

برگرفته از



دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد پترولولژی

شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان، ایران

نگارش:

آزاده قصابی فیض

استاد راهنما:

دکتر مهدی رضائی کهخائی

استاد مشاور:

دکتر حبیب الله قاسمی

شهریور ۱۳۹۶



شماره:

تاریخ:

باسمه تعالی

ویرایش:

مدیریت تحصیلات تکمیلی

دانشکده: علوم زمین

گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم آزاده قصابی فیض به شماره دانشجویی: ۹۳۱۳۶۵۴

تحت عنوان: شیمی کانی سنگ های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان

در تاریخ ۱۳۹۶/۶/۱ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد پترولوژی مورد ارزیابی و با درجه

عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	دکتر حبیب الله قاسمی		دکتر مهدی رضایی کهخانی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی: دکتر		نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شیبی
			نام و نام خانوادگی : دکتر محمود صادقیان

تقدیم

این پایان نامه را ضمن تشکر و سپاس بیکران و در کمال افتخار و اتنان تقدیم می نمایم به

محضر ارز شمنیدر و مادر عزیزم

به خاطر همه ی تلاش های محبت آمیزی که در دوران مختلف زندگی ام انجام داده اند و بامهربانی چگونه زیستن را به من آموخته اند.

به همسر مهربانم

که در طول تحصیل همراه و همگام من بوده است.

به اساتید فرزانه و فریخته ای

که در راه کسب علم و معرفت مرایاری نمودند و

به آنان که در راه کسب دانش راهنمایم بودند و نفس خیرشان و دعای روح پرورشان بدرقه ی راهم بود.

پاس

پاس و ستایش مرخداى راجل و جلالة كه آثار قدرت او بر چهره روز روشن، تابان است و انوار حكمت او در دل شب تار، در فشان. آفریدگارى كه خويشتن را به ما شناساند و در ماى علم را بر ما كشود و عمرى و فرصتى عطا فرمود تا بدان، بنده ضعیف خویش را در طریق علم و معرفت یاریايد.

از استاد گرامیم جناب آقای دکتر مهدى رضایى كحنائی بسیار سپاسگزارم چرا كه بدون راهنمایى هاى ایشان تأمین این پایان نامه بسیار مشكل مى نمود. از استاد ارجمندم جناب آقای دکتر حبیب الله قاسمى به دلیل یارى ها و راهنمایى هاى بی چشمداشت ایشان كه بسیاری از سختیها را بر ابرام آسانتر نمودند بسیار سپاسگزارم.

تقدیر و تشكر شایسته از اساتید فرهیخته جناب آقای دکتر محمود صادقیان و دو دکتر مریم شبی كه داوری این پایان نامه را به عهده گرفتند.

سپاسگزارم از زحمات خالصانه رئیس محترم دانشكده علوم زمین جناب آقای دکتر امیدى و كارمندان دانشكده علوم زمین و دانشگاه صنعتى شاهرود به خصوص از خانم مهندس سعیدى، خانم مهندس فارسى و جناب آقای مهندس میرباقرى و جناب آقای محمدیان كه رهنشای مشكلات اینجانب بودند.

باسپاس بی دریغ خدمت دوستان ارجمندم خانم ها محدثه نصراللهی، ام البنین انصاری فر، دلارام خبره، محبوبه محمدى و نفیسه هدایتی كه به نحوى اینجانب را یارى كردند صمیمانه سپاسگزارم.

الست به من كلك كن تا بتوانم اداى دین كنم. پروردگار احسن عاقبت، سلامت و سعادت را برای آنان مقدر فرما.

تعهد نامه

- اینجانب آزاده قصابی فیض دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه شیمی کانی سنگ های آتشفشانی موجود در گردنه آهوان، شمال و شمال شرق سمنان تحت راهنمایی دکتر مهدی رضایی کهخائی و پرفسور حبیب الله قاسمی متعهد می-شوم.
- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام " دانشگاه صنعتی شاهرود" و یا "Shahrood University of Technology" به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تاثیر گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه

رضایی کههخائی، م.، قصابی فیض. آ.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۶)، " شیمی کانی کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ائوسن گردنه آهوان، شمال شرق سمنان ". مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی (پذیرش شده و در نوبت چاپ).

قصابی فیض، آ.، رضایی کههخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵)، " کاربرد شیمی کانی پیروکسن در ارزیابی دما و فشار سنگ های بازالتی گردنه آهوان، شمال شرق سمنان ". بیست و چهارمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود. ۶ و ۷ بهمن ماه ۱۳۹۵.

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در شمال و شمال‌شرق سمنان در گردنه آهوان واقع شده است که بخشی از زون‌های ساختاری البرز و ایران مرکزی محسوب می‌شود. پیکره‌های اصلی سنگی منطقه را می‌توان در دو گروه آذرین و رسوبی تقسیم نمود. این پیکره‌ها دامنه سنی بین ژوراسیک تا کواترنری را پوشش می‌دهند. سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً شامل بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت و داسیت به سن ائوسن میانی-بالایی هستند که در این بین سنگ‌های حدواسط گسترش بیشتری دارند. توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانودیوریت هستند که در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آذرآواری منطقه شامل توف، توفیت و آگلومرا هستند که بخشی از نوار آتشفشانی ائوسن جنوب البرز- شمال ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های رسوبی منطقه نیز شامل شیل، ماسه‌سنگ، مارن، آهک و کنگلومرا هستند که به سازندهای شمشک، دلیچای، لار، فجن، کرج، قم و هزار دره مربوط می‌باشند. سنگ‌های آتشفشانی دارای بافت‌های هیالوپورفیری، پورفیری و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن کانی‌های اصلی و سرسیت، کائولینیت، کلسیت و کلریت نیز کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از نوع آهن-منیزیم-کلسیم دار بوده، در محدوده ترکیبی دیوپسید قرار می‌گیرند. بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی دیوپسیدهای با اندازه متوسط، نشان می‌دهد که زون بینابین هسته و حاشیه، از عناصر Fe، Al و Ti تهی شده است، در حالیکه از Ca، Mg و Si غنی شدگی نشان می‌دهد که این امر دلیلی بر وجود منطقه‌بندی نوسانی در این دیوپسیدهاست. نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی مبتنی بر ترکیب شیمیایی دیوپسیدها نیز حکایت از تشکیل آنها از یک ماگمای آکالن تا ساب آکالن و با میزان آب ۵-۲٪ و فوگاسیته اکسیژن بالا دارد. همچنین بررسی‌های دما-فشارسنجی نشان می‌دهند که دیوپسیدهای موجود در بازالت‌های مورد مطالعه در فشارهای حدود ۱ کیلوبار و دمای ۱۲۳۰-۱۱۱۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. نمودار سه‌تایی An-Ab-Or، نشان می‌دهد که فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی ترکیب آلبیت و سانیدین دارند و فاقد منطقه‌بندی هستند.

کلمات کلیدی: شیمی کانی، دما-فشارسنجی، کلینوپیروکسن، سنگ‌های آتشفشانی، سمنان.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه	۲
۱-۲- شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژی	۳
۱-۳- اهداف مطالعه	۴
۱-۴- روش انجام تحقیق و مطالعه	۵
۱-۵- پیشینه مطالعات قبلی	۷
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی	۱۱
۲-۱- مقدمه	۱۲
۲-۲- چینه‌شناسی و واحدهای سنگی منطقه	۱۴
۲-۳- تکتونیک و زمین‌ساخت	۳۵
۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی	۳۷
فصل سوم: پتروگرافی	۴۱
۳-۱- مقدمه	۴۲
۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی	۴۳
۳-۳- پتروگرافی سنگ‌های نفوذی	۵۱
فصل چهارم: شیمی کانی و دما- فشارسنجی	۵۹
۴-۱- مقدمه	۶۰
۴-۲- روش کار	۶۱
۴-۳- شیمی پیروکسن و تغییرات ترکیبی آن	۶۵
۴-۴- شیمی فلدسپار	۷۷
فصل پنجم: نتیجه‌گیری	۸۱
منابع	۸۵

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه راههای دسترسی به منطقه..... ۲
- شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای سه بعدی از منطقه..... ۳
- شکل ۳-۱- تصویری از پوشش گیاهی و آب و هوای منطقه..... ۵
- شکل ۱-۲- موقعیت منطقه در نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران..... ۱۳
- شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه..... ۱۵
- شکل ۳-۲- تصویری از لایه‌های آهکی و مارن سازند دلیچای و شیل‌های سازند شمشک..... ۱۸
- شکل ۴-۲- تصویری از رخنمون آهک‌های کرتاسه در جنوب غرب روستای نارکان..... ۲۰
- شکل ۵-۲- تصویری از ساخت مدادی در شیل‌های کرتاسه در شمال نارکان..... ۲۰
- شکل ۶-۲- تصویر کنگلومرای صخره‌ساز سازند فجن..... ۲۱
- شکل ۷-۲- تصویری از توف‌های سبز سازند کرج..... ۲۲
- شکل ۸-۲- تصویری از فسیل‌های نومولیت در سنگ‌های آهکی ائوسن تا الیگوسن..... ۲۴
- شکل ۹-۲- تصویری از سنگ‌های ولکانیکی ائوسن در منطقه حاجی آباد..... ۲۵
- شکل ۱۰-۲- تصویری از سنگ‌های بازالتی ائوسن..... ۲۵
- شکل ۱۱-۲- تصویری از نفوذ و جایگزین دایک گابرویی در توف‌های ائوسن در امتداد جاده سمنان- مهدی‌شهر..... ۲۶
- شکل ۱۲-۲- تصویری از آگلومرا موجود در شمال روستای نارکان..... ۲۶
- شکل ۱۳-۲- تصویری از سنگ‌های گابرویی..... ۲۸
- شکل ۱۴-۲- تصویری از توده‌های گرانیتی در منطقه نوکه..... ۲۸
- شکل ۱۵-۲- دورنمایی از سازند قم در جنوب جاده سمنان- دامغان..... ۲۹
- شکل ۱۶-۲- نمایی از ساختار تاقدیس و ناودیس میوسن در منطقه نوکلاته..... ۳۰
- شکل ۱۷-۲- تصویری از مارن‌های مربوط به سازند قرمز بالایی در روستای ابراهیم‌آباد..... ۳۱
- شکل ۱۸-۲- تصویری از مارن‌های مربوط به میوسن با رگه‌هایی از ژئیس در مسیر روستای شریعت‌آباد..... ۳۱
- شکل ۱۹-۲- تصویری از کنگلومرا و لایه‌های مارنی سازند هزاردره..... ۳۲
- شکل ۲۰-۲- تصویری از آبرفت‌های رودخانه‌ای جوان در مسیر جاده پیغمبران..... ۳۳
- شکل ۲۱-۲- تصویری از معدن آهن زرتول..... ۳۷
- شکل ۲۲-۲- تصویری از معدن کائولن پشته..... ۳۷
- شکل ۲۳-۲- تصویری از معدن باریت ونکان در شمال روستای نارکان..... ۳۸
- شکل ۳-۱- تصویر میکروسکوپی یک نمونه داسیتی و بافت گلمروپورفیری..... ۴۳
- شکل ۲-۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی و بافت میکروولیت پورفیری..... ۴۵
- شکل ۳-۳- حضور بافت پورفیری و هیالومیکروپورفیری در سنگ‌های آندزیتی..... ۴۵
- شکل ۴-۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های بازالتی..... ۴۷
- شکل ۵-۳- تصویر میکروسکوپی از ماکل نواری پیروکسن و بافت هیالوپورفیری در سنگ‌های بازالتی..... ۴۷
- شکل ۶-۳- تصویر میکروسکوپی از کریستال توف..... ۴۸
- شکل ۷-۳- تصویر میکروسکوپی از گرانیت و بافت گرافیکی..... ۵۰
- شکل ۸-۳- تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت با بافت پورفیروئید..... ۵۰
- شکل ۹-۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانودیوریت و هم‌رشدی کانی بیوتیت و پیروکسن..... ۵۱
- شکل ۱۰-۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های دیوریتی و بافت پویی کیلیتیک..... ۵۲

شکل ۳-۱۱ - تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های دیوریتی	۵۳
شکل ۳-۱۲ - تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی و بافت پویی کیلیتیک	۵۴
شکل ۳-۱۳ - تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی	۵۴
شکل ۳-۱۴ - تصویری از فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های گابرویی	۵۵
شکل ۴-۱ - نمودارهای QJ و En-Fs-Wo برای طبقه‌بندی و تعیین ترکیب کلینوپیروکسن	۶۵
شکل ۴-۲ - نمودار تغییرات ترکیبی دیوپسید	۶۵
شکل ۴-۳ - نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن و شرایط تبلور بازالیت	۶۸
شکل ۴-۴ - نمودار تعیین دما و فشار تبلور دیوپسید	۷۰
شکل ۴-۵ - نمودار تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی دیوپسید	۷۳
شکل ۴-۶ - نمودار سه تایی An-Ab-Or برای تعیین ترکیب فلدسپار	۷۵
شکل ۴-۷ - تصویر BSE فنوکریست‌های پلاژیوکلاز	۷۶

فهرست جداول

-
- جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی ۴۰
- جدول ۴-۱- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ بلورهای متوسط کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ۶۰
- جدول ۴-۲- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ بلورهای ریز کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ۶۱
- جدول ۴-۳- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی ۶۲

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی به منطقه

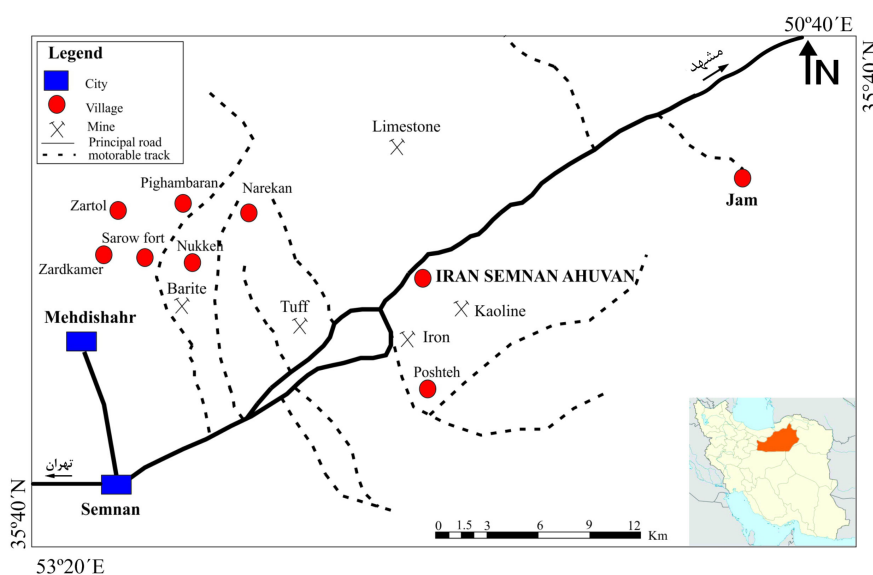
منطقه مورد مطالعه در ۲۶ کیلومتری شمال تا شمال شرق شهرستان سمنان، بین عرضهای شمالی $35^{\circ}40'12''$ تا $35^{\circ}41'46''$ و طولهای شرقی $53^{\circ}42'24''$ تا $53^{\circ}45'25''$ در گردنه آهوان در مسیر جاده سمنان- مشهد واقع شده است. با توجه به تقسیمبندی ایران توسط نبوی (۱۳۶۶)، این منطقه جزء ایران مرکزی و جنوبیترین بخش البرز مرکزی محسوب می شود. راههای دسترسی به این منطقه، از طریق راه شوسه منشعب شده از جاده اصلی سمنان- مشهد و سمنان- مهدی شهر میسر است (شکل ۱-۱)، از جمله:

۱- جاده کارخانه سیمان رویال.

۲- جاده درجزین- پیغمبران.

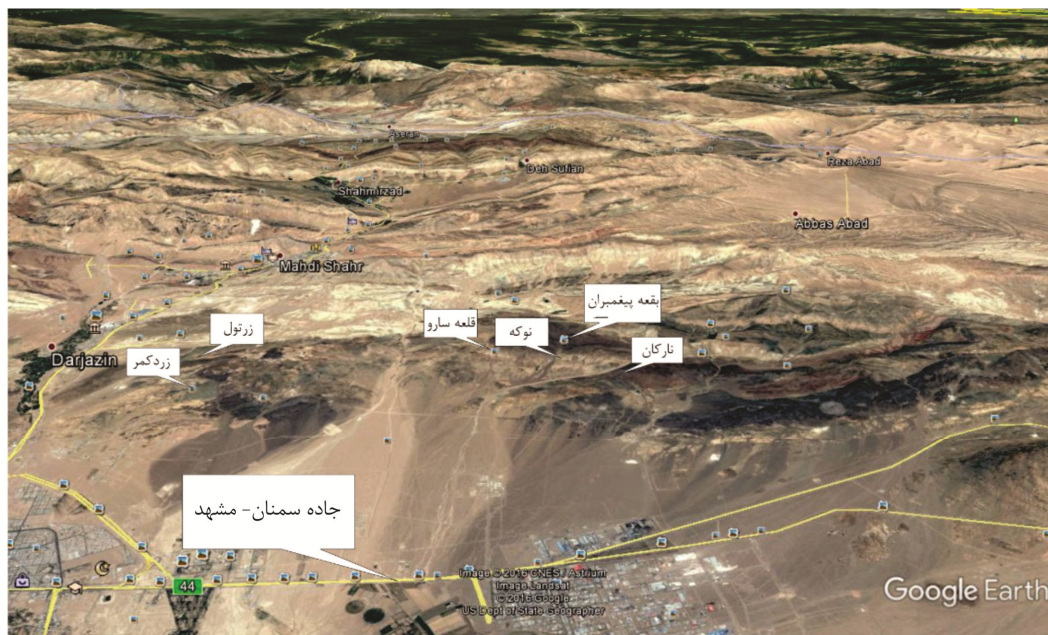
۳- جادههای روستایی نوکه، علی آباد.

این منطقه به دلیل نزدیکی به شهر سمنان، وجود معادن مختلف و نقاط تفریحی و ویلاقی در آن، از راههای ارتباطی نسبتاً مناسبی برخوردار است. آبادیهای مهمی که در این منطقه وجود دارند، عبارتند از: چهل تن، درجزین، نوکه، علی آباد نوکه و زردکمر (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۱- نقشه راههای دسترسی به منطقه مورد مطالعه که با استفاده از عکسهای هوایی و تصاویر Google earth

تهیه شده است.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای سه بعدی از منطقه مورد مطالعه که با استفاده از نرم‌افزار Google earth تهیه شده است (جهت دید بسمت شمال).

۱-۲- شرایط اقلیمی و ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه جزء نواحی خشک و کویری محسوب می شود، که دارای تابستان های گرم با حداکثر ۴۲ درجه سانتی گراد بالای صفر و زمستان های سرد و نسبتاً خشک با حداقل ۶ درجه سانتی - گراد زیر صفر است. بارندگی منطقه، فصلی بوده و ابرهای باران زا از نواحی شمالی و گاه غربی وارد می شوند. افزایش ارتفاع به سمت شمال و نفوذ ابرهای شمالی دریای خزر در بعضی از نقاط کوهستانی و تأثیرپذیری از آب و هوای مدیترانه ای، فاکتورهای مثبتی هستند که این مناطق را از نظر شرایط اقلیمی در وضعیت بهتری نسبت به سمنان قرار می دهند.

میزان بارندگی در ارتفاعات حاشیه‌ی کویر، که منطقه مورد مطالعه در آن واقع شده است، بطور متوسط سالیانه ۱۲۵ میلی‌متر می باشد (محمودیان، ۱۳۷۱). منطقه مورد مطالعه، در حوضه آبریز جنوبی البرز قرار دارد. رودخانه‌های این منطقه غالباً دارای راستای شمالی- جنوبی هستند و آب آنها به سمت دشت سمنان سرازیر می شود و آن را تغذیه می کنند. این رودخانه‌ها غالباً فصلی هستند و

مهم‌ترین آنها کال نوکه، کال شاهوران، کال گاوک و کال درجزین می باشند (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱). در این حوضه، رود سمنان (گل رودبار) تنها رودخانه دائمی منطقه است، که از قاعده‌ی کوه گل رودبار بصورت چشمه کارستی ظاهر شده و به سوی سمنان جریان می یابد. آبدهی این رود، حدود ۲۷ مترمکعب در دقیقه می باشد (زحمتکش، ۱۳۷۵). بدلیل کمی بارندگی منطقه، سفره‌های آب زیرزمینی کم عمق و غنی وجود ندارد. شکستگی‌ها و گسل‌ها، به ویژه انواعی که سنگ‌های کربناته را قطع می کنند، دارای آبدهی قابل توجهی هستند، که کیفیت مناسبی دارند. مخروط افکنه‌های بزرگی در دامنه‌های جنوبی کوهپایه‌ها تشکیل شده است که دارای سفره‌های عمیق آب هستند و کیفیت چندان خوبی ندارند (غیاثوند، ۱۳۸۴).

پوشش گیاهی در این منطقه بسیار ضعیف و پراکنده بوده است و اغلب شامل بوته‌های کوتاه قد و خاردار بیابانی است (شکل ۱-۳). در شمال شرق سمنان، کوه‌های مرتفع البرز مرکزی به تدریج جای خود را به پستی و بلندی های کم ارتفاع کوهپایه‌ای می دهند و روند شرقی- غربی دارند. حداکثر ارتفاع قله‌ها در محدوده مطالعاتی ۱۸۸۰ متر می باشد. در بخش‌های شمالی‌تر به تدریج مقدار ارتفاع افزایش می یابد، بطوری که در ناحیه کوهستانی و ناهموار، قله‌هایی با بیش از ۲۰۰۰ متر، فراوان دیده می شوند، که از آن جمله می توان کوه‌های سنگسر، گل رودبار، دربند و کرگو را نام برد.

۱-۳- اهداف مطالعه

پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال و شمال شرق سمنان در گذشته توسط پژوهشگران مختلفی بررسی و مطالعه شده است، اما تاکنون مطالعه‌ای درباره شیمی کانی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه صورت نگرفته است، لذا در این تحقیق اهداف اصلی زیر دنبال می شود :

۱. بررسی تنوع سنگ‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه.
۲. تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌های آتشفشانی.
۳. تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی.

۴- تخمین عمق مخزن (مخازن) ماگمایی تشکیل دهنده این سنگ‌ها.

۵- تعیین محل خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۳- تصویری از پوشش گیاهی و آب و هوای خشک و کویری منطقه مورد مطالعه.

۴-۱- روش انجام تحقیق

روش انجام تحقیق را می‌توان در چهار مرحله، شامل جمع‌آوری اطلاعات، عملیات صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی، تجزیه و تحلیل داده‌ها دسته‌بندی نمود:

۴-۱-۱- جمع‌آوری اطلاعات

ابتدا موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن با استفاده از تصاویر Google Earth و نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (جلوی نائینی، ۱۳۵۱) و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سمنان (آقانباتی و حامدی ۱۳۷۳) مشخص شد و مطالعات مقدماتی منطقه

مورد نظر براساس نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای آغاز گردید. همچنین مرورکارهای پژوهشگران پیشین که از اقدامات مهم در این مرحله می باشد، نیز صورت گرفت.

۱-۴-۲- عملیات صحرایی

بازدید از منطقه مورد مطالعه در شش نوبت همراه با جمع‌آوری اطلاعات، نمونه‌برداری و تصویربرداری‌های لازم در ماه‌های آبان و آذر سال ۱۳۹۴ و فروردین ۱۳۹۵ صورت گرفت. در این مراحل تعداد ۷۵ نمونه از سنگ‌های نفوذی و ۵۰ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی منطقه برداشت شد، که از این تعداد حدود ۱۲۰ مقطع نازک در کارگاه مقطع دانشگاه شاهرود تهیه گردید. ۴ نمونه از سنگ‌های آتشفشانی که دارای حداقل دگرسانی بودند انتخاب شد و از آنها مقاطع نازک صیقلی تهیه گردید. سپس به منظور انجام مطالعات شیمی کانی به دانشگاه اسلو در کشور نروژ ارسال گردید.

۱-۴-۳- مطالعات آزمایشگاهی

در این پژوهش مطالعات میکروسکوپی جهت تعیین بافت و تشخیص کانی‌ها و آنالیزهای الکترون مایکروپروپ جهت تعیین ترکیب شیمیایی، طبقه‌بندی و نامگذاری دقیق کانی‌ها تشکیل دهنده سنگ‌های آتشفشانی شمال و غرب سمنان صورت گرفته است.

۱-۴-۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها

- الف) تهیه نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار Arcmap(GIS).
- ب) ترسیم نمودارها با استفاده از نرم‌افزارهای کامپیوتری Corel Draw X7، Grapher 12.
- ب) تجزیه و تحلیل داده‌های حاصل از آنالیز کانی‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای Minpet، Excel.
- پ) مطالعه و بررسی دما و فشار تشکیل سنگ‌های آتشفشانی حاصل از آنالیز میکروپروپ.
- ت) تلفیق نتایج حاصل از مراحل مختلف تحقیق، تجزیه و تحلیل داده‌ها و در نهایت تدوین پایان‌نامه.

۱-۵- پیشینه مطالعات قبلی

منطقه سمنان از دیرباز به عنوان یک منطقه جالب از نظر زمین‌شناسی مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان بوده است، بویژه آن‌هایی که در بخش آموزشی و پژوهشی فعالیت داشته‌اند. علت آن وجود رخنمون‌های نسبتاً کاملی از سنگ‌های زمان‌های پرکامبرین تا سنوزوئیک، وجود جاذبه‌های معدنی و عملکرد گسل‌های اصلی ناحیه و زلزله‌خیزی آن‌هاست که توجه بسیاری از محققین را به خود جلب کرده است. تاکنون مطالعات قابل ملاحظه‌ای در مورد سنگ‌های موجود در شمال و شمال-شرق سمنان صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

- علوی نائینی (۱۳۵۱) با تهیه نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و بررسی گسل عطاری، این گسل را از نوع عمیق معرفی کرده است که از کامبرین میانی تا سنومانین نقش مهمی در سرگذشت زمین‌شناسی مناطق جام، سمنان و دامغان داشته است و درعین حال مرز جداکننده زون ساختاری البرز و ایران مرکزی بشمار می‌رود.

- نبوی (۱۳۶۶) در تهیه و شرح نقشه زمین‌شناسی سمنان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ به وجود توده‌های نفوذی میکرودیوریتی در اطراف روستاهای سارو، بهرو، تیلستان و عبدال‌آباد اشاره کرده است. همچنین براساس گسل‌های مهم سمنان، این منطقه را به ۹ زون تکتونیکی تقسیم نموده است.

- شرکت اکتشافات ژئوفیزیکی و ژئوشیمیایی جیانگ سی‌جین (۱۹۹۴)، اکتشافات ژئوشیمیایی ناحیه سمنان- کاشمر را در مسافتی حدود ۴۲۰۰۰ کیلومتر مربع (۲۶ ورقه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰)، انجام داده که تهیه نقشه ژئوشیمیایی سمنان به روش برداشت رسوبات رودخانه‌ای نیز جزء آن بوده است.

- بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه بطول ۳۲/۵ کیلومتر می‌دانند که باعث شده سنگ‌های سازند کرج از سوی جنوب بر روی کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های ژیبس‌دار میوسن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن- پلیستوسن در شمال رانده شود.

- صمدی (۱۳۷۷) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را در زمینه‌ی پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌شرق سمنان انجام داده است.

- رحیمی (۱۳۷۸) نقشه زمین‌شناسی سمنان و بانک اطلاعات زمین‌شناسی معدنی آنرا با بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) تهیه کرده است.

- محسنی (۱۳۸۱) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال سمنان را مطالعه کرده است. براساس مطالعات وی، بنظر می‌رسد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه از تفریق یک ماگمای آندزیتی دارای SiO_2 تقریباً ۵۵ Wt% بوجود آمده است.

- آرین و همکاران (۱۳۸۳) سیستم گسلی شمال سمنان - سرخه و نقش آن را در تفکیک این حوضه مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها موقعیت و عملکرد گسل‌های شمال سمنان و گسل نوکه را مطالعه کرده‌اند.

