

سورة



دانشگاه صنعتی شاهرود
دانشکده علوم زمین
پایان نامه کارشناسی ارشد پترولولژی

شیمی کانی سنگ های نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگ های

موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان

نگارش:

معصومه خانه دار کلویر

اساتید راهنما:

دکتر مهدی رضایی کهخائی

دکتر حبیب الله قاسمی

استاد مشاور:

دکتر محمد رضایی

بهمن ۱۳۹۵



دانشکده: علوم زمین
گروه: پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پایان نامه کارشناسی ارشد خانم معصومه خانه دار کلویر به شماره دانشجویی: ۹۲۳۵۶۶۴
تحت عنوان: شیمی کانی سنگ های نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگ های موجود
در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان

در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۲۰ 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 محمد رضایی		دکتر مهدی رضایی کهخانی
			دکتر حبیب الله قاسمی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی : دکتر مسعود علی پور اصل		نام و نام خانوادگی : دکتر مریم شیبی
			نام و نام خانوادگی : دکتر حمید آقاجانی

تقدیم بہ

ساتھی کربلا حضرت ابوالفضل (ع)

وزیباترین واثرہ نامہ زندکیم برادرم

واساتید نرکو ارم

مشکر و قدردانی

سپاس بی‌کران پروردگاریکبار که هستی مان، نشخود به طریق علم و دانش را بنمونان شد و به بهنشین رحروان علم و دانش منتخرمان نمود و خوشه چینی از علم و معرفت را روزیان ساخت.

از استید با کمالات و شایسته؛ جناب آقای دکتر مهدی رضایی و جناب آقای حبیب الله قاسمی که در کمال سع صدر، با حسن خلق و فروتنی، از بیج گلی در این عرصه بر من دریغ نمودند و زحمت راهنمایی این پایان نامه را بر عهده گرفتند؛

از استاد صبور و باتقوا، جناب آقای دکتر محمد رضایی، که زحمت مشاوره این پایان نامه را در حالی متمصل شدند که بدون مساعدت ایشان، این پروژه به نتیجه مطلوب نمی‌رسید؛ کمال مشکر و قدردانی را دارم باشد که این خردترین، بخشی از زحمات آنان را سپاس گوید.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین، آقای دکتر امید که در فراسم آوردن محیطی مناسب برای انجام این تحقیق بهکاری نمودند، مشکر و قدردانی می‌نمایم.
از استید بزرگوار، آقای دکتر طاهری و آقای دکتر جعفرزاده که در مطالعات چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه اینجانب ریااری نموده اند کمال مشکر دارم و همچنین از دکتر آقاجانی که در زمینه مطالعات بخش از دور اینجانب ریااری نمودند مشکر می‌نمایم.

از بهکاری صمیمانه کارشناس غزم آزمایشگاه اتمیک از جناب آقای مهندس میرباقری و از کارگاه تهیه مقطع جناب آقای محمدیان و از سرکار خانم مهندس سعیدی و سرکار خانم مهندس فارسی کمال مشکر دارم.

از دوستان عزیزم خانم هایار احمدی و خانی، سرکار خانم بلوچی، سرکار خانم کانچی، سرکار خانم نجفی و آقای صاحبی به دلیل حیات های بی نظیری که از من کردید، لازم می‌بینم که از تک تک شاعرینان که خواهران، برادران و دوستانه از من پشتیبانی کردید مشکر کنم و دستایان را به گرمی بشمارم. و اتفاقاً دوستی را در حق من تمام کردید و بقدری نسبت به من لطف داشتید که جبران مهربانی های شما از بضاعت من خارج است.

مقصومه خانم دار کلویر

تعهد نامه

اینجانب معصومه خانه‌دار کلویبر دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه شیمی کانی سنگ های نفوذی و کاربرد سنجش از دور در شناسایی سنگ های موجود در گردنه آهوان، شمال شرق سمنان تحت راهنمایی دکتر مهدی رضایی کهخانی و پورفسور حبیب الله قاسمی متعهد می‌شوم.

- 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 پایان‌نامه 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 می‌باشد 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 پایان‌نامه تاثیر گذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، 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، برنامه‌های رایانه ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

مقالات مستخرج شده از این پایان نامه:

خانه دار کلویر، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، رضایی، م.، (۱۳۹۵). " روش‌های آنالیز طیفی برای جداسازی سنگ‌های آذرین در منطقه گردنه آهوان بوسیله مجموعه داده‌های ETM⁺". بیستمین همایش انجمن زمین-شناسی ایران. دانشگاه تهران. ۱۶-۱۸ شهریور ۱۳۹۵.

خانه دار کلویر، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، رضایی، م.، (۱۳۹۵). " کاربرد داده‌های ETM⁺ جهت تشخیص زون های دگرسانی گرمایی گردنه آهوان، شمال شرق سمنان". هشتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران. دانشگاه زنجان. ۲۷-۲۸ شهریور ۱۳۹۵.

خانه دار کلویر، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵). " کاربرد کلینوپیروکسن در تعیین پتروژنز سنگ‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان- شمال شرق سمنان". بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود. ۶-۷ بهمن ۱۳۹۵.

خانه دار کلویر، م.، رضایی کهخائی، م.، قاسمی، ح.، (۱۳۹۵). " شیمی کانی بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانودیوریتی نوکه- شمال شرق سمنان". بیست و چهارمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود. ۶-۷ بهمن ۱۳۹۵.

Khanehdar, M., Rezaei-Kahkhaei, M., (2016). "Lithological mapping and hydrothermal alteration using ETM⁺ and ASTER data": a case study from Ahovan area, Iran. Goldschmidt Conference Abstracts 1485.

Khanehdar, M., Rezaei-Kahkhaei, M., Rezaie, M., (2016). "SEPARATION OF IGNEOUS UNITS USING THE ALGORITHM CLASSIFIED IMAGES BY ETM⁺ DATA": A CASE STUDY FROM AHOVAN AREA, IRAN. Sochi2016 abstract.

چکیده:

منطقه آهوان در حدود ۳۰ کیلومتری شمال شرق سمنان واقع شده است و بخشی از زون ساختاری و تقسیمات زمین‌شناختی زون البرز مرکزی می‌باشد. این منطقه در برگیرنده توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو، مونزودیوریت، گرانودیوریت و گرانیت است که در سنگ‌های آتشفشانی، مارنی، آهکی و ماسه‌سنگی ائوسن میانی- بالایی نفوذ کرده‌اند. وجود میکروفسیل‌های نومولیت، دیسکوسیکیلینا، آسیلینا، آلئولین در لایه‌های رسوبی که بینابین سنگ‌های ولکانیکی قرار گرفته‌اند نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی دارای سن ائوسن میانی- بالایی می‌باشند. با توجه به اینکه توده‌های نفوذی آنها را قطع کرده‌اند، بنابراین سن این توده‌ها حداقل ائوسن بالایی است. در این تحقیق از تصاویر ماهواره لندست و ترا (سنجنده‌های ASTER و ETM⁺) جهت شناسایی و تفکیک واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه به روش‌های کیفی و کمی استفاده شده است. نتایج حاصل از این مطالعات سبب تفکیک دقیق واحدهای سنگی موجود در منطقه از قبیل سنگ‌های آذرین درونی (گابرو، گرانیت و...)، آذرین بیرونی (آندزیت، بازالت و...)، سنگ‌های رسوبی (آهک فسیل‌دار، ماسه سنگ آهن‌دار و...) و بارزسازی زون‌های دگرسانی منطقه شد. در نهایت نقشه زمین‌شناسی منطقه با جزئیات کامل تهیه گردید. همچنین در این تحقیق از مطالعات میکروپروب به منظور تعیین ترکیب کانی‌ها و شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگمای تشکیل‌دهنده آنها استفاده شده است. نتایج حاصل از آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه نشان داد که آنها از نوع دیوپسید تا اوژیت می‌باشند و از یک ماگمای کالک آلکالن در دمای بین ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۲ الی ۴ کیلوبار متبلور شده‌اند. همچنین قرارگیری کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروها زیر خط $Fe^{3+}=0$ و کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در بالای این خط بیانگر آن است که کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروها در فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری نسبت به نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت متبلور شده‌اند. دماهای بدست آمده از مقدار تیتان موجود در بیوتیت بیانگر تشکیل این کانی در دمای حدود ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه نیز از نوع ادنیت و مگنزیه‌استینگیت هستند و در شرایط فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا تشکیل شده‌اند. فوگاسیته بالای اکسیژن نشان‌دهنده تشکیل این توده‌های نفوذی در ارتباط با مرزهای ورقه‌ای همگراست. ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده الیگوکلاز تا بیتونیت قرار می‌گیرند و دماسنجی دو فلدسپاری نشان‌دهنده دمای توقف و تبادل نهایی حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

کلمات کلیدی: سنجش از دور، ETM⁺، ASTER، دما- فشارسنجی، گابرو، پیروکسن، منطقه آهوان، سمنان.

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راههای ارتباطی	۲
۱-۲- ژئومورفولوژی منطقه	۲
۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی	۲
۱-۴- سابقه مطالعات زمینشناسی منطقه	۵
۱-۵- سابقه مطالعاتی مرتبط با موضوع سنجش از دور	۸
۱-۶- ضرورت انجام تحقیق و اهداف مطالعه	۹
۱-۷- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات	۱۲
فصل دوم: زمین شناسی عمومی و پتروگرافی	۱۵
۲-۱- مقدمه	۱۶
۲-۲- چینه شناسی و واحدهای سنگی منطقه	۱۶
سازند فجن	۲۰
-سنگهای آذرین بیرونی و پیروکلاستیک ها ائوسن	۲۵
- سنگهای آذرآواری	۳۰
- سنگ های آذرین درونی ائوسن	۳۵
۲-۳- دگرسانیهها	۴۶
۲-۴- زمینشناسی ساختمانی	۴۷
۲-۵- زمینشناسی اقتصادی منطقه	۵۰
فصل سوم: سنجش از دور و روش شناسی	۵۷
۳-۱- مقدمه	۵۸
۳-۲- تاریخچه مختصری در مورد فناوری سنجش از دور و آشنایی با مراحل انجام کار	۵۹
۳-۳- استفاده از روشهای کمی در تجزیه و تحلیل دادههای سنجش از دور	۷۰
۳-۴- روش حداقل سهم کمینه نوفه	۷۲
۳-۵- استخراج اعضای خالص با شاخص خلوص پیکسل	۷۲
۳-۶- نمایشگر n- بعدی و استخراج عضو انتهایی	۷۳
۳-۷- طبقه بندی تصاویر	۷۴
۳-۸- روش نقشهبرداری زاویه طیفی (SAM)	۷۵
فصل چهارم: نتایج حاصل از روش های کیفی و کمی سنجش از دور	۷۷
۴-۱- مقدمه	۷۸
۴-۲- روش ترکیب رنگی کاذب	۷۸
۴-۳- روش نسبتگیری بانندی	۸۵
۴-۴- روش تجزیه و تحلیل مولفههای اصلی	۸۷
۴-۵- روش تجزیه و تحلیل مولفه اصلی انتخابی به روش کروستا	۹۲
۴-۶- روش برازش کمترین مربعات	۹۷
۴-۷- نتایج حاصل از بکارگیری روشهای کمی در تجزیه و تحلیل دادههای منطقه گردنه آهوان	۹۹
فصل پنجم: شیمی کانی و دما-فشارسنجی	۱۱۳
۵-۱- مقدمه	۱۱۴

۱۱۴.....	۲-۵- روش کار
۱۱۵.....	۳-۵- شیمی کانی پیروکسن.....
۱۲۶.....	۴-۵- شیمی کانی آمفیبول.....
۱۳۷.....	۵-۵- شیمی بیوتیت.....
۱۴۳.....	۵-۶- ۱ شیمی کانی فلدسپار.....
۱۴۹.....	فصل ششم.....
۱۴۹.....	نتیجه گیری
۱۵۹.....	منابع.....

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران و موقعیت منطقه گردنه آهوان در آن ۳
- شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه گردنه آهوان ۳
- شکل ۳-۱- بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان که دربرگیرنده منطقه مورد مطالعه می‌باشد ۴
- شکل ۴-۱- نقشه Google Earth از منطقه گردنه آهوان ۴
- شکل ۱-۵- تصویری از پوشش گیاهی منطقه گردنه آهوان ۶
- شکل ۱-۲- تصویری از سنگ آهک فسیل‌دار ائوسن در منطقه ابراهیم‌آباد ۲۴
- شکل ۲-۲- تصویری از سنگ آهک فسیل‌دار (آلوئولین- نومولیت) ائوسن در منطقه ابراهیم‌آباد ۲۴
- شکل ۲-۳- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود آلوئولین- نومولیت- میلیولید در سنگ‌های آهک ائوسن ۲۵
- شکل ۲-۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود اکنیت در سنگ‌های آهک ائوسن ۲۵
- شکل ۲-۵- تصویر میکروسکوپی از فسیل نومولیت و خارپوست در ماسه سنگ آهکی ائوسن ۲۵
- شکل ۲-۶- تصویری از سنگ بازالت ائوسن، در شرق منطقه تلوستان ۲۸
- شکل ۲-۷- تصویری از سنگ بازالت ائوسن، در شرق منطقه تلوستان ۲۸
- شکل ۲-۸- نمایی از دایک الیوین بازالت در منطقه حاجی آباد در میزبان آندزیت- تراکی آندزیت ۲۸
- شکل ۲-۹- نمایی از گدازه در منطقه کوه وردیمک که بر روی سنگ رسوبی‌های از جنس شیل و ماسه‌سنگ ۲۸
- شکل ۲-۱۰- نمایی از منشورهای بازالتی ائوسن در منطقه ونکان ۲۹
- شکل ۲-۱۱- تصویر میکروسکوپی از بافت هیالومیکرولیتی بازالت‌های ائوسن ۲۹
- شکل ۲-۱۲- بافت گلمروپورفیری در سنگ بازالتی ائوسن ۲۹
- شکل ۲-۱۳- درشت بلورهای پیروکسن در سنگ بازالتی با بافت هیالوپورفیری ۲۹
- شکل ۲-۱۴- نمایی از سنگ تراکی آندزیت- آندزیت ائوسن در منطقه حاجی آباد ۳۰
- شکل ۲-۱۵- تصویری از پدیده اپاسیتی شدن در آمفیبول در سنگ تراکی آندزیت- آندزیت ۳۱
- شکل ۲-۱۶- تصویری از توف در حال بهره‌برداری شرق منطقه نوکه ۳۲
- شکل ۲-۱۷- تصویری از توف در حال بهره‌برداری در منطقه نوکلاته ۳۳
- شکل ۲-۱۸- تصویری از توف در منطقه نوکلاته ۳۳
- شکل ۲-۱۹- توف بلوری ۳۴
- شکل ۲-۲۰- توف شیشه‌ای ۳۴
- شکل ۲-۲۱- تصویری از آگلومرا در منطقه نارکان ۳۶
- شکل ۲-۲۲- تصویری از آگلومرا در منطقه نارکان ۳۷
- شکل ۲-۲۳- تصویری از گابرو در منطقه نوکلاته ۳۸
- شکل ۲-۲۴- تصویری از بافت اینترگرانولار در کانی پلاژیوکلاز در سنگ گابرویی ۳۸
- شکل ۲-۲۵- نمایی از الیوین تجزیه شده به سرپانتین در حاشیه یک سنگ الیوین گابرویی ۳۸
- شکل ۲-۲۶- تصویری از کانی کلینوپیروکسن در گابرو ۳۸
- شکل ۲-۲۷- تصویر میکروسکوپی از ادخال آپاتیت در بلور پلاژیوکلاز در گابروها (نور PPL) ۳۹
- شکل ۲-۲۸- تصویر میکروسکوپی از ادخال آپاتیت در بلور پلاژیوکلاز در گابروها (نور XPL) ۳۹
- شکل ۲-۲۹- تصویری از کانی‌های اصلی کوارتز و پتاسیم فلدسپار در گرانیت ۴۰
- شکل ۲-۳۰- درشت بلورهای پلاژیوکلاز در گرانودیوریت ۴۰
- شکل ۲-۳۱- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در گرانودیوریت (نور PPL) ۴۰

- شکل ۲-۳۲- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در گرانودیوریت (نور XPL) ۴۰
- شکل ۲-۳۳- تبدیل پیروکسن به بیوتیت در گرانودیوریت (نور PPL) ۴۱
- شکل ۲-۳۴- تبدیل پیروکسن به بیوتیت در گرانودیوریت (نور XPL) ۴۱
- شکل ۲-۳۵- تبدیل پیروکسن به بیوتیت و آمفیبول در گرانودیوریت (نور PPL) ۴۱
- شکل ۲-۳۶- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در گرانودیوریت (نور XPL) ۴۱
- شکل ۲-۳۷- نمایی از تاقدیس و ناودیس در منطقه نوکلاته (تناوبی از آهک، آهک مارنی، ماسه آهکی) ۴۳
- شکل ۲-۳۸- تصویر میکروسکوپی از فسیلهای موجود در سنگ آهک الیگوسن- میوسن ۴۴
- شکل ۲-۳۹- تصویر میکروسکوپی از فسیل میوزیسیسینا در سنگ آهک الیگوسن- میوسن در نور PPL. ۴۴
- شکل ۲-۴۰- تصویر میکروسکوپی از فسیل جلبک قرمز در سنگ آهک الیگوسن- میوسن در نور PPL. ۴۵
- شکل ۲-۴۱- تصویر میکروسکوپی از فسیل میلیولید در سنگ آهک الیگوسن- میوسن در نور PPL. ۴۵
- شکل ۲-۴۲- تصویر میکروسکوپی از میلیولید و کورالیناسا در آهک ۴۵
- شکل ۲-۴۳- تصویر میکروسکوپی از تسولاریا در سنگ آهک ۴۵
- شکل ۲-۴۴- نمایی از دگرسانی آرژیلیتی در منطقه نارکان ۴۷
- شکل ۲-۴۵- نمایی از گسل عطاری و امتداد لغز چپگرد آن ۵۰
- شکل ۲-۴۶- موقعیت مکانی گسل‌های عطاری، سمنان، درجزین و دگرسانی ۵۱
- شکل ۲-۴۷- معادن و کانی‌زایی موجود در منطقه مورد مطالعه ۵۳
- شکل ۲-۴۸- اسکاپولیت جنوب شرق معدن آهن زرتول ۵۴
- شکل ۲-۴۹- تصویر نهایی منطقه مورد مطالعه و تفکیک واحدهای سنگی منطقه ۵۵
- شکل ۳-۱- مشخصات باندهای سنجنده‌های ETM⁺ و ASTER ۶۲
- شکل ۳-۲- رنگ‌های افزایشی ۶۵
- شکل ۳-۳- مدل ارتفاعی رقومی از منطقه گردنه آهوان ۶۹
- شکل ۳-۴- زاویه بین بردارهای طیفی آزمایش (i) و مرجع (r) و (θ) زاویه انعکاس طیفی بین آنها ۷۴
- شکل ۴-۱- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۵،۴،۳) سنجنده ETM⁺ ۷۹
- شکل ۴-۲- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۷،۴،۲) سنجنده ETM⁺ ۸۰
- شکل ۴-۳- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۷،۵،۴) سنجنده ETM⁺ ۸۱
- شکل ۴-۴- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۱۴،۱۳،۱۲) سنجنده ASTER ۸۳
- شکل ۴-۵- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB) (۲،۶،۱۴) سنجنده ASTER ۸۳
- شکل ۴-۶- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۶،۳،۱۳) سنجنده ASTER ۸۴
- شکل ۴-۷- تصویر حاصل از نسبت باندهای (۵/۷، ۵/۴، ۳/۱) از سنجنده ETM⁺ در باندهای (RGB) ۸۵
- شکل ۴-۸- تصویر حاصل از نسبت باندهای (۲/۳×۴/۳، ۴/۱، ۴/۷) از سنجنده ASTER در باندهای (RGB) ۸۶
- شکل ۴-۹- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM⁺ ۸۸
- شکل ۴-۱۰- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی در ETM⁺ از ترکیب باندهای (PC1, PC3, PC4) ۸۹
- شکل ۴-۱۱- تصویر رنگی نشان‌دهنده دگرسانی‌های گردنه آهوان که با روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۱۴ باند سنجنده ASTER از ترکیب باندهای (PC12) + (-PC11) + (-PC12, -PC11) ۹۰
- شکل ۴-۱۲- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی سنجنده ASTER برای تفکیک لیتولوژی و بارزسازی دگرسانی از منطقه گردنه آهوان از ترکیب باندهای (PC2, PC4, PC11) ۹۱
- شکل ۴-۱۳- تصویر حاصل از اختصاص دادن رنگ قرمز به اکسید آهن، رنگ آبی به کانی رسی و رنگ سبز به مجموعه این دو تصویر (اکسید آهن و کانی رسی)، مناطق به شدت دگرسان به رنگ روشن دیده می‌شوند ۹۴

- شکل ۴-۱۴- تصویر حاصل از اختصاص دادن اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و میانگین این دو تصویر به رنگ سبز، مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید دیده می شوند
- شکل ۴-۱۵- تصویر رنگی ایجاد شده با اختصاص باقیمانده باند ۳ به رنگ قرمز، باقیمانده باند ۷ به رنگ سبز، باقیمانده باند ۱ به رنگ آبی، مناطق دگرسان به رنگ صورتی- آبی دیده می شود
- شکل ۴-۱۶- تصویر رنگی ایجاد شده با اختصاص باقیمانده باند SWIR-B3 به رنگ قرمز، باقیمانده باند VINR-B1 به رنگ سبز، باقیمانده باند SWIR-B1 به رنگ آبی، مناطق دگرسان به رنگ سبز دیده می شود
- شکل ۴-۱۷- مقادیر ویژه محاسبه شده برای MNF تمامی باندهای در سنجنده ETM⁺ (طرح جدایی نویز) در گردنه آهوان
- شکل ۴-۱۸- نتایج حاصل از اعمال روش MNF با ترکیب رنگی (۳،۴،۲) بر روی داده های سنجنده ETM⁺
- شکل ۴-۱۹- شاخص خلوص پیکسل PPI در منطقه گردنه آهوان
- شکل ۴-۲۰- پیکسل های خالص طیفی در منطقه گردنه آهوان
- شکل ۴-۲۱- طیف های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ های آذرین
- شکل ۴-۲۲- طیف های استخراج شده برای سنگ های آذرین (تصویر کل منطقه)
- شکل ۴-۲۳- تصویر حاصل از اعمال روش SAM برای سنگ های آذرین در سنجنده ETM⁺ در تصویر اصلی گردنه آهوان
- شکل ۴-۲۴- تصویر حاصل از اعمال روش SAM برای سنگ های آذرین در سنجنده ETM⁺ در بخش شمال گردنه آهوان
- شکل ۴-۲۵- تصویر حاصل از اعمال روش SAM برای سنگ های آذرین در سنجنده ETM⁺ در بخش غرب گردنه آهوان
- شکل ۴-۲۶- تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش غربی منطقه
- شکل ۴-۲۷- تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش مرکزی منطقه
- شکل ۴-۲۸- تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش شمال منطقه
- شکل ۴-۲۹- موقعیت سنگ های آنالیز شده مورد مطالعه در نمودار کاکس و همکاران و میدلموست
- شکل ۵-۱- تصویر BSE از کانی هایی که مورد آنالیز نقطه ای قرار گرفته اند
- شکل ۵-۲- نمودار Q-J جهت نمایش ترکیب پیروکسن های موجود در گابروها
- شکل ۵-۳- نمودار مثلثی Wo- En- Fs برای نامگذاری پیروکسن های مورد مطالعه
- شکل ۵-۳-ب- نمودار مثلثی Wo- En- Fs برای نامگذاری پیروکسن های مورد مطالعه
- شکل ۵-۴- نمودار میزان SiO₂ در برابر Al₂O₃ کلینوپیروکسن
- شکل ۵-۵- نمودار تخمین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپیروکسن ها
- شکل ۵-۶- نمودار تعیین دمای کلینوپیروکسن با استفاده از روش سوئسو
- شکل ۵-۷- نمودار تعیین فشار کلینوپیروکسن با استفاده از روش سوئسو
- شکل ۵-۸- رده بندی آمفیبول های توده های نفوذی منطقه گردنه آهوان
- شکل ۵-۹- نمودار Si- Mg/Mg+Fe برای تقسیم بندی آمفیبول های کلسیک
- شکل ۵-۱۰- نمودار تفکیک آمفیبول های ماگمایی از دگرگونی
- شکل ۵-۱۱- نمودار Al⁽⁴⁾ + Al⁽⁶⁾ در برابر Fe/(Fe+Mg) آمفیبول ها
- شکل ۵-۱۲- نمودار فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول ها
- شکل ۵-۱۳- موقعیت بیوتیت های مورد مطالعه در نمودار سه تایی 10*TiO₂- FeO+ MnO- MgO
- شکل ۵-۱۴- نمودار رده بندی بیوتیت ها
- شکل ۵-۱۵- موقعیت بیوتیت های آنالیز شده در دیاگرام دو و سه تشکیل دهنده عبدالرحمن (۱۹۹۴)

- شکل ۵-۱۶- نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Foster, 1960) ۱۴۱
- شکل ۵-۱۷- نمودار توصیفی دماسنجی براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت ۱۴۲
- شکل ۵-۱۸- ترکیب فلدسپارهای توده‌های نفوذی گردنه آهوان در نمودار Or-An-Ab ۱۴۷
- شکل ۵-۱۹- گسترده دما و فشار ترکیب فلدسپارهای توده نفوذی گردنه آهوان در نمودار Or-An-Ab ۱۴۷
- شکل ۶-۱- تصویر حاصل از تلفیق تصاویر ماهواره‌ای، بازدید صحرایی و کار آزمایشگاهی ۱۵۵

فهرست جداول

۶۰	جدول ۳-۱- ویژگی‌های تصویری سنجنده ETM ⁺
۶۱	جدول ۳-۲- ویژگی‌های تصویری سنجنده ASTER
۷۸	جدول ۴-۱- مقادیر محاسبه شده برای فاکتور شاخص بهینه (OIF) داده‌های سنجنده ETM ⁺
۸۲	جدول ۴-۲- مقادیر محاسبه شده برای فاکتور شاخص بهینه (OIF) داده‌های سنجنده ASTER
۸۸	جدول ۴-۳- نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM ⁺ ماهواره لندست
۹۰	جدول ۴-۴- نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی که بر روی ۱۴ باند سنجنده ASTER ماهواره ترا
۹۲	جدول ۴-۵- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های اکسید آهن (PC4) با استفاده از باندهای (۴،۵،۱،۳) در سنجنده ETM ⁺
۹۳	جدول ۴-۶- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های رسی (PC4) با استفاده از باندهای (۱،۴،۵،۷) در سنجنده ETM ⁺
۹۵	جدول ۴-۷- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های رسی (PC 3) با استفاده از باندهای (۴،۱، ۶، ۷) در سنجنده ASTER
۹۵	جدول ۴-۸- انتخاب PC مناسب برای اکسید آهن (PC4) با استفاده از باندهای (۱،۳،۴،۷) در سنجنده ASTER
۱۰۳	جدول ۴-۹- امتیاز روش SAM برای سنگ‌های آذرین در سه بخش تصویر اصلی منطقه، غرب و شمال منطقه
۱۰۶	جدول ۴-۱۰- امتیاز روش SAM برای سنگ‌های رسوبی در سه بخش: غرب، مرکزی و شمال منطقه
۱۱۵-۱۱۸	جدول ۵-۱- نتایج آنالیز میکروپروپروب بر روی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان
۱۲۶	جدول ۵-۲- دما-فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن‌ها به روش پاتریکا
۱۲۹	جدول ۵-۳- نتایج آنالیز میکروپروپروب آمفیبول در سنگ‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان
۱۳۱	جدول ۵-۴- نتایج حاصل از محاسبه فشار به روش ریدولفی ۲۰۰۸
۱۳۲	جدول ۵-۵- نتایج حاصل از محاسبه تعیین فوگاسیته اکسیژن- دما و فشار به روش ریدولفی ۲۰۱۰
۱۳۶	جدول ۵-۶- نتایج حاصل از محاسبه فشار به چهار روش مورد استفاده
۱۳۸	جدول ۵-۷- نتایج آنالیز میکروپروپروب بیوتیت‌های در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه نوکه
۱۴۲	جدول ۵-۸- نتایج حاصل از تعیین دما با استفاده از Ti موجود در بیوتیت‌های توده گرانودیوریتی نوکه
۱۴۳-۱۴۶	جدول ۵-۹- نتایج آنالیز میکروپروپروب پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی، گرانودیوریت و گرانیت

ASTER: Advanced Space borne Thermal Emission and Reflection Radiometer

DN: Digital number

ENVI: Environment for Visualizing Images

EPMA: Electron Microprobe Analysis

ETM⁺: Enhanced Thematic Mapping plus

FCC: False Color Composite

GIS: Geographic Information System

METI: Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry

MNF: Minimum Noise Fraction

NASA: National Aeronautics and Space Administration

OIF: Optimum Index Factor

PCA: Principal Component Analysis

PPI: Pixel Purity Index

RGB: Red, Green, Blue

RS: Remote Sensing

SAM: Spectral Angle Mapper

SWIR: Shortwave Length Infrared Radiation

TCC: True Color Composite

TIR: Thermal Infrared Radiation

USGS: United States Geological Survey

VNIR: Visible and Near- Infrared Radiation

فصل اول

کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های ارتباطی

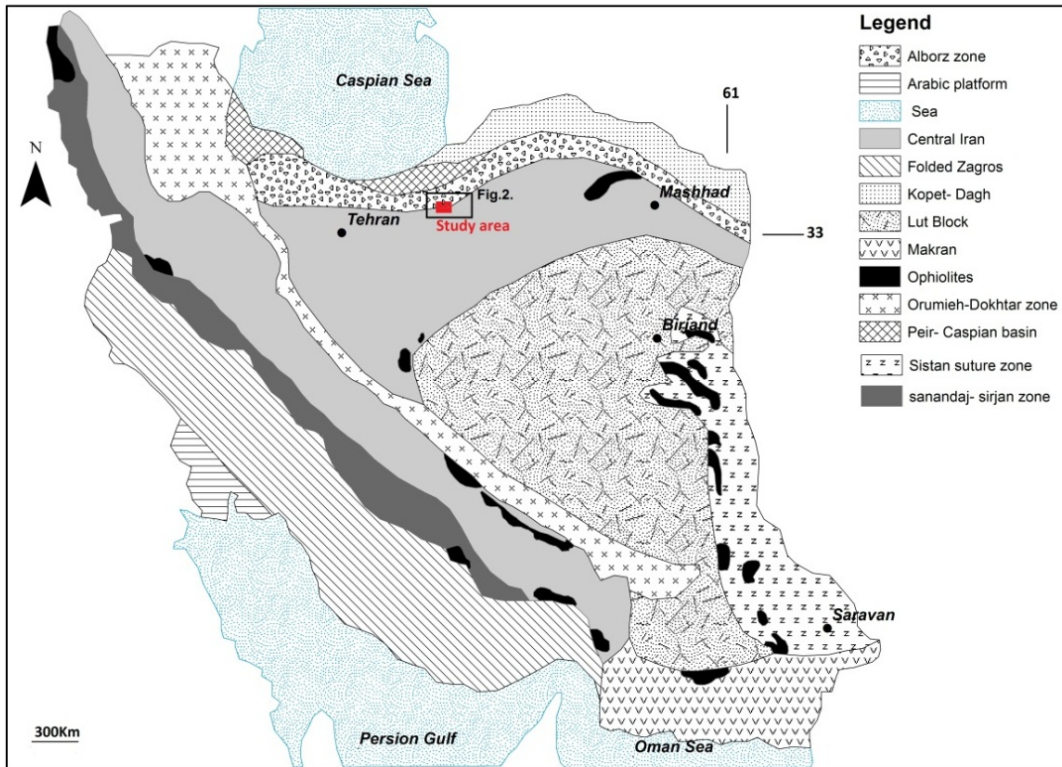
منطقه آهوان در حدود ۳۰ کیلومتری شمال شرق سمنان واقع شده است و بخشی از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چهار گوش منطقه جام و سمنان می باشد. این منطقه بین عرض‌های $34^{\circ} 51'$ و 35° و $45' 47''$ شمالی و طول‌های $17' 27'' 53^{\circ}$ و $02' 50'' 53^{\circ}$ شرقی واقع شده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختاری جزء زون البرز مرکزی می‌باشد (شکل ۱-۱). بهترین راه دسترسی به منطقه، راه‌های فرعی منشعب شده از جاده اصلی سمنان- دامغان است. آبادیهای مهمی که در این منطقه وجود دارند شامل چاشخوران، علی آباد، نوکلاته، تلوستان، زردکمر، نوکه (شکل ۱-۲ تا ۱-۴) است. منطقه مورد مطالعه بدلیل نزدیکی به شهر سمنان و وجود معادن متعدد (باریت، آهن، مس، کائولن و توف) در آن حائز اهمیت می‌باشد.

