردیده و بافت غربالی پدید می‌آید. به علاوه برخی از پژوهشگران چنین حالتی را به کاهش ناگهانی فشار وارده بر ماگمای در طی صعود آن به سطح زمین و در نتیجه انحلال آن‌ها نسبت داده‌اند (پیرس و همکاران ۱۹۸۷؛ نلسون و مونتانا، ۱۹۹۲؛ شلی، ۱۹۹۳).

علاوه بر بافت‌های مشاهده شده، می‌توان به بافت‌های تراکیتی، بادامکی و میکرولیتی پورفیری اشاره کرد. کانی‌های اصلی سنگ را فنوکریست‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیوین تشکیل می‌دهند. درشت بلورهای

دگرسان شده‌ی پلاژیوکلاز، الیوین‌های ایدنگزیتی شده و کلینوپیروکسن اوزیت به صورت سالم یا در حال کلریتی شدن از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده الیوین بازالت‌ها می‌باشند. حفرات و درزه‌های موجود در سنگ با کانی‌های ثانویه‌ای چون کلسیت، کوارتز، کلریت و زئولیت با بافت شعاعی پر شده است. با توجه به روابط فازی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیبات اولیوین بازالتی به صورت می‌باشد:

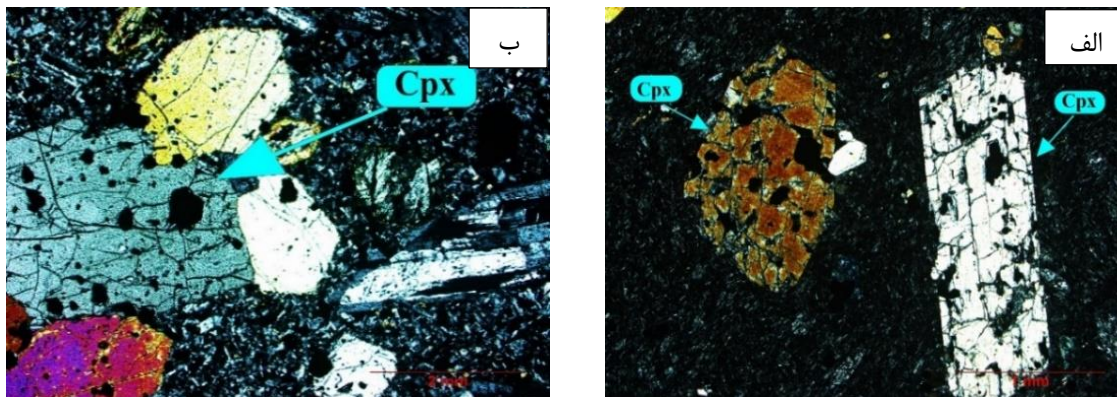
Oli-Cpx-Plg

کانی‌های اصلی

الف - پیروکسن

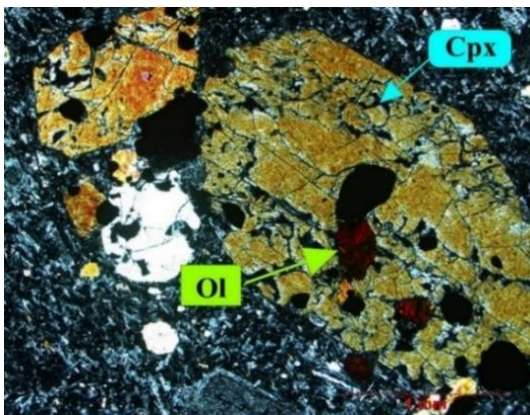
پیروکسن‌های موجود در اولیوین‌بازالت‌ها از نوع کلینوپیروکسن بوده و بخش اعظم سنگ را در برگرفته‌اند. اغلب بلورهای این کانی خودشکل (ایدیومورف) هستند. برخی از آن‌ها نیز آثاری از خلیج خوردگی، گردش‌گی، منطقه‌بندی، بافت غربالی و گلومروپورفیری را نشان می‌دهند (شکل‌های ۳-۱ الف وب، ۳-۶، ۳-۷). گردش‌گی بلورها، بافت غیرتعدالی محسوب می‌شود. گردش‌گی فنوکریست‌های پیروکسن برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شد. برای درشت بلورهای پیروکسن، نرخ رشد برابر با 10^{-5} لحاظ شده است. نمودار CSD مربوط به این نمونه سنگی، تقعر به سمت بالا، در جهت اندازه‌های کوچک و بزرگ نشان می‌دهند (برزگری، ۱۳۹۴). به عقیده لتنز و مک کوئین (۲۰۰۰)، تقعر به سمت بالا، نشان‌دهنده تفریق، انباشت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است. علت پیدایش آن را می‌توان حرکت بلورهای کلینوپیروکسن در اتاق ماگمایی و زمان کوتاه تعادل مذاب در مرحله‌ی تشکیل آن‌ها نسبت داد. تغییرات فیزیکی و شیمیایی در ماگما، می‌تواند سبب هضم‌شدگی سطوح و تحلیل رفتگی یا خلیج خوردگی بلورها شود. بلورهای خودشکل سطوح بلوری مشخصی داشته و تحت شرایط تعادلی بدون هیچ محدودیتی در مایع رشد می‌کنند (بست، ۲۰۰۳). کلینوپیروکسن‌های موجود، از نوع اوزیت و تیتانو اوزیت با ترکیب اعضای انتهایی این کانی بین $Wo_{42-47} En_{37-44} Fs_{13-19}$ متغیر بوده، و دارای ماکل ساعت شنی می‌باشند.

شلی (۱۹۹۳)، از ماکل ساعت شنی به علت شباهت ظاهری آن به ساعت شنی تحت عنوان منطقه‌بندی بخشی یاد می‌کند، این منطقه‌بندی زمانی ایجاد می‌شود که سطوحی با ترکیب مختلف در یک بلور رشد یابند (شکل ۳-۲). حضور ادخال‌هایی در درون فنوکریست‌های پیروکسن مانند: بلورهای اولیوین، آپاتیت، پلاژیوکلاز و بلورهای ریز اکسید آهن، حاکی از تبلور زودرس آن‌ها نسبت به کلینوپیروکسن است (شکل ۳-۳). اگر در سیستم پیروکسن‌ها، تعادل کامل برقرار باشد، بلورهای پیروکسن به طور ممتد با ماده مذاب واکنش می‌دهند و این سبب تشکیل نشدن منطقه‌بندی در پیروکسن‌ها شده، و ترکیب آن‌ها با ترکیب ماده مذاب اولیه یکسان می‌شود. معمولاً بلورهای منطقه‌ای نشان‌گر کند بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور هستند (شکل ۳-۵).

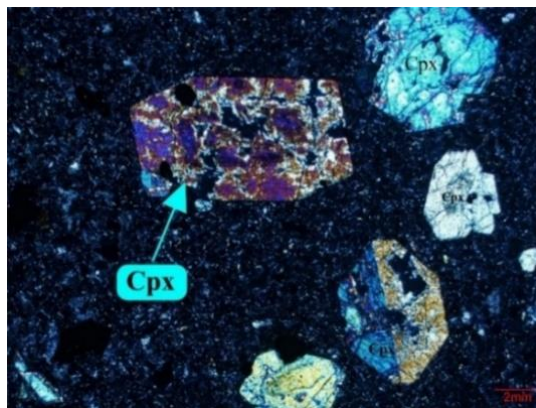


شکل ۳-۱- تصاویری از بافت غربالی در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ الیوین‌بازالتی محدوده‌ی مورد مطالعه در نور

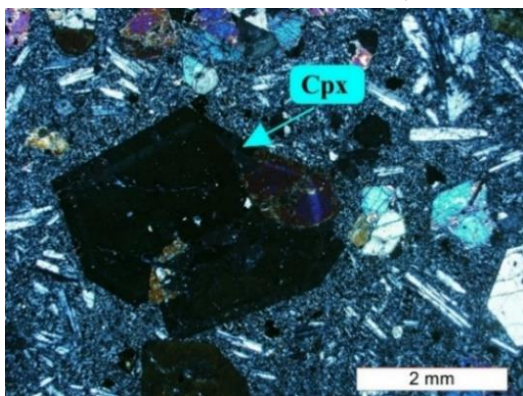
.XPL



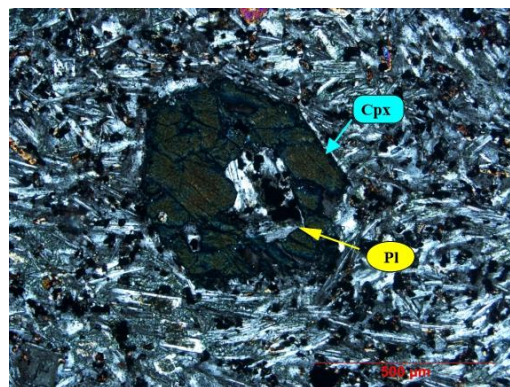
شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای الیوین به صورت ادخال در بلورهای پیروکسن موجود در سنگ الیوین‌بازالتی با بافت گلومروپورفیری منطقه مورد مطالعه در نور XPL.



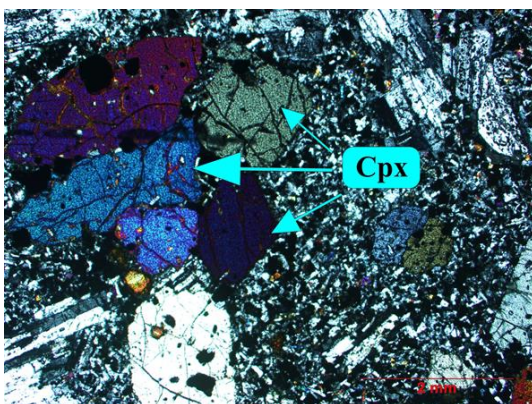
شکل ۳-۲- تصویری از ماکل ساعت شنی و منطقه‌بندی در بلور پیروکسن موجود در سنگ الیوین‌بازالتی در نور XPL.



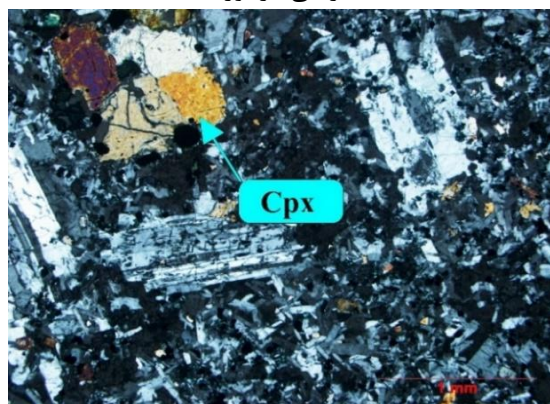
شکل ۳-۵- تصویری از منطقه‌بندی در بلورهای خود شکل پیروکسن در سنگ الیوین‌بازالتی با بافت میکرولیتی پورفیری در نور XPL.



شکل ۳-۴- تصویری از ادخال پلاژیوکلاز در زمینه پیروکسن با ساختار منطقه‌بندی در سنگ الیوین‌بازالتی با بافت جریان‌ی در نور XPL.



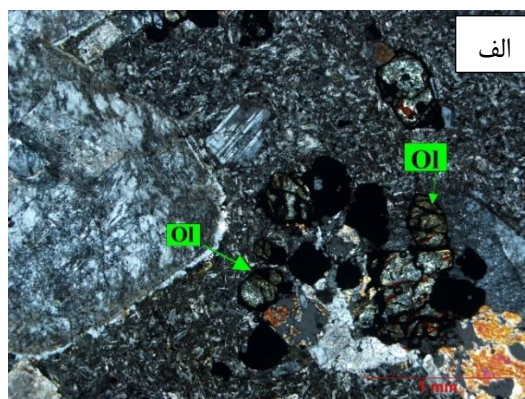
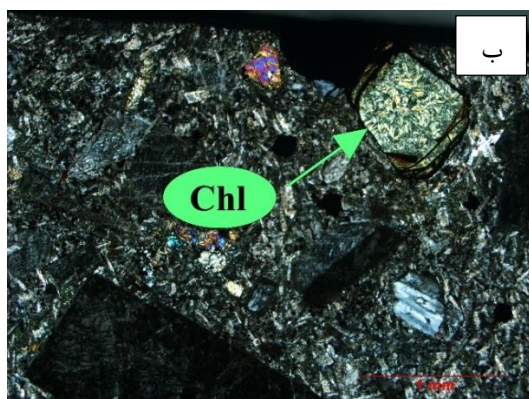
شکل ۳-۷- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در الیوین‌بازالت در نور XPL.



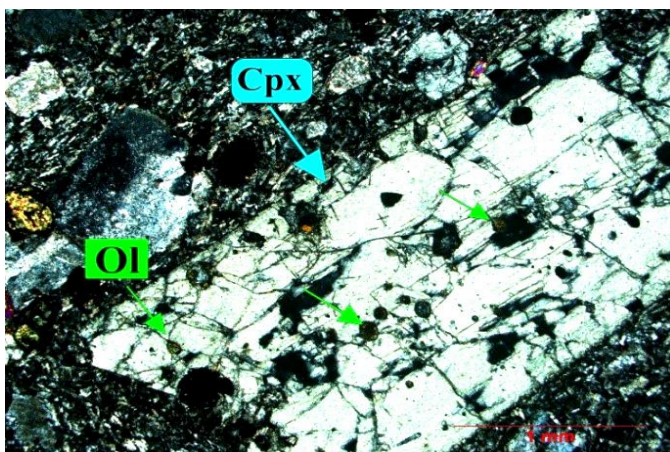
شکل ۳-۶- تصویری از خلیج خوردگی بلورهای پیروکسن در سنگ الیوین‌بازالتی در نور XPL.

ب- الیوین

درشت بلورهای الیوین، غالباً به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار در زمینه‌ی سنگ قرار دارند. در صحرا در سطح نمونه دستی نیز گاهی می‌توان فنوکریست‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگ این کانی را که در اثر دگرسانی ایدنگزیتی شدن و حضور اکسیدهای آهن به این رنگ‌ها در آمده‌اند را تشخیص داد. فنوکریست‌های این کانی دارای بافت غیر تعادلی، گلومروپورفیری و بیشتر آن‌ها گردشده می‌باشند. گردشگی فنوکریست‌های اولیوین ناشی از تحلیل رفتگی و هضم کناره‌ها و سطوح بلور می‌باشد. الیوین‌ها عمدتاً در حال تبدیل شدن به کلریت و ایدنگزیتی شدن هستند (شکل ۳-۸ الف وب). بلورهای ریز یا درشت الیوین در داخل بلورهای کلینوپیروکسن این نکته را بیان می‌کنند، که الیوین نسبت به کلینوپیروکسن زودتر متبلور شده است (شکل ۳-۹). به دلیل اینکه سرعت رشد بلورهای کلینوپیروکسن نسبت به اولیوین بیشتر است و ماگما زمان طولانی در شرایط تبلور الیوین قرار نگرفته، و حتی بلورهای الیوینی که همزمان با آن هسته‌بندی کرده‌اند دیرتر رشد کرده و در بلور کلینوپیروکسن به دام افتاده‌اند. در برخی از موارد بلورهای الیوین به صورت اسکلتی مشاهده می‌شوند. تغییر در شرایط مذاب و میزان سردشدگی، منجر به تغییر در اندازه دانه‌ها می‌شود. میزان سردشدگی سبب خارج شدن بلورها از حالت تعادل و تغییر شکل آن‌ها می‌شود (بست ۲۰۰۳).



شکل ۳-۸- تصویری از کلریتی و ایدنگزیتی شدن بلورهای الیوین در سنگ الیوین‌بازالتی در نور XPL.



شکل ۳-۹- بلورهای الیوین در داخل کلینوپیروکسن و ایجاد بافت غربالی در سنگ الیوین بازالت در نور XPL.

پ- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ است، که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در نمونه‌های الیوین‌بازالتی یافت می‌شود. میکرولیت‌های موجود در پلاژیوکلاز نشان‌دهنده تبلور آن‌ها در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده‌های آنندزین و لابرادوریت متغیر بوده و در گستره بین $Ab_{15.85}, Or_{0.97}, An_{2.24}-Ab_{82.36}, Or_{62.28}, An_{83.30}$ قرار می‌گیرند. در برخی از موارد دگرسانی در مرکز بلورها بیش‌تر از حاشیه است که این نشان‌دهنده کلسیک‌تر بودن مرکز بلورها و منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها باشد. طرح سیستماتیک از تغییرات شیمیایی درون کانی‌های یک محلول جامد، منطقه‌بندی نامیده می‌شود. در واقع این امر نشان‌دهنده واکنش ناقص و مداوم بین بلور و مذاب می‌باشد (بست، ۲۰۰۳). از دیگر ویژگی‌های پلاژیوکلازهای موجود در الیوین‌بازالت‌ها، گردش‌گی و بافت تراکیتی (جریانی) می‌باشد. بافت تراکیتی در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می‌شود. با بالا رفتن سرعت هسته‌بندی و رشد در یک ماگمای در حال سرد شدن، سرعت انتشار دچار نقصان می‌شود و مواد لازم برای رشد بلورها عمدتاً در کناره‌ها و گوشه‌های بلور انباشته می‌شود. این

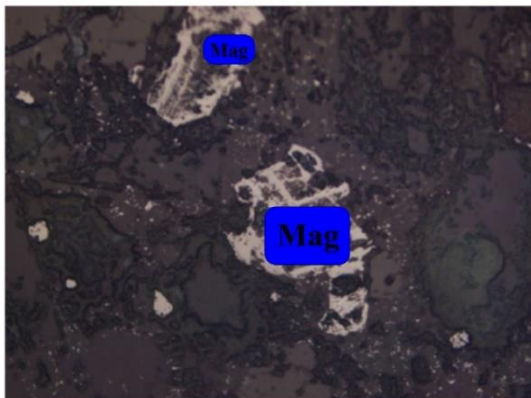
محل‌ها با حجم زیادتری از ماگما محصور می‌شوند و در صورتی که عمل انتشار همراه با رشد بلورها پیشرفت کند، کناره‌ها و گوشه‌های بلور سریع‌تر از بقیه نقاط بلور رشد می‌کند و اشکال بلوری کشیده و تیغه‌ای و تعداد زیادی میکروولیت پدید می‌آیند (شلی، ۱۹۹۳). به طور کلی میزان گردشگری پلاژیوکلازهای منطقه عباس‌آباد برابر با ۰/۳ در نظر گرفته شد، نرخ رشد 10^{-1} ، برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز و نرخ رشد 10^{-8} برای میکروولیت‌های پلاژیوکلاز لحاظ گردید. نمودار CSD سنگ الیوین‌بازالتی، تقعر به سمت پایین (در جهت اندازه‌های کوچک بلورها) نشان می‌دهند. این حالت نشان‌دهنده‌ی درشت‌شدگی بلور است. تقعر به سمت پایین در نمودارهای CSD را ناشی از دو علت می‌دانند: ۱- توقف هسته‌بندی و تداوم رشد بلورها که در این صورت، بلورهای کوچک‌تر در جهت بازه‌های حاوی بلورهای بزرگ‌تر حرکت می‌کنند. ۲- جذب بلورهای کوچک برای متعادل کردن رشد بلورهای بزرگ موجود (Lentz and Mcsween., 2000). تقعر به سمت پایین در این نمونه سنگی نشان‌دهنده انحلال فشاری نیز می‌تواند باشد هیگینز (۲۰۰۶)، معتقد است که نمودارهای CSD حاصل شده توسط انحلال فشاری مشابه با نمودارهای CSD حاصل شده توسط درشت‌شدگی هستند. انحلال فشاری، همانند درشت‌شدگی تمایل به حداقل رساندن انرژی کل سیستم دارد، هر چند، دو فرآیند به طور دقیق برابر نیستند. در این مدل بلورهای با اندازه مختلف، می‌توانند توسط انحلال فشاری حل شوند. مدل انحلال فشاری از فرایندهای مکانیکی محسوب شده و در این فرایند آرایش مجدد بلورها، باعث خروج سیالات موجود در منافذ بلورها می‌شود (برزگری، ۱۳۹۴).

کانی‌های فرعی

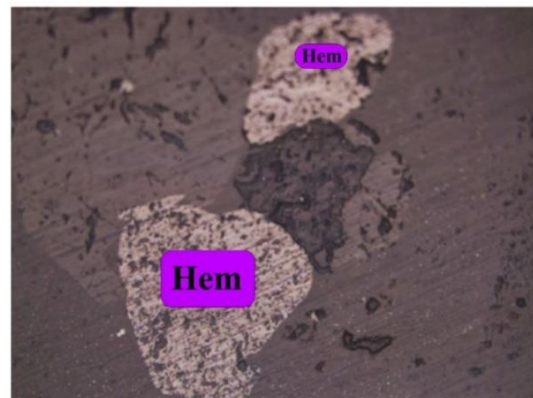
الف - اپک

از فراوان‌ترین کانی‌های اپک موجود در اولیوین‌بازالت می‌توان هماتیت و مگنتیت را نام برد (شکل ۳-۱۰، ۱۱-۳). به طور گسترده در مقاطع صیقلی مگنتیت به شکل اسکلتی دیده می‌شود. این کانی‌ها غالباً به

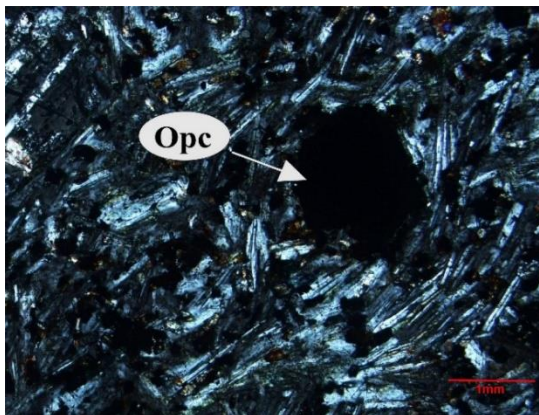
صورت ادخال درون سایر کانی‌ها حضور دارند (شکل ۳-۱۲). این امر نشان‌دهنده‌ی تبلور تقریباً همزمان کانی‌های روشن و اپک است (شکل ۳-۱۳). سرعت سرد شدگی تنها عامل تفاوت در اندازه‌ی رشد بلورها نیست، بلکه به اثر متقابل سرعت هسته‌بندی و رشد کانی‌های مختلف در مذاب بستگی دارد. نرخ بالای هسته‌بندی و نرخ پایین رشد، اندازه‌ی کوچک کانی‌های اپک و الیوین را در پی خواهد داشت (بست، ۲۰۰۳).



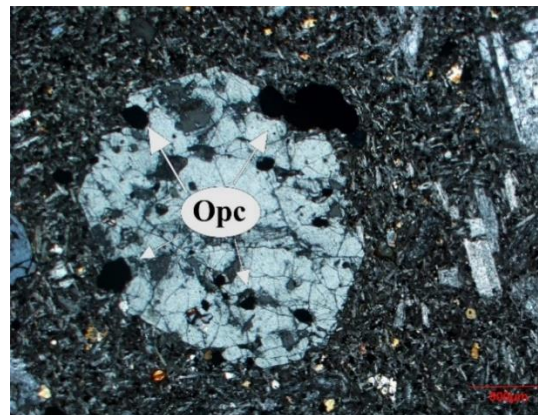
شکل ۳-۱۱- تصویری از مگنتیت در الیوین‌بازالت در نور انعکاسی.



شکل ۳-۱۰- تصویری از هماتیت با ظاهر اسکلتی در الیوین‌بازالت در نور انعکاسی.



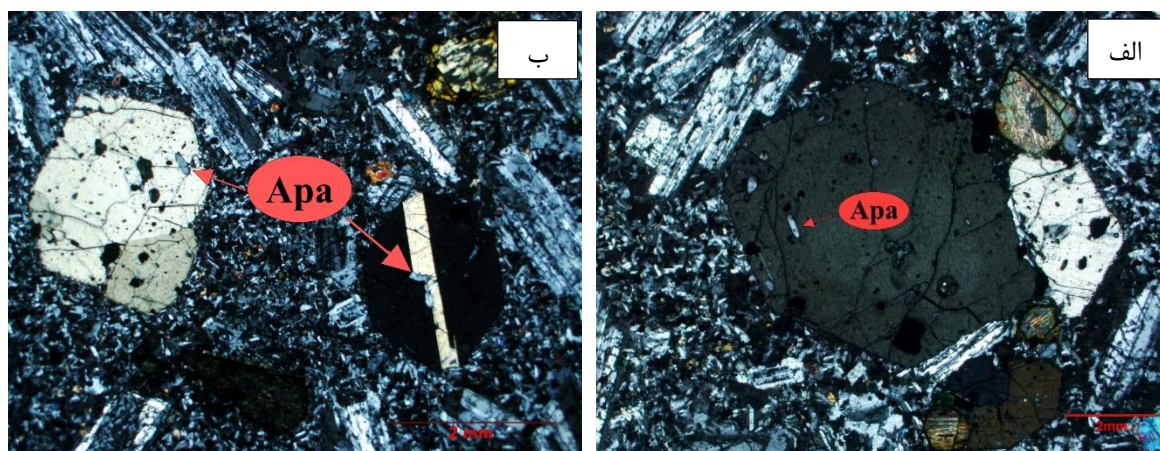
شکل ۳-۱۳- تصویری از حضور کانی اپک با بافت اینترگرانولار در الیوین‌بازالت در نور XPL.



شکل ۳-۱۲- تصویری از حضور ادخال کانی‌های اپک در کلینوپیروکسن در نور XPL.

ب- آپاتیت

این کانی به صورت اذخالی‌هایی درون پیروکسن وجود دارند که بیانگر تشکیل آپاتیت قبل از پیروکسن است. سوزن‌های طویل و کشیده آپاتیت نشان‌دهنده سرعت بالای سرد شدن بالا و همچنین میزان بالای P_2O_5 در ماگمای سازنده‌ی الیوین‌بازالت می‌باشد. یکی از ویژگی‌ها و شواهد ماگماهای آلوکالن حضور آپاتیت است که با ماهیت سنگ‌های مورد مطالعه سازگار است (شکل ۳-۱۴) (کریم‌زاده، ۱۳۸۱).



شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور اذخالی‌های آپاتیت در کلینوپیروکسن در نور XPL.

کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانویه در طی فرآیندهای دگرسانی، از دگرسانی کانی‌های موجود در سنگ ایجاد می‌شوند و یا در طول شکستگی‌ها، رگه‌ها و داخل حفرات سنگ جانشین شوند. از مهمترین این کانی‌ها می‌توان به کلریت، سریسیت، زئولیت، اپیدوت و ایدنگزیت اشاره کرد.

الف- کلریت

یکی از کانی‌های پایدار اصلی در مجموعه‌های رسوبی، کلریت است و در دماهای پایین تا متوسط به صورت یک محصول دگرسانی از پیروکسن تشکیل می‌شود. این دگرسانی حضور یک سیال آبدار در طی دگرسانی که باعث خروج Na و Ca از اوژیت می‌شود را نمایان می‌کند. این کانی همراه با اپیدوت منجر به تشکیل رنگ سبز در سنگ می‌شود.

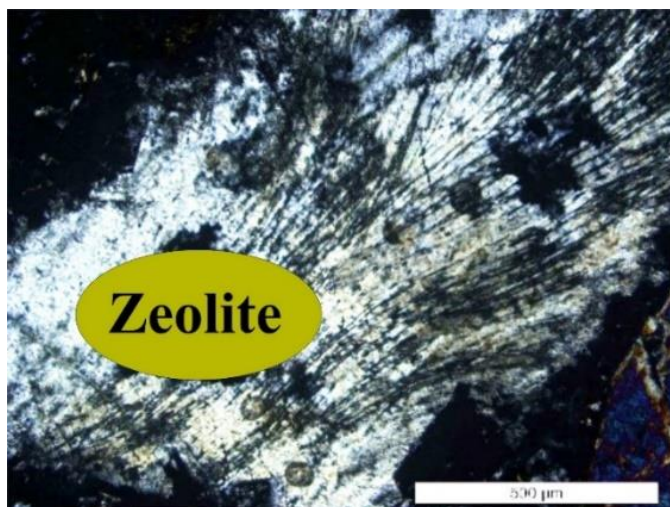
ب- سربیسیت

سربیسیت حاصل از دگرسانی کانی‌های سرشار از Al همانند پلاژیوکلازها و فلدسپات‌آلکالن است. بلورهای ریز سربیسیت به همراه اپیدوت، کلریت، کلسیت پرهنیت و آلبیت سبب تشکیل مجموعه سوسوریتی می‌شوند. رشد سربیسیت نیازمند افزایش آب و K^+ است. در واقع سربیسیتیزاسیون، زمانی پیشرفت می‌کند که محلول سرشار از آب وجود داشته باشد. در نتیجه این عمل، K^+ با سازنده آنورتیتی پلاژیوکلاز وارد واکنش می‌شود و Ca^{2+} آزاد می‌کند. از این رو قسمت‌های غنی از آنورتیت در یک پلاژیوکلاز منطقه‌ای به راحتی سربیسیتی می‌شوند. سربیسیت‌ها غالباً به صورت یکنواخت رشد می‌کنند (کریمزاده، ۲۰۰۶؛ شلی، ۱۹۹۳). سربستی شدن بیشتر در مرکز پلاژیوکلازهایی که آنورتیتی هستند صورت گرفته و بیانگر منطقه‌بندی عادی در آن‌ها می‌باشند.

پ- زئولیت

این کانی ثانویه در داخل حفرات و هم به صورت رشته‌ای در سنگ‌های الیوین‌بازالتی و تراکی‌بازالتی دیده می‌شوند. در مراحل آخر فعالیت‌های گرمایی، زئولیت‌ها حفرات و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی را پر می‌کنند. شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیایی انحلال می‌یابند. این عمل

باعث افزایش غلظت یون‌های Na و Al در داخل آب‌های درون منفذی شده و در مراحل بعدی زئولیت از این محلول‌ها رسوب می‌کند (شکل ۳-۱۵). بر پایه تجزیه XRD از زئولیت‌های منطقه، نوع آن‌ها مزولیت و ناترولیت تعیین شده است (الهیاری، ۱۳۸۹).



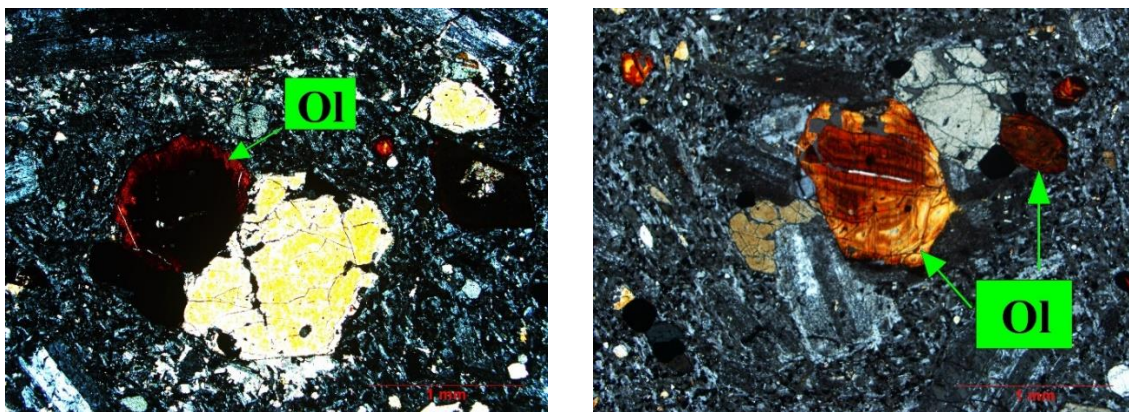
شکل ۳-۱۵- تصویری از زئولیت‌زایی با بافت شعاعی در سنگ‌های الیوین‌بازالتی در نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).

ت- ایدنگزیت

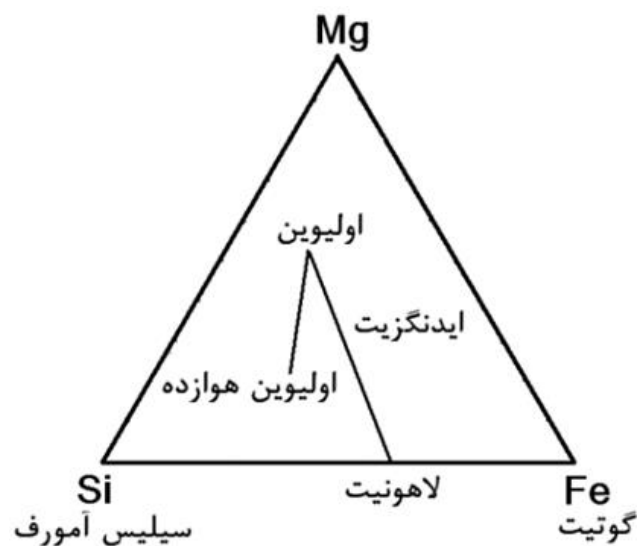
ایدنگزیت یک واژه‌ی غیره رسمی است که برای محصولات قرمز تا قهوه‌ای رنگ حاصل از دگرسانی اولیوین به کار می‌رود. این شامل مجموعه‌ای از کانی‌های هماتیت، کلریت و اسمکتیت می‌باشد (گیل، ۲۰۱۰). دگرسانی اولیوین در سنگ‌های آتشفشانی این منطقه منجر به تشکیل ایدنگزیت شده است. ایدنگزیت یک شبه کانی قرمز رنگ، که حاوی اکسید آهن سه ظرفیتی است. معمولاً در گدازه‌ها یافت می‌شود. تشکیل ایدنگزیت در الیوین به طور یکنواخت صورت می‌گیرد. از لحاظ شیمیایی ایجاد این دگرسانی مربوط به ورود آهن و آب و خروج منیزیم و عدم تحرک سیلیسیم است (شکل ۳-۱۶) (شلی، ۱۹۹۳). این فرآیند شامل یک تغییر و تبدیل پیوسته در ساختمان الیوین است و طی آن با ورود اتم‌های هیدروژن به درون ساختمان

الیوین و اتصال آن به اتم اکسیژن، کاتیون‌های Fe^{+2} , Mg , Si از شبکه‌های بلوری خارج شده و کاتیون‌های Ca , Fe^{+3} , Al در شبکه‌ی بلور جانشین آن‌ها می‌شوند (دیر و همکاران، ۱۹۹۱؛ الهیاری، ۱۳۸۹؛ موسوی، ۱۳۸۸؛ بادامه، ۱۳۸۲).

ولچ و بنفیلد (۲۰۰۲)، یک طرح شماتیکی از تشکیل ایدنگزیت را ارائه دادند، که نظر دیر و همکاران (۱۹۹۱) را تأیید می‌کند (شکل ۳-۱۷).



شکل ۳-۱۶- تصویری از ایدنگزیتی شدن یک فنوکریست الیوین در نور XPL.



شکل ۳-۱۷- تغییرات ترکیب الیوین به ایدنگزیت در بازالت‌های بلبکس در ماسیو سانت‌رال فرانسه (ولچ و بنفیلد،

۲۰۰۲).

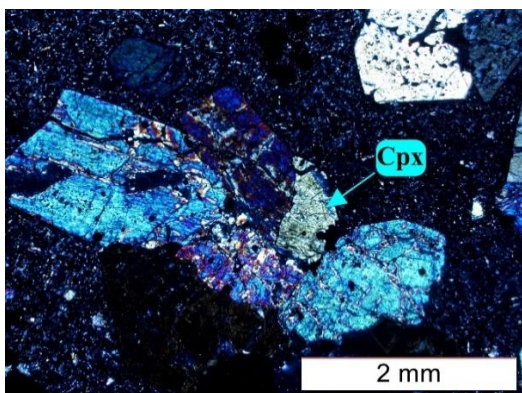
ث - کلسیت

این کانی ثانویه در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز با افزایش آب، از سازنده آنورتیتی به اپیدوت (کلینوزوئیزیت یا زوئیزیت) تغییر می‌یابد و پلاژیوکلاز باقی مانده نیز به صورت آلبیت در می‌آید (شلی، ۱۹۹۳). گاهی کلسیت به صورت رگه‌ای و یا پرکننده منافذ و حفرات غالباً همراه با زئولیت یافت می‌شود. به عقیده بادامه (۱۳۸۲)، وجود پارائزهای چون: ۱-کلریت + کلسیت + میکای سفید + زئولیت ۲-کلریت + کلسیت + اپیدوت + زئولیت، می‌تواند دلیلی بر پدیده دگرسانی باشد که درجه حرارت آن ۴۰۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.

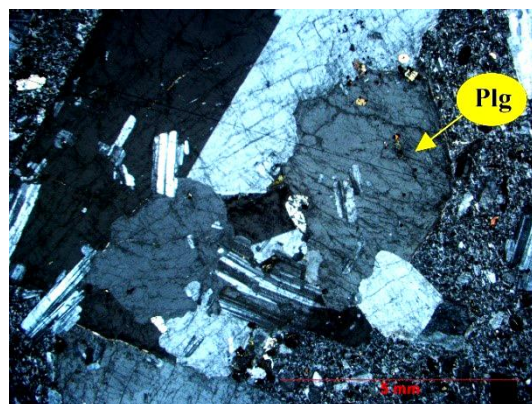
۳-۲-۲- تراکی‌بازالت

این واحد سنگی به رنگ خاکستری تیره تا سبزه تیره رخنمون دارند. در این سنگ‌ها بلورهای اولیوین به شدت دگرسان شده و از حاشیه به سمت مرکز ایدنگزیتی شده‌اند. فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت کشیده و خودشکل در سطح سنگ دیده می‌شوند. بافت غالب تراکی‌بازالت‌ها، گلومروپورفیری (شکل ۳-۱۸، ۳-۱۹)، میکرولیتی پورفیری (شکل ۳-۲۰)، تراکیتی و غربالی (شکل ۳-۲۱) است. کانی‌های اصلی تراکی‌بازالت‌ها شامل: پیروکسن و پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی آن الیوین، اپک و آپاتیت می‌باشند. کلسیت، کلریت، سیریسیت و ایدنگزیت از کانی‌های ثانویه تراکی‌بازالت‌ها هستند. با توجه به روابط فازی مشاهده شده، ترتیب تبلور کانی‌ها در ترکیبات اولیوین‌بازالتی به صورت می‌باشد:

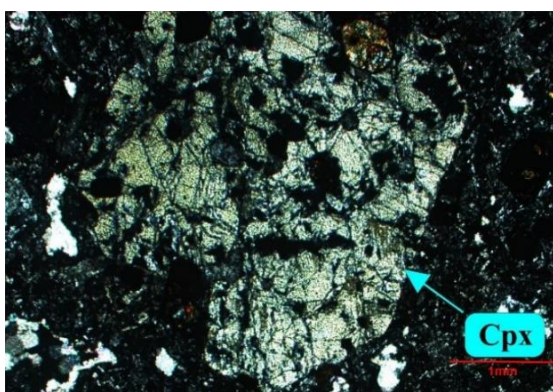
Oli-Cpx-Plg



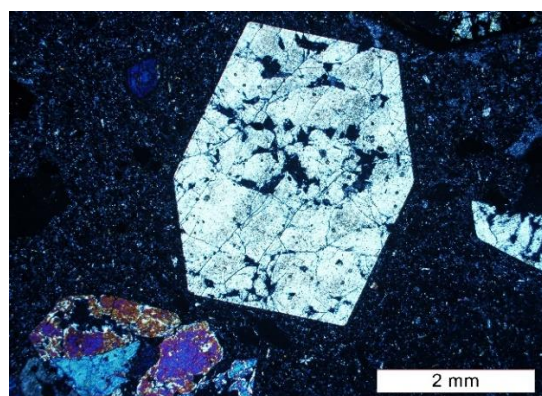
شکل ۳-۱۹- تصویری از بافت گلومروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پیروکسن در سنگ‌های تراکی‌بازالتی در نور XPL.



شکل ۳-۱۸- تجمع فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی‌بازالت در نور XPL.



شکل ۳-۲۱- تصویری از فنوکریست پیروکسن دارای بافت غربالی در نور XPL.



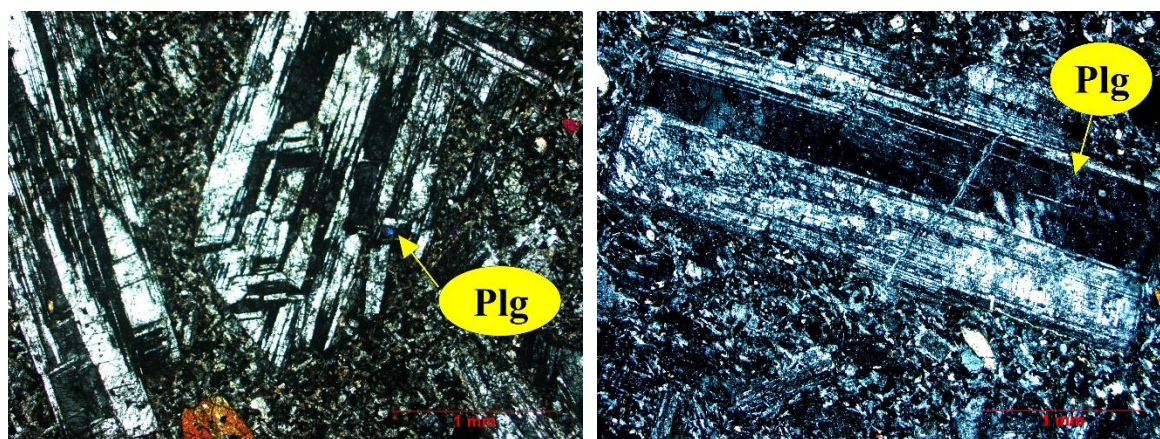
شکل ۳-۲۰- تصویری از بافت پورفیری در تراکی‌بازالت در نور XPL.

کانی‌های اصلی

الف- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها به عنوان کانی اصلی، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکروولیت بخشی از بافت سنگ را به خود اختصاص می‌دهند. این کانی غالباً دارای بافت غربالی و تحلیل رفتگی می‌باشند. بطور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین $Ab_{2.37}, Or_{0.43}, An_{3.34}-Ab_{70.86}, Or_{97.27}, An_{85.48}$ قرار می‌گیرند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز درون تراکی‌بازالت‌ها دارای ابعاد نسبتاً بزرگ می‌باشند (شکل ۳-۲۲)،

و گردشگری آنها برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شده است. برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز نرخ رشد 10^{-10} و برای میکروولیت‌ها نیز 10^{-8} لحاظ گردیده است. نمودارهای CSD حاصل از این نمونه سنگ‌ها، تقعر به سمت بالا در جهت بلورهایی با اندازه‌های کوچک را نشان می‌دهند، و این نمایانگر جدایش بلور در طول تبلور تفریقی، انباشت، افزایش تبلور، تجمع بلورهای کوچک و یا اختلاط ماگمایی و جمعیت‌های بلوری است (برزگری، ۱۳۹۴). به عقیده بست (۲۰۰۳)، اندازه‌ی بلورها در سنگ‌های ماگمایی را می‌توان این گونه توجیه کرد که همزمان با هسته‌بندی، رشد نیز صورت می‌گیرد. حال اگر سرعت رشد نسبتاً کم باشد، ممکن است هسته‌های زیادی ایجاد شوند، در نتیجه اندازه دانه‌ها نسبتاً کوچک و آفانتیک می‌شوند. اما در صورتی که سرعت رشد نسبت به سرعت هسته‌بندی بیشتر باشد، تعداد کمی هسته تشکیل می‌شود، و اندازه‌ی دانه‌ها بزرگ‌تر و آشکار بلور می‌شوند.