- غیاثوند (۱۳۸۴) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال‌شرق سمنان را مورد بررسی قرار داده است. براساس مطالعات وی، توده‌های گرانیتوئیدی نوکه دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی و ماهیت آکالی‌پتاسیک تا سدیک و متآلومین می‌باشند. گرانیتوئیدهای مورد نظر از نوع I (سری مگنتیت) هستند.

- شاه‌حسینی (۱۳۸۶) در پایان‌نامه خود تحت عنوان پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌شرق سمنان با بررسی نمودارهای ژئوشیمیایی نشان داد که سنگ‌های گابرویی و گرانیتوئیدی منطقه، منشأ یکسانی ندارند و جایگاه زمین‌ساختاری ماگماتیسم منطقه خصوصیات ماگمای قوس و سری سنگی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند. همچنین غنی‌شدگی ماگما از عناصر ناسازگار، به دلیل نرخ نسبتاً پایین ذوب‌بخشی در منشأ، متاسوماتیسم شدید گوه‌گوشته‌ای و یا آلایش ماگما در حین صعود ذکر شده است.

- دین‌پناه (۱۳۹۰) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد به بررسی هندسه، سازوکار و جنبش‌های جوان گسل‌های سمنان و عطاری در جنوب خاوری ناحیه‌ی البرز مرکزی پرداخته است.

- شهری (۱۳۹۰) در پایان‌نامه خود، اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول شمال‌شرق سمنان را بررسی کرده است. بررسی عناصر ساختاری در منطقه مورد مطالعه و در

مقیاس بزرگتر به سمت غرب و شرق نشان می دهد که گسل های بزرگ سمنان و عطاری نقش مهمی در ایجاد فضاهای باز مناسب جهت جایگزینی توده های نفوذی و ایجاد زون های تکتونیکی خرد شده برای جایگزینی سیالات کانسار ساز ایفا نموده است.

- صادقیان و میرباقری (۱۳۹۱) نقشه ۱:۲۵۰۰۰ زمین شناسی منطقه نارکان شمال شرق سمنان را تهیه نمودند.

- ابراهیمی (۱۳۹۳) در پایان نامه خود زیست چینه نگاری نهشته های آلبین در شمال شرق سمنان (برش امدوان) براساس آمونیت ها را مورد بررسی قرار داده است.

- خراسانی (۱۳۹۳) در پایان نامه کارشناسی ارشد به بررسی دگرریختی واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک در شمال خاوری سمنان پرداخته است.

- خانه دار کلویر (۱۳۹۵) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد، شیمی کانی سنگ های نفوذی گردنه آهوان را مورد بررسی قرار داده و با استفاده از داده های سنجش از دور به تفکیک واحدهای سنگی موجود در این منطقه پرداخته است.

- غفاری (۱۳۹۶) در حال حاضر در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود ژئوشیمی، کانی شناسی، ساخت و بافت و الگوی پیدایش کانسار باریت، کائولن، مس پشته شرق سمنان را بررسی می کند.

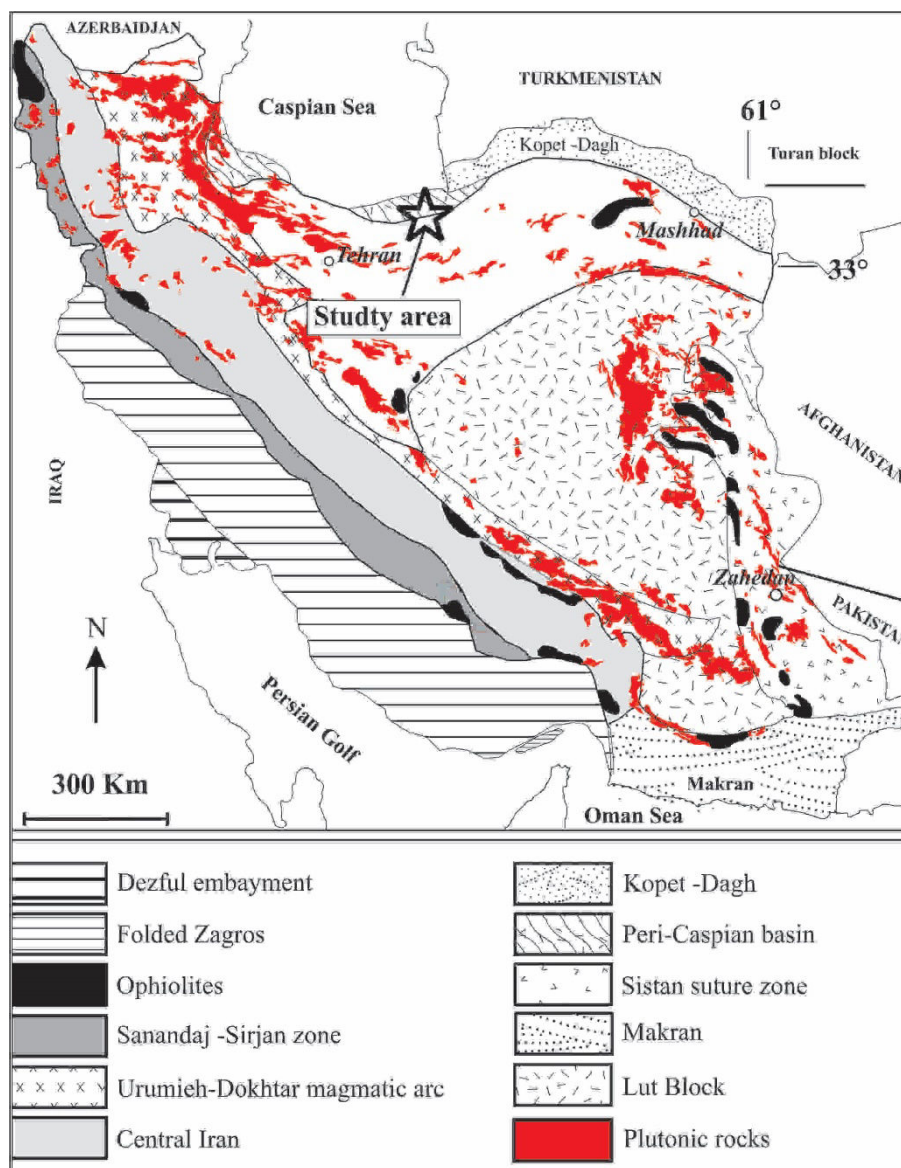
- کامران (۱۳۹۶) در قالب رساله دکتری تحت عنوان پترولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپی سنگ های آذرین شمال و شمال شرق سمنان، به تعیین سن سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه می پردازد.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

سرزمین ایران بخاطر موقعیت ویژه آن (در محل برخورد دو ابر قاره‌ی اوراسیا و گندوانا) و نوع حرکات و برخورد ورقه‌های قاره‌ای، از نظر تحولات زمین‌ساختی، الگوی ساختاری، شرایط رسوبی و زیستی یکنواختی نداشته و به پهنه‌های رسوبی- ساختاری مختلف تقسیم می‌شود. از عواملی که در تقسیم-بندی ایران به حوضه‌های رسوبی- زمین‌ساختی مختلف نقش داشته‌اند می‌توان به نوع پوسته (قاره‌ای - اقیانوسی)، شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته، رخساره‌های سنگی- زیستی، تحولات زمین-ساختی، فعالیت‌های ماگمایی، فرآیندهای دگرگونی و الگوی ساختاری اشاره کرد.

با توجه به نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران (آقائباتی، ۱۳۸۳)، منطقه مورد مطالعه در مرز بین زون ساختاری البرز و لبه شمالی زون ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۲). زون ایران مرکزی بزرگترین و قدیمی‌ترین زون ساختمانی- رسوبی ایران محسوب می‌شود که در قسمت میانی کمربند آلپ- هیمالیا قرار دارد. چین‌خوردگی اصلی در زون ایران مرکزی مربوط به فاز کوهزایی آلپی می‌باشد و یکی از ویژگی‌های مهم آن فعالیت‌های آتشفشانی ائوسن است که خصوصاً در حاشیه این زون از شدت قابل ملاحظه‌ای برخوردار بوده است (Stocklin, 1968). پهنه رسوبی- ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحه ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب در یک راستای عمومی شرقی- غربی از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد (آقائباتی، ۱۳۸۳). از دیدگاه علوی (۱۹۹۶) رشته کوه البرز بخشی از سلسله جبال آلپ- هیمالیا می‌باشد که با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، از کوه‌های قفقاز در جمهوری ارمنستان و آذربایجان تا کوه‌های پاراپامیسوس در شمال افغانستان امتداد یافته است. این رشته‌کوه در بخش غربی روند کلی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی و در بخش شرقی، روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی دارد. استان سمنان در دامنه‌های جنوبی بلندی‌های البرز (مرکزی - شرقی) و در حاشیه شمالی کویر بزرگ قرار دارد. زمین‌شناسان و محققان بسیاری به مطالعه بخش‌های مختلف این مجموعه کوهزایی در دوران‌های مختلف پرداخته‌اند و نتیجه مطالعات آنها به شکل نقشه‌ها و گزارشات متنوع منتشر شده است؛ تا درک بهتری از تکوین و تکامل این نوار کوهزایی حاصل گردد.



شکل ۱-۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران (اقتباس از رضایی کهنخایی و همکاران ۲۰۱۰). منطقه مورد مطالعه در مرز زون البرز و ایران مرکزی قرار دارد و با ستاره مشخص شده است.

منطقه مورد مطالعه در شمال و شمال‌شرق شهر سمنان قرار دارد. در ادامه تلاش می‌شود بخشی از تاریخچه تکوین و تکامل آن در زمان‌های مختلف مشخص گردد. نبوی (۱۳۶۶) معتقد است، ویژگی‌های چینه‌شناسی این منطقه به گونه‌ای است که می‌توان آن را زون حدواسط میان ایران مرکزی و البرز دانست زیرا برونزدهای پالئوزوئیک که در حاشیه‌ی شرقی و غربی منطقه وجود دارد، با سنگ‌های ایران مرکزی هم‌رخساره است و برونزدهای مزوزوئیک، بویژه تریاس و ژوراسیک که در شمال ناحیه

جام دیده می شود، با سنگ‌های هم‌زمان در کوه‌های البرز هم‌رخساره می باشد. در یک نگاه کلی محدوده مورد مطالعه به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می شود که این دو بخش توسط گسل بزرگ سمنان از هم جدا می شوند. بخش شمالی آن از سنگ‌های رسوبی با ترکیب متنوعی تشکیل شده که تحت عنوان سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای، لار، تیزکوه، فجین، قرمز زیرین قم، قرمز بالایی شناخته می شوند و در ضمن مقداری از آبرفت‌های کواترنر آنها را همراهی می کند. بخش جنوبی عمدتاً ولکانیک‌های ائوسن را در بر می گیرد که توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانودیوریت درون آنها نفوذ کرده‌اند و در طی تزریق و جایگزینی، تحولات دگرگونی و دگرسانی متنوعی به همراه داشته‌اند. در این منطقه روند کلی گسترش سنگ‌ها یا ساخت‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس نظیر گسل‌ها شرقی- غربی یا شمال‌شرقی- جنوب‌غربی است که عمدتاً به سمت شمال تا شمال‌غرب شیب دارند (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱).

۲-۲- چینه‌شناسی و واحدهای سنگی منطقه

براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام (علوی نائینی و حامدی، ۱۳۷۶) و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (آقانباتی و حامدی، ۱۳۷۳)، پیکره‌های اصلی سنگ‌های منطقه را دو پیکره رسوبی و آذرین تشکیل می دهد. این پیکره‌ها دامنه سنی بین ژوراسیک تا کواترنری را پوشش می دهند (شکل ۲-۲) و در ذیل به بطور خلاصه بحث شده‌اند:

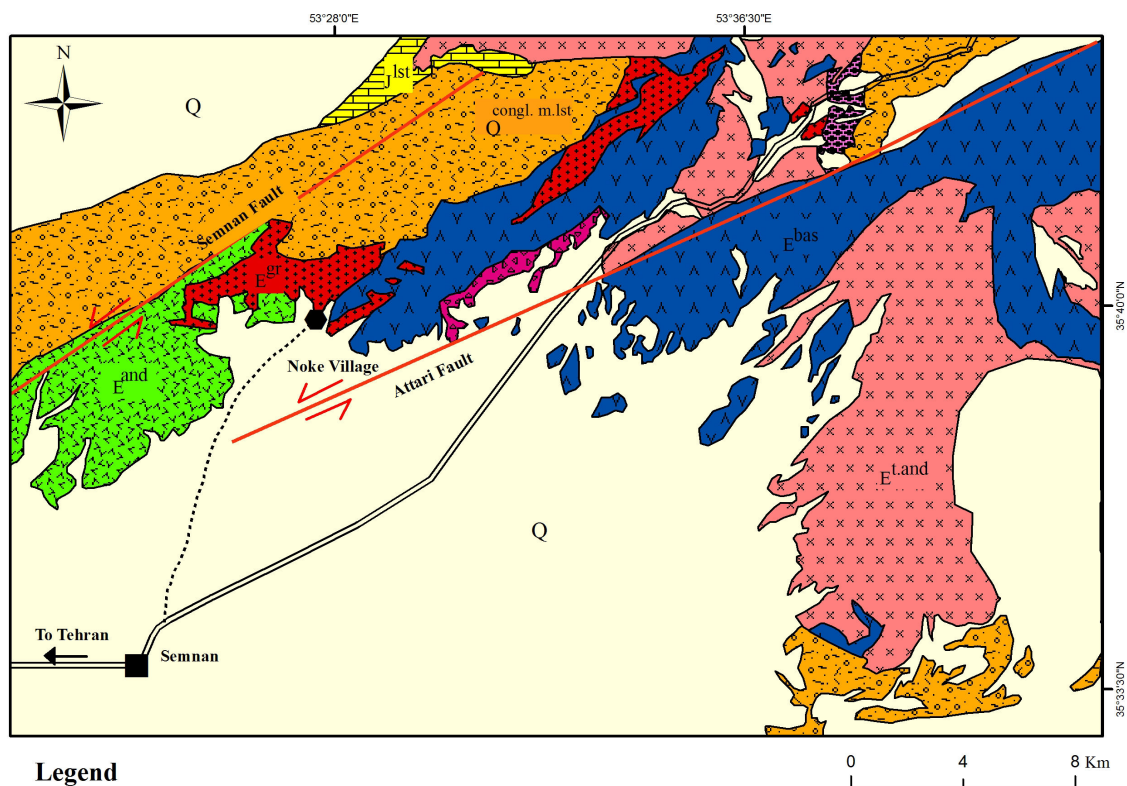
۲-۲-۱- مزوزوئیک

الف- ژوراسیک

سازند شمشک

سازند شمشک یکی از سازندهای مهم زون البرز است که به واسطه دارا بودن لایه‌های زغالی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است و کلیه فعالیت‌های معدنی زغال‌سنگی به این واحد معطوف می گردد

(علوی نائینی، ۱۳۵۱). سازند شمشک در محدوده مورد مطالعه در شمال گسل دیکتاش و



شکل ۲-۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که براساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمnan و ۱:۱۰۰۰۰۰ جام و نمونه برداری صورت گرفته در این پژوهش تهیه شده است.

در شمال و شمال غرب روستای سارو مشاهده شده است. در شمال گسل دیکتاش سازند شمشک را می توان به دو بخش اصلی واحد زیرین و واحد بالایی تقسیم کرد (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱).

واحد زیرین از میکروکنگلومرا، ماسه سنگ ارغوانی و بندرت سیلتستونی- شیلی حاوی فسیل بلمنیت، آمونیت، خرده های فسیل گیاهی و ... تشکیل شده است. این واحد از ضخامت نسبتاً زیادی

برخوردار است (بیش از ۵۰۰ متر) و غالباً نازک‌لایه تا متوسط‌لایه می باشد و شیب کلی واحدهای سنگی حدود ۵۰ درجه به سمت شمال است. واحد بالایی سازند شمشک عمدتاً از شیل تشکیل شده است ولی با توجه به شواهد صحرایی یک افق ماسه‌سنگی به ضخامت ده‌ها متر در بخش‌های میانی این سازند رخنمون دارد و در بخش‌های بالایی این سازند یک افق آهکی ماسه ای یافت می شود. این واحد به طور عمده از شیل‌های خاکستری رنگ همراه با میان‌لایه‌های شیلی- ماسه‌ای تشکیل شده است. به سمت بخش‌های میانی تا بالایی این واحد، رسوبات شیلی زغالدار و زغال فراوان‌تر هستند. این واحد به علت فرسایش‌پذیری دارای مورفولوژی زیبا و منحصر به فردی می باشد. آبراهه‌های شاخه درختی و نسبتاً عمیق، سطح نسبتاً هموار و البته پرشیب از ویژگی‌های این واحد سنگی می باشد. در بخش‌های بالایی این سازند آمونیت‌های کوچک و بلمنیت به وفور یافت می‌شود. در محدوده مورد مطالعه، میزان زغال رسوبات زغالدار این واحد در حدی نیست که دارای ارزش اقتصادی باشد ولی وجود رسوبات زغالدار از ویژگی‌های بارز این واحد می باشد. در حقیقت تشکیل رسوبات شیلی معرف آن است که حوضه رسوبی عمیق‌تر شده و شرایط برای تشکیل رسوبات دانه ریزتر شیلی و سیلتی مهیا گشته است. در بخش‌های میانی این واحد، چندین متر ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرای ارغوانی رخنمون دارد که مبین کم عمق شدن حوضه رسوبی می باشد، البته بعد از نهشته شدن این واحد، دوباره حوضه رسوبی به زیر آب فرو رفته و عمیق‌تر شده، رسوبات شیلی و شیلی زغالدار نهشته شده‌اند (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱). در قسمت‌های بالایی سازند شمشک با عمیق‌تر شدن حوضه، شرایط برای تشکیل یک واحد آهکی- ماسه‌ای به ضخامت چند متر فراهم شده است. این واحد نسبت به سنگ‌های شیلی اطراف صخره‌ساز و مرتفع‌تر می‌باشد. سازند شمشک در شمال و شمال‌غرب روستای سارو از میان‌لایه‌های متناوب ماسه و شیل تشکیل شده است. لایه‌های ماسه‌سنگی از نوع نازک‌لایه می باشند. شیب کلی آنها به سمت شمال تا شمال‌شرق است. در رسوبات ماسه‌سنگی سازند شمشک در این محل، ساخت‌های رسوبی نظیر ریپل مارک، چینه‌بندی مورب، قالب‌های وزنی و کنکرسیون‌های ماسه‌سنگی به وضوح مشاهده می شوند (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱؛ شکل ۲-۳).

سازند دلیچای

این سازند متشکل از یک توالی به ضخامت ۱۰۷ متر شامل آهک، آهک‌مارنی، مارن و آهک‌های ماسه‌ای سرشار از آمونیت است (ابراهیمی، ۱۳۹۳). در این سازند، نوع سنگ‌ها و سنگواره‌ها نشانگر نهشته شدن آنها در یک محیط دریایی است که با شرایط دریاچه‌ای مردابی نهشته‌های زیر آن (گروه شمشک) و ردیف‌های کربناتی ضخیم‌لایه رویی (سازند لار) دارای تفاوت بارزی است. در منطقه مورد مطالعه، سازند دلیچای شامل آهک، آهک‌های مارنی کرم و مارن‌های سبز رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط می باشد که دارای مقدار فراوانی فسیل‌های آمونیت و مرجان است. سنگ‌های آهکی این سازند در مواردی دارای رگه‌های چرتی نیز می باشد. در این منطقه لایه‌های آهکی کرم‌رنگ سازند دلیچای دارای مقدار زیادی ماکروفسیل از نوع آمونیت و از جنس *Perisphinctes* می باشد. روند لایه‌ها عمدتاً شرقی‌غربی تا شمال‌شرقی - جنوب‌غربی است، ولی شیب آنها به سمت شمال است (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱؛ شکل ۲-۳).

سازند لار

سازند لار به علت استحکام و صخره‌ساز بودن در تمامی نواحی البرز، کوه‌ها و پرتگاه‌های مرتفعی را تشکیل می دهد. این سازند با ضخامت متوسط حدود ۳۰۰ متر و دارای ترکیب آهکی است (ابراهیمی، ۱۳۹۳)، به طور معمول سازند لار به صورت تدریجی و به طور همشیب بر روی رسوبات سازند دلیچای قرار می گیرد. سنگ‌های آهکی لار دارای رنگ کرم خاکستری می باشند. سازند لار بلندترین ارتفاعات منطقه را به خود اختصاص داده و همانند دیواره‌ای بلند، بخش‌های جنوبی و شمالی را از یکدیگر جدا می کند. این سازند در دامنه جنوبی ارتفاعات گاوک با یک مرز تدریجی بر روی سازند دلیچای قرار گرفته است و در دامنه شمالی ارتفاعات مذکور بر روی رسوبات تخریبی پالئوسن (سازند فجن) رانده شده است. مرز بالائی سازند لار یک سطح فرسایشی و آزاد است. به علت تکتونیزه بودن منطقه، در

دامنه‌های شمالی و جنوبی سازند لار، تجمعات قابل ملاحظه‌ای از واریزه‌های تخریبی-آبرفتی مشاهده می‌شود. طول بعضی از مخروط افکنه‌های دارای رسوبات نشات گرفته از این واحد به بیش از یک کیلومتر می‌رسد (خراسانی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۳- تصویری از لایه‌های آهکی و مارن سازند دلیچای و شیل‌های خاکستری سازند شمشک در شمال قلعه سارو.

ب- کرتاسه

واحدهای متعلق به کرتاسه شامل سنگ‌های آهکی و مارن، ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرای قاعده‌ای است که غالباً توسط گسل‌هایی از نوع راندگی، بر روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن رانده شده که معرف نابرجا بودن آنهاست. این سنگ‌های آهکی و بخش‌های ماسه‌سنگی قاعده آنها و سنگ‌های آذرآواری همراهشان، همگی توسط دایک‌های میکرودیوریتی (یا آندزیتی) قطع شده‌اند (شهری، ۱۳۹۰). مارن‌ها به صورت دگرشیب، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک را می‌پوشانند و در مرز بالایی خود به صورت تدریجی به یک توالی آهکی تبدیل می‌گردند. گهگاه واحد مارنی سیاه رنگ غنی از مواد کربن‌دار و به

ندرت میان لایه‌های آهکی در بین این واحد مارنی مشاهده می‌شود. سنگ‌های آهکی نازک لایه تا متوسط لایه خاکستری رنگی بر روی رسوبات مارنی قرار گرفته‌اند. مرز تماس این واحد آهکی با واحد مارنی در بعضی نقاط عادی و تدریجی است و در برخی نقاط دیگر سطح تماس از نوع گسلی است. در میان سنگ‌های آهکی بقایای فسیل‌های دوکفه‌ای یافت می‌شود. این واحد آهکی به سمت بالا، به یک توالی آهکی ماسه‌ای تبدیل می‌گردد. این پدیده نشانگر کم عمق شدن حوضه و پسروری حوضه دریایی کرتاسه می‌باشد. بر روی این واحدهای آهکی، تناوب نسبتاً ضخیمی از ماسه‌سنگ، سیلتستون، میکروکنگلومرا و کنگلومرا مشاهده می‌شود. به علت وجود مقادیری اکسید آهن (عمدتاً هماتیت) در لایه‌های دانه‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها، آنها دارای رنگ قرمز ارغوانی هستند. سنگ‌های سازنده این واحد نازک لایه تا متوسط لایه می‌باشند و ساخت‌هایی نظیر ریپل‌مارک، شیل مدادی در آنها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها که جوان‌ترین عضو مجموعه سنگ‌های کرتاسه ایران مرکزی می‌باشند، در شمال روستای نوکه تا شمال روستای نارکان رخنمون دارند (صادقیان و میرباقری ۱۳۹۱؛ شکل ۲-۴ و ۲-۵).

۲-۲-۲- سنوزوئیک

الف - پالئوسن

سازند فجن

سازند فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی مولاسی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که عموماً سنگ‌های قدیمی‌تر را با دگرشیبی زاویه‌دار می‌پوشاند. از نگاه سنگ‌شناسی، این سازند ضخامت متغیری از کنگلومرای پلی‌ژنتیک (چند منشائی)، ماسه‌سنگ و مارن ماسه‌ای را شامل می‌شود. اغلب این رسوبات به رنگ قرمز هستند و نشانگر رسوبگذاری در یک محیط حاشیه کم عمق می‌باشند. لایه‌های سنگی تشکیل دهنده سازند فجن غالباً دارای شیب نسبتاً زیاد تا نزدیک به قائم هستند. بخش کنگلومرایی و ماسه‌سنگی به علت دارا بودن استحکام بیشتر و مقاوم بودن در مقابل فرسایش، عمدتاً

برجسته و صخره‌ساز هستند. ماسه‌سنگ‌ها دارای ساخت‌های رسوبی مثل چینه‌بندی مورب، دانه-بندی تدریجی و قالب‌های وزنی می‌باشند. این سازند در سمت جنوب با یک کنتاکت گسلی در کنار سنگ‌های آهکی سازند لار قرار گرفته است و از سمت شمال با کنتاکت گسلی در مجاورت



شکل ۲-۴- رخنمونی از آهک‌های مربوط به کرتاسه در جنوب غرب روستای نارکان.



شکل ۲-۵- تصویری از ساخت مدادی در شیل‌های با سن کرتاسه در شمال نارکان.
 آهک‌های آمونیت‌دار سازند دلیچای واقع شده است. با توجه به جایگاه چینه‌شناسی، سن سازند فجین پالتوسن می باشد که به طور محلی توسط رسوبات تخریبی آبرفتی بسیار جوان متعلق به کواترنری پوشیده شده است (شهری، ۱۳۹۰؛ شکل ۲-۶).



شکل ۲-۶- تصویری از کنگلومراهای صخره‌ساز سازند فجن که از دانه‌های گردشده تا نیمه‌گرد (قطر دانه‌ها حدود ۱۵-۵ سانتی‌متر) با ترکیب سنگ آهک و ماسه سنگ تشکیل شده‌اند.

ب- ائوسن

کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران مرکزی، شامل سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی ائوسن تا کواترنری است. به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالا آمدگی و جابجائی افیولیت‌ها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران مرکزی بوقوع پیوست که ماگماتیسم شدید ائوسن را در پی داشته و در ائوسن میانی به اوج خود رسیده است (اللهیاری، ۱۳۸۹). علیرغم ضخامت زیاد و توزیع وسیع، سنگ‌های آتشفشانی و توفها در یک فاصله‌ی زمانی نسبتاً کوتاه شکل گرفته‌اند. ناآرامی‌های این زمان مربوط به فعالیت‌های ماگمایی وابسته به رویداد آلپ میانی می‌باشند (اللهیاری، ۱۳۸۹).

سازند کرج

سازند کرج به سن ائوسن میانی به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی - ایران مرکزی است که در حوضه رسوبی کم ژرفا شکل گرفته است. این سازند از توف‌های سبز تیره تا روشن تشکیل شده است که در منطقه مورد مطالعه با ضخامت حدود ۱۰۰ متر رخنمون دارد. روی این واحد لایه‌ی شیلی سیاه و تیره رنگی قرار گرفته اند، سپس توف‌های سبز با لایه‌بندی منظم با ستبرای چند صد متر قابل مقایسه با بخش‌های پایینی سازند کرج دیده می شوند. این تشکیلات توسط مارن‌های سبز رنگ دارای ماسه‌سنگ توفی نومولیت‌دار با سن ائوسن بالایی پوشانده شده است (افتخار نژاد ۱۳۸۳؛ شکل ۲-۷).