۱-۲- ژئومورفولوژی منطقه

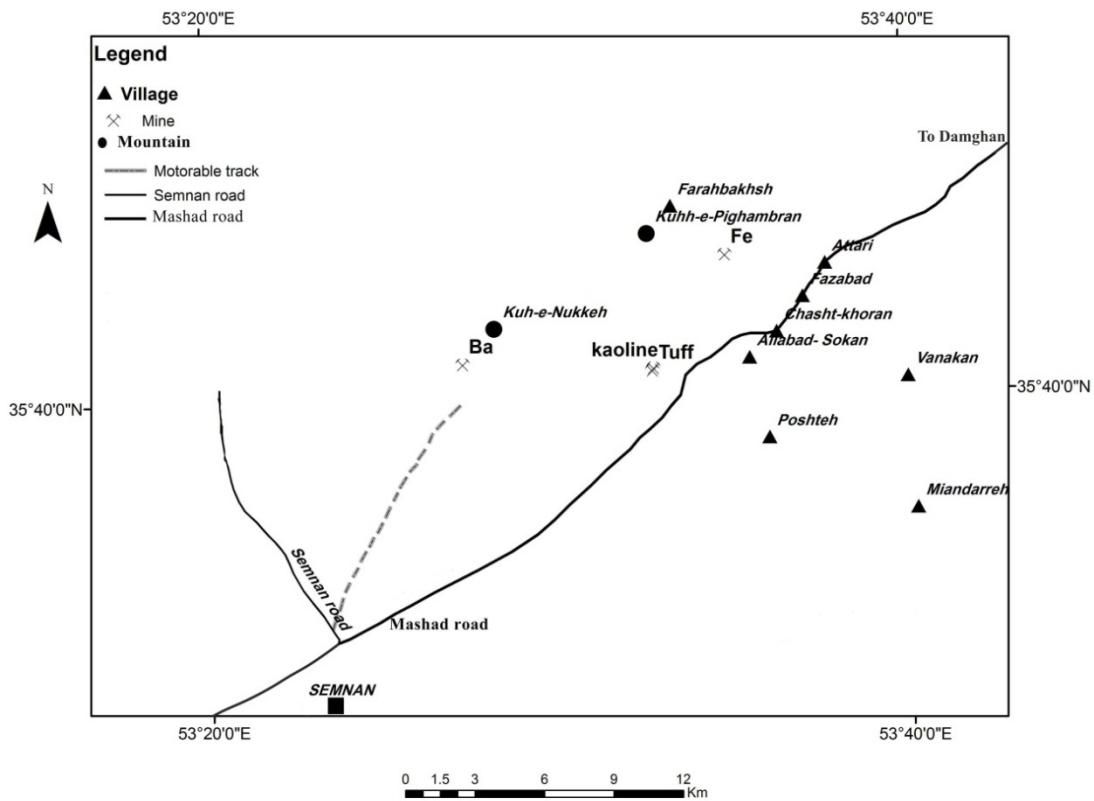
مورفولوژی منطقه متأثر از آب و هوا، جنس سنگ‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی است. روند اغلب رشته کوهها شرقی- غربی یا شمال شرقی- جنوب غربی است. این روند تقریباً در امتداد گسل‌ها و محور چین خوردگی‌ها می باشد. دره‌های پهن ناحیه که در آن تراس‌های آبرفتی و دشت‌های سیلابی وجود دارند تقریباً از همین روند تعبیت می کنند. خط الرأس کوه‌ها اغلب مسطح است. به دلیل بارندگی کم، این ناحیه از پوشش گیاهی ضعیفی برخوردار است. حداکثر ارتفاع قله‌ها در محدوده مورد مطالعه ۱۸۸۰ متر از سطح دریا است. در بخش‌های شمالی تر به تدریج میزان ارتفاع افزایش می یابد به طوری که در ناحیه کوهستانی و ناهموار، قله‌هایی متعدد با بیش از ۲۰۰۰ متر دیده می-شود که از آن جمله می‌توان از کوه‌های سنگسر، گل رودبار، دربند و کرگو نام برد.

۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی

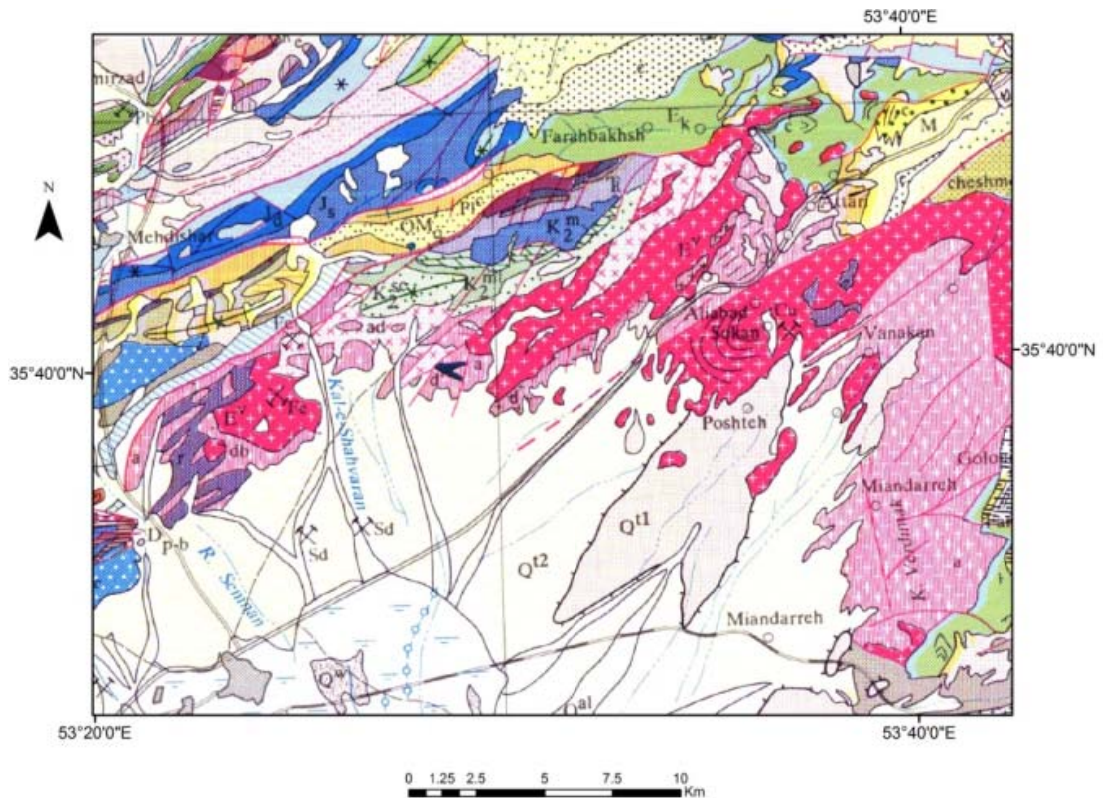
این ناحیه دارای آب و هوای نسبتاً سرد و خشک در زمستان و گرم و خشک در تابستان است. براساس تقسیمات گوسن (۱۳۶۶) منطقه مورد مطالعه دارای اقلیم مدیترانه ای گرم و خشک است.



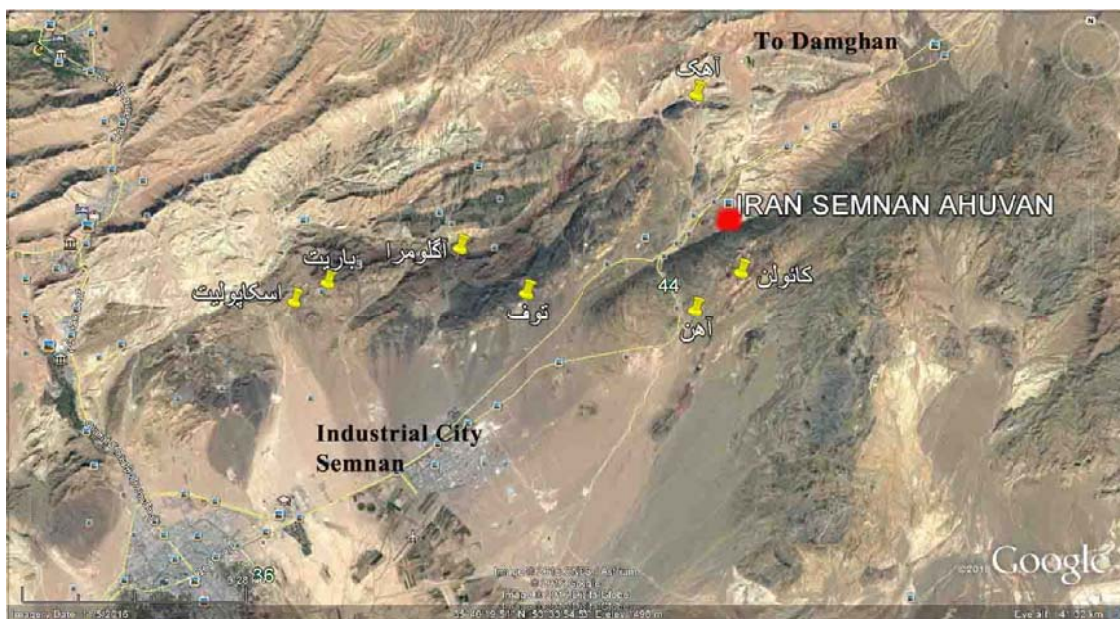
شکل ۱-۱- نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران و موقعیت منطقه گردنه آهوان در آن (Aganabati, 1998).



شکل ۱-۲- راه‌های دسترسی به منطقه گردنه آهوان (تهیه شده براساس اطلاعات Google Earth و در محیط نرم افزار GIS).



شکل ۱-۳- بخشی از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمnan که دربرگیرنده منطقه مورد مطالعه می‌باشد (آقنابتی و حمیدی، ۱۹۹۴).



شکل ۱-۴- نقشه از منطقه گردنه آهوان.

میزان بارندگی سالیانه ناچیز و از سمnan به سمت گردنه آهوان افزایش می‌یابد. ولی میزان متوسط سالیانه آن ۱۳۰ میلیمتر می‌باشد. افزایش ارتفاع به سمت شمال، نفوذ ابرهای شمالی دریای خزر در

بعضی نقاط کوهستانی و تاثیر پذیری 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. اختلاف درجه حرارت در شب و روز زیاد است. حداکثر دما در مرداد ماه و حداقل آن در بهمن ماه است. خاکهای موجود در دامنه‌ها بیشتر حالت واریزه ای دارند و از نوع گراولی و سندی لوم^۱ می‌باشد که به سرعت آب از آن زهکشی شده و از دسترس گیاه خارج می‌گردد. بدین سبب پوشش گیاهی این ناحیه برخلاف قسمت های شمالی تر ضعیف و پراکنده است و اغلب شامل بوته‌های کوتاه قد و خاردار بیابانی است (شاه حسینی، ۱۳۸۶؛ شکل ۱-۵).

رودخانه فصلی- سیلابی بزرگ موسوم به کال شاهواران که افراد محلی به آن کال ویلون می گویند از کنار روستای علی آباد نوکه می گذرد. قنات‌های کوچکی که در منطقه وجود دارند مزارع و کلاته- های پراکنده را آبیاری می‌کنند که دارای آبدهی اندک و غیر قابل توسعه می‌باشند. درصد رطوب نسبی منطقه از ۶ تا ۹۸ درصد تغییر می‌کند که میزان متوسط آن ۵۲ درصد در سال است (بنی- اسدی، ۱۳۷۴). کشاورزی و دامداری از جمله مشاغل عمده مردم این روستاهاست. منطقه مورد مطالعه در حوضه آبریز جنوبی البرز قرار دارند در این حوضه تنها رودخانه دائمی منطقه، رود سمنان (گل رودبار) است که از قاعده کوه گل رودبار به صورت چشمه کارستی ظاهر شده و به سوی سمنان جریان می‌یابد. آبدهی این رود حدود ۲۷ مترمکعب در دقیقه می‌باشد (زحمتکش، ۱۳۷۴).

مخروط افکنه‌های بزرگی در دامنه‌های جنوبی کوهپایه‌ها تشکیل شده است که دارای سفره‌های عمیق آب هستند و کیفیت چندان خوبی ندارند.

۱-۴- سابقه مطالعات زمین‌شناسی منطقه

استان سمنان از نظر معدنی یکی از غنی ترین استان‌های کشور می باشد و معادن متعددی مس، آهن، باریت، کائولن و توف در آن وجود دارد. در نتیجه مطالعات گوناگون زمین‌شناسی در آن صورت

¹Sand loam



شکل ۱-۵- تصویری از پوشش گیاهی منطقه گردنه آهوان.

گرفته است که در ذیل به برخی از آنها اشاره خواهد شد.

علوی نائینی و حمیدی (۱۹۹۷) نقشه زمین شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ را تهیه کردند که در آن به خلاصه‌ای از ویژگی‌های چینه‌شناسی، تکتونیک و گسل‌ها اشاره نموده‌اند.

نقشه زمین‌شناسی سمنان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ توسط نبوی (۱۳۶۶) تهیه گردیده است که در آن به زون‌های تکتونیک- رسوبی و ساختارهای آنها، گسل‌های منطقه، ویژگی سنگ‌های آذرین و دگرگون در ناحیه، ماده معدنی، ساختمانی و کانی زایی، ویژگی‌های ردیف‌های رسوبی در زون‌های ساختاری رسوبی این ناحیه و میانگین رسوب‌دهی در چرخه رسوبی اشاره شده است.

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان توسط آقاناتی و حمیدی (۱۹۹۴) تهیه و توسط سازمان زمین‌شناسی کشور منتشر گردید.

خراسانی (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد به بررسی دگرریختی واحد‌های سنگی مزوزوئیک و

سنوزوئیک در شمال خاوری سمنان (شمال گردنه آهوان) پرداخته است.

پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال-شمال شرق سمنان توسط صمدی (۱۳۷۷) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار گرفته است. بر پایه تحقیقات ایشان، توده گرانیتوئیدی شمال-شمال شرق سمنان، طبق رده‌بندی‌های ژنتیکی، از نوع I می‌باشد.

شاه حسینی (۱۳۸۶) به بررسی پترولوژی ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال-شمال شرق سمنان پرداخته است. به نظر وی پیکره‌های آذرین نفوذی شامل گابروها و گرانیتوئیدها هستند. ایشان با توجه به مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، نتیجه گرفتند که سنگ‌های گابرویی از ذوب یک منشأ گوشته‌ای غنی شده و سنگ‌های گرانیتی از ذوب سنگ‌های آذرین پوسته‌ای منشأ گرفته‌اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت متآلومین تا پرآلومین ضعیف بوده و متعلق به گرانیتوئیدهای سری I قوسهای آتشفشانی حاشیه قاره می‌باشند. در اثر متاسوماتیسم سیالات ناشی از توده‌های نفوذی گرانیتی، سنگ‌های آهکی اطراف آنها به اسکارن تبدیل شده‌اند و کانه‌زایی آهن در آنها صورت گرفته است.

پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن جنوب گردنه آهوان توسط اعتصامی و همکاران (۱۳۹۳) مطالعه شده است. ایشان براساس مطالعات زمین‌شناسی صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی پی‌برده است که ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی منطقه جام از نوع بازالت، داسیت، ریولیت و توف است. براساس مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در سه گروه اسیدی، حدواسط و بازیک طبقه‌بندی می‌شوند. در بالای سری آتشفشانی، گدازه‌های ریولیتی همراه با گدازه‌های بازالتی برونزده دارند که می‌تواند نشانگر ولکانیسم دو گانه در منطقه باشد. ماگماهای سازنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی منطقه جام دارای ماهیت کالک‌آلکان تا شوشونیتی می‌باشند. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این سنگ‌ها دارای ویژگی‌های ولکانیسم مناطق فرورانش هستند.

بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن در منطقه زرتول، شمال شرق سمنان توسط مریم شهری (۱۳۹۰) مورد مطالعه قرار گرفته است.

کانی زایی و ژئوشیمی کانسار آهن همیرد و همچنین مطالعه و بررسی میانبارهای سیال کانسار آهن همیرد شمال شرق سمنان توسط حاجی بهرامی و همکاران (a and b ۱۳۹۰) ارائه شد.

۱-۵- سابقه مطالعاتی مرتبط با موضوع سنجش از دور

عادلی و همکاران (۱۳۸۴) به بررسی دور سنجی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰:۱ سمنان به منظور بارزسازی و تفکیک زون های کربناته پرداخته اند.

رنجبر و همکاران (۲۰۰۴) به کاربرد روش کروستا روی داده‌ها سنجنده ETM^+ لندست، در شناسایی و نقشه برداری کانی‌های رسی و اکسید آهن برای اکتشاف کانسارهای مس پورفیری در قسمت جنوب کمر بند آتشفشانی- رسوبی ایران مرکزی (ممتاز- کوه پنج در استان کرمان) پرداخته اند. پورمیرازی و اسکویی (۲۰۱۰) با استفاده از تجزیه و تحلیل طیفی داده‌های ماهواره لندست سنجنده ETM^+ به تفکیک دگرسانی منطقه یزد پرداخته‌اند. براساس تحقیق ایشان، استفاده از داده-های ETM^+ در مراحل اولیه اکتشاف مواد معدنی برای شناسایی دگرسانی گرمایی بسیار موفق آمیز بوده است.

تحول طیفی باندهای ماهواره Landsat TM و ASTER برای نقشه برداری سنگ‌شناسی مجموعه افیولیتی ساغند، جنوب ایران توسط پور نامداری و همکاران (۲۰۱۴) مورد استفاده قرار گرفته است. بر اساس تحقیقات ایشان، داده های ماهواره ای ASTER برای نقشه برداری سنگ‌شناسی و تشخیص سنگ‌های دونیتی تجزیه شده به سرپانتین به عنوان سنگ میزبان کانسارهای کرومیت در مجموعه افیولیتی دارای توانایی بالاتری می‌باشد. با این حال، باندهای ماهواره لندست TM برای شناسایی واحدهای افیولیتی در مقیاس منطقه ای نتایج قابل قبولی به همراه داشته است.

کاربرد فن‌آوری داده‌های ماهواره‌ای در اکتشاف انرژی زمین گرمایی در بخش مرکزی ایران (محلات) توسط رضایی (۱۳۹۰) در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار گرفته است. یاراحمدی (۱۳۹۴) با استفاده از بررسی روش‌های کیفی و کمی سنجش از دور در شناسایی واحدهای سنگی

زمین‌شناختی در منطقه کوه زر در جنوب دامغان به تفکیک و شناسایی واحدهای سنگی تروند- معلمان پرداخته است.

یاتاخان (۲۰۰۳) از داده‌های سنجش از دور برای نقشه‌برداری دگرسانی در منطقه کوه حسن استفاده کرده است. توماس و رابینسون (۲۰۰۷) به نقشه‌برداری دگرسانی گرمابی با استفاده از داده‌های ASTER در ارتباط با کانسار پور فیری Infiernillo واقع در آرژانتین را پرداخته‌اند.

کوجی (۲۰۱۰) به کاربرد سنجش از دور در اکتشاف طلا در کوه نوبا در سودان، پرداخته است. طی مطالعات ایشان، تصاویر چند طیفی سنجش از راه دور (ASTER و Landsat) در زمینه بارزسازی، تفسیر، شناسایی، تشخیص و تعیین واحد سنگ‌شناسی، دگرسانی گرمابی و ساختار زمین شناسی مرتبط با کانسار سولفید طلا در کوه‌های نوبا، سودان مفید واقع شده است. کومار و همکاران (۲۰۱۵) به تفکیک و شناسایی لیتولوژی منطقه اودیپور راجستان در هند، با استفاده از داده‌های محدوده طول موج کوتاه مادون قرمز (SWIR) سنجنده ASTER پرداخته‌اند.

۱-۶- ضرورت انجام تحقیق و اهداف مطالعه

به طور کلی سنجش از دور، هنر و علم بدست آوردن اطلاعات درباره یک شیء، منطقه یا پدیده از طریق تجزیه و تحلیل داده‌هایی است که توسط فن‌آوری جدید و ماهواره‌ها؛ بدون تماس فیزیکی با موضوع بدست آمده‌اند (Gupta, 2003). مطالعه داده‌های سنجش از دور جهت بررسی تمامی پدیده‌های زمینی همچون پوشش گیاهی، خاک‌های سطحی، سنگ‌ها، آب‌ها، شهرها و پدیده‌های انسانی مفید و کاربردی است. سنجش از دور، مواد و پدیده‌های زمینی را مستقیماً شناسایی نمی‌کند، بلکه با اندازه‌گیری انرژی ناشی از بازتابش، به مطالعه ماهیت پدیده‌ها و اجسام طبیعی می‌پردازد. بدیهی است پیشرفت‌های فوق‌العاده و سریع فناوری سنجش از دور، راهگشای صرفه‌جویی در وقت، کاهش هزینه و انجام مطالعات در مناطق مختلف، بویژه مناطق صعب‌العبور را فراهم آورده است (علوی پناه، ۱۳۸۲). داده‌های سنجش از دور کاربرد فراوانی برای تعیین و تمایز واحدهای

سنگ‌شناسی و مشخص کردن انواع کانی‌ها دارد که توسط بسیاری از محققین در نقاط مختلف دنیا استفاده شده است. برای این منظور از روش‌های مختلف کیفی (روش ترکیب رنگی، فاکتور شاخص بهینه، نسبت‌گیری باندی، روش کروس‌تا، روش برازش حداقل مربعات و تجزیه-تحلیل مولفه اصلی) و کمی (روش حداقل سهم کمینه نوفه، روش شاخص خلوص پیکسل، نمایشگر n -بعدی و روش نقشه‌برداری زاویه طیفی) در علم سنجش از دور استفاده شده است (Rowan and Mars, 2003; Ninomiya et al., 2005; Gad and Kusky, 2006; Kumar et al., 2015).

در این تحقیق، تفکیک و شناسایی واحدهای سنگی و مناطق دگرسان شده شمال و شمال شرق سمنان با استفاده از داده‌های سنجنده ETM^+ و ASTER بررسی شده است. در این منطقه پیکره-های آذرین و رسوبی مختلفی دیده می‌شوند. سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی موجود در منطقه دارای سن ائوسن می‌باشند. سنگهای رسوبی منطقه شامل رسوبات (سازند الیکا) با سن تریاس، رسوبات (سازند شمشک) با سن ژوراسیک، ماسه سنگی و کنگلومرایبی قرمز با سن کرتاسه و رسوبات آبرفتی کواترنری هستند. همچنین آهک‌های فسیل‌دار با طیف سنی ائوسن (معادل سازند کرج) تا الیگوسن-میوسن (معادل سازند قم) هستند که میکروفسیل‌های نومولیت، دیسکوسیکلین، آسیلینا، آلئولین و... محدوده سنی مذکور را تأیید می‌کند. توده نفوذی با طیف ترکیبی گابرو تا گرانودیوریت و گرانیت به درون سنگ‌های ولکانیکی نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آذرین موجود در گردنه آهوان را می‌توان به دو گروه کلی تقسیم نمود که شامل سنگ‌های نفوذی و خروجی با ترکیب اسیدی تا بازی می‌باشند. سنگ‌های نفوذی اسیدی که به طور نامنظم و توده‌ای رخنمون دارند در بخش غربی منطقه یافت می‌شود. آنها دارای ترکیب گرانودیوریت و گرانیت می‌باشد. سنگ‌های نفوذی بازی که به صورت توده‌های کوچک رخنمون دارند و در بخش مرکزی نقشه منطقه مورد مطالعه بیشتر پراکنده هستند اکثر سنگ‌های آذرین نفوذی متحمل هوازدگی با درجات متوسط تا شدید شده‌اند و در آنها کانی‌های ثانویه از قبیل کلریت، اپیدوت و کلسیت و سرسیت تشکیل شده است. جایگزینی این توده‌های نفوذی به همراه عملکرد تکتونیکی (وجود گسل‌های متعدد شامل عطاری و سمنان) شرایط

مناسبی را برای متاسوماتیسم (اسکارنزایی، کانهزایی، دگرسانی و...) آنها فراهم کرده است. در کنار اسکارنزایی صورت گرفته، کانهزایی نسبتاً گسترده‌ای از آهن در این منطقه رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه کانیزایی مگنتیت و باریت در حوالی روستاهای علی آباد و نوکه مشاهده می‌شود. مطالعات حاکی از نقش مهم و موثر توده نفوذی (گرانیتوئیدی) در کانهزایی منطقه نوکه می‌باشد. سنگ‌های آذرین خروجی موجود در گردنه آهوان را می‌توان به سه گروه کلی تقسیم نمود که شامل سنگ‌های بازالت، آندزیت- تراکی آندزیت و آذرآواری با ترکیب حدواسط تا بازی می‌باشند. بازالت‌ها در منطقه حجم گسترده‌ای را به خود اختصاص داده‌اند و در طول گسل عطاری قابل رویت می‌باشند. سنگ تراکی آندزیت- آندزیت ائوسن در منطقه حاجی آباد و در اطراف توده نفوذی گرانودیوریت و گرانیت‌های نوکه دیده شده است. از مهم‌ترین سنگ‌های آذرآواری منطقه می‌توان به آگلومرا اشاره کرد که در منطقه نارکان مشاهده شده است.

به همین منظور برای تفکیک و شناسایی دقیق واحدهای سنگی و مناطق دگرسان شده منطقه گردنه آهوان از روش‌های کیفی و کمی بر روی داده‌ها سنجنده ETM^+ و ASTER استفاده شد و نتایج بالا حاصل گردیده است. درنهایت، با تلفیق نتایج حاصل از مطالعات سنجش از دور با بازدیدهای صحرائی و کارهای آزمایشگاهی، یک نقشه زمین شناسی از منطقه مورد مطالعه تهیه شد که در آن، محدوده سنگ‌های آذرین نفوذی و بیرونی و سنگ‌های رسوبی از هم تفکیک شده و دگرسانی گرمابی، معادن و گسل‌های منطقه مورد مطالعه نیز نشان داده شد.

همچنین، تاکنون فقط به بررسی شیمی کل سنگ‌های نفوذی پرداخته شده و هیچ داده‌ای از ترکیب کانیهای این سنگ‌ها آنها گزارش نشده است. براساس مطالعات شاه حسینی در سال ۱۳۸۶ سنگ‌های گابرویی از ذوب یک منشأ گوشته ای غنی شده و سنگ‌های گرانیتی از ذوب سنگ‌های آذرین پوسته ای منشأ گرفته اند. سنگ‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت متآلومین تا پرآلومین بوده و متعلق به گرانیتوئیدهای سری I قوسهای آتشفشانی حاشیه قاره می باشند. سنگ‌های در بردارنده این توده های نفوذی سنگ های آتشفشانی- آتشفشانی رسوبی می باشند. همچنین پترولوژی سنگ

های آتشفشانی ائوسن جنوب گردنه آهوان توسط اعتصامی (۱۳۹۳) مطالعه شده است. ماگماهای سازنده ی سنگ های آتشفشانی منطقه جام دارای ماهیت کالک-آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی می باشند. بررسی نمودار های عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، سنگ های آتشفشانی منطقه ی جام تهی شدگی از عناصر گروه HFS (مانند Nb و Ti) و غنی شدگی از عناصر گروه LIL (مانند Ba و Th) را نشان می دهند. در نمودارهای تکتونوماگمایی، این سنگ ها دارای ویژگی های ولکانیسم مناطق فرورانش و مرتبط با بازالت های پشت کمان هستند (اعتصامی و همکاران، ۱۳۹۳). لذا در ادامه شیمی کانی های تشکیل دهنده این سنگ ها و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمای تشکیل آنها مورد بحث قرار گرفته است. پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز از مهم ترین کانی های موجود در سنگ های آذرین نفوذی موجود در منطقه هستند و بررسی ترکیب شیمیایی آنها اطلاعات بسیار مهمی از خاستگاه ماگما و شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کانی از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن را در اختیار قرار می دهد. با توجه به گستردگی و تنوع سنگ های آذرین موجود در منطقه، تعداد ۴ مقطع نازک میکروسکوپی (۲ مقطع گابرو و ۲ مقطع گرانودیوریت و گرانیت) بوسیله دستگاه میکروپرپ (EPMA) در آزمایشگاه میکروپرپ دانشگاه اسلو در کشور نروژ، آنالیز گردید و ترکیب شیمیایی دقیق کانی ها و شرایط فیزیکوشیمیایی ماگمایی تشکیل دهنده آنها مطالعه شد.

۱-۷- روش انجام تحقیق و گردآوری اطلاعات

۱) مطالعات کتابخانه ای شامل مطالعه و بررسی مقالات سنجش از دور، یادگیری نرم افزار ENVI و GIS، آشنایی با انواع روش های سنجش از دور، مطالعه موارد مشابه در دیگر نقاط جهان. همچنین مطالعه مقالات مربوط به تجزیه شیمی کانی ها توسط آنالیز میکروپرپ و کاربرد آن.

۲) تهیه داده های ETM⁺ و ASTER منطقه مورد مطالعه.

۳) اجرای روش های کیفی و کمی بر روی داده های Landsat و ASTER به کمک نرم افزار ENVI و پردازش آن.

۴) نمونه برداری از سنگ های آذرین (نفوذی و خروجی) و رسوبی منطقه (تعداد کل نمونه ها تهیه شده از صحرا ۱۰۵ نمونه می باشند).

۵) تهیه ۱۰۵ مقطع میکروسکوپی و انجام مطالعه پتروگرافی و مینرالوگرافی به مدت یک ماه بر روی آنها در آزمایشگاه کانی شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود.

۶) بعد از بررسی های پتروگرافی، تعیین نوع کانی ها و بافت سنگ ها، نمونه های مناسب به منظور انجام آنالیزهای نقطه ای انتخاب شد. تعیین و انتخاب ۴ عدد از مقاطع سنگ های آذرین نفوذی از بین ۳۴ نمونه انجام شد. سپس برای آنالیز میکروپروب بوسیله دستگاه میکروپروب (EPMA) بر روی کانی های پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز به آزمایشگاه مایکروپروب دانشگاه اسلو در کشور نروژ ارسال شد. شرایط آنالیز شامل ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانوآمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و دقت آنالیز ۰/۰۱ درصد وزنی می باشد. سپس به منظور محاسبات ژئوترموبارومتری، با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 تعداد کاتیون های موجود در فرمول ساختاری کانیها محاسبه شده است. سرانجام نتایج حاصل از آنها به منظور تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور کانی از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن مورد بررسی قرار گرفت.