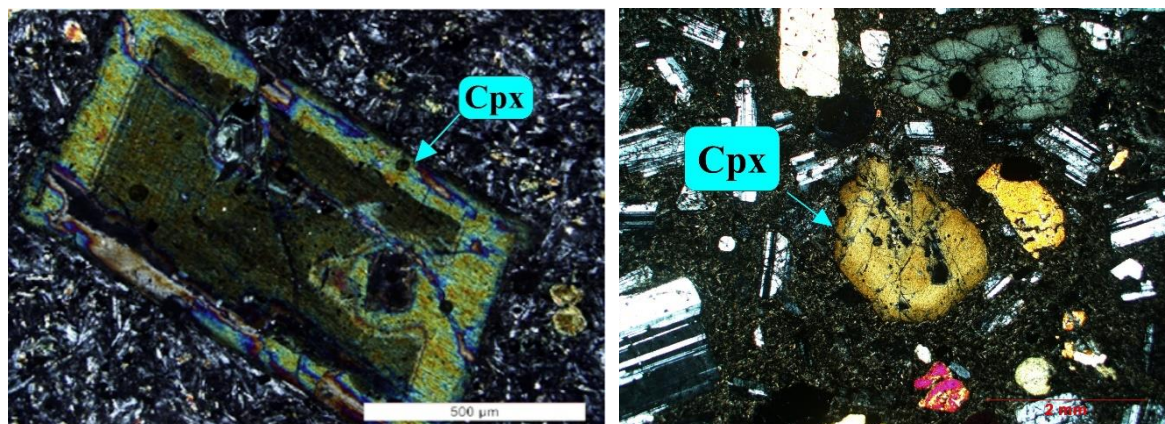


شکل ۳-۲۲- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ابعاد بسیار بزرگ در تراکی‌بازالت در نور XPL.

ب- پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در تراکی‌بازالت‌ها، غالباً به صورت خودشکل و اکثراً سالم هستند. نوع کلینوپیروکسن‌ها معمولاً اوژیت و تیتان اوژیت با ترکیب $Wo_{44-51}En_{30-44}Fs_{10-19}$ می‌باشد. چندرنگی بلورهای اوژیت نمایانگر

وجود تیتان در سنگ‌های منطقه است. ادخال‌هایی از کانی آپاتیت و اپک نیز در پیروکسن‌ها مشاهده می‌شود که این بیانگر اولویت تشکیل آن‌ها نسبت به پیروکسن بوده است. فنوکریست‌های پیروکسن دارای ماکل نواری و ساده هستند. گردش‌دگی بلورهای پیروکسن برابر با ۰/۵ در نظر گرفته شده است. برای درشت بلورهای پیروکسن نیز نرخ رشد 10^{-5} تعیین شده، و نمودارهای CSD بلورهای پیروکسن برای نمونه سنگ‌های تراکی‌بازالتی، تقعر به سمت بالا را نشان می‌دهند، در نتیجه این حالت نشان‌دهنده فرآیند تفریق (کاهش بلورهای بزرگ به علت ته‌نشینی بلورها در طول تبلور تفریقی) و یا انباشت بلورها، افزایش تبلور، اختلاط جمعیت‌های بلوری و یا ماگمایی است (برزگری، ۱۳۹۴). از دیگر ویژگی‌های مشاهده شده در پیروکسن‌های موجود در تراکی‌بازالت‌ها، بافت تراکیتی، بافت غربالی و منطقه‌بندی نیز می‌باشد. منطقه‌بندی نشان‌دهنده برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور است (شکل ۳-۲۳). ریز بلورهایی از پیروکسن و الیوین علاوه بر میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند. اگر در محیط، تبلور سریع‌تر از تنظیم ترکیب باشد، در نتیجه آن پلاژیوکلازها دارای ساخت نواری می‌شوند و اگر محیط تبلور به اندازه کافی آرام باشد واکنش کامل ماگما با بلور صورت گرفته و پلاژیوکلازهای فاقد ساختمان منطقه‌ای ایجاد می‌شوند (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۰).



شکل ۳-۲۳- تصویری از منطقه‌بندی بلور پیروکسن موجود در سنگ‌های تراکی‌بازالتی در نور XPL.

کانی‌های فرعی

الف - اولیوین

در تراکی‌بازالت‌ها بلورهای اولیوین عمدتاً دگرسان شده، خوردگی و انحلال در آن‌ها دیده می‌شود. فنوکریست‌های الیوین در حال کلریتی شدن هستند. به علت زودتر تشکیل شدن نسبت به بلورهای پیروکسن به صورت ادخال در برخی از این بلورها دیده می‌شوند.

ب - آپاتیت

به صورت بلورهای سوزنی درون پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شود.

پ - اپک

این کانی‌ها در زمینه‌ی سنگ به صورت ادخال‌هایی در بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. فراوانی این کانی‌ها زیاد بوده و اکثراً اکسید آهن و مگنتیت هستند.

کانی‌های ثانویه

از دیگر کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، ایدنگزیت، کلسیت و سربیسیت اشاره کرد. کلریت از دگرسانی درشت بلورهای پیروکسن و اولیوین تشکیل شده است. ایدنگزیت حاصل از دگرسانی اولیوین می‌باشد. کلسیت و سربیسیت در اثر دگرسانی فنوکریست‌ها و میکرولیت‌های پلاژیوکلاز ایجاد می‌شوند.

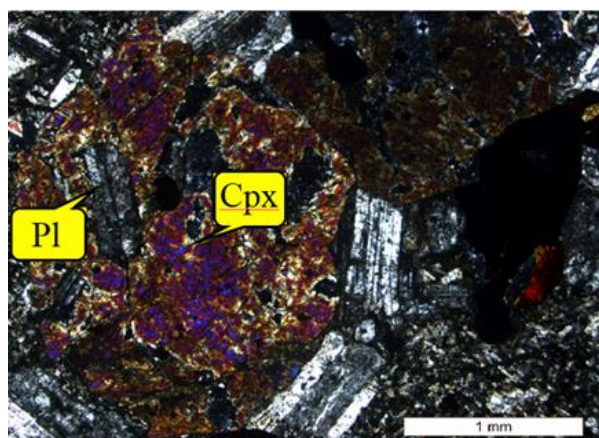
۳-۲-۳- تراکی آندزی بازالت‌ها

گدازه‌های تراکی آندزیتی و بازالتی در اغلب رخنمون‌ها با هم مشاهده می‌شود. گدازه‌های تراکی آندزیتی نسبت به بازالت‌ها دارای رنگ روشن‌تر بوده و به رنگ کرم تا قهوه‌ای در سطح نمونه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری و تراکیتی می‌باشند ولی بافت غالب در این واحد سنگی میکرولیتی پورفیری است. فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در زمینه‌ی دانه ریز از یکدیگر قابل تفکیک می‌باشند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتیک می‌باشند. پیروکسن‌های موجود دارای گردش‌گی هستند. الیوین‌های موجود در زمینه کاملاً ایدنگزیتی شده‌اند. از کانی‌های ثانویه مشاهده شده در آن‌ها می‌توان به حضور کلسیت اشاره کرد.

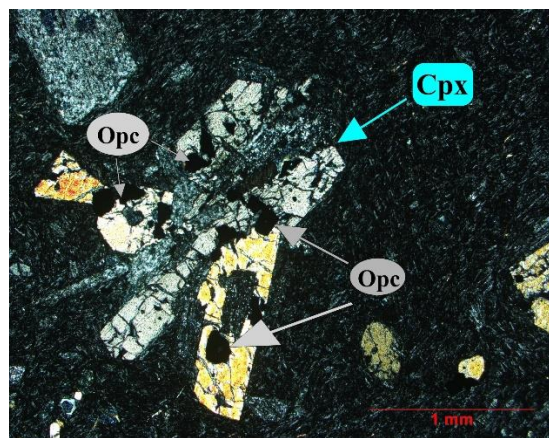
کانی‌های اصلی

الف- پیروکسن

پیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها، از نوع کلینوپیروکسن و عمدتاً اوژیت می‌باشند. ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود بر مبنای فرمول ساختاری $Wo_{43-46} En_{40-43} Fs_{14-16}$ متغییر می‌باشد. این فنوکریست‌ها به صورت خودشکل و نیمه شکل‌دار و همچنین به صورت ریز بلور، بخشی از بافت سنگ را تشکیل می‌دهند. برخی از فنوکریست‌های پیروکسن سالم و برخی نیز در حال دگرسان شدن هستند. گردش‌گی و اداخل‌هایی از کانی اپک، پیروکسن و پلاژیوکلاز در این فنوکریست‌ها مشاهده شده‌اند (شکل ۳-۲۴، ۳-۲۵). بارزترین ویژگی این پیروکسن‌ها، تجمعات گلومروپورفیری است.



شکل ۳-۲۵- تصویری از ادخال‌های پلاژیوکلاز در پیروکسن موجود در سنگ تراکی‌آندزی‌بازالتی موجود در منطقه در نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).

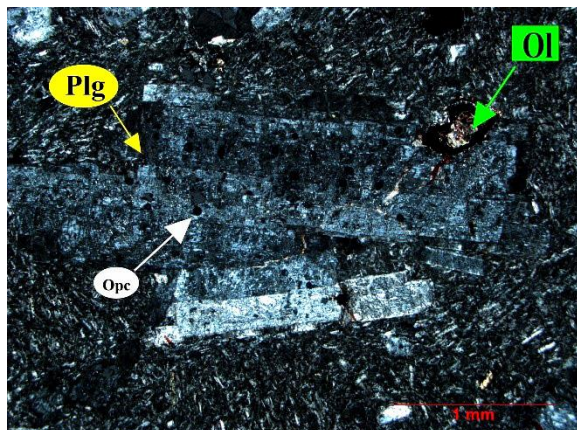


شکل ۳-۲۴- تصویری از بلور پیروکسن با ادخال‌هایی از کانی اپک و پیروکسن و بافت پورفیری، در سنگ‌های تراکی‌آندزی‌بازالتی در نور XPL.

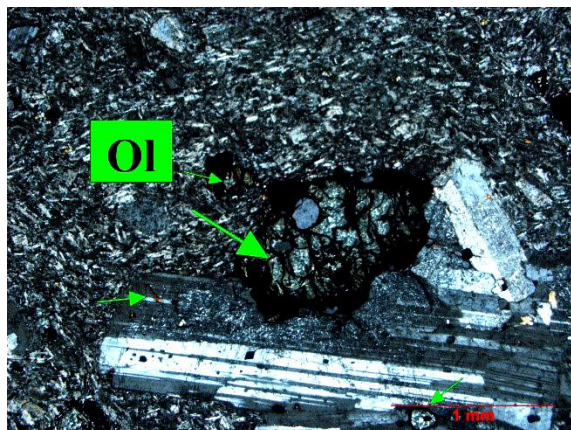
ب- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها از جمله فراوان‌ترین کانی اصلی تراکی‌آندزی‌بازالت‌ها می‌باشند. ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین $Ab_{40.10}, Or_{3.63}, An_{43.25}-Ab_{49.99}, Or_{13.51}, An_{61.09}$ قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازها هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها بخشی از بافت زمینه را به خود اختصاص می‌دهند و دارای منطقه‌بندی، ماکل تکراری، بافت غربالی و دگرسانی می‌باشد. دگرسانی در قسمت مرکزی پلاژیوکلاز بیشتر بوده است و به کانی‌های ثانویه مانند: کلریت، کلسیت و سربیسیت تجزیه می‌شوند. همچنین در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز ادخال‌هایی از کانی الیوین در حال ایدنگزیتی شدن دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶). کانی‌های اپک نیز درون بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز به صورت ادخال وجود دارند (شکل ۳-۲۷). اندازه بلورها توسط فرآیندهایی همانند درشت‌شدگی بافتی می‌تواند افزایش یابد. اندازه بزرگ بلورهای پلاژیوکلاز را می‌توان به سرعت بالای انتشار در ماگماهای بازالتی، به علت دارا بودن گرانشی پایین مربوط دانست. با توجه به اصل بلوغ بافتی استوالد، تبدیل شدن

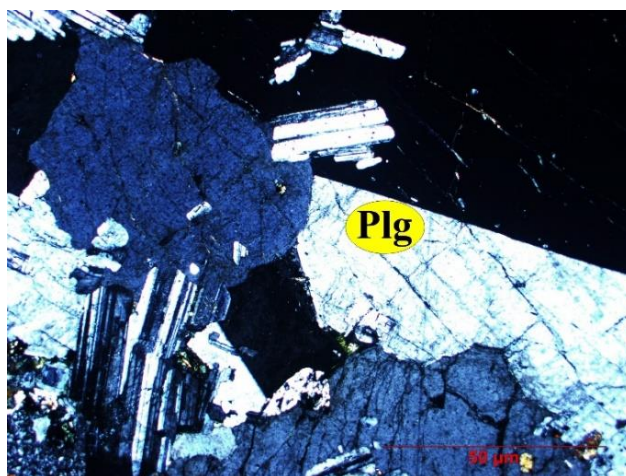
بلورهای کوچک‌تر به بلورهای بزرگ‌تر، باعث کاهش انرژی سطحی دانه‌ها و در نتیجه پایداری بیشتر بلورها می‌شود. دارای ماکل کارلسباد و پلی‌سنتتیک هستند (شکل ۳-۲۸).



شکل ۳-۲۷- تصویری از اذخال‌های اپک در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی بازالیتی موجود در منطقه در نور XPL.



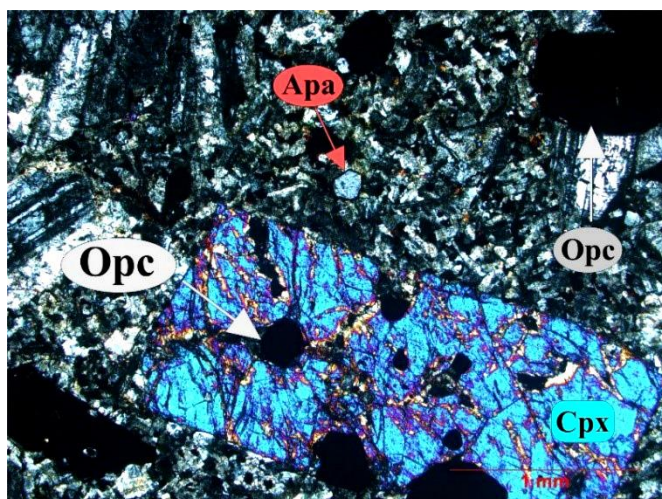
شکل ۳-۲۶- تصویری از فنوکریست‌های ایدنگزیتی شده البوین در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی بازالیتی موجود در منطقه در نور XPL.



شکل ۳-۲۸- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی بازالیتی در نور XPL.

کانی‌های فرعی

از عمده کانی‌های فرعی موجود در تراکی‌آندزیت‌ها می‌توان به کانی‌های الیوین، اپک و آپاتیت اشاره کرد که به طور پراکنده در زمینه سنگ دیده می‌شوند (شکل ۳-۲۹). بلورهای آپاتیت در محیط متعادل در مجاورت یک فاز مایع اصولاً به شکل بلورهای کوتاه بوده و از انتها به هرم‌هایی ختم می‌شوند که یال‌های گردشده و سطوح شکسته دارند. کانی‌های اپک به صورت ادخال‌هایی در پلاژیوکلاز و پیروکسن وجود دارند.



شکل ۳-۲۹- تصویری از کانی آپاتیت و اپک در سنگ‌های تراکی‌آندزیت‌ها در نور XPL.

الف - اولیوین

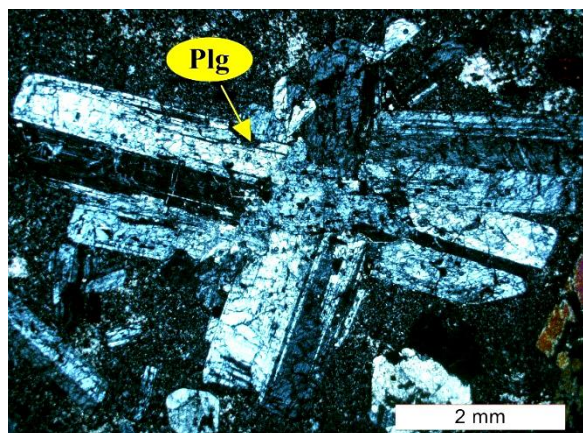
در تراکی‌آندزیت‌ها الیوین‌ها هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریزدانه در زمینه سنگ یافت می‌شوند. الیوین‌های موجود کاملاً ایدنگزیتی شده هستند (شکل ۳-۲۶).

کانی‌های ثانویه

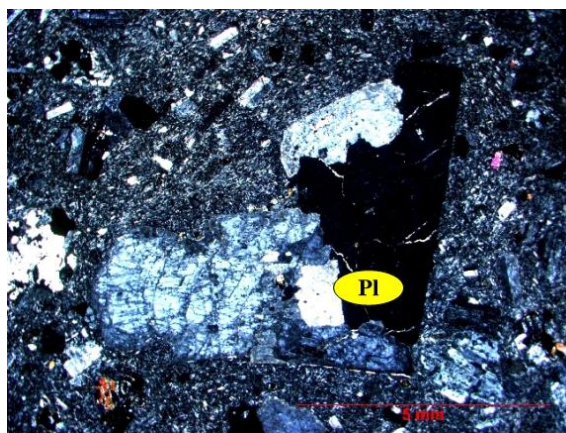
از کانی‌های ثانویه موجود در این واحد سنگی می‌توان به کوارتز، آپاتیت، کلسیت و سربیسیت اشاره کرد. حفرات موجود در تراکی‌آندزی‌بازالت‌ها توسط کانی‌های ثانویه پر می‌شوند. به عقیده صادق‌زاده (۱۳۷۷)، فعالیت‌های آتشفشانی عاملی برای گرم شدن آب‌های سطحی بوده است. همچنین مجاورت کانی‌هایی با شرایط تشکیل متفاوت نظیر کوارتز و کلسیت می‌تواند نشان‌دهنده تغییرات PH و EH این محلول‌ها در طی زمان باشد. سربیسیت نیز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز ایجاد می‌شود.

۳-۲-۴- تراکی‌آندزیت‌ها

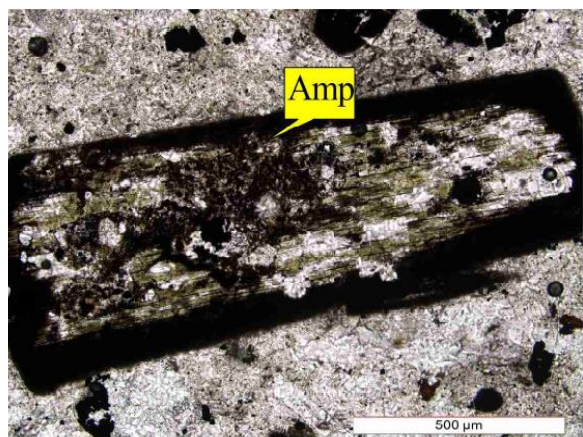
این واحد سنگی به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای رخنمون داشته است. در سطح تراکی‌آندزیت‌ها درشت بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با چشم غیر مسلح قابل مشاهده می‌باشند. تراکی‌آندزیت‌ها اغلب دارای بافت گلومروپورفیری، غربالی، میکرولیتی پورفیری، حفره‌ای و خلیج خوردگی (شکل ۳-۳۰) هستند. قاسمی و همکاران (۱۳۹۲)، معتقدند بلورهای معلق و هم منشاء و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن لخته‌ها و دیواره‌های متبلور اتاق ماگمایی، بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند (شکل ۳-۳۱). در بخشی از واحدهای تراکی‌آندزیتی محدوده مطالعاتی، مگافنوکرست و فنوکرست‌های پلاژیوکلاز و در بخشی دیگر آمفیبول‌هایی با حاشیه سوخته، کانی‌های اصلی سنگ محسوب گردیده و بیشترین حجم سنگ را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۳-۳۲، ۳-۳۳). اندازه بزرگ مگافنوکرست‌های پتاسیم فلدسپار را به نرخ بالای رشد (G) و نرخ هسته‌بندی پایین می‌توان نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).



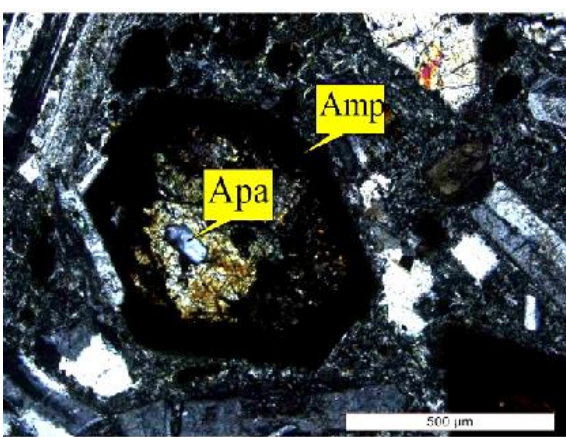
شکل ۳-۳۱- تصویری از بافت گلوپروپورفیری حاصل تجمع بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL.



شکل ۳-۳۰- تصویری از خلیج خوردگی و ماکل در بلورهای پلاژیوکلاز در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL.



شکل ۳-۳۳- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع طولی، که در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).



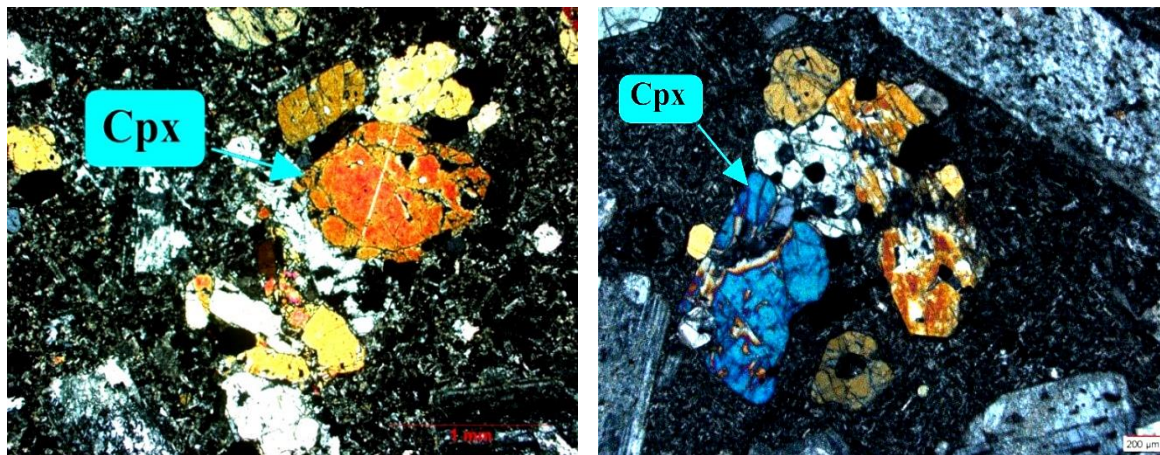
شکل ۳-۳۲- تصویری از فنوکریست آمفیبول با حاشیه سوخته در مقطع عرضی که دارای ادخال از آپاتیت در سنگ‌های تراکی آندزیتی در نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).

کانی‌های اصلی

الف- پیروکسن

در این واحد سنگی فنوکریست‌های پیروکسن از نوع اوژیت با ترکیب $(\text{Wo}_{43-48} \text{En}_{38-42} \text{Fs}_{11-19})$ هستند، و به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه خودشکل می‌باشند. در بسیاری از نمونه‌ها ماکل ساعت شنی و غربالی

مشاهده می‌شود. اذخال‌هایی از کانی اپک و آپاتیت در پیروکسن‌ها وجود دارد، که این زودرس بودن این کانی‌ها را نسبت به فنوکریست‌ها نشان می‌دهد. در برخی از فنوکریست‌های پیروکسن، تجمعات گلومروپورفیری دیده می‌شود (شکل ۳-۳۴). این فنوکریست‌ها، گاهی به شدت دچار خوردگی شده‌اند، که توسط کانی‌های ثانویه پر می‌شوند.



شکل ۳-۳۴- تصویری از تجمع فنوکریست‌های پیروکسن و ایجاد بافت گلومروپورفیری در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL.

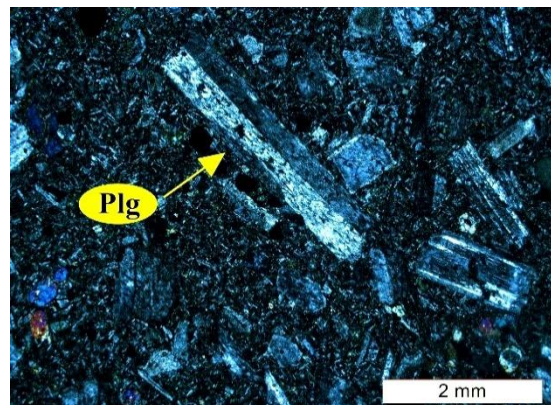
ب- پلاژیوکلاز

بخش اعظم سنگ را بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند، هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکروولیت در سنگ پراکنده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها در گستره آندزین و لابرادوریت بین $Ab_{12.43}, Or_{4.48}, An_{0.79}-Ab, Or_{86.60}, An_{58.22}$ قرار می‌گیرند. پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی، منطقه‌بندی، حاشیه تحلیل رفته و گردشده هستند. برزگری (۱۳۹۴)، عدد گردشدگی درشت بلورهای پلاژیوکلاز برابر با ۰/۵ در نظر گرفته و برای درشت بلورهای پلاژیوکلاز نیز نرخ رشد 10^{-10} و برای میکروولیت‌ها 10^{-7} تعیین نموده است. نمودارهای CSD نمونه سنگ تراکی‌آندزیتی، دارای تقعر جزئی به سمت پایین هستند، این حالت بیانگر

توقف هسته‌بندی همراه با رشد متوالی بلور است (Lentz and Mcsween, 2000). وجود آب مانع پایداری کانی پلاژیوکلاز می‌شود. لذا فراوانی بلورهای پلاژیوکلاز و عدم حضور درشت بلور آمفیبول ممکن است نشانه‌ی تبلور این سنگ‌ها از یک ماگمای کم آب باشد، که این امر سبب تایید منشاء گوشته‌ی ماگمای اولیه بدون ورود سیال می‌باشد (رایتر و همکاران، ۲۰۰۱). تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک سیال نشان‌دهنده تحت اشباع بودن سیال مذبور از آن فاز است (شلی، ۱۹۹۳). بدین ترتیب، تغییر شرایط (تغییرات ناگهانی دما، فشار و فوگاسیته‌ی اکسیژن) بر پایداری فنوکریست‌هایی که قبلاً به علت فوق اشباع بودن آن در سیال اولیه متبلور شده‌اند تاثیر گذاشته و باعث هضم و تحلیل آن‌ها می‌شود. خوردگی سطوح و کناره‌های بلور نیز نشان‌دهنده‌ی فرآیند عدم تعادل کانی، تحت شرایط فیزیکوشیمیایی جدید است (شکل ۳-۳۵، ۳-۳۶)، (شلی، ۱۹۹۳). علاوه بر این پلاژیوکلازها دارای ماکل کارلسباد و پلی سنتتیک نیز می‌باشند.



شکل ۳-۳۶- تصویری از گردشگری در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ تراکی‌آندزیتی در نور XPL (برزگری، ۱۳۹۴).



شکل ۳-۳۵- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL.

کانی‌های فرعی

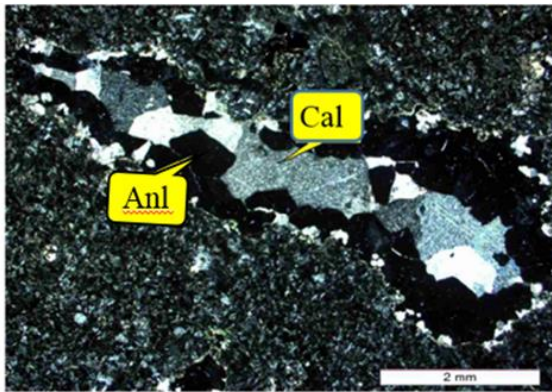
کانی‌های اپک و آپاتیت از مهمترین کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌باشد. این کانی‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، به طور پراکنده در پیروکسن به صورت ادخال در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز یافت می‌شود.

کانی‌های ثانویه

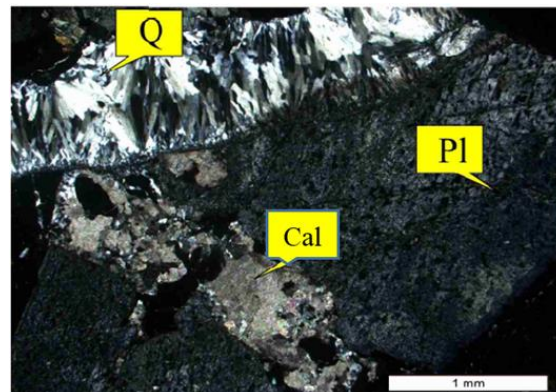
از مهمترین کانی‌های ثانویه‌ای موجود در این واحد سنگی، می‌توان به کلسیت، کوارتز، کلریت، زئولیت، سریست و آنالسیم اشاره کرد (شکل ۳-۳۷، ۳-۳۸، ۳-۳۹). کلریت و سریست حاصل دگرسانی پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها می‌باشند. مطالعات میکروسکوپی صورت گرفته بر روی تراکی‌آندزیت‌ها، حفرات بزرگ موجود در آن‌ها توسط کانی‌های ثانویه‌ای چون کلسیت، کوارتز و زئولیت پر شده‌اند که در سطح نمونه دستی نیز قابل مشاهده می‌باشد. با توجه به کانی‌های حاصل از دگرسانی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی واقع شده‌اند. از آنجا که اکثر کانی‌های تشکیل شده آب‌دار هستند، می‌توان نتیجه گرفت که در این دگرسانی فشار سیالات نقش مهمی داشته است. عامل سیالات و حرارت از یک طرف، ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی و از طرف دیگر تشکیل و تبلور کانی‌های نوظهوری را که تحت شرایط فشار و حرارت محیط پایدار هستند را موجب می‌شوند. کانی‌های جدید به صورت پسودومورف یا پر کننده حفرات جایگزین کانی‌های اولیه سنگ می‌شوند که تشکیل آن‌ها در محیط آبی به نقل و انتقالات یونی کمک فراوانی می‌کند. تبادلات یونی در گدازه‌ها و در محیط زیردریایی باعث ایجاد پاراژنز کلریت + کلسیت + کوارتز + زئولیت می‌شود (شلی، ۱۹۹۳).

۳-۲-۵- کریستال لاپیلی توف

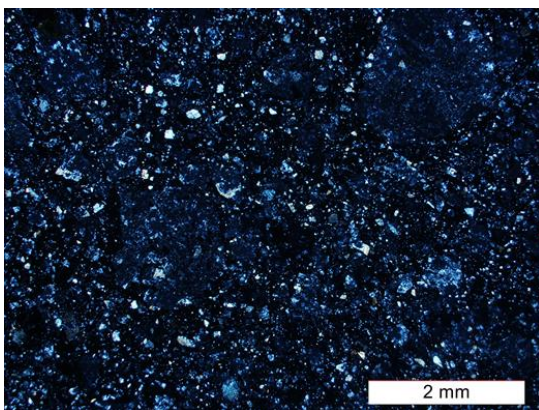
این واحد سنگی به رنگ قهوه‌ای رخنمون دارد. اجزای اصلی تشکیل دهنده آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن بوده، و دارای کانی‌های اپک و ثانویه می‌باشند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت اشاره کرد. بافت این سری از سنگ‌ها، شیشه‌ای و ریز بلور است (شکل ۳-۴۰).



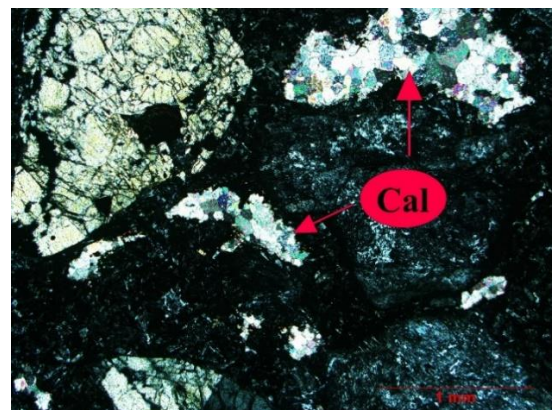
شکل ۳-۳۸- تصویری از حضور کانی ثانویه آنالسیم و کلسیت که حفرات موجود در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی را پر می‌کند. نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).



شکل ۳-۳۷- تصویری از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی که شکستگی‌های آن توسط رگه‌هایی از کلسیت و کوارتز با بافت شانه‌ای پر شده است. نور XPL (برزگری ۱۳۹۴).



شکل ۳-۴۰- تصویری از زمینه شیشه‌ای کریستال لیتیک توف در نور XPL.



شکل ۳-۳۹- تصویری از حضور کانی ثانویه کلسیت و کوارتز در سنگ‌های تراکی‌آندزیتی در نور XPL.

کانی‌های اصلی

الف - پیروکسن

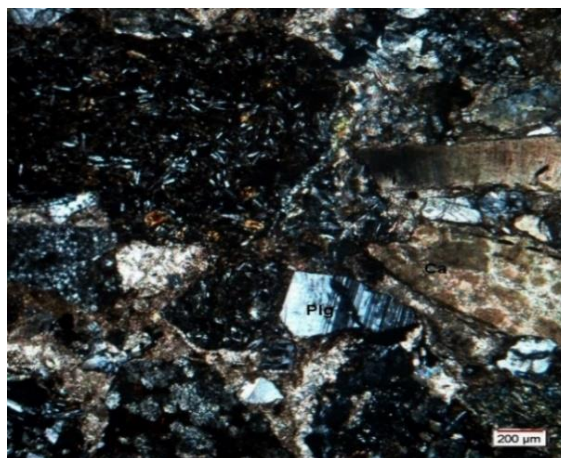
پیروکسن‌ها به صورت ریز دانه در زمینه شیشه‌ای سنگ و به صورت فنوکریست درون قطعات بازالتی قابل مشاهده هستند. عمده پیروکسن‌ها آلتره شده هستند.

ب - پلاژیوکلاز

فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این واحد سنگی اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند (شکل ۳-۴۱). در پلاژیوکلازها دگرسانی از مرکز بلور شروع شده و تا حاشیه ادامه یافته، که این امر کلسیک بودن مرکز پلاژیوکلاز را نشان می‌دهد. پلاژیوکلازها دارای بافت غربالی می‌باشند.

کانی‌های ثانویه

از کانی‌های ثانویه موجود در کریستال لاپیلی توف، می‌توان به کلسیت اشاره کرد.



شکل ۳-۴۱- تصویری از کانی پلاژیوکلاز در کریستال لاپیلی توف XPL، (برگرفته از الهیاری، ۱۳۸۹).

فصل چہارم

شیمی کانی ہاودما۔ فشار سنجی

۴-۱- مقدمه

هدف از این فصل، بررسی شیمی کانی‌ها به منظور تعیین شرایط دما- فشار در زمان تشکیل بازالت‌های منطقه عباس‌آباد (شرق شاهرود) است. به منظور پی بردن به طبیعت شیمیایی، شرایط تبلور کانی‌ها، نحوه‌ی تکوین ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های آذرین و محیط تکتونیکی آن‌ها، شیمی کانی‌ها همواره تعیین کننده بوده است. مطالعه شیمی کانی‌های موجود در این سنگ‌ها یکی از ابزارهای مورد استفاده برای بررسی منشاء آن‌ها است. این بررسی از طریق آنالیزهای نقطه‌ای و محاسبات فرمول ساختمانی این کانی‌ها امکان پذیر می‌باشد.

یکی از ابزارهای بسیار موثر و دقیق در مطالعات پترولوژیکی، استفاده از نتایج الکترون میکروپروب کانی‌هاست که تحت عنوان میکرو آنالیزورپروب الکترونی (EPMA) نیز شناخته می‌شود. مطالعات میکروپروب به منظور شناسایی، تعیین نوع و ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها و نیز بهره‌گیری از نتایج بدست آمده در مطالعات دما- فشارسنجی می‌باشد.

به منظور مطالعات میکروپروب بر روی بازالت‌های منطقه، پس از مطالعات دقیق سنگ‌نگاری، ۱۴ نمونه انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک- صیقلی با استفاده از ریز پردازنده‌های الکترونی در آکادمی سینیکا (Academia Sinica) در کشور تایوان مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. نتایج دستگاہی حاصله، مجموعاً شامل بیش از ۹۰۰ آنالیز نقطه‌ای از نمونه‌های منطقه، تصاویر میکروسکوپ الکترونی با استفاده از اسکن الکترون پراکنشی برگشتی (BSE) (Back scattered electron) می‌باشند.

در این فصل ابتدا به بررسی تغییرات ترکیب کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه پرداخته شده است و سپس با استفاده از ترکیب پیروکسن‌های موجود در این بازالت‌ها، شرایط دما و فشار تشکیل آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

۴-۲- ترکیب شیمیایی کانی‌های تشکیل دهنده‌ی بازالت‌های منطقه

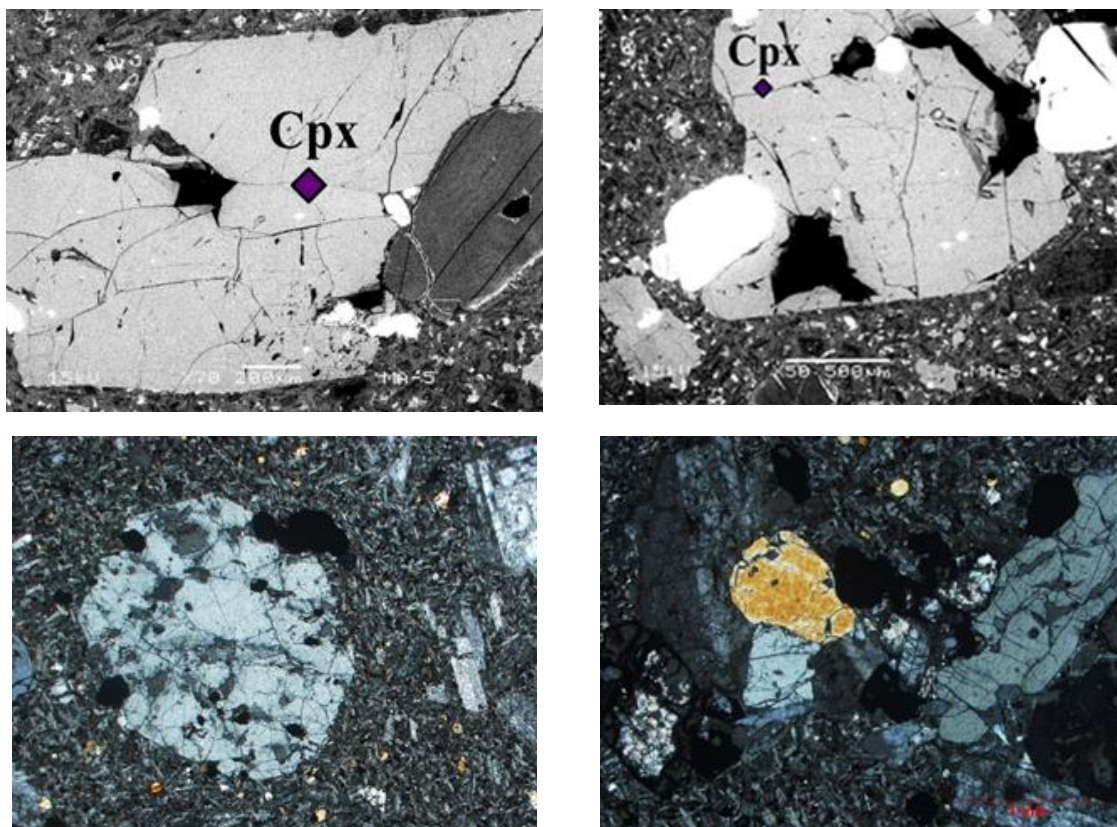
نتایج حاصل از میکروپروب بر روی کانی‌های موجود در بازالت‌های منطقه، تایید کننده‌ی نتایج بدست آمده قبلی بر اساس پتروگرافی است. همان‌گونه که در مطالعات پتروگرافی عنوان شد پیروکسن، پلاژیوکلاز و الیون (در الیون‌بازالت‌ها) کانی‌های اصلی بازالت‌های منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند، و کانی‌های آپاتیت و اپک نیز از کانی‌های فرعی این بازالت‌ها هستند. کانی‌های ثانویه شامل کلسیت، ایدنگزیت، زئولیت، سربیسیت و کلریت هستند. بطور کلی به منظور انجام مطالعات میکروپروب بیش از ۹۰۰ نقطه، مورد تجزیه‌ی شیمیایی قرار گرفته است (جدول ۴-۱- پیوست). کانی‌هایی که در بازالت‌های منطقه مورد تجزیه قرار گرفته‌اند شامل کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و اپک می‌باشند. تعداد ۴۳۰ آنالیز نقطه‌ای مربوط به کلینوپیروکسن، ۴۴۷ نقطه مربوط به پلاژیوکلاز و ۲۰ نقطه مربوط به کانی اپک از بازالت‌های منطقه عباس‌آباد می باشد.