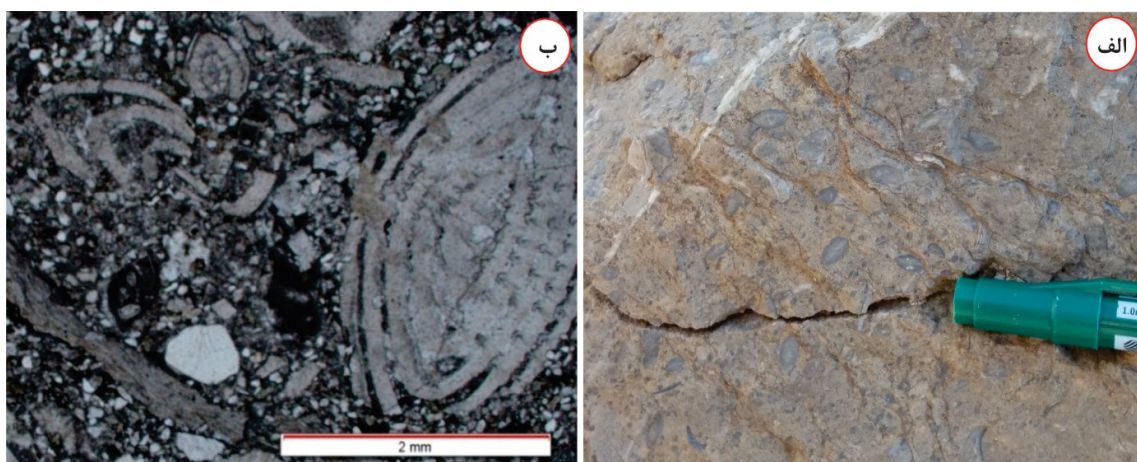
شکل ۲-۷- نمای نزدیکی از توف‌های سبز سازند کرج در منطقه نوکه که این توف‌ها در حال استخراج می باشند.

واحدهای مختلف ائوسن در منطقه مورد مطالعه به شرح زیر است:

ب-۱- سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی - تخریبی، آتشفشانی - رسوبی

سنگ‌های ائوسن شامل سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی - تخریبی، آتشفشانی - رسوبی و رسوبی می باشند. این سنگ‌ها که بصورت گدازه‌های ضخیم‌لایه رخنمون دارند، غالباً دارای ترکیب بازالتی، آندزیت بازالت و آندزیتی هستند. در برخی نقاط ضخامت این گدازه‌ها به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد ولی از آنجایی که اغلب این گدازه‌ها در یک محیط رسوبی کم عمق تا نیمه عمیق فوران کرده‌اند، سنگ‌های بازالتی - آندزیتی با محصولات آتشفشانی که ناشی از برخورد گدازه با آب و انفجار و تخریب آن می باشد، همراه هستند. سنگ‌های آتشفشانی - تخریبی به صورت آگلومرا، لیتیک‌توف و کریستال - توف مشاهده می شوند. در سطح گدازه‌ها آثار سردشدگی سریع و ایجاد حالت شیشه‌ای مشاهده می شود. در برخی نقاط نیز، گدازه‌های بازالتی دارای حجم زیادی گاز بوده‌اند که خروج آنها به تشکیل حفرات زیادی در گدازه‌ها منجر شده است. حفرات مذکور توسط کوارتز، کلسیت، کلریت و زئولیت پر شده‌اند. در بخش‌هایی که سنگ‌ها دارای حفرات زیادتری هستند، میزان تخریب‌شدگی و فرسایش بازالت‌ها و آندزیت بازالت‌ها بیشتر است. در نتیجه این سنگ‌ها دارای مورفولوژی هموارتر و رنگ متمایل به سبز می باشند که این امر به علت حضور گسترده کلریت می باشد. سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر دارای ساخت و بافت پورفیری، میکرولیتی، بادامکی، هیالوپورفیری می باشند. مجموعه سنگ‌های آتشفشانی توصیف شده از حجم و ضخامت زیادی برخوردارند و از آنجایی که تغییرات رخساره‌ای و سنگی آنها بسیارمتنوع است، لذا نمی توان آنها را بصورت واحد سنگی مستقل نمایش داد. ویژگی بارز سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی که بصورت میان‌لایه در بین گدازه‌ها یافت می شوند عبارتند از: لایه‌بندی، دانه‌بندی تدریجی، زاویه‌دار بودن قطعات، گردش‌دهی کم تا متوسط، جورشدگی بد، تنوع ترکیبی زیاد، حضور کلسیت و کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر کلریت. در بین مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی - رسوبی ائوسن گهگاه میان‌لایه‌هایی از آهک فسیل‌دار کرمی رنگ مشاهده می شود که در تماس مستقیم با سنگ‌های آندزیتی - بازالتی یافت می شوند. این سنگ‌ها دارای میان‌لایه‌های آهکی فسیل‌دار و گهگاه رسوبات ماسه‌سنگی میکروکنگلومرای فسیل‌دار هستند.

این فسیل‌ها شامل نومولیت، میلیولید و آلوئولین می باشند. در این واحد حجم سنگ‌های آتشفشانی در مقایسه با سایر واحدهای سنگی ائوسن بسیار زیادتر است. این واحد سنگی توسط توده‌های آذرین با طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت قطع شده است و متعاقب جایگزینی این توده‌ها در آن اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و دگرسانی گرمابی از نوع آرژیلیتی رخ داده است. در شمال گسل بزرگ سمنان، توالی نسبتاً ضخیمی از رسوبات آتشفشانی- رسوبی و رسوبی رخنمون دارند که با دارا بودن میکروفسیل‌های نومولیت به ائوسن تعلق دارند (شکل ۲-۸). با توجه به ماهیت کلی این رسوبات و نیز حضور لایه‌های توفیتی سبز رنگ به وضوح پیداست که این رسوبات ادامه توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن می باشند و فاقد گدازه هستند (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۰؛ اشکال ۲-۸، ۲-۹، ۲-۱۰، ۲-۱۱ و ۲-۱۲).



شکل ۲-۸- الف- تصویری از حضور فسیل‌های درشت نومولیت در سنگ‌های آهکی مربوط ائوسن میانی- بالایی تا الیگوسن در شمال سمنان. ب- تصویر میکروسکوپی از فسیل نومولیت (نومولیتید سندی پکستون، نور PPL).

ب-۲- توف سیلتستونی

این واحد شامل رسوبات توفی سیلتستونی سفید رنگ نازک‌لایه می باشد که بواسطه رنگ سفید خود و دانه ریز بودن، از سنگ‌های مجاور خود تفکیک می شوند. این رسوبات عمدتاً بدون فسیل بوده و معرف دوره آرامش فعالیت‌های آتشفشانی هستند.



شکل ۲-۹- دورنمایی از سنگ های ولکانیکی ائوسن در منطقه حاجی آباد که دچار دگرسانی هماتیتی و لیمونیتی شده‌اند.



تصویری شکل ۲-۱۰- تصویری از سنگ‌های بازالتی ائوسن در شمال شرق سمنان.



شکل ۲-۱۱- تصویری از نفوذ و جایگزین یک دایک گابرویی در توفهای ائوسن در امتداد جاده سمنان- مهدی شهر.



شکل ۲-۱۲- تصویری از آگلومرا موجود در شمال روستای نارکان.

ب-۳- لایه‌های آهکی

این واحد لایه‌های آهکی و آهکی‌ماسه‌ای نازک تا متوسط‌لایه و دارای رنگ کرم، کرم مایل به سفید تا خاکستری را شامل می‌شود. ندول‌های سیلیسی یا افق‌های چرتی- سیلیسی از ویژگی‌های بارز این واحد می‌باشد. این لایه‌های سنگی غالباً فاقد فسیل هستند. در برخی نقاط بخش‌هایی از این

واحد به سمت ترکیبات آهکی تمایل پیدا می کند. این واحد سنگی در بسیاری از نقاط دارای شیب بسیار زیادی است و به شدت چین خورده می باشد و در برخی نقاط توسط کنگلومرای چندزادی قرمز قاعده سازند قرمز زیرین پوشیده می شود (صادقیان و میرباقری، ۱۳۹۱).

ب-۴- کنگلومرا و ماسه سنگ

این واحد شامل یک توالی کنگلومرای و ماسه سنگی نسبتاً ضخیم و تیره رنگ می باشد که رنگ تیره متمایل به سیاه آن بواسطه حضور چشمگیر قطعات سنگی تیره رنگ از جمله بازالت، آندزیت، گابرو، دیوریت، توفیت های ارغوانی و سنگ های آذرآواری است. قطعات آهکی نومولیت دار به مقدار کمتر در این واحد سنگی وجود دارند. این واحد کنگلومرا-ماسه سنگی چندزادی است. گردشگری و جورشدگی آن بسیار ضعیف است و طیف ترکیبی وسیعی از قطعات سنگی را شامل می شود. لایه های کنگلومرای و ماسه سنگی دارای شیب و امتداد میانگین N45E/50NW می باشند. این واحد سنگی توسط لایه های گچی و مارن های گچ دار سبز، کرم و خاکستری روشن متعلق به ائوسن - الیگوسن پوشیده می شود. این واحد کنگلومرای - ماسه سنگی با توجه به تنوع ترکیبی سنگ شناسی و جایگاه چینه شناسی آن، از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است (شهری، ۱۳۹۰).

ب-۵- سنگ های آذرین نفوذی ائوسن (ائوسن بالایی)

توده های نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه براساس مشاهدات پتروگرافی دارای طیف ترکیبی گابرو، دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می باشند و گسترش کمتری نسبت به واحدهای آتشفشانی دارند (شکل ۲-۱۳ و ۲-۱۴). تزریق توده های نفوذی شمال و شمال شرق به درون سنگ های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی-فوقانی در زمان ائوسن فوقانی یا بعد از آن و قبل از رسوبگذاری سازند قم (الیگوسن - میوسن) صورت گرفته است (شاه حسینی، ۱۳۸۶).

پ- الیگوسن پایانی - میوسن

سازند قم

نام این سازند از شهر قم گرفته شده است و بطور متوسط حدود ۵۰۰ متر ضخامت دارد. در



شکل ۲-۱۳- تصویری از سنگ‌های گابرویی در شمال شرق سمنان.

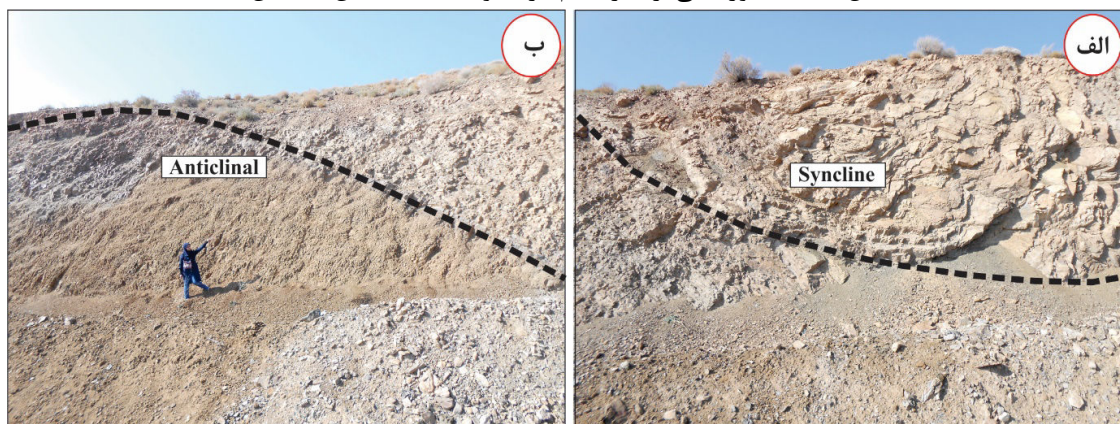


شکل ۲- ۱۴- تصویری از توده‌های گرانیتی در منطقه نوکه.

مجموع سازند قم معرف پیشروی دریا و عمیق شدن حوضه در اواخر الیگوسن و اوایل میوسن است. این سازند یک توالی آهکی همراه با مارن‌های سبز خاکستری می باشد که در بین دو سازند قرمز پایینی و قرمز بالایی قرار دارد (علوی نائینی، ۱۳۵۱ و دانشیان، ۱۳۸۵). در منطقه مورد مطالعه سازند قم از قاعده به صورت ناپیوسته بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز زیرین قرار می گیرد و در مرز بالایی بتدریج به یک واحد ماسه‌سنگی - کنگلومرایی ختم می شود. واحد ماسه‌سنگی - کنگلومرایی معادل سازند قرمز فوقانی، سازند قم را می پوشاند. البته به علت این که مجموعه سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای و لار بر روی سازند قم رانده شده‌اند، لذا در بسیاری نقاط سازند فوقانی حذف شده است و یا ضخامت بسیار کمی دارد. در شمال معدن سنگ لاشه جباری ضخامت این واحد ۳۰ تا ۵۰ متر می‌رسد و به سمت غرب بتدریج محو می‌شود (شهری، ۱۳۹۰). ساختارهای تاقدیسی و ناودیسی نیز در این سازند قابل مشاهده است (شکل ۲- ۱۵ و ۲- ۱۶).



شکل ۲-۱۵- دورنمایی از سازند قم در جنوب جاده سمنان- دامغان.



شکل ۲-۱۶- نمایی از ساختار تاقدیس و ناودیس میوسن در منطقه نوکلاته- تناوبی از آهک، مارن و مارن آهکی.

سازند قرمز بالایی

سن این سازند با توجه به موقعیت چینه‌ای آن میوسن پسین تا پلیوسن پیشین تعیین شده است. این رسوبات در ناحیه مورد مطالعه، از دو واحد متفاوت از یکدیگر به سن میوسن تشکیل شده است. بخشی با ردیف‌هایی از کنگلومرای قرمز رنگ درست شده است، در صورتی که بخش دیگر از مارن‌های

زرد، سبز و اغلب مارن‌های ماسه‌ای قرمز آجری (۲-۱۷)، همراه با افق‌های نازکی از گچ تشکیل شده است که گاهی توسط نهشته‌های آبرفتی پوشیده شده‌اند (شکل ۲-۱۸). در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه، در نزدیکی روستای ابراهیم‌آباد، رخنمون وسیعی از این سازند قابل مشاهده است. در بخش‌های شمالی منطقه به سمت شمال- شمال‌باختری بر تعداد میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرایی افزوده شده، به طور که به تدریج به واحدهای کنگلومرایی ضخیم‌لایه با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و شیلی تبدیل می‌شود. این رسوبات مولاس‌گونه هستند و به نظر می‌رسد که در یک حوضه فروافتاده نهشته شده‌اند و فرونشینی تدریجی بستر، ضخامت آن را به شدت افزایش داده است. با وجود شرایط یکسان رسوبی، سنگ‌شناسی این سازند تغییرات زیادی دارد، به گونه‌ای که هم‌ارزی دقیق رخنمون‌ها دشوار است و هیچ برشی نمی‌تواند الگوی این سازند باشد (آقائباتی، ۱۳۸۳). این واحدهای رسوبی به همراه کنگلومرای پلیوسن، رخنمون قابل توجهی را در بخش‌های پست شمالی و جنوب‌شرقی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند (خراسانی، ۱۳۹۳).



شکل ۲-۱۷- تصویری از مارن‌های مربوط به سازند قرمز بالایی در نزدیکی روستای ابراهیم‌آباد.

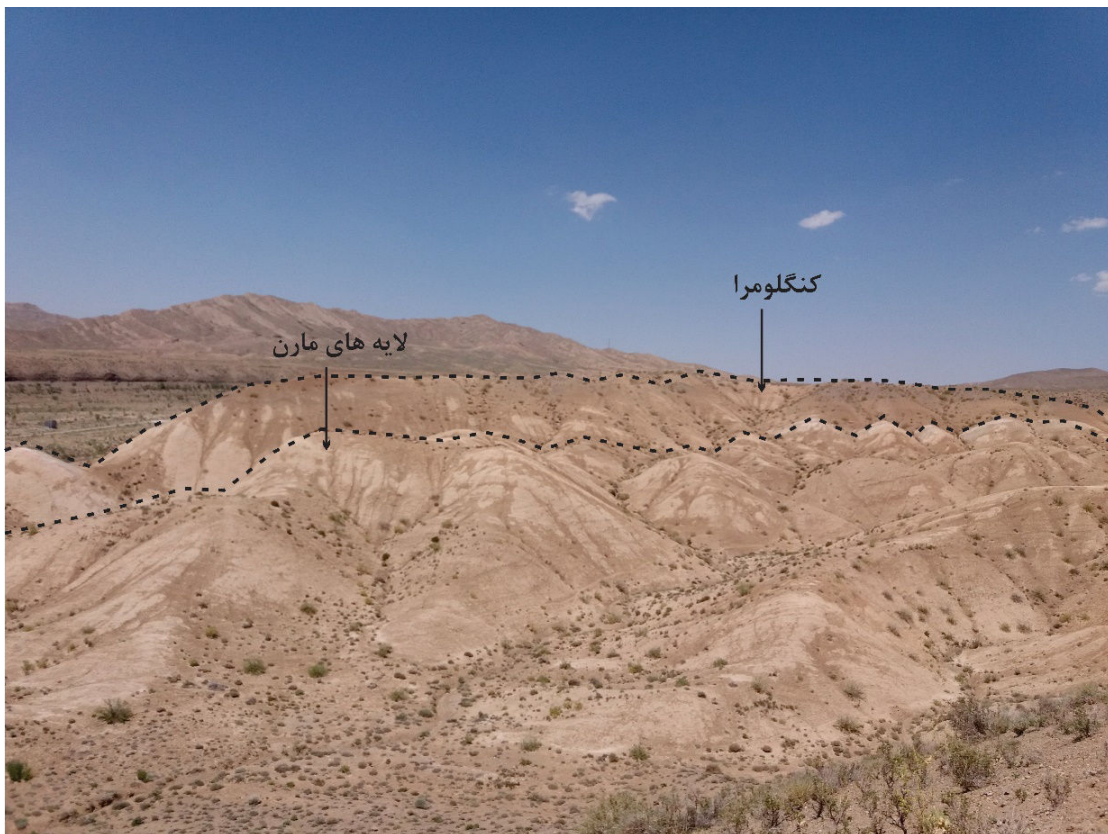


شکل ۲- ۱۸- مارن‌های مربوط به میوسن با رگه‌هایی از ژئوپس در مسیر روستای شریعت‌آباد.

ت- پلیوسن

سازند هزاردره

سازند هزار دره در شمال شرق سمنان غالباً از کنگلومرا و به مقدار کمی رسوبات رسی و مارن تشکیل شده است و دارای روند شرقی- غربی است، سطح تماس این سازند با سازند قرمز بالایی ناپیوسته بوده و خود با سطح تماس ناپیوسته توسط رسوبات جوان کواترنری پوشیده شده است (شکل ۲- ۱۹).



شکل ۲-۱۹- دورنمایی از کنگلومرا و لایه های مارنی سازند هزاردره در شمال شرق سمنان.

ث- نهشته های کواترنر و آبرفت های رودخانه ای

جوان ترین رسوبات موجود در منطقه ی مورد مطالعه، نهشته های کواترنری می باشند که به صورت رسوبات کنگلومرایی سخت نشده و یا با فشردگی اندک بوده و بخشی از ناحیه ی مورد بررسی را، بخصوص در بخش های میانی، می پوشانند. این لایه های کنگلومرایی شیب کمی نشان می دهند که مربوط به توپوگرافی اولیه می باشد. پادگانه های آبرفتی کنگلومرایی نسبتاً مسطح، بلندتر و قدیمی تر از بقیه ی رسوبات آبرفتی این مقطع زمانی، در بخش های شمالی و جنوبی منطقه رخنمون دارند. آبرفت های رودخانه ای جدیدترین رسوبات آبرفتی منطقه هستند که شامل نهشته های رودخانه ای و رسوبات آبراهه ها می باشند و مجموعه ای از قلوه سنگ های ریز و درشت به هم ناپیوسته را در بر دارند (شکل ۲-۲۰).



آبرفت های رودخانه ای

شکل ۲-۲۰- تصویری از آبرفت های رودخانه ای جوان در مسیر جاده پیغمبران.

۲-۳- تکتونیک و زمین ساخت

سرزمین ایران از نظر زمین شناسی به واحدهای ساختمانی-رسوبی مختلف تقسیم بندی می شود. حد و مرز این واحدهای ساختمانی-رسوبی، اکثراً توسط گسل های بزرگ و مهم مشخص شده است (نبوی ۱۳۵۵). از نگاه زمین شناسی، استان سمنان در دامنه های جنوبی رشته کوه البرز (مرکزی - شرقی) و در حاشیه شمالی بلوک لوت قرار دارد. در شمال سمنان "گسل سمنان" به عنوان مرکز جداکننده البرز از ایران مرکزی دانسته شده است (دین پناه، ۱۳۹۰). در ۳۰ کیلومتری شرق سمنان، گسل عطاری مرز دو پهنه ساختاری-رسوبی البرز و ایران مرکزی معرفی شده است. گسل های سمنان و عطاری که با راستای تقریبی شمال شرقی- جنوب غربی از بخش های شمالی استان سمنان عبور می کنند، از فعالیت زمین ساختی نسبتاً بالایی برخوردارند و اهمیت زیادی در تحولات زمین شناسی منطقه و تفکیک حوضه ها دارند. این گسل ها از نوع فشاری هستند، به همین علت خطر زمین لرزه در

آنها به نسبت بالاست. در حد فاصل گسل‌های عطاری و سمنان توده‌های نفوذی زیادی رخنمون دارند که در ارتباط با زون‌های کششی ناشی از عملکرد آنها جایگزین شده‌اند. از پیامدهای دیگر عملکرد این گسل‌ها برشی شدن مجموعه‌های آتشفشانی- رسوبی و آتشفشانی است که به افزایش شدت اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی منجر شده است. همچنین عملکرد این گسل‌ها باعث ایجاد درز و شکاف‌های متعدد گردیده و حرکت را برای محلول‌های گرمابی حاصل از توده نفوذی تسهیل نموده و در نهایت باعث اسکارنی‌شدن و کانه‌زایی (پیریت، مگنتیت، باریت، کلسیت،...) شده‌اند (دین پناه، ۱۳۹۰).

۲-۳-۱- گسل سمنان

گسل سمنان یکی از بزرگترین گسل‌های منطقه مورد مطالعه می باشد. نبوی (۱۳۵۵) گسل سمنان را گسلی با راستای شمال‌شرقی- جنوب‌غربی و با طول ۲۵ کیلومتر معرفی کرده است. شیب این گسل حدود ۸۰ درجه و به سمت شمال‌غرب است که بطور خمیده در ۵ کیلومتری شمال شهر سمنان قرار گرفته است. از نگاه نبوی ویژگی‌های چینه‌نگاری سنگی توالی پالئوزوئیک در دو سوی این گسل تفاوت آشکار دارند، به گونه‌ای که در بلوک جنوبی رخساره‌های ایران مرکزی و در بلوک شمالی، رخساره‌های البرز برونزد دارند. آقانباتی (۱۳۸۳) شیب این گسل را به سمت جنوب شرق معرفی کرده است که در راستای آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (از سوی شمال غرب) بر روی رسوبات کواترنر، در جنوب شرق رانده شده‌اند. علی‌رغم فعال بودن این گسل، هیچگونه داده لرزه‌خیزی از آن گزارش نشده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵).

۲-۳-۲- گسل عطاری

گسل عطاری برای اولین بار توسط علوی نائینی (۱۳۵۱) در شمال‌شرق سمنان در گردنه آهوان شناسایی شد و به دلیل نزدیکی آن به روستای متروکه عطاری نام عطاری بر آن نهاده شد. از نگاه علوی (۱۳۵۱) این ساختار خطی دارای روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب با شیبی به سمت جنوب‌جنوب

شرق است که از زمان کامبرین تا کرتاسه پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سمت خود تأثیرگذار بوده است. از دیدگاه نبوی (۱۳۵۵) گسل عطاری در فاصله ۲۵-۱۰ کیلومتری جنوب گسل سمنان قرار دارد و ممکن است به سمت شرق در دشت آهوان- قوشه به این گسل بپیوندد. بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه با درازای ۳۲/۵ کیلومتر می دانند. مشخص‌ترین بخش آن در گردنه آهوان با درازای حدود ۲۰ کیلومتر است که در راستای آن سازندهای قم، قرمز بالایی، کنگلومرای پلیوکواترنری در شمال، در مجاورت سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در جنوب قرار گرفته‌اند. نامبردگان ادامه شمال‌شرقی و جنوب‌غربی آنرا با عبور از نهشته‌های کواترنری بصورت گسلی نهفته نشان داده‌اند. علوی (۱۳۵۱) از نقطه نظر ساختمان زمین‌شناسی و جغرافیایی گذشته در ناحیه جام دو منطقه متفاوت A (شمال) و B (جنوب) را معرفی و گسل عطاری را با روند شمال‌شرقی-جنوب-غربی در مرز آن دو قرار داده به گونه‌ای که منطقه A را جزئی از واحد رسوبی- ساختاری البرز و منطقه B را جزئی از واحد رسوبی-ساختاری ایران مرکزی دانسته است. وی با برداشت دقیق چینه-نگاری در دو منطقه A و B و مقایسه‌ی ضخامت‌های متفاوت واحدهای چینه‌ای، فازهای بالا آمدگی و فرونشینی مناطق A و B را در زمان‌های مختلف تعیین نمود و بر همین اساس محدوده زمانی فعالیت گسل عطاری و نقش آن را در تکوین و تحولات محیط رسوبی در شمال و جنوب آن از کامبرین تا کرتاسه بالایی دانسته است. یکسانی سنگ‌چینه‌ای در دو منطقه A و B پس از کرتاسه بالایی نشانه خاتمه فعالیت و نقش آفرینی گسل عطاری در تغییرات محیط رسوبی تلقی شده است (علوی نائینی، ۱۳۵۱).

۲-۴- زمین‌شناسی اقتصادی

بطور کلی منطقه سمنان دارای پتانسیل‌های اقتصادی فراوانی از جمله معادن فلزی آهن و مس و معادن غیرفلزی کائولن، باریت، سیلیس، کوارتزیت، خاک‌صنعتی، فلدسپار، بنتونیت و دلویت است و

به علت فعالیتهای نسبتاً وسیع آذرین و تکتونیکی، تنوع کانه زایی خاصی در این منطقه مشاهده می شود. کانی سازی آهن بصورت رگه ای در داخل گسل ها و نیز بصورت اسکارنی در مجاورت توده های نفوذی با حضور منیتیت همراه با پیریت، گارنت، پیروکسن، اپیدوت و... رخ داده است. بلورهای کلسیت، کوارتز و ژیپس نیز در رگه های معدنی دیده می شوند. معدن کائولن در میان سنگ های آندزیت، ریولیت و توف آلتیه شده مربوط به ائوسن - الیگوسن قرار دارد. بنتونیت این ناحیه از توف های ائوسن تشکیل شده است که میان طبقات آهک، مارن و شیل قرار دارد. باریت از چند نقطه از منطقه مورد مطالعه نظیر شمال غرب نوکه و جنوب شرق شریعت آباد در حال استخراج است. فلدسپار در سنگ های مربوط به ائوسن یافت می شود و سیلیس در قسمت های فوقانی تشکیلات شمشک تشکیل شده است. در منطقه جام نیز لایه های رسوبی و سنگ های آذرین گاهی دارای منابع معدنی هستند که؛ از جمله می توان به سنگ های ساختمانی، آهن، سرب، مس، باریت، بنتونیت و خاک نسوز اشاره کرد. آهک های دونین و پرمین و آهک های ژوراسیک بالایی نیز از نظر سنگ های ساختمانی و تزئینی قابل توجه هستند. لایه های زغال سنگ موجود در توالی شیلی و ماسه سنگی شمشک با ذخایر محدود، از جمله منابع سوختی ناحیه مورد بررسی بشمار می آیند. اکسید آهن با ذخیره قابل توجه یکی دیگر از منابع معدنی ناحیه جام بشمار می رود. از منابع معدنی دیگر در این ناحیه می توان لاتریت و بوکسیت موجود در قاعده سازند شمشک را نام برد (غیاثوند، ۱۳۸۴؛ شکل ۲-۲۱، ۲-۲۲ و ۲-۲۳).



شکل ۲-۲۱- تصویری از معدن آهن زرتول در شمال شرق سمنان.



شکل ۲-۲۲- تصویری از معدن کائولن پشته در شمال شرق سمنان.



شکل ۲-۲۳- تصویری از معدن باریت ونکان در شمال روستای نارکان.