۷) استفاده از روش های سنجش از دور برای به نقشه در آوردن واحد های سنگی منطقه مورد مطالعه و بازدید صحرائی برای کنترل این اطلاعات.

۸) به منظور شناسایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه گردنه آهوان، از روش های مختلف کیفی و کمی بر روی داده های سنجنده ETM⁺ و ASTER استفاده شد. برای تفکیک بارزتر از انواع سنگ های منطقه گردنه آهوان از روش های کمی بر روی داده های سنجنده ETM⁺ استفاده شده است. به همین منظور برای انجام روش های تجزیه و تحلیل کمی، در ابتدا پیش پردازش بر روی داده ها به منظور آماده سازی آن برای مراحل بعدی انجام شد، سپس عدد رقومی (DN) پیکسل های تشکیل دهنده تصویر به میزان بازتابش تبدیل شد. در مرحله پردازش داده ها با استفاده از نرم افزار ENVI4.7، از روش حداقل سهم کمینه نوفه (MNF) برای جداسازی نویز از سیگنال در داده ها

استفاده شد، سپس برای یافتن پیکسل‌های خالص از روش شاخص خلوص پیکسل (PPI) بکارگرفته شد، کلاس‌های متفاوت یا عضو انتهایی بوسیله نمایشگرهای n -بعدی تعیین شد و بهترین تطابق طیفی سنگ‌ها با عضو انتهایی بوسیله روش‌های (SAM) با طیفی کتابخانه مرجع کانی USGS برای مشخص شدن جنس و واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه استفاد شد.

(۹) جمع‌بندی مطالعات و نگارش پایان‌نامه.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی و پتروگرافی

۲-۱ - مقدمه

گردنه آهوان در شمال شرق سمنان واقع شده است و بخشی از زون ساختاری البرز مرکزی محسوب می‌شود. زون ساختاری البرز، قسمتی از نوار تکتونیکی فعال آلپ-همالیا است که دارای ویژگی‌های زمین‌شناسی و تکتونیکی پیچیده‌ای است. این زون از آذربایجان تا خراسان ادامه دارد و به دلیل داشتن اختصاصات زمین‌شناسی و چینه‌شناسی متفاوت به سه واحد کپه داغ و البرز شرقی (شامل زون‌های کپه داغ و بینالود)، البرز مرکزی (شامل زون‌های گرگان-رشت و البرز مرکزی-غربی) و البرز غربی-آذربایجان تقسیم شده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). در دوران سنوزوئیک این زون تحت تأثیر فاز کوهزایی آلپی قرار گرفته که اثرات آن به صورت فعالیت‌های آتشفشانی و نفوذی در سرتاسر البرز دیده می‌شود.

منطقه شمال-شمال‌شرق سمنان به عنوان انتهای شرقی زون البرز مرکزی حاوی نوار باریکی از سنگهای آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن (سازند معادل کرج) است. ایران را از نظر زمین‌شناسی به واحدهای مختلفی میتوان تقسیم بندی کرد. حد و مرز این واحدهای ساختمانی-رسوبی اکثراً توسط گسل‌های بزرگ و مهم مشخص می‌شود، بعلاوه بسیاری از آنها در طول تکامل و فعالیت خود، نقش آفرین پدیده‌هایی بوده اند که حاصل آنها در رخساره‌های سازندهای مختلف چینه‌شناسی ایران بخوبی دیده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵). براساس نظر نبوی (۱۳۵۵) مرز ایران مرکزی و البرز در منطقه مورد مطالعه توسط گسل سمنان از هم تفکیک می‌شوند. گسل عطاری با روند شمال شرقی-جنوب غربی، البرز مرکزی و غربی را از البرز شرقی و ایران مرکزی جدا می‌کند. بنابراین منطقه مورد بررسی در بالای گسل عطاری قرار گرفته و جز البرز مرکزی محسوب می‌شود.

۲-۲ - چینه شناسی و واحدهای سنگی منطقه

براساس نتایج حاصل از مطالعات صورت گرفته پیشین (به ویژه نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (علوی نائینی و حمیدی، ۱۹۹۷)، نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان (آقانباتی و حمیدی، ۱۹۹۴) و تحقیقات صورت گرفته در این پایان نامه، وجود توالی‌هایی از سنگ‌های مزوزوئیک و

سنوزوئیک با راستای کلی شمال خاوری- جنوب باختری تا خاور- باختری در این ناحیه به اثبات رسیده است که در ادامه بحث خواهد شد.

سازند الیکا به سن تریاس زیرین- میانی، قدیمی‌ترین و نهشته‌های کواترنری، جدیدترین واحدهای رخنمون یافته منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. توالی‌های مربوط به مزوزوئیک منطقه، شامل سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای و واحدهای آهکی لار می‌باشند. واحدهای مربوط به سنوزوئیک شامل سازندهای کرج، قرمز زیرین، قم، قرمز بالایی و هزار دره می‌باشد. بخش‌های میانی منطقه نیز توسط نهشته‌های کواترنری پوشیده شده است.

واحدهای سنگی تشکیل دهنده منطقه به دو دسته سنگ‌های آذرین و سنگ‌های رسوبی تقسیم می‌شوند. سنگ‌های آذرین منطقه شامل سه گروه سنگ‌های آذرین نفوذی، بیرونی و آذر آواری می‌باشد. سنگ‌های آذرین نفوذی شامل گابرو، گرانودیوریت، گرانیت و سنگ‌های آذرین بیرونی نیز شامل بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت و گروه آذر آواری‌ها به دو دسته: توف، آگلومرا تقسیم می‌شوند. از طرف دیگر، سنگ‌های رسوبی منطقه نیز به دو دسته شامل آواری و شیمیایی- بیوشیمیایی تقسیم می‌شوند. ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های موجود در منطقه جزء گروه آواری‌ها و آهک‌ها جزء گروه سنگ‌های رسوبی شیمیایی- بیوشیمیایی هستند.

۲-۲-۱- مزوزوئیک

۲-۲-۱- الف- تریاس

نام سازند الیکا از دهکده‌ای به همین نام در شمال دره چالوس می‌باشد. ضخامت آن در مقطع نمونه حدود ۳۰۰ متر است (درویش‌زاد، ۱۳۸۳). ارتباط آن با سازند بالایی در برش الگو که شمشک می‌باشد از نوع ناپیوستگی هم‌شیب می‌باشد (خسروتهرانی، ۱۳۸۲). در منطقه مورد مطالعه، سازند الیکا به سن تریاس زیرین تا میانی، از دولومیت‌های کرم رنگی تشکیل شده است که دارای لایه‌بندی نازک تا توده‌ای می‌باشند. در برخی موارد افق‌های چرتی نیز همراه با این دولومیت یافت می‌شوند.

در شمال منطقه زرتول، کنتاكت تحتانی این سازند غالباً گسله است و معمولاً با سنگ آهک‌های فسیل‌دار متعلق به سازند قم در تماس می‌باشد. گسل بزرگ دیکتاش، مرز جنوبی این واحد سنگی در شمال منطقه زرتول می‌باشد. در شمال و شمال‌غرب روستای سارو، توالی رسوبی مزوزوئیک دارای وضعیت برگشته می‌باشد. در واقع سازند الیکا بر روی سازند شمشک قرار گرفته است و توالی رسوبی حالت برگشته یا وارون نشان می‌دهد. در ضمن آثار راندگی درون سازندی، چین خوردگی و به هم ریختگی طبقات سنگی در این محل به وضوح دیده می‌شود (شهری، ۱۳۹۰).

۲-۲-۱- ب- ژوراسیک زیرین - میانی: سازند شمشک

آسرتو^۱ (۱۹۶۶)، برش الگوی این سازند را در شمال تهران معرفی نمود. وی این سازند را به چهار بخش تقسیم کرده که به ترتیب از پایین به بالا شامل ماسه‌سنگ پایینی، سری ذغال‌دار پایینی، ماسه‌سنگ بالایی و سری ذغال‌دار بالایی می‌باشد.

سازند شمشک در منطقه گردنه آهوان، از ماسه‌سنگ و شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه‌رنگ تشکیل شده است. سنگ‌های تشکیل‌دهنده این سازند دارای مقاومت کمی بوده و نسبت به دیگر رخنمون‌های سنگی این منطقه در مقابل پدیده‌های فرسایشی بیشتر آسیب‌پذیر هستند. به همین دلیل بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه که از این سازند تشکیل شده‌اند دارای ارتفاع کمتری نسبت به دیگر رخنمون‌های سنگی هستند.

۲-۲-۱- ج- ژوراسیک میانی: سازند دلیچای

نام سازند دلیچای برگرفته از رودی به همین نام در مسیر دماوند- فیروزکوه است. این سازند در برش الگو از آهک‌های مارنی و ماسه‌ای تشکیل یافته و نشانگر رسوبگذاری در محیط دریایی است (درویش‌زاد، ۱۳۸۳). سازند دلیچای در شمال کوه نمرد با یک سطح فرسایش یافته و هوازده بر روی سازند شمشک جای گرفته و به صورت هم‌شیب و به تدریج به آهک‌های روشن لار تبدیل می‌شود (خراسانی، ۱۳۹۳). بعد از ژوراسیک زیرین، دریا پیشروی کرده و یک رخساره کربناته کم عمق

¹ Assereto

برجای گذاشته است. لذا رسوبات تخریبی سازند شمشک با رسوبات دریایی کم عمق سازند دلیچای پوشیده شده است. سازند دلیچای در این منطقه در نقاطی مثل شرق مهدی شهر، شمال معدن سنگ جباری و شمال روستای دیکتاش رخنمون دارد. سنگ‌شناسی آن شامل آهک، مارن و آهک-های مارنی کرم، قهوه‌ای و سبز رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط است که دارای مقدار فراوان آمونیت (از جنس پریسفینکتس) و مواردی نازک لایه‌های چرتی نیز می‌باشد (شهری، ۱۳۹۰).

۲-۲-۱-۵- ژوراسیک بالایی: سازند لار

آهک‌های ژوراسیک بالایی در نواحی وسیعی از البرز بر روی نهشته‌های زود فرسای ژوراسیک میانی قرار دارد. آسرتو (۱۹۶۶) با استفاده از نام دره لار، نام سازند لار را بر روی این سنگ آهک‌ها نهاده است. از نظر علوی نائینی (۱۳۵۱)، ژوراسیک بالایی در منطقه آهوان از آهک‌های خوب لایه‌بندی شده تا توده‌ای ساخته شده، که از نظر رخساره و سن شبیه آهک‌های سازند لار می‌باشد و برونزد ستبر آن را در کوه نمرد می‌توان دید. مرز زیرین این سازند با سازند دلیچای به صورت تدریجی بوده و با توجه به آمونیت‌های گردآوری شده از آن، سن آهک‌های لار آکسفورین تا تیتونین تعیین شده است (علوی نائینی، ۱۳۵۱).

بر اساس مطالعات میدانی در منطقه آهوان، سازند لار در مجموع از آهک‌های خاکستری روشن تا کرم‌رنگ ضخیم لایه و توده‌ای تشکیل شده است که به شدت انحلال‌پذیر هستند. آهک‌های لار در منطقه آهوان به طور تدریجی از پایین به بالا ضخیم شونده هستند، به گونه‌ای که در اکثر نواحی در بخش‌های فوقانی حالت توده‌ای دارند. نودول‌های چرتی به صورت قلوهای در این سازند مشاهده می‌شوند.

۲-۲-۱-۵- کرتاسه

رسوبات کرتاسه در منطقه از ضخامت و گسترش زیادی برخوردارند و در حوالی روستاهای نوکه، نارکان، بستانه و چشمه پشنگ رخنمون دارند. پیشروی مجدد دریا از بارمین (کرتاسه زیرین) شروع

شده و آهک‌های ضخیم لایه که نشانه پیشروی دریا در کرتاسه زیرین است را برجای گذاشته است. به دلیل عملکرد فاز لارامید، رسوبات بخش انتهایی کرتاسه (مائستریشن) در منطقه دیده نمی‌شوند. لیتولوژی این رسوبات در بخش‌های قاعده‌ای شامل تناوب مارن‌های سبز و آهک‌های خاکستری رنگ با لایه بندی متوسط، همراه با فراوانی فسیل‌های اربیتولین، میلیولیده، کونولینا و بقایای مرجان و دوکفه‌ای و در بخش‌های بالایی، آهک ماسه‌ای، کنگلومرا و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ می‌باشد. این ماسه سنگ‌ها در نزدیک روستای نوکه که نزدیک توده نفوذی است، متحمل دگرگونی همبری شده و به رنگ‌های سبز تا کرم تغییر رنگ داده‌اند. چندین رخنمون پراکنده آهکی نیز وجود دارد که بر روی چندین متر ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرای قرمز پلی‌ژنتیک (چند منشائی) قرار گرفته‌اند. این ماسه‌سنگ‌ها فاقد آثار فسیلی هستند، ولی از آنجایی که سنگ‌های آهکی کرتاسه بر روی آنها قرار می‌گیرند و رخساره‌های مشابهی از آنها در سایر مناطق نیز مشاهده شده است، آنها نیز به کرتاسه تعلق دارند. در مسیر جاده پیغمبران حوالی چشمه پشتنک نیز رسوبات کرتاسه به صورت تناوبی از شیل‌های خاکستری تیره و مدادی شکل همراه با آهک‌های دولومیتی رخنمون دارند.

۲-۲-۲- سنوزوئیک

۲-۲-۲- الف - پائوسن

سازند فجن

سازند فجن نشانگر چرخ‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که عموماً سنگ‌های قدیمی‌تر را با دگرشیبی زاویه دار می‌پوشاند. از نگاه سنگ‌شناسی، این سازند ضخامت متغییری از کنگلومرای پلی‌ژنتیک (چند منشائی)، ماسه سنگ سرخ رنگ و مارن‌ماسه‌ای را شامل می‌شود. در محل برش الگو، کنگلومرای فجن، به طور دگرشیب سنگ‌های آهکی اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین را می‌پوشاند و در بالا با سازند آهکی زیارت همشیب است ولی در برخی نقاط، سازندهای فجن و زیارت از لحاظ زمانی و مکانی، با یکدیگر دارای ارتباط بین‌انگشتی هستند. در محدوده نقشه زمین-

شناسی ۲۵۰۰۰: ۱ نارکان سازند فجن با ضخامت و گسترش نسبتاً زیاد، در شمال شرق مهدیشهر و در امتداد دره کلاته شاهمحمد تا گاوک رخنمون دارد و دارای ترکیب سنگ‌شناسی کنگلومرا، ماسه-سنگ و گل‌سنگهای قرمز رنگ می‌باشد. کنگلومرای آن از نوع پلی‌ژنیک، گل‌پشتیبان و به رنگ قرمز است که قطعاتی تخریبی نشأت گرفته از سازندهای قدیمی تر از پالئوسن (از جمله آهکهای دلیچای و لار) را شامل می‌شود. اغلب این رسوبات به رنگ قرمز هستند و معرف آنند که رسوبگذاری در یک محیط قاره‌ای صورت گرفته است (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام).

لایه‌های سنگی تشکیل دهنده این سازند غالباً دارای شیب نسبتاً زیاد تا نزدیک به قائم هستند. بخش کنگلومرایی و ماسه سنگی به علت دارا بودن استحکام بیشتر و مقاوم بودن در مقابل فرسایش، عمدتاً برجسته و صخره‌ساز هستند. در مقابل گل‌سنگها و سیلتستونها فرسایش‌پذیرتر هستند و مناطق فروافتاده و پست‌تر را تشکیل می‌دهند. ماسه‌سنگهای دارای ساختهای رسوبی مثل چینه بندی مورب، دانه‌بندی تدریجی و قالبهای وزنی می‌باشند. مرزهای این سازند با سنگهای همبر آن گسلی است در سمت جنوب با یک کنتاکت گسلی در کنار سنگهای آهکی سازند لار قرار گرفته است. از سمت شمال با کنتاکت گسلی در مجاورت آهکهای آمونیت‌دار سازند دلیچای قرار گرفته است. سن این سازند با توجه به جایگاه چینه‌شناسی آن پالئوسن می‌باشد. سازند فجن به طور محلی توسط رسوبات تخریبی آبرفتی بسیار جوان متعلق به کواترنری پوشیده شده‌است (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام).

۲-۲ - ۲-ب- ائوسن

- سازند کرج

سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی تقریباً ستبری از توفهای سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است. ددوال^۱ (۱۹۶۷)، در دره کرج برشی از این سازند را معرفی و آن را سازند کرج نامید. اگرچه سازند

¹ Dodual

کرج یادآور توف‌های سبز، البرز جنوبی است. ولی در برش الگو و همچنین در دیگر رخنمون‌ها، این سازند ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد؛ به همین رو، سازند کرج در برش الگو با ۳۳۰۰ متر ضخامت، به پنج عضو تقسیم شده که از پایین به بالا عبارتند از: بخش‌های شیل پایینی، توف میانی، شیل آسارا، توف بالایی و شیل کندوان (آقانباتی، ۱۳۸۳).

این سازند به طور گسترده، در بخش‌های شمالی و مرکزی گردنه آهوان قابل مشاهده است. مرز بالایی این سازند گسلی بوده (گسل ابراهیم آباد) و این گسل با عملکرد خود باعث شده است تا سازند کرج در بعضی از رخنمون‌ها در کنار لایه‌های کنگلومرایی سازند قرمز بالایی و در سایر نقاط مجاور سازند قم قرار گیرد (خراسانی، ۱۳۹۳).

– واحدهای رسوبی ائوسن

از آغاز تریاس بالایی، در منطقه جام تغییر اساسی رسوبگذاری دیده می‌شود و رسوب‌های کربناتی تریاس زیرین و میانی که دارای رخساره شیمیایی و دریایی هستند جای خود را به ماسه‌سنگ و شیل تریاس بالایی با رخساره آواری می‌دهد. این تغییر کلی در رسوبگذاری را می‌توان وابسته به حرکات تکتونیکی دانست. نبود لایه‌های آهکی، کمبود فسیل‌های جانوری و وجود لایه‌های زغال-سنگی همراه با فسیل‌های گیاهی در واحدهای لیاس زیرین و میانی (متشکل از سنگ‌های شیلی و ماسه‌ای) ثابت می‌کند که این رسوبها از گونه رسوب‌های حوضه‌های کرانه ایست که در کناره‌های هموار و خیلی کم ژرف قاره‌ای رسوب کرده‌اند. در سراسر زمان ژوراسیک بالائی منطقه در آب بوده است. در پایان ژوراسیک بالایی، پیدایش رخساره دولومیتی، کمبود آمونیت و گسترش جلبک‌ها بیانگر کم شدن ژرفا دریا در این بخش است. این کم ژرف شدن دریا، در پایان منجر به بیرون آمدن این منطقه از آب در کرتاسه زیرین می‌گردد. در آغاز ائوسن، حضور رسوبهای کنگلومرایی که با دگرشیبی بر روی لایه‌های کهن‌تر جای گرفته‌اند، بیانگر حرکات کوهزائی است که می‌تواند وابسته به فاز کوهزائی معادل لارامین باشد. در ائوسن میانی یا دقیقتر در لوتسین زیرین و بخش‌هایی از لوتسین بالائی، منطقه جام را دریایی کم ژرفا پوشانده بوده است. در لوتسین بالایی شاید هم در آغاز

اٲوسن بالایی فعالیت آتشفشانی متوقف شده ولی رسوب‌گذاری و فرونشینی هنوز ادامه داشته است. زیرا رسوب‌های بستر اٲوسن بالایی بیانگر پسروری و کم ژرفا شدن دریا در اواخر لوتسین است ولی این پسروری باعث بیرون آمدن ناحیه از آب بین زمان‌های لوتسین و اٲوسن بالایی نشده است. در آغاز الیگوسن یک مرحله رسوبگذاری آهکی دیده می‌شود. در اوسط الیگوسن از ژرفای دریا کم شده و در آن رسوبهای ماسه‌سنگی، مارن و گچ ته نشست یافته اند. این شرایط که تا اندازه‌ای کولابی است، بیانگر بیرون آمدن سرتاسر منطقه جام از آب است. در اواخر این دوره، در یک حوضه خیلی کم ژرفا، رسوب‌های متناوب دریایی، مردابی و رودخانه‌ای رسوب کرده و ردیف‌هایی از ماسه‌سنگ مارن و کنگلومرای قرمز را بوجود آورده‌اند. سپس پیشروی دریا بار دیگر با رسوب‌های سازند قم (الیگوسن- میوسن) آغاز می‌گردد. این پیشروی در سراسر چهار گوش نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جام همزمان نیست. زیرا این پیشروی در جنوب منطقه، مربوط به پایان الیگوسن و در شمال مربوط به بوردیگالین است. از این رو چنین پنداشته می‌شود، که پیشروی دریا از سوی جنوب به شمال یا بطور دقیق‌تر از سوی جنوب خاوری به شمال بوده است (علوی نائینی و حمیدی، ۱۹۹۷).

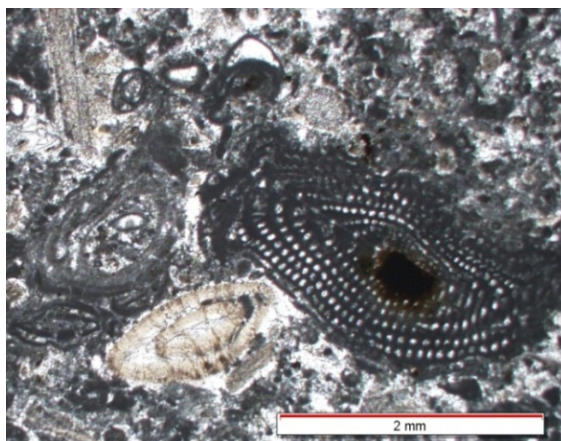
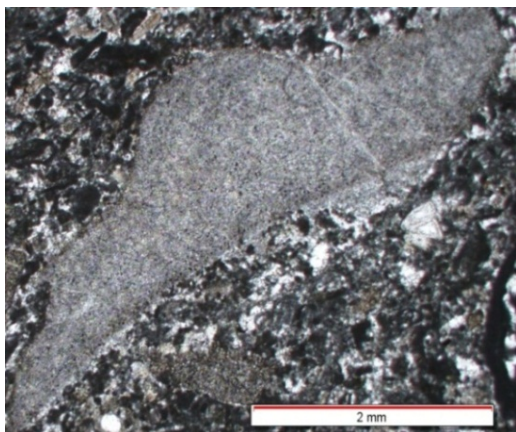
در دوره اٲوسن یک حوضه کششی درون قاره‌ای کم عمق در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی یا جنوب پهنه البرز بوجود آمده است. علاوه بر رسوبگذاری رسوباتی مثل شیل، مارن و آهک فسیل‌دار (آلوئولین، اکنیت، میلیولید و نومولیت (به سن اٲوسن بالایی))، فعالیت‌های آتشفشانی غالباً زیر آبی نیز در آن صورت گرفته است. از آنجایی که این سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی با سن مشابه در شمال ایران به ویژه پهنه البرز، به عنوان سازند کرج شناخته می‌شوند می‌توان این واحد را معادل سازند کرج در نظر گرفت. این واحدهای 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 (شهری، ۱۳۹۰) (اشکال ۲-۱ تا ۲-۵).



شکل ۲-۱- تصویری از سنگ آهک فسیل دار ائوسن در منطقه ابراهیم آباد.

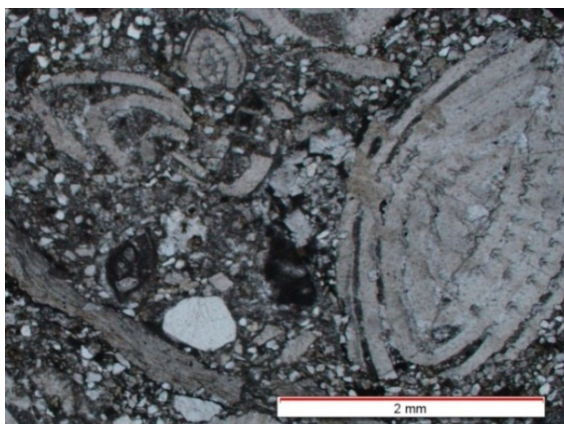


شکل ۲-۲- تصویری از سنگ آهک فسیل دار (آلوئولین- نومولیت) ائوسن در منطقه ابراهیم آباد.



شکل ۲-۴- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود اکنیت در سنگ‌های آهک ائوسن (نور PPL).

شکل ۲-۳- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود آلؤلین- نومولیت- میلیولید در سنگ‌های آهک ائوسن (بیوکلاست ائولینا پکستون؛ نور PPL).



شکل ۲-۵- تصویر میکروسکوپی از فسیل نومولیت و خارپوست در ماسه سنگ آهکی ائوسن (نومولیتید سندی پکستون؛ نور PPL).

سنگ‌های آذرین بیرونی و پیروکلاستیک‌ها ائوسن

فعالیت‌های آتشفشانی سنوزوئیک در ناحیه جام محدود به ائوسن میانی است. سنگ‌های ولکانیک ائوسن ناحیه شامل بازالت، آندزیت و تراکی آندزیت می‌باشد. سنگ‌های نفوذی منطقه نیز شامل توده‌های کوچک گابرویی، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند. همچنین سنگ‌های آذرآوری شامل توف، توفیت، آگلومرا و برش نیز در منطقه مشاهده شده است.

– بازالت

این سنگ‌ها در منطقه حجم گسترده‌ای را به خود اختصاص داده‌اند و در طول گسل عطاری قابل رویت می‌باشند (اشکال ۲-۶ تا ۲-۱۰). هوازگی و دگرسانی ناشی از عملکرد محلول‌های گرمابی به خوبی در آنها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها دارای بافت‌های پورفیری و میکرولیتی از نوع بافت‌های هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالومیکرولیتی، گلوپورفیری و تراکیتی (جریانی) و بافت‌های خلیج-خوردگی، غربالی، حفره‌ای (بادامکی) می‌باشند (اشکال ۲-۱۱ و ۲-۱۳). در نمونه دستی به رنگ خاکستری دیده می‌شود. پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده بازالت‌ها هستند. کانی‌های فرعی آنها اکسیدهای آهن-تیتان می‌باشند. در برخی مقاطع پیروکسن توسط سرپانتین جایگزین شده است. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های بازالتی است و گاه‌ها به کانی-های رسی تجزیه شده است. این کانی به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل‌دار دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به شکل تخته‌ای هستند و همچنین به شکل خلیجی^۱ نیز دیده می‌شوند که نشانگر وجود حالت خوردگی در کانی در نتیجه واکنش با مذاب می‌باشد (همام، ۱۳۹۱).

با توجه به اهمیت پترولوژیکی بافت‌ها و نقش آنها در پی بردن به مراحل تشکیل و تکوین سنگ‌ها به شرح مختصر نحوه تشکیل آنها پرداخته می‌شود. تشکیل بافت پورفیری که در نتیجه حضور درشت بلورها در داخل یک زمینه دانه ریز می‌باشد، نشان‌دهنده یک فرایند چندزادی است. ساز و کار تشکیل اصلی بافت حداقل شامل سه مرحله اصلی می‌باشد. سرد شدن مذاب در اعماق زیاد (تشکیل درشت بلورها)، در اعماق کم (تشکیل میکرولیت‌ها) و سرانجام در سطح زمین (تشکیل شیشه) است. ابتدا، در آشیانه‌های ماگمایی موجود در اعماق زمین، تعداد کمی هسته در دمای زیر لیکیدوس مذاب تشکیل می‌شود. سپس رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی را تولید می‌کند. صعود ماگما به داخل آشیانه‌های ماگمایی کم عمق و توقف کوتاه مدت مذاب به داخل این آشیانه‌ها باعث رشد لایه‌های جدید بر روی درشت بلورهای قبلی و بزرگ‌تر شدن آنها و همچنین هسته‌بندی و رشد

¹ Embayed shape

میکرولیت‌ها می‌گردد. در نهایت، خروج ماگما در سطح زمین و کاهش سریع دمای آن، منجر به انجماد گدازه و تشکیل زمینه‌ای شیشه‌ای یا بسیار ریز بلور و ایجاد بافت هیالو میکرولیتی پورفیری می‌شود. بافت تراکیتی نتیجه جهت‌یافتگی موازی بلورهای تخته‌ای است که منعکس‌کننده فشردگی یا جریان ماگما در خلال تبلور است (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). جوهانسن (۱۹۳۱) معتقد است که بافت تراکیتی می‌تواند برای تمام بلورهای جهت‌یافته و بدون توجه به نوع آنها به کار برده می‌شود. بافت گلومروپورفیری می‌تواند نتیجه انباشت کومولایی فنوکریست‌ها در کف مخزن ماگمایی، گسیخته شدن انبانه‌ها و در نهایت، ایجاد لخته‌هایی پراکنده در مذاب باشد (Xu et al., 2009). از دیگر مشخصه‌های سنگ‌های بازالتی وجود منطقه‌بندی ترکیبی و بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن است. در برخی موارد، فنوکریست‌های این کانی‌ها، دارای شکل اسکلتی، بافت خلیجی و ادخال‌هایی از سایر کانی‌ها هستند. تشکیل بافت غربالی و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگ‌زایی متفاوت از قبیل بروز تغییرات ترکیبی، گرمایی و فشاری در ماگمای در حال تبلور می‌باشد. در یک آشیانه ماگمایی فعال و باز، ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه در حال تبلور و انجام اختلاط ماگمایی، انجام حرکات همرفتی در یک مخزن ماگمایی با منطقه‌بندی حرارتی، همگی می‌توانند سبب تغییر ماگمای در حال تبلور و ایجاد بافت غربالی یا خوردگی و باز جذب بلور شوند (قاسمی و همکاران، ۱۳۹۲). بافت حفره‌ای^۱ نشانگر وجود حفراتی در سنگ هستند که به صورت بخشی یا کامل به وسیله بلورها پر گردیده‌اند. این حفرات، حباب‌های گازی در زمان انجماد ماگما بوده‌اند. در صورتی که حفرات به صورت بخشی یا کامل به وسیله کانی‌های ثانویه نظیر زئولیت، کوارتز، کلسدونی، آنالیست و کلریت پر شده باشند به بافت حاصله بادامکی^۲ و به هر کدام از حفرات پر شده بادامک می‌گویند^۳ (همام، ۱۳۹۱).

¹ Cavity Textures

² Amygdaloidal Texture

³ Amigdale



شکل ۲-۷- تصویری از سنگ بازالت ائوسن، در شرق منطقه تلوستان.



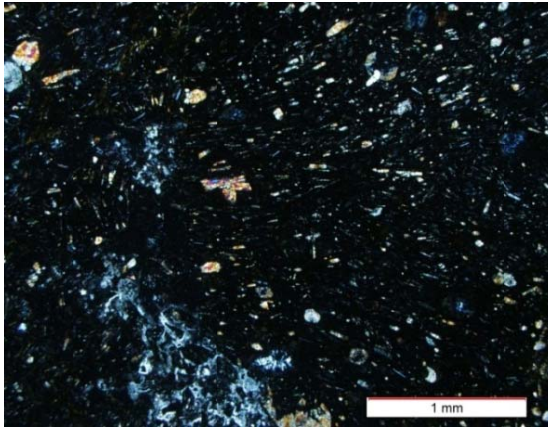
شکل ۲-۶- تصویری از سنگ بازالت ائوسن، در شرق منطقه تلوستان.