۴-۲-۱- شیمی کلینوپیروکسن

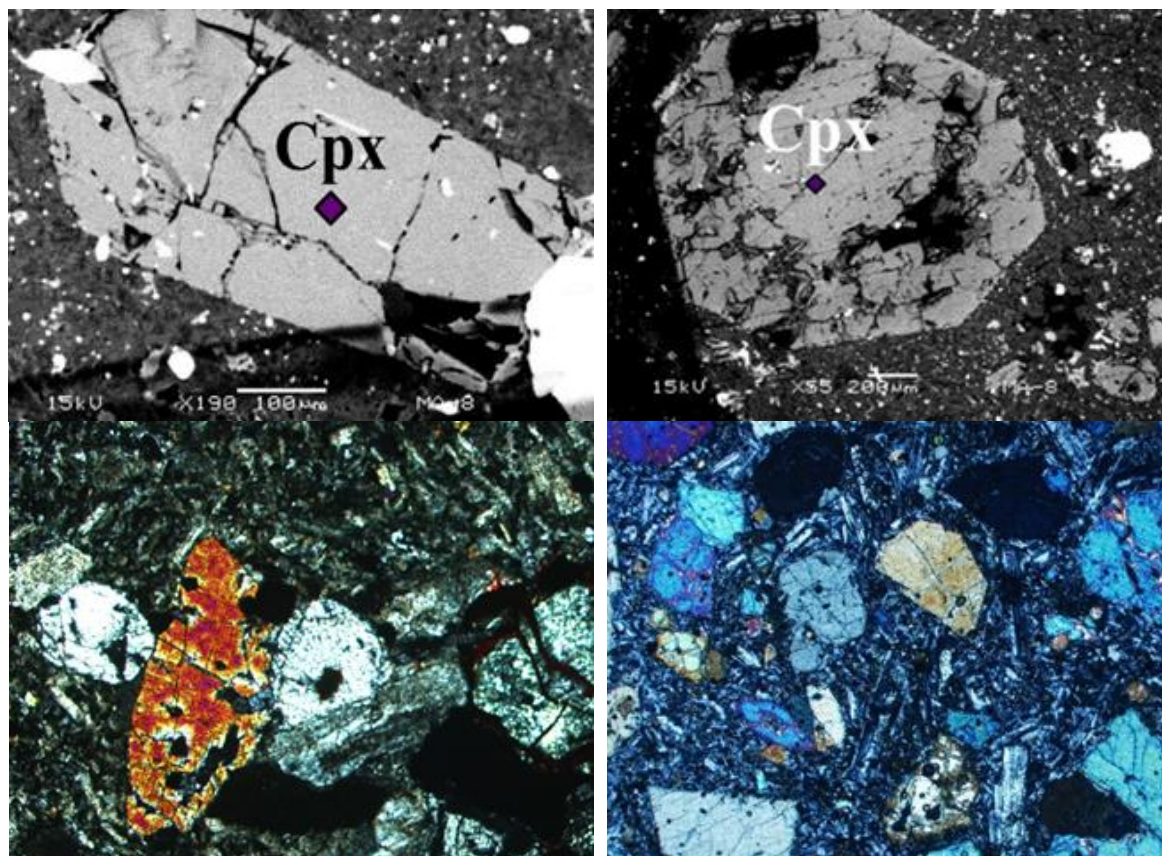
کلینوپیروکسن یک کانی مهم برای تعبیر و تفسیر سنگ‌شناسی محسوب می‌شود. کلینوپیروکسن از خانواده‌ی سیلیکات‌های زنجیره‌ای، با فرمول عمومی $M_2M_1T_2O_6$ هستند. در جایگاه T کاتیون‌هایی نظیر Al^{3+} ، Si^{4+} و با امکان کمتر Fe^{3+} (مجموع جایگاه T برابر ۲ است)، در جایگاه M_1 (با مجموع ۱) Al^{3+} و مازاد آهن سه ظرفیتی مصرف شده در موقعیت T و نیز کاتیون‌هایی مانند Fe^{2+} ، Mg^{2+} ، Mn^{2+} و Zr^{2+} و گاهی Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Zr^{4+} ، Sc^{3+} جایگزین می‌شوند، M_2 را عناصری چون Mg^{2+} ، Fe^{2+} و Mn^{2+} نیز Ca^{2+} ، Li^{1+} ، Na^{1+} اشغال می‌کنند که مجموع آن‌ها در حدود ۱ است.

به منظور بررسی ترکیب دقیق پیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه، ۴۳۰ آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت. این کلینوپیروکسن‌ها به طور میانگین واجد ۵۰/۳۰ درصد وزنی SiO_2 ، ۲۱/۷۷ درصد CaO ، ۰/۲۹

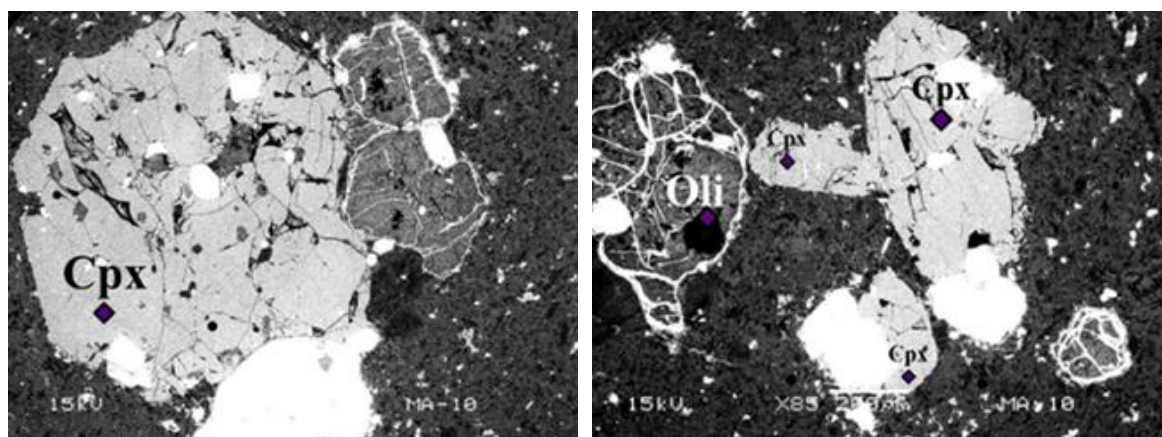
درصد Mgo، ۸/۶۱ درصد FeO، ۳/۴۱ درصد Al_2O_3 و ۰/۷۳ درصد وزنی TiO_2 می‌باشند (جدول ۱-۴ تعدادی از نقاط). تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) از پیروکسن‌های موجود در بازالت‌های عباس‌آباد در شکل (۱-۴، ۲-۴، ۳-۴، ۴-۴) آورده شده است. بر روی تصاویر میکروسکوپ الکترونی، می‌توان نوع آن‌ها را مشاهده نمود. همچنین تصاویر میکروسکوپ نوری (PPL, XPL) در قسمت پایین هر تصویر الکترونی واقع شده‌اند.



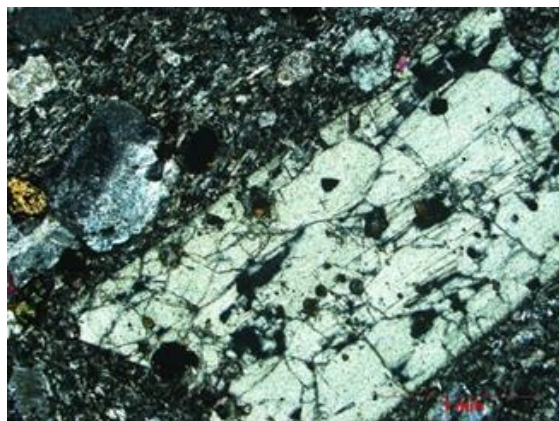
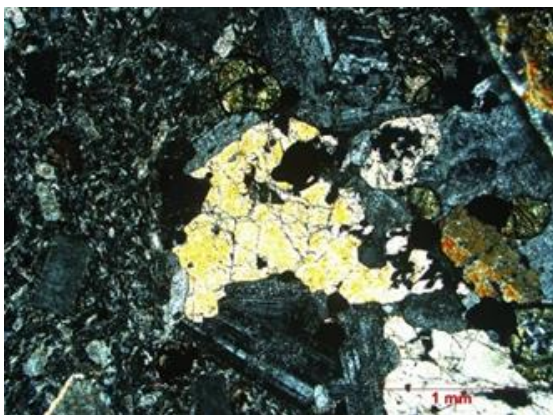
شکل ۱-۴ - تصاویر BSE مربوط به نمونه MA5.



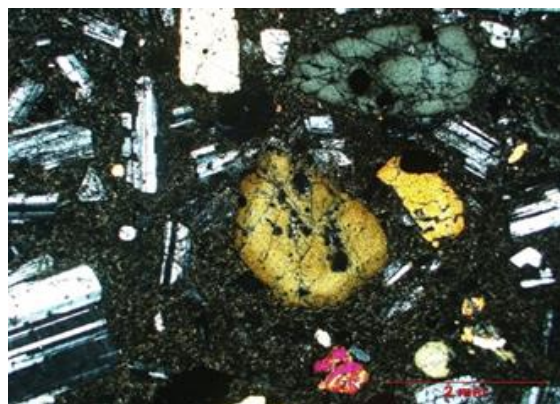
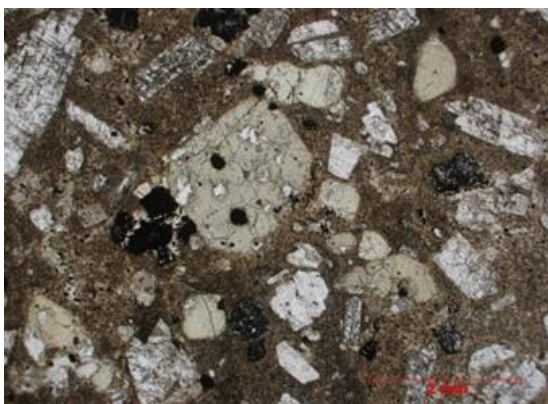
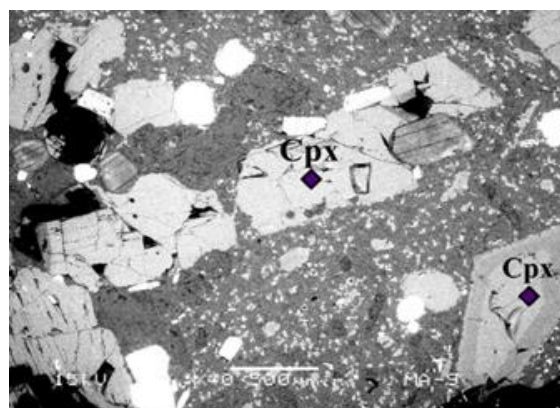
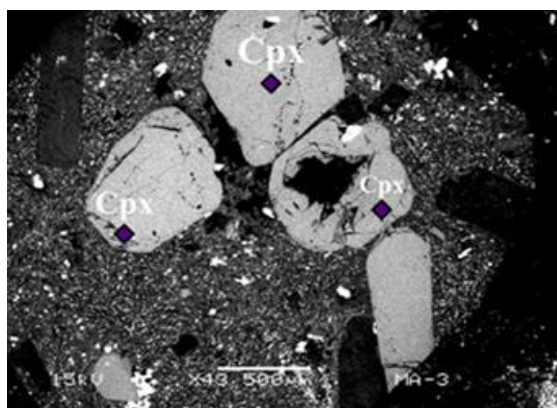
شکل ۴-۲- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA8.



شکل ۴-۳- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA10.



شکل ۴-۳- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA10.



شکل ۴-۴- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA3.

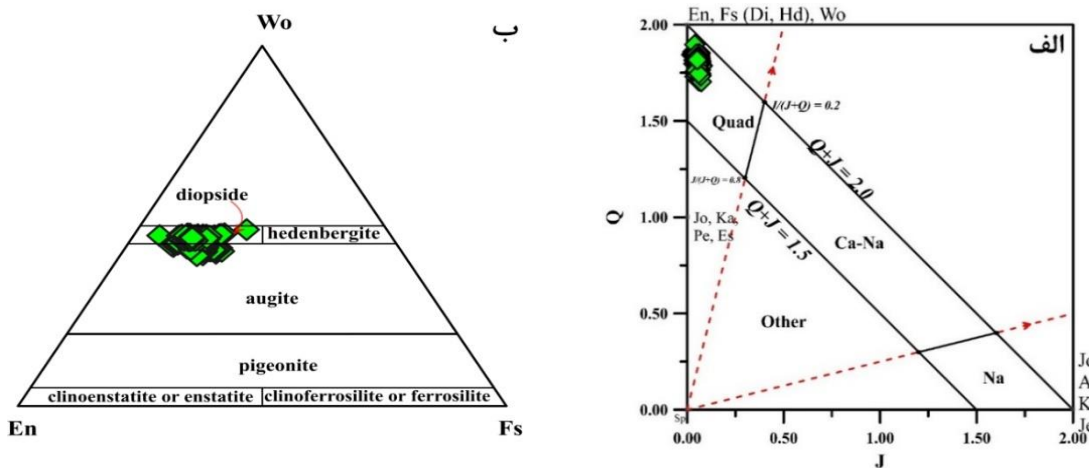
برای نام‌گذاری پیروکسن‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. از آن جاییکه ترکیبات مختلف پیروکسن‌ها به صورت محلول جامد با اعضای انتهایی $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ، $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ و $\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ و همراه با تغییرات مقادیر Ca - Mg - Fe می‌باشند، به منظور بهره‌مندی از ترکیب دقیق پیروکسن‌ها از نمودار طبقه بندی (Morimoto et al. (1988) استفاده شده است.

این کانی با توجه به قرار گیری کاتیون‌ها به ۴ گروه: ۱- پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، ۲- پیروکسن‌های Na-Ca، ۳- پیروکسن‌های Na، ۴- دیگر پیروکسن‌ها (other) تقسیم می‌شود. پیروکسن‌های مورد بررسی در نمودار J-Q در گستره‌ی آهن- منیزیم- کلسیم واقع شده و از سدیم تهی هستند (شکل ۴-۵ الف). در این نمودار شاخص‌های J و Q بنابر رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شوند:

$$J = 2\text{Na} \pm$$

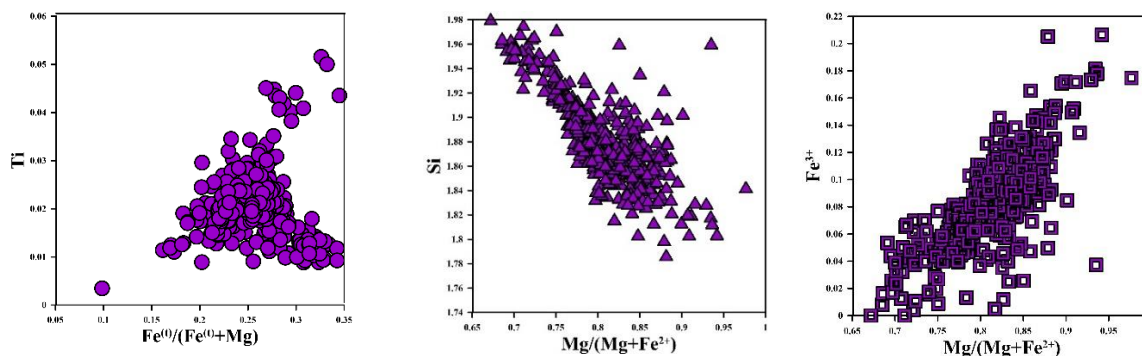
$$Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$

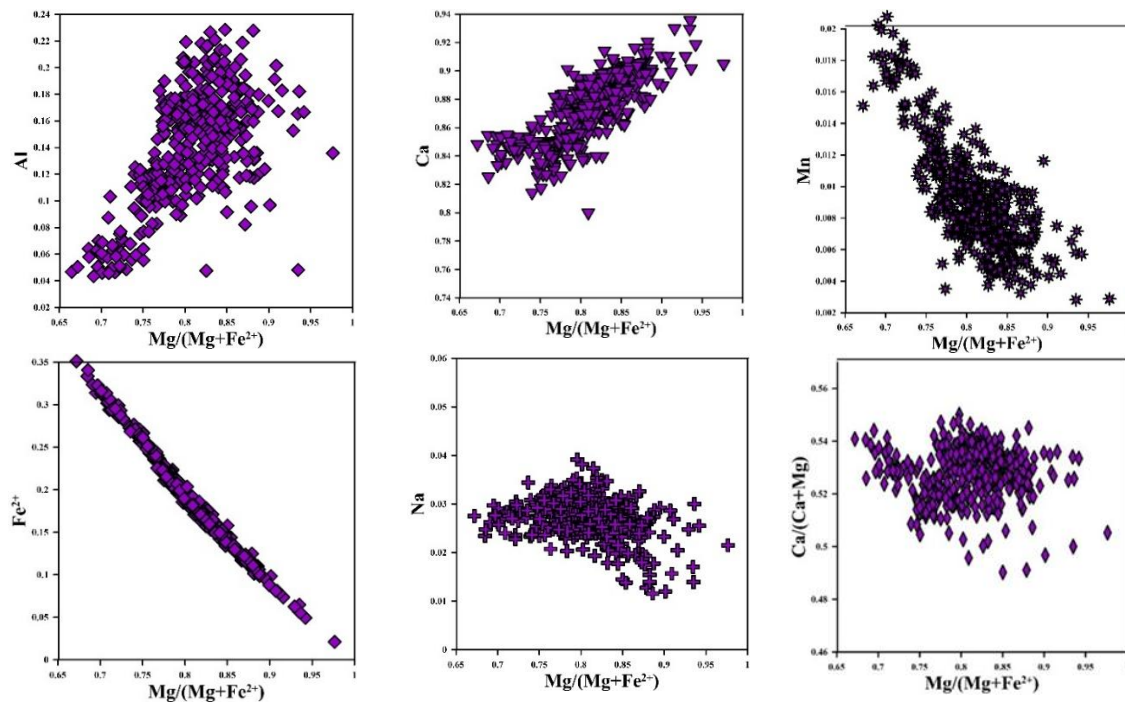
برای جدایش پیروکسن‌های گروه Ca-Mg-Fe از نمودار شکل (۴-۵ ب) استفاده شد. چنانچه در نمودار دیده می‌شود، پیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در گستره‌ی دیوپسید و اوژیت قرار گرفته‌اند. بر مبنای فرمول ساختاری این کانی، ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود $\text{Wo}_{43-48} \text{En}_{37-45} \text{Fs}_{10-19}$ هستند.



شکل ۴-۵- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، الف) - نمودار J-Q ب) در نمودار En-Wo-Fs (Morimoto (1988)

به طور معمول کانی کلینوپیروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است. مقدار عدد منیزیمی ($Mg\#$) $= Mg/(Mg+Fe^{2+})$ به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. محدوده‌ی $Mg\#$ همه‌ی کلینوپیروکسن‌ها میان ۰/۶۹ تا ۰/۹۴ درصد قرار می‌گیرد. درصد اکسیدهای عناصر اصلی در کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه شامل SiO_2 (46.73 – 52.78 Wt%)، Al_2O_3 (1.04 – 6.61 Wt%)، $FeO^{(t)}$ (5.70 – 11.58 Wt%)، MgO (11.03 – 16.31 Wt%)، CaO (14.17 – 23.36 Wt%)، TiO_2 (0.32 – 1.8 Wt%)، MnO (0.1 – 0.6 Wt%) و Na_2O (0.18 – 0.49 Wt%) است. تغییرات زیاد در مقدار اکسیدها می‌تواند بیانگر تاثیر فرآیند تفریق اصلی از سنگ‌های بازیک تا تراکی‌آندزیتی باشد. برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن منطقه مورد مطالعه از نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر دیگر عناصر بر پایه مقادیر apfu استفاده شده است (شکل ۴-۶). با افزایش مقدار $Mg\#$ در پیروکسن‌ها مقادیر Si ، Mn و Fe^{2+} با شیب منفی از سوی سنگ‌های مافیک به حدواسط کاهش و مقادیر Al ، Ca ، Mg و Fe^{3+} با شیب مثبت افزایش می‌یابد، با وجود اینکه مقدار Na در کلینوپیروکسن‌ها پایین است، ولی افزایش مقدار این عنصر در سنگ‌های بازیک و کاهش آن در سنگ‌های حدواسط، با توجه به اینکه در یک مذاب آلکالن بازالتی با افزایش روند مقادیر عناصر آلکالن با سرعت افزایش می‌یابد، می‌تواند نشان‌دهنده‌ی ترکیب آلکالن مذاب اولیه باشد. در نمودار $Mg\#$ در برابر $Ca\#$ نیز کلینوپیروکسن‌ها عدد $Ca\#$ بالایی را نشان می‌دهند.

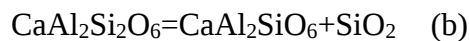




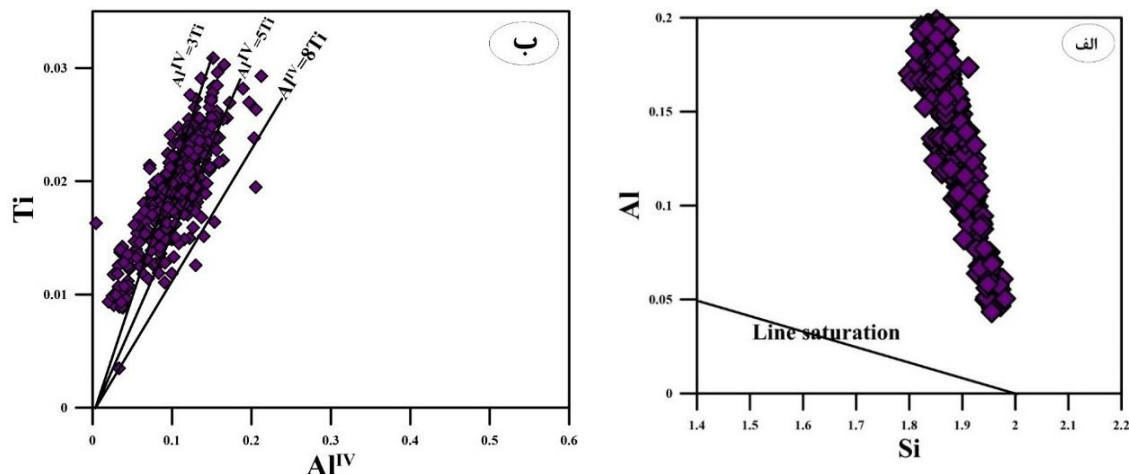
شکل ۴-۶- تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های بازالتی عباس‌آباد، در نمودار $Mg\#$ در برابر عناصر Ti , Al , Fe^{2+} , Si , Ca , Mg , Na و Fe^{3+} , Mn بر پایه $apfu$.

توزیع Al و Si در پیروکسن‌های مورد مطالعه به گونه‌ای است که تمام نمونه‌ها در نمودار Si در برابر Al (تتراندی و اکتاندی) در بالای خط اشباع جایگاه تتراندی $Al+Si=2$ قرار گرفته‌اند (شکل ۴-۷- الف). حضور نمونه‌ها در بالای خط اشباع نشان‌دهنده‌ی کلینوپیروکسن‌هایی است که در موقعیت تتراندی ساختمان آن‌ها صرفاً توسط تمامی کاتیون‌های Si و بخشی از کاتیون‌های Al^{IV} موجود در ترکیب پیروکسن پر شده‌اند و به همین علت نمی‌تواند پذیرای کاتیون‌های سه ظرفیتی مانند کروم، تیتانیوم و آهن (Fe^{3+}) باشد. از آنجایی که با پر شدن موقعیت تتراندی، بقیه Al موجود در ترکیب پیروکسن در موقعیت اکتاندی جای گرفته، بنابراین پیروکسن‌های مورد مطالعه معمولاً علاوه بر آلومینیوم تتراندی واجد اکتاندی هم می‌باشند. قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط یاد شده نشان می‌دهد که نه تنها همه کاتیون‌های Al و Si وارد جایگاه اکتاندی شده‌اند، بلکه به دلیل کامل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر مانند کروم، تیتانیوم

و آهن (Fe^{3+}) نیز جانشین آن‌ها شده‌اند. لذا چنین پیروکسن‌هایی فاقد Al^{IV} است. لازم به یادآوری می‌باشد که مقدار آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در فشارهای زیاد ($>3.5\text{Gpa}$) به واسطه واکنش (a) در فشارهای پائین ($0.5-1.2\text{Gpa}$) با واکنش (b) کنترل می‌شود. واکنش (a) در اعماق بیش از ۱۲۰ کیلومتری رخ می‌دهد (ژو، ۲۰۰۴).



در نمودار Ti در مقابل Al^{IV} ، بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در محدوده‌ی $Al^{IV}=3Ti$ و $Al^{IV}=5Ti$ قرار می‌گیرند، که این مقادیر بیانگر بالا بودن میزان تیتانیوم در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۴-۷-ب).



شکل ۴-۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، (الف) نمودار Al-Si و (ب) نمودار Ti در مقابل Al^{IV} که نشان‌دهنده مقدار بالای تیتانیوم در این کانی‌ها می‌باشد.

۴-۲-۱-۱- تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه بر اساس شیمی کانی

کلینوپیروکسن

کانی کلینوپیروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد، که این کانی از آن نشأت گرفته است. تغییرات تدریجی ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی از یک گدازه به گدازه‌ی دیگر نشانه‌ی رابطه‌ی خویشاوندی گدازه‌ها با هم و منشأ گرفتن آن‌ها از یک منبع مشترک می‌باشد (معین وزیری، ۱۳۷۱). بنابراین برای تعیین سری‌های ماگمایی از نمودارهای مختلفی استفاده شده است.

الف - نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 :

به عقیده (1962) Le Bas میزان Al و Ti درون شبکه ساختاری پیروکسن به درجه آلکالینیته بستگی داشته، و با استفاده از میزان SiO_2 و Al_2O_3 در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، دسته‌های ماگمایی پراآلکالن، آلکالن و ساب‌آلکالن را از هم متمایز کرده است. با استفاده از این نمودار کلینوپیروکسن‌های این منطقه در محدوده‌ی ساب‌آلکالن و آلکالن واقع می‌شوند شکل (۴-۸).

ب - نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 :

این نمودار توسط (1962) Le Bas ارائه شده است. کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد بررسی در محدوده‌ی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند شکل (۴-۹).

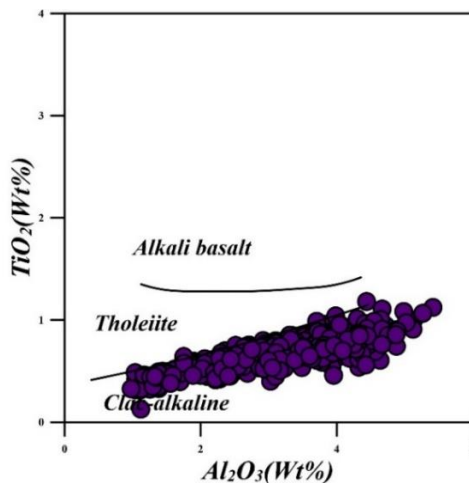
ت - نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Na}$ در برابر Al:

برگر و همکاران (۲۰۰۵)، با ارائه نمودار $\text{Ti}+\text{Cr}+\text{Na}$ در مقابل Al، سبب تفکیک کلینوپیروکسن‌های

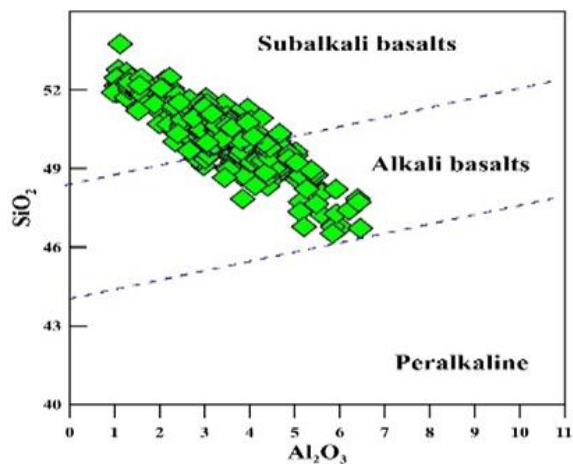
آذرین و دگرگون گشتند. کلینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی آذرین قرار گرفته اند. (شکل ۱۰-۴).

پ- نمودار Ti در برابر Ca+Na:

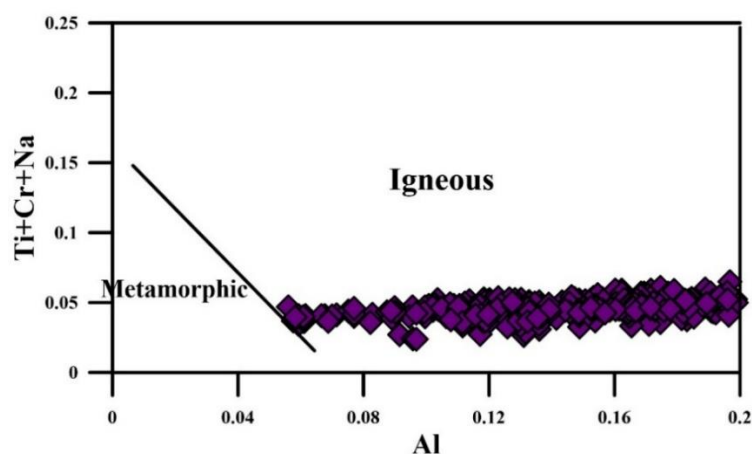
این نمودار توسط (Lettrier et al., 1982) ارائه شده است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۱).



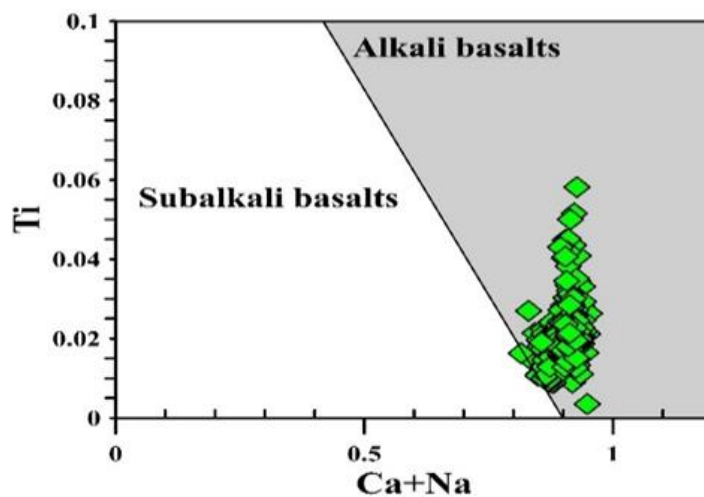
شکل ۴-۹- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار میزان TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962).



شکل ۴-۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار میزان SiO_2 در برابر Al_2O_3 (Le Bas, 1962).



شکل ۴-۱۰- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار $Ti+Cr+Na$ در Al ، (Berger et al., 2005).



شکل ۴-۱۱- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در مقابل $Ca+Na$ ، (Leterrier, 1982).

۴-۲-۱-۲- تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه براساس شیمی کانی

کلینوپیروکسن

از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط تکتونیکی ماگما با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن به کار برده می‌شود، می‌توان به نمودارهایی که در زیر به تفسیر آن‌ها پرداخته می‌شود، اشاره کرد.

الف – نمودار $F_1 - F_2$:

نمودار F_1-F_2 توسط Nisbet and pearce, (1977)، ارائه شده است. این نمودار کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های آکالن درون صفحه‌ای را از نوع دیگر ماگماها جدا می‌کند. جدایش ماگماهای WPT از ماگماهای VAB نیز به خوبی صورت می‌گیرد، اما همپوشانی قابل ملاحظه‌ای بین WPT-OFB و VAB-OFB دیده می‌شود. نتایج حاصل از بررسی نمونه‌ها در نمودار (شکل ۴-۱۲) نشان‌دهنده‌ی این است که اکثر نمونه‌ها در گستره VAB واقع شده‌اند.

فرمول‌های محاسبه F_1-F_2 بر اساس آنالیز نقطه‌ای کانی‌های کلینوپیروکسن به صورت زیر است:

$$F_1 = -(0.012 \cdot SiO_2) - (0.0807 \cdot TiO_2) + (0.0026 \cdot Al_2O_3) - (0.0012 \cdot FeOt) - (0.0026 \cdot MnO) + (0.0087 \cdot MgO) - (0.0128 \cdot CaO) - (0.0419 \cdot Na_2O)$$

$$F_2 = -(0.0469 \cdot SiO_2) - (0.0818 \cdot TiO_2) + (0.012 \cdot Al_2O_3) - (0.0041 \cdot FeOt) - (0.1435 \cdot MnO) + (0.0029 \cdot MgO) - (0.0085 \cdot CaO) - (0.016 \cdot Na_2O)$$

نشانه‌های اختصاری در شکل (۴-۱۲) به شرح زیر می‌باشد:

VAB	volcanic-arc basalt
OFB	ocean-floor basalt
WPT	within-plate tholeiitic
WPA	within-plate alkaline

ب – نمودار SiO_2 در برابر Al_2O_3 :

به عقیده Le Bas (1962)، میزان Ti و Al درون شبکه ساختاری پیروکسن به فعالیت SiO_2 ماگمایی که از آن متبلور می‌شوند، بستگی دارد. به طوری که مقدار این عناصر از ماگمای ساب‌آکالن به سمت ماگمای آکالن و پرآکالن افزایش می‌یابد. با استفاده از این ویژگی، محیط تکتونیکی سنگ‌ها از هم قابل تفکیک

هستند. در این نمودار بیشتر نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۳). با توجه به اینکه کلینوپیروکسن‌های WPT، AB و OFB همگی در محدوده ساب‌آلکالن - آلکالن قرار می‌گیرند، البته تشخیص این سه گروه از یکدیگر مشکل است. به عقیده‌ی Gibb, (1973) درجه جدایش ماگمای اولیه و شرایط تبلور به همچنین همپوشانی منجر می‌شود.

S	Subalkaline
A	Alkaline
P	Peralkaline

پ- نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} :

براساس نموداری که توسط Aoki and Shiba, (1973) ارائه شده، پیروکسن‌های مورد بررسی در فشارهای کم تا متوسط تشکیل شده‌اند، و این بیانگر آن است که تبلور پیروکسن‌ها در هنگام صعود و از اعماق به سمت بالا صورت گرفته است، و این نشان‌گر یک محیط فشار متوسط - کم فشار است (شکل ۴-۱۴).

ت- نمودار Ti در برابر Ca+Na:

لتیر و همکاران (۱۹۸۲)، نمودارهای تمایزی برای فنوکریست‌های کلینوپیروکسن در بازالت‌ها ارائه نمودند. با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های آلکالن را از بازالت‌های کوهزایی - غیرکوهزایی جدا کرد. بر اساس این نمودار کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های آلکالن و کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۵).

ث - نمودار $Ti+Cr$ در برابر Ca :

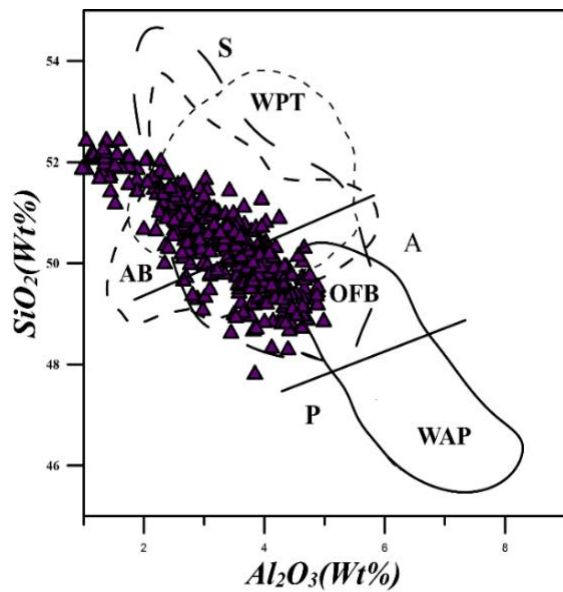
با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های کوهزایی را از بازالت‌های غیرکوهزایی جدا کرد (Leterrier et al. 1982). بر اساس این نمودار کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده‌ی بازالت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۶). O-بازالت‌های کمان آتشفشانی، (بازالت‌های کوهزایی)، D-تولیت‌های جزایر اقیانوسی و تولیت‌های حوضه پشت کمانی، (بازالت‌های غیرکوهزایی).

ج - نمودار Ti در برابر Al :

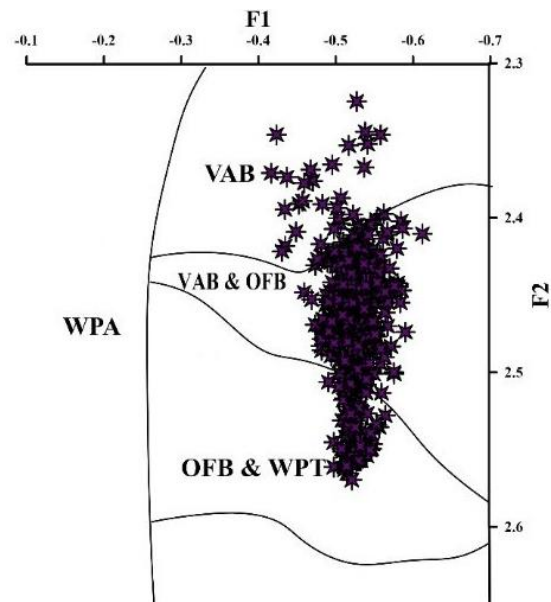
با استفاده از این نمودار می‌توان بازالت‌های کوهزایی (تولیت و کالک‌آلکالن)، را از یکدیگر تفکیک کرد (Le Terrier et al., 1982). بر اساس این نمودار، اغلب کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌ی بازالت‌های کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (۴-۱۷).

ح - نمودار Ti در برابر Ca :

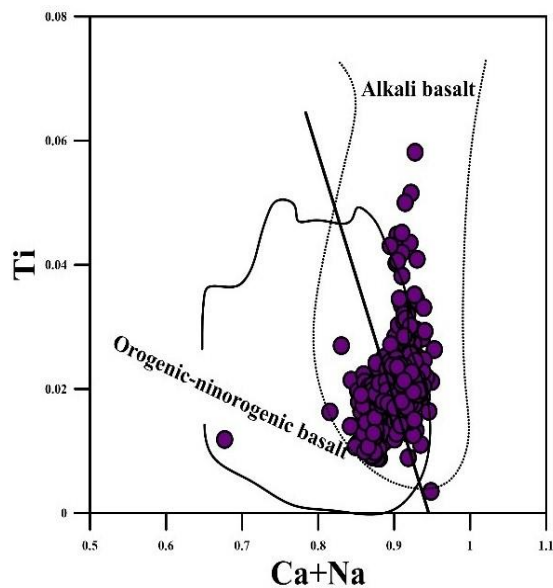
به عقیده (Sun and Bertrand, 1991) نمودار ارائه شده، بر اساس مقدار Ca و Ti در کلینوپیروکسن می‌باشد. در این نمودار، نمونه‌های با مقادیر بالای Ti در محدوده‌ی غیرکوهزایی قرار می‌گیرند، و در صورتی که نمونه‌ها، دارای مقادیر بالای Ca باشند در محدوده‌ی کوهزایی واقع می‌شوند (شکل ۴-۱۸ الف و ب). با توجه به مقدار پایین تیتانیوم و میزان بالای کلسیم در نمونه‌ها، محیط زمینساختی سنگ‌های مورد بررسی از نوع محیط کوهزایی است.



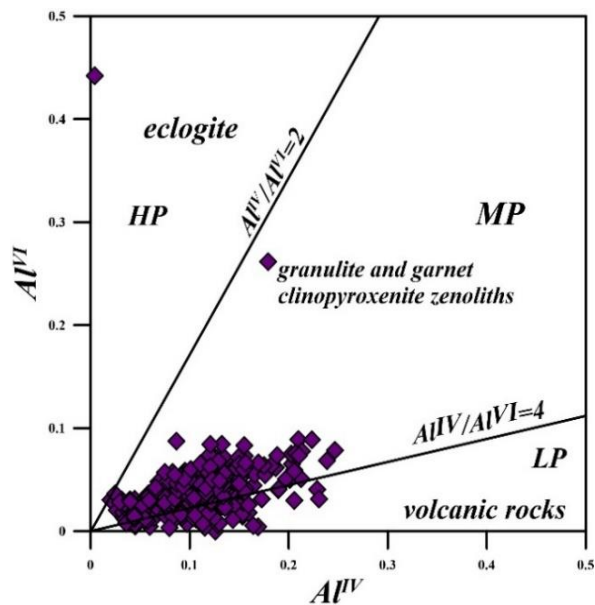
شکل ۴-۱۳ - موقعیت کلیتوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار در مقابل Al_2O_3 (Le Bas, 1962).



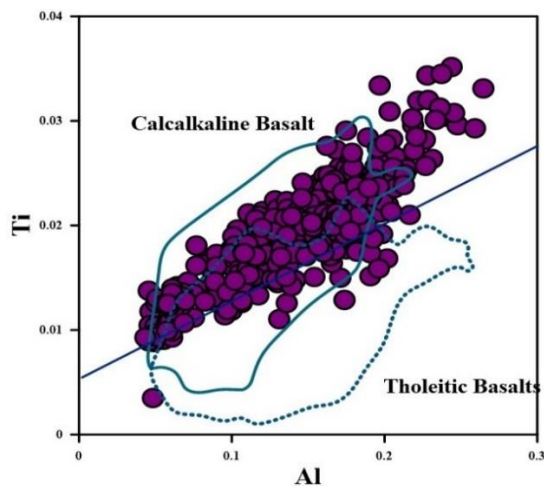
شکل ۴-۱۲ - موقعیت کلیتوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار F_1 - F_2 (Nisbet and Pearce, 1977).



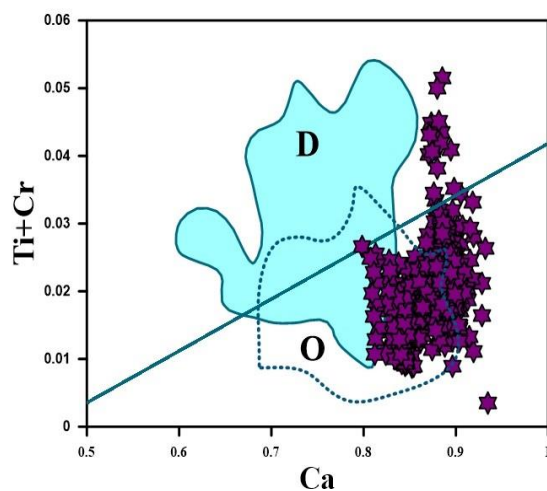
شکل ۴-۱۵ - موقعیت کلیتوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Ti در برابر Ca+Na ارائه شده توسط لتریر و همکاران (Leterrier et al. 1982).



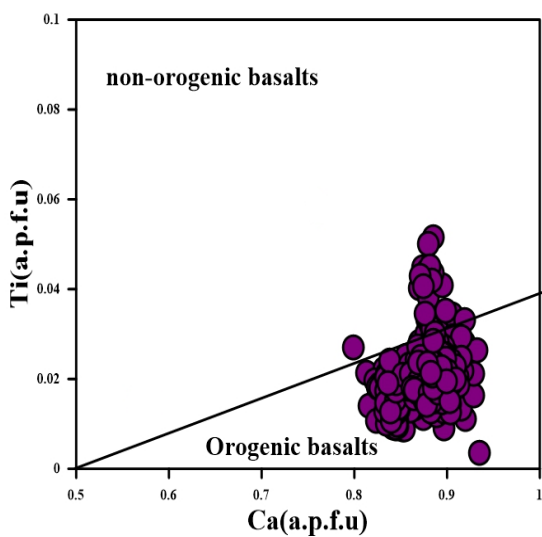
شکل ۴-۱۴ - موقعیت کلیتوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد نمودار Al^{IV} و Al^{VI} (Aoki and Shiba, 1973).



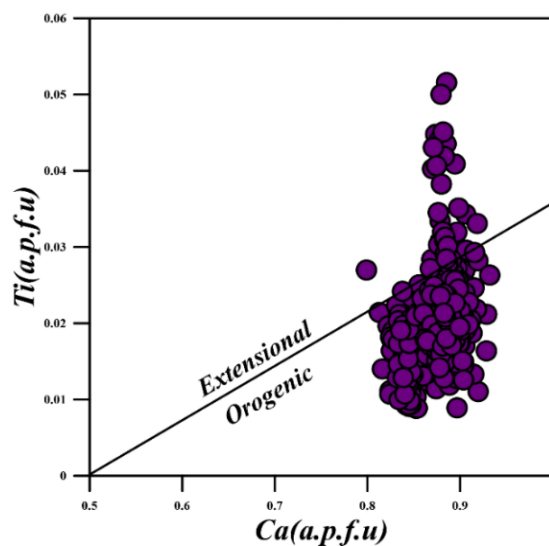
شکل ۴-۱۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های
اٹوسن عباس‌آباد نمودار Ti در برابر Al ارائه شده توسط
لتیریر و همکاران (Le terrier et al. 1982).