فصل سوم

پشروکرافتی

پتروگرافی یا سنگ‌نگاری بخشی از علم سنگ‌شناسی است که تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه را با توجه به ترکیب کانی‌شناسی، روابط بافتی و شواهد میکروسکوپی مشخص می‌کند. مطالعه بافت‌ها، اطلاعاتی در زمینه درجه تبلور، اندازه، شکل و آرایش هندسی کانی‌ها یا به عبارتی اطلاعاتی درباره ترتیب تبلور کانی‌ها، آهنگ تبلور، شرایط کلی سرد شدن، انجماد ماگما و گرانروی آن ارائه می‌دهد. همچنین بررسی‌های پتروگرافی سنگ‌های آذرین می‌تواند تا حدی تعیین‌کننده شرایط تکتونیکی و ماگماتیسم دیرینه باشند.

در شمال تا شمال شرق سمنان واقع در بخش جنوبی البرز مرکزی و بخش شمالی بلوک لوت، سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی رخنمون یافته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه طیف ترکیبی از بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت را شامل می‌شوند. سنگ‌های آذرآواری منطقه مورد مطالعه با ترکیب توف، توفیت و آگلومرا هستند که بخشی از نوار آتشفشانی ائوسن البرز بوده و با روند شرقی-غربی گسترش یافته‌اند. سنگ‌های نفوذی منطقه نیز شامل توده‌های گرانودیوریت، دیوریت و گابرو با سن ائوسن بالایی می‌باشند. پس از بازدید صحرایی از سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌شرق سمنان براساس طیف ترکیبی و تنوع سنگ‌شناختی منطقه مورد مطالعه، بیش از صد نمونه سنگی برداشت شد و به منظور مطالعات دقیق سنگ‌شناسی از این نمونه‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. در ادامه خصوصیات میکروسکوپی سنگ‌های آذرین منطقه، مورد بررسی قرار گرفته است. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل، در جدول (۳-۱) ارائه شده‌اند.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کار رفته در تصاویر میکروسکوپی از Kertz (1983) اقتباس شده است.

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
زیرکن	Zrn	کلسیت	Ct
اکتینولیت	Act	کلریت	Chl
پیروکسن	Px	اپک	Op
کلینوپيروکسن	Cpx	ارتوز	Or
کوارتز	Qtz	بیوتیت	Bt
		پلاژیوکلاز	Pl

۳-۲- پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی

سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به سه دسته اسیدی، حدواسط و بازیک تقسیم نمود که در این بین سنگ‌های حدواسط حجم بیشتری را به خود اختصاص داده‌اند. این سنگ‌ها طیف ترکیبی از بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، تراکیت، داسیت را شامل می‌شوند.

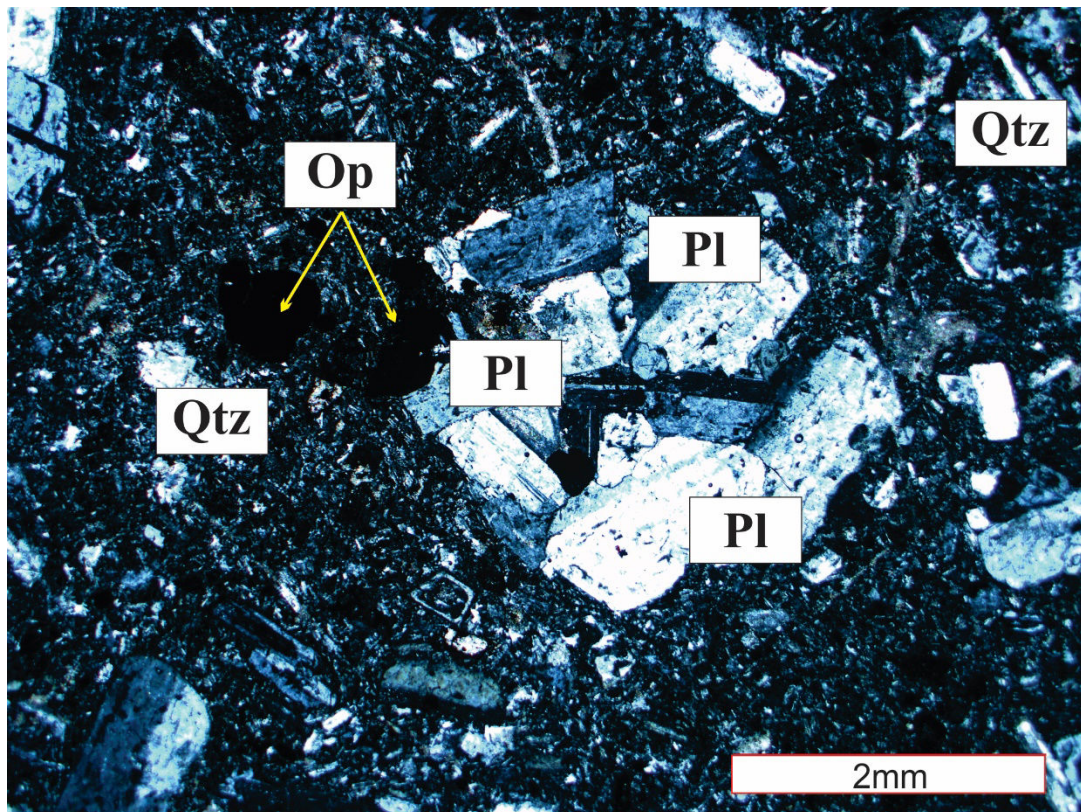
۳-۲-۱- سنگ‌های اسیدی

سنگ‌های اسیدی منطقه مورد مطالعه شامل داسیت‌ها هستند. این سنگ‌ها در صحرا بصورت تپه-های پست و کم ارتفاع و به رنگ سفید و گاهی صورتی دیده می‌شوند و از فراوانی کمتری برخوردارند. بافت‌های موجود در این ترکیبات سنگی شامل بافت پورفیری و گلومروپورفیری است. در این سنگ‌ها بافت پورفیری در زمینه‌ی شیشه‌ای دگرسان شده دیده می‌شود که زمینه شیشه‌ای تحت تأثیر تبلور مجدد قرار گرفته است. تشکیل بافت گلومروپورفیری نیز در این سنگ‌ها ناشی از تجمعات بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشد. به نظر می‌رسد که در هنگام صعود ماگما، بلورهایی که دارای شبکه بلوری مشابه هم باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی‌تاکسیالی مناسب هم قرار گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرولها را ایجاد میکنند (Shelly, 1993 ؛ Kirkpatrick, 1977). بافت گلومروپورفیری شامل فنوکریست‌های تجمع یافته است که در ۳ مرحله تشکیل می‌شود. در مرحله اول و طی جایگزینی ماگمای اولیه در اتاق ماگمایی، فنوکریست‌ها از مذاب متبلور می‌شوند. در مرحله دوم، با تزریق تصادفی مذاب درون ماگمای در حال تبلور در اتاق ماگمایی، مذاب‌های مختلط تولید می‌شوند. کاهش چگالی و گرانشی مذاب احاطه‌کننده این فنوکریست‌ها، باعث تجمع

فنوکریست‌های چگال‌تر به صورت انباشتی در کف آشیانه ماگمایی می‌شود. اتاق ماگمایی مذکور ممکن است از طریق سیستم دایک با آشیانه‌های ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد. لذا در مرحله سوم، تزریق ماگمای چگال‌تر با حرکات سریع رو به بالا، سبب آشفته‌گی مخزن، انتقال و در نتیجه اختلاط مذاب می‌شود. همچنین این دایک‌ها می‌توانند فشار زیادی را از آشیانه ماگمایی عمیق‌تر به طرف اتاق ماگمایی در حال جایگزینی انتقال دهند. اگر فشار ماگما در اتاق ماگمایی اخیر، بیشتر از مقاومت سنگ میزبان باشد، سنگ می‌شکند و مذاب به وسیله گرادیان فشار به دورن شکستگی‌ها نفوذ کرده و آن‌ها را پر می‌کند. سپس این مذاب به سمت بالا حرکت کرده و در آشیانه‌های ماگمایی کم‌عمق‌تر جایگزین می‌شود. در این زمان، کاهش فشار، یک نیروی انبساطی قوی برای فنوکریست‌های انباشتی ایجاد می‌کند و سبب جوشش و احتمالاً انفجار در مذاب مذکور می‌شود. حال آن‌که، تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین فنوکریست‌ها و مذاب تحریک می‌کند. نیروی انبساطی و تنش برشی، قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمعات و لخته‌های گلومروپورفیری می‌شوند که با صعود مذاب، به طرف بالا آورده می‌شوند (جمشیدی، ۱۳۹۴) اتصال گلومروپورفیری‌ها در مذاب‌های درونی، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانش ناشی از آن مرتبط است (Baker, 1998). در نهایت، صعود و انجماد سریع مذاب‌های باقی مانده باعث انجماد زمینه و در بر گرفتن تجمعات فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی می‌شود. (جمشیدی، ۱۳۹۴؛ شکل ۳-۱).

پلاژیوکلاز به عنوان فاز غالب به فراوانی در مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها قابل مشاهده است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز همراه با ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد بصورت فنوکریست یا بصورت میکروولیت در زمینه سنگ یافت می‌شوند. پلاژیوکلازها در ترکیبات داسیتی فاقد منطقه‌بندی‌اند. کانی فرعی آپاتیت نیز بصورت سوزنی و کشیده در زمینه سنگ و گاهاً بصورت ادخال‌هایی در برخی پلاژیوکلازها حضور دارند. آثار دگرسانی و تبدیل شدن پلاژیوکلاز به کانی‌های ثانویه‌ای چون کلسیت و سرسیت در بعضی مقاطع قابل مشاهده است. بعضی از نمونه‌های سنگی نیز دارای تخلخل و حفراتی هستند که توسط کانی‌های ثانویه‌ای نظیر کلسیت، کوارتز و اکسیدهای آهن

پر شده‌اند.



شکل ۳-۱- تصویر میکروسکوپی یک نمونه داسیتی که دارای بافت گلوپروپرفیری (ناشی از تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز) است (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

۳-۲-۲- سنگ‌های حدواسط

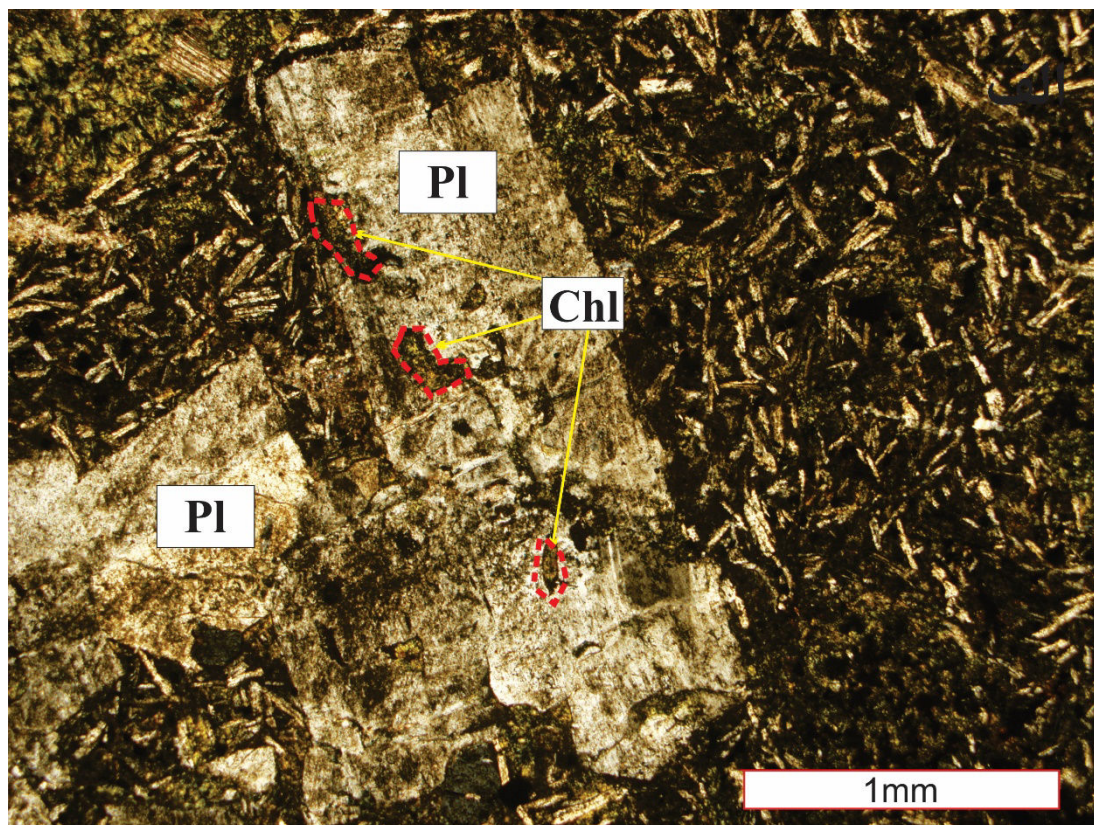
این گروه شامل ترکیبات آندزیتی، تراکی آندزیتی و تراکیتی است که در نمونه دستی به رنگ سفید تا سفید متمایل به خاکستری و سبز تیره و گاهی متمایل به قرمز مشاهده می‌شوند. ترکیبات حدواسط بیشترین حجم سنگ‌های آتشفشانی را در منطقه مورد مطالعه بخود اختصاص داده‌اند. بررسی مقاطع نازک تهیه شده از این سنگ‌ها نشان می‌دهد، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در آنها بوده که با اشکال بلورین نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، همراه با ماکل پلی‌سنتیک و کارلسباد بصورت درشت بلور و میکرولیت قابل مشاهده است. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز موجود در خمیره بصورت - شکل‌دار هستند. فضای بین میکرولیت‌ها توسط شیشه پر می‌شود. گاهی این خمیره در اطراف فنوکریست‌ها حالت جریان یافتگی به خود گرفته است (بافت جریان‌ی). همچنین این میکرولیت‌ها

نشان دهنده تبلور ماگما در نزدیکی سطح و فشار پایین می‌باشند (آسیابانها، ۱۳۷۴). درشت بلورهای پلاژیوکلاز فاقد منطقه‌بندی‌اند و دگرسانی انتخابی را نشان می‌دهند. به این صورت که برخی از پلاژیوکلازها متحمل دگرسانی شدید شده‌اند. این پلاژیوکلازها تحت تأثیر دگرسانی‌های سوسوریتی و سرسیتی قرار گرفته‌اند و کانی‌های رسی، کلسیت، کلریت و سرسیت را تشکیل داده‌اند در حالیکه عده‌ای دیگر از پلاژیوکلازها سالم باقی مانده‌اند.

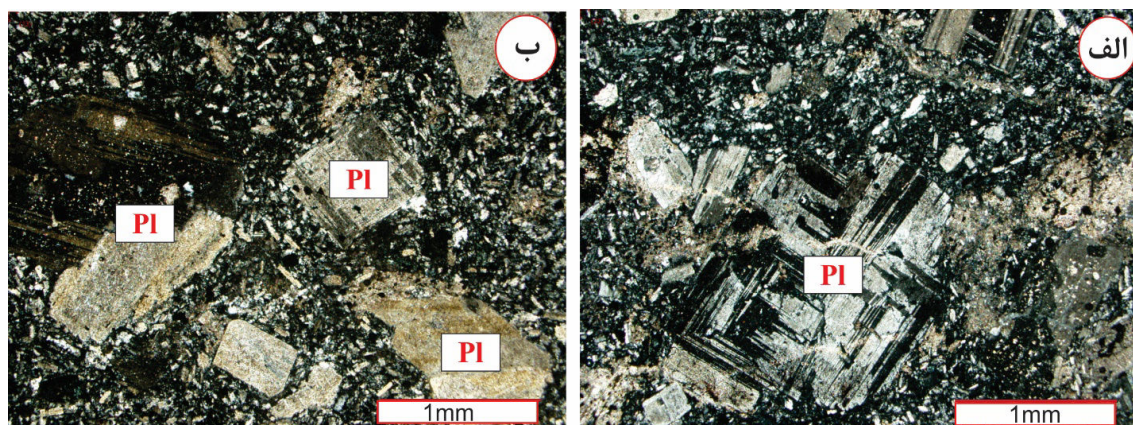
کانی‌های اپک، بیوتیت، آمفیبول، پتاسیم‌فلدسپار، بلورهای سوزنی شکل آپاتیت و اکسیدهای آهن از جمله کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های حدواسط هستند.

از آنجایی که سنگ‌های منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، پلاژیوکلازهای موجود در این نمونه‌ها از این قاعده مستثنی نبوده و تحت تأثیر دگرسانی‌های سوسوریتی (کلریت، کلسیت) و سرسیتی قرار گرفته‌اند. کلسیت موجود در سنگ‌های حدواسط منطقه مورد مطالعه که منشأ ثانویه دارد بصورت پرکننده شکستگی‌هاست و در برخی مناطق جایگزین کانی‌های اولیه از جمله پلاژیوکلاز شده و یا در زمینه سنگ حضور دارد.

بافت غالب سنگ‌های حدواسط در منطقه مورد مطالعه از نوع غربالی، تراکیتی، میکروولیتی، پورفیری، سرئیت، هیالومیکروپورفیری و بعضاً گلومروپورفیری است. بافت غربالی حاصل به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور است. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگ-زادی متفاوت از قبیل بروز تغییرات ترکیبی، گرمایی و فشاری در ماگمای در حال تبلور می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). در یک آشیانه ماگمایی فعال و باز، ورود یک ماگمای تازه به داخل آشیانه در حال تبلور و انجام اختلاط ماگمایی، هضم و آرایش ماگما با مواد خارجی سنگ دیواره و بالاخره انجام حرکات همرفتی در یک مخزن ماگمایی با منطقه‌بندی حرارتی و احتمالاً ترکیبی قائم، همگی می‌توانند سبب تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی یا خوردگی و بازجذب بلور شوند. (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲؛ اشکال ۳-۲ و ۳-۳).



شکل ۳-۲- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های آندزیتی شمال سمنان که دارای بافت میکروولیت پورفیری می باشد. در این جا پلاژیوکلاز در حال تبدیل شدن به کلریت و سرسیت می باشد (نور ppl). علائم اختصاری در جدول ۱-۳ آورده شده است.



شکل ۳-۳- حضور بافت پورفیری (الف) و هیالومیکروپورفیری (ب) در سنگ‌های آندزیتی شمال سمنان (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۱-۳ آورده شده است.

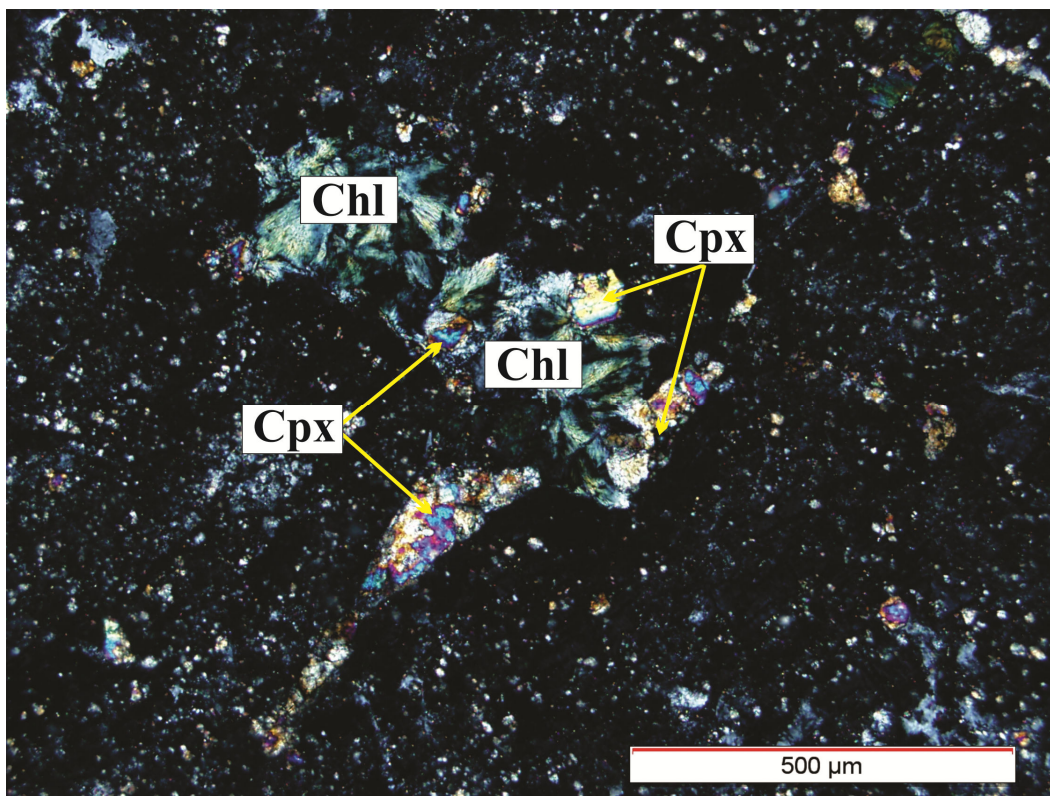
۳-۲-۳- سنگ‌های بازیک

از سنگ‌های بازیک موجود در منطقه می توان به بازالت‌ها اشاره نمود که حجم گسترده‌ای را به خود اختصاص داده‌اند. بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سیاه دیده

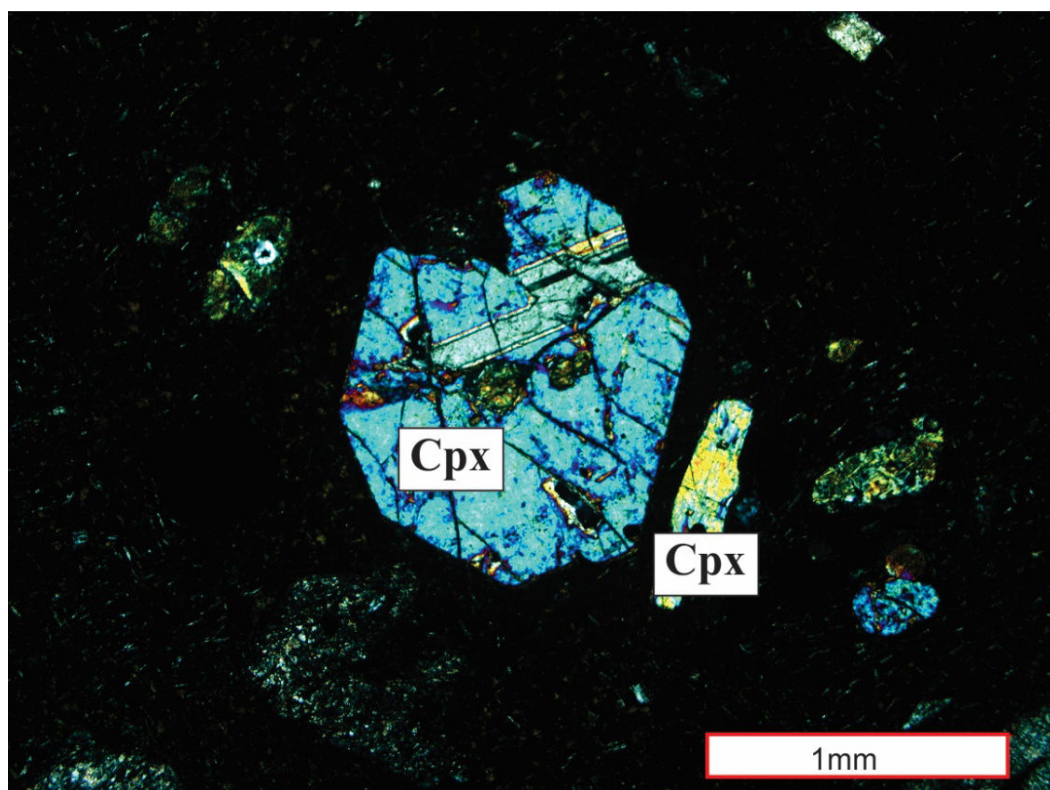
می شوند. این سنگ‌ها در زیر میکروسکوپ ترکیب تقریباً یکنواختی نشان می دهند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این بازالت‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن می باشند. پلاژیوکلازها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و ترکیب آلبیتی دارند. این پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتیک و کارلسباد هستند و بصورت درشت بلور و میکروولیت در زمینه شیشه‌ای و تراکیتی قرار می گیرند. پیروکسن موجود در بازالت‌های منطقه بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و از نوع دیوپسید هستند. این پیروکسن‌ها بصورت ریز بلور و درشت بلور هستند که اندازه آن‌ها بین ۰/۴۱ تا ۱/۲۵ میلی‌متر متغیر است. برخی از بلورهای پیروکسن دارای ماکل نواری هستند و در برخی از درشت بلورها منطقه‌بندی نوسانی مشاهده می شود (برای اطلاعات بیشتر به فصل شیمی کانی مراجعه شود). از کانی‌های فرعی نیز می توان به اکسید آهن و تیتان اشاره کرد.

در اثر دگرسانی بازالت‌های مورد مطالعه، پیروکسن‌ها به کانی‌های ثانویه اکتینولیت و کلریت و پلاژیوکلازها به کانی‌های کلسیت، کلریت، سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل بافت جریان، پورفیری، هیالومیکرولیتیک پورفیری و هیالوپورفیری است. بافت جریان در اثر جهت‌گیری نسبی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در ماگماهایی که گرانروی کمی دارند بوجود می آید، بلورهای پلاژیوکلاز که در ضمن انجماد ماگما در حال حرکت بوده اند، حالت جهت یافته پیدا می‌کنند و بافت جریانی یا تراکیتی را بوجود می آورند.

هنگامی که ماگمای حاوی کانی‌های درشت در اثر فوران به سطح زمین می رسد، قسمت‌های مذاب آن با سرعت سرد می شود و با توجه به سرعت سرد شدن گدازه، بلورهای ریز یا شیشه تشکیل می شود. در این حالت سنگ حاصل دارای بلورهای درشت در خمیره‌ای از بلورهای ریزتر می باشد که بافت سنگ را پورفیری می گویند و در صورتی که در یک مقطع نازک، میکروولیت‌ها (بلورهای رشته‌ای بسیار کوچک پلاژیوکلاز) و کانی‌های درشت پلاژیوکلاز در یک زمینه شیشه‌ای در کنار یکدیگر قرار گرفته باشند، بافت هیالومیکرولیتیک پورفیری تشکیل می شود (اشکال ۳-۴ و ۳-۵).



شکل ۳-۴- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های بازالتی شمال شرق سمنان. کلینوپیروکسن‌ها به کلریت تبدیل شده‌اند (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۱-۳ آورده شده است.