شکل ۲-۹- نمایی از گدازه در منطقه کوه وردیمک که بر روی سنگ رسوبی‌های از جنس شیل و ماسه‌سنگ فوارن نموده است.



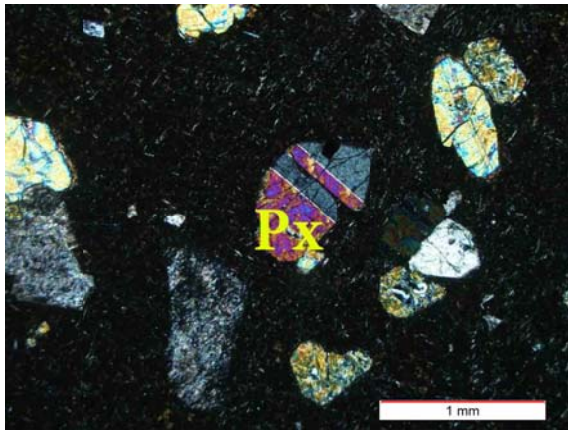
شکل ۲-۸- نمایی از دایک الیوین بازالت در منطقه حاجی آباد در میزبان آندزیت- تراکی آندزیت.



شکل ۲-۱۱ - تصویر میکروسکوپی از بافت هیالومیکرولیتی بازالت‌های ائوسن (نور XPL).



شکل ۲-۱۰ - نمایی از منشورهای بازالتی ائوسن در منطقه ونکان.



شکل ۲-۱۳ - درشت بلورهای پیروکسن در سنگ بازالتی با بافت هیالوپورفیری (نور XPL ؛ Px: پیروکسن). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.



شکل ۲-۱۲ - بافت گلومروپورفیری در سنگ بازالتی ائوسن (نور XPL).

- آندزیت - تراکی آندزیت

آندزیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره دیده می‌شوند (شکل ۲-۱۴). بافت موجود در این سنگ هیالومیکرولیتی پورفیری، هیالوپورفیری، پورفیری و تراکیتی (جریانی) می‌باشد. کانی‌های اصلی آندزیت‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت می‌باشد. کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها کلسیت، سربیسیت می‌باشند. کلسیت بیشتر حفرات و شکستگی‌های موجود در سنگ‌ها را پر کرده است. فنوکریست‌های سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیت شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول، هستند. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این پدیده حاصل، تغییر

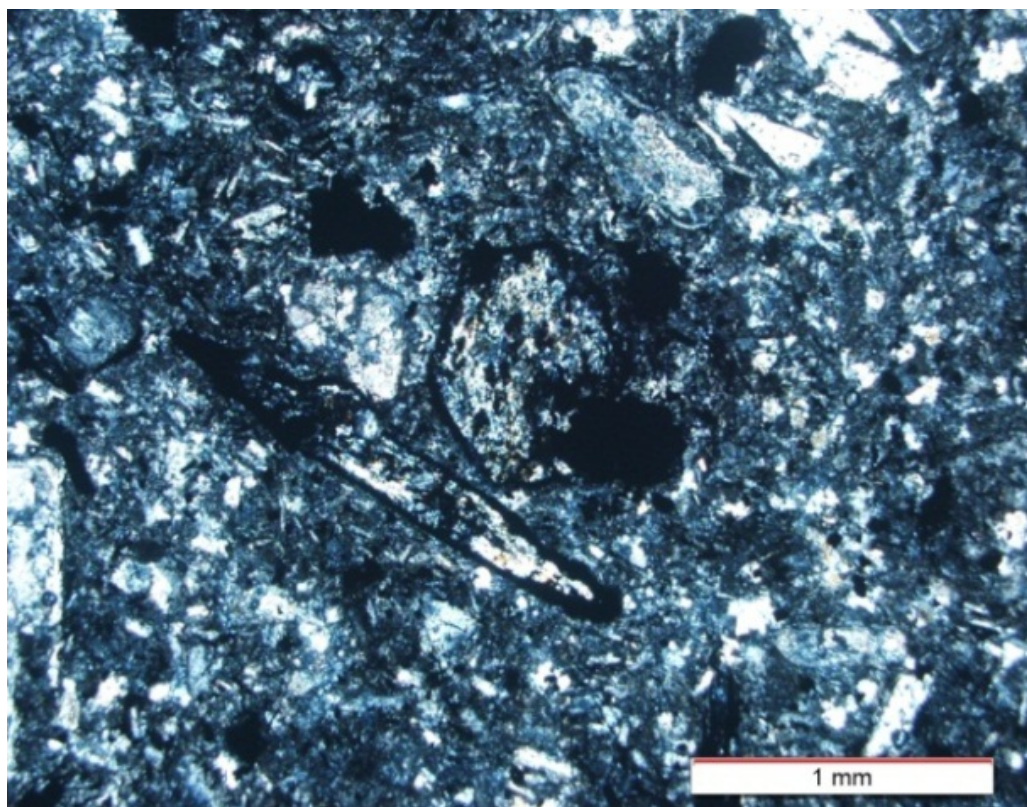
در ترکیب شیمیایی ماگما در حین رشد بلور می‌باشد. پلاژیوکلازها دارای اندازه‌ای از ریز تا درشت هستند و گاهاً به سرسیت تجزیه شده‌اند. مهم‌ترین کانی فرومنیزین در این سنگ آمفیبول است که در برخی مقاطع دارای حاشیه سوخته می‌باشد. به این پدیده معمولاً اوپاسیتی شدن می‌گویند (شکل ۲-۱۵). بعضی پژوهشگران عقیده دارند که واکنش‌های اپاسیتی شدن می‌تواند به علت اکسیداسیون هورنبلند در طی فوران ماگما و افزایش فوگاسیته اکسیژن باشد (شریف‌پور و همکاران، ۱۳۹۲).



شکل ۲-۱۴- نمایی از سنگ تراکی آندزیت- آندزیت ائوسن در منطقه حاجی آباد.

- سنگ‌های آذرآواری

نهشته‌های پیروکلاستیک (آذرآواری) در واقع همان تجمع پیروکلاست‌ها هستند و می‌توانند سخت یا سست باشند. از نظر حجمی بیش از ۷۵٪ یک نهشته پیروکلاستی باید از نوع پیروکلاست باشد تا جزء این دسته به حساب بیاید. بقیه مواد نهشته‌ها هم بیشتر منشاء اپی کلاستیک، جاندارای یا رسوب شیمیایی دارند.



شکل ۲-۱۵- تصویری از پدیده اپاسیتی شدن در آمفیبول در سنگ تراکی آندزیت- آندزیت (نور XPL).

در دوره ائوسن یک حوضه کششی درون قاره‌ای کم عمق در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی یا جنوب پهنه البرز بوجود آمده است (شهری، ۱۳۹۰). در منطقه شمال-شمال شرق سمنان، سنگ‌های دارای طیف سنی ائوسن یافت می‌شوند. سنگ‌های بازالتی- آندزیتی با محصولات آذرآواری‌شان به صورت آگلومرا، توف کریستالی و توف شیشه‌ای مشاهده می‌شود.

توف^۱

سنگ پیروکلاستیکی‌ای است که میانگین اندازه پیروکلاستی‌های آن کمتر از ۲ میلیمتر است (Le Maitre et al., 1989). سنگ‌های آذرآواری با بیش از ۷۵٪ خاکستر را توف می‌نامند. توف‌ها بر اساس حضور شیشه، بلور و خرده‌سنگ به انواع شیشه‌ای، بلور و لیتیک تقسیم می‌شوند (Schmid,)

^۱ Tuff

1981). در مقاطع میکروسکوپی توف شیشه‌ای (ویتریک توف) و توف بلورینی (کریستال توف) قابل مشاهده می‌باشد. توف‌ها عمدتاً بدون فسیل بوده و علی‌رغم ضخامت زیاد خود در مدت نسبتاً کوتاه زمین‌شناسی که اصولاً اوایل و اواسط ائوسن میانی است رسوبگذاری نموده‌اند (اشکال ۲-۱۶ تا ۲-۲۰).



شکل ۲-۱۶- تصویری از توف در حال بهره‌برداری شرق منطقه نوکه.

آگلومرا^۱

نهشته پیروکلستیکی‌ای است که میانگین اندازه پیروکلاست‌های آن از ۶۴ میلیمتر تجاوز می‌کند و پیروکلاست‌های گردشده^۲ آن نسبت به سایر پیروکلاست‌ها بیشتر هستند (Le Maitre, 1989). آگلومرا در بخش نارکان به طور گسترده حضور دارند (اشکال ۲-۲۱ و ۲-۲۲). به طوری که در حال بهره‌برداری می‌باشند.

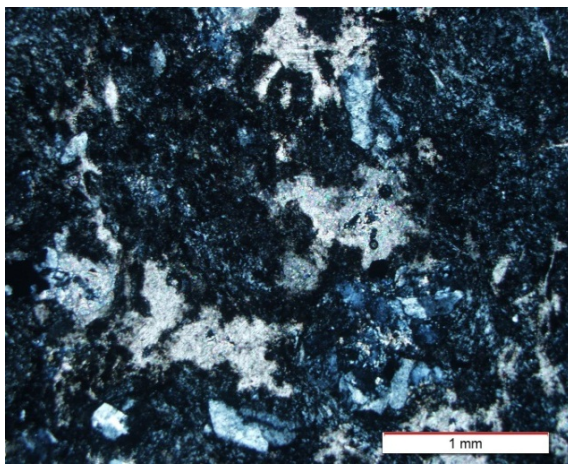
¹ Agglomerate
² rounded



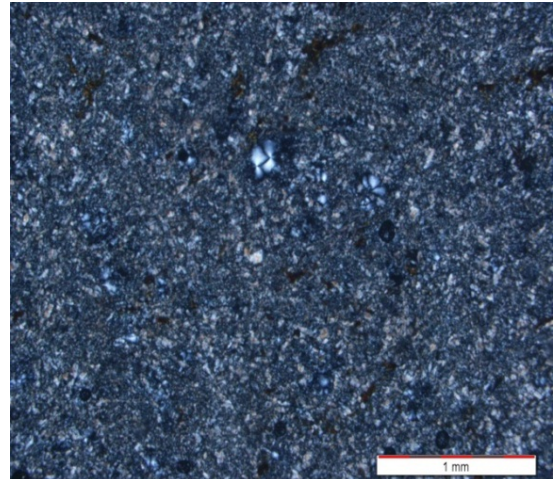
شکل ۲-۱۷- تصویری از توف در حال بهره‌برداری در منطقه نوکلاته.



شکل ۲-۱۸- تصویری از توف در منطقه نوکلاته.



شکل ۲-۲۰- توف شیشه‌ای (نور XPL).



شکل ۲-۱۹- توف بلوری (نور XPL).

سنگهای آذرین درونی و بیرونی منطقه شمال سمنان که بخشی از نوار ماگمایی شمال ایران مرکزی می‌باشد در یک محیط کششی درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام). فعالیت‌های کششی مربوطه از ائوسن‌زیرین یا میانی شروع شده و به تشکیل حوضه‌های آتشفشانی-رسوبی کم عمق تا تقریباً عمیق منجر شده‌اند. ادامه این فعالیت‌های کششی و همزمانی آنها با رسوبگذاری باعث شده است که توالی ضخیمی از سنگهای آتشفشانی، آتشفشانی رسوبی و آتشفشانی تخریبی در زمان ائوسن میانی در این حوضه‌ها تجمع پیدا کند. البته رخساره‌های آتشفشانی متأثر از حضور یا عدم حضور آب، عمق آب، ترکیب مذابهای فوران یافته و حجم آنها بسیار متنوع است و از حالت آگلومرای، آذرآواری تا لایه‌های گدازه متغیر است. حضور میان لایه‌های آهکی فسیل دار (به ویژه نومولیت و دیسکوسیکلین) معرف وجود حوضه‌های دریایی در این زمان می‌باشند. سپس در اواخر ائوسن و در طی فعال شدن مجدد رژیم‌های تکتونیکی کششی ماگماهای بازیک و ماگماهای فلسیک - حدواسط ناشی از اختلاط مذابهای حاصل از ذوب سنگهای پوسته قاره‌ای و مذابهای گوشته‌ای، به ترازهای بالاتر پوسته راه یافته و در بین مجموعه سنگهای آذرین آتشفشانی ائوسن میانی جایگزین شده‌اند (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام).

در منطقه شمال - شمال شرق سمنان و در محدوده نارکان، سنگهای دارای طیف سنی ائوسن به

صورت سنگهای آتشفشانی، آتشفشانی- تخریبی، آتشفشانی- رسوبی و رسوبی (رسوبی- تخریبی) یافت می‌شوند. سنگهای آتشفشانی که به صورت گدازه‌های ضخیم‌لایه یا گدازه‌های بین‌لایه‌ای رخنمون دارند، غالباً دارای ترکیب بازالتی، آندزیتی و آن‌دزیتی می‌باشد. در ابتدای جاده نوکه (سمت غرب - جنوب جاده معدن آهن و در امتداد جاده گاز به سمت شرق) گدازه‌های دارای ترکیبات ذکر شده رخنمون دارد. در برخی نقاط ضخامت گدازه‌ها به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد ولی از آنجائی که اغلب این گدازه‌ها در یک محیط رسوبی کم عمق تا نیمه‌عمیق جایگزین شده‌اند سنگهای بازالتی - آندزیتی با محصولات آذرآواری‌شان که ناشی از برخورد گدازه با آب و انفجار و تخریب آن می‌باشد همراه هستند. سنگهای آذرآواری به صورت نهشته‌های آگلومرایی پیریت، لیتیک توفی، کریستال لیتیک توفی و ... مشاهده می‌شود. معمولاً در سطح گدازه‌ها آثار سردشدگی شدید و ایجاد حالت شیشه‌ای مشاهده می‌شود. در برخی نقاط نیز، گدازه‌های بازالتی دارای حجم قابل توجهی گاز بوده‌اند که خروج آنها به تشکیل حفرات زیادی در گدازه‌ها منجر شده است، اندازه حفرات از کمتر از ۱ میلی‌متر تا حدود ۳۰ سانتیمتر متغیر است. حفرات مذکور توسط کوارتز، کلسیت، کلریت و زئولیت پر شده‌اند. در برخی از این حفرات اندازه بلورهای کوارتز به ۲ سانتیمتر هم رسیده است و ساخت ژئودی زیبایی به وجود آورده است. در بخش‌هایی که سنگها دارای حفرات زیادتری هستند، میزان تخریب‌شدگی و فرسایش بازالتها و آندزیتی- بازالتها بیشتر است. در نتیجه این سنگها دارای مورفولوژی هموارتر و رنگ متمایل به سبز- خاکستری می‌باشند. این امر به علت حضور گسترده کلریت و به مقدار کمتر اپیدوت می‌باشد (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام).

- سنگ های آذرین درونی ائوسن

ترزیق توده‌های نفوذی منطقه شمال- شمال شرق سمنان به درون سنگهای رسوبی کرتاسه و سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی- فوقانی در زمان ائوسن فوقانی یا بعد از آن و قبل از رسوب گذاری سازند قم (الیگو- میوسن) صورت گرفته است (شاه حسینی، ۱۳۸۶). توده‌های نفوذی

موجود در منطقه مورد مطالعه، گسترش کمتری نسبت به واحدهای آتشفشانی دارند و دارای ترکیب گابرو، مونزوگابرو، مونزو دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت می‌باشند. گابرو و گابرو دیوریت‌ها به صورت توده‌های کوچک در اطراف مناطق ابراهیم آباد، رحیم آباد، تلوستان و نوکلته وجود دارند (به شکل ۳-۳ رجوع شود). در حالی که توده‌های نفوذی گرانودیوریت و گرانیت در منطقه نوکه واقع اند. این توده‌های فلسیک به دلیل نفوذ در توفه‌های آهکی ائوسن سبب دگرگونی همبری و تشکیل اسکارن شده‌اند. در زون اسکارن، کانی زایی آهن و مجموعه کلینوپیروکسن- گارنت- مگنتیت و اسکاپولیت تشکیل شده است. همچنین نفوذ آن‌ها به درون سنگ‌های میزبان سبب دگرسانی گرمایی از نوع آرژیلیتی شده است (شاه حسینی، ۱۳۸۶؛ شکل ۲- ۴۸).



شکل ۲- ۲۱- تصویری از آگلومرا در منطقه نارکان.

- گابروها

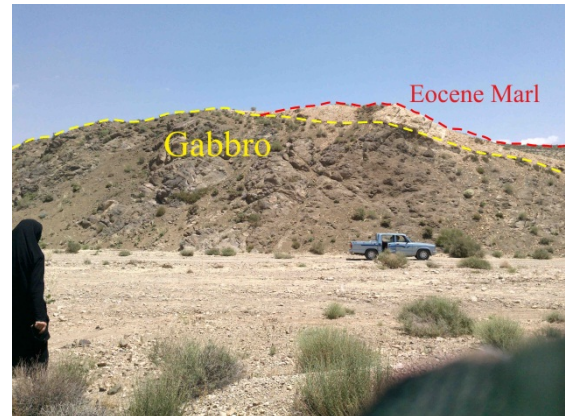
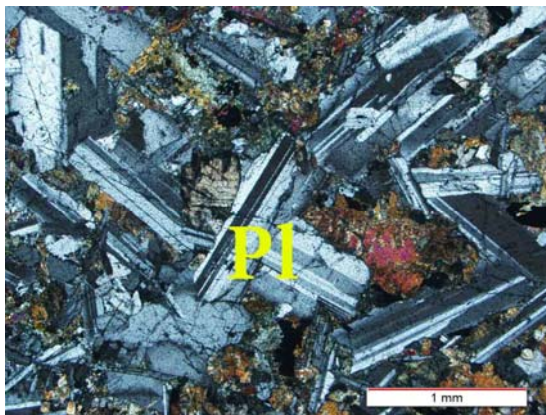
براساس مطالعات میکروسکوپی، نمونه‌های گابرویی منطقه مورد مطالعه شامل میکروگابرو، گابرو



شکل ۲-۲۲- تصویری از آگلومرا در منطقه نارکان.

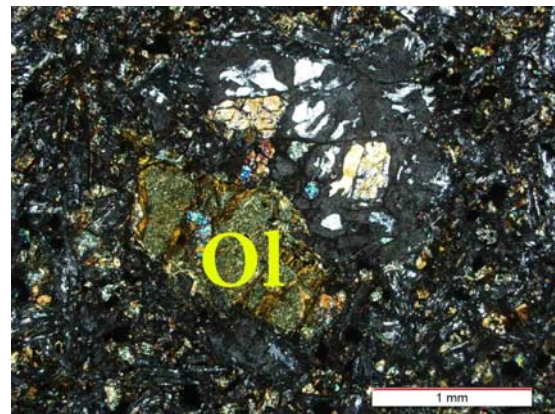
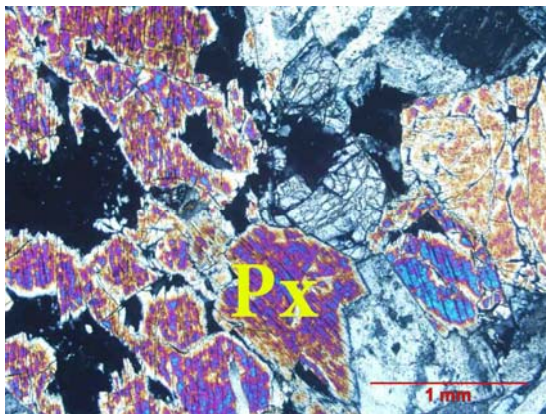
پگماتیستی، مونزوگابرو (مونزو دیوریت) و الیوین گابرو می‌باشند (شکل ۲-۲۳). میکروگابروها مربوط به حاشیه انجماد سریع توده هستند. دگرسانی ناشی از تأثیر محلول‌های گرمابی به وضوح در این نمونه‌ها دیده می‌شود. این سنگ‌ها دارای بافت‌های گرانولار، اینترگرانولار، افتیک، ساب افتیک و پورفیری می‌باشند (شکل ۲-۲۴). کانی‌های اصلی شامل سنگ پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و در مواردی الیوین است (اشکال ۲-۲۵ و ۲-۲۶). در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز گاهاً به کلسیت، سرسیت و کلریت تجزیه شده است و کلینوپیروکسن نیز در بعضی از مقاطع به کلریت تجزیه شده است. در گابروهای پگماتیستی، بلورهای پلاژیوکلاز بسیار دانه درشت می‌باشند. کانی‌های فرعی سنگ، آپاتیت و اپک هستند. آپاتیت به صورت کانی سوزنی در سنگ وجود دارد که در داخل پلاژیوکلاز به صورت ادخال دیده می‌شود (اشکال ۲-۲۷ و ۲-۲۸). در بافت افتیک، بلورهای کوچک پلاژیوکلاز که به صورت تصادفی و جهت‌دار قرار دارند توسط بلورهای بزرگتر پیروکسن محصور می‌شوند (Best,

2003). در موارد دیگر به دلیل کوچکتر بودن بلور کلینوپیروکسن، بلور پلاژیوکلاز تا بیرون ادامه داشته و در نتیجه بافت ساب افکتیک بوجود آمده است. بافت اینترگرانولار موجود در سنگ‌های گابرویی منطقه در نتیجه پرشدن فواصل و فضاهای موجود بین بلورهای پلاژیوکلاز به وسیله کانی‌های تیره نظیر کلینوپیروکسن یا الیوین حاصل گردیده است.



شکل ۲-۲۴- تصویری از بافت اینترگرانولار در کانی پلاژیوکلاز در سنگ گابرویی (نور XPL ؛ Pl: پلاژیوکلاز). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

شکل ۲-۲۳- تصویری از گابرو در منطقه نوکلاته



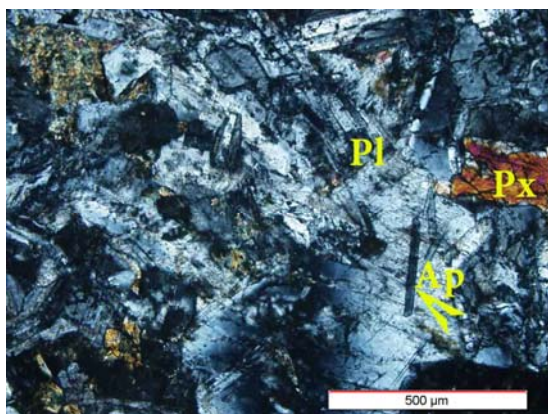
شکل ۲-۲۶- تصویری از کانی کلینوپیروکسن در گابرو (نور XPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

شکل ۲-۲۵- نمایی از الیوین تجزیه شده به سرپانتین در حاشیه یک سنگ الیوین گابرویی (نور XPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

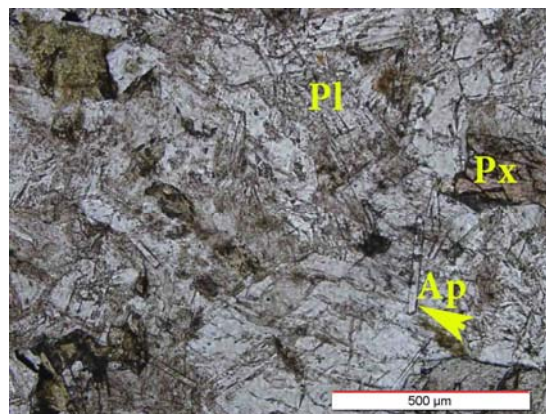
- گرانیت‌ها

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌های منطقه شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و پیروکسن می‌-

باشد (شکل ۲-۲۹). پلاژیوکلاز دارای ماکل تکراری و دوتایی است و در اثر تجزیه گاهاً به سرسیت تبدیل شده‌اند. ارتوز به کانی‌های رسی و کائولینیت تجزیه شده است. بیوتیت، آپاتیت و اپک به عنوان کانی‌های فرعی سنگ محسوب می‌شوند. پیروکسن به اکتینولیت تجزیه شده است و همچنین به بیوتیت و آمفیبول تبدیل شده است. بافت غالب در این سنگ گرانولار (دانه‌ای) می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز گاهی دارای ادخال‌هایی از کلینوپیروکسن می‌باشند که نشان‌دهنده تقدم تبلور کلینوپیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز می‌باشد. کوارتز، فضای خالی بین سایر کانی‌ها را پر کرده و به صورت بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود.



شکل ۲-۲۸- تصویر میکروسکوپی از ادخال آپاتیت در بلور پلاژیوکلاز در گابروها (در نور XPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

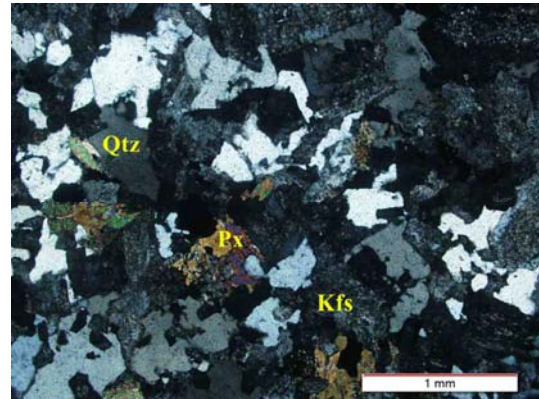
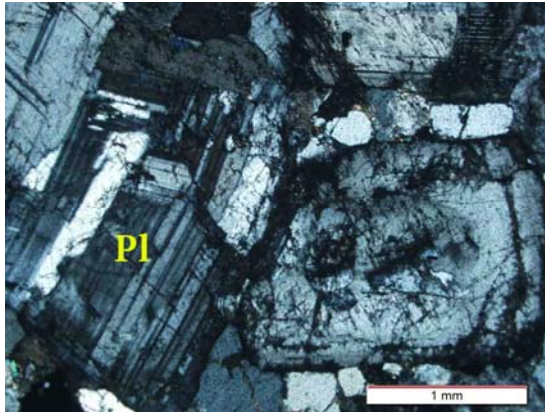


شکل ۲-۲۷- تصویر میکروسکوپی از ادخال آپاتیت در بلور پلاژیوکلاز در گابروها (نور PPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

- گرانودیوریت

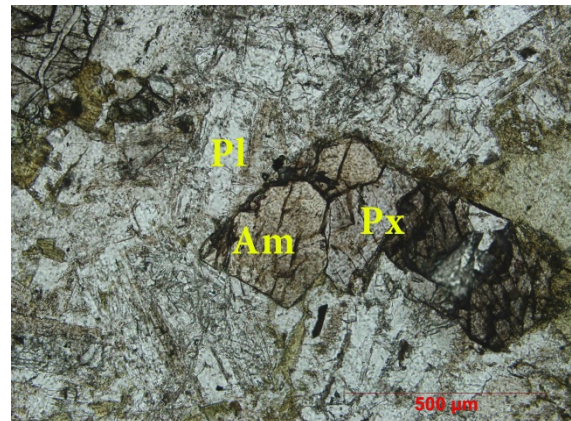
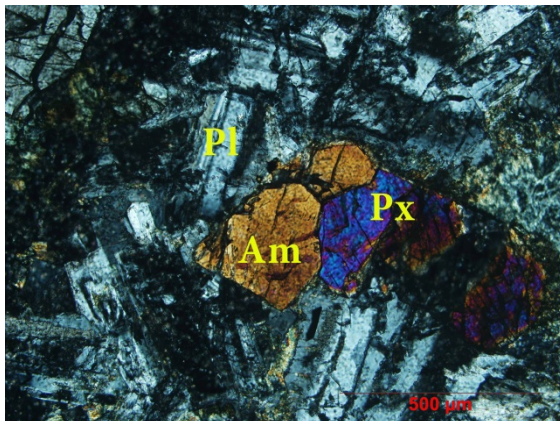
کانی‌های اصلی گرانودیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیک (ارتوکلاز) می‌باشد. سنگ‌های گرانودیوریتی دارای مقدار کمتری ارتوکلاز و مقدار بیشتری پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۲-۳۰). برخی از پلاژیوکلازها به سرسیت تجزیه شده‌اند. فلدسپار پتاسیک گاهی به کانی‌های رسی تجزیه شده است. کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده شامل کلینوپیروکسن، بیوتیت، اپک و آپاتیت می‌باشند. همچنین کانی‌های ثانویه حاصل از دگرسانی شامل کائولینیت، سرسیت و اکتینولیت می‌باشند.

باشند. در مقاطع میکروسکوپی، بافت غالب سنگ گرانولار و پورفیروئید است. علاوه بر آن تبدیل پیروکسن به بیوتیت در مقاطع میکروسکوپی دیده شده است (اشکال ۲-۳۰ تا ۲-۳۶).



شکل ۲-۳۰- درشت بلورهای پلاژیوکلاز در گرانودیوریت (نور XPL). علائم از کرتز (Kertzt, 1983) اقتباس شده‌اند.

شکل ۲-۲۹- تصویری از کانی‌های اصلی کوارتز و پتاسیم فلدسپار در گرانیت (نور XPL). علائم از کرتز (Kertzt, 1983) اقتباس شده‌اند.

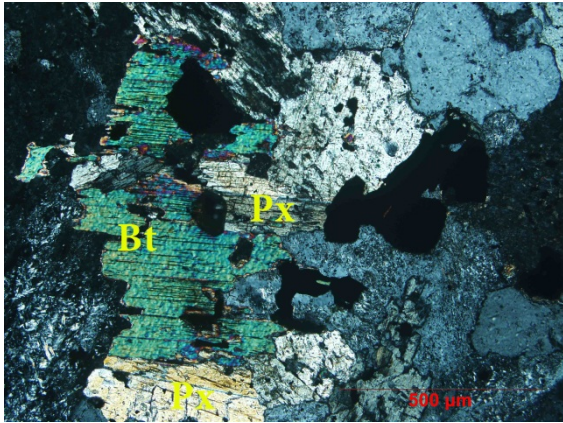


شکل ۲-۳۲- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در گرانودیوریت (نور XPL). علائم از کرتز (Kertzt, 1983) اقتباس شده‌اند.

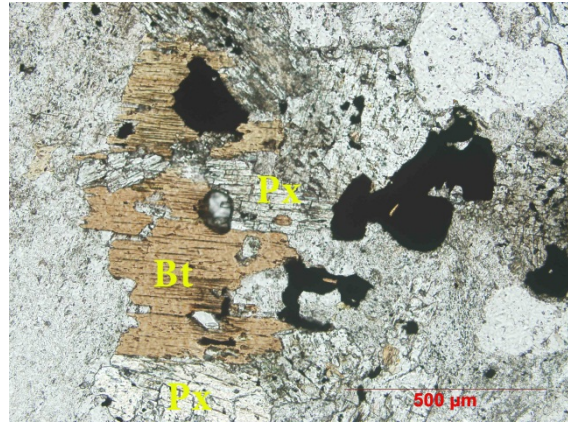
شکل ۲-۳۱- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در گرانودیوریت (نور PPL). علائم از کرتز (Kertzt, 1983) اقتباس شده‌اند.