شکل ۴-۱۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های
اٹوسن عباس‌آباد نمودار Ti+Cr در برابر Ca ارائه شده
توسط لتیریر و همکاران (۱۹۸۲).



شکل ۴-۱۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های اٹوسن عباس‌آباد نمودار Ti در مقابل Ca، (Sun and Bertrand, 1991).



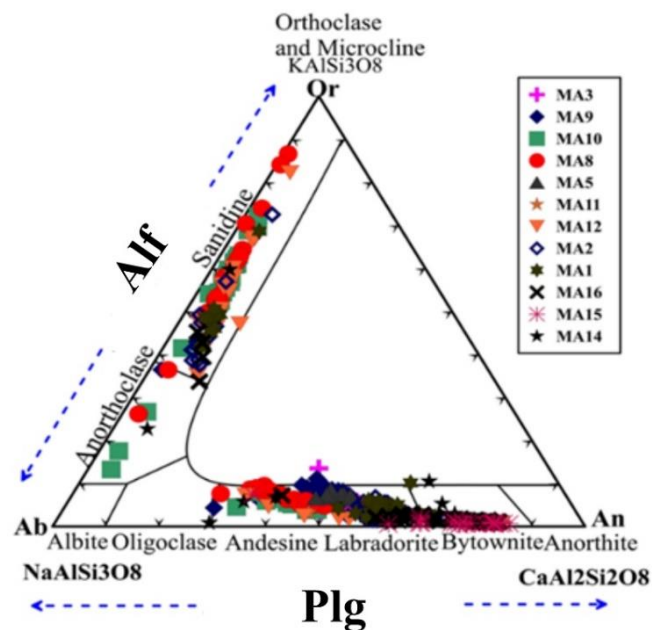
جدول ۴-۲- نتایج نشان گر تجزیه ی میکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن های بازالت های عباس آباد.

Rock type	basalt					
Sample	MA-3	MA-3	MA-9	MA-9	MA-12	MA-12
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	50.41	51.22	51.11	51.31	51.15	50.06
TiO ₂	0.67	0.69	0.66	0.63	0.83	0.71
Al ₂ O ₃	2.98	2.54	2.89	2.34	3.663	3.92
FeO*	8.97	9.65	9.53	9.57	8.64	8.08
MnO	0.31	0.34	0.35	0.39	0.28	0.13
MgO	14.24	14.03	14.12	14.15	13.99	14.17
CaO	21.35	21.34	20.76	21.02	21.40	22.01
Na ₂ O	0.39	0.38	0.42	0.40	0.41	0.36
K ₂ O	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
Total	99.32	100.8	99.83	99.80	100.41	99.47
<u>T-sites</u>						
Si	1.884	1.904	1.904	1.913	1.891	1.863
Al ^{iv}	0.102	0.085	0.087	0.076	0.102	0.124
Fe(iii)	0.092	0.069	0.058	0.064	0.041	0.089
T-Total	2.078	2.058	2.049	2.053	2.034	2.076
<u>M1 sites</u>						
Al ^{vi}	0.030	0.027	0.041	0.027	0.058	0.050
Fe ³⁺	0.092	0.069	0.058	0.064	0.041	0.089
Cr	0	0	0	0	0	0
Ti	0.019	0.019	0.018	0.018	0.023	0.020
Mg	0.793	0.779	0.784	0.787	0.771	0.786
Fe ²⁺	0.198	0.231	0.238	0.235	0.226	0.016
Mn	0.010	0.011	0.011	0.012	0.009	0.004
M1-Total	1.142	1.136	1.15	1.143	1.128	0.965
<u>M2 site</u>						
Mg	0.793	0.779	0.784	0.787	0.771	0.786
Fe(ii)	0.189	0.231	0.238	0.235	0.226	0.016
Mn	0.010	0.011	0.011	0.012	0.009	0.004
Ca	0.855	0.850	0.829	0.840	0.848	0.878
Na	0.028	0.027	0.030	0.029	0.030	0.026
K	0	0	0	0	0	0
M2-Total	1.875	1.918	1.85	1.903	1.884	1.71
Jadeite	0.028	0.027	0.030	0.027	0.030	0.026
Acmite	0	0	0	0	0	0
Augite	0	0	0	0	0	0
Wo	0.44	0.44	0.43	0.44	0.45	0.46
En	0.41	0.40	0.41	0.41	0.41	0.41
Fs	0.15	0.16	0.16	0.15	0.14	0.13

۴-۲-۲- شیمی پلاژیوکلاز

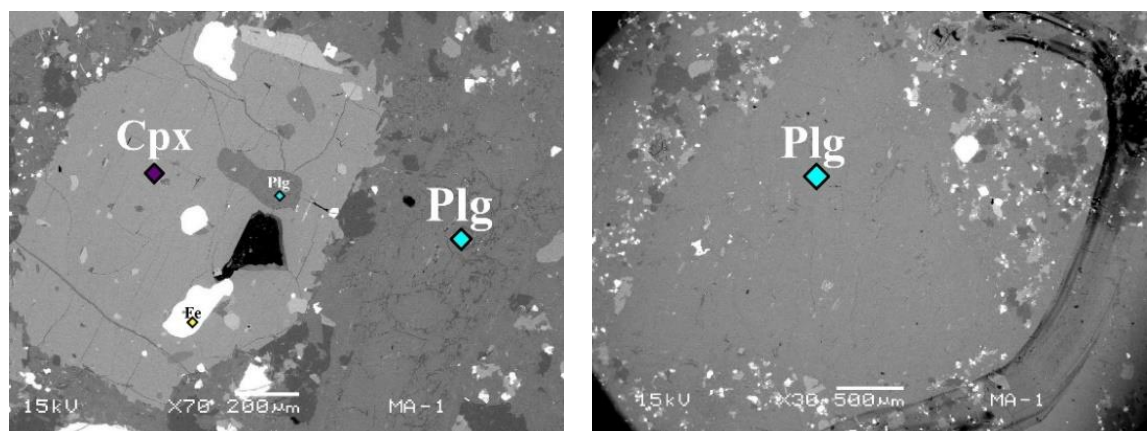
پلاژیوکلاز فراوان ترین کانی در مجموعه بازالتی منطقه است. که به صورت درشت بلور و میکروولیت حضور دارد. شواهد پتروگرافی حاکی از عملکرد متوسط تا شدید دگرسانی بر روی پلاژیوکلازها بوده است. بنابراین پدیده سریستی شدن را می توان به فراوانی در آنها مشاهده نمود. در نتیجه کانی های ثانویه مانند: سریسیت، کلریت، ایدنگزیت، زئولیت و کلسیت نیز در آنها مشاهده می شود. ترکیب پلاژیوکلازها نه تنها به ترکیب و دمای ماگما بستگی داشته بلکه به گازهای ماگمایی هم وابسته بوده و تغییر در پلاژیوکلازها تابعی از هر سه مورد می باشد (هاتوری وساتو، ۱۹۹۱). به طور کلی نتایج حاصل از تجزیه ی مایکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه تایید کننده ی شواهد پتروگرافی می باشد.

به منظور بررسی ترکیب دقیق پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه، ۴۴۷ آنالیز نقطه ای روی آنها صورت گرفت. نتایج تجزیه ی نقطه ای برخی از پلاژیوکلازهای درشت بلور و منطقه بندی شده و کاتیون های آنها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در آمده است (جدول ۴-۳). ترکیب شیمی پلاژیوکلازهای تجزیه شده در نمودار مثلثی Deer et al., (1992) Ab-An-Or در محدوده سانیدین، آنورتوکلاز، الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت و بیتونیت واقع می شوند (شکل ۴-۱۹). طبق محاسبات فرمول ساختاری، میانگین درصد آنورتیت پلاژیوکلازها برای سنگ های منطقه عباس آباد ۴۲/۷۲ درصد می باشد، به اعتقاد گلدشمیت (۱۹۸۲)، میزان آنورتیت به ترکیب شیمیایی سنگ و تغییرات دما وابسته می باشد. بطور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین $Ab_{13.88}, Or_{0.52}$ و $Ab_{82.36}, Or_{97.27}, An_{84.33}$ قرار می گیرند. جزء مولکولی ارتوز برای این نمونه های سنگی بین ۵۲٪ تا ۹۷/۲۷ در تغییر است. روندهای تغییرات اکسیدهای سدیم و کلسیم نشان گر تغییرات منظم و جدایشی ساده از مرکز پلاژیوکلازها به سمت حاشیه آنهاست و بیانگر منطقه بندی عادی در آنها می باشد (پلاژیوکلاز از نوع آندزین تا بیتونیت و آلکالی فلدسپار از نوع آنورتوکلاز - سانیدین است).

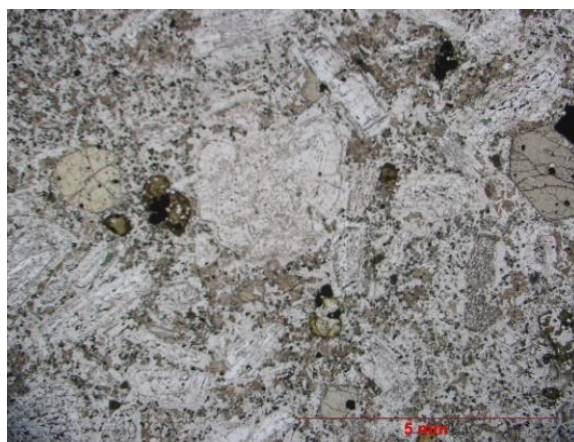
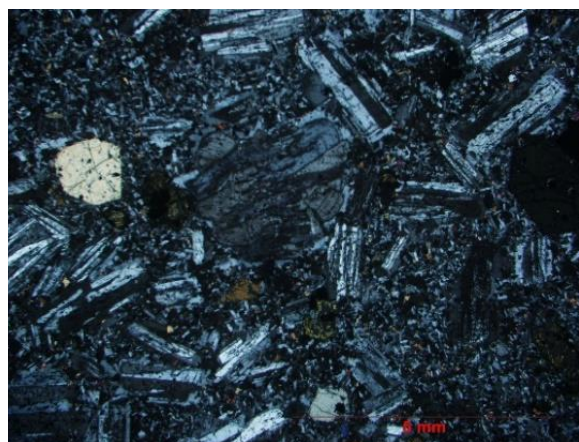


شکل ۴-۱۹- نمایش پلاژیوکلازهای مورد بررسی در نمودار Ab-An-Or (Deer 1992).

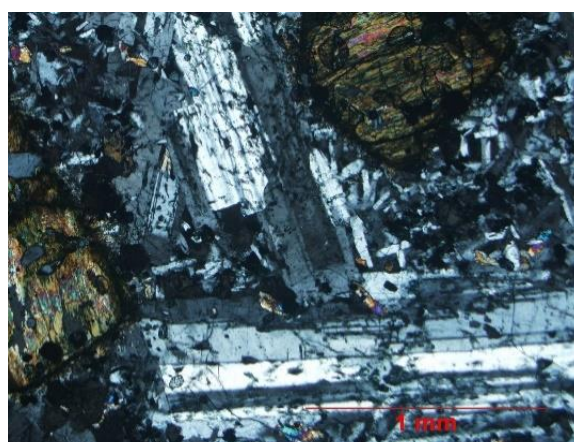
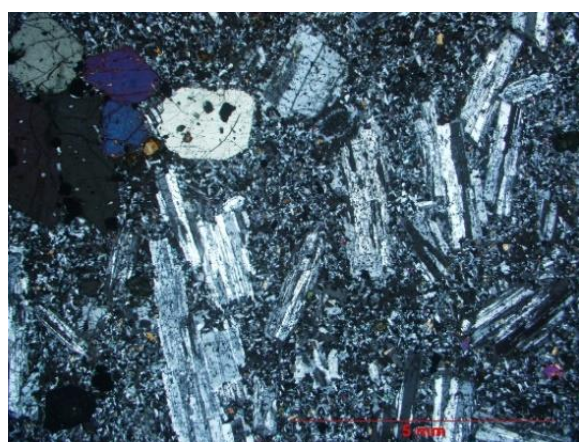
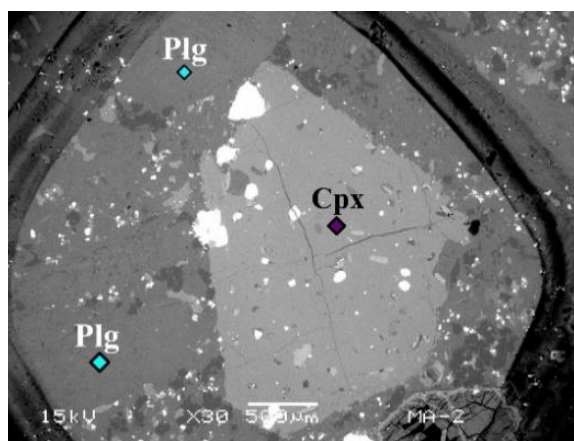
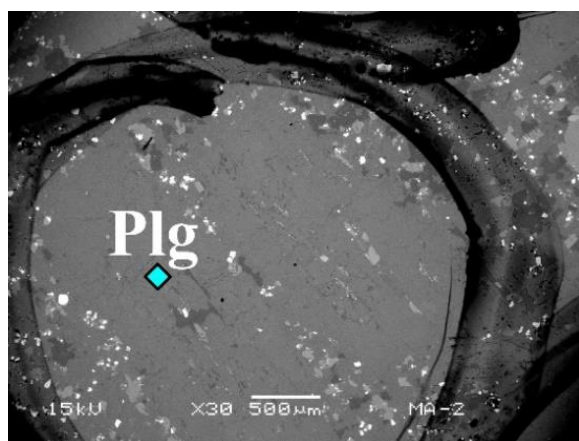
تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) و میکروسکوپ نوری از پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه، در شکل‌های (۴-۲۰، ۴-۲۱، ۴-۲۲) آورده شده است. نقاط آنالیز شده بر روی تصاویر میکروسکوپ الکترونی نمایش داده شده و می‌توان ترکیب آن‌ها مشاهده نمود و همچنین تصاویر میکروسکوپ نوری (XPL, PPL) در قسمت پایین هر تصویر الکترونی واقع شده‌اند.



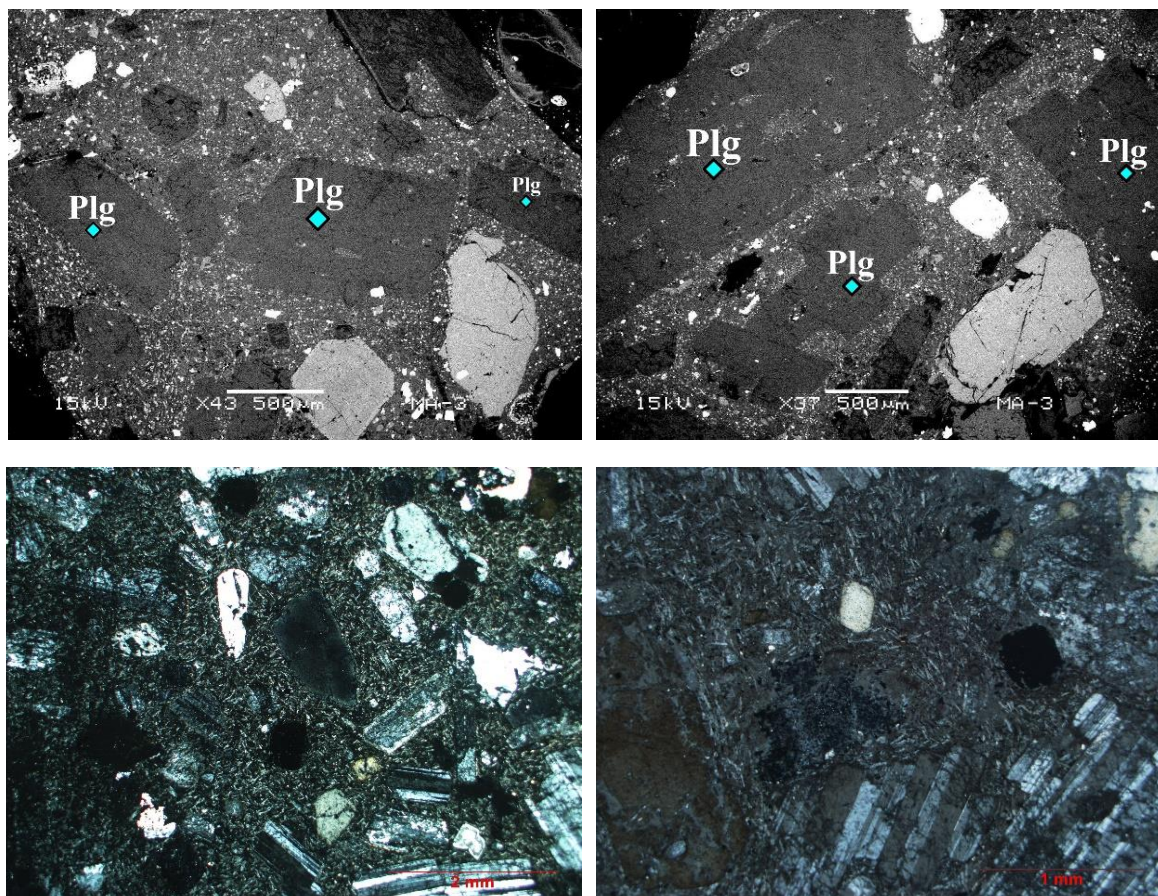
شکل ۴-۲۰- تصاویر مربوط به پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در BSE نمونه MA1.



شکل ۴-۲۰- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA1.



شکل ۴-۲۱- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA2.



شکل ۴-۲۲- تصاویر BSE مربوط به نمونه MA3.

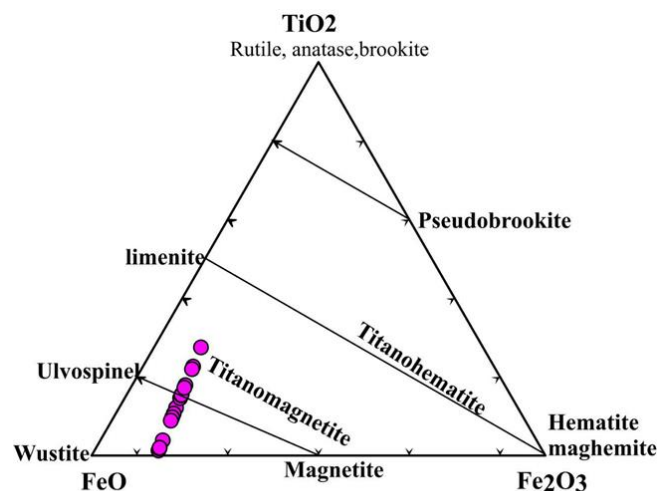
جدول ۴-۳- نتایج نشانگر تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه.

Rock type	basalt					
Sample	MA-3	MA-3	MA-10	MA-10	MA-16	MA-16
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	55.22	55.98	57.40	65.24	48.7	48.16
TiO ₂	0.04	00.00	0.03	0.04	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	27.20	26.81	25.89	19.27	32.01	31.97
FeO*	0.68	0.57	0.34	0.21	0.49	0.64
MnO	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
MgO	0.02	0.02	00.00	00.00	0.05	00.05
CaO	10.17	9.38	8.62	0.84	15.92	15.87
Na ₂ O	4.84	5.70	5.92	3.87	2.42	2.18
K ₂ O	0.94	0.70	0.88	10.26	0.26	0.22
Total	99.11	99.25	99.07	99.72	99.90	99.72
Si	2.52	2.255	2.60	2.97	2.23	2.23
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Al	1.46	1.49	1.38	1.03	1.73	1.746
Fe	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.50	0.46	0.42	0.04	0.78	0.78
Na	0.43	0.50	0.52	0.34	0.21	0.19
K	0.05	0.46	0.05	0.60	0.01	0.01
Sum cat.	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Ab	50.76	45.45	42.23	4.17	77.19	78.98
An	5.58	4.56	5.12	60.94	1.52	1.32
Or	43.66	49.99	52.55	34.88	21.29	19.70

۴-۲-۳- شیمی کانی‌های کدر

کانی‌های کدر، گروه مهمی از کانی‌های فرعی موجود بازالت‌های منطقه را تشکیل می‌دهند. ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن- تیتان در نمونه‌های منطقه روی نمودار طبقه‌بندی سه تایی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ از (Butler, 1992)، در دو گروه مختلف قرار گرفته اند و از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند (شکل ۴-۲۳) با توجه به اینکه تیتانومگنتیت تقریباً در تمامی نمونه‌های منطقه به صورت کانی فرعی حضور دارند، تمرکز بخش بزرگ عنصر تیتانیوم در بازالت‌های منطقه را باید در این کانی دانست.



شکل ۴-۲۳- نمودار رده‌بندی $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ از (Butler, 1992)، برای نمایش اکسیدهای مختلف آهن- تیتان در بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد.

۴-۳- تعیین شاخص‌های فیزیکوشیمیایی

ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط مستقیمی با ترکیب ماگمای سازندهی آن‌ها دارد. بطور کلی، با استفاده از ترکیب شیمی کلینوپیروکسن می‌توان به ارزیابی شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر نمونه‌ها، نظیر T و P و فوگاسیته اکسیژن ماگما پرداخت.

۴-۳-۱- دما - فشار سنجی (Thermobarometry):

مطالعات زمین دما- فشار سنجی برای شناخت شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها، در دهه‌های اخیر به عنوان یک روش مفید مطرح شده‌اند (شیر دشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹). اولین دما سنج پیروکسن که اساس کار آن بر پایه تعادل بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن می‌باشد، توسط Boyd and Davis (1996) ارائه شد. تا کنون بیشتر ترموبارمترها، بر پایه‌ی تعادل بین دو پیروکسن (ارتو- کلینوپیروکسن) معرفی شده‌اند. این امر در سیستم‌های آذرینی که فقط یک پیروکسن وجود دارد، منجر به محدودیت

می شود. اساس این تحقیقات بر این فرض مبتنی است، که مجموعه کانی‌های سنگ در شرایط تعادلی تشکیل شده باشند. برای بررسی فشار و دمای تشکیل پیروکسن‌ها از روش‌های زیر استفاده شده است.

۴-۳-۱- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش (Seosoo, 1997):

روش (Seosoo, 1997) به عنوان یکی از روش‌های برآورد دما و فشار بر اساس پیروکسن‌های موجود در گدازه‌های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار به صورت ترسیمی نمایش داده می‌شوند، محور X و Y بر اساس دو شاخص XPT و YPT تعریف شده است. محاسبه‌ی شاخص XPT و YPT به منظور تعیین موقعیت نقاط تجزیه روی نمودار، به ترتیب با معادلات ۱ و ۲ امکان پذیر است.

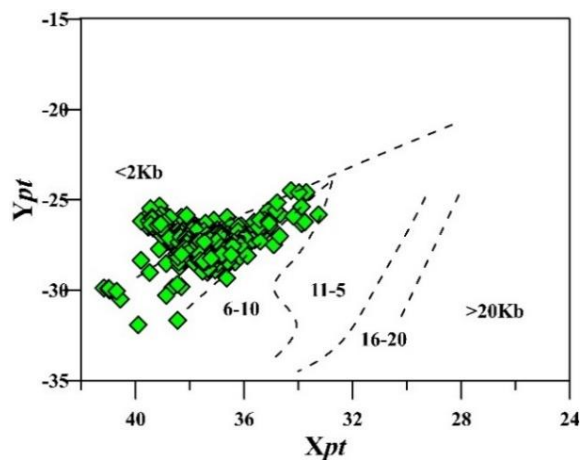
معادله ۱:

$$\text{XPT} = 0.446\text{SiO}_2 + 0.187\text{TiO}_2 - 0.404\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.346\text{FeO}(\text{tot}) - 0.052\text{MnO} + 0.309\text{MgO} + 0.431\text{CaO} - 0.446\text{Na}_2\text{O}$$

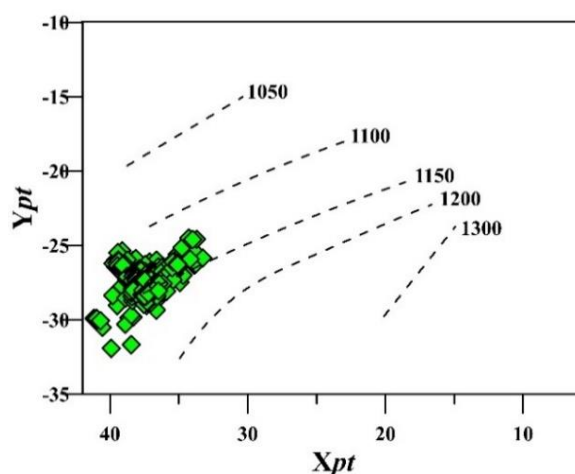
معادله ۲:

$$\text{YPT} = -0.369\text{SiO}_2 + 0.535\text{TiO}_2 - 0.317\text{Al}_2\text{O}_3 + 0.323\text{FeO}(\text{tot}) + 0.235\text{MnO} - 0.516\text{MgO} - 0.167\text{CaO} - 0.153\text{Na}_2\text{O}$$

مزیت این روش دماسنجی این است، که حضور دو پیروکسن جهت دماسنجی الزامی نیست و برای انواع پیروکسن‌های کلسیم- منیزیم- آهن‌دار و منیزیم- آهن‌دار قابل استفاده است. طبق این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در بازه دمایی حدود ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به دست آمده است (شکل ۴-۲۴). به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار سئوسو (۱۹۹۷)، و با استفاده از مقادیر XPT و YPT مطابق (شکل ۴-۲۵)، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۶ کیلو بار برآورد می‌شود.



شکل ۴-۲۵- برآورد فشار تبلور کلینوپیروکسن در بازالت‌های عباس‌آباد به روش Seosoo, (1997).



شکل ۴-۲۴- برآورد دمای تبلور کلینوپیروکسن در بازالت‌های عباس‌آباد به روش Seosoo, (1997).

۴-۳-۱-۲- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش Putirka (1996):

در این روش دما و فشار، بر اساس کلینوپیروکسن همزیست با ترکیب مذاب مافیک برآورد می‌شود. نتایج حاصل از ژئوترموبارومتري بر پایه ترمودینامیکی است، که دما و فشار را با ثابت‌های تعادل مرتبط می‌سازد.

- دماسنجی

بر اساس معادلات Putirka et al; (1996) تبادل تعادلی ژادئیت- دیوپسید/ هدنبرژیت بین کلینوپیروکسن و مذاب، به دما حساس است.



در این روش برای محاسبه دمای تبلور کلینوپیروکسن از معادله ۳ استفاده شده است (در این معادله T بر حسب درجه کلوین، و فشار بر حسب کیلوبار می‌باشد):

معادله ۳:

$$10^4/T = 6.59 - 0.16 * \ln[Jd^{px} * Ca^{liq} * Fm^{liq} / DiHb^{px} * Na^{liq} * Al^{liq}] - 0.65 * \ln[Mg^{liq} / Mg^{liq} + Fe^{liq}] + 0.23 * \ln[Ca^{liq}] - 0.02p$$

نشانه‌های اختصاری در معادله ۳ به شرح ذیل می‌باشد:

Fm	FeO + MgO
DiHd	Diopside + Hedenbergite
Liq	Liquid
pX	pyroxene

– فشارسنجی

علی رغم معادله ۳ که برای دمای تشکیل کلینوپیروکسن کاربرد داشته، (Putirka et al; 1996) معادله دیگری پیشنهاد نموده‌اند (معادله ۴)، که به ثابت تعادل تشکیل ژادئیت به فشار حساس است.

معادله ۴:

$$P = -54.3 + 299 * T / 10^4 + 36.4 * T / 10^4 \ln[Jd^{px} / [Si^{liq}]^2 * Na^{liq} * Al^{liq}] + 367 * [Na^{liq} * Al^{liq}]$$

قابلیت محاسبه فشار در این روش بین ۰ تا ۳۰ کیلو بار بوده، و خطای پیش بینی شده برای آن در بازه‌ی $\pm 1/4$ کیلو بار قرار می‌گیرد.

نتایج حاصل از محاسبات دما- فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های عباس‌آباد به روش پاتیرکا و همکاران (۱۹۹۶)، با استفاده از معادلات ۳ و ۴ در جدول ۴-۴ ارائه شده است. طبق معادلات ۳ و ۴، نتایج حاصل از دما و فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن‌های منطقه، بیانگر دمای تشکیل بین ۱۱۵۰ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۰ تا ۱۳ کیلو بار می‌باشد (شکل ۴-۲۶).

۴-۳-۱-۳- دما و فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (Putirka (2003):

یکی دیگر از روش هایی که برای تعیین دما و فشار کلینوپیروکسن ها در تعادل با مذاب بازالتی ارائه شده است، استفاده از روش پاتیرکا (۲۰۰۳)، می باشد. اساس کار این دما- فشارسنج برای تبادل تعادلی بین ژادئیت، دیوپسید + هیدنبرژیت و تبلور ژادئیت است. کاتیون های پیروکسن بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است.

– دماسنجی

با استفاده از معادله ۵ محاسبه ی دمای تبلور کلینوپیروکسن بر حسب درجه کلون امکان پذیر است: میزان خطای پیش بینی شده در این روش، در بازه ی ± 37 درجه ی کلون قرار می گیرد.

معادله ۵:

$$10^4/T(k) = 4.60 - 4.37 \cdot 10^{-1} \ln \left[\frac{Jd^{cpx} Ca^{liq} Fm^{liq}}{Di Hd^{cpx} Na^{liq} Al^{liq}} \right] - 6.54 \cdot 10^{-1} \ln [Mg^{liq}] - 3.26 \cdot 10^{-1} \ln [Na^{liq}] - 6.32 \cdot 10^{-3} [P(kabr)] - 0.92 \ln [Si^{liq}] + 2.74 \cdot 10^{-1} \ln [Jd^{cpx}]$$

مقادیر Fm^{liq} و Mg^{liq} از روش های زیر محاسبه می شوند:

$$Fm = FeO^{liq} + MgO^{liq}$$

$$Mg^{liq} = MgO^{liq} / (MgO^{liq} + FeO^{liq})$$

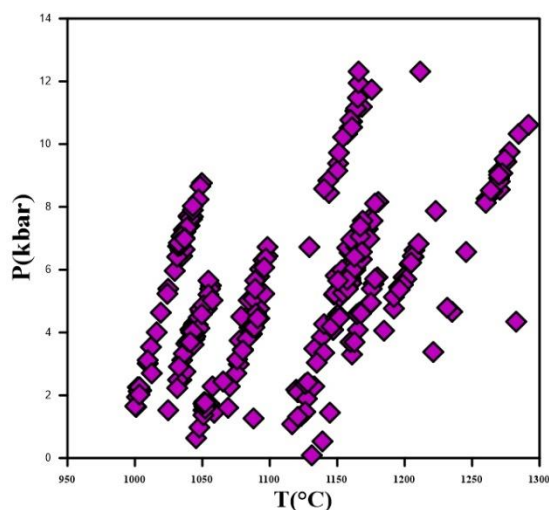
– فشارسنجی

همچنین با استفاده از معادله ۶ می توان فشار تبلور کلینوپیروکسن در تعادل با مذاب را با خطای ۱/۷ کیلوبار محاسبه نمود:

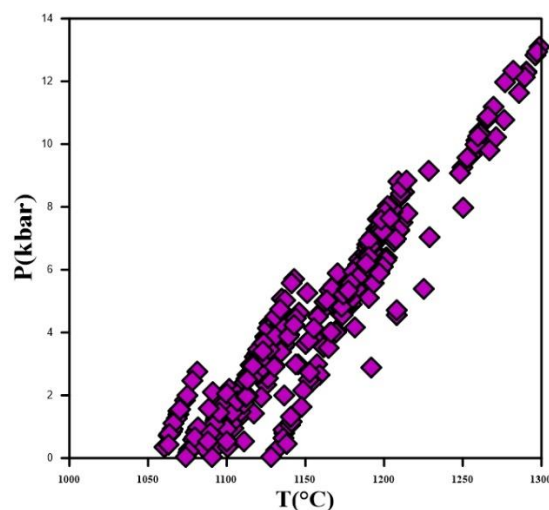
معادله ۶:

$$P(\text{kbar}) = -88.3 + 2.82 \cdot 10^{-3} T(\text{k}) \ln \left[\frac{[\text{Jd}^{\text{cpx}}]}{[\text{Na}^{\text{liq}} \text{Al}^{\text{liq}} (\text{Si}^{\text{liq}})^2]} \right] + 2.19 \cdot 10^{-2} T(\text{k}) - 25.1 \ln [\text{Ca}^{\text{liq}} \text{Si}^{\text{liq}}] + 7.03 [\text{Mg}^{\text{liq}}] + 12.4 \ln [\text{Ca}]$$

نتایج حاصل از دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها به روش پاتیرکا و همکاران (۲۰۰۳)، در شکل (۴-۲۷) و جدول ۴-۴ ارائه شده است. طبق معادلات ۵ و ۶، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه بین ۱۰۰۰ تا ۱۲۹۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۱ تا ۱۲ می‌باشد.



شکل ۴-۲۷- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al. (2003).



شکل ۴-۲۶- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al. (1996).

۴-۳-۱-۴- دما و فشار سنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش (Putirka 2008):

- دماسنجی

پاتیرکا (۲۰۰۸)، روشی جدید و بسیار مناسبی برای تعیین تبلور کلینوپیروکسن ارائه نموده است. در این روش بر اساس دو نوع دما- فشارسنج بر اساس ترکیب تک کلینوپیروکسن (به عنوان مثال معادله ۱۰) و کلینوپیروکسن- مذاب ارائه داد (به عنوان مثال معادله ۸ و ۹). این مدل‌ها دارای بالاترین دقت و کمترین خطا هستند. روش تک کلینوپیروکسن بر اساس محاسبات میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و بدون دخالت ترکیب مذاب طراحی شده است و عموماً برپایه تعادل Ca-Mg می‌باشد (معادله ۷).

معادله ۷:

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar})/61.1 + 36.6(X_{\text{Ticpx}}) + 10.9(X_{\text{Fecpx}}) - 0.95(X_{\text{Alcpx}} + X_{\text{Crcpx}} - X_{\text{Nacpx}} - X_{\text{Kcpx}}) + 0.395[\ln(a_{\text{Encpx}})]^2$$

در این معادله مقادیر $X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}$ و $a_{\text{En}}^{\text{cpx}}$ از روش زیر محاسبه می‌شود:

$$X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} = X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}$$

$$a_{\text{En}}^{\text{cpx}} = (1 - X_{\text{Ca}}^{\text{cpx}} - X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} - X_{\text{K}}^{\text{cpx}}) * (1 - 0.5(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Cr}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Na}}^{\text{cpx}} + X_{\text{K}}^{\text{cpx}}))$$

- فشار سنجی

پاتیرکا (۲۰۰۸)، روش جدیدی جهت تعیین فشار تبلور پیروکسن ارائه نموده است. کالیبراسیون آن بر اساس مطالعات آزمایشگاهی بسیار زیادی که توسط افراد مختلف در فشار ۱ اتمسفر تا بیش از ۴۰ کیلو بار بر روی کلینوپیروکسن‌ها انجام شده، پایدار است. این معادله بر مبنای ۶ اتم اکسیژن محاسبه می‌شوند (معادله ۸).

معادله ۸:

$$P(\text{kbar}) = -40.73 + 358T(\text{K})/10^4 + 21.69T(\text{K})/10^4 \ln[X_{\text{NaAlSi}_2\text{O}_6}^{\text{cpx}}/X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}}X_{\text{AlO}_{1.5}}(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})^2] - \\ 105.7(X_{\text{CaO}}^{\text{liq}}) - 165.5(X_{\text{NaO}_{0.5}}^{\text{liq}} + X_{\text{KO}_{0.5}}^{\text{liq}})^2 - 50.15(X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}})(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} + X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}) - 3.178 \ln \\ (X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) - 2.205 \ln(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}}) + 0.864 \ln(X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}) + 0.3962(\text{H}_2\text{O}^{\text{liq}})$$

طبق این روش، نتایج حاصل از دما- فشارسنجی برای تبلور کلینوپیروکسن‌ها به روش پاتیرکا (۲۰۰۸)، در شکل (۴-۲۸) و جدول ۴-۵ نمایش داده شده و دمای تشکیل پیروکسن‌های منطقه بین ۱۰۷۰ تا ۱۲۴۰ و فشار آن‌ها بین ۲ تا ۱۳ کیلوبار می‌باشد.

- پاتیرکا (۲۰۰۸)، روش دیگری برای تعیین فشارسنجی کلینوپیروکسن ارائه نموده است. که اساس آن بر پایه توزیع Al بین کلینوپیروکسن و مذاب هم‌زیست در سیستم ماگمایی آب‌دار بنا شده است (معادله ۹):

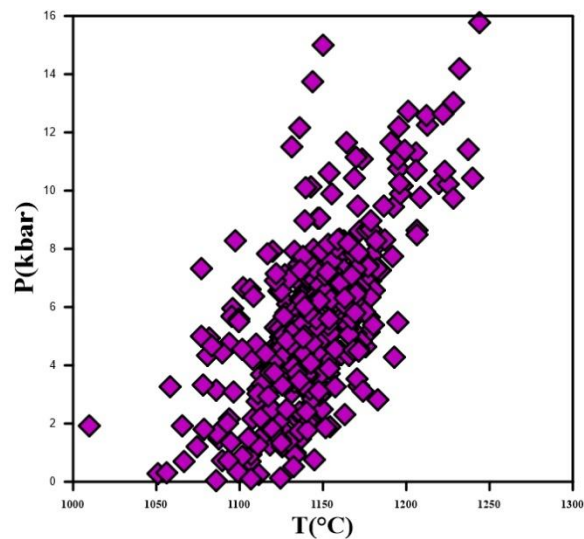
معادله ۹:

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(\text{K}) - 40.6(X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}) - 47.7(X_{\text{CaTs}}^{\text{cpx}}) + 0.676(\text{H}_2\text{O}) - 153(X_{\text{CaO}_{0.5}}^{\text{liq}} \\ X_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}) + 6.89[X_{\text{Al}}^{\text{cpx}}/X_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}]$$

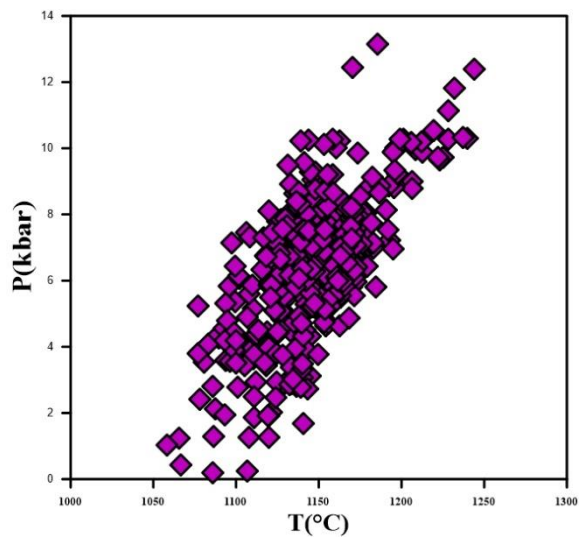
در این روش هر کاتیون Al تعداد ۶ اتم اکسیژن منظور شده، و $X_{\text{Al}}^{\text{cox}}$ نیز از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$X_{\text{Al}}^{\text{cpx}} = X_{\text{Al(IV)}}^{\text{cpx}} + X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}$$

نتایج حاصل از دما- فشار سنجی، برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش پاتیرکا (۲۰۰۸)، در جدول ۴-۵ و شکل (۴-۲۹) نمایش داده شده است. دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۰۵۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۱ تا ۱۶ کیلوبار می‌باشد.



شکل ۴-۲۹- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تبلور کلینوپیروکسن به روش Putirka et al., (2008).



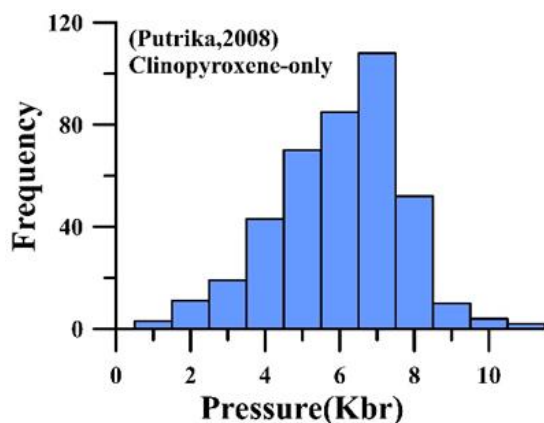
شکل ۴-۲۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در نمودار دما- فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های منطقه به روش Putirka (2008).

همچنین پاتیرکا (۲۰۰۸)، روش دیگری برای تخمین فشارسنجی پیشنهاد نموده است. این روش تنها به ترکیب کلینوپیروکسن بستگی دارد، و این امر سبب بهبود مدل Nimis (1995) شده است. خطاهای سیستماتیک را با توجه به آزمایش‌های آبدار حفظ می‌کند (معادله ۱۰).

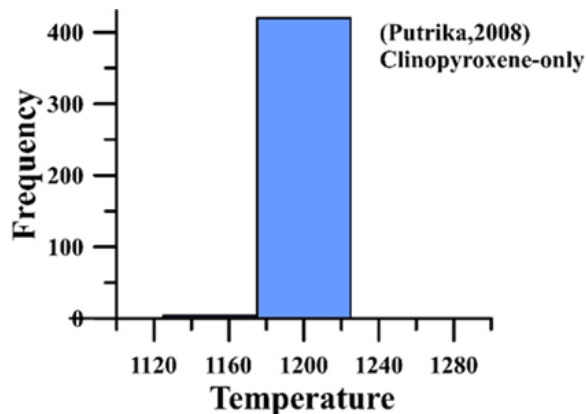
معادله ۱۰:

$$P(\text{kbar}) = 3205 + 0.384T(\text{K}) - 518 \ln T(\text{K}) - 5.62(X_{\text{Mg}}^{\text{cpx}}) + 83.2(X_{\text{Na}}^{\text{cpx}}) + 68.2(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}}) + 2.52 \ln(X_{\text{Al(VI)}}^{\text{cpx}}) - 51.1(X_{\text{DiHd}}^{\text{cpx}})^2 + 34.8(X_{\text{EnFs}}^{\text{cpx}})^2$$

طبق این روش دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۱۸۰ تا ۱۲۲۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۴-۳۰)، میانگین فشار ۵ تا ۷ کیلوبار برآورد شده است (شکل ۴-۳۱).



شکل ۴-۳۱- برآورد فشار تک- کلینوپیروکسن منطقه به روش Putirka, (2008).



شکل ۴-۳۰- برآورد دما تک- کلینوپیروکسن منطقه به روش Putirka, (2008).