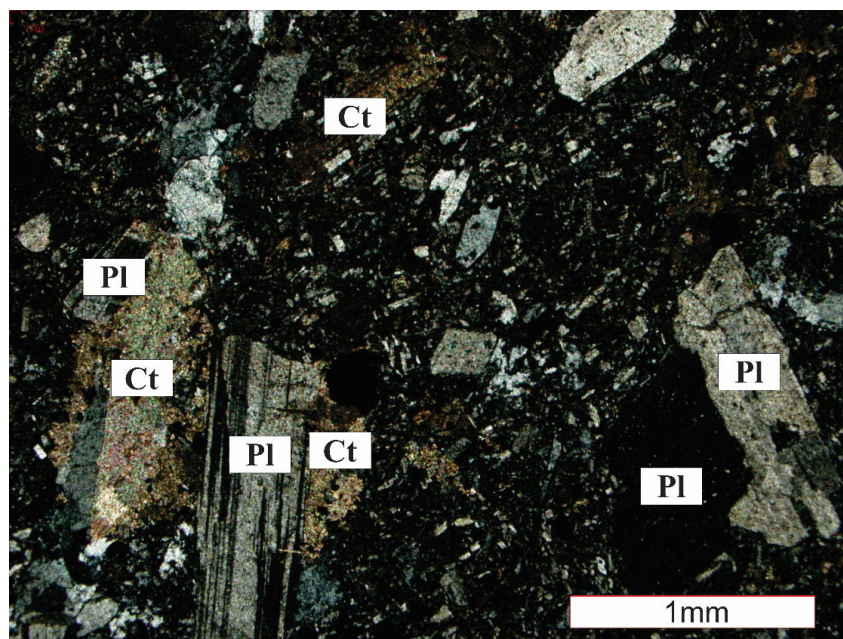


شکل ۳-۵- تصویر میکروسکوپی از ماکل نواری پیروکسن و بافت هیالوپورفیری در سنگ‌های بازالتی شمال و شمال

شرق سمنان (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

۳-۲-۴- سنگ‌های آذرآواری (پیروکلاستیک‌ها)

در شمال و شمال شرق سمنان علاوه بر گدازه‌های مذکور، سنگ‌های پیروکلاستیک زیادی عمدتاً با ترکیب داسیتی و تراکیتی مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سفید و خاکستری روشن دیده می‌شوند. پیروکلاستیک‌های مذکور طبق رده‌بندی IUGS و با توجه به قطر ذرات تشکیل دهنده، وجود خرده بلور و قطعات سنگی به ترتیب کریستال توف و لیتیک توف نامیده می‌شوند (Schmidt, 1981). که بافت‌های سرئیت (تدریجی یا ردیف شده) و گلومروپورفیری در آنها قابل مشاهده است. علاوه بر قطعات سنگی، کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرآواری - پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشد. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها کلسیتی شده و بصورت میکروولیت مشاهده می‌شوند. همچنین ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد در آنها مشاهده می‌شود. کانی فرعی اپک در این سنگ‌ها بصورت بی شکل و در زمینه سنگ یا بصورت ادخال‌هایی در داخل بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. کانی‌های ثانویه موجود در سنگ‌های آذرآواری شامل کلسیت، سرسیت، اپیدوت می‌باشند. کانی‌های کلسیت و سرسیت به ترتیب در اثر سوسوریتی و سرسیتی شدن پلاژیوکلازها ظهور پیدا کرده‌اند و کانی اپیدوت بر اثر نفوذ محلول‌های هیدروترمال ایجاد شده است (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶- تصویر میکروسکوپی از کریستال توفهای موجود در شمال و شمال شرق سمنان. ماکل پلی سنتتیک و کلسیتی شدن پلاژیوکلازها مشاهده می شود (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

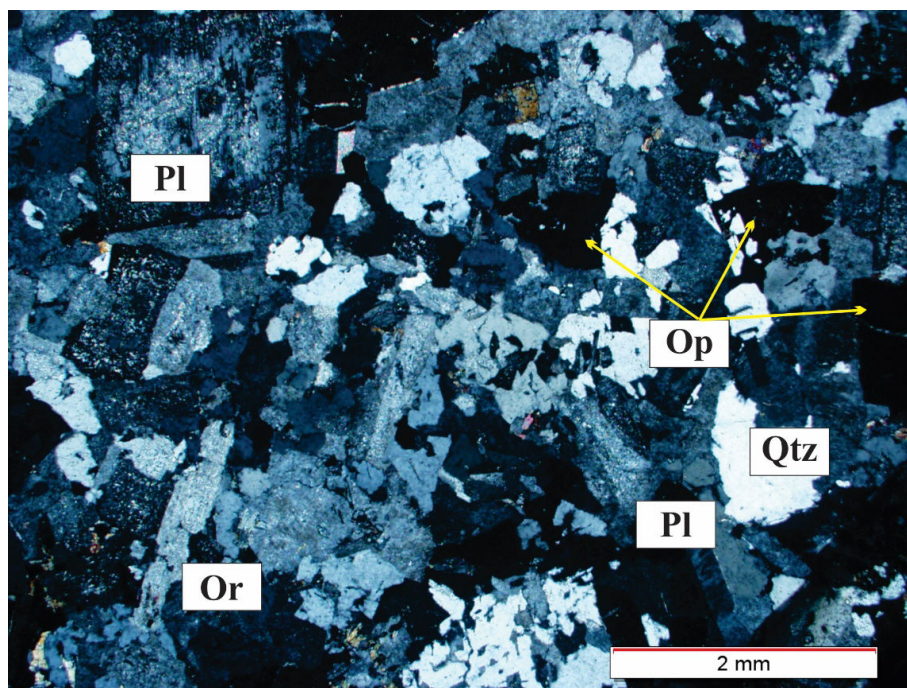
۳-۳- پتروگرافی سنگ های نفوذی

با توجه به مطالعات صحرایی، توده های نفوذی شمال و شمال شرق سمنان، گسترش کمتری نسبت به واحدهای آتشفشانی دارند. این سنگ ها عمدتاً شامل گرانیتوئید، دیوریت و گابرو هستند.

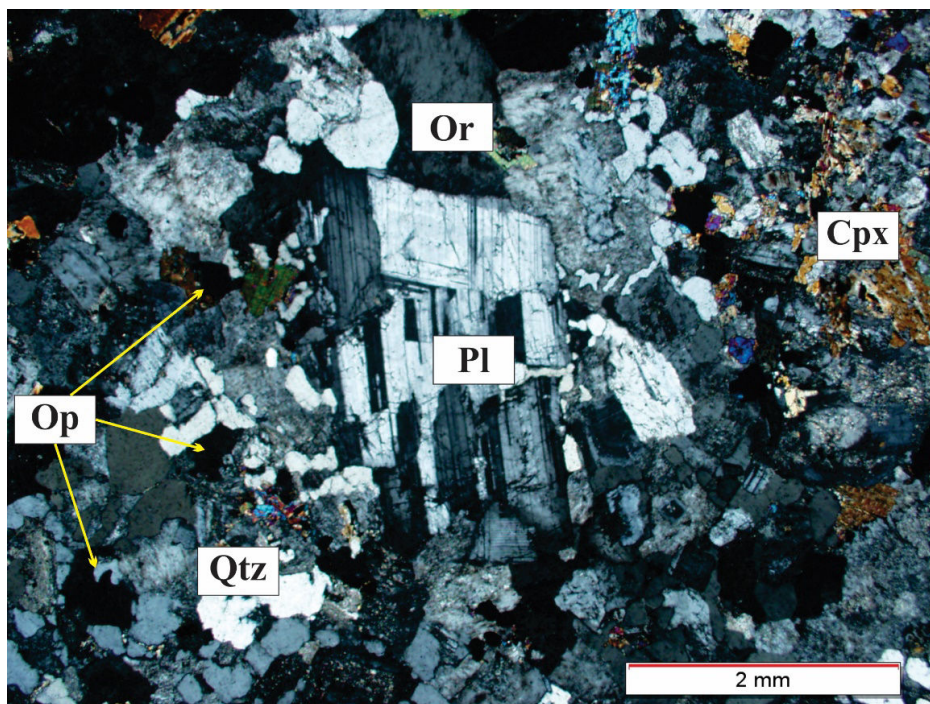
۳-۳-۱- سنگ های گرانیتوئیدی

سنگ های گرانیتوئیدی در نمونه دستی به رنگ سفید و سفید متمایل به خاکستری هستند. کانی های اصلی تشکیل دهنده آنها پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز و پیروکسن می باشند. همچنین بافت های گرانولار، گرافیکی و پورفیروئیدی در این سنگ ها مشاهده می شود (شکل ۳-۷ و ۳-۸). در نمونه های مورد مطالعه پلاژیوکلاز بصورت نیمه شکل دار و گاهاً شکل دار می باشد که در بسیاری از مناطق تجزیه شده و در اثر دگرسانی به سرسیت، کلریت و اپیدوت تبدیل شده است. پلاژیوکلازهای موجود در سنگ های گرانیتوئیدی دارای منطقه بندی هستند. وجود منطقه بندی نشان دهنده عدم تعادل و یکسان نبودن شرایط فیزیکی و شیمیایی در زمان تبلور ماگماست. همچنین می تواند نشان دهنده تغییر در ترکیب شیمیایی یا فوگاسیته ی آب و یا سرد شدن در طی چند مرحله باشد (Vernon, 2004). کوارتز با فراوانی کمتر، بصورت بلورهای بی شکل و در اندازه های مختلف بین ذرات دیگر قرار گرفته است و گاهاً با پتاسیم فلدسپار درهم رشدی نیز نشان می دهد. این درهم رشدی یا تبلور همزمان کوارتز و فلدسپار باعث ایجاد بافت گرافیکی در نمونه های مورد مطالعه شده است. در بافت گرافیکی که بیشتر در گرانیته ها و پگماتیت ها معمول است، هم رشدی کوارتز و پتاسیم فلدسپار به گونه ای است که در آن قطره هایی از کوارتز در جهت هایی که به طریق بلورشناختی کنترل می شوند، در بلورهای بزرگ پتاسیم فلدسپار قرار دارند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹؛ شکل ۳-۸). پیروکسن ها دارای اندازه کوچک بوده و نیمه شکل دار می باشند که نشان دهنده اختلاط ماگمایی و یا تبلور این کانی ها از یک ماگمای کم آب است. در برخی از مقاطع میکروسکوپی مشاهده می شود که

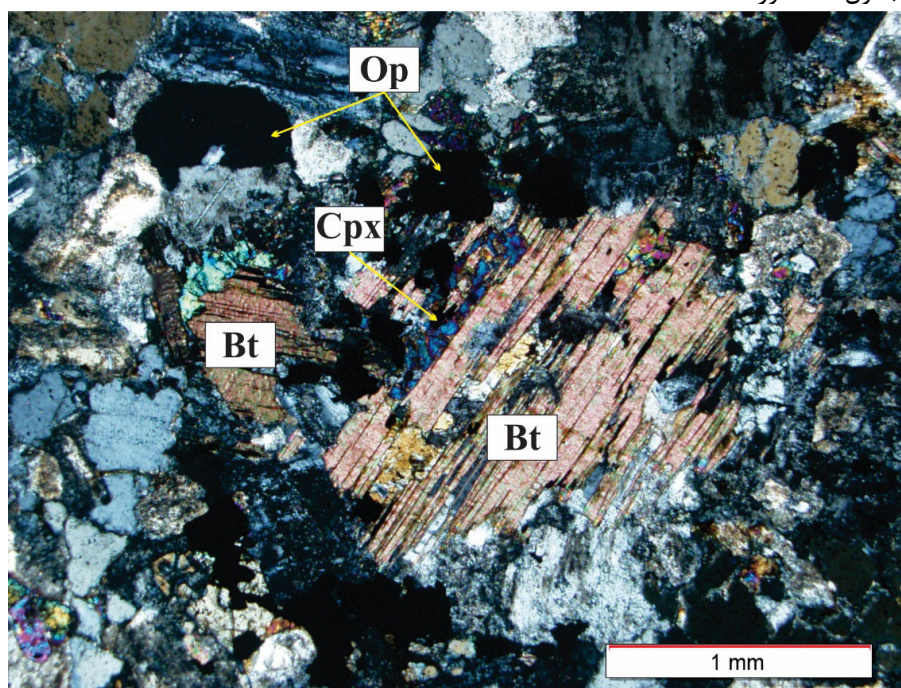
پيروكسن‌ها در بين پلاژيوكلازها هسته‌بندی و رشد نموده‌اند و گاهی با کانی بیوتیت هم‌رشدی نشان می‌دهند (شکل ۳-۹). بلورهای پتاسیم‌فلدسپار بی‌شکل هستند و در بعضی از مقاطع تهیه شده ماکل دوتایی نشان می‌دهند. این کانی‌ها نیز در اثر دگرسانی گاهاً به کائولینیت تجزیه شده‌اند. کانی‌های اپک، آپاتیت و بیوتیت کانی فرعی سنگ را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳-۷- تصویر میکروسکوپی از گرانیت‌های شمال و شمال‌شرق سمنان که بیانگر حضور بافت گرافیتی در این سنگ‌ها می‌باشد (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.



شکل ۳-۸- تصویر میکروسکوپی از گرانودیوریت‌های شمال و شمال شرق سمنان با بافت پورفایرئید (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

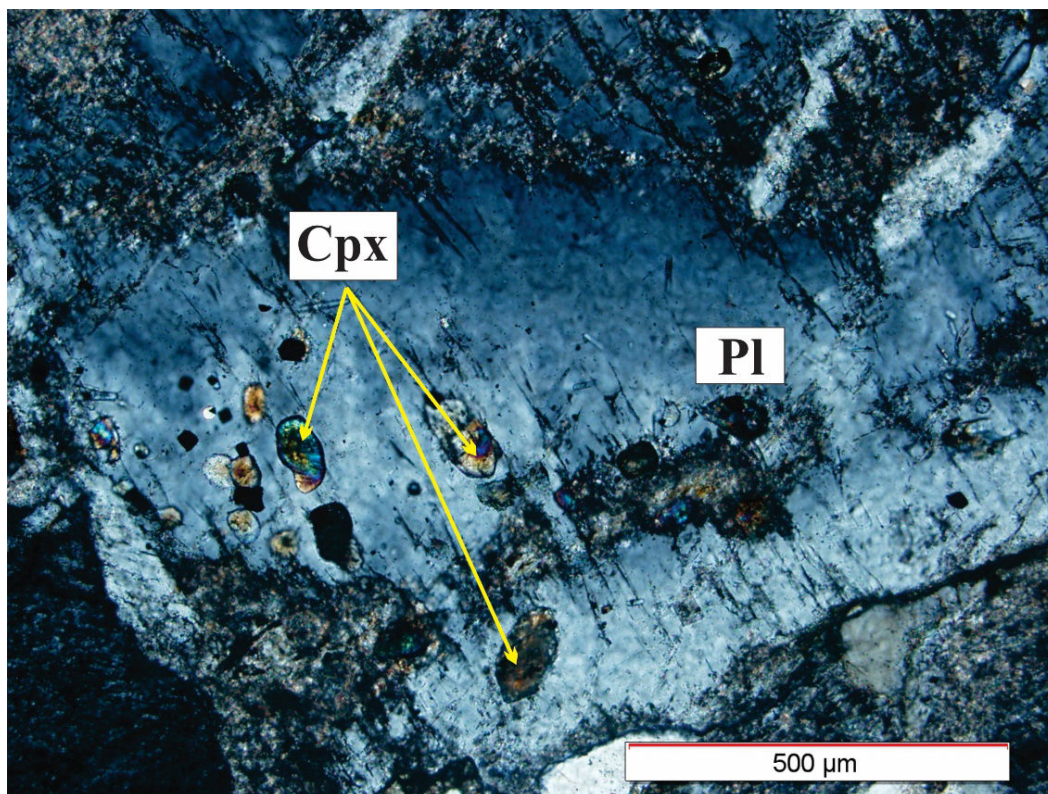


شکل ۳-۹- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گرانودیوریت شمال و شمال شرق سمنان. هم‌رشدی کانی‌های بیوتیت و پیروکسن (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

۳-۲-۳- سنگ‌های حدواسط

سنگ‌های نفودی حدواسط شامل ترکیبات دیوریتی است این ترکیبات در منطقه مورد مطالعه

بصورت تپه‌های کم ارتفاع و دنبال هم با روند شرقی- غربی دیده می شوند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز متمایل به خاکستری و سبز تیره می باشند و در مقطع نازک بافت‌های گرانولار، پوئی کیلیتیک و پورفیروئیدی نشان می دهند. پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی اصلی تشکیل دهنده سنگ هستند. پلاژیوکلازها بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و در بعضی از مقاطع در اثر دگرسانی به سرسیت و کانی رسی تبدیل شده‌اند. همچنین پلاژیوکلازها ادخال‌های فراوانی از کانی‌های دیگر از قبیل پیروکسن و اپک را در برگرفته و بافت پوئی کیلیتیک نشان می دهند. زمانی که یک کانی دیر متبلور شود، به طور کامل چند دانه کانی کوچک‌تر را در بر می گیرد و بافت حاصل را پوئی کیلیتیک گویند (گاهاً تفاوت سرعت رشد دو کانی باعث ایجاد این بافت می شود). این بافت نشان می دهد که تبلور کانی در بر گرفته شده در مرحله‌ای پیش از کانی در برگیرنده متوقف شده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). پتاسیم‌فلدسپار نیز بصورت نیمه شکل‌دار تا بی شکل دیده می شود و بلورهای آن اکثراً به کائولینیت تجزیه شده‌اند. پیروکسن نیز به عنوان کانی اصلی موجود در این سنگ‌ها بصورت نیمه شکل‌دار دیده می شود و گاهاً اکتینولیتی یا اورالیتی شده است. زیرکن، اسفن، اپک و آپاتیت به عنوان کانی‌های فرعی هستند. کانی‌های رسی، اکتینولیت و سرسیت نیز کانی‌های ثانویه سنگ را تشکیل می دهند (اشکال ۳-۱۰ و ۳-۱۱).

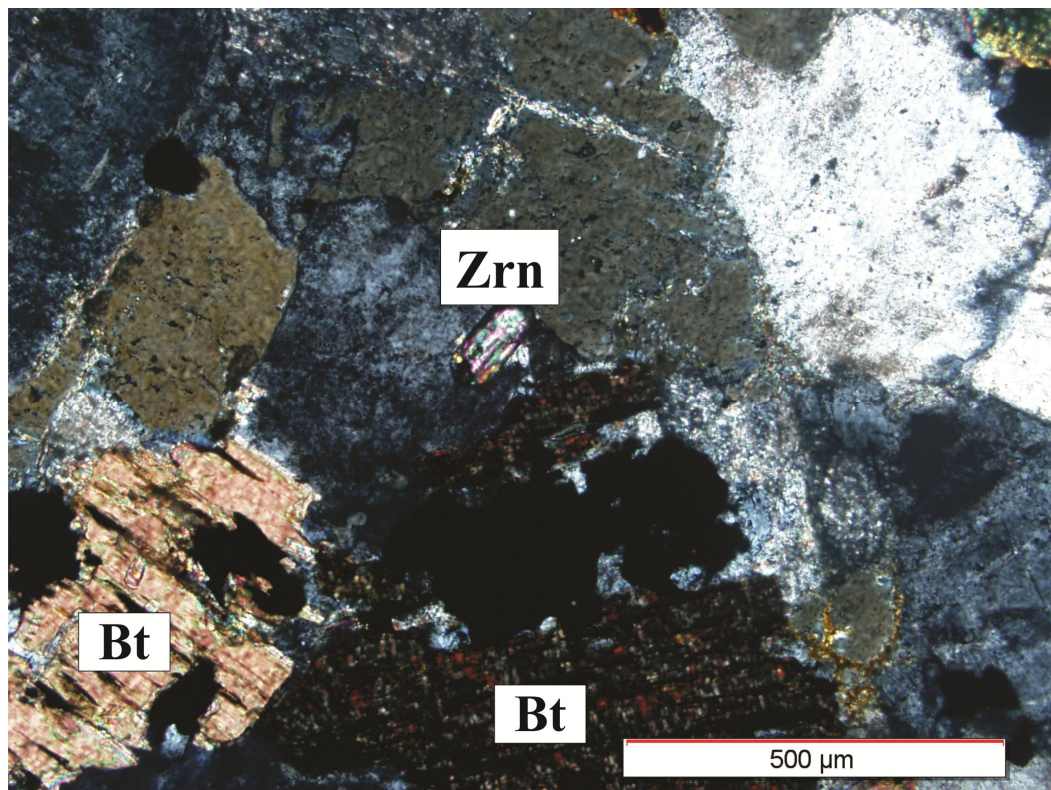


شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از بافت پویی کیلیتیک و دگرسانی سرسیتی کانی پلاژیوکلاز در سنگ‌های دیوریتی شمال شرق سمنان. (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.

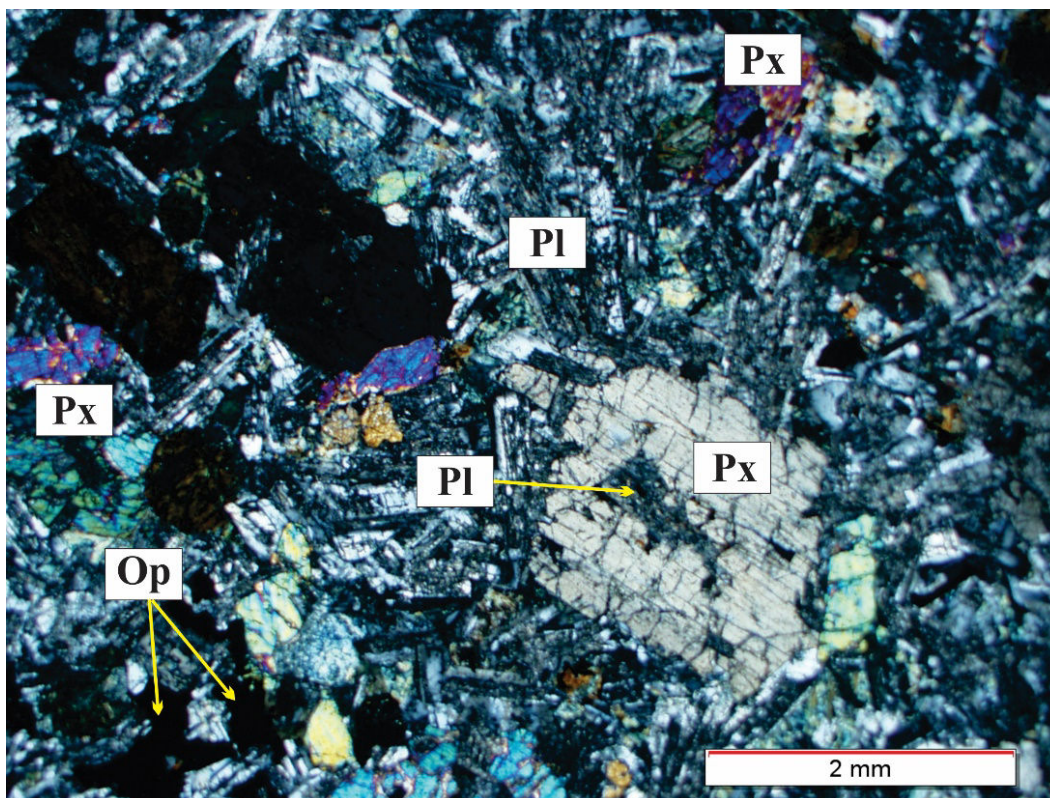
۳-۳-۳- سنگ‌های بازیک

عمده سنگ‌های بازیک در منطقه مورد مطالعه گابروها هستند. گابروها در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز دیده می‌شوند. دانه متوسط بوده، فرسایش پوست پیازی و هوازدگی زیادی را نشان می‌دهند. بافت‌های تشکیل شده در این سنگ‌ها شامل بافت پورفیروئیدی، پویی کیلیتیک، اینترگرانولار و گرانولار می‌باشد. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و پیروکسن هستند و کانی فرعی آنها را اکسید آهن و آپاتیت تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها بصورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ترکیب آنها آنورتیت می‌باشد. پیروکسن‌ها بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در آنها دو دسته رخ بصورت واضح مشاهده می‌شود. همچنین پیروکسن‌ها در برخی مقاطع سرپانتینی و اورلیتی شده-اند. در بعضی مقاطع نیز اذخال‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز و اپک در کانی پیروکسن دیده می‌شود. در مراحل پیشرفته تجزیه، پیروکسن به کانی‌های کلریت و اکتینولیت تبدیل شده است. در این

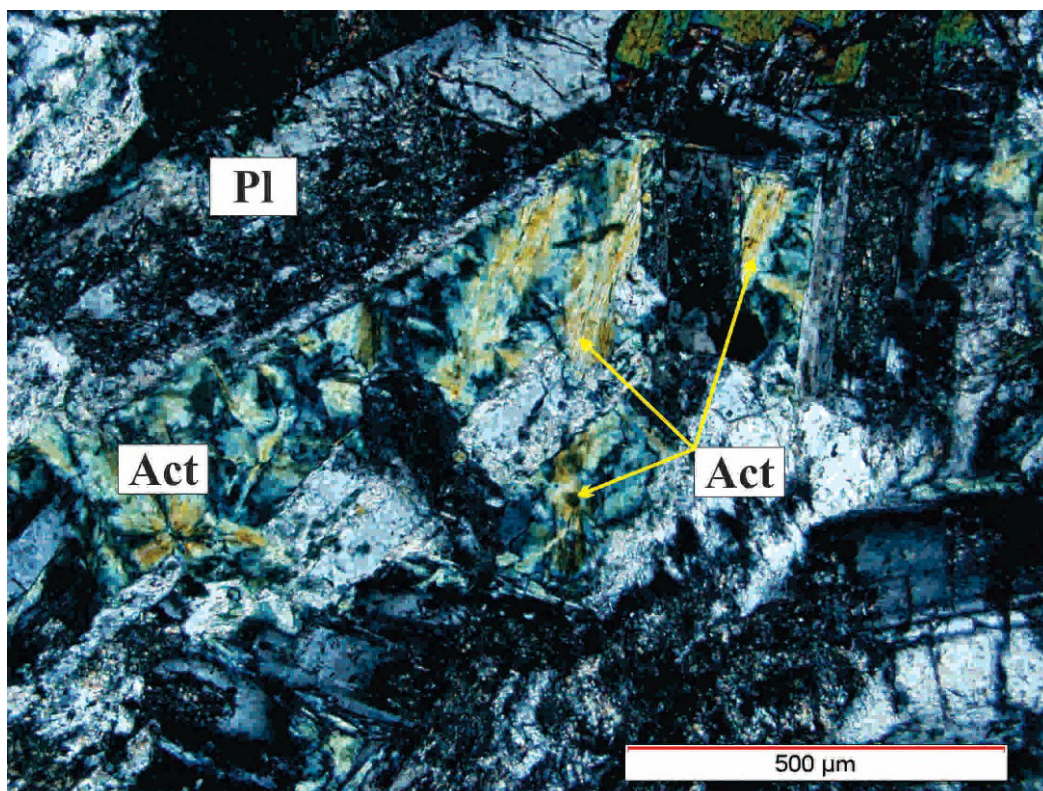
مقاطع، کوارتز بصورت پرکننده فضای بین کانی هاست. کانی اکتینولیت بصورت سوزنی حضور دارد. آپاتیت ریز بلور بوده و فراوان در مقاطع دیده می شود که در بعضی مناطق بصورت عرضی و به شکل شش ضلعی قابل رؤیت می باشد. دیگرکانی های ثانویه سنگ شامل کوارتز، سرپانتین، ایدنگزیت، سرسیت، زئولیت می باشند. در برخی مقاطع نیز بقایای اولیوین مشاهده می شود که در حال تبدیل شدن به ایدنگزیت است (اشکال ۱۲-۳، ۱۳-۳ و ۱۴-۳).



شکل ۳- ۱۱- تصویر میکروسکوپی از سنگ های دیوریتی شمال شرق سمنان. تجزیه شدن پلازیوکلازها و حضور زیرکن به عنوان کانی فرعی و بافت افستیک مشاهده می شود (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳- ۱ آورده شده است.



شکل ۳-۱۲- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی شمال شرق سمنان. اذخال‌هایی از کانی‌های اپیک و پلاژیوکلاز و بافت پویی کیلیتیک (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی از سنگ‌های گابرویی شمال شرق سمنان. پیروکسن‌ها به اکتینولیت تبدیل شده‌اند (نور Xpl). علائم اختصاری در جدول ۳-۱ آورده شده است.



شکل ۳-۱۴- تصویری از فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های گابرویی شمال و شمال‌شرق سمنان

فصل چهارم

شیمی کانی و دما- فشار سنجی

زمین را می توان به عنوان یک سیستم ژئوشیمیایی عظیم در نظر گرفت که از گرمای درون خود و گرمای غیرمتمرکزی که از خورشید دریافت می کند، نیرو می گیرد (Krauskopf and Bird, 1979). بنا بر اعتقاد (Mason and Moore, 1982)، ژئوشیمی با توزیع و مهاجرت عناصر شیمیایی در درون زمین و در ابعاد زمان و مکان سروکار دارد. ژئوشیمی علمی است که با شیمی کل زمین و اجزای تشکیل دهنده آن سروکار دارد. بکارگیری فنون جدید تجزیه شیمیایی در دو دهه ی گذشته، تغییرات زیادی را در دانش ژئوشیمی به وجود آورده و به ایجاد زیر شاخه های مختلف و تولید حجم بسیار زیادی از داده های ژئوشیمی منجر شده است.