۲-۲-ج- الیگوسن - میوسن

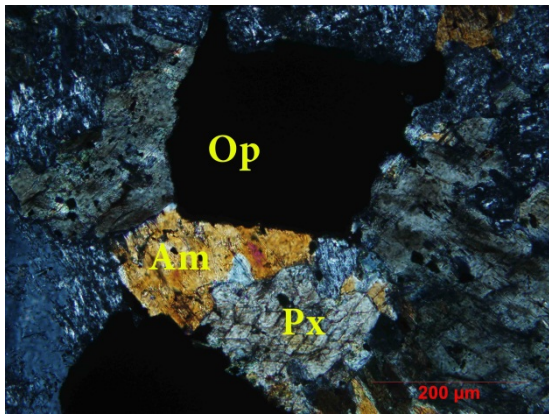
این واحد از رسوبات کنگلومرای، ماسه‌سنگی و سیلتستونی قرمز رنگ تشکیل شده است، با این وجود کنگلومرا سازنده غالب آن می‌باشد. این کنگلومرا از نوع چندزادی است و دارای جورشدگی



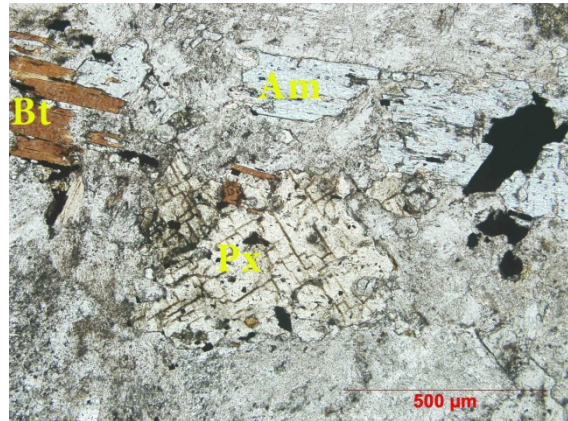
شکل ۲-۳۴- تبدیل پیروکسن به بیوتیت در
گرانودیوریت (نور XPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983)
اقتباس شده‌اند



شکل ۲-۳۳- تبدیل پیروکسن به بیوتیت در گرانودیوریت
(نور PPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند



شکل ۲-۳۶- تبدیل پیروکسن به آمفیبول در
گرانودیوریت (نور XPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983)
اقتباس شده‌اند.



شکل ۲-۳۵- تبدیل پیروکسن به بیوتیت و آمفیبول در
گرانودیوریت (نور PPL). علائم از کرتز (Kertz, 1983)
اقتباس شده‌اند.

ضعیف و گردشگری بد می‌باشد. قطعات سازنده این کنگلومرا غالباً توف‌های سبز، قطعات تخریبی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی، قطعات آهکی و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ کرتاسه و قطعات سنگی عمدتاً آهکی نشأت گرفته از سازندهای قدیمی‌تر نظیر لار و دلیچای می‌باشند. رنگ کلی این سنگ‌ها به علت داشتن خمیره رسی یا سیلتی صورتی- ارغوانی، صورتی- ارغوانی تا قرمز است که بیانگر نشأت گرفتن اجزاء سازنده آنها از یک محیط قاره‌ای می‌باشد. این واحد به صورت ناپیوسندگی هم‌شیب و در برخی نقاط نیز به صورت دگرشیب بر روی رسوبات مارنی، مارنی گچ‌دار و

گچ‌های ائوسن- الیگوسن قرار گرفته است و توسط سنگ‌های رسوبی سازند قم به سن آکی تانین- بوردیگالین پوشیده می‌شود. لذا سن این واحد الیگوسن پایانی- میوسن می‌باشد.

سازند قم

این سازند دارای ساختار تاقدیسی- ناودیس است. سازند قم تناوبی از آهک، آهک مارنی، مارن، مارن آهکی، گچ و مارن‌های گچ‌دار را شامل می‌شود (شکل ۲- ۳۷). در برخی از لایه‌های آهکی و آهکی مارنی، مقادیر زیادی ماکروفسیل و میکروفسیل یافت می‌شود. با توجه به فسیل‌های سازند قم، سن این سازند شاتین تا بوردیگالین می‌باشد که معادل الیگومیوسن اواخر الیگوسن- اوایل میوسن می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه سازند قم از قاعده به صورت ناپیوسته بر روی ماسه سنگ‌های سازند قرمز زیرین قرار می‌گیرد و در مرز بالایی بتدریج به یک واحد ماسه‌سنگی- کنگلومرای ختم می‌شود. واحد ماسه‌سنگی- کنگلومرای معادل سازند قرمز فوقانی، سازند قم را می‌پوشاند. 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 جبّاری ضخامت این واحد ۳۰ تا ۵۰ متر می‌رسد و به سمت غرب بتدریج محو می‌شود (شهری، ۱۳۹۰). گسترش زیاد و وجود ذخایر هیدروکربنی در ردیف‌های الیگو- میوسن ناحیه قم سبب شده تا نام این سازند از این شهر گرفته شود. ولی به دلیل تغییرات رخساره ای زیاد در این سازند تاکنون برش الگویی از آن معرفی نشده است (آقناباتی، ۱۳۸۳). در منطقه مورد مطالعه، الیگوسن پایانی و میوسن با سازنده قم مشخص می‌شود. این سازند بیشتر از آهک‌های سفیدرنگ، آهک‌های مارنی و مارن‌های سبزروشن تا خاکستری تشکیل شده است. مرز زیرین این سازند بر روی واحدهای سازند کرج، گسلی می‌باشد.

سازند قرمز بالایی

این رسوبات با وسعت زیاد در ناحیه مورد مطالعه، از دو واحد متفاوت از یکدیگر به سن میوسن



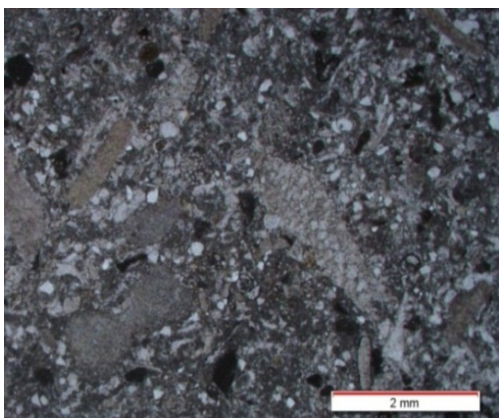
شکل ۲-۳۷ - نمایی از تاق‌دیس و ناودیس در منطقه نوکلاته (تناوبی از آهک، آهک مارنی، ماسه آهکی).

تشکیل شده است. بخشی با ردیف‌های از کنگلومرای قرمز رنگ درست شده است، در صورتی که بخش دیگر را مارن‌های زرد، سبز و اغلب مارن‌های ماسه‌ای قرمز آجری رنگ می‌سازند که گاهی توسط نهشته‌های آبرفتی پوشیده شده‌اند. در بخش‌های جنوبی منطقه مورد مطالعه، در نزدیکی روستای ابراهیم آباد، رخنمون وسیعی از این سازند قابل مشاهده است. در بخش‌های شمالی منطقه به سمت شمال-شمال باختری بر تعداد میان لایه‌های ماسه سنگی و کنگلومرای افزوده شده، به طور که به تدریج به واحدهای کنگلومرای ضخیم لایه با میان لایه‌های ماسه سنگی و شیلی تبدیل می‌شود (خراسانی، ۱۳۹۳).

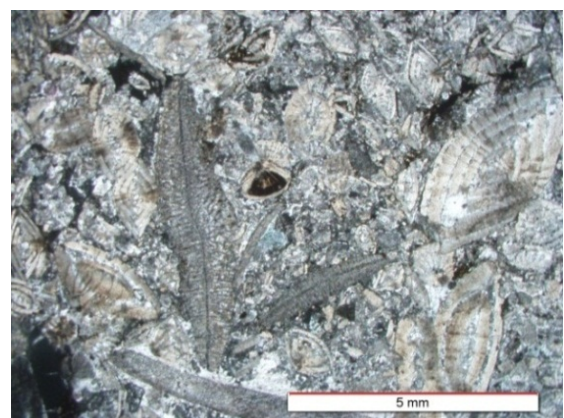
واحدهای رسوبی الیگوسن - میوسن

پیکره‌های سنگی الیگوسن - میوسن را می‌تواند معادل سازند قم که از تناوبی از آهک، آهک مارنی، مارن، مارن آهکی، گچ و ماسه سنگ تشکیل شده است. رسوبات ماسه سنگی پر از قطعات فسیل -

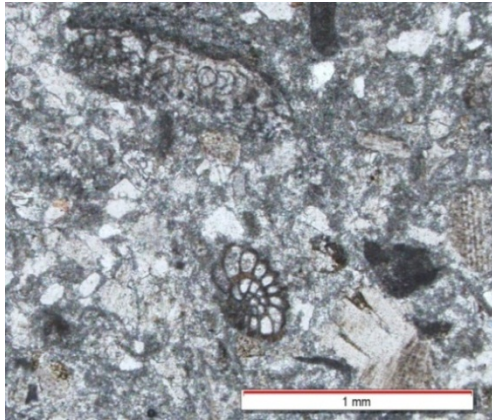
های که شامل میلیولید، میوژیپسینا، جلبک قرمز، تسولاریا و دوکفه‌ای هستند، احتمالاً در یک محیط کم عمق و ساحلی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آهکی فسیل‌دار، دارای فسیل‌های جلبک قرمز (کورالیناسا) و میلیولید می‌باشد که به نظر می‌رسد در یک محیط کم عمق و لاگون ته نشست شده-اند (اشکال ۲-۳۸، الی ۲-۴۳). این رسوبات بطور گسترده در مسیر جاده سمنان- دامغان بطور دگرشیب بر روی ولکانیک‌های ائوسن قرار گرفته‌اند. در منطقه مورد مطالعه، سازند قم در شرق زرتول دارای یک ساختار ناودیدی است. در شمال معدن سنگ لاشه جباری، سازند قم دارای ساختار تاقدیدی است و به صورت تاقی شکل ظاهر شده است. شیب کلی لایه‌ها در این قسمت حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت شمال- شمال غرب می‌باشد. سازند قم از قاعده به صورت ناپیوسته بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز زیرین قرار می‌گیرد و در مرز بالایی بتدریج به یک واحد ماسه-سنگی- کنگلومرایی معادل سازند قرمز فوقانی ختم می‌شود. به علت این که مجموعه سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای و لار بر روی سازند قم رانده شده‌اند، لذا در بسیاری نقاط سازند قرمز فوقانی حذف شده است و یا ضخامت بسیار کمی از آن دیده می‌شود. در شمال معدن سنگ لاشه جباری ضخامت این واحد به ۳۰ تا ۵۰ متر می‌رسد و به سمت غرب بتدریج محو می‌شود.



شکل ۲-۳۹- تصویر میکروسکوپی از فسیل میوژیپسینا در سنگ آهک الیگوسن- میوسن (سندی بیوکلاست گرینستون؛ در نور PPL) معادل سازند قم است.



شکل ۲-۳۸- تصویر میکروسکوپی از نومولیت- دیسکوسیکلینا- آسیلینا در سنگ آهک الیگوسن- میوسن در نور PPL.



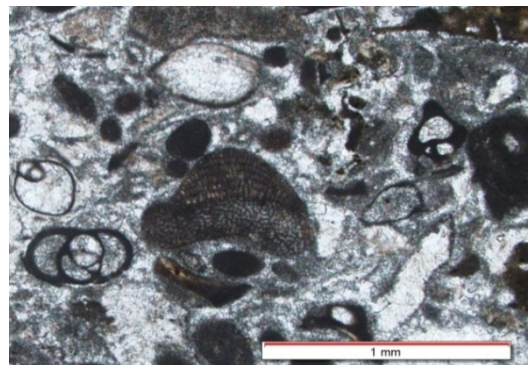
شکل ۲-۴۱- تصویر میکروسکوپی از فسیل میلیولید در سنگ آهک الیگوسن- میوسن (سندی بیوکلاست گرینستون) معادل سازند قم در PPL.



شکل ۲-۴۰- تصویر میکروسکوپی از فسیل جلبک قرمز در سنگ آهک الیگوسن- میوسن (سندی بیوکلاست گرینستون) معادل سازند قم در PPL.



شکل ۲-۴۳- تصویر میکروسکوپی از فسیل تسولاریا (دوکفه‌ای) در سنگ آهک الیگوسن- میوسن (سندی بیوکلاست گرینستون) معادل سازند قم- PPL.



شکل ۲-۴۲- تصویر میکروسکوپی از فسیل میلیولید و کورالیناسا (جلبک قرمز) در سنگ آهک الیگوسن- میوسن (پکستون) در نور PPL.

۲-۲-۵- پلیوسن

سازند هزاردره

نهمشته‌های این زمان تحت عنوان سازند هزاردره در بخش‌های خاوری با روند تقریبی شمالی- جنوبی و در بخش‌های شمالی با روند خاوری- باختری قابل مشاهده است. این سازند از لحاظ سنگ‌شناسی، غالباً از کنگلومرا تشکیل شده که گاهی تپه‌های نسبتاً بلندی را به وجود آورده‌اند و سطح تماس آن با سازند قرمز بالایی ناپیوسته بوده و خود با سطح تماس ناپیوسته توسط رسوبات جوان کواترنری

پوشیده می‌شود.

واحدهای رسوبی پلیوسن

تراس‌های آبرفتی منطقه از کنگلومرای پلیوسن تشکیل شده است. این کنگلومرا دارای قطعات دانه ریز تا دانه درشت می‌باشد و بیشتر از قطعات گابرو، دیوریت، آهک و قطعات سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تشکیل یافته است. آثار لایه‌بندی متقاطع و کانالی در آن به چشم می‌خورد. این کنگلومرا بصورت دگرشیب بر روی ولکانیک‌های ائوسن قرار گرفته است.

۲-۲-۲-۵- نهشته‌های کواترنری

جوان‌ترین رسوبات موجود در منطقه مورد مطالعه، نهشته‌های کواترنری می‌باشند که به صورت رسوبات سخت نشده و یا با فشردگی اندک بوده و بخشی از ناحیه مورد بررسی را بخصوص در بخش‌های میانی می‌پوشانند. پادگانه‌های آبرفتی کنگلومرای نسبتاً مسطح، بلندتر و قدیمی‌تر از بقیه رسوبات آبرفتی این مقطع زمانی، در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون دارند. همچنین بادبزن‌های آبرفتی قدیمی‌تر در اکثر بخش‌های میانی منطقه که با عنوان Q^{t1} مشخص می‌باشند. قسمتی از سازند هزار دره را می‌پوشانند.

آبرفت‌های رودخانه‌ای

آبرفت‌های رودخانه‌ای (Q^{t1})، جدیدترین رسوبات آبرفتی منطقه است. این واحد شامل نهشته‌های رودخانه‌ای و رسوبات آبراهه‌ها می‌باشد که مجموعه‌ای از قلوه‌سنگ‌های ریز و درشت به هم ناپیوسته را شامل می‌شود (خراسانی، ۱۳۹۳).

۲-۳- دگرسانی‌ها

فلدسپارها، میکاها، آمفیبول‌ها و پیروکسن‌ها از کانی‌های سنگ‌های آذرین هستند که مقاومت کم-تری در مقابل دگرسانی دارند. حضور توده نفوذی گابرویی و گرانیتی در میان سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات مارنی، آهکی، ماسه سنگی و کنگلومرای نشان‌دهنده آن است که احتمال کانی‌زایی‌های گرمابی و وجود دگرسانی گرمابی در منطقه گردنه آهوان وجود دارد. این دگرسانی‌ها بیشتر در

شمال، مرکز و غرب منطقه مورد مطالعه گسترش دارند و در اطراف معادن آهن، باریت و کائولن و توف دیده می‌شوند. دگرسانی منطقه بیشتر از نوع آرژیلیتی می‌باشد. در این نوع دگرسانی بیشتر پلاژیوکلازها و به مقدار کمتر فلدسپاتهای پتاسیم دگرسان می‌شوند (کریم‌پور و همکاران، ۱۳۸۴). هیدرولیز شدید سیلیکاتهای آلومینیم‌دار (محیط اسیدی) موجب تشکیل کانیه‌های رسی از جمله کائولینیت می‌شود. کانیه‌های ایجاد شده در زون آرژیلیتی پیشرفته به شدت هیدرولیز، دمای محلول و ترکیب کانی‌شناسی سنگ اولیه بستگی دارد (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۹). دگرسانی آرژیلیتی شاخص-ترین نوع دگرسانی در منطقه می‌باشد. از نظر کانی‌زایی گرمابی در منطقه مورد مطالعه از اهمیت بالایی برخوردار است (شکل ۲-۴۴).



شکل ۲-۴۴- نمایی از دگرسانی آرژیلیتی در منطقه نارکان.

۲-۴- زمین‌شناسی ساختمانی

با توجه به اینکه منطقه مورد بررسی در مرز زون‌های زمین‌ساختی البرز و ایران مرکزی واقع شده است، در نتیجه فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه شدید می‌باشد. چین‌خوردگی، راندگی و ایجاد

گسل‌های معکوس با شیب زیاد از پدیده‌های ساختاری مهم منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در این منطقه واحدهای رسوبی، از قدیم به جدید وجود دارند ولی این واحدهای رسوبی منظم نبوده و پدیده‌های زمین ساختی باعث برهم زدن یا حذف برخی از واحدهای رسوبی شده‌اند. در برخی قسمت‌ها راندگی واحدهای قدیمتر بر روی واحدهای جوانتر صورت گرفته است. به عنوان مثال راندگی ماسه‌سنگ‌ها و آهک‌های کرتاسه بر روی ولکانیک‌های ائوسن را می‌توان اشاره کرد. عملکرد گسل‌ها باعث ایجاد درز و شکافهای متعددی شده است بنابراین حرکت را برای محلول‌های گرمایی حاصل از توده نفوذی آسان نموده و باعث اسکارنی شدن و کانه زایی (پیریت، مگنتیت، باریت و کلسیت و...) شده اند. پدیده‌های مهم ساختاری منطقه توسط گسل‌های طویل سمنان، عطاری و نوکه کنترل شده‌اند (نبوی، ۱۳۶۶).

الف - گسل سمنان

گسل سمنان با روند شمال‌شرق - جنوب غرب و به موازات گسل عطاری، یکی از بزرگترین گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه است. گسل سمنان و عطاری، به عنوان مرز جدا کننده البرز و ایران مرکزی می‌باشند (نبوی، ۱۳۵۵؛ شکل ۲-۴۶). این گسل از شمال کوه‌های نوکه - چندران می‌گذرد و در بیشتر جاها بصورت راندگی عمل کرده است. راندگی به سمت شمال بوده و جدا کننده زون ساختاری البرز از ایران مرکزی می‌باشد. گسل سمنان در فاصله ۱۰ تا ۲۵ کیلومتری شمال گسل عطاری واقع شده است، ولی ممکن است در دشت آهوان - قوشه به یکدیگر متصل شوند (شاه - حسینی، ۱۳۸۶). دنباله این گسل به طرف مشرق تا دامغان قابل شناسایی است ولی بعد از آن چندان مشخص نیست (نبوی، ۱۳۵۵). درباره حرکت افقی آن، اظهار نظر قطعی نشده است، ولی در قسمت‌هایی از گسترش طولی آن به صورت راندگی دیده می‌شود که شیب آن به سمت جنوب است. به عقیده نبوی (۱۳۶۶) درازای این گسل ۲۵ کیلومتر و شیب آن به سمت شمال باختری است. آقانباتی (۱۳۸۳) شیب این گسل را به سمت جنوب خاوری معرفی کرده است که در راستای آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (از سوی شمال باختری) بر روی دشت شمال باختری رسوبات کواترنر

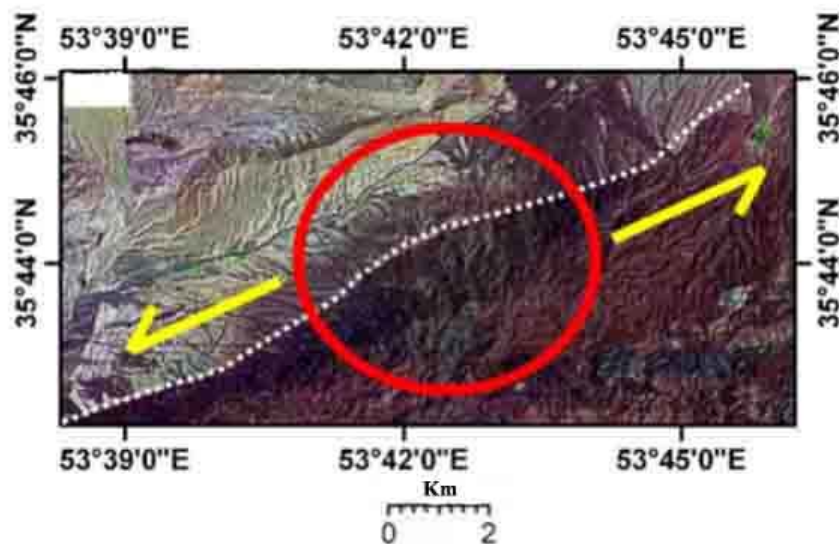
سمنان، در جنوب خاوری رانده شده‌اند. علی‌رغم فعال بودن این گسل، هیچگونه داده لرزه‌خیزی از آن گزارش نشده است (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵). در حد فاصل بین گسل‌های سمنان و عطاری، تعداد زیادی توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانیت رخنمون دارند که به نظر می‌رسد جایگزینی آنها مرتبط با زون‌های کششی باشد که در اثر عملکرد گسل‌ها به وجود آمده‌اند. برشی شدن سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی، آتشفشانی، آلكالی فلدسپار گرانیتی که به افزایش شدت اسکارن زایی، متاسوماتیسم و کانه زایی منجر شده است نیز از پیامدهای دیگر عملکرد این گسل‌ها می‌باشد. دگرسانی آرژیلیتی وسیع صورت گرفته در منطقه، از جلوه‌های بارز دیگری از فعالیت‌های ساختاری منطقه است.

ب- گسل عطاری

گسل عطاری روند شمال خاوری- جنوب باختری دارد و با مولفه امتداد لغز چپگرد می‌باشد. به اعتقاد نبوی (۱۳۶۶) این گسل در ناحیه چهارگوش سمنان وجود دارد اما چون از زیر آبرفت‌های دشت سمنان می‌گذرد، لذا نمی‌توان آن را دنبال کرد. در ناحیه جام حضور گسل عطاری بسیار آشکار تر می‌شود و با برونزدهای قدیمی‌تر از ائوسن همبری ندارد. بنابراین جابجایی قائم آن چندان زیاد نیست. در مقابل به اعتقاد بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری در امتداد گسل سمنان قرار داشته، از بخش‌های جنوبی این گسل شروع شده و به سمت شرق گسترش یافته است.

گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان (جنوب جاده تهران- مشهد) آغاز و به سمت خاور تا حوالی روستای قومشه ادامه دارد. از دیدگاه علوی نائینی (۱۹۷۲)، این گسل دارای روندی شمال خاوری- جنوب باختری با شیب به سمت جنوب خاور است که ضمن بریدن پهنه جام- آبخوری، نوعی گسل بنیادی بوده که از زمان کامبرین پسین تا کرتاسه پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سوی خود تاثیر گذاشته است. علوی نائینی گسل عطاری را جدا کننده دو پهنه رسوبی- ساختاری البرز- ایران مرکزی می‌داند (شکل ۲- ۴۵). گسل عطاری با روند شمال شرقی- جنوب غربی، البرز مرکزی و غربی را از البرز شرقی و ایران مرکزی جدا می‌کند. بنابراین منطقه مورد بررسی در بالای گسل

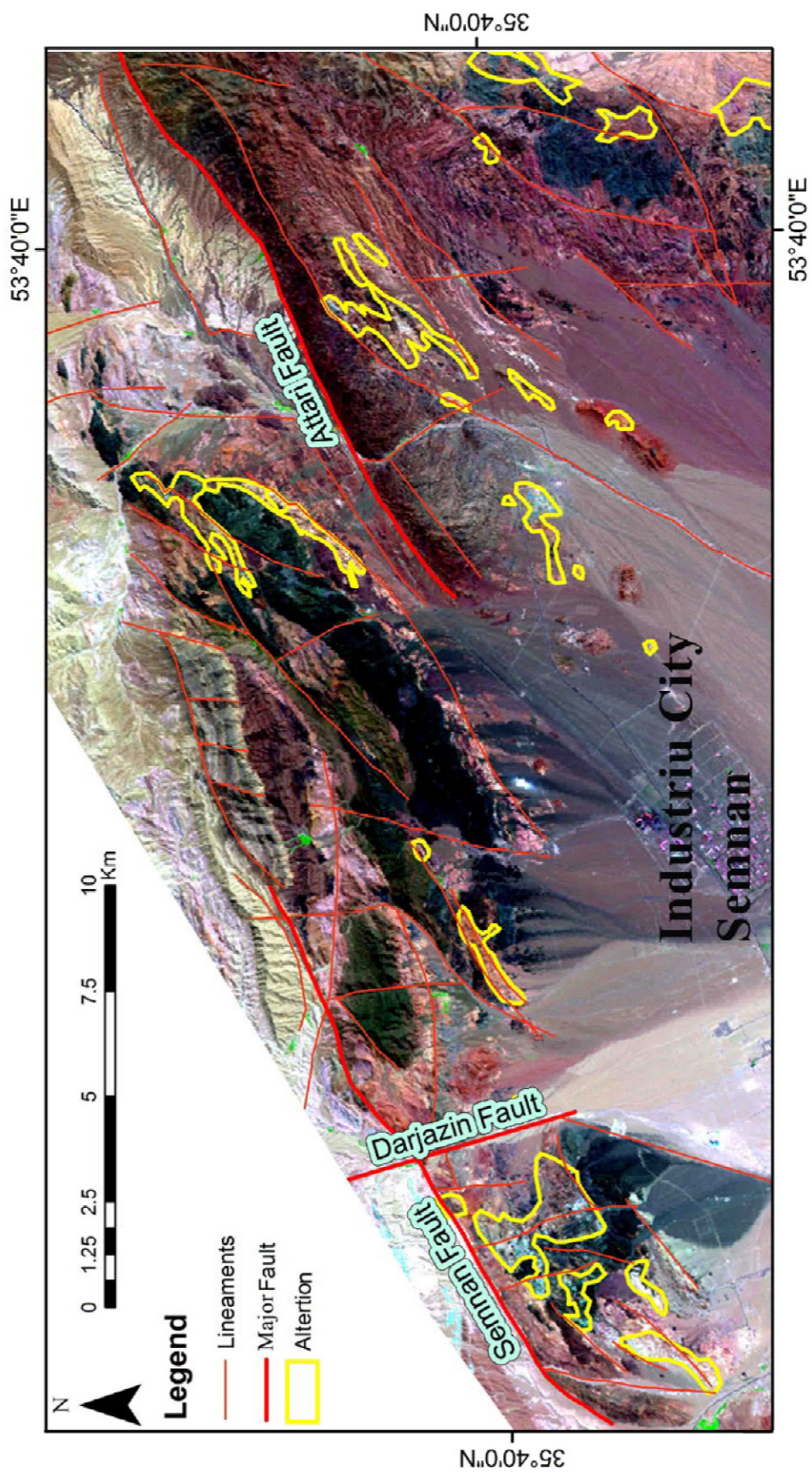
عطاری قرار گرفته و جز البرز مرکزی محسوب می‌شود (صمدی، ۱۳۷۷). پدیده‌های مهم ساختاری و ماگماتیسم منطقه توسط گسل‌های طویل سمنان، عطاری و درجزین کنترل می‌شوند (نبوی، ۱۳۶۶).



شکل ۲-۴۵- نمایی از گسل عطاری و امتداد لغز چپگرد آن.

۲-۵- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه

منطقه شمال سمنان به واسطه فعالیت‌های پلوتونیک و ولکانیک نسبتاً وسیع، از نظر کانه‌زایی تنوع و زیبایی خاصی دارد. اسکارن و کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر دارند. سیالات غنی از آهن که طی فرایند تفریق از توده‌های نفوذی جدا گشته‌اند، به صورت اسکارن و در بعضی موارد به طور پراکنده فضاهای خالی موجود در سطح گسل‌ها را پر کرده‌اند. محیط‌های برشی اهمیت زیادی در تجمع بیشتر مواد معدنی در منطقه داشته است. به طوری که حرکات تکتونیک به علاوه حرکت و صعود ماگما و سیالات ماگمایی، توانسته باعث شکستگی و برشی شدن گردد. ورود سیالات ماگمایی به درون سنگ‌های میزبان آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی به دگرسانی آرژیلیتی گسترده در آنها منجر شده است (شکل ۲-۴۹).



شکل ۲-۴۶- موقعیت مکانی گسل‌های عطاری، سمنان، درجزین و دگرسانی (خطوط زرد رنگ) منطقه گردنه آهوان نشان داده شده است.

موقعیت اندیس‌های آهن، باریت، کائولن و توف در نقشه زمین‌شناسی تهیه شده براساس داده‌های سنجش از دور نشان داده شده است (به شکل ۲-۴۹ رجوع شود). در منطقه مورد مطالعه کانه‌زایی مگنتیت و باریت در حوالی روستاهای نوکه و علی آباد مشاهده می‌شود. مطالعات حاکی از نقش مهم و موثر توده نفوذی (گرانیتوئیدی) در کانه‌زایی منطقه دارد. آهن که به طور عمده مگنتیت می‌باشد در تلویستان، جنوب نوکه و جاده پیغمبران- نوکه به صورت اندیس مشاهده شده است و به صورت معدن در مناطق زردکمر و زرتول مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. باریت در غرب و شمال‌غربی نوکه، جنوب شرق شریعت‌آباد (که به صورت معدن باریت استخراج شده است) یافت می‌شود. معادن دیگر نیز از جمله توف و کائولن (که به صورت معدن توف و کائولن استخراج شده است) در شرق علی آباد (منطقه بهشتی) یافت شده است. همچنین معدن آگلومرها در منطقه نارکان نیز در بازدید صحرایی مشاهده شد که در حال بهره‌برداری می‌باشد (به شکل ۳-۳ رجوع شود).