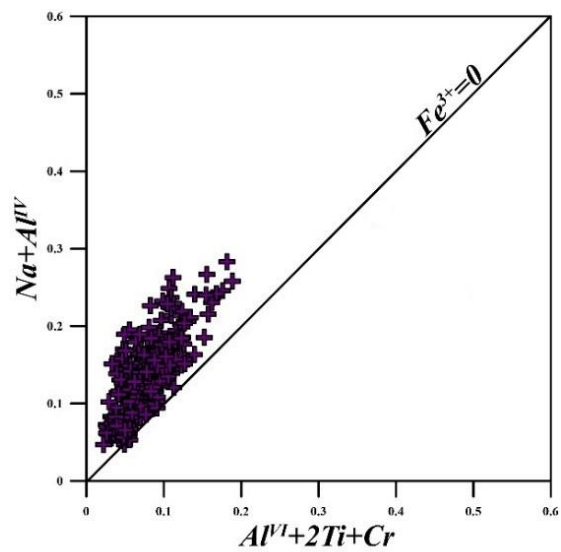
۴-۴- تعیین فوگاسیته اکسیژن:

به عقیده فرانس و همکاران (۲۰۱۰)، فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد. همچنین عامل موثری در کنترل فرآیند ماگمایی و همچنین توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته است. شوائتزر و همکاران (۱۹۷۹)، برای تعیین فوگاسیته اکسیژن از نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ استفاده کرده‌اند، که خود تابعی از میزان Fe^{3+} پیروکسن‌ها می‌باشد. این نمودار بر اساس موازنه Al موجود در موقعیت تترائدری و Al و Cr در موقعیت اکتائدری تنظیم شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر آهن می‌تواند جایگزین عناصر سه ظرفیتی مانند: آلومینیم، کروم و تیتانیوم در موقعیت هشت وجهی شوند. بنابراین میزان فراوانی Fe در پیروکسن‌ها به میزان Al بستگی داشته، و تابع موازنه Al در موقعیت تترائدری و اکتائدری می‌باشد. به طور کلی هرچه Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر (به جز Al) مانند آهن به موقعیت اکتائدری بیشتر می‌شود. بنابراین، نمونه‌هایی که در بالای خط $Fe^{3+}=0$ واقع می‌شوند، پیروکسن‌هایی می‌باشند که در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین خط قرار گرفته‌اند، در فوگاسیته اکسیژن کمتری ایجاد شده‌اند. هرچه فاصله نمونه‌ها از این خط ($Fe^{3+}=0$)

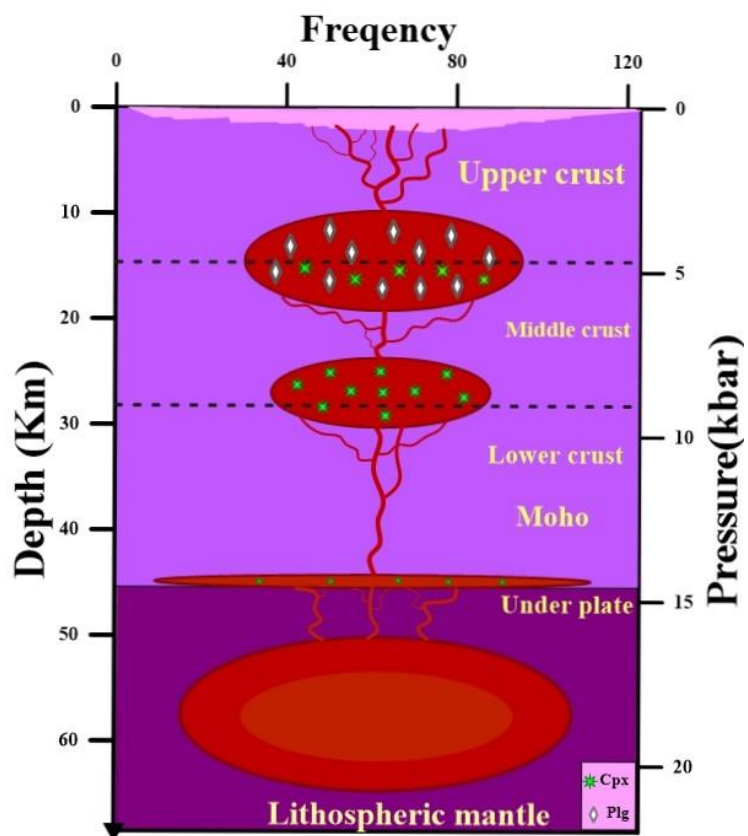
بیشتر باشد، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل آن‌ها بیشتر یا کمتر بود است (Papike and Cameron, 1981). همان‌گونه که در شکل (۴-۳۲) ملاحظه می‌شود، کلینوپیروکسن‌ها در بالای خط یاد شده واقع شده و این نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند.

۴-۵- مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن

ماگمای بازالتی، به دلیل گرانروی پایین و دمای بالا، از تحرک بالایی برخوردار است و درست بعد از تولید در گوشته، شروع به بالا آمدن می‌کند و به علت گرانروی بسیار بالای پوسته قاره‌ای، در مرز موهو انباشته (Under plating) و شروع به تبلور می‌کند. در صورت بازشدن مسیر مناسب از طریق گسل‌ها و شکستگی‌های موجود در پهنه‌های کششی، بالا می‌آید و در عمق یا اعماق مناسب در آشیانه‌های ماگمایی متحمل تبلور می‌شود. البته به دلیل گرانروی پایین، دمای بالا و سرچشمه گرفتن از اعماق بیشتر (براساس رابطه ظروف مرتبطه)، ماگماهای بازالتی غالباً به سطح زمین می‌رسند و روانه‌های بازالتی را تشکیل می‌دهند و کمتر به صورت توده‌های گابرویی ظاهر می‌شوند. براساس محاسبات دما-فشارسنجی این پژوهش، ماگمای بازالتی سازنده بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد، پس از تولید در گوشته، بالا آمده و در عمق حدود ۴۵ کیلومتری در مرز گوشته-پوسته قاره‌ای انباشته شده و شروع به تبلور الیوین و کلینوپیروکسن کرده است. سپس با باز شدن مجرا برای صعود، ماگمای بازالتی به عمق حدود ۲۵ کیلومتری (پوسته میانی) رسیده و در آشیانه ماگمایی این عمق مرحله مهمی از تبلور را طی کرده است. سپس، با بالا آمدن ماگما در عمق ۱۵ کیلومتری (پوسته بالایی)، مرحله نهایی تبلور عمقی ماگما انجام شده و باقیمانده‌ی ماگما به همراه بلورهای شناور در آن از طریق شکاف‌ها و شکستگی‌ها بالا آمده و در سطح زمین منجمد شده است (شکل ۴-۳۳).



شکل ۴-۳۲- تخمین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های موجود در بازالت‌های عباس‌آباد.
(Shcweitzer, 1979)



شکل ۴-۳۳- مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن‌ها در آشیانه ماگمایی طبق محاسبات دما- فشارسنجی.

جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های اتوسن عباس‌آباد به روش (Putirka(1996,2003).

	Putrika et al.(1996)		Putrika et al. (2003)	
Equation	Enq. 3	Enq. 4	Enq. 5	Enq. 6
Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA3-1-R	1127/29	4/30	1056/28	5/50
MA3-2-R	1196/42	7/01	1169/19	6/88
MA3-3-R	1081/37	0/89	1004/16	2/18
MA3-4- R	1127/63	3/94	1040/67	7/40
MA3-5-R	1186/61	6/03	1171/70	4/82
MA3-6-M	1250/79	8/69	1252/44	7/54
MA3-7-C	1193/28	7/10	1168/42	6/84
MA3-8-R	1124/73	3/87	1278/30	8/75
MA3-9-C	1136/53	0/80	1284/54	10/33
MA3-10-R	1145/71	4/64	1091/96	4/76
MA3-11-C	1209/79	7/24	1206/87	6/41
MA3-12-R	1159/89	4/66	1092/38	5/78
MA3-13-C	1108/95	1/34	1254/73	7/40
MA3-14-R	1250/26	8/80	1167/30	6/48
MA3-15-C	1092/67	1/08	1050/90	4/77
MA3-16-R	1203/07	7/57	1162/42	6/18
MA3-17-C	1271/05	10/21	1004/73	2/15
MA3-18-R	1119/13	3/34	1042/57	7/61
MA3-19-C	1187/91	6/10	1161/53	3/75
MA3-20-R	1290/57	12.30	1163/20	11.05
MA3-21-C	1130/15	4/21	1159/49	5/74
MA3-22-R	1173/72	4/63	1211/73	12/31
MA9-46-R	1296/26	12/82	1138/62	3/85
MA9-47-C	1180/35	5/65	1086/61	3/97
MA9-48-R	1119/33	3/28	1207/46	6/61
MA9-49-C	1157/42	3/00	1277/93	9/75
MA9-50-R	1136/98	3/61	1083/14	4/51
MA9-51-C	1211/87	7/50	1033/76	6/61
MA9-52-R	1145/46	2/99	1159/69	5/66
MA9-53-C	1122/52	2/92	1150/70	9/38
MA9-54-R	1179/33	5/72	1054/83	4/98
MA9-55-C	1269/35	11/20	1166/45	6/59
MA9-56-R	1189/85	6/10	1034/37	6/53
MA9-57-C	1073/53	1/84	1179/89	5/77
MA9-58-R	1122/26	3/61	1251/05	9/51
MA9-59-R	1192/90	6/63	1164/05	11/50
MA9-60-C	1298/99	13.10	1038/10	3/63
MA9-61-R	1197/92	7/27	1150/78	5/38

جدول ۴-۵- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد به روش (Putirka(2008).

	Putirka et al., (2008)			
Equation	Enq.7	Enq. 8	Enq. 9	Enq. 10
Sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA3-1-R	1154/72	4/24	4/06	3/39
MA3-2-R	1192/71	6/79	4/27	4/16
MA3-3-R	1126/93	7/22	3/91	1/48
MA3-4- R	1150/71	5/59	4/57	2/57
MA3-5-R	1168/79	6/66	5/63	4/77
MA3-6-M	1132/18	6/35	4/19	3/80
MA3-7-C	1177/47	6/19	5/64	5/95
MA3-8-R	1152/48	7/02	4/85	2/72
MA3-9-C	1154/20	6/28	1/47	3/57
MA3-10-R	1238/96	7/82	4/98	9/47
MA3-11-C	1239/74	6/59	6/91	7/88
MA3-12-R	1219/44	7/00	4/97	2/77
MA3-13-C	1152/24	6/16	5/14	0/95
MA3-14-R	1124/72	6/39	4/40	4/18
MA3-15-C	1244/19	12/39	7/71	6/84
MA3-16-R	1231/86	11/81	8/17	2/54
MA3-17-C	1106/08	6/98	3/34	3/00
MA3-18-R	1183/15	5/84	3/64	7/51
MA3-19-C	1132/14	5/99	5/04	5/40
MA3-20-R	1146/53	6/84	3/04	2/12
MA3-21-C	1165/49	5/51	4/33	5/01
MA3-22-R	1131/19	6/96	4/80	2/39
MA9-46-R	1159/08	5/32	3/43	4/25
MA9-47-C	1228/52	10/27	5/08	3/44
MA9-48-R	1127/69	5/81	4/13	2/21
MA9-49-C	1169/79	5/83	4/46	5/21
MA9-50-R	1147/17	4/31	4/88	3/75
MA9-51-C	1144/94	5/68	6/89	6/73
MA9-52-R	1143/15	7/44	9/76	4/02
MA9-53-C	1176/48	9/72	4/81	6/45
MA9-54-R	1224/98	9/96	5/37	6/51
MA9-55-C	1208/36	7/98	5/20	2/90
MA9-56-R	1147/97	7/06	8/99	7/83
MA9-57-C	1145/72	5/50	6/81	2/42
MA9-58-R	1219/52	10.53	3/72	2/12
MA9-59-R	1233/58	9/64	4/65	6/91
MA9-60-C	1110/24	5/95	2/29	2/29

فصل پنجم

ژنوسیمی اینزوتوپی و سترورنر

۵-۱- مقدمه

ژئوشیمی ایزوتوپی بر اساس روش‌های فیزیکی مبتنی بر اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی استوار است. کاربرد داده‌های ایزوتوپی در زمین‌شناسی به پترولوژی بسیار گسترده می‌باشد. مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی در یک سنگ، می‌تواند در تعیین ترکیب ایزوتوپی ماگمای مادر در ناحیه منشأ نقش موثری ایفا کند. البته با این فرض که ماگماهای اولیه توسط سنگ دیواره دچار آلاینش (به عنوان مثال آلاینش با سنگ‌های لیتوسفر قاره‌ای) نشده باشد و همچنین هرگونه اختلاط ماگمایی بین انواع ماگماها رخ نداده باشد (Rollinson, 1993; Wilson, 1989). در این فصل از مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr جهت تعیین منشأ سنگ‌های بازالتی استفاده شده است. در پایان این فصل با توجه به نتایج بدست آمده‌ی پیشین، ابتدا جایگاه تکتونوماگمایی و سپس خصوصیات محل منشأ تشکیل سنگ‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بررسی خواهد شد.

۵-۲- ژئوشیمی ایزوتوپی Rb-Sr

روبیدیم یک فلز قلیایی متعلق به گروه IA جدول تناوبی است. این گروه شامل عناصر Cs, Rb, K, Na, Li می‌باشد. شعاع یونی روبیدیم (۱/۴۸ آنگستروم) کاملاً شبیه به شعاع یونی پتاسیم (۱/۳۳ آنگستروم) است. عنصر Rb قادر به ساختن هیچ کانی خاصی نیست، این امر سبب می‌شود تا Rb در تمام کانی‌های پتاسیم‌دار جانشین K شود. روبیدیم دارای دو ایزوتوپ طبیعی ^{87}Rb و ^{85}Rb می‌باشد. اما استرانسیم از عناصر قلیایی خاکی گروه IIIA است. این گروه شامل Be, Mg, Ca, Sr, Ba و Rd می‌باشد. استرانسیم با عدد اتمی ۳۸ دارای چهار ایزوتوپ طبیعی ^{84}Sr ، ^{86}Sr ، ^{87}Sr و ^{88}Sr است که همگی پایدار هستند. شعاع یونی استرانسیم (۱/۳۱ آنگستروم) بزرگ‌تر از شعاع یونی کلسیم (۰/۹۹ آنگستروم) است. بنابراین می‌تواند در بسیاری از کانی‌های کلسیم‌دار مانند پلاژیوکلاز، آپاتیت و کربنات کلسیم خصوصاً آراگونیت جانشین آن‌ها شود. روش ایزوتوپی Rb-Sr برای سنگ‌های اسیدی و حدواسط که از Rb لازم و کافی برخوردارند،

مناسب است. در سنگ‌های آذرین معمولی نسبت‌های Rb/Sr در محدوده‌ی وسیعی از ۰/۰۶ در سنگ‌های بازالتی تا ۱/۷ و یا بیشتر در سنگ‌های گرانیتی بسیار تفریق یافته که حاوی غلظت‌های پایین کلسیم هستند، متغیر است (ولی زاده و همکاران ۱۳۸۵). واپاشی رادیواکتیو ^{87}Rb به ^{87}Sr همراه با آزاد سازی یک ذره‌ی بتای منفی است و ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با 1.42×10^{-11} است (Steiger & Jaeger, 1977). نیمه عمر ^{87}Rb نیز برابر با 4.8×10^9 سال می‌باشد.

رابطه ۱:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

در این معادله $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت ایزوتوپی اندازه‌گیری شده در سنگ در زمان حال، $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ بیانگر این نسبت در سنگ در زمان تشکیل آن، $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه‌گیری شده در سنگ و t بیانگر سن سنگ و به طور دقیق‌تر، سن بسته شدن سیستم سنگ است. برای سن سنجی، ابتدا باید محاسبات ایزوکرون را بر روی نمودار ایزوکرون انجام داد (۵-۱). با ترسیم این نمودار می‌توان نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}$) به دست آورد و با استفاده از فرمول زیر می‌توان t (سن) را محاسبه کرد. با استفاده از رابطه (۱) می‌توان، نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ را از روی نمودار ایزوکرون به دست آورد. در نتیجه می‌توان نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ امروزی را از رابطه (۲) محاسبه نمود (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۵):

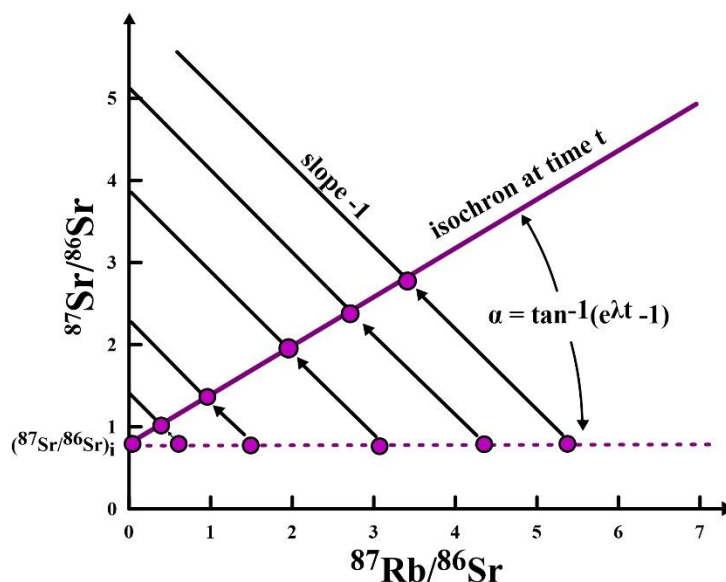
رابطه ۲:

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = (\text{Rb}/\text{Sr}) \times [(\text{Ab}^{87}\text{Rb} \times \text{WSr}) / (\text{Ab}^{86}\text{Sr} \times \text{WRb})]$$

رابطه ۳:

$$t = 1/\lambda \ln[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i) / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) + 1]$$

در این رابطه، مقدار عددی t بیانگر یک زمان در گذشته زمین‌شناسی بوده، و مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -
 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ برابر با شیب نمودار ایزوکرون می‌باشد.



شکل ۵-۱- نمودار ایزوکرون که در آن نسبت اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در زمان $t=0$ بر روی محور قائم، و نیز محورهای ایزوتوپی متفاوت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ به نمایش در آمده است (برگرفته از Allegre, 2008).

۵-۳- ژئوشیمی ایزوتوپی Sm-Nd

نئودیمیم و ساماریم به ترتیب با عدد اتمی ۶۰ و ۶۲ در گروه III B جدول تناوبی جای گرفته و در شمار عناصر خاکی نادر سبک (LREEs) محسوب می‌شوند. این عناصر نادر خاکی معمولاً در بسیاری کانی‌های سنگ‌ساز جایگزین عناصر اصلی می‌شوند و نیز ممکن است در اذخال‌های موجود در کانی‌های فرعی نظیر آپاتیت، زیرکن، آلانیت و دیگر کانی‌های فرعی جای گیرند. شباهت زیاد خواص شیمیایی Nd و Sm به یکدیگر مانعی در جهت جدایش شدید این دو عنصر در طی فرآیندهای زمین‌شناسی است. با این وجود، ناسازگاری کمی بیشتر Nd نسبت به Sm در خلال تبلور تفریقی (به دلیل بزرگتر بودن شعاع یونی Nd^{3+})

نسبت به Sm^{3+} ، سبب تمرکز بیشتر Nd در ماگما نسبت به Sm، و در نتیجه کاهش نسبت Sm/Nd در ماگمای باقی مانده می‌شود (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۵). از آنجائیکه Sm و Nd در گروه عناصر خاکی نادر قرار داشته و دارای تحرک بسیار کمتری نسبت به Rb و Sr هستند، می‌توانند برای آشکارسازی حوادث قدیمی‌تر در سنگ‌هایی که شیمی ایزوتوپی Rb-Sr آن‌ها به هم خورده است، استفاده شوند (Rollinson, 1993). یکی از مهمترین مزیت‌های روش Sm-Nd نسبت به روش Rb-Sr و سایر روش‌های ایزوتوپی متداول را باید در قابلیت تحرک کمتر Sm و Nd در جریان دگرگونی ناحیه‌ای، دگرسانی گرمایی و هوازدگی شیمیایی دانست. همچنین روش Sm-Nd مناسب‌ترین روش برای تعیین سن سنگ‌های آذرین مافیک و الترامافیک است. با وجود مطالب فوق، یکی از محدودیت‌های عمده‌ی روش Sm-Nd در ارتباط با نیمه عمر طولانی آن است که باعث می‌شود فقط در سنگ‌های قدیمی قابل استفاده باشد و دیگر این که به دلیل شباهت رفتار Sm و Nd در محیط‌های آذرین، تغییرات نسبتاً کمی در نسبت Sm/Nd در سری‌های سنگی همزاد ایجاد می‌شود (Rollinson, 1993).

ساماریم دارای پنج ایزوتوپ طبیعی بوده، در حالی که نئودیمیم دارای هفت ایزوتوپ پایدار می‌باشد. واپاشی رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd از طریق تلاشی آلفا صورت می‌گیرد. ثابت واپاشی (λ) برای این تبدیل ایزوتوپی برابر با $6/54 \times 10^{-12}$ می‌باشد (Lungmair and Marti, 1978) نیمه عمر ^{147}Sm نیز برابر با $1/06 \times 10^9$ سال است. اصول کلی روش تعیین سن ساماریم- نئودیمیم مشابه با روش روبیدیم- استرانسیم می‌باشد. در این روش، واپاشی رادیواکتیو ^{147}Sm به ^{143}Nd توسط رابطه زیر توصیف می‌شود:

رابطه ۴:

$$^{143}Nd / ^{144}Nd = (^{143}Nd / ^{144}Nd)_i + ^{147}Sm / ^{144}Nd (e^{\lambda t} - 1)$$

در این معادله $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نسبت ایزوتوپی زمان حال اندازه گیری شده در سنگ، $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ مقدار اولیه این نسبت در زمان تشکیل سنگ و $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ نسبت اندازه گیری شده در زمان حال می باشد. t سن سنگ است.

۴-۵- کاربرد نتایج تجزیه‌ی ایزوتوپی Sm-Nd در تعیین خاستگاه بازالت‌های

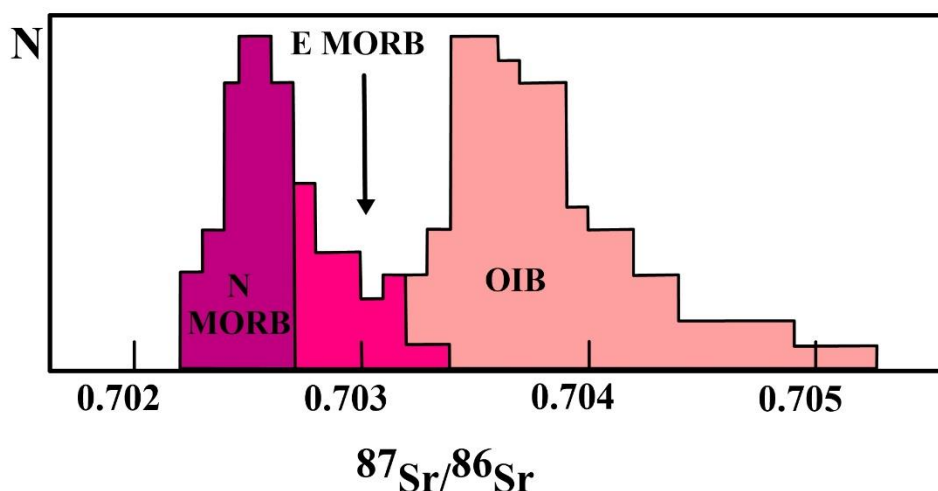
عباس‌آباد

یکی دیگر از کاربردهای نتایج ایزوتوپی، استفاده از آن‌ها در تعیین ویژگی‌های فرآیند زمین‌شناسی و خاستگاه ماگمایی است. نسبت‌های ایزوتوپی در یک ماگما، نشان‌دهنده‌ی خصوصیات ناحیه منشأ می‌باشند و این نسبت در طول فرآیندهای بعدی تغییر نخواهد کرد. زیرا تفاوت جرم بین هر زوج ایزوتوپ رادیوژنیک به حدی کوچک است، که زوج ایزوتوپی توسط فرآیندهای تکامل و تحول بلور-مایع تغییر نمی‌یابد (رولینسون، ۱۹۹۳).

۵-۵- ویژگی‌های ایزوتوپی منابع گوشته‌ای

بررسی وسعت ناهمگنی ایزوتوپی در گوشته نشان می‌دهد که این ناهمگنی در محدوده‌ی کانی‌شناسی (در حد سانتیمتر) تا ابعاد گوشته‌ای (با وسعت بیشتر از ۱۰۰۰ کیلومتر) متغیر است (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶). تاکنون مطالعات فراوانی بر اساس ترکیب ایزوتوپی انواع زینولیت‌ها و ماگماهای فوران یافته در مناطق مختلف زمین در جهت شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای صورت پذیرفته است. این امر منجر به تعیین چندین منبع اصلی گوشته‌ای با ویژگی‌های ایزوتوپی متفاوت شده است. به طوری که به نظر زیندلر و هارت (۱۹۸۶)، هارت (۱۹۹۲) و رولینسون (۱۹۹۳) منابع اصلی گوشته‌ای را می‌توان در قالب گروه‌های زیر توصیف کرد:

۱- گوشته‌ی تهی شده (DM=Depleted Mantle)، شامل محل منبع بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی نوع عادی (N-type MORB) است که با مقدار بالای $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و مقادیر پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ مشخص می‌شود. به دلیل ناسازگاری Rb و سازگاری Sm در گوشته تهی شده زیر پشته‌ی میان اقیانوسی که میلیون‌ها سال تحت فرآیند ذوب بخشی قرار داشته، میزان Rb کم و میزان Sm بالا می‌رود. در نتیجه نسبت Sr پایین و نسبت Nd بالا می‌رود. تهی شده‌ترین بخش گوشته، در انتهایی‌ترین بخش ترکیب بازالت پشته‌ی میان اقیانوسی قرار می‌گیرد (DMM= Depleted Morb Mantel). به طوری که تغییرات نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در MORB در محدوده‌ی کم 0.7027 تا 0.7022 قرار دارد، در حالیکه این نسبت برای بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) در محدوده‌ی 0.7050 تا 0.7032 است (شکل ۵-۲). همچنین مقادیر امروزی ^{144}Nd برای MORB و OIB به ترتیب برابر با حدود 0.51320 و 0.5128 می‌باشد (Alleger, 2008)، که این امر بیان‌گر پایین بودن نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در MORB و بالا بودن نسبت $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در این منبع گوشته تهی شده است.



شکل ۵-۲- نموداری ستونی نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در انواع بازالت‌های اقیانوسی (آلگر، ۲۰۰۸).

۲- گوشته HIMU: متشکل از نسبت‌های خیلی بالای $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (مشاهده شده در برخی از جزایر اقیانوسی نظیر St. Helen و Tubuaii)، که همراه با نسبت‌های پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و متوسط $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ است. این منشأ، گوشته‌ای را نشان می‌دهد که به طور برجسته‌ای از U و Th نسبت به Pb غنی شده است (HIMU)، بدون اینکه افزایشی در نسبت Rb/Sr دیده شود (در ژئوشیمی ایزوتوپی سرب، مقدار μ به نسبت $^{208}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ گفته می‌شود).

۳- گوشته‌ی غنی شده (EM I, EM II) (EM= Enriched Mantle): منبع گوشته‌ی غنی شده‌ای است که با نسبت متغیر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، نسبت پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و نیز نسبت‌های بالای $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در مقداری فرضی از $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ مشخص می‌شود. زیندلر و هارت (۱۹۸۶)، منابع گوشته‌ی غنی شده را بر حسب نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ به دو منبع گوشته‌ای با نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (EM I) و نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (EM II) تفکیک نموده‌اند. تاکنون درباره‌ی علل ایجاد این منابع نظرات مختلفی ارائه شده است. به طوری که ترکیب EM II به ترکیب پوسته‌ی قاره‌ای بالایی تمایل داشته و ممکن است بیانگر چرخش دوباره‌ی پوسته یا رسوبات مشتق شده از قاره (از طریق فروران)، پوسته‌ی اقیانوسی دگرسان شده (Hofman & White, 1982) و یا پوسته‌ی جزایر اقیانوسی باشد. همچنین برای منشأ EM II غنی شدگی توسط متاسوماتیسم گوشته‌ای نیز پیشنهاد شده است (برای مثال Menzies, 1983).

اما منشأ EM I تشابه بین گوشته‌ی غنی شده و لیتوسفر زیر قاره‌ای را نشان داده و بیانگر غنی شدگی به واسطه‌ی اختلاط لیتوسفر زیر قاره‌ای با گوشته است. در این مدل هم ممکن است که غنی شدگی تحت تأثیر عملکرد متاسوماتیسم گوشته‌ای به وقوع پیوسته باشد.

در کیمبرلیت‌های فوران یافته در آفریقای جنوبی نودول‌هایی با ویژگی ایزوتوپی EM II حضور دارند. به عقیده‌ی Menzies (1983) نسبت بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ یا Rb/Sr ویژگی منبع نوع EM II بوده و این نودول‌ها آثاری از متاسوماتیسم آبدار را نشان می‌دهند، در حالیکه منبع نوع EM I در نتیجه متاسوماتیسم سیالات

غنی از CO_2 ایجاد می‌شود. مطالعات آزمایشگاهی توسط Khitarov & Kadik, (1973) جهت تعیین میزان انحلال CO_2 و H_2O در مذاب‌های گوشته‌ای نشان دهنده‌ی قدرت انحلال بیشتر H_2O نسبت به CO_2 در این مذاب‌ها بوده است. همچنین نتیجه‌ی این مطالعات حاکی از آن است که در محلول‌های متاسوماتیک با منشأ گوشته‌ای، سیالات حاوی CO_2 غالب هستند. بنابراین منبع متاسوماتیک نوع EM II ممکن است در ارتباط با آب‌های پوسته‌ای، و شاید در محیط فرورانش بوده و ویژگی ایزوتوپی خود را به طور غیر مستقیم از پوسته‌ی قاره‌ای کسب کرده باشد (زیندلر و هارت، ۱۹۸۶).

۴- گوشته اولیه (Primitive Mantle): گوشته‌ای با نسبت بالای $^3\text{He}/^4\text{He}$ است که در ايسلند و هاوایی گزارش شده است. در این نوع گوشته، گاز از منبع خارج نشده و یا اینکه بخش‌های گوشته‌ای در طی آرکن از مواد فرار غنی شدگی پیدا کرده‌اند. با وجود اینکه این گوشته عموماً به عنوان گوشته اولیه یا تفریق نیافته‌ی تفسیر می‌شود، اما ویژگی‌های ایزوتوپ‌های Sr، Nd و Pb در ايسلند و هاوایی با چنین تفسیری سازگار نیست.

۵- PREMA یا منبع گوشته‌ای رایج (Prevalent Mantle): فراوانی خیلی زیاد بازالت‌هایی از نوع بازالت‌های جزایر اقیانوسی، جزایر کمانی درون اقیانوسی و مجموعه‌های بازالتی قاره‌ای با نسبت‌های ایزوتوپی ^{144}Nd $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033$ و $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.2-18.5$ بیانگر این امر است که منشأی گوشته‌ای با چنین ویژگی‌های ایزوتوپی (حداقل برای مواقعی که حجم مذاب قابل ملاحظه است) قابل شناسایی می‌باشد.

۶- زمین سیلیکاته‌ی کل (Bulk Silicate Earth, BSE) یا گوشته‌ی بالایی اولیه (Primitive Upper Mantle): منبعی گوشته‌ای با شیمی زمین سیلیکاته‌ی کل (BSE) و بدون هسته است. این ترکیب گوشته‌ای، معادل یک گوشته‌ی اولیه همگن است که در طی مرحله از دست دادن گاز توسط سیاره و تشکیل هسته، و قبل از ایجاد قاره‌ها تشکیل شده است. برخی از بازالت‌های اقیانوسی دارای یک چنین ترکیب

ایزوتوپی هستند. دلایلی که برای وجود چنین منبع ایزوتوپی ارائه شده است عبارتند از: الف- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای دارای نسبت‌های ایزوتوپی مشابه با کندریت‌ها و زمین سیلیکاته‌ی کل فرضی هستند (برای مثال واسربرگ و دو پائولو، ۱۹۷۶). ب- برخی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای دارای نسبت‌های $^3\text{He}/^4\text{He}$ مشخصاً بالاتری از مقادیر اتمسفری هستند (Zindler & Hart, 1986). همچنین هارت (۱۹۹۲)، منبع گوشته‌ای دیگری را تحت عنوان FOZO (Focal Zone) برای بازالت‌ها معرفی نمود، که این منبع خود حاصل اختلاط ترکیب دو منبع گوشته‌ای مختلف شامل پلوم‌های غنی شده (EM) و منبع HIMU است. به طور کلی، بیشتر ترکیبات ایزوتوپی مشاهده شده در سنگ‌های آذرین ارائه دهنده‌ی اختلاط بین دو منبع گوشته‌ای و یا بیشتر هستند. بنابراین، بیشتر ترکیبات ایزوتوپی در سنگ‌های آذرین نشان‌دهنده‌ی اختلاط بین دو منبع گوشته‌ای و یا بیشتر هستند.

۵-۶- ویژگی خاستگاه بازالت‌های عباس‌آباد

برای تعیین منشأ بازالت‌های عباس‌آباد، سه نمونه از آن‌ها مورد آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd قرار گرفت. نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd در جدول (۵-۱) ارائه شده است. محاسبات نسبت‌های اولیه‌ی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ به ترتیب در روابط ۱ و ۴ استفاده شده است، به دلیل وجود فسیل‌های شاخص ائوسن میانی- بالایی در میان لایه‌های آهکی بین گدازه‌های بازالتی، برای بدست آوردن نسبت‌های اولیه‌ی (initial ratios)، نیاز به داشتن زمان (t) تشکیل نمونه‌ها است. در محاسبات سن تشکیل نمونه‌های منطقه، زمان ۴۵ میلیون سال منظور شده است. بنابراین محاسبه $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در یک مخزن کندریتی در ۴۵ میلیون سال پیش، با استفاده از روابط زیر مورد محاسبه قرار گرفته‌اند:

رابطه ۵:

$$[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, t} = [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} - [^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

رابطه ۶:

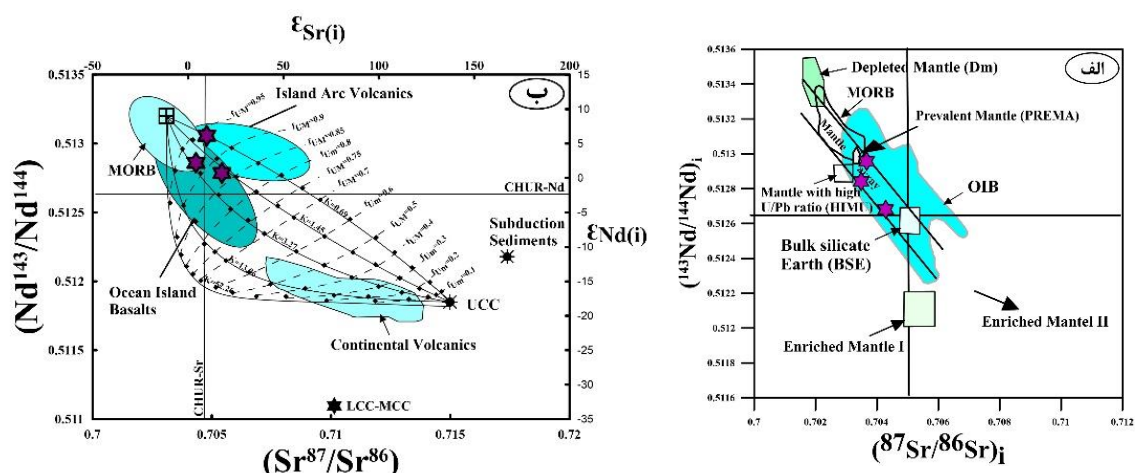
$$[^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, t} = [^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} - [^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}]_{\text{CHUR}, \text{امروز}} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

از طرف دیگر، نسبت‌های ایزوتوپی ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) نمونه‌های زمینی برحسب تابع اپسیلون (ϵ) که مقدار آن توسط مقایسه با CHUR تعیین شده، بیان می‌شود. مقادیر مثبت اپسیلون بیانگر تولید Nd از منابع تهی شده‌تر با نسبت Sm/Nd بالاتر از CHUR است. مقادیر منفی این پارامتر، نشان می‌دهد سنگ‌ها از منابع غنی شده‌تر سرچشمه گرفتن و دارای Sm/Nd کمتر از CHUR است. بنابراین محاسبه اپسیلون نتودیمیم برای زمان تشکیل نمونه‌های منطقه ($t=45 \text{ Ma}$) نسبت به مخزن کندریتی ارائه شده است:

رابطه ۷:

$$\epsilon \text{ Nd } (t) = [^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{سنگ}, t} / ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}, t} - 1] \times 10^4$$

نسبت $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ در بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در طیفی از ۰/۰۹۳۶ تا ۱/۰۰۲ متغیر است. نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{Initial})}$ آن‌ها نیز با در نظر گرفتن سن ۴۵ میلیون سال بین ۰/۷۰۴۲ تا ۰/۷۰۴۷ در تغییر است. این نسبت‌های $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{Initial})}$ ، نشان‌دهنده یک منشأ گوشته‌ای با اندکی آلودگی پوسته‌ای برای آنهاست. مقدار $\epsilon \text{Nd } (45 \text{ Ma})$ بازالت‌ها بین ۲/۶۷ تا ۷/۷۲ است. این سنگ‌ها در نمودار ϵNd در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در محدوده OIB و نزدیک BSE قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۳- الف وب) (Zindler & Hart, 1986; Hart et al., 1992). موقعیت این نمونه‌ها حاکی از آن است که محل احتمالی منشأگیری آن‌ها از گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای تحول یافته، به علت تأثیر سیالات حاصل از ورقه اقیانوسی فرورونده، همراه با آلودگی در نتیجه هضم پوسته است.



شکل ۵-۳- نمایش نسبت‌های $^{143}Nd/^{144}Nd$ اولیه در مقابل $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه برای بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد در $t=45Ma$ بر روی نمودار همبستگی ایزوتوپی منابع اصلی گوشته‌ی اقیانوسی (Zindler & Hart, 1986).

جدول ۵-۱- نتایج تجزیه عناصر کمیاب و نسبت‌های ایزوتوپی بازالت‌های ائوسن عباس‌آباد.

Sample	Rb(ppm)	Sr(ppm)	Rb ⁸⁷ /Rb ⁸⁶	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶) _i	Sm(ppm)	Nd(ppm)	Sm ¹⁴⁷ /Nd ¹⁴⁴	Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴	(Nd ¹⁴³ /Nd ¹⁴⁴) _i	εNd(t)
MA2	27.3	844	0.0936	0.70428	0.7042	5.16	24	0.1298	0.512846	0.5128	4.56
MA4	134	925	0.4188	0.704782	0.7045	5.15	24	0.1298	0.513034	0.51296	7.72
MA9	208	601	1.002	0.705302	0.7047	5.38	27.2	0.1197	0.512775	0.51270	2.67

۵-۷- جایگاه زمین ساختی تشکیل مجموعه بازالتی عباس‌آباد

سنگ‌های آتشفشانی آلکالن در جایگاه‌های تکتونیکی مختلف، از مناطق قاره‌ای تا اقیانوسی و داخل ورقه‌ای، به جزء پشته‌های میان اقیانوسی یافت می‌شوند (Zhao et al., 1995). جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آلکالن ممکن است مرتبط با فعالیت نقاط داغ و یا وابسته به محیط‌های تکتونیکی کششی به ویژه ریفت‌ها باشد (Wilson; 1989, Muller et al., 1992, Muller & Groves 1997). این سنگ‌ها تحت تأثیر مواد فرار و ناسازگار حاصل از فرورانش و یا در اثر تغییر فشار ناشی از گنبدی شدن پوسته نیز ایجاد می‌شوند (ژوتو و موری ۲۰۰۳). در این بخش به منظور تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آلکالن منطقه‌ی مورد مطالعه، از

نمودارهای تمایز تکتونیکی استفاده شده است. این نمودارها عمدتاً بر پایه‌ی عناصر کمیاب نامتحرک ترسیم شده‌اند، زیرا عناصر مذکور در فازهای سیال و در طول هوازدهی و دگرگونی انتقال نمی‌یابند (Wilson, 1969). عناصر نامتحرک نسبت به فرایندهای ثانویه حساس نیستند و می‌توان آن‌ها را به آسانی حتی در غلظت‌های پایین و به طور ایده‌آل توسط یک روش ساده و با دقت خوب اندازه‌گیری کرد (Rollinson, 1993).

۵-۷-۱- نمودار Hf-Nb-Th (Wood, 1980)

این نمودار یکی از بهترین نمودارها جهت تقسیم‌بندی سنگ‌های مافیک در محیط‌های تکتونوماگمایی متفاوت است. وود (۱۹۸۰) بر پایه‌ی عناصر نامتحرک HFS مانند Ta, Hf, Th، نمودار تمایز تکتونیکی Th-Ta-Hf/3-Nb/16 و Th-Hf/3-Nb/16 را رسم کرد. در این نمودار بازالت‌های مورب نوع E, N، بازالت‌های درون صفحه‌ای و بازالت‌های کمان آتشفشانی از یکدیگر تفکیک می‌شوند. سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده‌ی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵). در نمودار وود (۱۹۸۰)، Ta و Th، دو عنصر کلیدی جهت شناسایی فرایندهای تأثیرگذار بر گوشته می‌باشند. تفکیک بیشتر کانی‌های سیلیکاته باعث جدا شدن Hf و Ta از مذاب می‌شود و مایع باقیمانده را به سمت غلظت‌های بالاتر Th جابجا می‌کند (Rollinson, 1993). از سوی دیگر Th در مناطق فرورانش متحرک‌تر است و در گوهی گوشته‌ای که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی‌شدگی نشان می‌دهد، زیرا احتمالاً از رسوبات روی صفحه‌ی فرورونده وارد ماگما شده است. بنابراین ماگمای حاصل از گوهی گوشته‌ای غنی از Th و فقیر از Ta, Nb است (ژیا و همکاران، ۲۰۰۸).

۵-۷-۲- نمودار Y-Nb-2*Zr/4 (مشید، ۱۹۸۶)

نمودار متمایز کننده‌ی (Meschede 1986) بر مبنای عناصر کمیاب طراحی شده و قادر است بازالت‌های آکالن داخل صفحه‌ای (AI, AII)، تولیت‌های داخل صفحه و مورب (B)، بازالت‌های کمان آتشفشانی (C) و بازالت‌های مورب و کمان آتشفشانی (D)، از یکدیگر تفکیک کند. نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه در این نمودار، در میدان کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

۵-۷-۳- نمودار تمایز تکتونیکی $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983)

با استفاده از داده‌های قاسمی و رضایی (۲۰۱۵)، در این نمودار می‌توان محدوده‌های مورب، تولیت‌های جزایر اقیانوسی، بازالت‌های قلیایی جزایر اقیانوسی، تولیت‌های جزایر کمانی و بازالت‌های آکالن-کالک آکالن کمان آتشفشانی را از یکدیگر تفکیک کرد. این نمودار برای بازالت‌های با دامنه‌ی سیلیس ۵۴-۴۵ درصد به کار می‌رود. در طول فرایند تفریق Mn در ساختمان الیوین، پیروکسن و تیتانومگنتیت و Ti در ساختمان تیتانومگنتیت و پیروکسن جای می‌گیرند. عناصر Mn, Ti, P نسبتاً نامتحرک می‌باشند و نسبت به فرایندهای گرمایی حساس نیستند. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده‌ی آکالن-کالک آکالن کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۷). محدوده‌ها عبارتند از: MORB، OIT- تولیت‌های جزایر اقیانوسی، OIA- بازالت‌های جزایر اقیانوسی، IAT- تولیت‌های جزایر کمانی، CAB- بازالت‌های کمان قاره‌ای.