هر سنگ را می توان یک سیستم شیمیایی به حساب آورد که تغییرات شیمیایی در آن به وسیله عوامل مختلفی صورت می پذیرد که با به هم زدن تعادل قبلی، به تشکیل سیستم جدیدی منجر می شود که به نوبه خود تحت شرایط جدید پایدار است (Clarke, 1924). رفتار ژئوشیمیایی عناصر که اجزای محتمل شونده این تغییرات هستند، در تبادل با سیستم سنگی و در نتیجه در میزان تغییرپذیری و در برابر شرایط به تعادل رسیدن، نقشی بس مهم ایفا می کند که اثر آن در ترکیب شیمیایی سنگ، مشخص می شود. اثر این مهاجرت که به فاکتورهای ژئوشیمیایی محیط از جمله عوامل PH، Eh، فوگاسیته اکسیژن و یا ترکیبی از آنها بستگی دارد، در بازسازی شرایط فیزیکی شیمیایی سنگ کمک شایانی می نماید (غیاثوند، ۱۳۸۴).

در مطالعات سنگ شناسی علاوه بر مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، از نتایج آنالیز شیمیایی برای شناخت بیشتر ویژگی های شیمیایی مرتبط با پدیده های زمین شناسی سنگ ها استفاده می شود زیرا مطالعات پترولوژیکی جامع و کامل، بدون انجام تجزیه های شیمیایی و تحلیل داده ها امکان پذیر نیست (Rollinson, 1993). از سوی دیگر اولین گام در استفاده از علم ژئوشیمی، درک دقیق اصول آن و رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ماگماهای سیلیکاتی و سیالات وابسته به آنها می باشد

(Henderson, 1984).

بکارگیری هنر تجزیه نقطه‌ای تک کانی نیز یکی از مهمترین عوامل تحول چشمگیر و پیشرفت حیرت انگیز علم پترولوژی است. تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها در تعیین ترکیب شیمیایی، طبقه‌بندی و نامگذاری آنها و همچنین در محاسبه دما و فشار تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها کاربرد دارد. مشاهده تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت عناصر حتی در لایه‌های بسیار ظریف کانی نیز توسط آنالیز نقطه‌ای امکان پذیر شده است. بر همین اساس، توانایی کانی‌هایی مانند پیروکسن و فلدسپار در تعیین ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان و همچنین تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی آنها در ادامه مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۴-۲- روش کار

پس از انجام مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های آتشفشانی گردنه آهوان، به منظور انجام مطالعات میکروپروپ الکترونی بر روی کانی‌های سازنده آنها، تعداد ۴ مقطع نازک صیقلی از این سنگ‌ها تهیه شد. سپس کانی‌های مورد نظر (نظیر پلاژیوکلاز و پیروکسن) مورد آنالیز قرار گرفتند. این آزمایش در دانشگاه اسلو، کشور نروژ با استفاده از دستگاه میکروپروپ الکترونی مدل Cameca SX100 با ولتاژ شتاب دهنده ۵ کیلو ولت و شدت جریان پرتوی ۲۰ نانوآمپر و به مدت ۳۰ ثانیه صورت پذیرفته است. در نهایت تعداد کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها به کمک نرم افزار Minpet 2.02 به ترتیب بر اساس ۶ و ۸ اتم اکسیژن محاسبه شد (جدول های ۴-۱ و ۴-۲). در نمونه‌های مورد مطالعه کانی پیروکسن بطور گسترده در سنگ‌های بازالتی و کانی پلاژیوکلاز نیز به وفور در سنگ‌های حدواسط و بازیک حضور دارند. در این فصل با پردازش داده‌های حاصل از آنالیز کانی‌های مذکور، به تعیین ترکیب شیمیایی، تخمین دما و فشار تشکیل کانی‌ها، محیط تکتونیکی آنها و فوگاسیته اکسیژن ماگمای تشکیل دهنده این کانی‌ها پرداخته خواهد شد.

جدول ۴-۱- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ بلورهای متوسط کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ائوسن در شمال و شمال‌شرق سمنان که تعداد کاتیون‌های آن‌ها براساس ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند و دما و فشار تبلور به ترتیب از فرمول‌های ارائه شده توسط Putirka (2008) و Nimis (1995) محاسبه شده است. علائم اختصاری: N=Near .Fs; Ferrosilite , En; Enstatite .Wo; Wollastonite .Between Core and Rim; B.C&R= Min= Mineral

<i>Min</i>	Min 1				Min 2				Min 3			
<i>Location</i>	Core	B.C&R	N rim	Rim	Core	B.C&R	N rim	Rim	Core	B.C&R	N rim	Rim
<i>SiO₂</i>	۵۲/۱۷	۵۱/۶۳	۴۸/۶۹	۴۸/۹۷	۵۲/۱۵	۴۷/۷۱	۵۱/۲۴	۴۶/۳۷	۴۹/۴۳	۴۹/۸۳	۴۵	۴۴/۰۱
<i>TiO₂</i>	۰/۴۵	۰/۶۵	۱/۱۵	۰/۸۳	۰/۵	۱/۵	۰/۵۳	۲/۰۲	۰/۹۱	۰/۷۶	۲/۱۱	۲/۲۲
<i>Al₂O₃</i>	۳	۳/۲۹	۶/۳۸	۴/۷۳	۲/۴۹	۶/۳۱	۲/۹۷	۸/۰۱	۴/۶۳	۴/۱۹	۸/۱۳	۸/۴۶
<i>FeO</i>	۳/۹۴	۴/۴	۶/۰۶	۴/۸۱	۴/۴۶	۷/۲۶	۴/۴۸	۷/۳۶	۶/۳۳	۵/۲۴	۷/۶۶	۸/۲
<i>Cr₂O₃</i>	۰/۲۹	۰/۱۵	۰/۱۵	۱/۰۴	۰/۵۶	۰/۰۹	۰/۳۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۶۷	۰/۱۲	۰/۰۷
<i>MnO</i>	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱
<i>MgO</i>	۱۶/۵۳	۱۶/۱۵	۱۴/۳۳	۱۴/۷۷	۱۶/۵۲	۱۳/۸۹	۱۶/۱۸	۱۲/۸۵	۱۴/۷۸	۱۵/۰۱	۱۲/۳۵	۱۲/۱۴
<i>CaO</i>	۲۳/۶۶	۲۳/۷۸	۲۲/۰۵	۲۲/۷۴	۲۳/۰۹	۲۳/۷۱	۲۲/۶۸	۲۲/۰۶	۲۳/۰۳	۲۳/۵۲	۲۲/۲۳	۲۲/۵۷
<i>Na₂O</i>	۰/۲۴	۰/۱۹	۰/۳۴	۰/۲۵	۰/۱۸	۰/۲۸	۰/۲۶	۰/۳	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳
<i>Total</i>	۱۰۰/۳۵	۱۰۰/۳۱	۹۹/۲۳	۹۸/۲۱	۱۰۰/۰۹	۱۰۰/۸۸	۹۸/۷۹	۹۹/۱۷	۹۹/۶۵	۹۹/۵۴	۹۷/۹۶	۹۸/۰۷
<i>TSi</i>	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۷۸	۱/۸۱	۱/۹۰	۱/۷۶	۱/۸۷	۱/۷۱	۱/۸۲	۱/۸۳	۱/۶۹	۱/۶۶
<i>TAl</i>	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۳۱	۰/۳۳
<i>M₁Al</i>	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۴
<i>M₁Ti</i>	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۳
<i>M₁Fe³⁺</i>	۰/۰۵	۰/۰۸	۰/۲۳	۰/۱۵	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۸	۰/۱۲	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۶
<i>M₁Fe²⁺</i>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۱
<i>M₁Cr</i>	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰
<i>M₁Mg</i>	۰/۷۹	۰/۸۰	۰/۶۸	۰/۷۷	۰/۸۰	۰/۷۹	۰/۷۰	۰/۷۵	۰/۸۱	۰/۸۲	۰/۶۹	۰/۶۸
<i>M₂Fe²⁺</i>	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۵
<i>M₂Ca</i>	۰/۹۵	۰/۹۰	۰/۷۹	۰/۸۹	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۳	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۳	۰/۹۳	۰/۹۱
<i>M₂Na</i>	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
<i>Al^(IV)</i>	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۲۰	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۲۲	۰/۱۱	۰/۲۷	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۲۹	۰/۳۱
<i>Al^(VI)</i>	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۸
<i>Al^(total)</i>	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۲۸	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۲۸	۰/۱۳	۰/۳۵	۰/۲۰	۰/۱۸	۰/۳۸	۰/۳۲
<i>Mg[#]</i>	۹۴/۱۳	۹۳/۱۲	۹۰/۹۲	۹۵/۰۹	۹۱/۳۰	۸۸/۶۹	۹۵/۶۱	۸۷/۳۰	۹۰/۴۷	۹۲/۲۶	۸۹/۱۲	۸۹/۰۶
<i>Wo(%)</i>	۴۹/۲۰	۴۹/۶۳	۵۱/۲۴	۵۲/۳۵	۴۷/۸۴	۵۱/۰۳	۵۰/۱۴	۵۲/۹۶	۵۰/۳۳	۵۰/۹۶	۵۴/۶۴	۵۴/۳۴
<i>En(%)</i>	۴۸/۸۲	۴۶/۹۰	۴۴/۳۳	۴۵/۳۱	۴۷/۶۲	۴۳/۴۳	۴۷/۶۷	۴۱/۰۶	۴۴/۹۴	۴۵/۲۵	۴۰/۴۲	۴۰/۶۷
<i>Fs(%)</i>	۲/۹۸	۳/۴۷	۴/۴۳	۲/۳۴	۴/۵۴	۵/۵۴	۲/۱۹	۵/۹۸	۴/۷۳	۳/۸۰	۴/۹۴	۴/۹۹
<i>T(°C)</i>	۱۲۱۶	۱۲۱۰	۱۲۱۲	۱۲۰۳	۱۱۹۱	۱۲۰۲	۱۱۵۹	۱۱۶۱	۱۲۰۵	۱۱۷۵	۱۲۰۷	۱۱۷۳
<i>P(kbar)</i>	۰/۶۶	۰/۸۷	۳/۷۱	۰/۷۹	۱/۱۶	۱/۰۰	۱/۶۱	۲/۷۶	-۰/۰۵	۱/۵۰	۲/۵۷	۰/۳۴

جدول ۴-۲- نتایج حاصل از آنالیز میکروپروپ بلورهای ریز کلینوپیروکسن در سنگ‌های بازالتی ائوسن در شمال و شمال‌شرق سمنان و محاسبه فرمول ساختاری آنها براساس ۶ اتم اکسیژن به همراه برآوردهای دما و فشار تبلور به ترتیب بر اساس معادلات ارائه شده توسط (Putirka (2008 و Nimis(1995). Wo; Wollastonite. En; Enstatite. Fs; Ferrosilite.

Min	Min 4	Min 5	Min 6		Min 7	Min 8	Min 9	Min 10	Min 11	Min 12	
Location	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Core	Rim
SiO ₂	۴۹/۰۱	۵۱/۳۳	۵۲/۲۲	۵۱/۸۸	۴۹/۶۴	۳۴/۸۸	۴۹/۳۳	۳۶/۷۳	۴۳/۴۸	۴۹/۷	۴۵/۰۷
TiO ₂	۱/۰۸	۰/۶۵	۰/۴	۰/۴	۰/۹۳	۱/۵۷	۰/۹۸	۰/۰۹	۲/۴۹	۱/۰۴	۲/۱۷
Al ₂ O ₃	۴/۴۲	۲/۷۳	۲/۸۲	۳/۳	۴/۱۵	۱۵/۳	5	۲۱/۲۱	۹/۰۴	۴/۶	۸/۶۸
FeO	۷/۵۳	۵/۵۳	۳/۹۱	۴/۱۳	۶/۹۳	۱۵/۴۵	۵/۲۶	۸/۶۷	۸/۴۶	۶/۹۶	۸/۲۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۵	۰/۲۸	۰/۷۹	۰/۸۷	۰/۱۲	۰/۰۰	۰/۵	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۴	۰/۰۹
MnO	۰/۱۹	۰/۱	۰/۰۵	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۲۲	۰/۱	۰/۰۷	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۲
MgO	۱۴/۸۷	۱۶/۲۵	۱۶/۶۳	۱۶/۵۲	۱۵/۳۱	۷/۵۵	۱۵/۰۱	۲/۳۶	۱۱/۷۴	۱۴/۷۴	۱۲/۱۲
CaO	۲۲/۱۵	۲۲/۵۷	۲۳/۴	۲۲/۹	۲۲/۲۱	۱۵/۲	۲۲/۹۵	۲۲/۷۴	۲۲/۸۹	۲۲/۵۱	۲۲/۹۹
Na ₂ O	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۳	۰/۳۱	۰/۱۶	۰/۰۷	۰/۲۷	۰/۰۳	۰/۲۹	۰/۲۲	۰/۳
Total	۹۹/۴۸	۹۹/۶۲	۱۰۰/۴۵	۱۰۰/۴۵	۹۹/۶۱	۹۰/۲۴	۹۹/۴	۹۱/۹	۹۸/۵۶	۹۹/۹۹	۹۹/۷۹
TSi	۱/۸۲	۱/۸۹	۱/۹۰	۱/۸۹	۱/۸۴	۱/۴۷	۱/۸۲	۱/۵۱	۱/۶۴	۱/۸۳	۱/۶۸
TAl	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۷	۰/۵۳	۰/۱۸	۰/۴۹	۰/۳۶	۰/۱۷	۰/۳۲
M ₁ Al	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۲۳	۰/۰۴	۰/۵۴	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۶
M ₁ Ti	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۶
M ₁ Fe ³⁺	۰/۱۲	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۲۱	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۱۶
M ₁ Fe ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۳۰	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۵
M ₁ Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
M ₁ Mg	۰/۸۲	۰/۸۹	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۸۴	۰/۴۷	۰/۸۲	۰/۱۵	۰/۶۶	۰/۸۱	۰/۶۷
M ₂ Fe ²⁺	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۶
M ₂ Ca	۰/۸۸	۰/۸۹	۰/۹۱	۰/۸۹	۰/۸۸	۰/۶۹	۰/۹۱	۱/۰۰	۰/۹۳	۰/۸۹	۰/۹۲
M ₂ Na	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲
Al ^(IV)	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱	۰/۱۴	۰/۵	۰/۱۶	۰/۴۹	۰/۳۳	۰/۱۵	۰/۲۹
Al ^(VI)	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۲۰	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۰۵	۰/۵۳	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۸
Al ^(total)	۰/۱۹	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۸	۰/۷۷	۰/۲۱	۱/۰۲	۰/۴	۰/۲	۰/۳۸
Mg [#]	۸۷/۷۴	۹۰/۱۶	۴۷/۹۳	۵۲/۹۳	۴۲/۸۸	۰/۱۵۸	۸۴/۹۱	۶۸/۲۸	۹۰/۸۸	۵۹/۸۶	۸۶/۶۱
Wo(%)	۴۵/۳۳	۴۵/۵۳	۴۷/۱۵	۴۶/۵۳	۴۵/۲۸	۴۰/۰۷	۴۷/۷۹	۶۹/۲۳	۴۹/۸۵	۴۶/۳۲	۴۹/۵۶
En(%)	۴۲/۳۴	۴۵/۶۱	۴۶/۶۲	۴۶/۷۰	۴۳/۴۳	۲۷/۶۹	۴۳/۴۹	۱۰/۰۰	۳۵/۵۸	۴۲/۲۱	۳۶/۳۵
Fs(%)	۱۲/۳۴	۸/۸۷	۶/۲۳	۶/۷۷	۱۱/۲۹	۳۲/۲۵	۸/۷۲	۲۰/۷۷	۱۴/۵۷	۱۱/۴۷	۱۴/۰۹
T(°C)	۱۱۶۶	۱۱۸۹	۱۲۱۷	۱۲۳۰	۱۱۸۳	۱۲۰۵	۱۲۰۷	۱۳۳۳	۱۱۴۶	۱۱۷۱	۱۱۵۹
P(kbar)	-۰/۲	-۰/۳	۰/۷	۲/۳	۰/۹	۱/۵	۲/۲	۱/۳	۱/۹	-۰/۳	۲/۳

ادامه جدول ۴-۲

<i>Min</i>	Min 13	Min 14	Min 15
<i>Location</i>	Core	Core	Core
<i>SiO₂</i>	۴۴/۳۲	۴۹/۹۵	۴۴/۸۹
<i>TiO₂</i>	۲/۳۵	۰/۸۸	۲/۰۳
<i>Al₂O₃</i>	۸/۶۵	۴/۴۶	۸/۵۴
<i>FeO</i>	۸/۴۴	۵/۲۱	۸/۳۷
<i>Cr₂O₃</i>	۰/۱	۰/۰۰	۰/۰۲
<i>MnO</i>	۰/۱۱	۰/۵۲	۰/۱
<i>MgO</i>	۱۱/۷۹	۰/۰۷	۱۲/۱۷
<i>CaO</i>	۲۲/۹۷	۱۵/۳	۲۳/۰۳
<i>Na₂O</i>	۰/۳۴	۲۳/۴۵	۰/۳۴
<i>Total</i>	۹۹/۰۷	۹۹/۸۴	۹۹/۴۹
<i>TSi</i>	۱/۶۷	۱/۸۳	۱/۶۸
<i>Tal</i>	۰/۳۳	۰/۱۷	۰/۳۲
<i>M₁Al</i>	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۵
<i>M₁Ti</i>	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۶
<i>M₁Fe³⁺</i>	۰/۱۷	۰/۱۰	۰/۱۸
<i>M₁Fe²⁺</i>	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۳
<i>M₁Cr</i>	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۰
<i>M₁Mg</i>	۰/۶۶	۰/۸۴	۰/۶۸
<i>M₂Fe²⁺</i>	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵
<i>M₂Ca</i>	۰/۹۳	۰/۹۲	۰/۹۲
<i>M₂Na</i>	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳
<i>Al^(IV)</i>	۰/۳	۰/۱۵	۰/۲۹
<i>Al^(VI)</i>	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۸
<i>Al^(total)</i>	۰/۳۸	۰/۱۹	۰/۳۸
<i>Mg[#]</i>	۳۱/۸۷	۹۳/۴۶	۸۸/۸۹
<i>Wo(%)</i>	۴۹/۸۸	۴۷/۹۹	۴۹/۴۵
<i>En(%)</i>	۳۵/۶۲	۴۳/۵۷	۳۶/۳۶
<i>Fs(%)</i>	۱۴/۵۰	۸/۴۴	۱۴/۲۰
<i>T(°C)</i>	۱۱۴۲	۱۱۹۹	۱۱۶۶
<i>P(kbar)</i>	۱	۰/۹	۲/۹

جدول ۳-۴- نتایج آنالیز میکروپروپ فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان به‌مراه محاسبه کاتیون‌های آن‌ها براساس ۸ اتم اکسیژن. علائم اختصاری؛ Pl; Plagioclase ، Kfs; K- Feldspar ، An; Anorthite ، Ab; Albite ، Or; Orthoclase.

Sample	TrachyAndesite								Basalt						Trachyt	
Min	Pl								Pl			Kfs			Pl	Kfs
SiO ₂	۶۸/۱۰	۶۸/۳۶	۶۸/۵۱	۶۷/۳۰	۶۷/۱۵	۶۷/۷۵	۶۸/۱۱	۶۸/۲۴	۶۷/۰۱	۶۵/۷	۶۶/۳۰	۶۰/۵۳	۵۷/۸	۶۳/۳۷	۶۹/۰۳	۶۳/۶۸
TiO ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۲	۰/۷۳	۰/۳۶	۰/۲۱	۰/۵۸	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲
Al ₂ O ₃	۱۹/۷۳	۱۹/۵۲	۰/۶۷	۱۹/۶۳	۱۹/۷۵	۱۹/۷۳	۱۹/۶۵	۱۹/۷۴	۲۰/۳۲	۲۰/۷	۲۰/۵۵	۱۹/۰۳	۱۸/۴	۱۸/۴۶	۱۹/۷۲	۱۸/۱۹
FeO	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۴۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۵۱	۰/۷۱	۰/۶۶	۰/۹۶	۳/۰۷	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۰۶
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۱۰	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۱
MgO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۶۳	۱/۹۲	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰
CaO	۰/۲۵	۰/۱۷	۰/۰۴	۰/۳۵	۰/۱۶	۰/۳۸	۰/۱۱	۰/۲۳	۰/۸۹	۱/۵۹	۱/۱۴	۰/۳۰	۰/۷۹	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۵
Na ₂ O	۱۱/۶۷	۱۱/۷۵	۰/۰۵	۱۱/۶۶	۱۱/۱۷	۱۱/۶۷	۱۱/۶۳	۱۱/۷۹	۱۱/۲۳	۱۰/۶۳	۱۰/۸۸	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۴۷	۱۱/۶۵	۰/۲۳
K ₂ O	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۴۵	۰/۰۵	۰/۲۹	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۴۲	۰/۲۰	۱۴/۸۲	۱۳/۱	۱۵/۶۴	۰/۰۶	۱۹/۲۷
Total	۹۹/۷۹	۹۹/۸۲	۹۹/۷۱	۹۹/۱۰	۹۸/۷۷	۹۹/۶۳	۹۹/۹۰	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۴۵	۱۰۰	۹۹/۸۲	۹۶/۳۹	۹۴/۳	۹۸/۷	۱۰۰/۵	۹۸/۴۰
Si	۱۱/۹۳	۱۱/۹۷	۱۵/۸۷	۱۱/۸۹	۱۱/۹۰	۱۱/۹۰	۱۱/۹۳	۱۱/۹۳	۱۱/۷۱	۱۱/۵	۱۱/۶۲	۱۱/۵۹	۱۱/۲۶	۱۱/۹	۱۱/۹۹	۱۱/۹۸
Al	۴/۰۷	۴/۰۲	۰/۱۳	۴/۰۹	۴/۱۲	۴/۰۸	۴/۰۶	۴/۰۶	۴/۱۸	۴/۲۸	۴/۲۶	۴/۲۹	۴/۲۳	۴/۰۹	۴/۰۳	۴/۰۳
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ₂	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۵	۰/۵۰	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۱
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۸	۰/۵۶	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Ca	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۱۷	۰/۳۰	۰/۲۲	۰/۰۶	۰/۱۶	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Na	۳/۹۶	۳/۹۹	۰/۰۲	۴/۰۰	۳/۸۴	۳/۹۸	۳/۹۵	۴/۰۰	۳/۸۱	۳/۶۱	۳/۷۱	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۷	۳/۹۲	۰/۰۸
K	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۵	۳/۶۲	۳/۲۶	۳/۷۶	۰/۰۱	۳/۹۰
Cations	۲۰/۰۲	۲۰/۰۲	۱۶/۰۸	۲۰/۰۷	۲۰/۰۱	۲۰/۰۵	۲۰/۰۴	۲۰/۰۴	۲۰/۰۷	۲۰/۱	۲۰/۱	۲۰/۱۳	۲۰/۲۶	۱۹/۹۸	۱۹/۹۶	۱۹/۹۹
Ab%	۹۸/۷۰	۹۹	۷۳	۹۷/۸۰	۹۶/۷۰	۹۸	۹۷/۹۰	۹۸/۷۰	۹۴/۹۰	۹۰/۲	۹۳/۴	۵/۲۰	۵/۴۰	۴/۴۰	۹۹/۶۰	۲/۱۰
An%	۱/۱۰	۰/۸۰	۲/۲۰	۱/۶۰	۰/۸۰	۱/۸۰	۰/۵۰	۱/۱۰	۴/۲۰	۷/۵۰	۵/۴۰	۱/۶۰	۴/۵۰	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۳۰
Or%	۰/۲۰	۰/۲۰	۴/۸۰	۰/۶۰	۲/۶۰	۰/۳۰	۱/۶۰	۰/۲۰	۰/۹۰	۲/۳۰	۱/۲۰	۹۳/۳۰	۹۰	۹۵/۷	۰/۳۰	۹۸/۲۰

۳-۴- شیمی پیروکسن و تغییرات ترکیبی آن

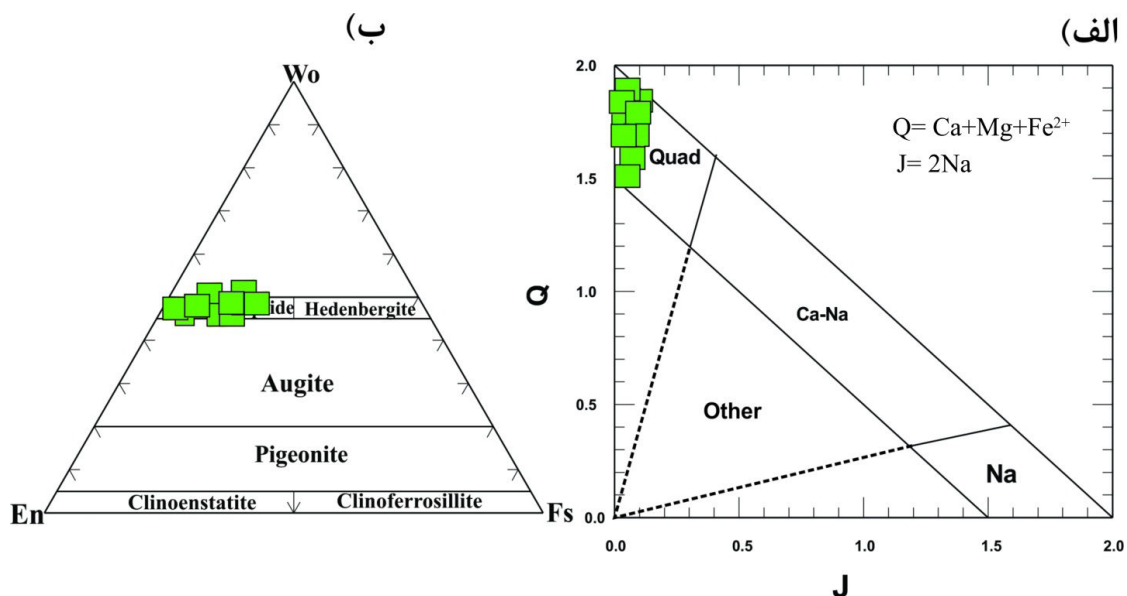
بلورهای کلینوپیروکسن به اشکال نیمه شکل‌دار تا بی شکل با منطقه‌بندی نوسانی و به صورت متوسط تا ریزبلور، فقط در نمونه‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده هستند. بلورهای با اندازه متوسط فرصت بیشتری برای رشد در مخزن ماگمایی و بلورهای ریز که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند، زمان کمتری برای رشد داشته‌اند (Shelley, 1993). نتایج آنالیز شیمی کلینوپیروکسن‌ها

نیز بیانگر ترکیب شیمیایی تقریباً ناهمگن این کانی‌ها با تغییرات ترکیبی از مرکز بلور به سمت حاشیه می باشد. بر پایه این نتایج، ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از SiO_2 (۲۲/۵۲ تا ۴۳/۴۸)، Al_2O_3 (۲/۲۱ تا ۹/۰۴)، FeO (۳/۹۱ تا ۸/۶۷)، TiO_2 (۰/۶۵ تا ۲/۴۹)، MgO (۷/۵۵ تا ۱۶/۶۳)، CaO (۱۵/۲ تا ۲۳/۷۸) و مقادیر کمتری MnO (۰/۰۷ تا ۰/۲۲)، Na_2O (۰/۳۴ تا ۰/۰۷)، Cr_2O_3 (۰ تا ۱/۰۴) تشکیل شده است. پیروکسن از خانواده سیلیکات‌های تک زنجیره‌ای با فرمول عمومی $M_2 M_1 T_2 O_6$ است که در جایگاه T کاتیون‌هایی نظیر Si^{4+} و Al^{3+} و به مقدار کمتر Fe^{3+} قرار می گیرند. در جایگاه M_1 ، Al^{3+} و مازاد آهن سه ظرفیتی مصرف شده در موقعیت T و نیز کاتیون‌هایی مانند Fe^{2+} ، Mg^{2+} ، Zr^{2+} ، Mn^{2+} و گاهی Ti^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، Ti^{3+} ، Sc^{3+} و Zr^{4+} جایگزین می شوند. جایگاه M_2 را عناصری چون Mg^{2+} ، Fe^{2+} ، Mn^{2+} ، Li^{1+} ، Ca^{2+} ، Na^{1+} اشغال می کنند که مجموع آنها در حدود یک است.