اسکاپولیت‌زایی

توده گرانیتی که در حاشیه غربی جاده سمنان- پیغمبران (روبروی معدن آهن شمال سمنان) رخنمون دارند. وسعت رخنمون آنها کم است و در حدود یک کیلومتر مربع می‌باشد. این سنگها غالباً از کوارتز و ارتوز و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. کانیهای فرومنیزین به ندرت در آنها یافت می‌شود. بافت گرانولار و گرافیکی زیبایی نشان می‌دهند. آنچه این سنگها را شایان توجه می‌سازد، اسکاپولیت‌زایی گسترده‌ای است که در حاشیه آنها یا به عبارتی در هاله مجاورتی متاسوماتیسمی آنها به وقوع پیوسته است. اندازه بلورهای تیغه‌ای شکل و سبز- خاکستری اسکاپولیت به بیش از ۳ سانتیمتر می‌رسد. این بلورها دارای اگرگات شعاعی هستند (شکل ۲-۴۸). در ضمن مواردی از همراهی اسکاپولیت، گارنت، دیوپسید، کلریت، اپیدوت، مگنتیت و هماتیت نیز در حاشیه توده گرانیتی مشاهده شده است از آنجایی که قطعات تخریبی سنگهای آذرین درونی مورد نظر در کنگلومرای ائوسن فوقانی یافت شده است سن سنگهای مذکور در محدوده سنی ائوسن

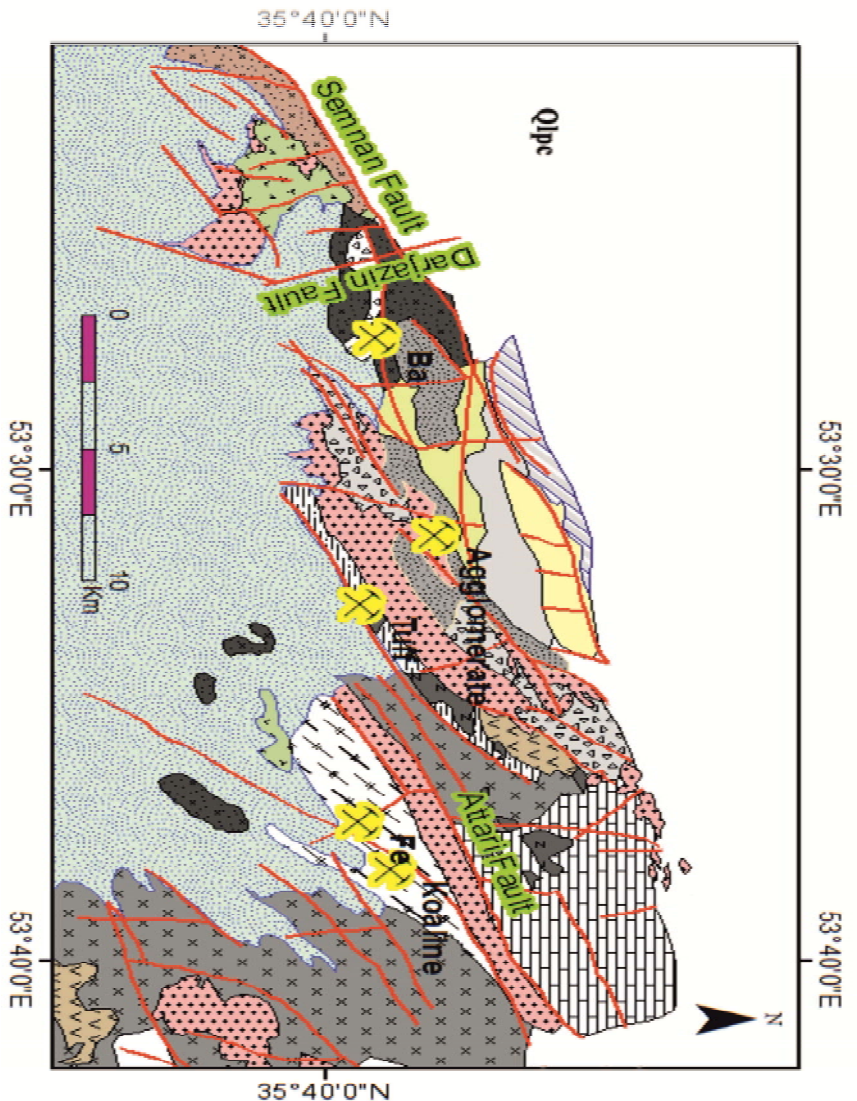
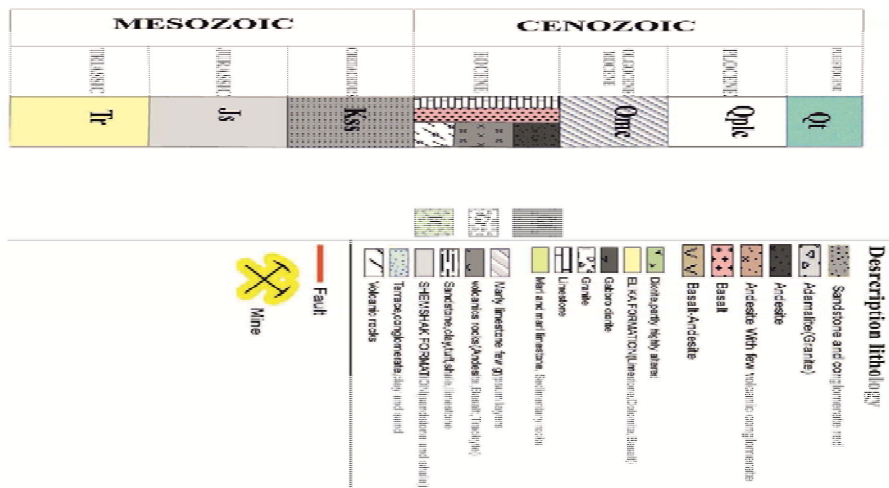
میانی تا فوقانی می‌باشد. اندازه بلورهای اسکاپولیت در مقایسه با اندازه پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آکالی فلدسپار گرانیت بسیار بزرگتر است. تأثیر سیال غنی از کلر و سایر مواد فرار توانسته است به خوبی بلورهای اسکاپولیت بزرگ را به وجود آورد. اسکاپولیت در برخی رگه‌ها به صورت بلورهای رشته‌ای یا سوزنی شکل طویل با رنگ سبز روشن تا کرم مشخص می‌گردد (صادقیان، ۱۳۹۵ در حال انجام).



شکل ۲-۴۷- معادن و کانی‌زایی موجود در منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲-۴۸- اسکا پولیت جنوب شرق معدن آهن زرتول.



شکل ۲-۴۹- تصویر نهایی منطقه مورد مطالعه و تفکیک واحدهای سنگی منطقه، برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای و تهیه شده در محیط GIS.

فصل سوم

اصول سنجش از دور و روش -

شناسی کار

۳-۱- مقدمه

سنجش از دور، علم و هنر به دست آوردن اطلاعات در مورد یک شی، پدیده یا منطقه است که از طریق تجزیه و تحلیل انرژی الکترومغناطیسی حاصل از انعکاس نور خورشید ثبت شده توسط سنجنده^۱ نصب شده بر روی سکوها حاصل می‌شود که در تماس فیزیکی با شیء، منطقه یا پدیده مورد نظر نیستند. فاکتور اندازه‌گیری شده توسط سنجنده، انرژی الکترومغناطیسی منعکس شده یا ساطع شده از سطح زمین می‌باشد. این انرژی مربوط به بخش‌های ویژه از طیف الکترومغناطیسی می‌باشد که معمولاً شامل نور مرئی است، اما ممکن است شامل امواج رادیویی مادون قرمز نیز باشد (Buiten and Clevers, 1993). سنجش از دور، به طور گسترده برای نقشه برداری از ساختارهای زمین‌شناسی، تنوع سنگی و دگرسانی گرمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد (Longford, 2015).

به دلایل ذیل، استفاده از فن آوری سنجش از دور، کاربرد گسترده‌ای در برنامه‌های مختلف زمین‌شناسی در سال‌های اخیر داشته است:

الف- روش‌های تفسیری جدید به پژوهشگران پیشنهاد می‌دهد که در جستجوی استخراج اطلاعات قابل اعتمادی از عکس‌های ماهواره‌ای هستند.

ب- تصاویر ماهواره‌ای جدید با وضوح طیفی و فضایی بهتر، اطلاعات بیشتری را در مورد منطقه مورد بررسی در اختیار کاربر قرار می‌دهند (Yetkin, 2003).

بدیهی است، پیشرفت‌های فوق‌العاده و سریع فناوری سنجش از دور، راهگشای صرفه‌جویی در وقت، کاهش هزینه و انجام مطالعات در مناطق مختلف، بویژه مناطق صعب‌العبور را فراهم آورده است (علوی پناه، ۱۳۸۲). استفاده از تصاویر و اطلاعات ماهواره‌ای در بهنگام‌سازی نقشه‌های زمین‌شناسی، بهبود کیفی نقشه‌ها و تهیه نقشه‌های موضوعی مانند مناطق دگرسانی، واحدهای سنگی، خطواره‌های و الگوی‌های شکستگی بسیار مفید خواهد بود.

سنجش از راه دور، یک تلاش چند وجهی و چند رشته‌ای است، برای به دست آوردن اطلاعات از

¹ Sensors

فواصل دور از اهداف مد نظر و بوسیله سکوه‌های زمینی (سه پایه)، فضایی (ماهواره) و هوایی (هواپیما، بالگرد) در محل سنجنده است (Clark and Lee Rilee, 2010).

داده‌های سنجش از دور، توانایی بالایی برای نشان دادن مناطق دگرسانی مرتبط با کانسارها دارد و در نتیجه، به عنوان عاملی کاربردی برای اکتشاف مواد معدنی به خصوص در مناطق خشک کاربردی می‌باشند (Porrmirzae and Oskouei, 2009). همچنین داده‌های سنجش از دور کاربرد فراوانی برای تعیین و تمایز واحدهای سنگ‌شناختی و مشخص کردن انواع کانی‌ها دارند و توسط بسیاری از محققین در نقاط مختلف دنیا استفاده شده‌اند. برای این منظور از روش‌های مختلف کیفی و کمی در علم سنجش از دور استفاده شده است (Rowan et al., 2003; Ninomiya et al., 2005; Gad and Kumar et al., 2015; Kuskysky, 2006; Pournamdari et al., 2014).

هدف اصلی در این فصل، آشنایی با اصول اولیه سنجش از دور است که شامل تعاریفی مانند داده‌های حاصل از انواع مختلف ماهواره‌ها، آشنایی با روش‌های مختلف تصحیحات و پردازش و بررسی فرایندهای طی شده در سنجش از دور می‌باشد. در ابتدا تعاریف اولیه و تاریخچه مختصری از سنجش از دور آورده شده است و سپس به روش‌های انجام کار در تصحیحات و پردازش داده‌ها در سنجش از دور پرداخته می‌شود.

۳-۲- تاریخچه مختصری در مورد فناوری سنجش از دور و آشنایی با مراحل انجام کار

ظهور علوم نوین سنجش از دور^۱ و در پی آن سامانه اطلاعات جغرافیایی^۲ کمک شایانی برای مطالعه در سایر علوم، پیش‌روی بشر قرار داده است. سنجنده‌های سری TIROS-I, ITOS and NOAA برای مقاصد هواشناسی در سال ۱۹۶۰ در مدار زمین قرار گرفتند (Gupta, 1948). در جولای ۱۹۷۲ ناسا، اولین ماهواره منابع زمین (ERTS) را در مدار قرار داد که بعدها به نام Landsat-1 معرفی شد.

¹ Remote Sensing (RS)

² Geographic Information System (GIS)

این سیستم برای نقشه‌برداری گسترده و سنجش از دور سطح زمین طراحی شده بود و اولین سیستمی بود که قادر به تولید داده‌های چند طیفی با فرمت دیجیتال می‌باشد. تصاویر لندست^۱ در کشاورزی، نقشه‌برداری، نظارت بر محیط زیست، جنگلداری، برنامه‌ریزی برای استفاده از زمین و اقیانوس‌شناسی استفاده می‌شود (Borengasser et al., 2008). ماهواره‌های لندست شامل دو نسل هستند که ماهواره‌های لندست ۱، ۲ و ۳ را ماهواره نسل اول و ماهواره‌های ۴ و ۵ را ماهواره نسل دوم می‌نامند. تاکنون ۸ ماهواره، از این سری به فضا پرتاب گردیده است که ماهواره لندست ۸، آخرین سری آن در حال حاضر می‌باشد. ماهواره ترا^۲ که حاصل پروژه مشترک کشورهای آمریکا، کانادا و ژاپن می‌باشد، در سال ۱۹۹۸ به فضا پرتاب شد حاوی سنجنده استر می‌باشد (علوی پناه، ۱۳۸۲). تا کنون با شناخته شدن اهمیت و توان اطلاعات و تصاویر ماهواره‌ای، صدها ماهواره از سوی کشورهای مختلف، از جمله ایالات متحده، روسیه (شوروی سابق)، فرانسه، اتحادیه اروپا، چین، ژاپن و هند به منظور تصویربرداری از سطح زمین و حتی جو زمین و آزمایش‌های علمی گوناگون دیگر به فضا پرتاب شده است. در ایران فعالیت اصلی سنجش از دور از سال ۱۳۵۱ با راه‌اندازی اولین ایستگاه گیرنده زمینی در ماهدشت کرج شروع شد و پس از گذشت حدود ۴۵ سال، پیشرفت‌هایی در زمینه کاربرد این فناوری در علوم مرتبط با زمین و هوا صورت پذیرفته است.

۳-۲-۱- ماهواره لندست و سنجنده ETM⁺

یکی از طولانی‌ترین برنامه‌های گردآوری اطلاعات و تصاویر از فضا، برنامه لندست می‌باشد. ماهواره‌های لندست یکی از منابع منحصر به فرد جمع‌آوری اطلاعات کاربردی در مطالعه تغییرات در کشاورزی، زمین‌شناسی، برنامه‌ریزی شهری، آموزشی و امنیت ملی می‌باشد. برای تعیین موقعیت تصاویر ماهواره لندست از یک سامانه مرجع جهانی^۳ استفاده می‌شود. در این سامانه زمین به

¹ Landsat

² Terra

³ World- Wide- Reference system

۵۷۸۷۴ صحنه^۱، با ابعاد ۱۸۵ کیلومتر (در عرض گذر) و ۱۷۰ کیلومتر (در طول گذر) تقسیم می-شوند. اولین مدل از این ماهواره‌ها در سال ۱۹۷۲ به فضا پرتاب گردید. در مجموع ۸ نسل از این ماهواره تا کنون پرتاب شده است. در ۲۳ جولای ۱۹۷۲ اولین ماهواره از این سری با نام ERTS-A که بعدها نام آن توسط NASA^۲ به Landsat-1 تغییر داد، برای پایش پدیده‌های زمینی به فضا پرتاب گردید. در ۲۲ ژانویه ۱۹۷۵ ماهواره Landsat2، در سال‌های ۱۹۷۸، ۱۹۸۲ و ۱۹۸۴ سه ماهواره دیگر از این سری (Landsat3, Landsat4, Landsat5)، متعاقب آن Landsat6 به فضا پرتاب شد که در مدار قرار نگرفت. Landsat7 در ۱۵ آوریل ۱۹۹۹ به فضا پرتاب گردیده است (جدول ۳-۱). ماموریت این ماهواره تهیه تصاویر با قدرت تفکیک بالا از سطح زمین با استفاده از سنجنده چند طیفی ETM⁺ در ۸ باند می‌باشد (مباشری، ۱۳۹۳).

جدول ۳-۱- ویژگی‌های تصویری سنجنده ETM⁺ (علوی پناه، ۱۳۸۲).

شماره باند	محدوده طیفی (میکرومتر)	قدرت تفکیک مکانی (متر)	زمان پوشش کامل زمین / ارتفاع مدار	ابعاد پوشش (کیلومتر)
۱	۰/۴۵-۰/۵۱	۳۰	۱۶ روز ۷۰۵ کیلومتر	۱۸۵*۱۷۰
۲	۰/۵۲-۰/۶۰	۳۰		
۳	۰/۶۳-۰/۶۹	۳۰		
۴	۰/۷۵-۰/۹۰	۳۰		
۵	۱/۵۵-۱/۷۵	۳۰		
۶	۱۰/۴-۱۲/۵	۶۰		
۷	۲/۰۹-۲/۳۵	۳۰		
پانکروماتیک	۰/۵۲-۰/۹	۱۵		

۳-۲- ماهواره ترا^۳ و سنجنده استر^۴

سنجنده "تابش سنج بازتابی و گسیلش گرمایی فضا برد پیشرفته" محصول مشترک سازمان هوا

¹ Scene

² National Aeronautics and Space Administration

³ Terra satellite

⁴ ASTER sensor

فضای آمریکا (NASA) وزارت صنعت و بازرگانی ژاپن (METI¹) است که بر روی ماهواره ترا نصب و در سال ۱۹۹۹ به فضا پرتاب شد. ماهواره ترا در یک مسیر دایره‌ای در ارتفاع ۷۰۵ کیلومتری گردش می‌کند. مدار آن خورشید آهنگ و عبور آن از استوا به وقت محلی ۱۰:۳۰ صبح می‌باشد (جدول ۳-۲). این ماهواره هر ۱۶ روز یک بار از کل زمین تصویربرداری می‌کند (هاشمی تنگستانی و طیبی، ۱۳۹۴). مشخصات باندی سنجنده‌های ETM⁺ و ASTER به صورت مقایسه‌ای در شکل ۳-۱ آورده شده است.

جدول ۳-۲- ویژگی‌های تصویری سنجنده ASTER (علوی‌پناه، ۱۳۸۲).

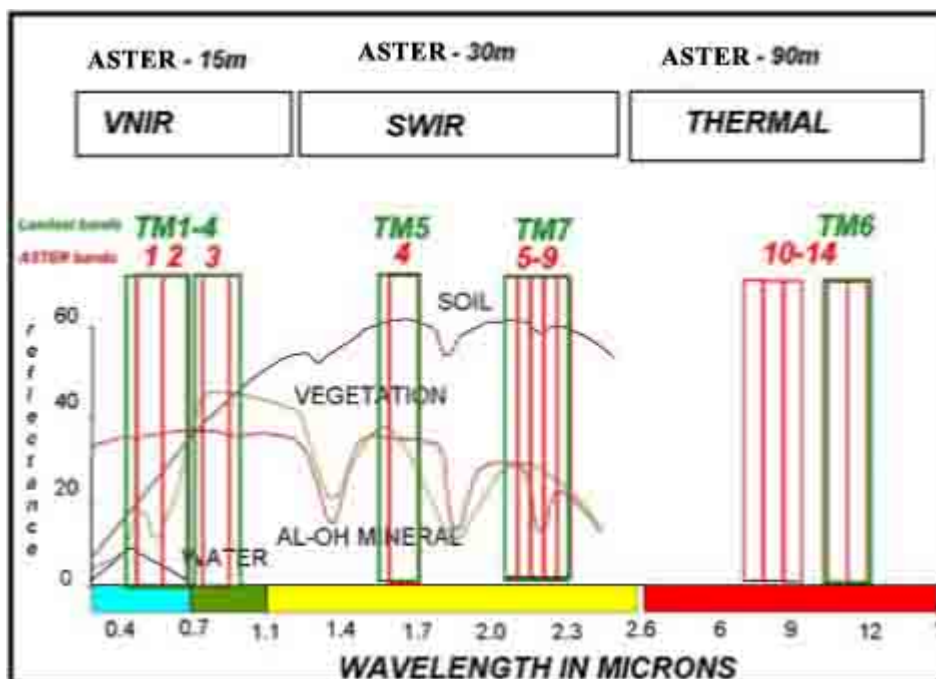
تفکیک رادیومتریک	تفکیک زمانی	تفکیک مکانی (متر)	بازه طیفی (میکرومتر)	شماره باند	زیر سیستم
۸ بایت	۴ الی ۱۶ روز و پهنای تصویر برداری ۱۸۰ کیلومتر	۱۵ متر	۰/۵۲-۰/۶۰	۱	2VNIR
			۰/۶۳-۰/۶۹	۲	
			۰/۷۸-۰/۸۶	۳	
			۰/۷۸-۰/۸۶	۳	
۸ بایت		۳۰ متر	۱/۶۰-۱/۷۰	۴	3SWIR
			۲/۱۴-۲/۱۸	۵	
			۲/۱۸-۲/۲۲	۶	
			۲/۲۳-۲/۲۸	۷	
			۲/۲۹-۲/۳۶	۸	
			۲/۳۶-۲/۴۳	۹	
۱۲ بایت		۹۰ متر	۸/۱۲-۸/۴۷	۱۰	4TIR
			۸/۴۷-۸/۸۲	۱۱	
			۹/۹۲-۹/۲۷	۱۲	
			۱۰/۲۵-۱۰/۹۵	۱۳	
	۱۰/۹۵-۱۱/۶		۱۴		

¹ METI: Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry

² VNIR: Visible and Near- Infrared Radiation

³ SWIR: Shortwave Length Infrared Radiation

⁴ TIR: Thermal Infrared Radiation



شکل ۳-۱- مشخصات بانندی سنجنده‌های ETM⁺ و ASTER (Kalinowski and Oliver, 2004).

۲-۲ - ۳- مراحل انجام کار یک پروژه سنجش از دور

مراحل انجام کار یک پروژه سنجش از دور شامل مرحله تهیه داده از طریق ماهواره‌های مختلف (لندست، استر و...)، مرحله آماده سازی و پیش پردازش داده‌ها نظیر موزائیک کردن، بریدن تصویر و اصلاح اتمسفری و مرحله پردازش شامل روش‌های کیفی (روش‌های مختلف ترکیب رنگی کاذب، نسبت‌گیری بانندی و تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی و روش برازش کمترین مربعات) و کمی (روش‌های حداقل سهم نوفه، استخراج اعضای خالص با شاخص خلوص و نمایشگر η بعدی، روش طبقه بندی نقشه بردار زاویه طیفی) می‌باشد. مرحله بعدی تفسیر نقشه تهیه شده می‌باشد.

الف- آماده‌سازی و پیش‌پردازش داده‌ها

۱- موزائیک کردن و برش تصویر

زمانی که تصویر منطقه مورد مطالعه (داده‌های حاصل از تصاویر ماهواره‌ای) در بیش از یک صفحه داده قرار گیرد برای تهیه تصاویر در مقیاس کاری مد نظر، عمل موزائیک کردن روی داده‌ها انجام می‌گیرد. عمل موزائیک کردن به این صورت انجام می‌شود که در ابتدا دو صفحه کنار هم انتخاب

می‌شوند و سپس به منظور انطباق بهینه بین تصاویر، چند نقطه مشترک در بخش‌های هم‌پوشانی دو تصویر انتخاب می‌شود. سرانجام به کمک خط موزائیک، خطی که بخش مرزی دو تصویر را محدود می‌نماید، تصویر مناسب حاصل می‌شود. به منظور پردازش دقیق‌تر و حذف بخش‌های اضافی محدوده مورد مطالعه، از برش تصویر موزائیک‌شده به وسیله نرم‌افزار (ENVI¹)، استفاده می‌شود.

۲- تصحیحات اتمسفری (رادئومتری)

خطاهای اتمسفری باعث محو جزئیات تصویر می‌شوند و بدین وسیله از قدرت تفکیک مکانی سنجنده نیز می‌کاهند. بیشترین اثر اتمسفری مربوط به پراکنش است که وابستگی زیادی به طول موج دارد، بنابراین اثر اتمسفر در باندهای مختلف یک سنجنده با هم یکسان نیست. هر چه طول موج بیشتر شود اثر پراکنش اتمسفری کمتر خواهد شد. زاویه دید سنجنده نیز عاملی دیگری است که بر مقدار خطای اتمسفری موثر است. خطای اتمسفری در تصاویری که با زاویه دید بزرگ گرفته شده‌اند یا دارای عرض برداشت بزرگی هستند، معمولاً به طور ناهمگن ظاهر می‌شود. خطاهای اتمسفری در کناره‌های تصویر، بیشتر از وسط تصویر می‌باشند و علت آن مسیر طولانی‌تری است که امواج الکترومغناطیس برای پیکسل‌های کناری باید در اتمسفر طی کنند (Richards, 1995).

ب- روش‌های پردازش داده‌های سنجش از دور

در طی پردازش تصویر، هدف ساده‌کردن مسئله پیچیده به صورت مرحله به مرحله است. تصویر نهایی، به عنوان نقشه‌های زمین‌شناسی یا دگرسانی در نظر گرفته می‌شود. اگر نتایج با داده‌های حاصل از مطالعات منطقه مورد نظر تطبیق نشان دهد. سرانجام نقشه ترکیبی برای بیان تطابق بین داده‌های زمین‌شناسی و سنجش از دور طراحی می‌شود (Corumluoglu et al., 2015).

روش‌های پردازش تصویر شامل سه گروه کاربردی است که به شرح ذیل است:

۱. ترمیم تصویر^۲، که اشتباهات حاصل از خطای تصویر، نویز، خطای هندسی مشخص در طی عملیات اسکن، ثبت و پخش، جبران می‌شود. هدف این است که تصویر ترمیم شده مشابه تصویر

¹ Environment for Visualizing Images

² Image restoration

سطح زمین شود.

۲. بهبود تصویر،^۱ اثر بصری تصویر را که در اثر مبدل تغییر کرده، اصلاح می‌کند. هدف آن بهبود محتوای اطلاعات تصویر است.

۳. استخراج اطلاعات^۲، در این روش با بکارگیری کامپیوتر به ترکیب و تعامل بین جنبه‌های مختلف مجموعه داده‌ها پرداخته می‌شود. هدف آن نمایش طیفی و سایر ویژگی‌های بصری ظاهر نشده در مرحله بهبود و ترمیم تصویر می‌باشد (Sabins, 1997).

معمولاً در یک پروژ سنجش از دور، چندین روش یا تکنیک پردازش تصویر برای شناسایی سنگ‌ها و دگرسانی‌ها استفاده می‌شود که شامل ترکیب بانندی، نسبت‌گیری بانندی، روش تجزیه و تحلیل مولفه اصلی و روش کروسا هستند (Abrams et al., 1983; Chavez, 1989; Sabins, 1999; Gupta, 2003; Ranjbar et al., 2004; Pournamdari and Hashim, 2014).

تصویر ترکیب رنگی^۳

از ترکیب سه باند مختلف و اختصاص هر رنگ از سه رنگ اصلی آبی، سبز و قرمز (RGB) به هر باند، تصویر رنگی ساخته می‌شود (شکل ۳-۲). ترکیب باندهای مختلف می‌تواند برای بهبود دید کلی نسبت به مواد تشکیل دهنده سطح زمین استفاده شود (Langford, 2015). یک تصویر ترکیبی، بوسیله ترکیب اطلاعات دو یا سه باند ایجاد می‌گردد. وقتی یک تصویر شامل باندهای قرمز، سبز و آبی (بخش‌های طیف مرئی) باشد به عنوان تصویر رنگی طبیعی یا واقعی^۴ نامیده می‌شود و زمانی که یک تصویر از ترکیب یک یا بیشتر طیف نامرئی (۴،۵،۶،۷) حاصل شود، ترکیب رنگی غیر واقعی حاصل به عنوان ترکیب رنگی کاذب^۵ نامیده می‌شود (Kujjo, 2010). انتخاب ترکیب رنگی کاذب مناسب برای بهترین تباین رنگی، براساس کمترین همبستگی بین باندها استوار است. هدف از

¹ Image enhancement

² Information extraction

³ Color composite images

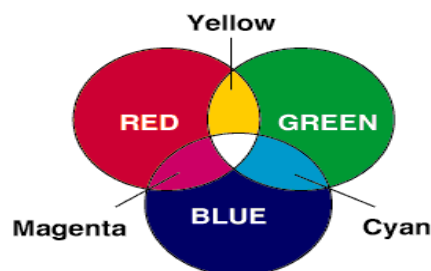
⁴ TCC: True Color Composite

⁵ FCC: False Color Composite

انتخاب باندهای مناسب در روش ترکیب رنگی، کاهش داده‌های کم ارزش و استفاده از حداکثر اطلاعات مفید می‌باشد که از دو طریق انجام می‌شود یکی از طریق چشمی، که روش وقت‌گیر و مشکلی است و دیگری روش فاکتور شاخص بهینه^۱ می‌باشد. در روش فاکتور شاخص بهینه، که دامنه همه احتمالات براساس انحراف معیار (واریانس کل) و ضریب همبستگی بین باندها از ترکیب سه باند حاصل می‌شود. بهترین ترکیب رنگی برای تفکیک واحدهای سنگی، براساس بالاترین مقادیر محاسبه شده دامنه فاکتور شاخص بهینه انتخاب می‌شود (Kujjo, 2010). روش فاکتور شاخص بهینه (OIF) از معادله ۱-۳ حاصل می‌شود (Chavez, 1982).

$$OIF = \frac{\sum_{k=1}^3 S_k}{\sum_{j=1}^3 r_j} \quad \text{معادله ۱-۳}$$

که در آن S_k انحراف معیار k و r_j ضریب همبستگی دو باند از ترکیب سه باند است.



شکل ۳-۲- رنگ های افزایشی.

نسبت‌گیری باندی^۲

در تکنیک نسبت‌گیری باندی، تصویر جدیدی از تقسیم ارزش پیکسل یک باند به ارزش پیکسل باند دیگر حاصل می‌شود. نسبت باندی طیفی، یکی از رایج‌ترین، قدرتمندترین و کاربردی‌ترین روش‌ها برای نقشه‌برداری از کانی‌های مناطق دگرسان مثل کانی‌های رسی، آلونیت و کانی‌های آهن است (Sabins, 1997). روش نسبت‌گیری باندی، با تقسیم باند بازتاب به باند جذب مربوط به یک کانی،

^۱ OIF: Optimum Index Factor

^۲ Band ratio

سبب بارزسازی آن کانی می‌شود. در واقع این روش اثرات توپوگرافی و سایه‌ها را از بین برده، نویز را کاهش می‌دهد و اختلاف بین درجه روشنایی را آشکار کرده و مرزها را مشخص تر می‌کند (Abrams et al., 1983; Kaufmann, 1988; Lillesand and Kiefer, 1994). با شناخت خواص انعکاسی پدیده‌ها از روی نمودار طیفی آنها می‌توان به کمک روش فوق پدیده‌های مختلف را بارز ساخت (Ferreir et al., 2002).

تجزیه و تحلیل مولفه اصلی استاندارد (PCA)¹

تجزیه و تحلیل مولفه اصلی که یک روش آماری چند متغیره است، ترکیب خطی ناپیوسته از متغیرها (بارگذاری بردار ویژه) را در مسیری انتخاب می‌کند که ترکیب متوالی خطی استخراج می‌شود یا مولفه اصلی (PC) واریانس کوچکتر دارد (Singh and Harrison, 1985). هدف اصلی تجزیه و تحلیل مولفه اصلی حذف اطلاعات زائد از داده‌های چند طیفی است. تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی به طور گسترده برای نقشه‌برداری از دگرسانی در ایالت فلزایی کاربرد دارد (Abrams et al., 1983; Kaufmann, 1988; Loughlin, 1991; Bennett et al., 1993; Tangestani and Moore, 2001, 2002).

در این روش، همه باندهای سنجنده ETM^+ (غیر باند ۶ گرمایی ETM^+) و ۱۴ باند سنجنده ASTER به عنوان داده‌های ورودی در محاسبه مولفه‌های اصلی به کار می‌رود. یکی از روش‌هایی که در بسیاری از زمینه‌ها کاربردی است تجزیه و تحلیل مولفه اصلی (PCA) نامیده می‌شود که می‌تواند برای متراکم کردن داده‌های زائد (اضافه) در لایه‌های کمتر استفاده شود. تجزیه و تحلیل مولفه اصلی برای تبدیل یک مجموعه باندهای جدید که با یکدیگر در ارتباط نیستند به عنوان لایه‌های جدید که مولفه نامیده می‌شود، مورد استفاده قرار می‌گیرد. این مولفه‌های جدید، یک ترکیب خطی از باندهای اصلی است زیرا هر جزء حامل اطلاعات جدید است. مولفه‌ها در واقع مقدار واریانس (انحراف معیار) را بیان می‌کنند. مولفه‌های اول، دوم و سوم بیشترین اطلاعات واقعی را از مجموعه

¹ Principal Component Analysis

داده‌های اصلی حمل می‌کنند در حالی که مولفه‌های بعدی تنها تغییرات جزئی (گاهی فقط نویز) را توصیف می‌کنند. بنابراین با حفظ چند مولفه اول، بیشترین اطلاعات حفظ خواهند شد. این مولفه‌ها می‌توانند برای تولید رنگ‌های RGB استفاده شوند. که در آن، مولفه‌های اول، دوم و سوم به ترتیب به رنگ قرمز، سبز و آبی نشان داده می‌شود. چنین تصویری شامل بیشترین اطلاعات از این سه باند اصلی (برای نمایان ساختن حداکثر وضوح از میان باندهای طیفی) است.