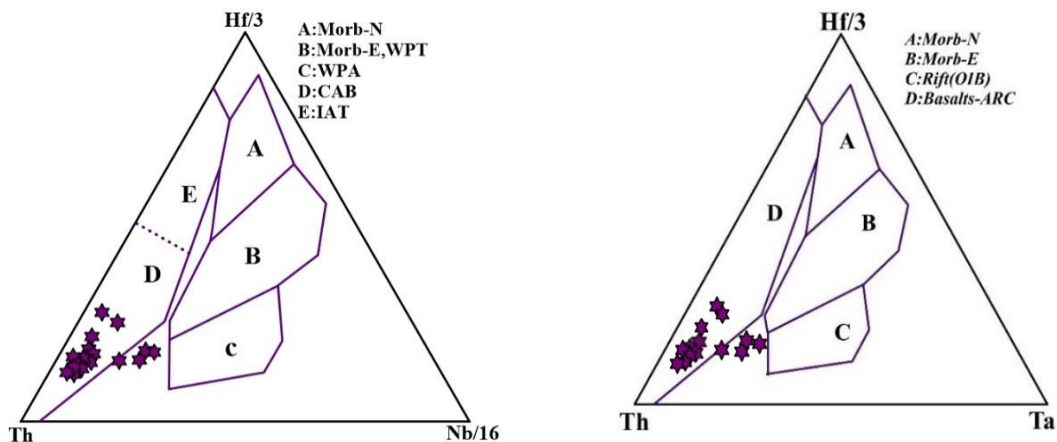
۵-۷-۴- نمودار Nb/Th در مقابل Nb (Buztag, 2007)

بوزتاگ و همکاران (۲۰۰۷)، با استفاده از عناصر Nb و Th بازالت‌های کمان آتشفشانی، مورب و جزایر

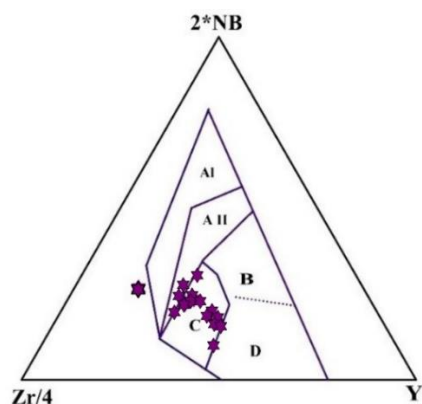
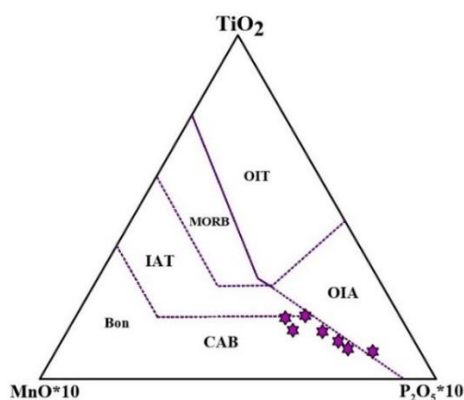
اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک کردند. نمونه‌های مورد مطالعه به دلیل داشتن Nb و Th نسبتاً کم (کمتر از ۱۰ ppm)، در نمودار لگاریتمی تغییرات Nb/Th در مقابل Nb در محدوده‌ی کمان آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۵-۸).

۵-۷-۵- نمودار Zr/Y در مقابل Zr (pearce and Norry, 1979)

این نمودار بر اساس نسبت Zr/Y در برابر Zr طراحی شده است. قادر به تفکیک بازالت‌های درون ورقه‌ای، بازالت‌های جزایر کمانی و بازالت‌های پشته‌ی میان اوقیانوسی از یکدیگر می‌باشند. یکی از ویژگی‌های بارز این نمودار، استفاده کردن از عناصر کمیاب و نیز تحرک کم عناصر می‌باشد. در این نمودار نمونه‌های منطقه در محدوده‌ی بازالت‌های جزایر کمانی و نزدیکی بازالت‌های درون ورقه‌ای واقع می‌شوند. همچنین پیرس و نوری نشان دادند که هر چقدر پلات نمونه‌ها در محدوده درون صفحه‌ای به سمت بالا گرایش داشته باشد، نشان‌دهنده قاره‌ای بودن ماگمای مادر آن‌ها است (شکل ۵-۹).

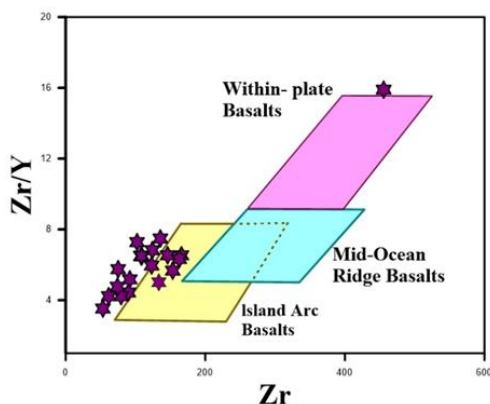


شکل ۵-۴- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودار Th-Hf/3-Ta-Nb/16 (Wood, 1980).

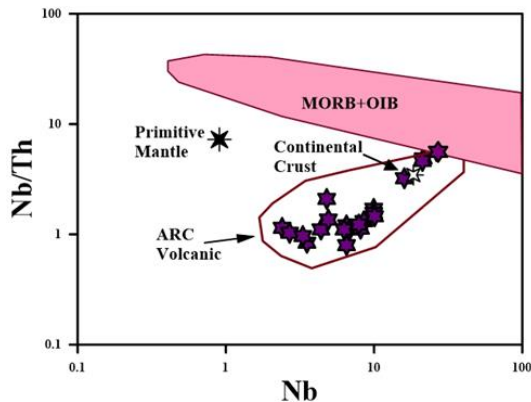


شکل ۵-۶- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس آباد بر روی نمودار تمایزی $\text{MnO-TiO}_2\text{-P}_2\text{O}_5$ (Mullen, 1983).

شکل ۵-۵- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Zr/4 - 2*Nb - Y (میشد، ۱۹۸۶).



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Zr/Y در مقابل Zr (Pearce and Norry, 1979).



شکل ۵-۷- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس آباد بر روی نمودار تمایز تکتونیکی Nb/Th در مقابل Nb (بوزتاک و همکاران، ۲۰۰۷).

۵-۸- بررسی ویژگی‌های محل منشاء بازالت‌های عباس آباد

عناصر کمیاب موجود در بازالت‌ها می‌توانند اطلاعات مفیدی را در جهت تشخیص ویژگی‌های منشأ ماگما ارائه دهند. با استفاده از عناصر کمیاب می‌توان به ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ ماگمای آکالن سازنده سنگ‌های مورد مطالعه را مشخص کرد.

۵-۸-۱- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Sm/Yb در برابر La/Sm

نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm از پانگ و همکاران (Pang et al., 2012)، منحنی ذوب بخشی در گوشته‌ی اولیه (PM) و گوشته غنی شده ایران (IEM) را نشان می‌دهد. نمونه‌های منطقه مورد مطالعه درجه ذوب بخشی بین ۱۰ تا ۲۰ درصد منطبق بر گوشته‌ی غنی شده‌ی ایران را نشان می‌دهند (شکل ۵-۹-الف).

IEM	Iranian Enriched Mantle
PM	Primitive Mantle
DMM	Depleted Morb Mantle

۵-۸-۲- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb

به منظور تعیین درجه‌ی ذوب بخشی محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Dy/Yb در مقابل La/Yb (Thirlwall et al., 1994; Worner & Board, 2003) استفاده شده است. در این نمودار دو محدوده‌ی ذوب، برای منشأ گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت نمایش داده شده است، که با افزایش درجه‌ی ذوب، نسبت‌های Dy/Yb و La/Yb به علت کاهش آلکالینیته‌ی سنگ‌ها، کاهش می‌یابند. نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار درجه‌ی ذوب بخشی ۱۴ تا ۱۶ درصدی از یک منشأ گارنت لروزیلیتی را نشان می‌دهند (شکل ۵-۹-ب). تهی شدگی سنگ‌های مافیک از HREE، نشان دهنده‌ی حضور گارنت در محل منشأ ماگمای تشکیل دهنده‌ی آن‌ها می‌باشد (عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸).

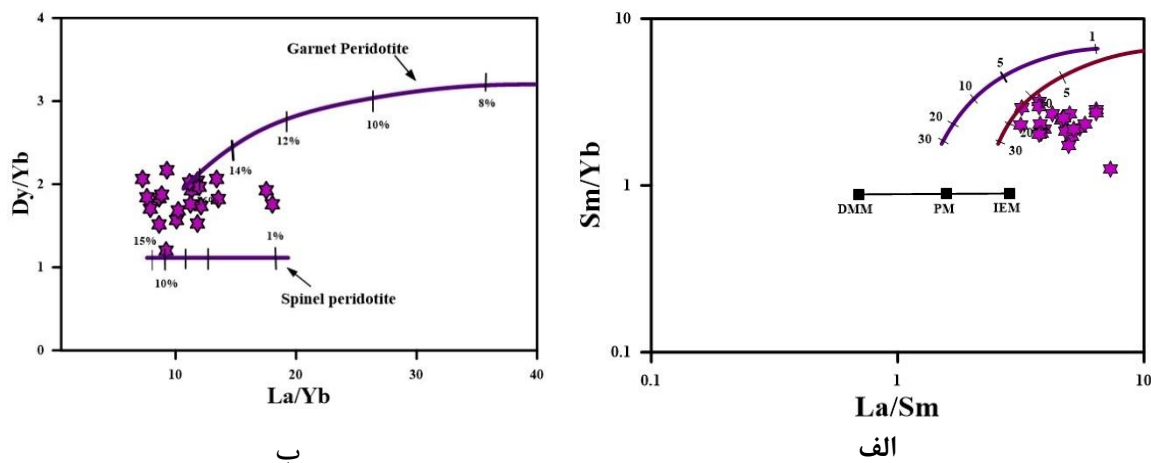
۵-۸-۳- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Y در برابر Zr

نمودار Y در مقابل Zr از (Sun and Mcdonough, 1989)، به منظور تشخیص غنی شدگی یا عدم

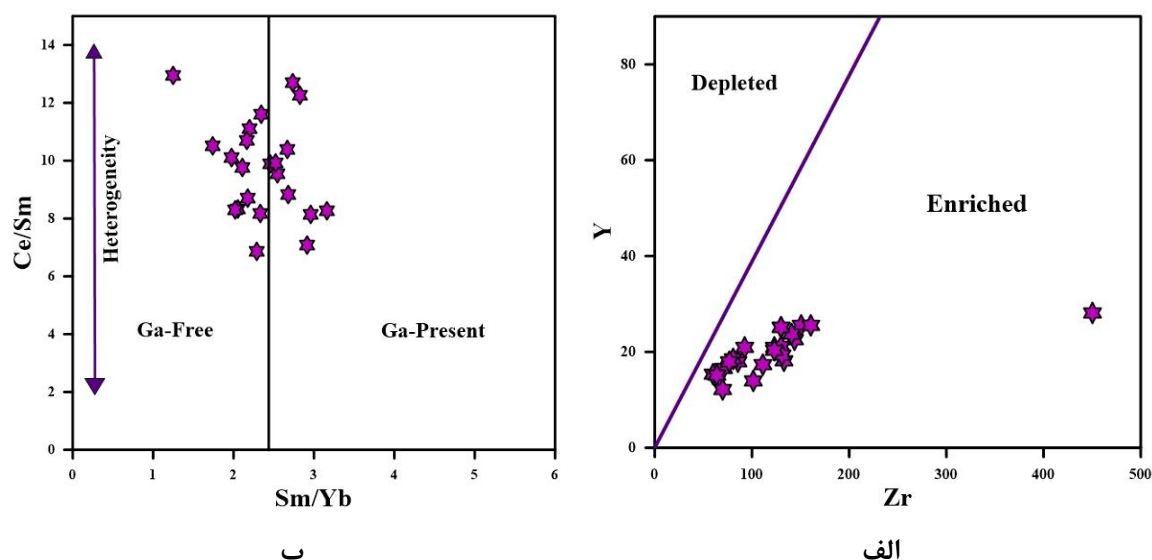
غنی‌شدگی محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه استفاده شده است. نمونه‌های مورد مطالعه، از یک منبع گوشته‌ی غنی شده منشأ گرفته‌اند (شکل ۵-۱۰).

۵-۸-۴- نمودار نسبت‌های عناصر کمیاب Ce/Sm در برابر Sm/Yb

نمودار تغییرات Ce/Sm در برابر Sm/Yb از (Coban, 2007). به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ سنگ‌های مورد مطالعه، استفاده شده است. تغییرات نسبت Sm/Yb نشان‌دهنده‌ی حضور MREE و HREE است و به وجود گارنت در منشأ نسبت داده می‌شود (Hawkesworth et al., 1994). بنابراین تغییرات Sm/Yb منعکس‌کننده‌ی مذاب در حال تعادل با باقیمانده‌ی گارنت لرزولیتی یا فاقد گارنت است. با توجه به موقعیت نمونه‌های منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی این نمودار، حضور گارنت در محل منشأ تأیید می‌شود (شکل ۱۰-ب).



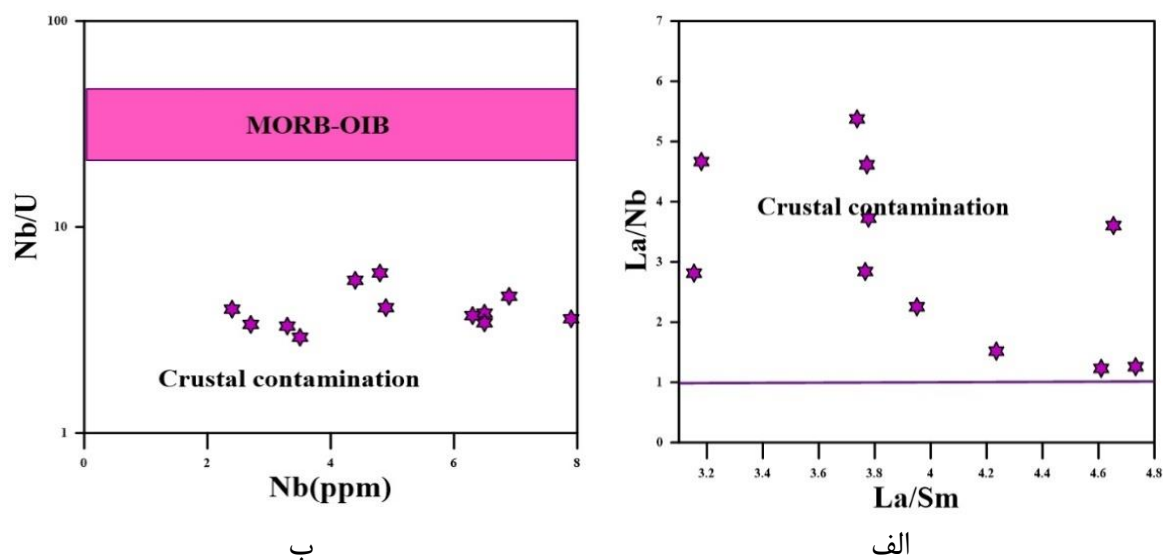
شکل ۵-۹- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودارهای تعیین منشأ، ترکیب، درجه ذوب بخشی و عمق محل منشأ، الف- نمودار Sm/Yb در برابر Sm و La/Sm از (Pang et al., 2012). ب- نمودار Dy/Yb در برابر La/Sm از (Thirlwall et al., 1994; Worner & Board, 2003).



شکل ۵-۱۰- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد، الف- نمودار Y در مقابل Zr به منظور تشخیص غنی شدگی و یا عدم غنی شدگی در محل منشأ (Sun and McDonough., 1989). ب- نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb (Koban, 2007) به منظور تشخیص حضور یا عدم حضور گارنت در محل منشأ.

۵-۹- نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه عباس‌آباد

ویژگی‌های شیمیایی مختلفی برای دستیابی به درجات آرایش پوسته‌ای توسط پژوهشگران ارائه شده است. سنگ‌های بازالتی که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای قرار گرفته‌اند دارای نسبت‌های $La/Nb > 1.5$ و $La/Ta > 22$ می‌باشند (Hart et al., 1984). در اینجا با استفاده نمودارهای La/Nb در مقابل La/Sm و Nb/U در مقابل Nb از (Yan & Zhao., 2008)، نقش آرایش پوسته‌ای در تشکیل ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های مورد مطالعه بررسی شده است. مواد پوسته از LREE غنی شدگی و از Nb تهی شدگی نشان می‌دهند، بنابراین نسبت Nb/U آن‌ها پایین و نسبت La/Nb و La/Sm آن‌ها بالاتر از گوشته می‌باشد (Hofman, 1988). در نتیجه، سنگ‌های آرایش یافته‌ی پوسته‌ای روند مثبتی بین La/Nb و La/Sm و بین Nb/U و Nb نشان می‌دهند (Yan and Zhao., 2008). موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودارها، نقش آرایش پوسته‌ای را در تشکیل این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۱- الف و ب).



شکل ۵- ۱۱- موقعیت نمونه‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد بر روی نمودارهای La/Nb در برابر La/Sm و Nb/U در برابر Nb
(Yan & Zhao., 2008).

فصل ششم

نتیجہ گیری و پیشہادات

۶-۱- نتیجه گیری

مهم ترین نتایج بدست آمده از این پژوهش، به شرح زیر می باشند:

- ❖ نوار آتشفشانی- رسوبی ائوسن عباس آباد، بخشی از نوار آتشفشانی- رسوبی ترشیر شمال ایران مرکزی است که از سبزوار تا شرق شاهرود ادامه دارد و سپس با چرخش به سمت جنوب از ترود و معلمان گذشته به سمنان، جنوب تهران و رباط کریم- ساوه ادامه می یابد. این منطقه بخشی از لبه شمالی زون ساختاری ایران مرکزی می باشد.
- ❖ برون زدهای سنگی منطقه از قدیم به جدید شامل، شیل، سیلتستون، ماسه سنگ و کنگلومرای زیرین، برش آذرآواری، آگلومرا و توف، الیوین بازالت با میان لایه های تراکی بازالت، آهک نومولیت دار، تراکی آندزی بازالت، تراکی آندزیت، آهک توفی، کنگلومرای چندزادی، توالی شیل و ماسه سنگ بالایی و مارن های آهکی ائوسن بالایی به همراه کنگلومرا، ماسه سنگ، سیلتستون و گل سنگ و مارن الیگومیوسن و پادگانه های آبرفتی عهد حاضر هستند.
- ❖ حضور بقایای روزن داران در میان لایه های آهکی موجود در توالی آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن عباس آباد حاکی از ته نشست رسوبات در حاشیه های دریایی کم عمق است. با توجه به فونای تشخیص داده شده (انواع گونه های نومولیتیدا)، سن توالی مورد مطالعه به ائوسن میانی- بالایی نسبت داده می شود.
- ❖ سنگ های آتشفشانی ائوسن میانی- بالایی این نوار یک طیف تفریقی متشکل از الیوین بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت را در امتداد خط نزول مایع (تفریق بلور- مایع) نشان می دهند.
- ❖ بافت غالب در سنگ های آتشفشانی منطقه، از نوع پورفیری، میکرولیتی پورفیری، گلوپورفیری، تراکیتی و غربالی است.

- ❖ مطالعات پتروگرافی انجام شده بر روی سنگ‌های بازالتی ائوسن عباس‌آباد، نشان می‌دهد که کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را درشت بلورهای کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه فازهای فرعی الیوین (در الیوین‌بازالت‌ها و آمفیبول در تراکی‌آندزیت‌ها) تشکیل می‌دهند. در سنگ‌های با بافت مگاپورفیری، درشت بلورهای الیوین ایدنگزیتی شده قرمز رنگ در مقیاس میلی‌متری، و بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در مقیاس چند سانتیمتری در نمونه‌های دستی آن‌ها قابل مشاهده هستند.
- ❖ از مهم‌ترین ویژگی‌های میکروسکوپی در تمام نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان به وجود ادخال، بافت غربالی، منطقه‌بندی، خلیج‌خوردگی و گردش‌گی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و گرد شدگی و حالت اسکلتی در بلورهای الیوین اشاره کرد.
- ❖ وجود بافت‌های گلومروپورفیری، غربالی، خلیج‌خوردگی، گردش‌گی و منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه عباس‌آباد، نشانگر نوعی ناپایداری و عدم تعادل در محیط انجماد و تبلور نهایی ماگما است. به عبارتی دیگر، شرایط عادی و روند تبلور معمول در سیستم ماگماهای فوران یافته در این منطقه، حاکم نبوده است. مجموعه این ناپایداری‌ها بیانگر بروز نوعی اختلاط ماگمایی یا اختلاط جمعیت‌های بلوری در آشیانه/آشیانه‌های ماگمایی است.
- ❖ ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های بازالتی و تراکی‌بازالتی شامل اولیوین، کلینوپیروکسن و به مقدار کم پلاژیوکلاز است. سنگ‌های تراکی‌آندزی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی دارای ترکیب کانیایی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن می‌باشند، به عبارت دیگر، در این گروه‌های سنگی با پیشرفت فرآیند تفریق از مقدار الیوین کاسته و بر میزان پلاژیوکلاز افزوده شده است.

- ❖ انحلال و ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن بر اثر عواملی نظیر تغییر فشار و دما در طی انجام حرکات همرفتی در آشیانه ماگمایی و یا صعود ماگما و یا تغییر ترکیب شیمیایی آن صورت گرفته است.
- ❖ منطقه‌بندی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، نشان‌دهنده رشد و انحلال بلور است. این حالت، ممکن است توسط تغییر در سرعت سردشدگی یا تغییر ترکیب شیمیایی آن به دلیل پر شدن و خالی شدن دوره‌ای آشیانه ماگمایی و یا اختلاط ماگمایی صورت گرفته باشد.
- ❖ تنوع بافتی موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، بیانگر شرایط متفاوت تبلور آن‌ها است. میکروولیت‌ها و فنوکریست‌ها اغلب در کنار هم دیده می‌شوند. حضور جمعیت‌های بلوری مختلف، نشان‌دهنده‌ی دوره‌های متعدد توقف و تبلور در محفظه‌های ماگمایی مختلف در مسیر صعود ماگما به سطح زمین است.
- ❖ انجام ۴۳۰ آنالیز نقطه‌ای بر روی پیروکسن‌های منطقه نشانگر قرارگیری آن‌ها در گستره‌ی ترکیبی دیوپسید- اوزیت است ($Wo_{43-48} En_{37-45} Fs_{10-19}$).
- ❖ بر اساس نمودارهای مختلف تعیین سری ماگمایی مبتنی بر ترکیب کلینوپیروکسن، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کوهزایی قرار می‌گیرند.
- ❖ با توجه به نمودار تمایز تکتونیکی $F_1 - F_2$ مبتنی بر ترکیب کلینوپیروکسن، نمونه‌های منطقه اکثراً در گستره بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) قرار گرفته‌اند.
- ❖ براساس نمودار تکتونیکی $Ti+Cr$ در برابر Ca مبتنی بر ترکیب کلینوپیروکسن، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آلکالن- ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند.
- ❖ به منظور بررسی ترکیب دقیق پلاژیوکلازهای منطقه، ۴۴۷ آنالیز نقطه‌ای روی آن‌ها صورت گرفت. بطور کلی ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه در گستره بین $Ab_{82.36}$, $Or_{97.27}$, $An_{84.33}$ و

قرار می‌گیرند. روندهای تغییرات اکسیدهای سدیم و کلسیم نشان‌گر $Ab_{13.88}$, $Or_{0.52}$, $An_{1.12}$ تغییرات منظم و جدایشی ساده از مرکز پلاژیوکلازها به سمت حاشیه آنهاست و بیانگر منطقه‌بندی عادی در آنها می‌باشد.

❖ به منظور بررسی ترکیب دقیق کانی‌های کدر منطقه مورد مطالعه، ۲۰ آنالیز نقطه‌ای روی آنها صورت گرفت. ترکیبات اکسیدهای مختلف آهن- تیتان نمونه‌های منطقه از نوع مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند.

❖ با توجه به محاسبات دما- فشارسنجی بر روی کلینوپیروکسن معلوم گردید که شرایط تشکیل این کانی شامل فشارهای ۱ تا ۱۴ کیلو بار در دماهای با ۱۰۵۰ تا ۱۲۸۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.

❖ بررسی مقدار Fe^{+3} در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه مشخص می‌کند که فوگاسیته اکسیژن در زمان تشکیل این کانی در ماگما بالا بوده است.

❖ براساس نمودارهای تمایز محیط تکتونوماگمایی و نمودارهای تعیین منشأ ماگما، ماگمای آلکالن سازنده سنگ‌های منطقه، از ذوب بخشی درجه‌ی پائین (۱۰-۱۵ درصدی) یک منبع گوشته‌ای گارنت- لرزولیتی غنی شده‌ی زیر لیتوسفر قاره‌ای در یک محیط کششی درون کمانی به وجود آمده است.

❖ نتایج آنالیز ایزوتوپی Sr-Nd انجام شده بر روی سنگ‌های بازالتی منطقه عباس‌آباد به ترتیب نشان‌دهنده‌ی نسبت $^{87}Rb/^{86}Sr$ امروزی از ۰/۰۹۳۶ تا ۱/۰۰۲ و نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr_{(Initial)}$ بین ۰/۷۰۴۲ تا ۰/۷۰۴۷ برای سن حدود ۴۵ میلیون سال (اوسن میانی- بالایی) است. این نسبت‌های $^{87}Sr/^{86}Sr_{(Initial)}$ ، نشان‌دهنده یک منشأ گوشته‌ای با آلودگی پوسته‌ای برای آنهاست. مقدار ϵNd (45 Ma) بازالت‌ها بین ۲/۶۷ تا ۷/۷۲ است. این سنگ‌ها در نمودار ϵNd در برابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ در محدوده OIB قرار گرفته‌اند. موقعیت این نمونه‌ها حاکی از آن است که محل احتمالی منشأگیری

آن‌ها از گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای تحول یافته نظیر محل منبع OIB است که به علت تأثیر سیالات رها شده از ورقه اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار و آلودگی در جریان صعود از میان پوسته بالایی، دچار تغییر شده است.

۲-۶- پیشنهادات

الف- با توجه به وجود دیدگاه‌های متفاوت در مورد تحول زمین ساختی- ماگمایی منطقه سبزوار، انجام مطالعه ناحیه‌ای برای اثبات ارتباط نوار ماگمایی عباس‌آباد- داورزن با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس سبزوار ضروری است.

ب- با توجه به وجود ذخایر اقتصادی مس در سنگ‌های این نوار، انجام مطالعات تکمیلی بر روی پتانسیل کانه‌زایی این نوار و ارتباط دقیق آن با نوع سنگ در برگیرنده ضروری است.

پ- با توجه به وجود توالی ضخیمی از سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و رسوبی، انجام یک مطالعه دقیق رخساره‌شناسی بر روی این توالی سنگی ضروری است.

منابع

منابع فارسی

- آقاباتی ع، (۱۳۴۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین شناسی منطقه فرومد و عباس آباد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۴ صفحه.
- آقاباتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- آقاباتی ع، (۱۳۸۵)، "زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- افتخارنژاد ج، (۱۹۹۲)، " نقشه زمین شناسی جاجرم به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- افتخارنژاد ج، آقاباتی ع، خان ناظر ن.ه. (۱۳۷۱)، " نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم". سازمان زمین شناسی کشور.
- الهیاری س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز سنگ های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک- عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- الهیاری س، قاسمی ح، صادقیان م و طاهری ع، (۱۳۸۹)، "زمین شناسی و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی ائوسن میانی و فوقانی شمال و غرب کاهک، شمال شرق شاهرود"، هفدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه ابوعلی سینا.
- بادامه ع، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پتروژنز سنگ های آتشفشانی منطقه میاندشت (شرق شاهرود)"، دانشکده علوم، دانشگاه شاهرود، ۱۳۱ صفحه.
- برویانت و، (۱۹۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "زمین شناسی و تکتونیک منطقه غرب عباس آباد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۷۶ صفحه.
- برزگری ل، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "تعیین نرخ رشد و هسته بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، ۲۰۷ صفحه.

- بلت ه، تریسی ر و اونز ب. (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ‌های آذرین"، قاسمی ح، لنکرانی م و همام م، چاپ اول، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.
- خسرو تهرانی خ، (۱۳۸۴)، "زمین‌شناسی ایران، مزوزوئیک و سنوزوئیک"، جلد دوم، انتشارات کلیدر ص ۴۵۵.
- خلعتبری م، (۱۳۸۰)، "نقشه زمین‌شناسی عباس‌آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش زاده ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات امیر کبیر تهران، ۴۲۳ صفحه.
- رضوی ر، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه داورزن- سبزوار"، دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود، ۱۶۸ صفحه.
- موری، رنه، ژوتو، تیری، ترجمه، درویش زاده، علی (۱۳۸۱) زمین شناسی پوسته‌ی اقیانوسی. دانشگاه تهران.
- شیر دشت زاده ن، صمدی ر، (۱۳۸۹)، "آشنایی با روشهای زمین دماسنجی و زمین فشار سنجی"، انتشارات دانشگاه اصفهان، ص. ۹۹.
- صادق زاده ش، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میاندشت"، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۴ صفحه.
- قاسمی ح، برهمند ب و صادقیان م، (۱۳۹۰)، "گدازه‌های بازالتی الیگوسن شرق شاهرود: شاهدهی بر جایگاه پشت کمانی حوضه الیگو- میوسن ایران مرکزی"، مجله پترولوژی، سال دوم، شماره هفتم، پاییز ۹۰، صفحه ۷۷-۹۴.
- قاسمی ح، الهیاری س و صادقیان م، "موقعیت چینه شناختی و تحلیل یافتگی سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود"، پژوهش‌های چینه شناسی و رسوب شناسی، سال بیست و نهم، شماره اول، بهار ۱۳۹۲.

- موسوی ا، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه‌زائی وابسته به آن"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، ۱۴۸ صفحه.
- معین وزیری ح و احمدی ع، (۱۳۷۱)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، دانشگاه تربیت معلم، ۵۵۵ صفحه.
- معین وزیری ح، احمدی ع، (۱۳۸۰)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۴۴ صفحه.
- مهرپرتو م، (۱۳۸۰)، "نقشه زمین‌شناسی میامی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نبوی، م ح، (۱۳۵۵)، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.
- ولی زاده م، قاسمی ح، نراقی ن. ز، صادقیان م، (۱۳۸۵)، "اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی"، ترجمه، چاپ اول، انتشارات دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود.

References:

- Alavi-Naini N., (1972) "Etude geologique de la region de Djam" Iran Geol Surv Publ, Reports.,23,1-288.
- Allegre C. J., (2008) " Isotope Geology" Cambridge University Press, New York.
- Anderson D. l., (1982) "Hotspot, polar wander, Mesozoic convection and the geoid" Nature.,297,391-93.
- Aoki K., Shiba I., (1973) : "Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata", Japan, Lithos 6, (1973) 41-51.
- Aparicio A., "Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks", IUP J Earth Sci (2010)4(3) 1-11.

- Azizi H., & Jahangiri A., (2008) "Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone", Iran. *Journal of Geodynamics* 45 178–190.
- Baker J., Thirlwall M. F. and Menzies M. A. (1996) "Sr-Nd-Pb isotopic and trace element evidence for Crustal contamination of a mantle plume: Oligocene flood volcanism in western Yemen" *Geochim Cosmochim. Acta*, V. 60. 2559-2581.
- Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. "Igneous Petrology" Blackwell Science. 458pp.
- Best M.G., (2003) "Igneous and metamorphic petrology", pp 717.
- Berberian, M., & King, G. C. P., (1981) "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 210 – 256.
- Berberian M., (1983) "The southern Caspian: A compression floored by a trapped modified oceanic crust. *Canadian Earth Sciences*", 20, 163 – 183.
- Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", *Journal of Metamorphic Geology* 23 (2005) 795– 812.
- Boztug D., Ercin A. I., Kurucelik M. K., Goc D., Komur I., Iskenderoglu A., (2007). "Geochemical characteristics of the composite Kackar batholith generated in a Neo – Tethyan convergence system, eastern Pontides, Turkey". *Journal of Asian Earth Sciences*, 27, 286 – 302.
- Bogaed P. J. F., and Warner G., (2003) "Petrogenesis of basanitic to tholiitic volcanic rock from the Miocene Vgelsberg. Central Germany" *J Petrol.*, 44, 569-602.
- Butler R. F., (1992) "Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes" Blackwell Scientific Publications., Boston, 319 p.
- Braud J., (1971) "La nappe du Kuh-e-Garun (region de Kermanshah, Iran), chevauchement de l'Iran Central sur le Zagros" *geol. De France*, p 416-419.

- Coban, H.,(2007)." Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia". Earth-Science Reviews 80, 219-238.
- Davis B. T. C. and Boyd d. R., (1966) " the join $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$ at 30 Kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlits". J Geophys Res ., 71, 3567-3576.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., (1991) "An introduction to rock forming minerals. " Longman, 528 pp.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., (1992) "An introduction to the rock forming minerals", Longmans 696 p, 2th editions, London.
- DePaolo D. J., And Wasserburg gG. J., (1976a) " Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}Nd/^{144}Nd$ " Geophys. Res. Lett. 3, 743-46.
- Depaolo D.J., and wasserburg G. J., (1976) "Nd isotopic variations and petrogenetic modehs" geophys. Res. Lett., 3, 249-52.
- DePaolo D. J., (1981) "Nd isotopic studies: some new perspective on Earth structure and evolution" Eos, Trans.Am. Geophys. Union 62, 137-140.
- Emami, M. H., (1981) " Geologie de la region Qom – Aran. Contribution a letude dynamique et geochimique du volcanisme tertiare d Iairan central", these decortect at, Grenoble, 489 pp.
- Frost , C. D. , Frost , B. R. , (2014) "Essentials of igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press", University of Cambridge.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J., Bech, F., (2010) "A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses". Journal of Volcanology and Geothermal Research 189(3), 340-346.

- Ghasemi H., and Rezaei Kakhaei M., (2015) "Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran ", *Miner and Petrol* 109(2): 235-252.
- Gibb, F. G. F., (1973) "The zoned pyroxenes of the Shiant Isles Sill, Scotland". *Journal of Petrology*, 14(2): 203-230.
- Gill R., (2010) " Igneous rocks and processes apractical guide " Department of Earth Sciences Royal Holloway University of London, 472 pp.
- Goldechmit.j.r., (1982). "review of the Behaviour of plagicclas conder metamorphic conditions" .*Amirican Mineralogist* .v.67.pp.640-652.
- Gupta, Alok, K., (2007)" Petrology and genesis of igneous rocks". 479 pp.
- Hofmann A. W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W. M., (1988) "Nb, Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution". *Earth and planetary Science letters* 79, 33 – 45.
- Hafmann A. W.and White W. M., (1982) " Mantel plumes from ancient oceanic crust " *Earth Planet. Sci. Lett.*, 57, 421-36.
- Hart S. R., Hauri E. H., Oschmann L. A., and Whitehead J. A., (1992) "Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence" *Science.*, v. 256, p. 517-520.
- Hart S. R., (1984) "The DUPAL anomaly: A large-scale isotopic anomaly in the southern hemisphers" *Nature*, 309, 753-756.
- Hughes C.J., (1982) " Igneous Petrology " *Developments in Petrology*, 7. Elsevier, Amsterdam. 551 pp.
- Hawkesworth C., Turner S., Gallagher K., Hunter A., Gallagher K., Hunter A., Bradshaw T., Rogers N., (1995): "Calc alkaalinemagmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range". *J. Geophys. Res.* 100: 10271–10286.

- Higgins M.D., (2006) "Quantitative Textural Measurement in Igneous and Metamorphic Petrology", Cambridge university, United state of America.
- Khitarov N. I., and Kadik A. A., (1973) " Water and carbon dioxide in magmatic melts and peculiarities of the melting process " Contrib. Mineral. Petrol., 41, 205-15.
- Karim zadeh Somarin, A., (2006) "Geology and geochemistry of the mendejin, plutonic rocks", Mianeh, Iran. Journal of Asian Earth Science 27, 819 – 834.
- Lentz R.C.F., Mccween Y.H., (2000) "Crystallization of the basaltic Shergottites: Insights from crystal size distribution (CSD) analysis of pyroxenes, Meteoritics and Planetary science" 35, pp 919-927.
- Le Bas M. J., (1962) "The Role of Aluminium in Igneous Clinopyroxenes with Relation to Their Parentage ", American Journal of Science 260(4) 267-288.
- Le Terrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series ", Earth and Planetary Science Letters 59(1) 139-154.
- Lugmair G. W., and Marti K., (1978) " Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle " Earth Planet. Sci. Lett., 39, 133-39.
- Malkpoor, A., Momenzadeh, H., Hubner, H., Bazin, D., Rico, L.R. (1979) "Copper deposit project in Iran. Report of geological", survey no. 64.
- Meschede. M., (1986) "A method of discriminating between different type of mid- ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram" Chemical Geology 56, 207-218.
- Menzies M. A., (1983) " Mantle ultramafic xenoliths in alkaline magmas: evidence for mantle heterogeneity modified by magmatic activity " In Continental Basalts and Mantle xenoliths, ed. C. J. Hawkesworth, M. J. Norry, pp. 92-110. Cheshire, Engl; Shiva., 272 pp.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L., (2000) "Dextral transpression in Late-Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan zone", Western Iran. *J. Struct. Geol.* 22, 1125–1139.
- Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I. V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., (1988) "Nomenclature of pyroxenes", *American Mineralogist* 73 1123-1133.
- Mullen, E.D., (1983) "MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminate for basaltic rocks of environment and its implication for petrogenesis". *Earth and Planetary Science Letters* 62, 53 – 62.
- Muller, D. Rock, N. M. S, Groves, D. I., (1992) "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic rocks, from different tectonic setting: a pilot study, *Mineral. Petrol.* 46, 259 – 289.
- Muller D., Groves D.I., (1997) "Potasic igneous rocks and associated gold –copper mineralization" *Lecture Notes in Earth Siences.* No 56.
- Nelson S.T., and Montana A., (1992) "Sieve-Texture in volcanic rocks produced by rapid decompression" *A. (1992) Minealogist, Volume 77*, pp 1242-1249.
- Nimis, P.,(1995) "A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121(2), 115-125.
- Nisbet. E. G., Pearce. J. A., (1977) "Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic Settings. " *Contributions to mineralogy and petrology* 63(2), 149-160.
- Omrani J., Agard Ph., Whitchurch H., Benoit M., (2008) "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences". *Lithos* 106, 380 – 398. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 63, P: 149-160.

- Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M H., Mphammadi S. S., Yang H. M. Chu C. H., Lee H. Y., and Lo C. H., (2012) "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut-Sistan region. Eastern Iran" *Chem. Geol.*, 306-307. 40-53.
- Papike, J.J., Cameron, K.L., Baldwin, K., (1974) "Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data". In Geological Society of America, Abstracts with Programs, Vol. 6, pp. 1053-1054.
- Pearce, J.A., Norry M.J., (1979) "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks" *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- Pearce, T.H., Russell, J.K. and Wolfson, I., (1987) " Laser-interference and Normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. Washington. *Am. Min.*, 72, 1131-43.
- Putirka. K., Johnson. M., Kinzler. R., Walker. D., (1996) "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*" 123: 92-108.
- Putirka. K., Ryerson, F.J., Mikaelian, H., (2003) "New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions", based on clinopyroxene + liquid equilibria" *American Mineralogist* 88: 1542-1554.
- Putirka K .D., (2008) "Thermometers and barometers for volcanic systems", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69.1 ,61-120.
- Rollinson, h. R., (1993) "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. John Wiley and Sons", 325p.
- Sengor A. M. C., (1984) " The Cimmeride orogenic system and the tectonic of Eurasia " *Geol. Soc. Am. Special Paper.*, 195, pp. 82.

- Soesoo A., (1997) "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations ", Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119: 55-60.
- Steiger R. H., and Jaeger E., (1977) " Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology " Earth Planet. Sci. Lett., v. 36, p. 359-362.
- Shelly. D., (1993) "Igneous and metamorphic rocks under microscope classification features, microstructures and mineral preferred orientations". Chapman & Hall, London, 405 pp.
- Shahabpour. J., (2007) "Island – arc affinity of the central Iranian volcanic belt". Journal of Asian Earth. Sci. 30, 652 – 665.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E., (1979) "Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. " American Mineralogist, 64, 501-513.
- Shojaat, B., Hassanipak, A., Mobasher, k., Ghazi, A.M., (2003) "Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite's North Central Iran". Journal of Asian Earth Science 21 :1053 – 1067.
- Stocklin, J.,(1968) " Structural history and tectonics of Iran, a review. " American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229–1285
- Stocklin, J., and Setudehnia, A., (1977) "Stratigraphic Lexicon of Iran (2nd edition): Tehran, Geological Survey of Iran", No. 18, 376 p.
- Sun, S., McDonough, W. F., (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, in: Saunders, A.D., Norry M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins". Geological Society London, Spec 42: 313–345.

- Sun, C. M., Bertrand, J., (1991) "Geochemistry of clinopyroxenes in plutonic and volcanic sequences from the Yabian Proterozoic ophiolites (Sichuan Province, China): petrogenetic and geotectonic implications". Schweiz Mineralogische Petrologische Mitteilungen 71, 243-259.
- Stocklin, J., (1974) "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A. and Drake, C. A. (Eds). The geology of continental margins. Springer – Verlag, Berlin, 873- 887.
- Stocklin, J., and Setudehnia, A., (1977) " Stratigraphic Lexicon of Iran (2nd edition): Tehran", Geological Survey of Iran, No. 18, 376 p.
- Takin M., (1972) "Iranian geology and continental drift in the Middle East". Nature 235, 147-150.
- Tsuchiyama. A., (1985) " Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside - albite - anorthite and origin of dusty plagioclase in Andesite, Contrib". Min, Petrol., 89,1 -16.
- Thirwall F. M., Upton B. J., and Jenkins C., (1994) "interaction between continental lithosphere and Iceland plume Sm-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland" J petrol., 35, 839-879.
- Welch, S. A., & Benfield, G. F., (2002) "Modification of olivine surface morphology and reactivity by microbial activity during chemical weathering". Geochim. Cosmochim. Acta., 66, 213- 221.
- Wood, D.A., (1980) " The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province". Earth Planet Sci Lett, 50: 11-30
- Wood, D. A., (1980)," The application of the Th- Hf- Ta diagram to the magmatic classification and the establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province," Journal of Earth Planet. Sci.Lett., 50, 11-30.