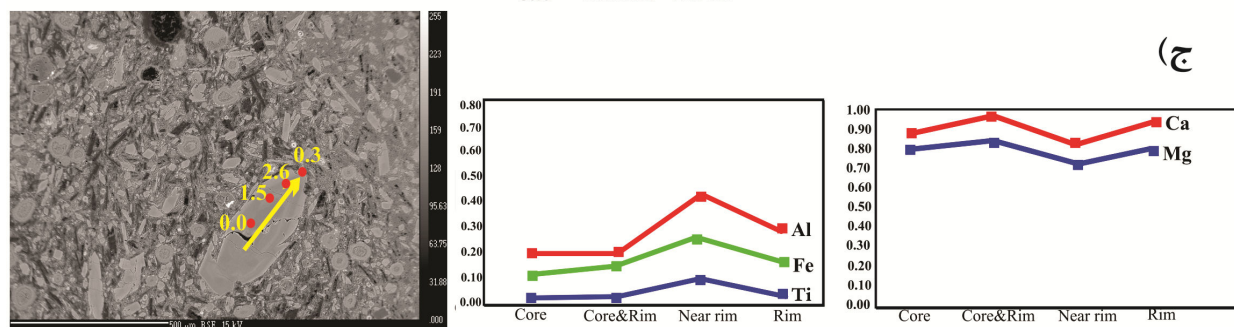
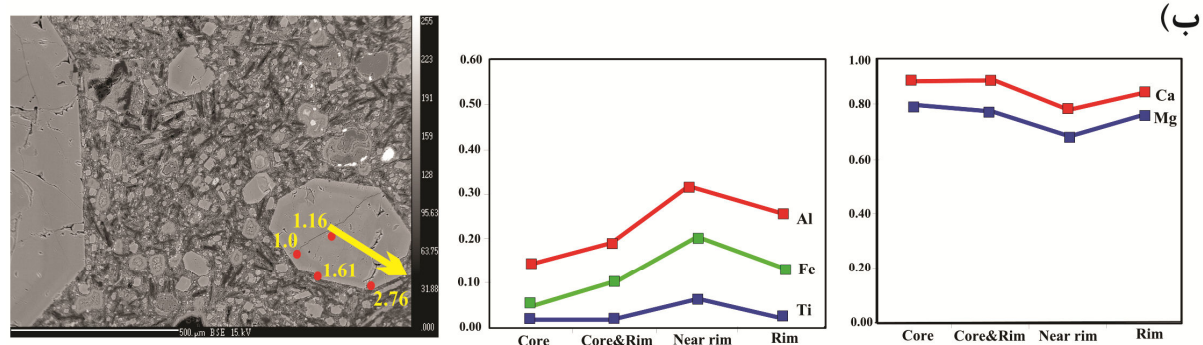
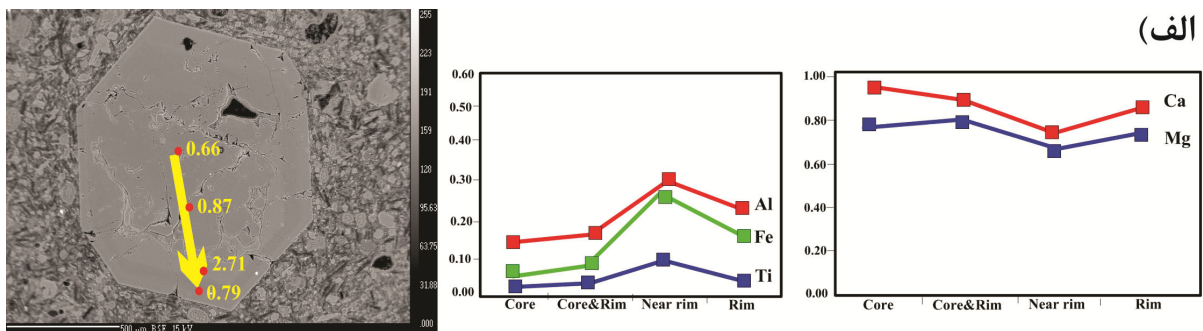
پیروکسن‌ها را با توجه به قرارگیری کاتیون‌ها در مکان‌های M_2 و M_1 ، می توان به چهار گروه کلی تقسیم‌بندی کرد: (۱) پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad)، (۲) پیروکسن‌های Ca-Na، (۳) پیروکسن‌های Na و (۴) دیگر پیروکسن‌ها (other) (شکل ۱-۴ الف). در این شکل، پیروکسن‌های گردنه آهوان در قلمرو کلینوپیروکسن‌های آهن- منیزیم-کلسیم‌دار (Quad) قرار گرفته اند. برای طبقه‌بندی دقیق‌تر این کلینوپیروکسن‌ها، از نمودار سه‌تایی Wo-En-Fs استفاده گردید (Morimoto et al., 1988؛ شکل ۱-۴ ب). همانطور که مشاهده می شود، اکثر نمونه‌ها دارای ترکیب دیوپسید می باشند.

بررسی تغییرات ترکیب دیوپسیدهای با اندازه متوسط در سنگ‌های بازالتی شمال و شمال‌شرق سمنان نشان می دهد که زون بینابین هسته و حاشیه پیروکسن‌ها، از Fe، Ti و Al غنی شده‌اند، در حالیکه مقدار عناصر Ca، Mg در حاشیه کم شده است (شکل ۲-۴ الف، ب و ج). همچنین، منطقه-بندی موجود در این فنوکریست‌ها از نوع منطقه‌بندی نوسانی است (شکل ۲-۴ الف، ب و ج). اگر چه محققین مختلف منطقه‌بندی نوسانی را به تزریق گامه‌های ماگمایی و حرکت همرفتی در مخزن ماگما نسبت داده‌اند (Deer et al., 1987)، ولی به نظر می رسد در مورد سنگ‌های مورد مطالعه افزایش

فشار بخار آب باعث این منطقه‌بندی شده است. زیرا افزایش فشار باعث افزایش مقدار آهن و کاهش مقدار آلومینیوم موجود در ساختار پیروکسن‌ها می‌شود (Baker, 1987)؛ ولی همانطور که در شکل ۲-۴ مشاهده می‌شود علاوه بر آهن، مقدار آلومینیوم نیز در نزدیک حاشیه بلورها افزایش یافته است.



شکل ۲-۴ الف) طبقه‌بندی کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های شمال و شمال شرق سمنان با استفاده از نمودار Q-J (Morimoto et al., 1988). ب) نمایش ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازالتی شمال شرق سمنان در نمودار En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988). همانطور که مشاهده می‌شود کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه از نوع آهن-منیزیم-کلسیم‌دار و در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند.



شکل ۴-۲- تصاویر EBS و نمودار تغییرات ترکیبی عناصر Ca، Fe، Al، Ti و Mg در بلورهای دیوپسید با اندازه متوسط در بازالت‌های شمال و شمال‌شرق سمنان. این نمودارها وجود منطقه‌بندی نوسانی در دیوپسیدهای مورد مطالعه را تأیید می‌کنند.

این اختلاف عناصر در هسته و حاشیه در دیوپسیدهای موجود در سنگ‌های بازالتی شمال و شمال-شرق سمنان زیاد نیست و احتمالاً نشان دهنده تبلور آنها در عمق نسبتاً ثابتی از یک مخزن ماگمایی می‌باشد. لذا به نظر می‌رسد که افزایش فشار بخار آب در طی تفریق ماگما باعث ایجاد منطقه‌بندی نوسانی در تعدادی از دیوپسیدها شده است.

۴-۳-۱- فوگاسیته اکسیژن

از آنجایی که فوگاسیته اکسیژن در کنترل فرایندهای ماگمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته از ماگما نقش مؤثری دارد (Kilinc et al., 1983; Moretti, 2005; Botcharnikov et al., 2005)

2005؛ Kress & Carmichael, 1991)، لذا لازم است اثر این عامل نیز در تشکیل پیروکسن‌ها مورد بررسی قرار گیرد. برای تعیین فوگاسیته اکسیژن می‌توان از نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ استفاده کرد (Schweitzer et al, 1979؛ شکل ۳-۴ الف). این نمودار بر پایه موازنه Al موجود در موقعیت چهاروجهی و Al و Cr موجود در موقعیت هشت‌وجهی است. عنصر Fe^{3+} در ترکیب پیروکسن‌ها می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی مانند Al ، Cr و Ti در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. هرچه میزان Fe^{3+} بیشتر باشد امکان ورود آن به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین، نمونه‌هایی که بالای خط $Fe^{3+}=0$ در نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ قرار می‌گیرند، دیوپسیدهایی هستند که در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار می‌گیرند در فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند. همانطور که در شکل ۳-۴ الف نشان داده شده است، تمرکز دیوپسیدهای مورد مطالعه در بالای خط یاد شده، گویای تبلور آنها در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا می‌باشد (شکل ۳-۴ الف).

۴-۳-۲- دما- فشارسنجی

در پترولوژی سنگ‌های آذرین از معادله‌های زمین دما- فشارسنجی به منظور ارزیابی دما و فشار تبلور کانی‌ها استفاده می‌شود. در گذشته از نمودارهای ترسیمی سه‌تایی لیندسلی (Lindsley, 1983) جهت برآورد دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها استفاده می‌شد که از دقت کافی برخوردار نبود. امروزه، تخمین دما و فشار با ارائه روابط ریاضی ترموبارومتری انجام می‌گیرد که از دقت بالاتری برخوردارند. این روابط که به دو دسته کلی معادلات ژئوترمومتری و ژئوبارومتری تقسیم می‌شوند، توابعی از فشار، دما یا هر دو هستند که در نمودار دما- فشار بصورت یک خط مستقیم یا منحنی قابل ترسیم می‌باشند. پیروکسن به عنوان یک کانی ردیاب منعکس‌کننده شرایط فیزیکی (دما و فشار) ماگما در زمان تبلور آن است. بعضی از روش‌های دما-فشارسنجی بر روی کانی پیروکسن، بر پایه تعادل میان دو پیروکسن (ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن) هستند. این موضوع سبب محدودیت‌هایی در بکارگیری آنها می‌شود. در نمونه‌های بازالتی شمال و شمال‌شرق سمنان، کانی ارتوپیروکسن مشاهده نشده است. لذا

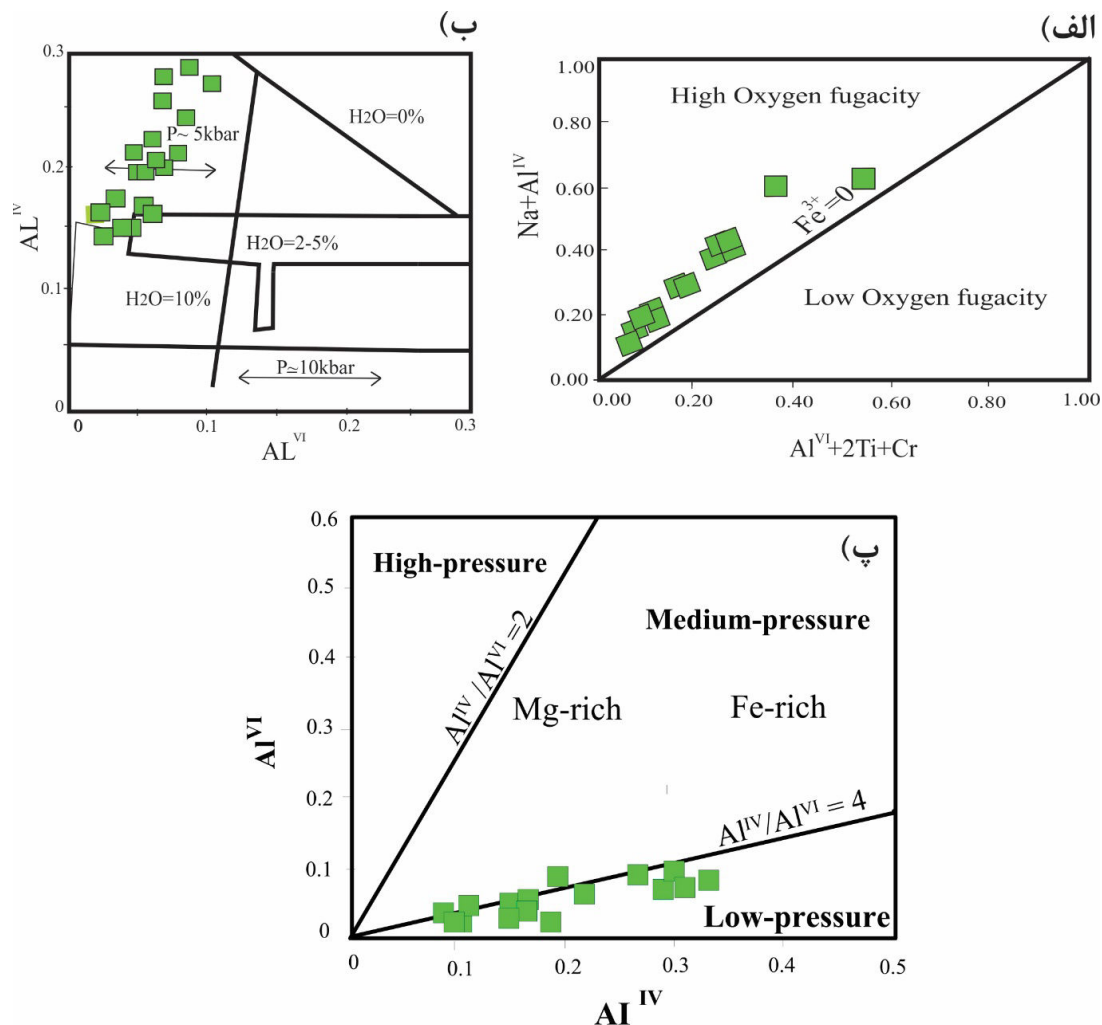
به منظور بررسی‌های دما-فشارسنجی این نمونه‌ها از ترمومترها و بارومترهای مبتنی بر تک کانی پیروکسن استفاده شده است. در ادامه با استفاده از روش‌های مختلف دما-فشارسنجی به برآورد دما و فشار تشکیل دیوپسیدهای سنگ‌های بازالتی شمال و شمال‌شرق سمنان می‌پردازیم.

به اعتقاد لوباس (Le Bas, 1962) نسبت Al^{IV} به Al^{VI} در پیروکسن‌ها را می‌توان برای تعیین فشار محیط ماگمای والد تشکیل‌دهنده پیروکسن‌ها بکار گرفت. توزیع آلومینیم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی در کلینوپیروکسن‌ها، معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگمای سازنده و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین پیروکسن‌دار است (Le Bas, 1962؛ Helz, 1973؛ شکل ۳-۴ ب و پ). همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، دیوپسیدهای موجود در بازالت‌های شمال و شمال‌شرق سمنان از یک ماگمای بازالتی با مقدار آب حدود ۵ درصد و در فشار پایین متبلور شده‌اند (شکل ۳-۴ ب و پ).

نیمیس (Nimis, 1995) برای فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها در مذاب‌های بی‌آب از مقادیر V_{Cell} و V_{M1} که بر پایه‌ی واحد سلولی ساختمان کلینوپیروکسن بدست می‌آید، معادله ۴-۱ را ارائه کرد:

معادله (۴-۱)

$$P(kbar) = 698.443 + (4.985 * Al^{IV}) - (26.826 * Fe_{M1}^{2+}) - (3.764 * Fe^{3+}) + (53.989 * Al^{VI}) + (3.948 * Ti) + (14.651 * Cr) - (700.431 * Ca) - (666.629 * Na) - (682.848 * Mg_M) - (691.138 * Fe_{M2}^{2+}) - (688.384 * Mn) - (6.267 * (Mg_{M2}))^2 - (4.144 * (Fe_{M2}^{2+}))$$



شکل ۳-۴ الف) نمودار تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ برای تعیین وضعیت فوگاسیته اکسیژن در نمونه های مورد مطالعه (Schweitzer et al, 1979). ب) برآورد شرایط تبلور بازالت های شمال و شمال شرق سمنان از روی ترکیب شیمیایی دیوپسیدها (Helz, 1973). پ) نمودار تغییرات Al^{IV} در مقابل Al^{VI} (Le Bas, 1962). طبق این نمودارها بازالت های مورد مطالعه در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا، در محدوده فشار پایین و از یک ماگمای تقریباً بی آب تشکیل شده اند.

براساس این روش، فشار تشکیل کلینوپیروکسن های مورد بررسی از 0.3 الی $3/7$ کیلو بار تغییر می کند (جدول ۴-۱).

استفاده از شاخص های YPT و XPT (Soesoo, 1997): این روش به عنوان یکی از روش های برآورد دما و فشار براساس پیروکسن های موجود در گدازه های بازالتی پیشنهاد شده است. در این روش که دما و فشار بصورت ترسیمی نمایش داده می شوند، محورهای X و Y براساس دو شاخص XPT و

YPT تعریف شده‌اند (شکل ۴-۴). محاسبه شاخص‌های XPT و YPT به منظور تعیین موقعیت نقاط

تجزیه روی این نمودار با معادله ۲-۴ امکان‌پذیر است:

معادله (۲-۴)

$$XPT = (0.446 * SiO_2) + (0.187 * TiO_2) - (0.404 * Al_2O_3) + (0.346 * FeO^{(tot)}) - (0.052 * MnO) + 0.309 * MgO + 0.431 * CaO - 0.446 * Na_2O$$

$$YPT = (-0.369 * SiO_2) + (0.535 * TiO_2) - (0.317 * Al_2O_3) + (0.323 * FeO^{(tot)}) +$$

$$(0.235 * MnO) - (0.516 * MgO) - (0.167 * CaO) - (0.153 * Na_2O)$$

با استفاده از مقادیر XPT و XYT محاسبه شده توسط معادله ۲-۴، میزان فشار تبلور دیوپسیدهای

موجود در بازالت‌های شمال و شمال‌شرق سمنان در محدوده غالباً ۲ تا ۵ کیلو بار و دمای تشکیل

۱۱۷۰-۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد واقع می‌شود (شکل ۴-۴)، که این امر با آنچه که در نمودار شکل ۴-

۳ نشان داده شده است مبنی بر تشکیل دیوپسیدها در فشار پایین مطابقت دارد.

براساس میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن و نیز توزیع آلومینیوم بین کلینوپیروکسن-

مذاب، می‌توان دما تبلور کلینوپیروکسن را با توجه به معادله ۳-۴ محاسبه کرد (Putirka, 2008):

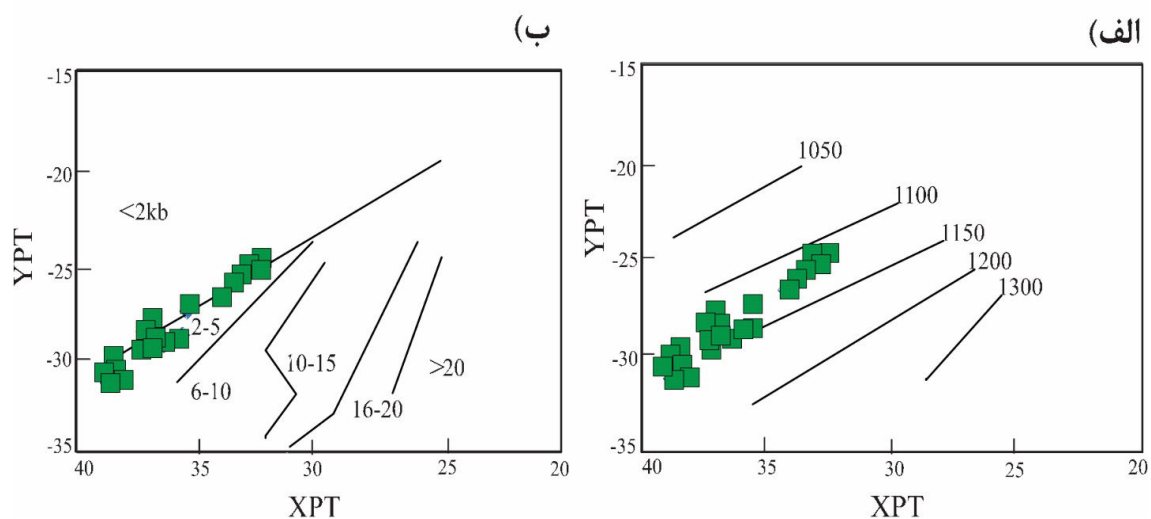
معادله (۳-۴)

$$T(K) = 93100 + 544P(kbar)/61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx} - X_K^{cpx}) + 0.395 [\ln(X_{En}^{cpx})]^2$$

در این معادله :

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

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



شکل ۴-۴- تعیین دما (الف) و فشار (ب) تبلور دیوپسید با استفاده از روش Soesoo (1997). طبق این نمودار دیوپسیدهای مورد مطالعه در بازه دمایی ۱۱۷۰-۱۱۱۰ درجه سانتی‌گراد و در محدوده فشار کمتر از ۲ تا ۵ کیلوپار متبلور شده‌اند.

کاربرد این معادله برای تعیین دمای تشکیل تک کلینوپیروکسن، بدون دخالت ترکیب مذاب است. دمای تبلور دیوپسیدهای منطقه مورد مطالعه بنابر معادله ۴-۳، برابر با ۱۲۳۰-۱۱۴۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است.

فشارهای تخمین زده شده‌ای که در بالا برای تبلور دیوپسیدهای شمال و شمال‌شرق سمنان ارائه شد و همچنین آنالیزهای سنگ کل که طی مطالعاتی که همزمان با این پژوهش توسط کامران (در حال انجام) بر روی بازالت‌ها انجام شده، به ما این امکان را می‌دهد که دمای اشباعیت ماگمای والد از کلینوپیروکسن را به کمک معادله ۴-۴ محاسبه کنیم (Putirka, 2008). این معادله دمای شروع تبلور کلینوپیروکسن در ماگما را نشان می‌دهد.

معادله (۴-۴)

$$T(K) = 10^4 / 6.39 + 0.076(H_2O^{liq}) - 5.55(X_{CaO}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) - 0.389 \ln(X_{MgO}^{liq}) - 0.046 \\ p(kbar) + 2.2 \times 10^{-4} [p(kbar)]^2$$

کاربرد معادله ۴-۴ برای دیوپسیدهای موجود در سنگ‌های بازالتی شمال و شمال‌شرق سمنان نشان

داد که ماگمای والد در زمان هسته‌بندی این کانی، احتمالاً دارای دمای ۱۳۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است.

بررسی دما و فشار تشکیل بلورهای متوسط دیوپسید بر اساس منطقه‌بندی آنها از هسته به حاشیه نشان می‌دهد که، دما و فشار تبلور این کانی در بازالت‌های شمال و شمال‌شرق سمنان از هسته به سمت حاشیه بلور روند افزایش و کاهشی منظمی را نشان نمی‌دهد (جدول ۴-۱؛ شکل ۴-۲). از طرف دیگر هسته‌های این فنوکریست‌ها فشار حدود ۱ کیلو بار (معادل عمق ۳ کیلومتر) را نشان می‌دهند، و زون‌های حاشیه یا نزدیک به حاشیه آنها فشار حدود ۲/۷ کیلو بار (معادل عمق ۸ کیلومتر) را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲). ممکن است این طور تصور شود که هسته این بلورها در مخزن ماگمایی کم عمق متبلور شده و حاشیه آنها در طی ته‌نشینی و جدایش ثقلی از ماگما تشکیل شده است. این موضوع بنا به چند دلیل بعید به نظر می‌رسد که عبارتند از:

۱- افزایش فشار باعث افزایش مقدار آهن و کاهش مقدار آلومینیوم موجود در ساختار پیروکسن‌ها می‌شود (Baker, 1987)؛ ولی همانطور که در شکل ۴-۲ مشاهده می‌شود علاوه بر آهن، مقدار آلومینیوم نیز در نزدیک حاشیه بلورها افزایش یافته است. لذا به نظر می‌رسد که افزایش فشار بخار آب در طی تفریق ماگما باعث ایجاد منطقه‌بندی نوسانی در تعدادی از دیوپسیدها شده است.

۲- وزن مخصوص ماگماهای بازالتی و دیوپسیدهای مورد مطالعه به ترتیب $2.8-3 \text{ g.cm}^{-3}$ و 2.8 g.cm^{-3} می‌باشد. به نظر می‌رسد این تفاوت وزن مخصوص نمی‌تواند باعث ته‌نشینی دیوپسیدها از عمق ۳ کیلومتری به عمق ۸ کیلومتری شود.

۳- اندازه دیوپسیدهای موجود در سنگ‌های بازالتی بین ۰/۴۱ تا ۱/۲۵ میلی‌متر متغیر است و سرعت رشد بلورهای دیوپسید 10^{-5} mms^{-1} است (Higgins, 2007). با توجه به فرمول $Ci = Gt$ که در این فرمول Ci میانگین طول مجموع بلورها و G نرخ رشد بلور و t مدت زمان اقامت بلور یا ماگما در محفظه ماگمایی می‌باشد (Higgins, 2007)، مدت زمان اقامت این دیوپسیدها در مخزن ماگمایی $10^4 * 3$ ثانیه است. لذا به نظر غیر ممکن می‌رسد که در طی این مدت زمان بلورهای دیوپسید

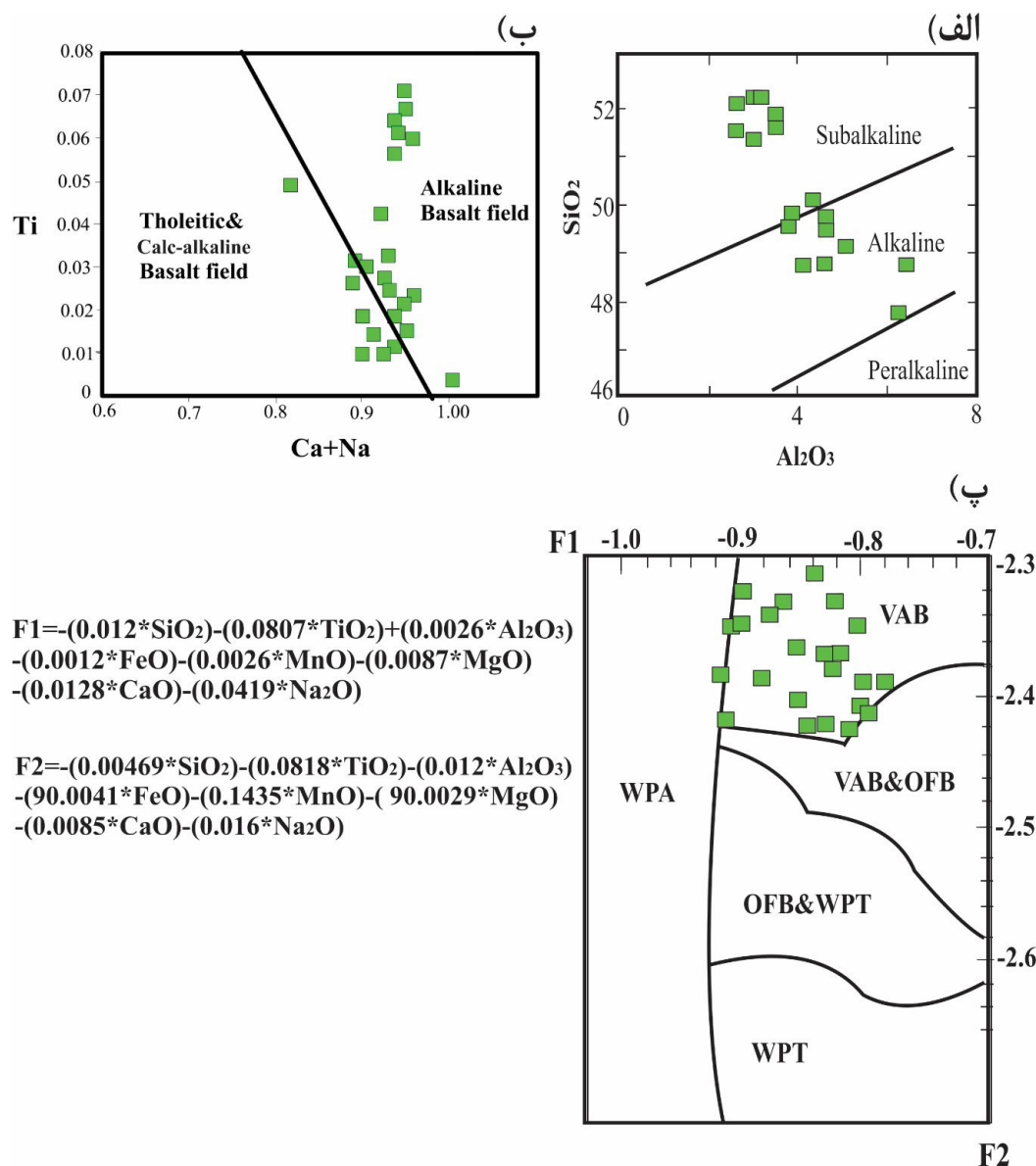
توانسته باشند از عمق ۳ کیلومتری به عمق ۸ کیلومتری رسیده باشند.