آنالیز مولفه اصلی انتخابی به روش کروسستا¹

روش کروسستا به عنوان مولفه اصلی انتخابی، شناخته شده است. از طریق تجزیه و تحلیل اندازه بردار ویژه می‌توان مولفه اصلی که شامل اطلاعات طیفی درباره کانی خاص است و همچنین سهم هر باند اصلی نسبت به مولفه‌ها در ارتباط با پاسخ طیفی از کانی‌های مد نظر را شناسایی کند. در این تکنیک بر طبق علامت و اندازه بار بردار ویژه، مواد به عنوان پیکسل تیره یا روشن بر اساس مولفه‌های اصلی (PC) نشان داد می‌شوند. این تکنیک می‌تواند بر روی ۴ باند انتخابی از داده‌های نقشه-برداری موضوعی (TM) به کار رود (Crosta and Moore, 1989; Armenta and Ledesma, 1998). اطلاعات باندهای مختلف تصاویر چند طیفی سنجنش از دور غالباً همبستگی دارند. بر روی پوشش‌های خاکی و سنگی، معمولاً همبستگی منفی مابین باندهای مرئی و مادون قرمز و همبستگی مثبت مابین باندهای مرئی وجود دارد. وجود همبستگی مابین تصاویر باندهای چند طیفی حکایت از وجود اطلاعات مشترک و یا به عبارت دیگر تکرار اطلاعات است. بنابراین اطلاعات موجود در باندهای چندطیفی غالباً ابعادی کمتر از تعداد باندها دارند و بنابراین هدف از آنالیز مولفه‌های اصلی تعیین تعداد ابعاد موجود در یک مجموعه اطلاعاتی است. روش کروسستا تکنیکی بر مبنای PCA برای به نقشه در آوردن دگرسانی‌های مختلف و کانیهای شاخص آنها است. در این روش رابطه بین پاسخ‌های طیفی کانیهای مورد نظر و مقادیر عددی استخراج شده از ماتریس بردار ویژه برای محاسبه تصاویر مولفه اصلی (PC) به کار برده می‌شود. با استفاده از این رابطه، PCهایی که حاوی اطلاعات طیفی

¹ Crosta Technique

خاص از کانی‌های هدف است مشخص می‌شوند. شرط انتخاب PC‌های مناسب این است که در ماتریس‌های بردار ویژه، باندهای جذب و انعکاس مربوط به کانی‌های هدف به طور همزمان دارای بالاترین مقادیر بوده و در ضمن این مقادیر غیر هم علامت نیز باشند (Crosta and De souza, 2003). (Fliho, 2003).

روش برازش به روش حداقل مربعات^۱

در این روش فرض بر این است که باندهای استفاده شده به عنوان مقادیر ورودی مثل متغیرهای یک عبارت خطی رفتار می‌کنند و مقدار حاصله از این عبارت خطی، باند تخمین زده شده است. تفاوت بین باند تخمین زده شده و باند واقعی، باند باقیمانده را تشکیل می‌دهند. مشکل وجود انعکاس نوری گیاهان، در باندهای که برای مشخص کردن کانی‌های رسی استفاده شده، با استفاده از این روش حل می‌شود. با استفاده از باقیمانده باند ۳، باقیمانده باند ۷ و باقیمانده باند ۱ می‌توان کانی‌های هماتیت، رسی و گوتیت را شناسایی نمود (Yetkin, 2003). طبیعتاً بعضی کانی‌های خاص اثرهای انعکاسی خود را تنها در یک باند خاص نشان می‌دهند. بنابراین میان مقادیر محاسبه شده آنها توسط روش کمترین مربعات و مقدار واقعی، اختلافی وجود خواهد داشت که باقیمانده^۲ نامیده می‌شود (Sarp, 2005). تصویر باقی‌مانده می‌تواند نشان‌دهنده کانی‌های خاص مد نظر باشد. امتیاز این روش نسبت به سایر روش‌های رقومی مثل (نسبت‌گیری باندهای، تجزیه و تحلیل مولفه اصلی استاندارد و...) کاهش نویزها در تصویر می‌باشد (کریم‌پور، ۱۳۸۴).

۲-۲-۴ مدل ارتفاع رقومی (DEM^۳)

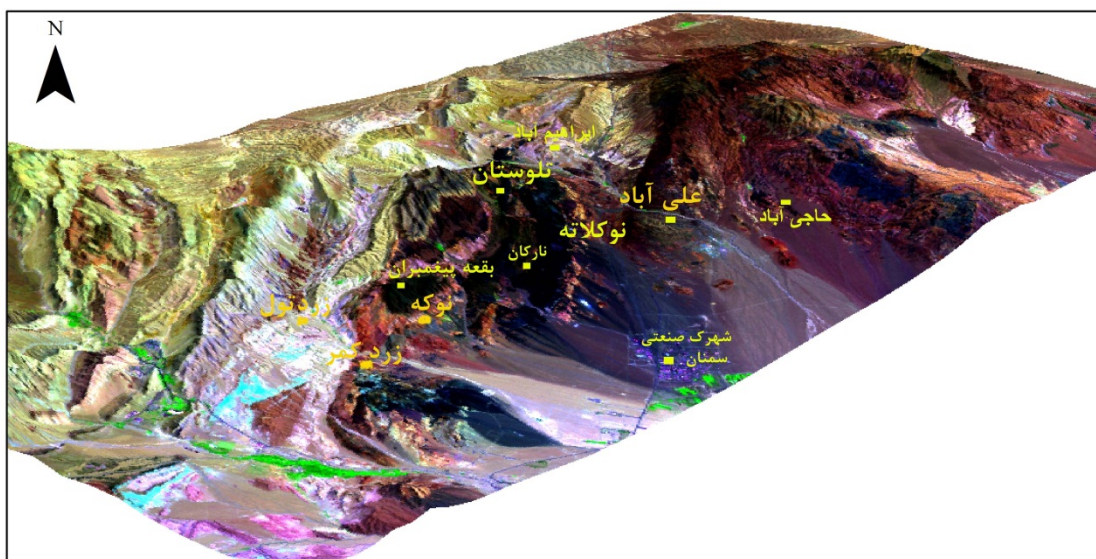
DEM مدل دیجیتالی یا نمایشی سه‌بعدی از سطح زمین، ماه یا دیگر سیاره‌ها است که معمولاً برای

¹ (Least Squares (LS) Fit) LS-Fit

² Residual

³ Digital Elevation Model

نمایش ناهمواری‌های زمین و با استفاده از داده‌های ارتفاع از سطح دریا تهیه می‌شود. به بیانی ساده می‌توان آن را یک نقشه رقومی دانست که حاوی ارتفاع تمام نقاط تحت پوشش خود است. استفاده از تصاویر ماهواره‌ای، روش نوینی است که می‌تواند مدل ارتفاعی رقومی با دقت بالا ایجاد کند. در اینجا از تصاویر ETM^+ جهت تولید DEM منطقه گردنه آهوان استفاده شده است (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- مدل ارتفاعی رقومی از منطقه گردنه آهوان.

۳-۳- استفاده از روش‌های کمی در تجزیه و تحلیل داده‌های سنجش از دور

در حال حاضر وجود داده‌های رقومی ماهواره‌ای و امکان دسترسی آسان و ارزان به این داده‌ها و همچنین در دسترس بودن بسته‌های نرم‌افزاری پرقدرت برای تجزیه و تحلیل این داده‌ها، باعث جبران حجم وسیعی از عملیات صحرایی زمین‌شناسی شده است. داده‌های سنجش از دور در برنامه‌های کاربردی زمین‌شناسی به‌عنوان مثال: تفکیک واحدهای سنگ‌شناسی، بارزسازی کانی، پتانسیل معدنی و نقشه‌برداری از دگرسانی گرمابی در مقیاس‌های مختلف موفقیت‌های بزرگی را نشان داده است (Gabr et al., 2010; Qiu et al., 2006; Sabin, 1999; Tangestani, 2011; Zoheir et al., 2014). طیف‌سنجی بازتاب، پایه و اساس روش‌های کمی در داده‌های سنجش از دور از طریق تجزیه

و تحلیل طیفی است. بازتاب در حالت کلی به عنوان، نسبت شدت پراکندگی تابش الکترومغناطیسی از یک سطح، به شدت تصادفی تابش بر روی آن می‌باشد (Poormirzaee and Oskouei, 2010). بسیاری از الگوریتم‌های طیفی از پیکسل و زیر پیکسل، برای بارزسازی و طبقه‌بندی نیازمند طیف هدف یا عضو انتهایی آنها است. این بارزسازی و طبقه‌بندی به وسیله یک روش دقیق استخراج داده-ها طیف از کتابخانه طیفی انجام می‌شود (Kumar et al., 2014). روش‌های آنالیز طیفی برای جداسازی ویژگی کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بوسیله مجموعه داده‌های ETM⁺ در منطقه گردنه آهوان مورد استفاده قرار گرفت. چندین روش پردازش و پیش پردازش برای رسیدن به حداکثر دقت بر روی داده‌ها اجرا شد (Poormirzaee and Oskouei, 2010). استفاده از پیش پردازش برای پردازش تصویر، بهبود وضوح تصویر و از بین بردن بعضی از خطاهای سیستماتیک لازم است. برای فرایند تجزیه و تحلیلی که روی داده‌ها انجام می‌گیرد آماده‌سازی داده‌ها با کیفیت بالا بوسیله پیش پردازش لازم است (Busch and Oskouei, 2008). برای انجام روش‌های تجزیه و تحلیل کمی بر روی داده‌ها باید در ابتدا پس از انجام مرحله پیش پردازش، عدد رقومی (DN¹) پیکسل‌های تشکیل دهنده تصویر به میزان بازتابش تبدیل شوند. سپس در مرحله پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار ENVI، نسخه 4.7 که برای تفسیر تصاویر چند طیفی ضروری است از روش حداقل سهم کمینه نوفه (MNF²) برای جداسازی نویز از سیگنال در داده‌ها استفاده شده است، سپس برای یافتن پیکسل‌های خالص از روش شاخص خلوص پیکسل (PPI³)، کلاس‌های متفاوت یا عضو انتهایی بوسیله نمایشگرهای n-بعدی تعیین شد و بهترین تطابق طیفی کانی‌ها با عضو انتهایی بوسیله روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM⁴) با طیفی کتابخانه مرجع کانی USGS⁵ برای مشخص شدن جنس و واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه انجام شد.

¹ Digital number

² MNF: Minimum Noise Fraction

³ PPI: Pixel Purity Index

⁴ SAM: Spectral Angle Mapper

⁵ United States Geological Survey

۳-۴- روش حداقل سهم کمینه نوفه

این روش برای کاهش ابعاد داده‌های تصویر، جداسازی نویز در داده‌ها و کاهش محاسبات لازم برای پردازش‌های بعدی استفاده می‌شود (Green et al;1988, Boardman et al; 1995). روش تبدیل MNF با استفاده از محاسبات مولفه‌های اصلی برای نمایش تنوع بین باندها در تصویر استفاده می‌شود. این یک روش آماری است که تفاوت‌ها در یک تصویر را براساس اعداد رقومی پیکسل در باندهای مختلف حاصل می‌شود. از نظر ریاضی با استفاده از بردارهای ویژه و مقادیر ویژه MNF، می‌توان بردارهای اصلی و جهت ابر داده‌ها (مجموعه مقادیر داده‌ها برای تصویر) را ایجاد کرد (Kalinowski and Oliver,2004). روش MNF برای شناسایی تفاوت‌ها بین باندها بیشتر از شباهت‌ها آنها استفاده می‌شود (Poormirzaee and Oskouei,2010). الگوریتم حداقل سهم کمینه نوفه در حقیقت یک روش اصلاح شده آنالیز مولفه اصلی است. MNF شامل دو مرحله است: مرحله اول آن نویز سفید نامیده می‌شود که در این مرحله مولفه اصلی برای ماتریس کوواریانس نویز محاسبه می‌شود. مرحله عدم همبستگی و مقیاس کوچکتر نویز در داده است. مرحله دوم مولفه‌های اصلی از داده‌های نویز سفید مشتق شده است که سپس داده‌ها در دو بخش تقسیم می‌شوند: یک بخش در ارتباط با بزرگی مقادیر ویژه و بخش دیگر مقادیر ویژه و تصاویر غالب نویز پیوستگی نزدیک دارند. با استفاده از مقادیر ویژه بزرگ، نویز از داده جدا می‌شود و نتایج طیفی بهبود می‌یابد (Weldemariam, 2009).

۳-۵- استخراج اعضای خالص با شاخص خلوص پیکسل

شاخص خلوص پیکسل (PPI¹)، برای یافتن پیکسل‌هایی که از نظر طیفی خالص هستند، در داده‌های چندطیفی و ابر طیفی استفاده می‌شود. پیکسل خالص با طیف موادی که همه طیف را در تصویر تولید می‌کنند به طور خطی ترکیب شده‌اند، مطابقت دارد. با استفاده از PPI، طرح پراکندگی

¹ PPI: Pixel Purity Index

n - بعدی به فضای دو بعدی حاصل می‌گردد و پیکسل خالص در هر تصویر مشخص می‌شود. حداکثر پیکسل (پیکسل خالص) که در هر تصویر ثبت می‌شود، اشاره دارد به تعداد کل زمان‌هایی که پیکسل به عنوان حداکثر (خالص) می‌باشد. خروجی تصویر PPI، تصویری است که اعداد رقمی هر پیکسل در تصویر برابر است با تعداد زمان‌هایی که پیکسل به عنوان حداکثر ثبت شده است (Altinbas et al., 2005). بنابراین پیکسل روشن در تصویر، موقعیت فضایی عضو انتهایی طیفی را نشان می‌دهد. یک آستانه به‌منظور تجزیه و تحلیل بیشتر برای چندین هزار پیکسل خالص انتخاب می‌شود و بنابراین تعداد پیکسل‌هایی که بارز می‌شوند به طور قابل توجهی کاهش می‌یابد.

۳ - ۶- نمایشگر n - بعدی و استخراج عضو انتهایی

نمایشگر n - بعدی پس از MNF و PPI ابزاری است برای موقعیت‌یابی، شناسایی و دسته‌بندی پیکسل‌های خالص و پاسخ حداکثر طیفی در مجموعه داده‌ها است. اگر امضاء طیفی به شکل منحنی دقیق باشد از آنها می‌توانند برای برنامه‌های کاربردی سنجش از دور استفاده کرد (Altinbas et al., 2005). مختصات نقاط در فضای n - بعدی شامل n ارزش است که به سادگی برای یک پیکسل پرتو طیفی یا ارزش بازتاب در هر باند داده شده است. توزیع این نقاط در فضای n - بعدی برای تخمین تعداد عضو انتهایی طیف استفاده شده است. ۶ عدد امضاء طیفی خالص برای منطقه گردنه آهوان در نمایشگر n - بعدی استخراج و نقشه‌برداری شده است. این روش با انتخاب خالص‌ترین طیف عضو انتهایی از تصاویر دو بعدی مشتق شده از شاخص خلوص پیکسل (PPI) به بارزسازی می‌پردازد و مهم‌ترین هدف برجسب‌گذاری آنها با انواع عضو انتهایی ویژه می‌باشد (به عنوان مثال: این عضوهای انتهایی به انواع کانی‌های ویژه اختصاص داده می‌شود). بررسی مجدد بصری پیکسل‌های انتخابی در فضای ویژه n - بعدی و اختصاص دادن آنها به طور دستی به انواع مناسب ضروری می‌باشد (Boardman and Kruse, 1994). کلاس‌های انتخاب شده به منطقه مورد نظر (ROI) صادر شده و به عنوان ورودی برای پردازش طیفی بیشتر استفاده شده است.

۳-۷- طبقه بندی تصاویر

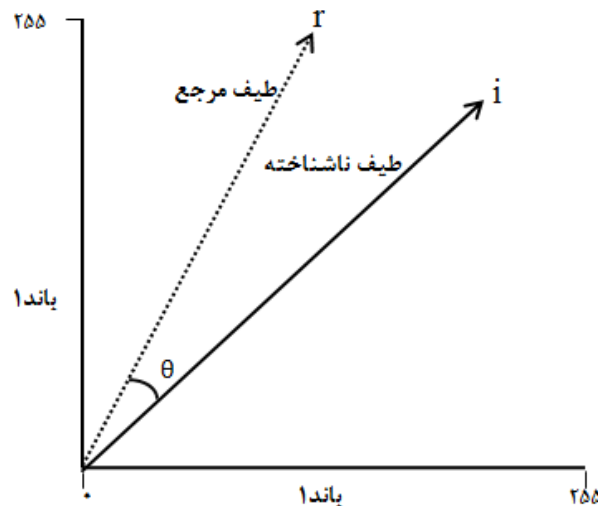
معمولا طبقه‌بندی هدف نهایی خیلی از مفسران در روند پردازش رقومی تصاویر ماهواره‌ای است. در یک نگاه کلی، هدف اصلی طبقه‌بندی تصاویر رقومی ایجاد نقشه‌ای موضوعی است که در آن هر پیکسل باید به یک کلاس مشخص از اشیاء (پوشش زمین و با کاربری اراضی) متعلق بوده باشد (Duda and Hart, 1996).

به طور کلی، منظور از طبقه‌بندی اطلاعات ماهواره‌ای با روش تفسیر رقومی، تفکیک مجموعه‌های طیفی مشابه و تقسیم‌بندی تصاویر به گروه‌ها یا طبقاتی است که در هر طبقه، طیف‌ها با یک ارزش واحد قرار گرفته‌اند (از نظر آماری قابل تفکیک نیستند). به عبارت دیگر، وقتی بر روی تصاویر و یا مجموعه‌های اطلاعاتی، طبقه‌بندی انجام می‌شود، در واقع طبقه‌بندی طیفی به عمل آمده و در تصویر جدید، هر طبقه یا کلاس معرف پدیده‌ای خاص با یک ارزش طیفی واحد است. اساس کار طبقه‌بندی اطلاعات، بر مقایسه ارزش طیفی پیکسل‌های تصویر با نمونه‌هایی است که مفسر آنها را معرفی کرده یا با کلاس‌ها یا طبقات اولیه‌ای است که به طور خودکار هنگام تفسیر رقومی، تشکیل می‌شوند. به این ترتیب، پیکسل‌هایی که ارزش طیفی آنها از نظر آماری، اختلاف معنی‌داری ندارند، در یک گروه یا طبقه طیفی قرار می‌گیرند.

به طور کلی، برای طبقه‌بندی اطلاعات ماهواره‌ای، از دو روش اصلی استفاده می‌شود که عبارتند از: طبقه‌بندی نظارت شده (Supervised Classification) و طبقه‌بندی نظارت نشده (Unsupervised Classification). هر چند بنا به تعاریف فوق، اساس کار هر دو طبقه‌بندی بر اختلاف ارزش‌های طیفی پیکسل‌ها یا اجزای سازنده تصاویر استوار است، ولی از نظر نوع اجرا متفاوت است. به طور خلاصه، اختلاف دو نوع طبقه‌بندی ذکر شده، در روش ایجاد نشانه‌های طیفی آنهاست. در روش نظارت شده، ارزش‌های طیفی براساس نمونه‌هایی که مفسر بر روی هر پدیده انتخاب کرده، محاسبه می‌شوند، ولی در طبقه‌بندی نظارت نشده، گروه‌بندی طیفی، به صورت خودکار و براساس اختلاف ریاضی ارزش‌های طیفی محاسبه می‌شوند (زبیری و مجد، ۱۳۸۳).

۳-۸- روش نقشه برداری زاویه طیفی (SAM)

روش SAM^۱، به دلیل استفاده از زاویه طیفی بین بردارها از داده طیفی مرجع، موثرترین روش برای طبقه بندی داده چند طیفی است (Kruse et al., 1993). الگوریتم روش SAM، براساس برآورد تشابه طیفی، بوسیله محاسبه زاویه بین دو طیف به عنوان بردار در فضای n- بعدی استفاده می شود (شکل ۳-۴). بترتیب زوایای کم و زیاد بین دو طیف، تشابه کم و زیاد را نشان می دهند. فاکتور تابش خورشید بر روی محاسبه این روش موثر نیست به دلیل آنکه زاویه بین دو بردار مستقل از طول آنهاست. در این روش هر طیف مربوط به فضای برداری با ابعاد برابر با تعداد باندها در نظر گرفته می شود (Sadeghi et al., 2013). نقشه برداری زاویه طیفی (SAM) یک روش طبقه بندی است که اجازه می دهد بوسیله محاسبه طیف مشابه بین طیف های تصویر با طیف مرجع بازتابی به سرعت نقشه برداری کنیم. در روش SAM، طیف مشابه بوسیله محاسبه زاویه بین دو طیف، ارتباط آنها به عنوان بردارها در فضای n- بعدی اندازه گیری می شود (Pour et al., 2011; Kruse et al., 1993). طیف تصاویر با طیف کتابخانه ای مرجع USGS مقایسه می شود (Malekzadeh et al., 2009).



شکل ۳-۴- زاویه بین بردارهای طیفی آزمایش (i) و مرجع (r) و (θ) زاویه انعکاس طیفی بین آنها.

الگوریتم SAM نقشه شباهت بردار را با استفاده از آرک کسینوس نقطه تولید شده از تصویر و طیف

^۱ SAM: Spectral Angle Mapper

مرجع به عنوان بردار در فضای n -بعدی (جایی که n تعداد باندها است) و زاویه طیف بین آنها را محاسبه می‌کند. فرمول SAM به صورت معادله ۲-۳ تعریف می‌شود:

$$SAM = \cos^{-1} \left[\frac{\sum_{b=1}^n i_b r_b}{\sqrt{\sum_{b=1}^n i_b^2 \sum_{b=1}^n r_b^2}} \right] \quad \text{معادله ۲-۳}$$

که در آن r نشان دهنده دامنه از طیف مرجع در باند b و i نشان دهنده دامنه از طیف آزمایش در باند b همسان است. این روش کاربر را قادر می‌سازد که به طور سریع و تعاملی طیف تصویر را با طیف کتابخانه‌ای مقایسه کند تا کاربر به آسانی مرز بالا و پایین را برای یک کلاس مشخص کند و همچنین کاربر قادر به استفاده از مناطق آموزشی زمانی که هیچ طیف کتابخانه‌ای در دسترس نمی‌باشد (Abera, 2005).

فصل چهارم

نتایج حاصل از روش‌های کیفی و کمی

داده‌های سنجش از دور

۴-۱- مقدمه

هدف ما در این فصل، ارائه نتایج حاصل از بکارگیری روش‌های مختلف کیفی و کمی سنجش از دور بر روی تصاویر حاصل از ماهواره‌های لندست و ترا منطقه گردنه آهوان می‌باشد. به همین منظور، از تصاویر ماهواره لندست ۷ به شماره گذر^۱ ۱۶۳ و ردیف^۲ ۳۵ مربوط به سال ۲۰۰۰ (تهیه شده از سایت www.Landsat.org) و داده‌های ماهواره ترا (تهیه شده از سازمان زمین‌شناسی ایران) استفاده شده است. پس از دریافت داده‌های ماهواره لندست (سنجنده ETM^۳) مربوط به منطقه شمال-شمال شرق سمنان (گردنه آهوان) بدون نیاز به موزائیک کردن تصویر (محدود مورد مطالعه از یک شیت تصویر برداشت شد)، مراحل بریدن تصویر و اصلاح اتمسفری بر روی آن انجام شد. اما بر روی داده‌های ماهواره ترا (سنجنده ASTER) مرحله موزائیک کردن (به دلیل آن که محدوده مورد مطالعه بر روی دو شیت تصویر واقع شده بود) همراه با مرحله بریدن تصویر انجام شد (تصاویر حاصل از سنجنده ASTER نیازی به اصلاح اتمسفری ندارد). به کمک نرم‌افزار ENVI (نسخه ۴,۷)، اقدام به انجام مراحل پیش‌پردازش داده‌ها (موزائیک کردن، بریدن تصویر و اصلاح اتمسفری) گردیده است. سپس با استفاده از روش‌های مختلف کیفی (ترکیب رنگی کاذب، روش فاکتور شاخص بهینه، نسبت‌گیری باندی، تجزیه و تحلیل مولفه اصلی، روش کروسا و برازش کمترین مربعات و همچنین از روش‌های موجود در روش‌های کمی: حداقل سهم نوفه، استخراج اعضای خالص با شاخص خلوص و نمایشگر n بعدی و روش طبقه بندی نقشه بردار زاویه طیفی سنجش از دور، مرحله پردازش داده‌ها انجام شد و نتایج آن به شرح زیر می‌باشد.

۴-۲- روش ترکیب رنگی کاذب

همان‌طور که در فصل قبل گفته شد، از ترکیب ۳ باند مختلف و اختصاص هر رنگ از سه رنگ اصلی

¹ Path

² Row

³ ETM⁺: Enhanced Thematic Mapping plus

آبی، سبز و قرمز (RGB¹) به هر باند، تصویر رنگی ساخته می شود. اما برای بدست آوردن ترکیب باندی بهینه که بیشترین اطلاعات را داشته باشد از یک روش آماری شناخته شده به نام فاکتور شاخص بهینه استفاده می شود که بهترین ترکیب برای نقشه برداری و تفکیک سنگ شناسی، براساس بالاترین مقادیر محاسبه شده از دامنه OIF انتخاب می شود. البته همیشه بالاترین مقدار فاکتور شاخص بهینه، بهترین ترکیب باندی را در اختیار قرار نمی دهد به عنوان مثال ممکن است برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه از مقدار فاکتور شاخص بهینه که بالاترین مقدار را نداشته باشد ولی تصویر ترکیب رنگی کاذب (FCC) قابل قبولی در اختیار قرار دهد. در (جدول ۴-۱) مقادیر فاکتور شاخص بهینه برای سنجنده ETM⁺ به منظور بارزسازی واحدهای سنگی منطقه گردنه آهوان و تشخیص نوع لیتولوژی ارائه شده است.

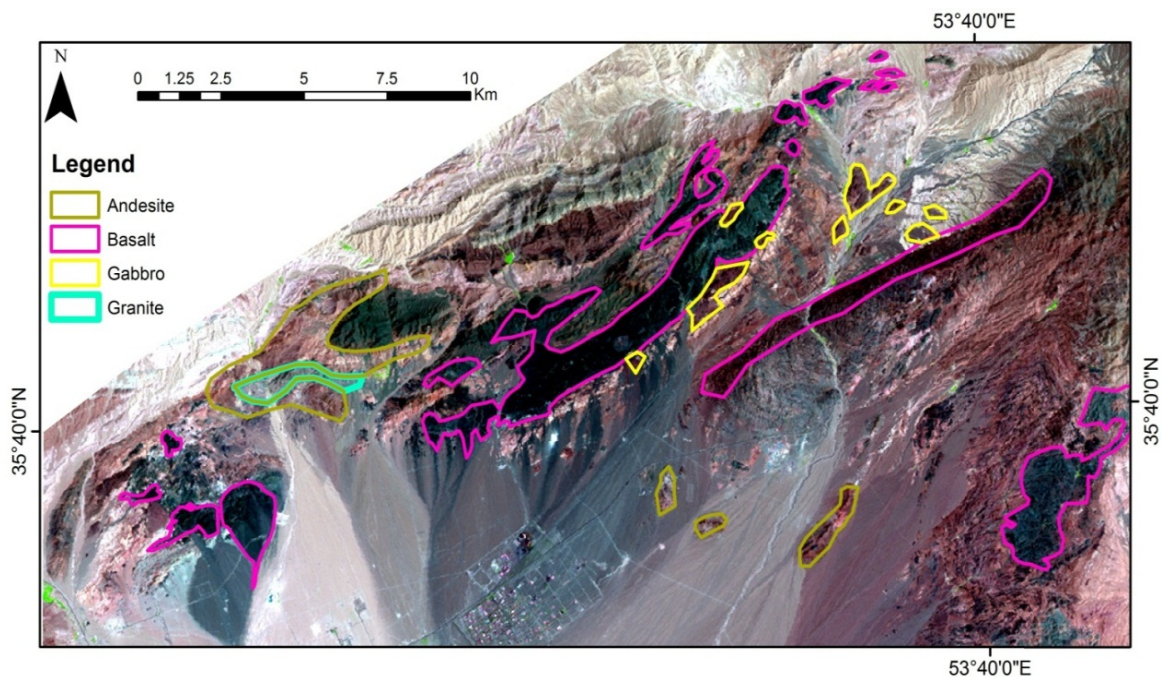
جدول ۴-۱- مقادیر محاسبه شده برای فاکتور شاخص بهینه (OIF) داده های سنجنده ETM⁺ منطقه گردنه آهوان.

FCC	OIF	FCC	OIF
(۷،۴،۱)	۱۹/۴۱	(۴،۷،۵)	۲۲/۶۳
(۷،۴،۲)	۱۹/۵۴	(۵،۳،۱)	۲۱/۳۸
(۱،۲،۳)	۱۵/۸۸	(۵،۴،۱)	۲۰/۷۴
(۱،۳،۵)	۲۱/۳۸	(۵،۴،۳)	۲۲/۷۱
(۴،۵،۳)	۲۲/۷۱	(۷،۵،۴)	۲۲/۶۳
(۴،۷،۲)	۱۹/۵۴		

براساس مقادیر فاکتور شاخص بهینه (معادله ۳-۱) محاسبه شده در جدول ۴-۱، بهترین ترکیب رنگی کاذب برای بارزسازی واحدهای سنگی منطقه و تشخیص نوع لیتولوژی، ترکیب رنگی کاذب (۵،۴،۳) (شکل ۴-۱) انتخاب شد (علوی پناه، ۱۳۸۲). بنابراین با قرار گرفتن باند ۵ در کانال قرمز،

¹ RGB: Red, Green, Blue

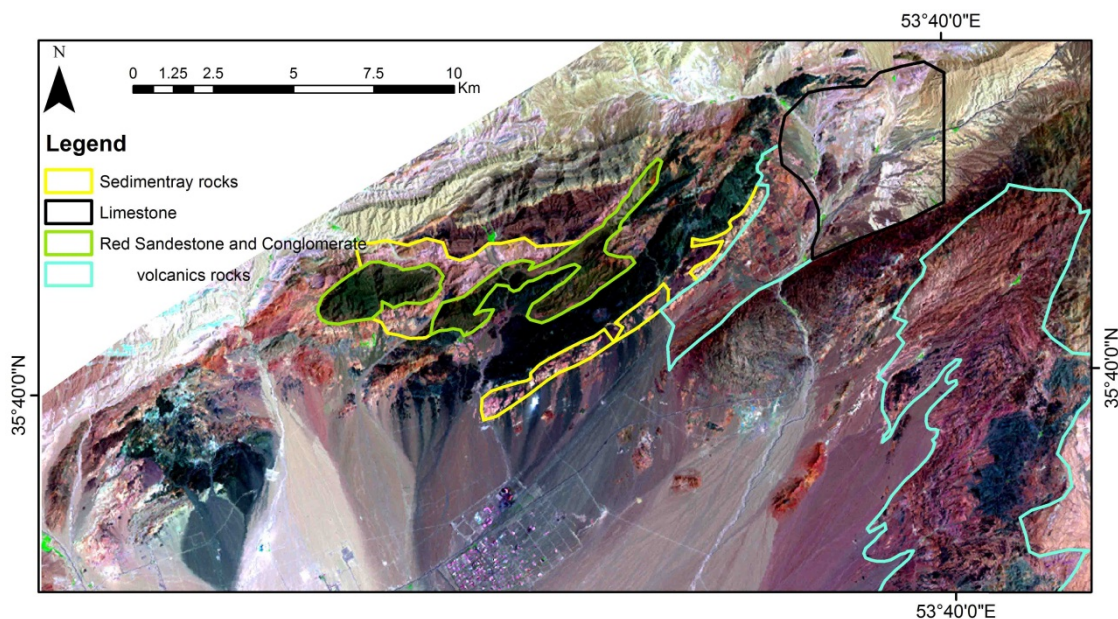
باند ۴ در کانال سبز و باند ۳ در کانال آبی تصویری با بیشترین اطلاعات مفید حاصل می‌گردد. سنگ‌های آذرین در منطقه مورد مطالعه بخش اعظم منطقه را شامل می‌شوند که شامل دو دسته سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی می‌باشند. در این تصویر، بازالت به رنگ سیاه یا متمایل به سیاه، آندزیت به رنگ ارغوانی در سمت چپ و مرکز تصویر (به صورت توده کوچک) دیده می‌شود (البته ولکانیک‌ها ((مجموعه ای از آندزیت- بازالت- تراکیت)) در گوشه سمت راست تصویر وجود دارد که در این تصویر هم‌رنگ آندزیت ظاهر شده است)، گابرو یا گابرو دیوریت به رنگ بنفش و به صورت توده‌ها کوچک (در کنار بازالت) و گرانو دیوریت و گرانیت (در کنار آندزیت) به رنگ آبی خاکستری دیده می‌شود. سنگ‌های رسوبی (آهک، مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف) به رنگ سفید در اطراف بازالت و گابرو دیده می‌شوند. همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز لجنی دیده می‌شود. از آنجایی که دگرسانی‌ها در منطقه مورد مطالعه به صورت تفکیک شده نبوده‌اند، در این تصویر چندان بارز نیستند و به صورت پس زمینه روشن دیده می‌شوند. تراس آبرفتی بخش پایین نقشه را شامل می‌شود.