- Wilson, M., (1989) " Igneous petrogenesis a global tectonic approach". unwin hyman Ltd, London 466 p.
- Xu, X-W, Jiang, N., Yang, K., Zhang, B.L., Liang, G.H., Mao, Q., Li, J.X., Du, S.J., Ma, Y.G., Zhang, Y., Qin, K.Z., (2009) "Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanhao area, western Yunnan, China" *Lithos* 113, 595-611.
- Xia B., Chen G., Wang R., Wang Q., (2008) " Seamount volcanism associated with the Xigaze ophiolite, Southern Tibet". *Journal of Asian Earth Science*.
- Zindler, A. and Hart, S., (1986) "Annual Review of Earth and Planetary Sciences", *Chem. Geodynamic.* 14: 493-571.
- Yan J., Zhao J. X., (2008) " Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere asthenosphere interaction". *Journal of Asian Earth Science*, 33, 106 – 121.
- Zhao, J.X., Shiraishi, K., Ellis, D.J., Sheraton, J. W., (1995) "Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas". *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1363 – 1382.

سوست
چند

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن‌های منطقه عباس آباد.

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA3-1-R	51/22	0/69	2/54	9/65	0/34	14/03	21/34	0/38	100/18
MA3-2-R	50/69	0/66	2/66	9/61	0/32	14/26	21/36	0/33	99/88
MA3-3-R	50/97	0/68	2/69	9/13	0/33	14/00	21/14	0/46	99/40
MA3-4-R	52/05	0/42	2/28	8/72	0/35	14/78	20/99	0/39	99/99
MA3-5-R	50/41	0/67	2/98	8/97	0/31	14/24	21/35	0/39	99/32
MA3-6-M	51/13	0/69	2/52	9/85	0/39	14/02	21/02	0/39	100/01
MA3-7-C	50/41	0/67	2/98	8/97	0/31	14/24	21/35	0/39	99/32
MA3-8-R	50/93	0/69	2/94	9/60	0/30	14/01	21/27	0/38	100/12
MA3-9-C	51/21	0/70	2/59	9/80	0/42	13/85	20/82	0/44	99/82
MA3-10-R	51/00	0/72	2/91	9/14	0/38	14/34	21/21	0/44	100/13
MA3-11-C	52/78	0/32	1/09	6/87	0/29	15/21	22/53	0/30	99/39
MA3-12-R	50/96	0/68	2/71	9/57	0/27	13/65	21/16	0/44	99/45
MA3-13-C	51/15	0/67	2/48	9/74	0/36	14/05	20/94	0/40	99/79
MA3-14-R	51/16	0/76	2/71	9/33	0/34	13/99	20/16	0/42	98/86
MA3-15-C	51/04	0/66	2/96	9/60	0/30	13/95	20/78	0/47	99/76
MA3-16-R	50/78	0/80	2/92	9/62	0/34	13/76	21/23	0/41	99/85
MA3-17-C	51/54	0/55	2/45	9/33	0/28	14/18	21/45	0/38	100/15
MA3-18-R	50/67	0/77	2/95	9/40	0/36	13/64	21/66	0/29	99/73
MA3-19-C	51/49	0/65	2/72	9/84	0/31	13/90	20/80	0/42	100/14
MA9-46-R	50/48	0/70	2/92	9/94	0/34	14/00	20/46	0/41	99/24
MA9-47-C	51/11	0/66	2/89	9/53	0/35	14/12	20/76	0/42	99/83
MA9-48-R	51/31	0/63	2/34	9/57	0/39	14/15	21/02	0/40	99/80
MA9-49-C	50/38	0/70	2/35	9/62	0/40	14/19	21/38	0/45	99/48
MA9-50-R	51/20	0/60	2/37	9/84	0/48	14/07	21/12	0/39	100/07
MA9-51-C	51/30	0/51	2/54	9/99	0/46	13/88	20/94	0/46	100/07
MA9-52-R	51/27	0/66	2/64	9/72	0/38	13/93	21/51	0/38	100/48
MA9-53-C	53/76	0/13	1/12	3/35	0/09	17/18	23/91	0/20	99/74
MA9-54-R	52/68	0/32	1/26	8/81	0/42	14/40	21/07	0/36	99/31
MA9-55-C	51/43	0/65	2/35	9/93	0/41	14/05	21/10	0/42	100/35
MA9-56-R	51/57	0/64	2/66	9/54	0/36	14/11	20/72	0/42	100/01
MA9-57-C	51/18	0/49	2/43	9/68	0/40	13/81	21/12	0/40	99/51
MA9-58-R	51/29	0/64	2/61	8/78	0/36	13/59	21/32	0/40	98/99
MA9-59-R	50/03	0/63	2/34	9/62	0/37	14/19	20/81	0/38	98/37
MA9-60-C	51/89	0/60	1/89	9/44	0/42	14/44	21/07	0/34	100/09
MA9-61-R	50/21	0/87	4/06	7/93	0/23	14/09	22/11	0/33	99/84
MA9-62-C	52/37	0/45	2/10	5/93	0/14	16/25	21/75	0/20	99/20
MA9-63-R	49/50	1/06	5/02	6/52	0/13	14/41	22/77	0/28	99/69

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA10-77-R	51/45	0/48	1/45	10/55	0/47	13/63	21/53	0/32	99/87
MA10-78-C	51/78	0/50	1/44	10/78	0/51	12/85	21/03	0/32	99/20
MA10-79-R	51/73	0/45	1/43	11/36	0/62	12/73	21/14	0/41	99/86
MA10-80-C	51/89	0/41	1/04	11/72	0/59	12/63	20/56	0/35	99/19
MA10-81-R	52/30	0/32	1/11	10/76	0/54	13/59	21/31	0/39	100/31
MA10-82-C	52/50	0/37	1/05	10/80	0/55	13/47	21/23	0/40	100/38
MA10-83-R	51/89	0/44	1/13	10/94	0/57	13/02	20/89	0/38	99/26
MA10-84-C	52/16	0/49	1/04	11/14	0/53	13/10	21/17	0/40	100/01
MA10-85-R	51/71	0/43	1/50	10/44	0/56	13/45	21/02	0/32	99/42
MA10-86-C	51/22	0/54	1/96	10/55	0/51	13/01	20/86	0/38	99/03
MA10-87-R	52/41	0/33	1/38	10/80	0/56	13/54	21/07	0/38	100/47
MA10-88-C	52/10	0/37	1/13	11/39	0/60	13/34	21/33	0/38	100/64
MA10-89-R	50/97	0/63	2/32	10/59	0/53	12/84	21/08	0/38	99/33
MA10-90-C	52/19	0/34	1/13	11/66	0/57	13/31	21/11	0/38	100/70
MA10-91-R	51/92	0/52	1/62	10/63	0/48	13/51	21/17	0/37	100/22
MA10-92-C	52/10	0/48	1/71	10/57	0/45	13/56	20/95	0/42	100/25
MA10-93-R	52/46	0/32	1/04	11/34	0/62	13/31	21/38	0/33	100/81
MA10-94-C	51/85	0/36	1/30	11/04	0/65	13/22	20/62	0/36	99/40
MA10-95-R	52/14	0/33	1/13	11/05	0/47	12/70	20/81	0/37	98/99
MA10-96-C	52/23	0/38	1/30	11/34	0/57	13/25	20/45	0/34	99/86
MA8-117-R	52/12	0/58	1/75	10/45	0/44	13/55	21/14	0/41	100/44
MA8-118-C	51/44	0/61	2/51	9/87	0/45	13/43	21/26	0/40	99/96
MA8-119-R	51/95	0/47	1/52	11/58	0/53	13/19	21/28	0/38	100/92
MA8-120-C	52/21	0/48	1/38	11/38	0/55	13/30	20/91	0/36	100/58
MA8-1219-R	52/28	0/45	1/33	11/00	0/55	13/52	21/12	0/37	100/62
MA8-122-R	52/46	0/46	1/59	10/88	0/56	13/35	20/81	0/38	100/49
MA8-123-C	52/18	0/38	1/56	10/82	0/54	13/28	20/92	0/35	100/03
MA8-124-R	51/15	0/65	2/92	9/62	0/33	14/29	20/74	0/43	100/13
MA8-125-M	51/24	0/64	2/79	9/39	0/33	14/01	20/62	0/35	99/36
MA8-126-C	51/23	0/63	2/92	9/05	0/29	14/29	21/73	0/44	100/58
MA8-127-R	51/85	0/62	2/28	10/05	0/41	14/18	21/03	0/36	100/78
MA8-128-C	52/07	0/52	2/03	9/86	0/46	14/08	20/94	0/41	100/37
MA8-129-R	50/69	0/48	2/20	10/00	0/42	14/17	21/13	0/40	99/48
MA8-130-C	51/49	0/75	2/51	9/22	0/31	14/11	20/84	0/37	99/61
MA8-131-R	51/39	0/62	2/45	9/83	0/39	13/73	21/19	0/44	100/04
MA8-132-C	51/80	0/55	2/39	9/34	0/27	14/03	21/17	0/43	99/98
MA8-133-R	50/46	0/64	4/03	7/01	0/18	15/16	22/36	0/26	100/08
MA8-134-C	50/46	0/54	3/93	7/01	0/21	14/61	22/84	0/27	99/86
MA8-135-R	50/06	0/61	4/64	7/49	0/16	14/24	22/50	0/28	99/96
MA8-136-C	51/70	0/40	3/03	5/75	0/15	15/40	23/36	0/22	100/01

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA5-138-C	47/73	1/00	5/13	7/65	0/07	14/00	22/93	0/25	98/76
MA5-139-R	51/40	0/43	2/22	5/92	0/14	16/31	22/39	0/17	98/97
MA5-140-R	47/84	0/90	3/85	9/93	0/28	13/85	21/85	0/36	98/86
MA5-141-C	50/11	0/67	3/40	8/05	0/22	15/18	21/64	0/19	99/46
MA5-142-R	47/36	1/21	5/12	8/08	0/30	13/44	22/40	0/33	98/24
MA5-143-C	49/80	0/69	3/10	7/71	0/23	15/39	22/04	0/16	99/10
MA5-144-R	50/32	0/69	2/95	8/03	0/27	14/65	21/98	0/30	99/18
MA5-145-C	51/47	0/46	1/89	7/53	0/31	15/24	22/62	0/32	99/83
MA5-146-R	49/78	0/67	3/77	8/40	0/25	14/14	22/47	0/30	99/78
MA5-147-C	50/00	0/53	2/99	7/45	0/23	15/00	22/52	0/19	98/91
MA5-148-R	50/57	0/63	2/75	7/64	0/25	15/16	22/76	0/25	100/01
MA5-149-C	50/86	0/48	2/69	7/14	0/22	15/11	23/09	0/20	99/78
MA5-150-R	50/69	0/56	2/51	8/50	0/33	14/66	21/64	0/42	99/31
MA5-151-C	50/22	0/61	2/69	7/51	0/25	14/82	22/63	0/27	98/99
MA5-152-R	50/22	0/75	2/67	9/50	0/32	13/95	21/71	0/35	99/47
MA5-153-C	50/14	0/68	2/66	10/11	0/41	14/27	20/93	0/40	99/59
MA5-154-R	47/25	1/05	5/60	8/08	0/09	13/65	22/54	0/30	98/55
MA5-155-R	46/78	0/93	5/21	7/94	0/16	13/74	23/09	0/29	98/12
MA5-156-C	51/30	0/46	3/95	6/02	0/12	15/08	21/01	0/47	98/41
MA11-175-R	48/70	0/78	3/82	8/26	0/18	14/53	23/11	0/36	99/75
MA11-176	46/53	1/43	5/84	9/94	0/27	13/38	21/76	0/45	99/60
MA11-177-R	48/15	1/10	5/60	8/96	0/23	13/25	22/04	0/45	99/79
MA11-178-C	49/82	0/85	3/54	8/38	0/29	14/36	22/20	0/44	99/88
MA11-179	48/87	0/85	4/00	8/38	0/17	14/25	22/87	0/32	99/72
MA11-180-R	50/06	0/84	3/70	8/44	0/21	14/56	22/70	0/36	100/87
MA11-181-C	50/41	0/71	3/12	8/03	0/27	14/85	22/44	0/31	100/14
MA11-182-R	48/92	0/91	4/72	8/36	0/21	13/77	22/68	0/38	99/94
MA11-183-C	50/44	0/68	2/73	7/94	0/25	14/84	22/80	0/25	99/93
MA11-184-R	49/22	0/84	3/84	8/09	0/24	14/63	22/66	0/37	99/87
MA11-185-C	49/61	0/92	4/15	8/23	0/27	14/33	22/82	0/40	100/73
MA11-186-R	49/00	1/01	4/30	8/41	0/21	14/14	21/77	0/43	99/26
MA11-187-C	50/39	0/73	3/10	6/45	0/24	14/70	22/83	0/37	98/81
MA11-188	50/32	0/66	2/96	7/68	0/35	13/84	22/72	0/33	98/87
MA11-189-R	49/69	0/83	3/83	8/13	0/14	14/49	22/73	0/38	100/22
MA11-190-R	49/77	0/78	3/79	7/85	0/24	13/92	22/56	0/36	99/27
MA11-191-C	49/35	0/87	4/13	6/74	0/10	14/08	22/77	0/34	98/38
MA11-192	50/18	0/69	4/57	8/30	0/15	14/01	21/91	0/47	100/28
MA12-193-R	49/067	0/879	4/328	7/785	0/21	13/938	22/026	0/302	98/54
MA12-194-C	49/81	0/765	3/936	7/731	0/221	14/155	22/096	0/347	99/06
MA12-195-R	49/172	0/538	4/325	8/202	0/175	14/026	21/934	0/395	98/77

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA12-197-R	50/065	0/711	3/925	8/082	0/136	14/172	22/017	0/363	99/47
MA12-198-C	51/28	0/543	2/627	7/78	0/209	14/923	22/045	0/341	99/75
MA12-199-R	49/885	0/805	3/904	7/867	0/183	14/171	22/282	0/361	99/46
MA12-200-C	51/046	0/622	2/814	8/056	0/275	14/922	21/875	0/394	100/00
MA12-201-R	50/419	0/762	3/924	7/63	0/201	14/223	22/271	0/337	99/77
MA12-202-C	49/025	0/813	3/496	8/458	0/298	13/836	22/046	0/394	98/37
MA12-203-R	49/335	0/803	4/196	7/747	0/165	14/207	22/394	0/353	99/20
MA12-204-C	50/492	0/733	2/893	8/17	0/353	13/831	22/097	0/37	98/94
MA12-205-R	49/767	0/851	3/538	7/424	0/212	14/025	22/516	0/319	98/65
MA12-206-C	50/93	0/691	2/992	7/819	0/309	14/46	22/422	0/327	99/95
MA12-207-R	49/333	0/807	4/355	7/84	0/188	14/121	22/273	0/286	99/20
MA12-208-C	49/54	0/726	3/931	7/803	0/203	14/181	22/377	0/333	99/09
MA12-209-M	50/491	0/687	3/698	7/928	0/224	14/436	22/049	0/364	99/88
MA12-210-R	49/804	0/757	3/815	7/497	0/178	14/141	22/603	0/353	99/15
MA12-211-C	49/823	0/849	3/346	8/405	0/294	14/207	21/942	0/354	99/22
MA12-212-R	49/678	0/734	3/747	7/826	0/194	14/334	22/456	0/267	99/24
MA12-213-C	50/315	0/716	3/374	7/831	0/268	14/506	21/994	0/353	99/36
MA12-214-R	50/669	0/693	3/782	7/328	0/137	14/434	22/132	0/363	99/54
MA12-252-C	50/493	0/524	2/925	7/283	0/203	14/645	21/964	0/307	98/34
MA2-253-C	48/847	0/668	4/289	8/63	0/315	13/538	21/863	0/412	98/56
MA2-254-R	50/244	0/808	3/691	8/535	0/295	13/678	21/942	0/386	99/58
MA2-255-M	51/008	0/681	3/356	8/513	0/22	14/026	21/811	0/382	100/00
MA2-256-C	49/652	0/603	3/714	8/085	0/231	13/926	22/032	0/352	98/60
MA2-257-R	50/094	0/803	4/141	8/75	0/161	13/356	21/724	0/367	99/40
MA2-258-M	50/412	0/837	3/989	8/434	0/282	13/498	21/822	0/363	99/64
MA2-259-M	50/804	0/886	3/671	8/449	0/307	13/718	22/012	0/337	100/18
MA2-260-M	50/248	0/765	3/487	8/523	0/284	13/797	21/962	0/445	99/51
MA2-261-C	50/677	0/719	3/528	8/308	0/241	13/657	22/173	0/4	99/70
MA2-262-C	50/837	0/647	3/479	8/729	0/264	13/78	21/324	0/449	99/51
MA2-263-M	51/16	0/622	3/025	8/518	0/229	14/126	21/945	0/334	99/96
MA2-264-M	51/091	0/679	3/037	9/181	0/312	14/074	21/793	0/378	100/55
MA2-265-M	49/057	0/839	3/651	8/454	0/277	13/623	21/84	0/351	98/09
MA2-266-R	50/297	0/863	3/855	8/664	0/278	13/438	21/812	0/356	99/56
MA2-267-R	49/735	0/853	3/846	9/294	0/289	13/376	21/748	0/451	99/59
MA2-268-M	50/148	0/745	3/54	8/679	0/273	13/751	21/655	0/441	99/23
MA2-269-M	50/352	0/629	4/184	7/676	0/157	14/358	22/363	0/353	100/07
MA2-270-M	49/218	0/906	4/884	8/259	0/237	13/333	22/147	0/483	99/47
MA2-271-C	49/563	0/84	4/284	8/739	0/256	13/02	21/895	0/385	98/98
MA2-272-C	50/176	0/668	3/749	9/042	0/275	13/736	21/235	0/392	99/27
MA2-309-C	49/549	0/888	4/002	8/778	0/238	13/761	21/287	0/425	98/93

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA1-311-C	49/925	0/915	4/092	8/712	0/208	13/611	22/182	0/353	100/00
MA1-312-R	49/681	0/708	3/839	8/772	0/254	13/924	21/625	0/479	99/28
MA1-313-C	50/33	0/699	3/367	8/492	0/21	14/137	21/994	0/385	99/61
MA1-314-R	49/834	0/79	4/057	8/461	0/253	13/69	21/895	0/475	99/46
MA1-315-C	50/224	0/69	3/455	8/651	0/228	13/986	21/78	0/429	99/44
MA1-316-R	50/176	0/853	3/87	8/645	0/236	13/713	21/79	0/439	99/72
MA1-317-C	49/951	0/763	3/88	9/063	0/252	13/709	21/369	0/471	99/46
MA1-318-R	50/254	0/743	3/489	8/111	0/298	13/821	22/005	0/359	99/08
MA1-319-M	49/994	0/68	4/006	8/939	0/252	13/719	21/036	0/423	99/05
MA1-320-C	50/466	0/675	3/246	8/295	0/29	13/905	21/73	0/433	99/04
MA1-321-R	50/112	0/82	3/802	8/385	0/229	13/697	21/645	0/348	99/04
MA1-322-C	49/341	0/859	4/637	9/045	0/318	13/582	20/908	0/527	99/22
MA1-323-R	50/271	0/727	3/378	8/234	0/233	14/194	21/723	0/413	99/17
MA1-324-C	49/393	0/862	4/327	8/699	0/294	13/575	21/69	0/454	99/29
MA1-325-R	49/636	0/759	3/661	8/674	0/294	13/591	21/941	0/328	98/88
MA1-326-C	48/859	1/182	4/439	8/701	0/233	13/24	21/801	0/431	98/89
MA1-327-R	50/227	0/815	3/933	8/585	0/171	13/406	22/487	0/343	99/97
MA1-328-C	49/66	1/04	3/983	8/914	0/217	13/52	22/185	0/441	99/96
MA1-329-R	50/117	0/987	3/703	8/36	0/273	13/779	22/183	0/406	99/81
MA1-330-C	50/63	0/707	3/35	8/123	0/233	13/944	21/924	0/458	99/37
MA1-331-R	50/485	0/853	3/308	8/666	0/273	13/293	21/898	0/414	99/19
MA1-332-M	50/098	0/742	3/879	8/887	0/219	13/431	21/407	0/453	99/12
MA1-333-C	49/904	0/699	3/745	7/99	0/23	13/607	22/215	0/381	98/77
MA1-334-R	49/787	0/739	3/904	8/663	0/32	13/494	21/567	0/334	98/81
MA1-335-M	50/38	0/761	3/681	8/27	0/24	14/05	22/419	0/398	100/20
MA1-336-C	49/569	0/764	4/185	7/914	0/248	13/292	22/028	0/411	98/41
MA1-337-R	49/929	0/654	3/712	8/716	0/303	13/54	21/765	0/451	99/07
MA1-338-C	50/193	0/753	3/925	8/876	0/26	13/753	21/948	0/385	100/09
MA16-354	47/282	1/586	5/926	8/872	0/274	12/98	21/715	0/415	99/05
MA16-355	49/586	0/847	4/121	7/765	0/208	14/25	21/812	0/356	98/95
MA16-356	46/995	1/526	5/961	8/783	0/24	12/762	21/635	0/384	98/29
MA16-357	45/734	1/34	6/763	9/363	0/254	12/545	21/648	0/412	98/06
MA16-358	48/672	1/148	5/227	8/552	0/348	13/516	22/188	0/439	100/09
MA16-359	50/925	0/712	2/753	8/385	0/227	15/035	21/996	0/301	100/33
MA16-360	49/234	0/954	4/04	9/251	0/329	14/505	19/839	0/436	98/59
MA16-361	48/064	1/537	5/603	9/178	0/295	13/274	21/863	0/489	100/30
MA14-362-R	48/994	1/005	4/649	7/995	0/252	13/569	22/216	0/379	99/06
MA14-363-C	49/346	0/723	4/182	7/293	0/209	13/96	22/45	0/449	98/61
MA14-364-C	49/933	0/802	4/161	7/361	0/155	13/811	22/125	0/399	98/75
MA14-365	49/438	0/794	4/525	7/566	0/215	14/075	22/138	0/382	99/13

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	Total
MA14-367	49/803	0/715	4/281	7/146	0/162	14/164	22/292	0/382	98/95
MA14-368	49/176	0/861	4/632	7/554	0/252	13/779	22/281	0/382	98/92
MA14-369	48/711	0/968	4/416	7/819	0/207	13/852	21/922	0/408	98/30
MA14-370	49/009	0/989	4/549	7/56	0/24	13/978	22/138	0/411	98/87
MA14-371	49/475	0/562	4/428	7/061	0/181	14/151	21/799	0/343	98/00
MA14-372	54/57	0/575	10/35	5/977	0/255	8/131	14/171	3/332	97/36
MA14-373	49/315	0/807	4/296	7/22	0/199	13/898	22/18	0/329	98/24
MA14-374	48/883	2/067	10/043	9/139	0/341	8/009	19/011	2/283	99/78
MA14-375-R	48/737	0/91	5/12	7/784	0/159	13/36	22/104	0/415	98/59
MA14-376-M	49/709	0/623	3/794	7/423	0/178	13/971	22/382	0/37	98/45
MA14-377-M	50/071	0/633	3/418	7/265	0/264	14/61	21/359	0/319	97/94
MA14-378-M	50/756	0/678	3/53	7/025	0/246	14/523	22/521	0/41	99/69
MA14-379-C	50/761	0/631	3/387	7/316	0/276	14/713	21/68	0/376	99/14
MA14-380-M	50/52	0/625	3/34	7/447	0/17	14/631	22/683	0/359	99/78
MA14-381-M	50/629	0/677	3/497	5/808	0/151	14/578	22/599	0/379	98/32
MA15-403-C	49/679	0/728	3/815	6/386	0/217	14/571	22/315	0/373	98/08
MA15-404	49/952	0/678	3/943	6/348	0/132	14/278	22/441	0/401	98/17
MA15-405-G	46/721	1/582	6/457	8/281	0/294	12/646	21/716	0/386	98/08
MA15-406-G	48/946	1/222	5/364	7/212	0/32	13/353	21/792	0/418	98/63
MA15-407-G	48/224	1/065	5/265	8/492	0/339	12/93	22/005	0/474	98/79
MA15-408-R	48/363	0/769	4/123	7/434	0/226	14/529	22/413	0/413	98/27
MA15-409-M	50/044	0/714	3/812	7/314	0/216	14/624	22/359	0/333	99/42
MA15-410-M	48/657	0/701	3/445	7/504	0/205	14/659	22/565	0/34	98/08
MA15-411-M	50/129	0/609	3/383	7/209	0/168	14/745	22/306	0/354	98/90
MA15-412-C	49/99	0/532	3/055	6/998	0/282	14/519	22/395	0/328	98/10
MA15-413-R	49/651	0/975	5/02	8/451	0/204	13/595	21/863	0/385	100/14
MA15-414-C	49/789	0/85	4/755	8/109	0/147	13/877	22/405	0/391	100/32
MA15-415-R	49/569	0/893	4/888	7/85	0/228	14/025	21/986	0/428	99/87
MA15-416-C	49/396	0/857	4/871	7/938	0/193	14/042	22/244	0/35	99/89
MA15-417-R	50/851	0/728	4/027	7/303	0/185	14/075	22/422	0/335	99/93
MA15-418-C	49/23	1/018	5/044	7/742	0/208	13/736	22/231	0/387	99/60
MA15-419-G	48/213	1/493	5/911	9/008	0/345	12/539	22/091	0/377	99/98
MA15-420-G	47/847	1/54	6/399	9/027	0/387	12/841	21/884	0/327	100/25
MA15-421-G	47/722	1/456	6/421	9/062	0/232	12/922	21/997	0/416	100/23
MA15-422-R	50/638	0/731	3/506	7/438	0/218	14/732	22/428	0/365	100/06
MA15-423-C	50/557	0/648	3/602	7/4	0/233	14/711	22/349	0/344	99/84

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه عباس آباد.

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA1-309-R	64/56	0/12	19/65	0/27	1/13	0	5/20	8/05	99/01
MA1-310-C	50/11	0/073	30/94	0/56	13/99	0/01	3/14	0/40	99/27
MA1-311-R	65/21	0/09	19/56	0/27	1/03	0	5/13	8/14	99/47
MA1-312-C	52/36	0/05	29/00	0/68	12/43	0/06	4/01	0/49	99/11
MA1-313-ab	63/65	0/09	19/73	0/23	1/31	0/00	4/8	8/19	98/07
MA1-314-R	64/50	0/10	19/57	0/30	1/20	0	4/96	8/36	99/02
MA1-315-C	53/26	0/07	28/38	0/62	11/54	0/04	4/26	0/56	98/76
MA1-316-R	64/73	0/1	19/75	0/36	1/28	0/02	4/97	8/34	99/61
MA1-317-R	64/47	0/032	19/89	0/35	1/24	0/01	4/95	8/29	99/27
MA1-318-C	53/12	0	28/87	0/57	12/15	0/03	4/17	0/36	99/32
MA1-319-R	64/63	0/11	19/27	0/25	1/08	0/00	5/18	8/25	98/81
MA1-320-C	52/65	0/03	29/03	0/53	11/87	0/02	3/96	0/62	98/75
MA1-321-C	64/76	0/08	19/93	0/31	1/50	0	5/20	7/82	99/63
MA1-322-R	63/99	0/06	19/76	0/22	1/46	0	5/42	7/78	98/72
MA1-323-C	55/23	0/05	27/44	0/51	10/59	0/04	5/01	0/73	99/63
MA1-324-R	65/34	0/07	19/16	0/27	0/89	0	5/29	8/28	99/34
MA1-325-C	53/30	0/05	28/58	0/54	11/90	0/05	4/05	0/96	99/47
MA1-326-R	64/74	0/11	19/74	0/30	1/35	0	5/67	7/39	99/33
MA1-327-C	51/46	0/01	29/36	0/65	12/88	0/05	3/78	0/37	98/59
MA1-328-R	51/00	0	30/59	0/62	13/86	0/03	3/15	0/35	99/64
MA1-330-R	64/86	0/09	19/29	0/32	1/02	0/01	4/96	8/59	99/19
MA2-228-R	53/63	0/05	28/63	0/63	11/68	0/01	4/42	0/33	99/43
MA2-229-C	53/95	0/07	28/60	0/55	11/61	0/06	4/4	0/68	99/99
MA2-230-R	64/74	0/09	19/48	0/20	1/2	0/02	5/32	8/11	99/19
MA2-231-C	53/65	0/05	28/33	0/56	11/23	0/05	4/26	0/60	98/77
MA2-232-R	53/14	0/04	28/87	0/73	11/63	0/05	4/28	0/30	99/08
MA2-233	65/26	0/10	20/24	0/24	1/40	0	6/05	6/52	99/85
MA2-234-R	53/73	0/06	28/93	0/67	11/93	0/05	4/34	0/34	100/08
MA2-235-M	49/44	0/00	31/51	0/68	15/02	0/08	2/72	0/24	99/73
MA2-236-M	50/21	0/00	30/9	0/64	14/90	0/08	2/82	0/32	99/97
MA2-237-M	53/74	0	28/34	0/776	11/53	0/06	4/00	1/14	99/61
MA2-238-C	52/34	0/04	29/61	0/65	12/84	0/09	3/65	0/6	99/84
MA2-239	64/70	0/10	19/76	0/25	1/278	0	5/76	7/04	98/92
MA2-240	65/36	0/12	20/00	0/33	1/29	0	5/75	7/45	100/32
MA2-241	64/47	0/14	20/04	0/34	1/13	0/06	5/63	7/15	99/00
MA2-242	65/46	0/06	19/4	0/21	0/88	0/02	5/44	8/08	99/59
MA2-243-R	53/60	0/06	28/09	0/60	11/3	0/05	4/30	0/68	98/80

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA2-246-M	53/17	0/01	28/80	0/64	11/95	0/06	3/86	0/94	99/46
MA2-247-C	64/84	0/11	20/21	0/23	1/65	0	6/03	6/66	99/82
MA2-248-R	52/36	0	29/60	0/81	12/56	0/05	3/93	0/36	99/71
MA2-249-C	52/8	0/05	29/24	0/59	12/41	0/04	4/02	0/37	99/57
MA2-301	52/14	0/079	29/97	0/54	12/9	0/04	3/67	0/48	99/85
MA2-302	52/07	0/081	29/5	0/57	12/74	0/02	3/67	0/43	99/13
MA2-303	52/64	0/03	28/58	0/615	12/09	0/02	4/17	0/47	98/65
MA2-304	51/88	0/016	29/40	0/6	13/13	0/04	3/59	0/52	99/25
MA2-305-R	64/6	0/108	20/05	0/36	1/45	0	5/01	7/69	99/32
MA2-306-M	53/60	0/057	28/52	0/55	11/60	0/03	4/16	0/77	99/32
MA2-307-M	52/92	0/052	29/34	0/63	12/52	0/08	4/03	0/49	100/10
MA2-308-C	53/39	0/0	29/23	0/65	11/9	0/07	4/05	0/61	100/01
MA3-1-R	55/98	0/00	26/81	0/57	9/38	0/02	5/70	0/79	99/25
MA3-2-C	53/55	0/08	27/41	0/77	11/29	0/07	4/57	0/68	98/40
MA3-3-R	54/45	0/01	27/43	0/77	10/46	0/07	4/28	0/94	98/41
MA3-4-C	55/22	0/04	27/20	0/68	10/17	0/02	4/84	0/94	99/11
MA3-5-C	55/00	0/02	27/44	0/75	10/47	0/07	4/63	1/04	99/42
MA3-6-R	54/76	0/08	27/45	0/80	9/90	0/05	4/61	1/01	98/66
MA3-7-C	54/83	0/08	27/98	0/59	10/13	0/09	4/85	0/94	99/48
MA3-8-C	54/76	0/03	27/74	0/56	10/63	0/05	4/56	1/04	99/38
MA3-9-C	55/47	0/09	26/57	0/56	9/22	0/07	5/32	0/78	98/08
MA3-10-R	54/35	0/10	27/41	0/70	10/39	0/06	4/84	0/96	98/81
MA3-11-C	54/31	0/05	27/08	0/69	10/34	0/05	4/85	1/09	98/45
MA3-12-R	54/15	0/06	27/22	0/73	9/89	0/05	4/99	1/13	98/22
MA3-13-R	55/82	0/08	25/63	0/75	8/81	0/02	4/87	2/31	98/30
MA3-14-R	55/15	0/05	27/60	0/64	10/09	0/06	4/85	0/95	99/38
MA3-15-M	54/59	0/06	27/90	0/75	10/67	0/07	4/59	0/99	99/63
MA3-16-M	54/31	0/06	28/01	0/62	11/14	0/04	4/49	0/91	99/56
MA3-17-M	56/17	0/05	26/41	0/54	9/58	0/07	5/19	0/60	98/62
MA3-18-M	55/71	0/04	27/09	0/49	9/67	0/03	4/42	0/66	98/11
MA3-19-M	54/63	0/06	28/27	0/73	10/95	0/07	4/68	0/97	100/35
MA5-178-R	52/63	0/03	28/84	0/70	12/1	0/07	4/26	0/81	99/46
MA5-179-C	54/09	0/06	27/54	0/55	9/75	0/03	4/86	1/12	98/03
MA5-180-C	54/96	0/09	27/19	0/60	10/2	0/07	4/73	1/28	99/22
MA5-181-C	54/62	0/06	27/08	0/56	9/79	0/07	4/90	1/45	98/56
MA5-182-R	55/44	0/02	26/55	0/61	9/51	0/04	4/93	1/23	98/36
MA5-183-R	53/72	0/09	27/67	0/7	10/80	0/07	4/65	1/09	98/85
MA5-184-C	55/45	0/07	27/15	0/438	9/61	0/00	5/44	1/15	99/34
MA5-185-C	54/12	0/04	27/13	0/67	10/5	0/06	4/47	1/20	98/23
MA8-131-R	64/75	0/06	19/67	0/21	0/98	0/00	4/62	8/82	99/10

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA8-133-R	64/44	0/00	18/65	0/13	0/19	0/00	1/38	14/58	99/36
MA8-134-M	65/46	0/08	19/40	0/18	0/90	0/00	4/85	8/91	99/79
MA8-135-M	64/71	0/05	19/36	0/23	1/06	0/00	4/90	8/70	99/00
MA8-136-M	65/40	0/03	19/50	0/27	0/84	0/01	4/27	9/80	100/12
MA8-137-C	65/12	0/03	19/08	0/22	0/70	0/00	3/58	10/90	99/63
MA8-138-R	65/31	0/06	19/24	0/17	0/87	0/00	4/79	8/99	99/42
MA8-139-M	64/94	0/02	19/46	0/20	0/79	0/00	4/24	10/03	99/68
MA8-140-M	65/13	0/03	19/44	0/05	0/72	0/00	6/75	6/22	98/33
MA8-141-C	64/94	0/05	19/32	0/17	0/85	0/00	4/37	9/50	99/20
MA8-142-R	65/40	0/00	18/74	0/18	0/22	0/00	3/12	11/71	99/39
MA8-143-C	66/40	0/03	19/14	0/24	0/61	0/00	7/65	4/30	98/36
MA8-144-R	65/30	0/05	19/16	0/21	0/68	0/00	4/29	9/85	99/54
MA8-145-R	65/75	0/07	19/30	0/25	0/67	0/00	4/37	9/92	100/32
MA8-146-M	65/37	0/09	19/16	0/11	0/74	0/00	4/20	9/81	99/48
MA8-147-C	64/89	0/08	19/28	0/24	0/75	0/00	4/26	9/90	99/38
MA8-148-R	59/26	0/02	24/80	0/31	7/24	0/00	6/45	1/42	99/50
MA8-149-C	57/40	0/01	26/29	0/40	8/39	0/01	6/00	1/09	99/59
MA8-150-R	60/90	0/00	24/02	0/38	5/58	0/00	7/18	1/29	99/34
MA8-151-C	59/40	0/03	24/09	0/60	6/44	0/26	6/36	1/43	98/61
MA8-152-R	59/34	0/03	24/59	0/33	7/15	0/01	6/27	1/63	99/35
MA8-153-M	58/76	0/04	25/67	0/34	7/54	0/02	6/27	1/45	100/09
MA9-38-C	54/30	0/09	27/82	0/73	10/70	0/05	4/58	1/16	99/44
MA9-39-C	55/30	0/03	27/41	0/60	10/47	0/09	4/77	1/27	99/94
MA9-40-R	58/55	0/01	25/35	0/48	6/91	0/05	6/38	1/15	98/88
MA9-41-C	55/29	0/06	27/20	0/63	10/26	0/06	4/72	1/19	99/40
MA9-42-R	54/84	0/02	27/15	0/56	9/77	0/04	4/89	1/18	98/46
MA9-43-C	60/54	0/01	23/53	0/30	5/58	0/01	7/40	0/72	98/09
MA9-44-R	55/03	0/07	27/16	0/63	10/30	0/08	4/59	1/29	99/13
MA9-45-C	54/82	0/06	27/67	0/56	10/56	0/07	4/57	1/21	99/51
MA9-46-R	54/90	0/04	27/11	0/54	10/20	0/06	4/63	1/39	98/86
MA9-47-M	55/00	0/07	26/93	0/64	9/85	0/04	4/89	1/47	98/89
MA9-48-M	55/12	0/05	27/37	0/65	10/22	0/06	4/74	1/04	99/23
MA9-49-M	55/36	0/01	26/66	0/58	9/89	0/05	4/92	1/39	98/87
MA9-50-M	55/33	0/00	27/20	0/58	10/14	0/07	4/81	1/41	99/54
MA9-51-M	55/23	0/03	26/90	0/70	9/92	0/05	4/67	1/41	98/89
MA9-52-M	55/33	0/09	27/54	0/60	10/42	0/03	4/56	1/23	99/79
MA9-53-M	55/00	0/00	26/81	0/79	10/00	0/05	4/76	1/33	98/75
MA9-54-R	55/66	0/05	27/30	0/57	10/30	0/05	4/77	1/31	100/01
MA9-55-C	54/99	0/03	27/22	0/51	10/09	0/04	4/65	1/29	98/81
MA9-56-R	55/79	0/06	26/84	0/64	9/74	0/06	4/84	1/43	99/39

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA9-58-R	63/23	0/10	19/41	0/41	0/74	0/03	3/97	10/19	98/08
MA9-59-C	53/42	0/00	28/48	0/80	11/82	0/04	4/24	0/62	99/42
MA9-60-R	55/68	0/06	25/53	1/04	8/66	0/84	5/16	1/24	98/21
MA9-80-R	55/49	0/06	27/35	0/66	10/22	0/07	5/09	1/00	99/93
MA10-81-R	66/15	0/11	19/27	0/08	0/45	0/01	6/84	6/18	99/09
MA10-82-M	65/16	0/03	19/08	0/05	0/46	0/00	4/74	8/96	98/49
MA10-83-M	64/36	0/09	19/25	0/19	0/87	0/00	4/19	9/82	98/75
MA10-84-M	64/78	0/14	19/44	0/23	0/97	0/02	4/58	9/26	99/40
MA10-85-C	64/92	0/09	19/08	0/20	0/87	0/01	4/25	9/59	99/00
MA10-86-M	64/29	0/07	19/56	0/13	1/00	0/01	4/24	9/58	98/86
MA10-87-M	65/04	0/06	19/02	0/20	0/85	0/01	4/22	9/86	99/27
MA10-88-R	65/88	0/05	19/61	0/20	0/89	0/00	7/73	4/54	98/90
MA10-89-R	57/39	0/02	26/07	0/33	8/77	0/01	5/69	0/92	99/20
MA10-90-C	57/40	0/03	25/89	0/34	8/62	0/00	5/92	0/88	99/07
MA10-91-R	64/99	0/08	18/79	0/13	0/66	0/00	2/83	11/38	98/85
MA10-92-M	65/29	0/07	19/05	0/21	0/81	0/00	4/61	9/18	99/22
MA10-93-M	64/85	0/04	19/22	0/13	0/83	0/00	4/19	9/95	99/21
MA10-94-M	64/77	0/03	19/10	0/17	0/93	0/02	4/15	9/75	98/91
MA10-95-M	64/71	0/07	18/86	0/17	0/72	0/00	3/94	10/36	98/82
MA10-96-M	64/57	0/05	19/00	0/12	0/67	0/00	3/87	10/31	98/59
MA10-97-M	64/74	0/00	18/75	0/11	0/49	0/01	2/78	12/08	98/96
MA10-98-R	59/16	0/06	24/23	0/45	6/53	0/13	7/07	0/77	98/40
MA10-99-C	56/59	0/01	26/91	0/37	9/38	0/02	5/71	0/65	99/64
MA10-100-C	55/90	0/05	26/66	0/41	9/40	0/00	5/66	0/67	98/75
MA10-101-C	64/83	0/10	18/98	0/29	0/96	0/00	4/38	9/28	98/81
MA11-186-C	47/33	0/07	33/10	0/81	16/60	0/02	2/07	0/16	100/19
MA11-187-R	45/89	0/03	33/37	0/65	16/82	0/04	1/71	0/13	98/64
MA11-188-C	46/07	0/04	32/58	0/71	17/29	0/11	1/70	0/12	98/65
MA11-189-C	54/41	0/01	27/23	1/10	9/44	0/32	5/64	0/53	98/72
MA11-190-R	48/53	0/00	31/94	0/69	15/93	0/03	2/52	0/21	99/89
MA11-191-R	47/4	0/02	32/70	0/69	16/64	0/02	2/13	0/16	99/88
MA11-192-C	47/61	0	32/78	0/78	16/35	0/02	2/14	0/21	99/92
MA12-193-R	48/17	0/04	31/98	0/82	15/69	0/031	2/25	0/19	99/20
MA12-194-C	46/42	0/04	32/99	0/66	16/92	0/06	1/73	0/13	98/99
MA12-195-R	47/64	0	32/54	0/76	16/08	0/071	2/17	0/15	99/43
MA12-196-C	47/73	0	32/26	0/83	16/09	0/03	2/12	0/15	99/25
MA12-197-R	57/60	0/12	25/52	0/85	7/87	0/19	6/49	0/79	99/47
MA12-198-C	47/52	0/03	32/41	0/73	16/18	0/09	2/07	0/19	99/25
MA12-199-C	47/23	0	32/86	0/69	16/76	0/07	1/85	0/17	99/66
MA12-200-C	47/04	0/05	32/69	0/73	16/15	0/02	1/96	0/17	98/84

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA12-202	48/13	0/04	31/72	0/64	15/53	0/09	2/53	0/16	98/88
MA12-203	48	0/06	31/58	0/7	15/56	0/08	2/23	0/20	98/53
MA12-204-G	54/03	0/04	28/11	0/93	11/08	0/07	4/85	0/28	99/43
MA12-205	54/66	0/10	27/7	0/77	10/7	0/05	5/10	0/31	99/55
MA12-207	63/71	0/09	19/44	0/23	0/89	0	3/10	11/10	98/59
MA12-208	64/32	0/18	19/42	0/4	1/01	0	4/05	9/70	99/16
MA12-209	63/32	0/06	20/06	0/29	0/75	0/08	5/62	8/33	98/55
MA12-210	63/67	0/04	19/14	0/58	0/66	0/58	1/51	13/2	99/43
MA12-211	64/74	0/15	19/17	0/37	0/75	0	4/49	9/59	99/28
MA12-217	64/21	0/12	19/18	0/39	0/7	0	4/00	10/14	98/86
MA14-406-G	51/74	1/99	10/24	8/05	15/29	5/80	3/10	2/05	98/30
MA14-407	58/99	0/03	25/09	0/19	6/39	0	8/54	0/15	99/41
MA14-409	50/58	0	30	0/791	12/56	0/27	3/99	0/10	98/32
MA14-410	50/62	0/05	32/8	0/66	13/35	0/08	2/53	0/84	101/01
MA15-411	47/59	0/0	32/66	0/66	15/90	0/03	2/27	0/13	99/27
MA15-412	48/52	0/01	32/54	0/73	15/99	0/01	2/24	0/13	100/22
MA14-413	57/83	0/02	26/27	0/40	6/49	0/03	6/65	0/95	98/67
MA14-414	66/26	0/04	19/74	0/29	1/32	0/02	7/98	3/88	99/56
MA14-415	51/87	0/04	29/60	0/69	12/37	0/06	3/95	0/32	98/94
MA14-416-C	57/18	0/03	25/07	0/90	7/63	0/25	5/99	1/13	98/22
MA14-417	64/78	0/02	18/18	0/10	0	0/00	0/3	16/26	99/66
MA14-418	52/16	0/04	29/19	0/85	12/11	0/02	4/20	0/25	98/87
MA14-419	64/64	0/15	18/81	0/39	0/68	0/00	4/07	10/02	98/80
MA14-420-C	51/48	0/06	30/26	0/60	12/29	0/01	3/58	0/14	98/45
MA14-421-R	49/50	0/04	31/82	0/67	14/72	0/03	2/53	0/49	99/84
MA14-422-C	50/15	0/03	30/50	0/47	13/56	0/03	3/51	0/22	98/50
MA14-423-C	48/01	0/06	31/86	0/55	15/90	0/01	2/26	0/12	98/82
MA14-424-C	47/91	0/04	32/37	0/67	15/92	0/04	2/26	0/18	99/43
MA14-425	48/92	0/03	31/01	0/41	14/38	0/05	2/96	0/16	97/96
MA14-426	49/33	0/07	31/04	0/51	14/31	0/01	3/04	0/19	98/53
MA14-427	50/45	0/006	31/13	0/51	14/63	0/04	3/04	0/18	100/02
MA15-428-R	50/78	0/02	29/91	0/47	12/75	0	4/11	0/08	98/15
MA15-429-C	46/72	0/025	33/36	0/61	17/09	0/03	1/53	0/10	99/50
MA15-430	48/25	0/037	32/17	0/60	15/39	0/06	2/42	0/09	99/06
MA15-431	48/73	0/05	32/22	0/71	15/84	0/09	2/02	0/12	99/81
MA15-432	48/90	0	31/67	0/74	15/10	0/03	2/64	0/14	99/26
MA15-433	50/31	0/03	30/71	0/41	13/29	0/40	3/24	0/13	98/56
MA15-434	51/11	0/022	30/02	0/56	13/45	0/03	3/34	0/13	98/71
MA15-435	48/11	0/0	31/80	0/55	15/14	0/05	2/76	0/13	98/60
MA15-436	47/95	0	32/09	0/68	15/43	0	2/45	0/08	98/70

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	Total
MA15-438-R	48/0	0/06	32/98	0/74	16/40	0/02	1/82	0/18	100/25
MA15-439-C	47/40	0/0	33/05	0/64	16/51	0/041	1/89	0/11	99/70
MA15-440	45/52	0/02	33/34	0/68	16/76	0/03	1/75	0/11	98/26
MA15-441	47/23	0/00	33/36	0/80	16/78	0	1/63	0/12	99/96
MA15-442-C	48/37	0/04	31/38	0/65	15/34	0/03	2/70	0/23	98/79
MA15-443	51/27	0/03	30/45	0/69	13/98	0/03	3/41	0/27	100/17
MA15-444-C	45/99	0	32/90	0/60	16/54	0/03	1/84	0/15	98/10
MA15-445-R	51/17	0/05	30/42	0/70	13/71	0/04	3/29	0/32	99/75
MA15-446-C	48/47	0	32/41	0/71	15/27	0/0	2/45	0/18	99/53
MA15-447	47/3	0/02	33/10	0/64	16/65	0/05	1/85	0/09	99/77
MA16-363-R	49/34	0/02	30/55	0/64	14/40	0/02	3/05	0/31	98/40
MA16-364-C	47/65	0/03	32/72	0/60	16/33	0/07	2/01	0/15	99/57
MA16-365-R	48/79	0	32/00	0/80	15/55	0/4	2/35	0/21	99/77
MA16-366-C	47/46	0/04	33/18	0/59	17/08	0/69	1/77	0/18	100/41
MA16-367-R	48/28	0/05	32/40	0/74	16/34	0/35	2/21	0/19	100/28
MA16-368-C	47/78	0/01	32/31	0/55	16/03	0/51	2/01	0/19	98/97
MA16-369	47/55	0/01	32/84	0/6	16/62	0/26	2/05	0/15	99/94
MA16-370	47/24	0/04	32/23	0/70	16/28	0/82	1/96	0/21	98/73
MA16-371	47/18	0/04	32/58	0/64	15/3	0/81	2/01	0/19	98/58
MA16-372	47/40	0/01	32/35	0/68	16/75	0/42	2/19	0/24	99/01
MA16-373-R	50/03	0/04	30/57	0/75	13/51	0/88	3/46	0/43	98/75
MA16-374-C	46/04	0/06	32/72	0/68	16/76	0/47	1/95	0/16	98/26
MA16-375-R	52/53	0/04	29/13	0/81	12/51	0/36	4/33	0/36	99/53
MA16-376-C	47/13	0/03	33/13	0/63	16/08	0/42	1/90	0/16	99/56
MA16-377	50/28	0/04	29/97	0/77	13/36	0/98	3/23	0/40	98/65
MA16-378	47/34	0/02	31/78	0/65	16/16	0/93	2/20	0/20	98/33
MA16-379	50/83	0/04	30/46	0/61	13/06	0/02	3/49	0/4	99/18
MA16-380	47/45	0/07	32/05	0/63	16/65	0/03	2/17	0/19	98/70
MA16-381	49/11	0	31/12	0/67	14/76	0/04	2/71	0/3	98/73
MA16-382	48/14	0	31/65	0/61	15/30	0/08	2/5	0/27	98/62
MA16-383	47/16	0/03	32/82	0/60	16/26	0/06	1/76	0/17	98/87

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی بر روی کانی‌های کدر منطقه عباس آباد.