با در نظر گرفتن موارد فوق به نظر می‌رسد که منطقه‌بندی نوسانی دیوپسیدها و تغییر ترکیب شیمیایی (و به طبع فشار محاسبه شده) ناشی از افزایش مقدار فشار بخار آب ماگما بوده است. از طرف دیگر، تخمین‌های فشار برای بلورهای کوچک نشان‌دهنده تبلور آن‌ها در قسمت‌های کم عمق مخزن ماگمایی بوده و داستان متفاوتی را حکایت می‌کنند (جدول ۴-۱). این بلورها یا فاقد منطقه‌بندی هستند یا زون‌های مختلف آن‌ها فشارهای تشکیل یکسان نشان می‌دهند. لذا به نظر می‌رسد که پس از تبلور در آن مخزن، با تزریق گامه ماگمایی جدید، بر سطح زمین فوران نموده‌اند.

۴-۳-۳- سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

ترکیب پیروکسن به ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای میزبان وابسته است، به همین دلیل این کانی کاربرد گسترده‌ای برای تشخیص محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌ها دارد. مشارکت عناصر Al, Ti, Ca, Si و Na در شبکه پیروکسن تا حد زیادی به درجه آلکالینیته ماگمای مادر بستگی دارد (Letterei et al., 1982; Bas Le, 1962). بدین منظور از نمودارهای تغییرات SiO_2 در برابر Al_2O_3 و نمودار Ti در برابر Ca+Na (Letterei et al., 1982) برای تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل دیوپسیدها استفاده شد (شکل ۴-۵). با توجه به شکل ۴-۵ الف ترکیب شیمیایی این دیوپسیدها در محدوده‌ی گسترده‌ای از آلکالن تا ساب‌آلکالن تغییر می‌کند. همچنین، نمونه‌های مورد مطالعه از عنصر Ca غنی هستند و در نمودار Ti در برابر Ca+Na در محدوده آلکالن و کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۴-۵ ب). براساس نمودار F_1 و F_2 نیز که از نیسبت و پیرس (Nisbet and Pearce, 1977) اقتباس شده است، محیط زمین‌ساختی تشکیل دیوپسیدهای مورد مطالعه، یک کمان آتشفشانی پیشنهاد می‌شود (شکل ۴-۵ پ). ماهیت قلیایی تا نیمه‌قلیایی، میزان پایین Ti (0.03 تا 0.07) و غنی‌شدگی از عنصر Ca (0.88 تا 0.98) و Si (1.47 – 1.90) در ترکیب شیمیایی دیوپسیدهای مورد مطالعه از ویژگی پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های بازالتی کمان‌های آتشفشانی است (Beccaluva et al, 1989) که با تصویر شدن نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های کمان ماگمایی (VAB) نمودار F_1 و F_2 (Nisbet and

(Pearce, 1977) نیز سازگار است (شکل ۴-۵ پ؛ جدول ۴-۱).



شکل ۴-۵ الف) تعیین سری ماگمایی بازالت‌های شمال و شمال شرق سمنان با استفاده از نمودار تغییرات Al_2O_3 - SiO_2 (Le Base, 1962). ب) نمودار تغییرات Ti در مقابل Ca+Na (Leterrier et al., 1982). پ) نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از فاکتورهای F1 و F2 (Nisbet and Pearce, 1977). براساس این نمودارها به نظر می‌رسد که دیوپسیدهای مورد مطالعه از یک ماگمای کالک‌آلکان و در محیط کمان آتشفشانی متبلور شده‌اند.

بررسی‌های شیمی کانی انجام شده در این پژوهش بیانگر آن است که ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان دارای ماهیت آلکان تا ساب آلکان بوده و در محیط‌های کمان آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده است.

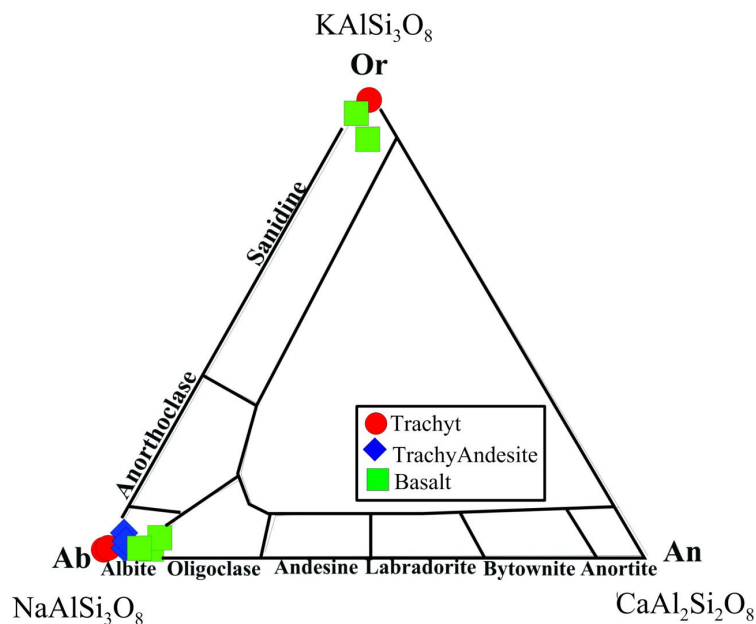
۴-۴- شیمی فلدسپار

فلدسپارها بدون تردید فراوان‌ترین و گسترده‌ترین گروه کانی‌های موجود در پیوسته‌ی زمین و سنگ‌های آذرین هستند و از نظر شکل و خواص فیزیکی رابطه نزدیکی با یکدیگر دارند. از نظر ساختاری فلدسپارها در گروه آلومینوسیلیکات‌های داربستی قرار دارند که بر پایه‌ی یک شبکه‌ی پیوسته‌ی سه بعدی با آرایش تتراهدری سیلیسیم و آلومینیوم استوارند. فلدسپارها همانند دیگر کانی‌ها ندرتاً به صورت قطب‌های نهایی خالص یا بلورهای همگن از نظر شیمیایی حضور دارند (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۹). این کانی‌ها را می‌توان به دو گروه عمده پتاسیم‌فلدسپار و پلاژیوکلاز تقسیم نمود. پلاژیوکلازها یک سری ایزومرف کامل را تشکیل می‌دهند. بلورهای آن‌ها محلول جامد پیوسته‌ای را بین دو قطب سدیم‌دار (آلبیت $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) و قطب کلسیم‌دار (آنورتیت $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها به عنوان کانی‌های سنگ‌ساز، نسبت به پتاسیم‌فلدسپار توزیع گسترده‌ای داشته و فراوانتر هستند (ملائی، ۱۳۸۵).

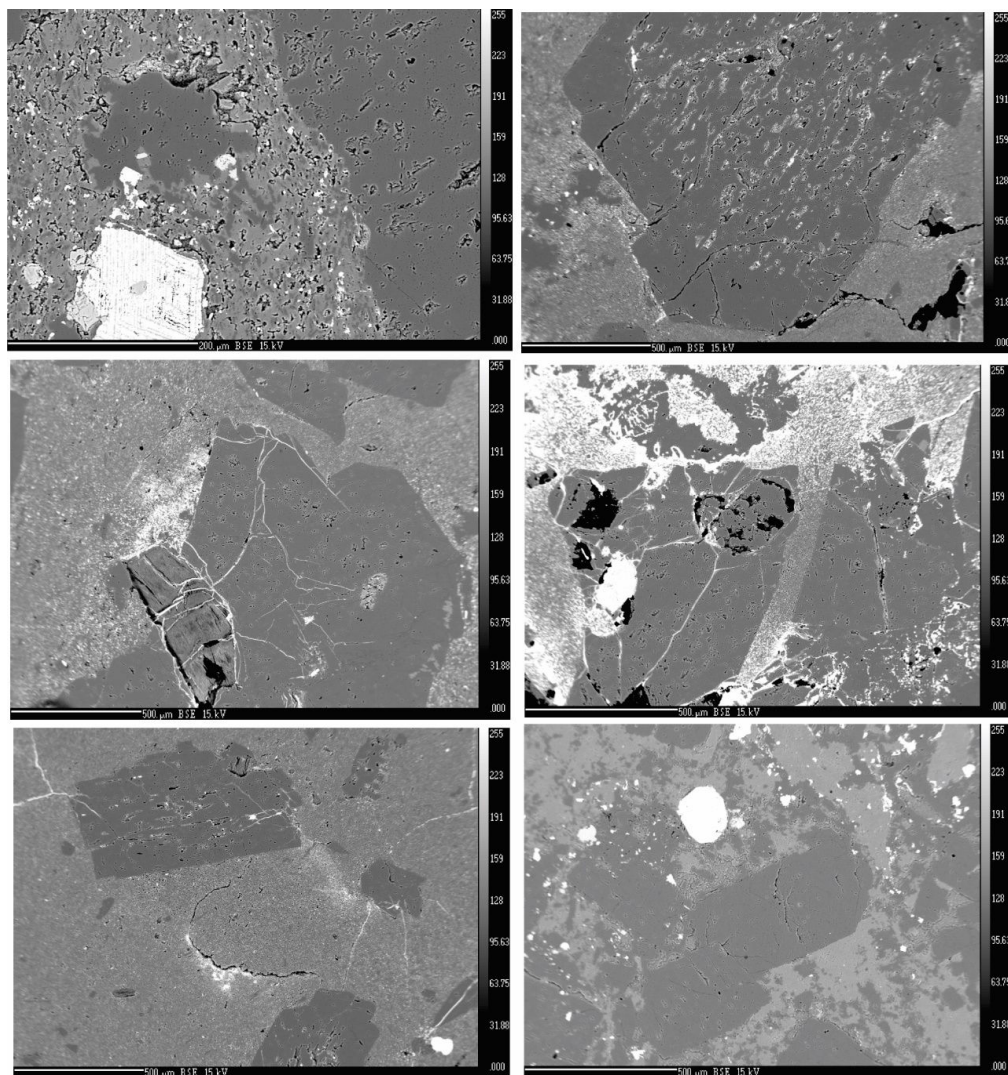
در شمال شرق سمنان، پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست موجود در سنگ‌های آتشفشانی است، که گاه بصورت منفرد و گاه به حالت تجمعات گلومروپورفیری دیده می‌شود. این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه بصورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار همراه با ماکل‌های پلی سنتتیک و کارلسباد مشاهده می‌شود. نمودار سه‌تایی An-Ab-Or (Deer et al., 1986)، برای فلدسپارهای مورد آنالیز نشان می‌دهد که ترکیب فلدسپارهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، در محدوده آلبیت و سانیدین قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶). همانطور که در تصاویر میکروسکوپ الکترونی مشاهده می‌شود، پلاژیوکلازهای منطقه مورد مطالعه فاقد منطقه‌بندی هستند و ترکیب آلبیتی دارند (جدول ۴-۲ و شکل ۴-۷).

واحدهای سنگی شمال شرق سمنان تحت دگرسانی و متاسوماتیسم شدید قرار گرفته‌اند که از شواهد این متاسوماتیسم می‌توان به اسکارن‌زایی و تشکیل معدن آهن زرتول (شکل ۲-۲۱) و زون‌های

شکل ۴-۶- ترکیب فلدسپارهای آنالیز شده از سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان در نمودار سه تایی (Deer et al., 1986) An-Ab-Or.



آلتراسیون سوسوریتی در منطقه اشاره کرد لذا به نظر می رسد که سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در امتداد زون‌های گسلی تحت تأثیر متاسوماتیسم (احتمالاً سدیک - پتاسیک) قرار گرفته‌اند. نفوذ این محلول‌ها (سدیک - پتاسیک) باعث رخداد متاسوماتیسم سدیک - پتاسیک و جانشینی سدیم و پتاسیم بجای کلسیم موجود در ترکیب پلاژیوکلازها شده و اکثر آنها را به آلبیت تبدیل نموده است (شکل ۴-۷). بررسی‌های صحرایی نشان می دهد که منطقه مورد مطالعه تا حدود زیادی تکتونیزه می باشد که ورود سیالات متاسوماتیسم کننده به درون سنگ‌های آذرین را تسهیل نموده است.



شکل ۴-۷- تصاویر BSE از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب آلبیتی در سنگ‌های آتشفشانی شمال و شمال شرق سمنان. همانطور که مشاهده می شود پلاژیوکلازها فاقد منطقه‌بندی‌اند.

فصل پنجم

نتیجه گیری

منطقه مورد مطالعه در ۲۶ کیلومتری شمال و شمال شرق سمنان واقع شده است و در شمالی‌ترین بخش ساختاری ایران مرکزی و حاشیه‌ی جنوبی البرز قرار دارد. محدوده مورد مطالعه به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود که این دو بخش توسط گسل بزرگ سمنان از هم جدا می‌شوند. بخش شمالی آن شامل سنگ‌های رسوبی با دامنه سنی ژوراسیک تا کواترنر می‌باشند و ترکیب متنوعی از آهک، شیل، مارن، ماسه‌سنگ به همراه آبرفت‌های کواترنر را شامل می‌شوند. در بخش جنوبی بیشتر سنگ‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالت، آندزیت و تراکی‌آندزیت را در بر می‌گیرد که به همراه توف، توفیت و آگلومرا رخنمون یافته‌اند و بخش وسیعی از منطقه را پوشش می‌دهند. توده‌های نفوذی به سن ائوسن بالایی و با ترکیب گابرو تا گرانودیوریت درون سنگ‌های آتشفشانی نفوذ کرده‌اند و در طی تزریق و جایگزینی، تحولات دگرگونی و دگرسانی متنوعی به همراه داشته‌اند. گسل‌های طویل سمنان و عطاری بر پدیده‌های مهم ساختاری منطقه تأثیر گذاشته است. در منطقه مورد مطالعه روند کلی گسترش سنگ‌ها یا ساخت‌های زمین‌شناسی بزرگ مقیاس نظیر گسل‌ها به طور کلی شرقی-غربی یا شمال شرقی-جنوب غربی است. با توجه به وجود میکروفسیل‌های نومولیت، آلئولین، آسیلینا و دیسکوسیکلینا در لایه‌های رسوبی که بینابین سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند بنظر می‌رسد، منطقه مورد مطالعه بیشترین فعالیت ماگمایی را در زمان ائوسن داشته است.

بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه تا حدود زیادی تکتونیزه می‌باشد که ورود سیالات متاسوماتیسم کننده به درون سنگ‌های آذرین را تسهیل نموده است و سبب متاسوماتیسم گسترده در این منطقه شده است. در بررسی میکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی غالباً دارای بافت پورفیری، گلومروپورفیری، هیالوپورفیری می‌باشند. با توجه به اینکه کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن مهمترین بلورهای سنگ‌های آتشفشانی را تشکیل می‌دهند، بر این اساس مطالعات میکروپروپ به منظور نامگذاری دقیق کانی‌ها و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها بر روی آن کانی‌ها انجام شد. این مطالعات نشان داد که کلینوپیروکسن-های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه از نوع دیوپسید هستند و از یک ماگمای مادر با ترکیب آلکالن

تا ساب آلکالن و دارای ۲ تا ۵ درصد آب و فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند. علاوه بر این دیوپسیدهای با اندازه متوسط، دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند ولی اختلاف عناصر بین هسته و حاشیه زیاد نیست که این موضوع احتمالاً نشان دهنده تبلور آن‌ها در عمق نسبتاً ثابتی از مخزن و از یک پالس ماگمایی است. همچنین زون بینابین هسته و حاشیه دیوپسیدها، از Fe، Al و Ti تهی شده و از Mg، Ca و Si غنی شده است که این الگوی توزیع عناصر با افزایش فشار بخار آب در مخزن ماگمایی در طی تفریق ماگما قابل تفسیر است. کانی‌های پلاژیوکلاز نیز در نمونه‌های مورد مطالعه فاقد منطقه‌بندی هستند و اکثراً ترکیب آلبیتی دارند. به نظر می‌رسد که سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی شمال و شمال‌شرق سمنان در امتداد زون‌های گسلی تحت تأثیر محلول‌های سدیک قرار گرفته‌اند. نفوذ این سیالات (احتمالاً سدیک) باعث رخداد متاسوماتیسم و جانشینی سدیم بجای کلسیم موجود در ترکیب پلاژیوکلازها شده و اکثر آنها را به آلبیت تبدیل نموده است. مطالعات دما-فشارسنجی نیز بیانگر این است که فشار بدست آمده برای تشکیل دیوپسیدهای موجود در بازالت‌های مورد مطالعه در فشارهای حدود ۱ کیلوبار (عمق ۳ کیلومتر) و دمای ۱۱۱۰-۱۲۳۰ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند.

منابع

آرین، م.، پورکرمانی، م.، قرشی، م.، قاسمی، م.، (۱۳۸۳). "سامانه گسلی شمال سمنان - سرخه و نقش آن در

تفکیک حوضه". هشتمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران.

آسیابانها، ع.، (۱۳۷۴). "بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی". مترجم، چاپ اول، انتشارات

دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ۶۳۲ صفحه.

ابراهیمی، ز.، (۱۳۹۳). "زیست‌چینه نگاری نهشته‌های آلبین در شمال شرق سمنان (برش امدوان)، براساس

آمونیت‌ها". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه پیام نور مرکز تهران، ۱۴۵ صفحه.

افتخارنژاد، ج.، (۱۳۸۳). "گزارش پی جویی معادن زئولیت استان سمنان". سازمان صنایع و معادن استان سمنان.

آقاباتی، س.ع.، (۱۳۸۳). "زمین‌شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۰۰

صفحه.

آقاباتی، آ.، حامدی، آر.، (۱۳۷۳). "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰"، سازمان زمین-

شناسی کشور.

اللهیاری، س.، (۱۳۸۹). "پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد"، پایان-

نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ صفحه.

بربریان، م.، قریشی، م.، طالبیان، م.، شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۵). "پژوهش و بررسی نو زمین ساخت و خطر زمین

لرزه - گسلش در گستره سمنان". انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ صفحه.

جمشیدی، خ.، (۱۳۹۴). "پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزوار". پایان-

نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۲۴۴ صفحه.

خانه دارکلور، م.، (۱۳۹۵). "شیمی کانی سنگ‌های نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگ‌های

موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه

صنعتی شاهرود، ۱۷۰ صفحه.

خراسانی، ا.، (۱۳۹۳). "بررسی دگرریختی واحدهای سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک در شمال‌خاوری

سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه

دانشیان، ج.، چگینی، ع.، (۱۳۸۵). "زیست‌چینه شناسی نهشته‌های سازند قم در شمال خاور و جنوب خاور

سمنان". نشریه علوم زمین، شماره ۶۲، دوره ۱۶: - صفحات ۷۲-۷۹.

دین‌پناه، م.، (۱۳۹۰). "هندسه، سازوکار و جنبش‌های جوان گسل‌های شمال سمنان و عطاری، جنوب خاوری ناحیه البرز مرکزی". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، ۱۰۱ صفحه.

رحیمی، م.، (۱۳۷۸). "تهیه نقشه زمین شناسی استان سمنان و تهیه بانک اطلاعات زمین شناسی و معدنی آن با بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

زحمتکش، ق.، (۱۳۷۵). "میکرواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه فوقانی در شمال سمنان (در بند)". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۴ صفحه.

شاه‌حسینی، ا.، (۱۳۸۶). "پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵ صفحه.

شهری، م.، (۱۳۹۰). "بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول شمال شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۰ صفحه.

صادقیان، م.، میرباقری، آ.ر.، (۱۳۹۱). "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش نارکان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰". سازمان زمین‌شناسی کشور.

صمدی، م.، (۱۳۷۷). "پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال‌شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت‌معلم، ۱۵۰ صفحه.

علوی نائینی، م.، (۱۳۵۱). "بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام". سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۹۰ صفحه.

علوی نائینی، م.، حامدی، آ.ر.، (۱۳۷۶). "نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰". سازمان زمین‌شناسی کشور.

غفاری، گ.، (۱۳۹۶). "ژئوشیمی، کانی‌شناسی، ساخت و بافت و الگوی پیدایش کانسار باریت، کائولن، مس پشته شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۰ صفحه.

غیاثوند، ع.ر.، (۱۳۸۴). "کانی شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۰ صفحه.

قاسمی، ح.، لنکرانی، م.، همام، م.، (۱۳۸۹). "پترولوژی سنگ‌های آذرین". جلد دوم، ترجمه، انتشارات دانشگاه شاهرود، مشهد، ۵۵۵ صفحه.

قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع.، صادقیان، م.، (۱۳۹۲). "موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی - رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود". مجله پژوهش‌های چینه-نگاری و رسوب‌شناسی، شماره ۱، دوره ۵۰، صفحه ۴۲-۲۵.

محسنی، س.، (۱۳۸۱). "پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه زایی سنگ‌های آذرین شمال شرق سمنان". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم، ۱۴۰ صفحه.

محمودیان، ب.، (۱۳۷۱). "مطالعه شبکه کارستی شمال سمنان از دیدگاه هیدروشنیمی". پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تهران، ۱۸۲ صفحه.

ملائی، ح.، (۱۳۸۵). "اطلس کانی‌شناسی نوری". انتشارات سخن گستر، مشهد، ۲۲۸ صفحه.

نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵). "دیبچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران". سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

نبوی، م. ح.، (۱۳۶۶). "نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سمنان به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰". سازمان زمین‌شناسی کشور.

Alavi, M., (1996) "Tectonostratigraphy synthesis and structural style of the

Alborz mountain system in Northern Iran" *Journal of Geodynamic*, 21, 1-33.

Baker, D. R., & David, H. E., (1987) "Compositions of anhydrous and hydrous melts coexisting with plagioclase, augite, and olivine or low-Ca pyroxene from 1 atm to 8 kbar: Application to the Aleutian volcanic center of Atka". *American Mineralogist*, 72, 12-28.

Baker, D.r., (1998) "Granitic melt viscosity and dike formation" *Journal of Structural Geology*, 20, 1395-1404.

Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B., & Zeda, O., (1989) "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator". *Chemical Geology*, 77, 165-182.

Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C., & Wilke, M., (2005) "The effect of water activity on the oxidation and structural state oxidation of Fe in a ferro-basaltic melt" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 5071-5085.

Clarke, F.W., (1924) "The data of geochemistry". U.S. Geological Survey Bulletin,

841p.

- Deer, W.A., Howie, A., & Zussman, J., (1986) An interdiction to the “**rock forming minerals**”. 17th ed, Longman Ltd, 528P.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J., (1978) “**Single-chain silicates**”. (Vol. 2). London: Longman, 668p
- Helz, R. T., (1973) “**Phase relations of basalts in their melting range at $PH_2O=5$ kb as a function of oxygen fugacity**”. Journal of Petrology, 17, 139-193.
- Henderson, p., (1984) “**Rare earth elements geochemistry**”. Elsevier, 510 p.
- Higgins, M. D., & Roberge, J., (2007) “**Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry**”. journal of Volcanology and Geothermal Reserch, 161, 247-260.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L., & Sack, R. O., (1983) “**The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air**”. Contributions to Mineralogy and Petrology, 83, 136–140.
- Kirkpatrick, R.G., (1977) “**Nucleation and growth of plagioclase, Makaopu and Alane lava lakes Kilauea volcano, hawaii**”. Geological Society of America Bulletin, 88, 78-84.
- Kress, V. C., & Carmichael, I. S. E., (1991) “**The compressibility of silicate liquids containing Fe_2O_3 and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states**”. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108, 82–92.
- Kretz, R., (1983) “**Symbols for rock-forming minerals**”. American Mineralogist, 68, 277-279.
- Le Bas, M. J., (1962) “**The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their Parentage**”. American Journal of Science, 260, 267-288.
- Leterrier, J., Maurry, 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, 139-

154.

- Lindsley, D.H., (1983) **“Pyroxene thermometry”**. American Mineralogist., 68, 477-493.
- Mason, C., & Moore, C. B., (1982) **“Principles of geochemistry”**. 4th ed., Wiley, New York, 344 p.
- Moretti, R., (2005) “Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts”. Annals of Geophysics, 48, 583-608.
- Morimoto, N., (1988) **“Nomenclature of pyroxenes”**. Fortschr mineral, 66, 237-252.
- Nimis, P., (1995) **“A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystals-structure modeling”**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 121, 115-125.
- Nisbet, E. G., & Pearce, J.A., (1977) **“Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings”**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 149–160.
- Putirka, K. D., (2008) **“Thermometers and barometers for volcanic systems”**. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, 61-120.
- Rollinson, H. R., (1993) **“Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation”**. Longman Group UK Ltd, London, United Kingdom, 352p.
- Schmidh, R., (1981) **“Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments”**. recommendations of the IUGS Sub commission on the Systematics of Igneous Rocks, Geology, 9, 41-43.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., & Bence, A. E., (1979) **“Statistical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts”**. American Mineralogist, 64, 501-513.
- Shelley, D., (1993) **“Igneous and Metamorphic rocks under the microscope”**. Chapman and hall 445p.
- Soesoo, A., (1997) **“A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT- estimations”**. Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen), 119, 55-60.
- Stocklin, J., (1968) **“Structural history and tectonics of Iran: a review”**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229-1258..
- Vernon, R.H., Johnson, S.E., & Melis, E.A., (2004) **“Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San Jose´ tonalite,**

Baja California, Mexico". Journal of Structural Geology, 26, 1867–1884.

Abstract

The volcanic rocks of the study area are located in the north and north-east of Semnan and are parts of the structural zone of Alborz and Central Iran. The main type rocks can be divided into two groups including igneous and sedimentary ranged in age between Jurassic and Quaternary. The Middle-Upper Eocene volcanic rocks are mainly basalt, andesite, trachyandesite, rhyolite and dacite. The intrusive rocks have gabbro composition and granodiorite compositions, which penetrated into the Eocene volcanic rocks. The pyroclastics are composed of tuff, tuffite and agglomerate, which form parts of the Eocene volcanic belt of the South Alborz-North Central Iran. The sedimentary rocks are shale, sandstone, marl, lime and conglomerate, which are related to Shemshak, Dilchai, Lar, Fogen, Karaj, Qom and Hezardarreh formations. The volcanic rocks contain hyalophorphyry, porphyry and glomerophorphyry textures. Plagioclase and clinopyroxene are the primary minerals and sericite, kaolinite, calcite and chlorite are secondary minerals of these rocks. The composition of the clinopyroxene is iron-magnesium-calcium type and plot in diopside field. The investigating of the chemical compositions of medium-sized diopside shows that the middle zone between the core and rim is depleted in Fe, Al and Ti elements, while it is enriched in Mg, Ca, and Si that is the reason for the oscillatory zonation of this diopsides. The magmatic series and tectonic discrimination diagrams based on mineral chemistry of clinopyroxene indicate their crystallization from an alkaline to subalkaline magma with a water content of 2-5% and high oxygen fugacity. Moreover, the thermobarometry studies show that diopside in the basalts has been crystallized in pressures about 1 kb and temperature of 1110 to 1210° C. An-Ab-Or triangular diagram shows that the study feldspars in volcanic rocks are albite and sanidine with lack of zonations.

Keywords: Mineral chemistry, Thermobarometry, Clinopyroxene, Volcanic rocks, Semnan.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciences

M. Sc. Thesis in Petrology

**Mineral chemistry of volcanic rocks of North -Northeast
Semnan, Iran**

By:

Azadeh Ghasabi feyze

Spervisor:

Dr. M. Rezaei-Kahkhaei

Advisor:

Dr. H. Ghasemi

September 2017