Point	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Total
MA5-1	0/42	14/16	0/91	84/01	1/71	0/13	0/30	101/65
MA5-2	1/58	10/80	0/69	85/67	3/38	0/07	1/47	103/67
MA5-3	2/69	13/06	0/83	83/63	2/76	0/04	2/45	105/47
MA5-4	2/20	9/37	0/80	86/00	3/34	0/04	1/88	103/61
MA5-5	3/04	8/24	0/54	89/42	0/74	0/07	2/96	105/00
MA5-6	2/40	8/76	0/51	88/88	0/52	0/07	2/41	103/55
MA5-7	5/80	7/53	0/62	84/72	0/02	0/04	5/48	104/21
MA5-8	1/72	16/20	0/78	81/43	2/62	0/08	1/72	104/54
MA5-9	4/13	13/28	0/81	80/57	2/05	0/03	4/07	104/93
MA5-10	1/59	13/67	0/76	82/00	3/59	0/02	1/34	102/98
MA11-1	10/02	15/94	4/47	59/73	2/01	0/00	9/07	101/25
MA11-2	4/39	1/49	1/87	91/71	0/00	0/09	0/46	100/01
MA11-3	12/91	17/45	5/04	50/37	1/57	0/05	11/91	99/30
MA11-4	4/40	1/07	2/32	89/77	0/00	0/13	0/62	98/31
MA11-5	12/68	2/66	5/66	72/39	0/00	0/06	0/86	94/30
MA11-6	4/71	1/63	2/21	87/11	0/01	0/27	0/60	96/54
MA11-7	5/88	13/25	4/33	69/60	2/36	0/04	4/82	100/26
MA11-8	10/24	15/17	4/36	59/04	1/44	0/05	8/43	98/73
MA11-9	3/79	1/51	1/75	91/09	0/00	0/08	0/54	98/76
MA11-10	4/69	1/67	2/05	89/86	0/09	0/07	0/60	99/03

جدول ۴-۲- نتایج نشان گر تجزیه ی میکروپروب الکترونی بر روی کلینوپیروکسن های بازالت های عباس آباد.

Rock type	basalt					
Sample	MA-3	MA-3	MA-9	MA-9	MA-12	MA-12
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	50.41	51.22	51.11	51.31	51.15	50.06
TiO ₂	0.67	0.69	0.66	0.63	0.83	0.71
Al ₂ O ₃	2.98	2.54	2.89	2.34	3.663	3.92
FeO*	8.97	9.65	9.53	9.57	8.64	8.08
MnO	0.31	0.34	0.35	0.39	0.28	0.13
MgO	14.24	14.03	14.12	14.15	13.99	14.17
CaO	21.35	21.34	20.76	21.02	21.40	22.01
Na ₂ O	0.39	0.38	0.42	0.40	0.41	0.36
K ₂ O	0	0	0	0	0	0
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0
Total	99.32	100.8	99.83	99.80	100.41	99.47
<u>T-sites</u>						
Si	1.884	1.904	1.904	1.913	1.891	1.863
Al ^{iv}	0.102	0.085	0.087	0.076	0.102	0.124
Fe(iii)	0.092	0.069	0.058	0.064	0.041	0.089
T-Total	2.078	2.058	2.049	2.053	2.034	2.076
<u>M1 sites</u>						
Al ^{vi}	0.030	0.027	0.041	0.027	0.058	0.050
Fe ³⁺	0.092	0.069	0.058	0.064	0.041	0.089
Cr	0	0	0	0	0	0
Ti	0.019	0.019	0.018	0.018	0.023	0.020
Mg	0.793	0.779	0.784	0.787	0.771	0.786
Fe ²⁺	0.198	0.231	0.238	0.235	0.226	0.016
Mn	0.010	0.011	0.011	0.012	0.009	0.004
M1-Total	1.142	1.136	1.15	1.143	1.128	0.965
<u>M2 site</u>						
Mg	0.793	0.779	0.784	0.787	0.771	0.786
Fe(ii)	0.189	0.231	0.238	0.235	0.226	0.016
Mn	0.010	0.011	0.011	0.012	0.009	0.004
Ca	0.855	0.850	0.829	0.840	0.848	0.878
Na	0.028	0.027	0.030	0.029	0.030	0.026
K	0	0	0	0	0	0
M2-Total	1.875	1.918	1.85	1.903	1.884	1.71
Jadeite	0.028	0.027	0.030	0.027	0.030	0.026
Acmite	0	0	0	0	0	0
Augite	0	0	0	0	0	0
Wo	0.44	0.44	0.43	0.44	0.45	0.46
En	0.41	0.40	0.41	0.41	0.41	0.41
Fs	0.15	0.16	0.16	0.15	0.14	0.13

جدول ۴-۲- نتایج تجزیه‌ی میکروپروب الکترونی بر روی پلاژیوکلازهای منطقه.

Rock type	basalt					
Sample	MA-3	MA-3	MA-10	MA-10	MA-16	MA-16
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	55.22	55.98	57.40	65.24	48.7	48.16
TiO ₂	0.04	00.00	0.03	0.04	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	27.20	26.81	25.89	19.27	32.01	31.97
FeO*	0.68	0.57	0.34	0.21	0.49	0.64
MnO	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00	00.00
MgO	0.02	0.02	00.00	00.00	0.05	00.05
CaO	10.17	9.38	8.62	0.84	15.92	15.87
Na ₂ O	4.84	5.70	5.92	3.87	2.42	2.18
K ₂ O	0.94	0.70	0.88	10.26	0.26	0.22
Total	99.11	99.25	99.07	99.72	99.90	99.72
Si	2.52	2.255	2.60	2.97	2.23	2.23
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.46	1.49	1.38	1.03	1.73	1.746
Fe	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.50	0.46	0.42	0.04	0.78	0.78
Na	0.43	0.50	0.52	0.34	0.21	0.19
K	0.05	0.46	0.05	0.60	0.01	0.01
Sum cat.	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0	5.0
Ab	50.76	45.45	42.23	4.17	77.19	78.98
An	5.58	4.56	5.12	60.94	1.52	1.32
Or	43.66	49.99	52.55	34.88	21.29	19.70

جدول ۳-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس آباد به روش (Putrika(1996,2003).

	Putrika et al.(1996)		Putrika et al. (2003)	
Equation	Enq. 3	Enq. 4	Enq. 5	Enq. 6
Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA3-1-R	1127/29	4/30	1056/28	5/50
MA3-2-R	1196/42	7/01	1169/19	6/88
MA3-3-R	1081/37	0/89	1004/16	2/18
MA3-4-R	1127/63	3/94	1040/67	7/40
MA3-5-R	1186/61	6/03	1171/70	4/82
MA3-6-M	1110/79	1/69	1052/44	1/54
MA3-7-C	1193/28	7/10	1168/42	6/84
MA3-8-R	1124/73	3/87	1048/30	4/75
MA3-9-C	1136/53	0/80	1284/54	10/33
MA3-10-R	1145/71	4/64	1091/96	4/76
MA3-11-C	1209/79	7/24	1206/87	6/41
MA3-12-R	1159/89	4/66	1092/38	5/78
MA3-13-C	1108/95	1/34	1024/73	5/40
MA3-14-R	1189/26	6/80	1167/30	6/48
MA3-15-C	1092/67	1/08	1050/90	4/77
MA3-16-R	1203/07	7/57	1162/42	6/18
MA3-17-C	1271/05	10/21	1004/73	2/15
MA3-18-R	1119/13	3/34	1042/57	7/61
MA3-19-C	1187/91	6/10	1161/53	3/75
MA3-20-R	1290/57	12.30	1163/20	11/05
MA3-21-C	1130/15	4/21	1159/49	5/74
MA3-22-R	1173/72	4/63	1211/73	12/31
MA9-46-R	1296/26	12/82	1138/62	3/85
MA9-47-C	1180/35	5/65	1086/61	3/97
MA9-48-R	1119/33	3/28	1207/46	6/61
MA9-49-C	1157/42	3/00	1277/93	9/75
MA9-50-R	1136/98	3/61	1083/14	4/51
MA9-51-C	1211/87	7/50	1033/76	6/61
MA9-52-R	1145/46	2/99	1159/69	5/66
MA9-53-C	1122/52	2/92	1150/70	9/38
MA9-54-R	1179/33	5/72	1054/83	4/98
MA9-55-C	1269/35	11/20	1166/45	6/59
MA9-56-R	1189/85	6/10	1034/37	6/53
MA9-57-C	1073/53	1/84	1179/89	5/77
MA9-58-R	1122/26	3/61	1051/05	1/51
MA9-59-R	1192/90	6/63	1164/05	11.50
MA9-60-C	1298/99	13.10	1038/10	3/63

جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌های عباس آباد به روش Putrika(2008).

Putrika et al. (2008)				
Equation	Enq.7	Enq. 8	Enq. 9	Enq. 10
Sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA3-1-R	1154/72	4/24	4/06	3/39
MA3-2-R	1192/71	6/79	4/27	1/16
MA3-3-R	1126/93	7/22	3/91	1/48
MA3-4- R	1150/71	5/59	4/57	2/57
MA3-5-R	1168/79	6/66	5/63	1/77
MA3-6-M	1132/18	6/35	4/19	3/80
MA3-7-C	1177/47	6/19	5/64	1/95
MA3-8-R	1152/48	7/02	4/85	2/72
MA3-9-C	1154/20	6/28	1/47	3/57
MA3-10-R	1178/96	2/82	4/98	9/47
MA3-11-C	1239/74	6/59	6/91	7/88
MA3-12-R	1219/44	7/00	4/97	2/77
MA3-13-C	1152/24	6/16	5/14	0/95
MA3-14-R	1124/72	6/39	1/40	4/18
MA3-15-C	1244/19	12/39	11/71	8/84
MA3-16-R	1231/86	11/81	8/17	7/54
MA3-17-C	1106/08	6/98	3/34	3/00
MA3-18-R	1183/15	5/84	3/64	1/51
MA3-19-C	1132/14	5/99	5/04	1/40
MA3-20-R	1146/53	6/84	3/04	2/12
MA3-21-C	1165/49	5/51	4/33	2/01
MA3-22-R	1131/19	6/96	4/80	2/39
MA9-46-R	1159/08	5/32	3/43	1/25
MA9-47-C	1228/52	10/27	10/22	7/44
MA9-48-R	1127/69	5/81	4/13	2/21
MA9-49-C	1169/79	5/83	4/46	1/21
MA9-50-R	1147/17	4/31	4/88	0/75
MA9-51-C	1144/94	5/68	6/89	1/73
MA9-52-R	1143/15	7/44	9/76	4/02
MA9-53-C	1176/48	9/72	4/81	6/45
MA9-54-R	1224/98	9/96	5/37	6/51
MA9-55-C	1208/36	7/98	5/20	2/90
MA9-56-R	1147/97	7/06	0/99	1/83
MA9-57-C	1145/72	5/50	3/81	2/42
MA9-58-R	1219/43	10/33	11/72	12/12
MA9-59-R	1133/58	3/64	4/65	1/91
MA9-60-C	1110/24	5/95	0/29	2/29

جدول ۴-۴- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپروکسن‌های بازالت‌های عباس آباد به روش پاتیرکا (۱۹۹۶، ۲۰۰۳).

	putrika et al;1996		putrika et al; 2003	
Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA3-2-C	1127/293	4/297	1056/284	5/503
MA3-3-R	1196/417	7/011	1169/185	6/876
MA3-4-C	1081/373	0/887	1004/164	2/176
MA3-5-C	1127/634	3/935	1040/671	7/399
MA3-6-R	1186/614	6/031	1171/702	4/815
MA3-7-C	1110/791	1/688	1052/435	9/479
MA3-8-C	1193/284	7/096	1168/422	6/840
MA3-9-C	1124/726	3/869	1048/299	4/746
MA3-10-R	1136/534	0/801	1119/444	2/177
MA3-11-C	1145/713	4/644	1091/961	4/757
MA3-12-R	1209/791	7/239	1206/872	6/410
MA3-13-R	1159/886	4/657	1092/382	5/780
MA3-14-R	1108/954	1/338	1024/735	5/398
MA3-15-M	1189/256	6/801	1167/301	6/482
MA3-16-M	1092/669	1/081	1050/900	4/770
MA3-17-M	1203/067	7/571	1162/423	6/183
MA3-18-M	1069/148	1/381	1004/731	2/148
MA3-19-M	1119/130	3/339	1042/573	7/613
MA3-20-M	1187/909	6/104	1161/535	3/748
MA3-21-M	1081/334	0/851	1045/527	0/631
MA3-22-C	1130/153	4/214	1159/489	5/737
MA3-23-M	1173/719	4/634	1043/942	4/295
MA3-24-M	1100/780	0/503	1138/622	3/855
MA3-25-M	1180/347	5/655	1086/611	3/965
MA3-26-R	1119/332	3/279	1207/460	6/611
MA3-27-C	1157/422	2/999	1277/933	9/750
MA3-28-C	1136/979	3/611	1083/143	4/507
MA3-29-R	1211/870	7/502	1033/758	6/611
MA3-30-C	1145/457	2/994	1159/692	5/658
MA3-31-R	1122/521	2/924	1150/695	9/376
MA3-32-C	1179/328	5/724	1054/833	4/979
MA3-33-R	1095/438	1/477	1166/447	6/589
MA3-34-C	1189/845	6/101	1034/373	6/533
MA3-35-R	1073/525	1/836	1179/887	5/765
MA3-36-R	1122/255	3/614	1051/052	1/515
MA3-37-C	1192/903	6/635	1120/906	2/107
MA9-38-C	1117/954	2/804	1038/099	3/627

Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA9-40-R	1110/131	1/656	1092/002	4/455
MA9-41-C	1135/786	0/903	1205/998	6/438
MA9-42-R	1111/583	2/405	1235/377	4/662
MA9-43-C	1174/961	4/986	1077/321	3/738
MA9-44-R	1143/056	4/252	1011/620	3/526
MA9-45-C	1209/798	7/275	1146/913	4/087
MA9-46-R	1207/850	4/550	1143/791	8/451
MA9-47-M	1136/737	1/989	1035/299	6/444
MA9-48-M	1161/114	3/670	1160/703	3/299
MA9-49-M	1179/138	4/891	1162/220	6/272
MA9-50-M	1068/167	1/256	1043/655	4/230
MA9-51-M	1118/928	3/257	1184/835	4/055
MA9-52-M	1181/548	5/303	1221/274	3/387
MA9-53-M	1117/501	2/689	1058/987	1/440
MA9-54-R	1169/379	4/050	1002/223	2/263
MA9-55-C	1186/108	6/352	1145/686	4/177
MA9-56-R	1118/677	3/195	1087/869	1/271
MA9-57-C	1125/301	2/326	1034/331	2/495
MA9-58-R	1181/306	4/159	1164/149	6/414
MA9-59-C	1191/892	2/882	1029/759	5/977
MA9-60-R	1161/553	3/787	1167/736	4/636
MA9-61-R	1092/696	1/181	1047/893	0/968
MA9-62-C	1094/167	0/368	1127/397	1/902
MA9-63-R	1190/571	6/405	1035/010	3/109
MA9-64-C	1111/575	2/077	1139/996	4/272
MA9-65-R	1183/749	5/794	1069/067	1/607
MA9-66-C	1104/424	0/943	1192/202	4/776
MA9-67-R	1135/992	0/642	1269/949	8/923
MA9-68-C	1106/099	1/730	1048/960	4/672
MA9-69-R	1161/604	3/543	1166/099	6/843
MA9-70-C	1110/767	0/529	1001/816	1/944
MA9-71-R	1190/149	5/102	1015/833	4/002
MA9-72-C	1250/308	7/981	1165/039	4/090
MA9-73-R	1123/166	3/024	1052/842	1/735
MA9-74-R	1094/461	1/311	1123/332	1/330
MA9-75-C	1158/921	2/636	1024/805	1/514
MA9-76-C	1117/642	3/211	1126/175	2/371
MA9-77-R	1195/160	6/965	1085/590	3/903
MA9-78-C	1078/639	0/584	1199/653	5/747
MA9-79-C	1177/917	5/083	1133/097	2/287

Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA10-81-R	1140/346	1/060	1116/330	1/085
MA10-82-M	1136/095	3/528	1075/228	2/692
MA10-83-M	1201/412	6/371	1127/925	2/415
MA10-84-M	1255/396	9/644	1032/092	2/496
MA10-85-C	1162/187	4/966	1133/232	3/474
MA10-86-M	1129/209	3/721	1070/229	2/292
MA10-87-M	1131/501	0/242	1245/567	6/577
MA10-88-R	1091/456	0/949	1261/002	8/267
MA10-89-R	1209/608	8/295	1098/295	6/426
MA10-90-C	1097/533	0/713	1036/480	7/279
MA10-91-R	1154/301	2/428	1159/638	3/698
MA10-92-M	1103/341	1/113	1042/990	0/660
MA10-93-M	1141/143	1/147	1148/580	4/459
MA10-94-M	1109/194	2/064	1036/206	3/314
MA10-95-M	1122/145	1/946	1152/731	5/732
MA10-96-M	1122/145	1/946	1080/139	3/470
MA10-97-M	1100/528	0/350	1199/260	5/759
MA10-98-R	1128/365	0/029	1265/244	8/510
MA10-99-C	1187/429	5/804	1086/200	5/034
MA10-100-C	1081/206	2/759	1039/922	7/687
MA10-101-C	1169/557	4/000	1164/912	4/571
MA10-102-C	1119/678	2/952	1051/038	1/366
MA10-103-M	1138/208	0/445	1134/732	3/053
MA10-104-M	1140/680	1/309	1041/890	4/119
MA10-105-C	1099/882	0/930	1147/457	5/210
MA10-106-R	1152/335	2/499	1085/060	4/168
MA10-107-C	1117/049	1/421	1191/940	5/141
MA10-108-R	1228/982	7/049	1260/370	8/121
MA10-109-M	1152/490	2/713	1084/133	5/012
MA10-110-C	1086/897	0/448	1046/554	4/240
MA10-111-R	1212/439	8/474	1166/933	6/788
MA10-112-M	1060/232	0/342	1000/663	1/629
MA10-113-C	1090/886	0/028	1038/929	7/379
MA10-114-C	1176/163	4/830	1162/518	3/692
MA10-115-R	1126/900	3/913	1051/747	1/666
MA10-116-C	1249/824	9/259	1154/941	5/336
MA10-117-R	1167/680	5/503	1032/812	2/897
MA10-118-C	1120/130	2/673	1159/216	6/547
MA10-119-R	1184/869	6/374	1085/899	3/977
MA10-120-C	1097/873	1/703	1203/864	6/162

Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA10-122-R	1063/182	0/706	1055/461	5/386
MA10-123-C	1108/333	2/054	1173/669	7/606
MA10-124-R	1188/406	6/224	1000/525	1/659
MA10-125-C	1075/998	0/267	1049/816	8/757
MA10-126-R	1125/141	3/775	1172/219	4/830
MA10-127-M	1172/684	4/568	1055/096	1/746
MA10-128-C	1100/185	0/538	1180/444	8/146
MA10-129-R	1165/338	3/984	1054/421	5/662
MA10-130-C	1108/259	1/997	1148/302	5/242
MA8-131-R	1178/832	5/452	1088/016	4/208
MA8-132-C	1130/519	2/960	1210/077	6/838
MA8-133-R	1201/411	6/387	1275/657	9/435
MA8-134-M	1266/847	9/793	1095/113	6/296
MA8-135-M	1253/428	9/578	1044/939	3/887
MA8-136-M	1151/157	3/682	1166/888	6/759
MA8-137-C	1123/203	3/104	1009/326	3/113
MA8-138-R	1176/279	5/407	1042/724	7/690
MA8-139-M	1093/251	1/265	1177/010	5/548
MA8-140- M	1182/550	5/390	1052/670	1/700
MA8-141-C	1068/977	1/508	1164/258	6/392
MA8-142-R	1119/858	3/347	1041/141	4/079
MA8-143-C	1164/591	3/512	1157/598	6/687
MA8-144-R	1129/889	4/309	1095/859	5/222
MA8-145-R	1182/292	5/708	1199/614	5/762
MA8-146-M	1108/855	1/463	1269/792	9/115
MA8-147-C	1148/441	2/144	1046/057	4/052
MA8-148-R	1117/117	3/049	1178/045	8/103
MA8-149-C	1172/422	4/769	1002/689	2/122
MA8-150-R	1138/260	3/873	1048/450	8/651
MA8-151-C	1193/464	5/578	1175/470	5/393
MA8-152-R	1248/206	9/068	1057/299	2/290
MA8-153-M	1150/271	3/651	1172/268	7/305
MA8-154-M	1128/679	3/697	1039/288	3/709
MA8-155-C	1171/968	5/013	1163/933	6/713
MA8-156-R	1084/840	0/338	1089/840	4/605
MA8-157-M	1179/335	5/062	1201/226	5/700
MA8-158-C	1064/289	0/777	1274/227	9/505
MA8-159-R	1113/107	2/646	1272/182	9/079
MA8-160-C	1194/903	6/894	1089/144	5/658
MA8-161-R	1075/633	0/174	1047/600	4/146

Sample	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)
MA8-163-C	1173/512	4/563	1012/212	2/710
MA8-164-C	1111/651	1/853	1047/226	8/242
MA8-165-M	1175/272	5/129	1144/253	1/449
MA8-166-M	1103/536	1/451	1065/176	2/447
MA8-167-R	1188/346	6/517	1176/193	7/545
MA8-168-R	1136/847	3/625	1042/695	4/027
MA8-169-C	1206/558	6/914	1160/120	6/957
MA8-170-R	1258/026	9/980	1087/292	4/171
MA8-171-C	1152/085	3/742	1204/990	6/220
MA8-172-R	1134/316	4/380	1270/080	9/015
MA8-173-C	1184/002	6/338	1043/807	3/603
MA8-174-R	1101/814	2/214	1167/151	7/072
MA8-175-C	1200/919	7/352	1003/190	2/014
MA8-176-C	1064/893	0/855	1034/653	7/055
MA5-177-C	1125/998	4/144	1166/671	4/628
MA5-178-R	1204/617	7/963	1050/647	1/729
MA5-179-C	1075/832	0/212	1151/751	4/475
MA5-180-C	1142/705	5/708	1054/716	5/219
MA5-181-C	1186/907	6/051	1168/702	7/558
MA5-182-R	1113/446	1/960	1088/717	4/162
MA5-183-R	1209/213	8/804	1222/989	7/869
MA5-184-C	1134/821	5/066	1042/728	8/020
MA5-185-C	1172/972	4/810	1167/737	4/600
MA11-186-C	1139/571	3/927	1051/470	1/798
MA11-187-R	1214/793	7/798	1168/380	6/332
MA11-188-C	1165/448	5/331	1049/367	4/592
MA11-189-C	1123/798	3/124	1166/980	7/367
MA11-190-R	1196/010	7/608	1080/305	3/435
MA11-191-R	1093/100	1/255	1196/170	5/368
MA11-192-C	1210/654	8/418	1282/496	4/345
MA12-193-R	1070/200	1/541	1263/637	8/512
MA12-194-C	1109/540	2/186	1079/068	4/508
MA12-195-R	1194/620	6/857	1036/776	6/994
MA12-196-C	1090/986	2/110	1174/773	4/943
MA12-197-R	1130/877	4/315	1052/208	1/756
MA12-198-C	1195/017	6/987	1157/241	5/666
MA12-199-C	1112/255	1/899	1040/964	3/697
MA12-200-C	1187/848	6/510	1150/360	5/643
MA12-201	1116/517	2/996	1090/857	4/458

جدول ۴-۵- نتایج دما- فشارسنجی کلینوپروکسن‌های عباس آباد به روش پاتیرکا (۲۰۰۸).

	putrika et al; 2008			
Equation	Enq.7	Enq.8	Enq.9	Enq.10
sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA3-2-C	1154/72	2/26	5/386	2/260
MA3-3-R	1192/71	3/39	4/413	3/395
MA3-4-C	1126/93	1/16	5/293	3/028
MA3-5-C	1150/71	1/48	6/567	6/481
MA3-6-R	1168/79	2/57	5/022	5/571
MA3-7-C	1132/18	1/77	7/287	1/769
MA3-8-C	1177/47	3/80	5/161	3/799
MA3-9-C	1152/48	1/95	7/100	2/722
MA3-10-R	1154/20	2/72	5/431	3/566
MA3-11-C	1178/96	3/57	7/076	9/469
MA3-12-R	1239/74	9/47	4/984	7/879
MA3-13-R	1219/44	7/88	6/911	2/765
MA3-14-R	1152/24	2/77	6/646	4/175
MA3-15-M	1124/72	0/95	4/966	1/843
MA3-16-M	1177/89	4/18	5/144	2/122
MA3-17-M	1129/23	1/84	1/399	5/014
MA3-18-M	1106/08	2/54	0/708	2/392
MA3-19-M	1183/15	3/00	8/174	6/253
MA3-20-M	1132/14	1/51	3/342	5/437
MA3-21-M	1146/53	1/40	3/642	2/213
MA3-22-C	1165/49	2/12	5/043	7/208
MA3-23-M	1131/19	2/01	3/040	7/751
MA3-24-M	1159/08	2/39	4/325	1/728
MA3-25-M	1152/69	1/25	4/796	4/021
MA3-26-R	1127/69	0/44	3/432	6/454
MA3-27-C	1169/79	2/21	5/084	6/506
MA3-28-C	1147/17	1/21	4/135	2/417
MA3-29-R	1144/94	0/75	4/462	2/122
MA3-30-C	1143/15	1/73	4/879	4/908
MA3-31-R	1176/48	4/02	6/887	2/293
MA3-32-C	1224/98	6/45	9/759	6/439
MA3-33-R	1208/36	6/51	4/814	6/801
MA3-34-C	1147/97	2/90	5/372	2/633
MA3-35-R	1145/72	1/83	5/198	3/859
MA3-36-R	1163/09	2/42	0/994	3/843
MA3-37-C	1133/58	2/12	7/444	3/273

Equation	Enq.7	Enq.8	Enq.9	Enq.10
sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA9-40-R	1154/13	0/43	4/645	7/976
MA9-41-C	1158/84	2/27	0/292	7/869
MA9-42-R	1160/35	3/17	3/970	8/391
MA9-43-C	1180/73	3/78	5/383	6/770
MA9-44-R	1228/52	7/98	3/945	6/062
MA9-45-C	1155/61	1/71	0/759	1/662
MA9-46-R	1141/46	0/46	1/882	6/821
MA9-47-M	1142/12	1/39	5/285	3/309
MA9-48-M	1150/81	1/77	4/504	5/535
MA9-49-M	1171/52	2/06	6/590	4/773
MA9-50-M	1118/80	1/66	9/741	1/391
MA9-51-M	1128/51	2/82	6/737	0/715
MA9-52-M	1138/14	3/31	4/444	2/645
MA9-53-M	1132/70	0/57	2/679	0/377
MA9-54-R	1141/83	1/53	6/451	2/310
MA9-55-C	1194/90	4/77	6/002	1/001
MA9-56-R	1139/91	0/23	2/115	2/026
MA9-57-C	1149/64	0/53	3/087	3/342
MA9-58-R	1124/25	1/39	3/284	5/275
MA9-59-C	1093/31	3/71	3/400	1/083
MA9-60-R	1135/67	0/38	6/113	9/997
MA9-61-R	1163/20	2/31	6/727	7/903
MA9-62-C	1127/38	0/90	3/138	2/038
MA9-63-R	1158/72	2/03	4/817	5/091
MA9-64-C	1184/69	3/34	3/578	4/762
MA9-65-R	1206/23	5/28	2/253	2/899
MA9-66-C	1125/41	0/26	3/664	8/732
MA9-67-R	1151/46	1/08	5/459	6/633
MA9-68-C	1182/97	3/00	3/257	2/424
MA9-69-R	1129/21	0/90	2/168	1/989
MA9-70-C	1148/13	1/76	1/474	1/998
MA9-71-R	1171/37	2/90	2/488	4/248
MA9-72-C	1237/33	8/73	9/907	5/274
MA9-73-R	1206/40	6/63	8/039	3/503
MA9-74-R	1158/58	2/42	1/273	4/514
MA9-75-C	1132/13	1/99	3/548	1/694
MA9-76-C	1111/37	2/00	2/339	1/297
MA9-77-R	1191/72	4/25	2/302	6/753
MA9-78-C	1144/25	1/79	1/696	1/427

Equation	Enq.7	Enq.8	Enq.9	Enq.10
sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA10-81-R	1146/98	1/73	4/180	2/029
MA10-82-M	1201/30	6/43	3/130	1/787
MA10-83-M	1173/46	4/93	5/695	2/328
MA10-84-M	1162/80	4/92	7/278	0/849
MA10-85-C	1137/40	2/05	8/646	1/726
MA10-86-M	1167/23	3/91	0/714	6/431
MA10-87-M	1136/08	3/32	5/418	4/927
MA10-88-R	1101/52	2/46	4/163	4/925
MA10-89-R	1179/30	1/60	1/212	2/048
MA10-90-C	1129/32	0/31	1/876	3/908
MA10-91-R	1134/60	2/02	2/828	3/323
MA10-92-M	1150/84	1/73	1/397	2/462
MA10-93-M	1109/65	1/39	1/480	2/018
MA10-94-M	1141/25	0/86	3/261	1/733
MA10-95-M	1141/45	1/52	3/415	1/390
MA10-96-M	1119/98	0/03	1/376	0/860
MA10-97-M	1145/01	2/53	1/270	1/520
MA10-98-R	1125/63	1/13	2/105	0/026
MA10-99-C	1164/98	3/09	2/960	2/533
MA10-100-C	1129/03	1/30	4/578	1/130
MA10-101-C	1162/48	2/25	8/497	3/089
MA10-102-C	1190/48	4/65	6/850	1/301
MA10-103-M	1197/34	4/85	5/120	2/246
MA10-104-M	1153/35	2/97	6/071	4/653
MA10-105-C	1135/98	1/83	4/598	4/851
MA10-106-R	1158/15	3/77	4/554	2/968
MA10-107-C	1119/10	1/40	6/363	1/827
MA10-108-R	1093/79	3/38	5/253	3/771
MA10-109-M	1162/39	0/64	7/929	1/400
MA10-110-C	1164/29	1/56	5/123	3/381
MA10-111-R	1136/04	1/65	7/569	0/640
MA10-112-M	1158/01	1/27	6/528	0/344
MA10-113-C	1222/96	6/35	6/667	3/308
MA10-114-C	1192/47	4/03	4/433	0/228
MA10-115-R	1135/45	8/56	6/656	1/635
MA10-116-C	1141/03	2/08	4/591	0/977
MA10-117-R	1147/47	2/47	4/585	2/757
MA10-118-C	1105/27	8/10	0/312	1/558
MA10-119-R	1099/03	1/61	7/896	1/647

Equation	Enq.7	Enq.8	Enq.9	Enq.10
sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA10-122-R	1142/25	1/73	3/166	4/035
MA10-123-C	1159/18	3/90	3/127	0/796
MA10-124-R	1101/66	2/78	1/656	2/079
MA10-125-C	1139/12	2/45	4/439	2/469
MA10-126-R	1165/86	3/05	1/932	0/074
MA10-127-M	1127/28	2/37	4/625	1/613
MA10-128-C	1164/88	2/46	7/101	1/556
MA10-129-R	1138/27	8/56	7/267	2/813
MA10-130-C	1160/10	4/09	5/675	1/732
MA8-131-R	1141/23	2/61	7/321	3/895
MA8-132-C	1176/39	4/34	6/543	2/776
MA8-133-R	1212/53	6/97	5/606	2/446
MA8-134-M	1195/21	7/32	4/933	3/047
MA8-135-M	1146/33	3/79	8/617	2/373
MA8-136-M	1145/11	2/45	4/768	2/455
MA8-137-C	1163/09	3/53	3/855	0/456
MA8-138-R	1140/51	3/41	5/004	4/085
MA8-139-M	1100/07	1/73	4/222	2/608
MA8-140- M	1176/28	3/24	4/436	4/345
MA8-141-C	1120/14	2/71	6/037	6/968
MA8-142-R	1138/15	2/85	5/683	7/318
MA8-143-C	1178/13	4/36	8/300	3/787
MA8-144-R	1121/08	2/24	5/597	2/454
MA8-145-R	1148/06	4/30	9/475	3/534
MA8-146-M	1155/68	4/61	6/529	3/411
MA8-147-C	1136/68	3/25	6/516	1/726
MA8-148-R	1187/12	6/65	4/469	3/243
MA8-149-C	1149/81	3/45	9/058	2/714
MA8-150-R	1152/53	3/09	7/893	2/847
MA8-151-C	1146/98	2/60	6/362	4/362
MA8-152-R	1178/52	4/92	7/231	2/242
MA8-153-M	1205/76	7/14	1/758	4/301
MA8-154-M	1160/54	3/93	7/771	4/608
MA8-155-C	1126/92	1/72	3/419	3/253
MA8-156-R	1172/21	4/74	3/656	6/647
MA8-157-M	1119/99	6/61	6/346	3/452
MA8-158-C	1089/39	1/78	4/733	3/089
MA8-159-R	1164/40	4/39	4/594	2/601
MA8-160-C	1119/21	2/49	5/426	4/921

Equation	Enq.7	Enq.8	Enq.9	Enq.10
sample	T(C)	P(kbar)	P(kbar)	P(kbar)
MA8-163-C	1125/40	2/44	4/835	1/722
MA8-164-C	1157/43	3/14	6/810	4/739
MA8-165-M	1165/13	4/30	5/573	1/910
MA8-166-M	1123/85	2/49	8/275	1/783
MA8-167-R	1149/08	4/36	6/261	4/392
MA8-168-R	1127/21	1/30	6/241	2/493
MA8-169-C	1155/40	3/20	6/358	2/421
MA8-170-R	1151/68	3/55	2/504	3/727
MA8-171-C	1172/34	3/71	2/176	2/442
MA8-172-R	1211/95	6/48	7/284	3/144
MA8-173-C	1196/34	5/93	5/796	4/297
MA8-174-R	1158/22	3/66	6/751	2/491
MA8-175-C	1125/34	2/69	6/289	4/358
MA8-176-C	1125/75	2/20	4/663	6/295
MA5-177-C	1182/24	4/72	8/314	3/198
MA5-178-R	1120/45	1/27	6/328	3/549
MA5-179-C	1154/48	3/49	6/278	3/712
MA5-180-C	1169/20	3/55	5/635	6/479
MA5-181-C	1133/27	3/01	8/672	5/926
MA5-182-R	1177/12	5/05	5/773	3/660
MA5-183-R	1134/81	1/83	7/091	2/988
MA5-184-C	1177/39	5/40	9/445	5/948
MA5-185-C	1152/95	2/62	7/460	2/683
MA11-186-C	1168/67	4/54	6/986	1/922
MA11-187-R	1206/05	6/16	5/568	4/540
MA11-188-C	1153/13	4/34	8/647	2/692
MA11-189-C	1132/79	3/28	5/972	2/199
MA11-190-R	1145/28	3/04	3/987	4/718
MA11-191-R	1113/66	8/10	3/187	5/272
MA11-192-C	1094/75	1/98	6/995	3/488
MA12-193-R	1186/58	4/60	4/549	3/551
MA12-194-C	1147/89	4/06	5/323	3/008
MA12-195-R	1153/57	5/59	4/337	5/052
MA12-196-C	1126/39	2/69	4/974	4/828
MA12-197-R	1231/86	10/82	14/17	5/400
MA12-198-C	1145/82	3/27	3/332	2/616
MA12-199-C	1171/06	4/81	8/345	4/536
MA12-200-C	1221/81	8/10	5/440	6/164
MA12-201	1244/19	11/03	15/75	10/340

Abstract:

The Abbasabad volcano-sedimentary belt in the east of Shahrood includes a sequence of basaltic-andesitic rocks and related pyroclastics along with interlayers of sedimentary rocks with Eocene age, which is located in the northeastern edge of Central Iran structural zone. Compositional range of volcanic rocks includes olivine basalt, trachybasalt, trachyandesybasalt, trachyandesite and andesite with hyalomicrolitic porphyry, microlitic porphyry, glomeroporphyry, trachitic and sieve textures. The main minerals of the rocks are clinopyroxene and plagioclase and their's minor minerals are olivine and amphibole. Pyroxene and plagioclase compositions range from diopside to augite ($Wo_{43-48} En_{37-45} Fs_{10-19}$) and andesine to bytownite ($An_{84.33}-An_{28.14}$) respectively and Fe-Ti oxides are titanomagnetite and magnetite. Clinopyroxene compositions and whole rock chemistry indicate calc-alkaline-alkaline nature, high oxygen fugacity and basaltic composition of the mantle derived magma in an extensional intra-arc setting from partial melting of an OIB mantle source. Application of geothermobarometry calculations on clinopyroxene indicate a temperature range of 1100-1150 C° in pressures of 2-15 Kb for crystallization of the magma in 3 magma chambers in mantle-crust boundary (45 Km depths), middle crust (27-30 Km depths) and upper crust (12-15 Km depths).

Keywords : Mineral chemistry, Isotope chemistry, Basalt, Eocene, Abbasabad, Shahrood.



Shahrood University
Faculty of Earth Sciences
Department of Petrology and Economic Geology
MSc thesis

Title:
Mineral chemistry and determination of physicochemical
conditions of crystallization in Abbas Abad volcanic rocks
(East of Shahrood)

Author:
Mahbubeh arabzadeh baniasadi

Supervisor:
Dr. Habibollah Ghasemi

January 2018