شکل ۴-۱- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۵،۴،۳) سنجنده ETM^+ در گردنه آهوان. در این تصویر، بازالت به رنگ سیاه یا متمایل به سیاه، آندزیت به رنگ ارغوانی در سمت چپ و مرکز تصویر (به صورت توده کوچک)، گابرو به رنگ بنفش و گرانیت به رنگ آبی خاکستری دیده می‌شود.

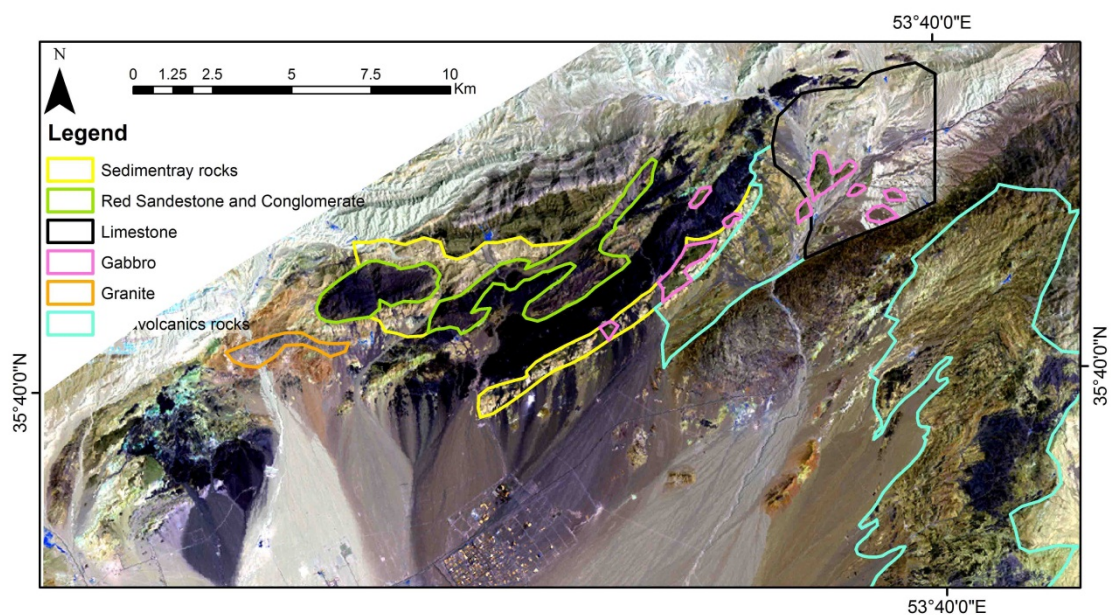
ترکیب رنگی کاذب (۷،۴،۲) و (۷،۵،۴) نیز براساس فاکتور شاخص بهینه برای تفسیر بیشتر لیتولوژی از نظر تفکیک و نوع آن نیز انتخاب شده است.

در تصویر حاصل از ترکیب رنگی کاذب (۷،۴،۲) (Abdelhamid and Rabba, 1994)، بازالت‌ها به رنگ سیاه، گابروها به رنگ ارغوانی، گرانو دیوریت و گرانیت به رنگ خاکستری متمایل به آبی دیده می‌شود. در این تصویر آندزیت‌ها به طور بارزتر و به رنگ قرمز در سمت چپ گرانو دیوریت و گرانیت‌ها و همچنین در مرکز به صورت توده‌های کوچک دیده می‌شود. سنگ‌های رسوبی (آهک، مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف) نیز در این تصویر به رنگ سفید در اطراف بازالت و گابرو دیده می‌شود. همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز تیره دیده می‌شود مناطق دگرسان هم با پس زمینه روشن همراه سایر سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴-۲).



شکل ۴-۲- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۷،۴،۲) سنجنده ETM^+ در گردنه آهوان. در این تصویر بازالت‌ها به رنگ سیاه، گابروها به رنگ ارغوانی، گرانو دیوریت و گرانیت به رنگ خاکستری متمایل به آبی، آندزیت‌ها به طور بارزتر و به رنگ قرمز در سمت چپ گرانو دیوریت و گرانیت‌ها و همچنین در مرکز به صورت توده‌های کوچک، سنگ‌های رسوبی (آهک، مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف) به رنگ سفید در اطراف بازالت و گابرو، همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز تیره و مناطق دگرسان هم با پس زمینه روشن همراه سایر سنگ‌ها دیده می‌شود.

تصویر حاصل از ترکیب باندهای (۷،۵،۴) (Rothery, 1987) در فیلترهای (RGB)، ترکیب رنگی کاذب ایجاد شده برای تفکیک سنگ‌ها و تنوع لیتولوژی استفاده شده است که در آن واحدهای سنگی رسوبی منطقه که با خطوط مشکی نشان داده شده است شامل آهک فسیل‌دار (ائوسن) می‌باشد. سنگ‌های رسوبی که با خطوط زرد رنگ دیده می‌شود شامل آهک (ائوسن)، کنگلومرا، ماسه، شیل (ائوسن - الیگوسن)، آهک‌های فسیل‌دار و توف سبز (ائوسن) را شامل می‌شود (تفکیک بر اساس بازدید صحرائی). همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر با خطوط سبز رنگ مشخص شده است. سنگ‌های ولکانیک (تراکیت، آندزیت، بازالت) در این تصویر با رنگ سبز متمایل به قهوه‌ای در سمت راست تصویر کاملاً از سنگ‌های آندزیت با رنگ قهوه‌ای روشن در سمت چپ و مرکز تصویر قابل تفکیک می‌باشد. گابروها در اینجا به رنگ سبز لجنی و به شکل پچ‌های کوچک دیده می‌شوند. پوشش گیاهی به رنگ آبی تیره دیده می‌شود (شکل ۳-۴).



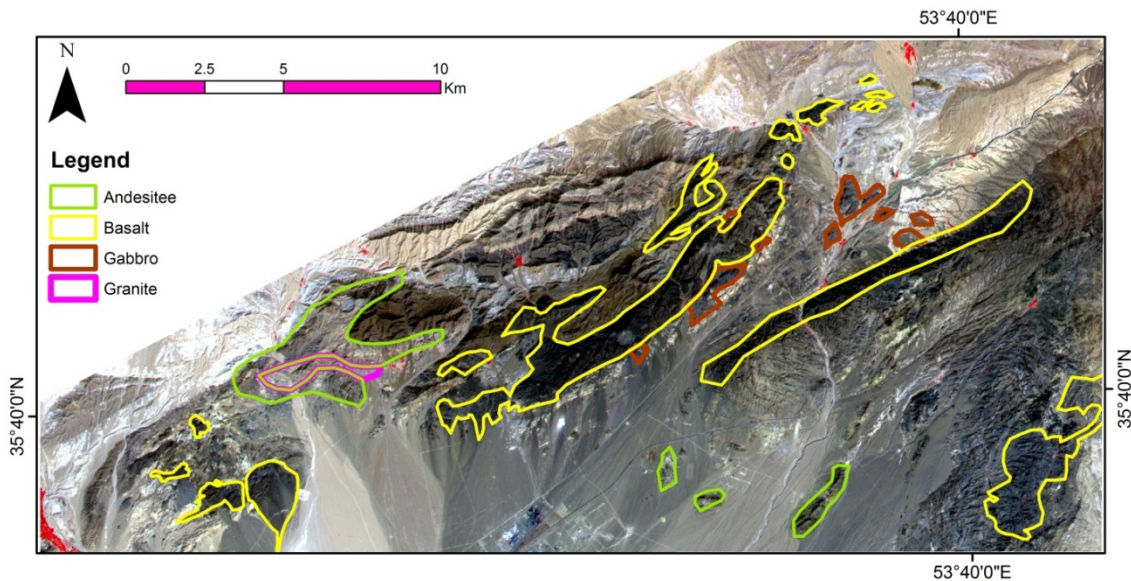
شکل ۳-۴- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (۷،۵،۴) (RGB)، سنجنده ETM⁺ در گردنه آهوان. واحدهای سنگی رسوبی منطقه با خطوط مشکی و نیز سنگ‌های رسوبی که با خطوط زرد رنگ دیده می‌شود شامل آهک، کنگلومرا، ماسه، شیل، آهک‌های فسیل‌دار و توف سبز می‌باشند. همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر با خطوط سبز رنگ، سنگ‌های ولکانیک (تراکیت، آندزیت، بازالت) در این تصویر با رنگ سبز متمایل به قهوه‌ای در سمت راست تصویر، آندزیت با رنگ قهوه‌ای روشن در سمت چپ و مرکز تصویر قابل تفکیک می‌باشد. گابروها، به رنگ سبز لجنی و پوشش گیاهی به رنگ آبی تیره دیده می‌شود.

روش ترکیب رنگی کاذب بر روی داده‌های ماهواره ترا (سنجنده استر) نیز اعمال شده است. نتایج آن در جدول ۲-۴ نشان می‌دهد که بهترین ترکیب رنگی کاذب بر اساس بالاترین فاکتور شاخص بهینه ترکیب باندی (۱۴،۱۳،۱۲) می‌باشد.

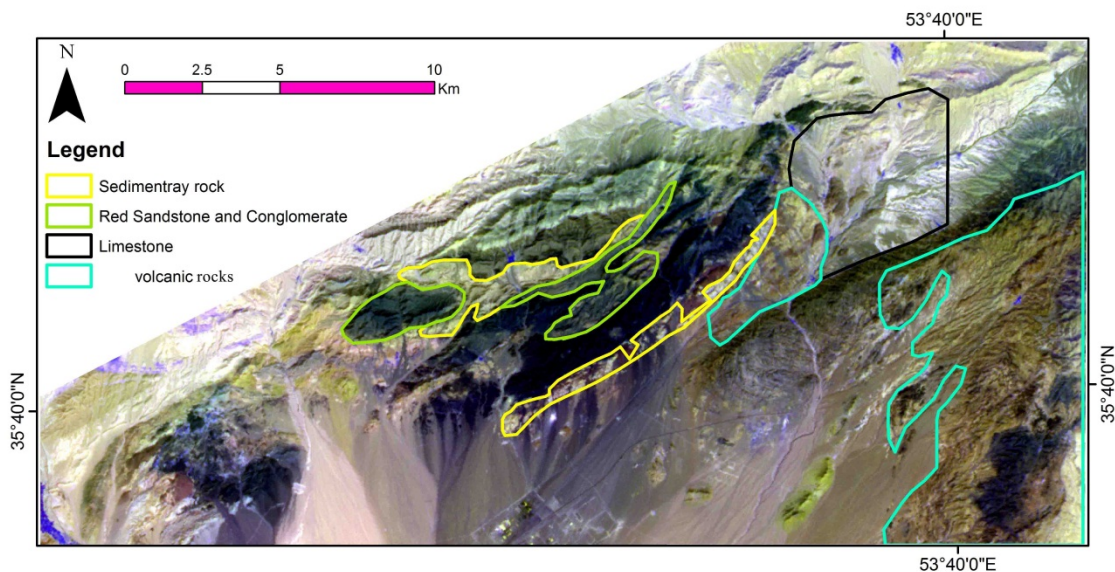
داده‌های سنجنده ASTER به طور موفقیت آمیزی برای نقشه‌برداری واحدهای سنگی، اکتشاف معدنی و مشخص کردن کانی‌ها به طور گسترده پس از سال ۲۰۰۰ مورد استفاده قرار گرفته است. در تصویر حاصل از ترکیب باندی (۱۴،۱۳،۱۲) حاصل از سنجنده استر، تفکیک مناسبی برای سنگ-های گابرو، گرانودیوریت و گرانیت (سنگ‌های آذرین نفوذی)، بازالت (سنگ آذرین بیرونی) و همچنین آهک‌های ائوسن صورت گرفته است (شکل ۴-۴). ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. همچنین در این تصویر می‌توان پوشش گیاهی را با رنگ قرمز مشاهده کرد. تفکیک آندزیت‌ها و ولکانیک‌ها به خوبی انجام نشده است و تقریباً به یک رنگ خاکستری دیده می‌شود. به همین منظور از ترکیب باندی دیگر استر (۲،۶،۱۴)، استفاده شده است که در آن آندزیت‌ها به صورت رنگ سبز روشن و سنگ‌های ولکانیک به صورت سبز تیره ظاهر شده است (شکل ۴-۵). در اینجا نیز پوشش گیاهی به رنگ آبی دیده شده است. همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز لجنی دیده می‌شود.

جدول ۲-۴- مقادیر محاسبه شده برای فاکتور شاخص بهینه (OIF) داده‌های سنجنده ASTER در گردنه آهوان.

FCC	OIF	FCC	OIF
(۶،۳،۱)	۹/۴	(۲،۴،۵)	۸/۳۴
(۶،۳،۱۳)	۱۱/۱۲	(۱،۴،۶)	۸/۹۳
(۴،۶،۲)	۸/۰۸	(۴،۵،۲)	۸/۰۵
(۱،۲،۴)	۹/۴۷	(۱،۴،۵)	۹/۳۳
(۱،۲،۶)	۹/۰۷	(۱۲،۵،۱۳)	۱۱/۰۸
(۱،۲،۵)	۹/۶۰	(۲،۶،۱۴)	۱۱/۳۸
(۴،۵،۶)	۷/۷۶	(۱،۵،۶)	۹/۰۵
(۱۴،۱۳،۱۲)	۱۳/۱۲	(۱،۲،۳)	۹/۹۸



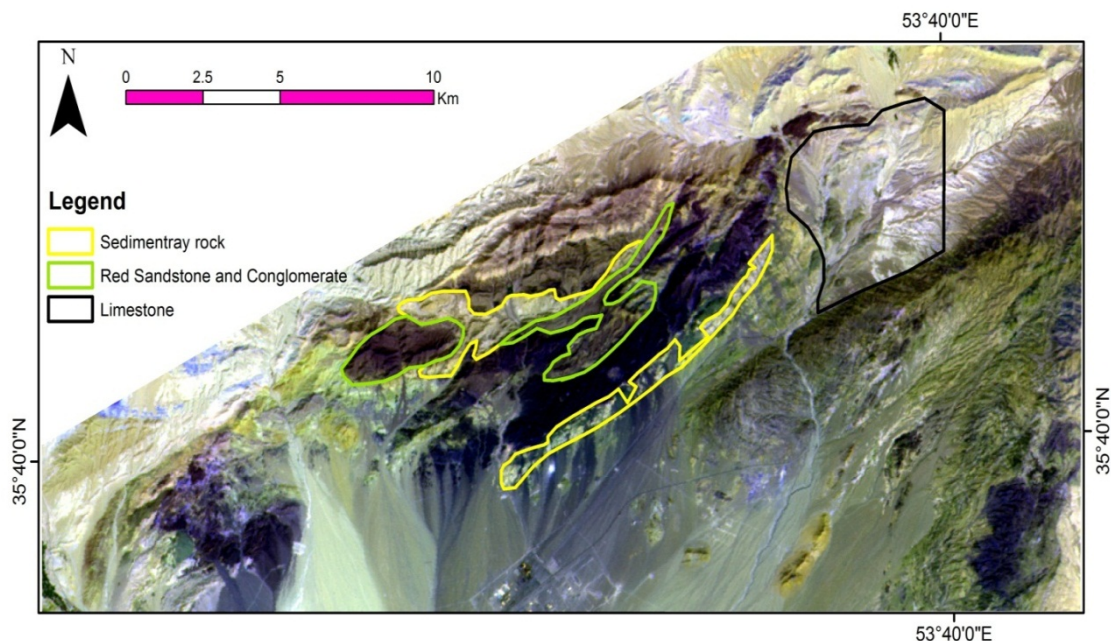
شکل ۴-۴- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندی (RGB) براساس بالاترین فاکتور شاخص بهینه (OIF) ، (۱۲،۱۳،۱۴) سنجنده ASTER در منطقه گردنه آهوان. سنگ‌های گابرو، با خطوط قهوه‌ای، گرانودیوریت و گرانیت با خطوط صورتی، بازالت با خطوط زرد، ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ قهوه‌ای و پوشش گیاهی را با رنگ قرمز دیده شد.



شکل ۴-۵- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندی (RGB) (۱۴،۲۶) سنجنده ASTER در منطقه گردنه آهوان. آندزیت‌ها به رنگ سبز روشن و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز تیره، پوشش گیاهی به رنگ آبی و همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز لجنی دیده شد.

همچنین از ترکیب‌باندی (۱۳،۳،۶) برای مشخص کردن واحدهای رسوبی منطقه که شامل آهک (ائوسن)، کنگلومرا، ماسه، شیل (ائوسن- الیگوسن)، آهک‌های فسیل‌دار می‌باشد استفاده شده است

(شکل ۴-۶). ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شود.



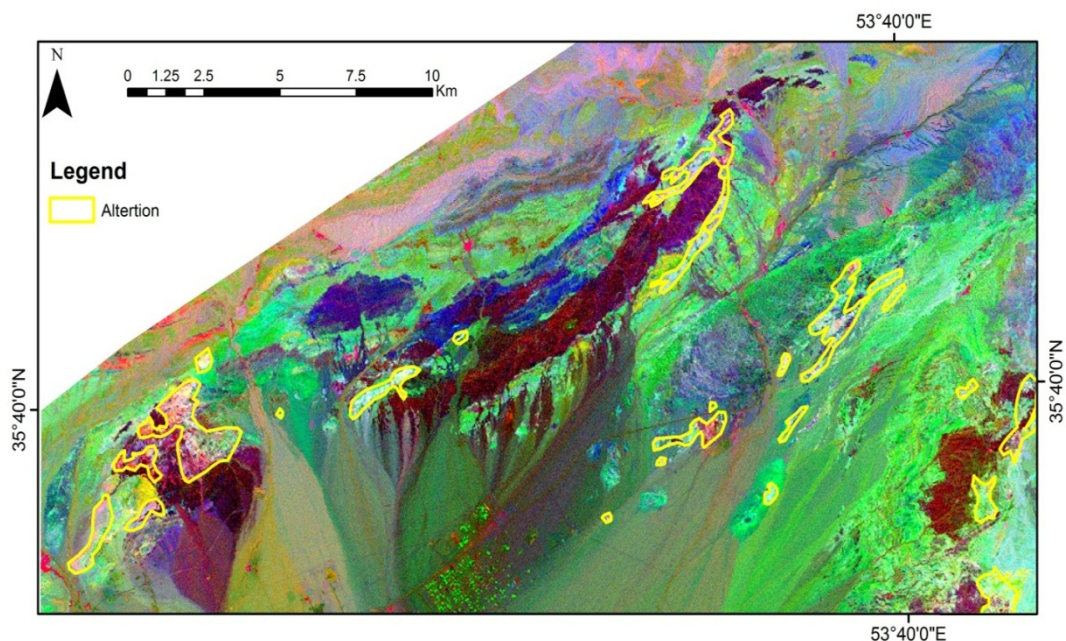
شکل ۴-۶- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۶،۳،۱۳) سنجنده ASTER در گردنه آهوان. با استفاده از روش ترکیب رنگی کاذب حاصل از سنجنده‌های ETM^+ و ASTER، واحدهای رسوبی و آذرین نفوذی- بیرونی منطقه مورد مطالعه از هم تفکیک شد. با آنکه از این تصاویر نتایج قابل قبولی حاصل شد و حتی پوشش گیاهی منطقه را تفکیک شد. اما این روش نتوانست دگرسانی منطقه را بارز نماید لذا در ادامه تلاش می‌شود تا دگرسانی‌ها با روش‌های دیگر بارز شوند.

۴-۳- روش نسبت‌گیری باندهای

در روش نسبت‌گیری باندهای، انتخاب باندها با توجه به ویژگی طیفی کانی‌ها انجام می‌شود. در این روش باید بسته به منطقه و نوع کاربرد، باندهای مختلف را برهم تقسیم کرد تا نسبت‌های حاصله توانایی نشان دادن اطلاعات مورد نظر را در حد قابل قبول داشته باشند.

در اینجا برای بارز کردن مناطق دگرسان منطقه که از نوع آرژیلیتی می‌باشد از نسبت باندهای (۳/۱)، (۵/۴، ۵/۷) (Sabins, 1999)، سنجنده ETM^+ استفاده شده است. کانی‌های رسی و اکسید آهن مهمترین کانی‌هایی هستند که در دگرسانی سطحی مرتبط با کانی‌زایی، قابلیت بارزشدگی به وسیله

تصاویر پردازش شده را دارند که باید باهم حضور داشته باشند. از آنجایی که نسبت بانندی (۳/۱) برای اکسید آهن (زیرا اکسید آهن بیشترین انعکاس را در باندهای ۳ و بیشترین جذب را در باند ۱ دارد)، نسبت بانندی (۵/۷) برای کانی رسی (زیرا کانی رسی بیشترین انعکاس را در باند ۵ و بیشترین جذب را در باند ۷ دارد) بالا می‌باشد و نسبت بانندی (۵/۴) برای اکسید آهن و کانی‌های رسی به یک میزان می‌باشد. حال اگر نسبت بانندی (۳/۱، ۵/۴، ۵/۷) را به ترتیب در باندهای (RGB) به رنگ‌های قرمز، سبز و آبی اختصاص داده شود. در نتیجه تصویری حاصل می‌شود که در آن مناطق دگرسان به رنگ سفید مایل به آبی، سنگ آذرین بیرونی (بازالت) به رنگ بنفش مایل به قرمز تیره و واحدهای رسوبی (ماسه‌سنگ و کنگلومرا قرمز) به رنگ آبی تیره دیده می‌شود (شکل ۴-۷).



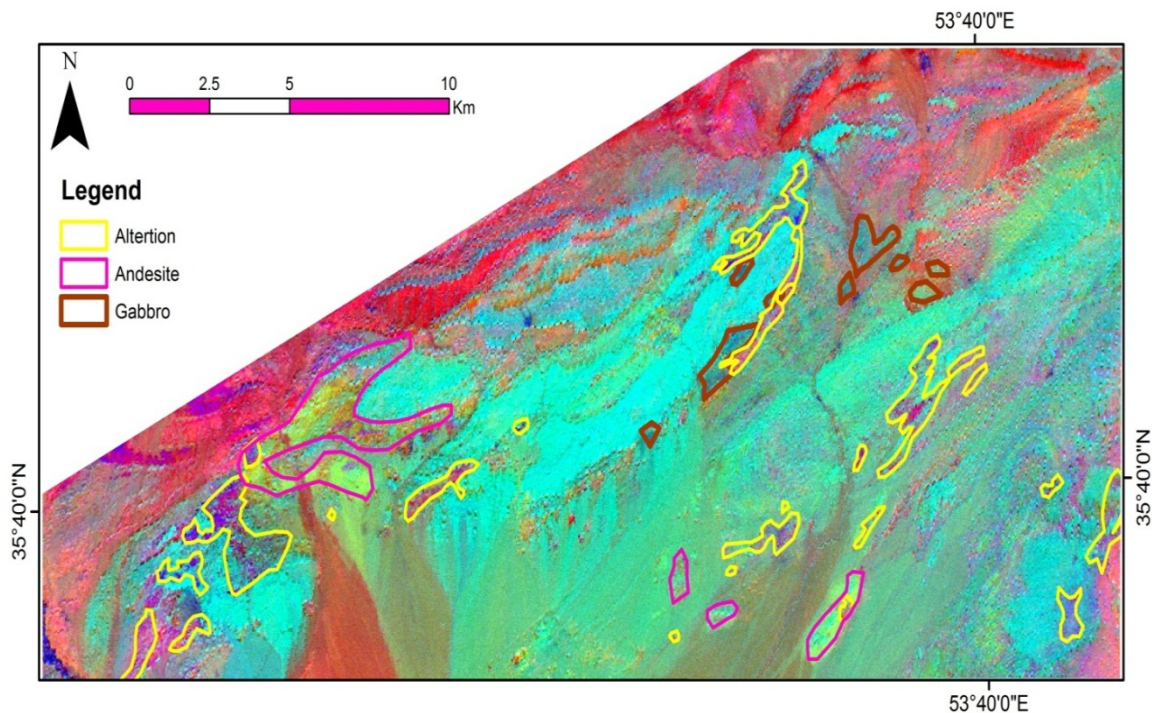
شکل ۴-۷- تصویر حاصل از نسبت بانندی (۳/۱، ۵/۴، ۵/۷) از سنجنده ETM+ در باندهای (RGB) در منطقه گرده آهوان که در آن مناطق دگرسان با خطوط زرد نشان داده شده است.

روش نسبت‌گیری بانندی، با انتخاب نسبت‌های متعدد بر روی داده‌های استر نیز اعمال شد و بهترین تصویری که از این روش حاصل شد نسبت بانندی (۲/۳×۴/۳، ۴/۱، ۴/۷) می‌باشد (Abdeen et al., 2001). در این شکل مناطق دگرسان به رنگ صورتی متمایل به آبی، سنگ آذرین نفوذی (گابرو) به رنگ آبی تیره و سنگ آذرین بیرونی (آندزیت) به رنگ سبز متمایل به زرد دیده می‌شود. سنگ‌های

آذرین بیرونی (بازالت) از واحدهای رسوبی (ماسه‌سنگ و کنگلومرای قرمز) قابل تفکیک نبوده و به یک رنگ آبی فیروزه‌ای دیده شده است (شکل ۴-۸).

۴-۴- روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی

اطلاعات باندهای مختلف تصاویر چندطیفی سنجش از دور غالباً همبستگی دارند. وجود همبستگی میان تصاویر باندهای چند طیفی حکایت از وجود اطلاعات مشترک، و یا به عبارت دیگر تکرار اطلاعات دارد. وجود اطلاعات مشترک در باندها به صورت همبستگی میان آنها آشکار می‌شود (قائدرحمتی و همکاران، ۱۳۸۶). این روش برای حذف اطلاعات زائد و متراکم کردن اطلاعات موجود در تعدادی از باندها به دو یا سه باند استفاده می‌شود. این توانایی کاهش ابعاد و باندهایی که برای تولید نتایج قابل قبول تجزیه می‌شوند از نظر وقت و هزینه حائز اهمیت است به ویژه زمانی که استخراج اطلاعات از مولفه‌های جدید بیشتر از استخراج اطلاعات از داده‌های اولیه و خام باشد (علوی پناه، ۱۳۸۲).



شکل ۴-۸- تصویر حاصل از نسبت باندهای (۲/۳×۴/۳، ۴/۱، ۴/۷) از سنجنده ASTER در باندهای (RGB) در گردنه آهوان که در آن مناطق دگرسان با خطوط زرد رنگ، آندزیت با خطوط بنفش و گابروها با خطوط قهوه‌ای دیده می‌شوند.

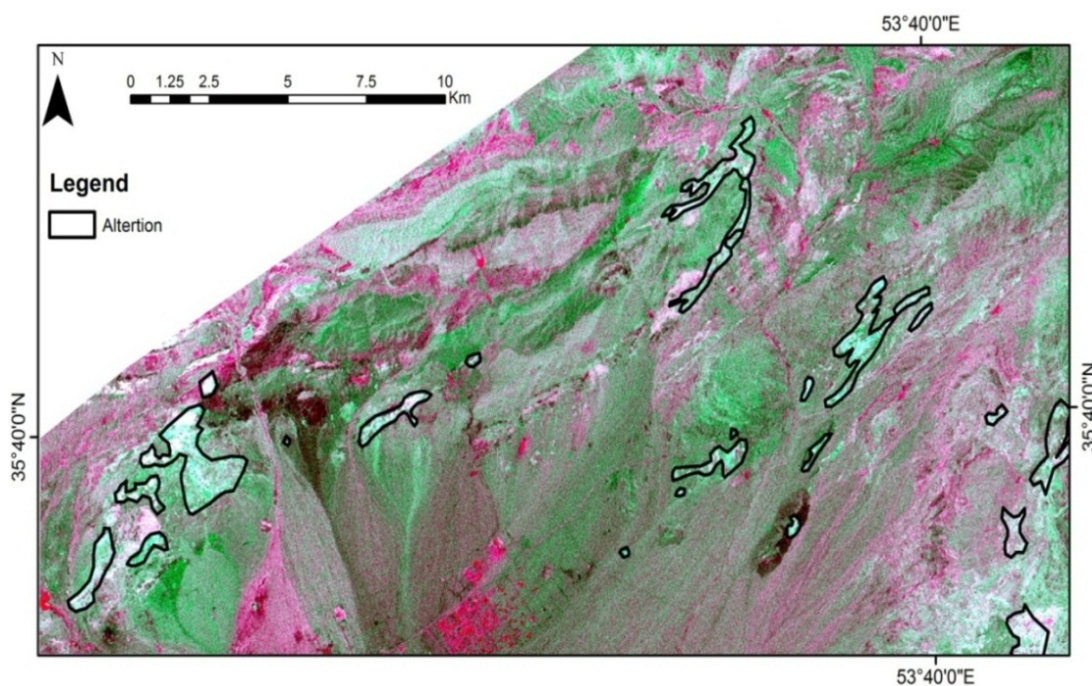
روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی در سنجنده ETM^+ ماهواره لندست، بر روی ۶ باند آن (۱،۲،۳،۴،۵،۷) اعمال می‌گردد. به همین منظور داده‌های حاصل در جدول ۴-۳، نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM^+ ماهواره لندست را نشان می‌دهد. اطلاعات طیفی هیدروکسیل در $PC4$ متمرکز می‌باشد، زیرا بیشترین اختلاف بین باندهای ۵ و ۷ را نشان می‌دهد. همچنین اطلاعات طیفی مربوط به اکسید آهن به طور عمده در $PC5$ متمرکز است که دارای بیشترین اختلاف بین باندهای ۳ و ۱ است. $PC4$ با ضریب دهی بالا و علامت مخالف باندهای ۵ و ۷ مشخص می‌شود. باند ۷ باند جذبی هیدروکسیل دارای ضریب دهی مثبت (۰،۴۴۰) و باند ۵، باند بازتاب بالای هیدروکسیل‌ها دارای ضریب دهی منفی (۰،۵۴۶-) می‌باشند، در تصویر $PC4$ منطقه هیدروکسیل به صورت پیکسل تیره ظاهر می‌شود. در حالی که این کانی‌ها باید در باند ۵ بازتاب بالا (مثبت) و در باند ۷ جذب (منفی) نشان دهند. به همین منظور برای روشن نمایش دادن پیکسل، آن را در عدد منفی یک ضرب می‌شود تا تصویر $PC4$ - برای نشان دادن هیدروکسیل‌ها به صورت پیکسل روشن حاصل شود. همچنین بررسی‌ها نشان داده است که $PC5$ معرف خصوصیات طیفی اکسید آهن می‌باشد که باندهای ۱ (۰،۳۶۱) و ۳ (۰،۵۳۳-) دارای ضریب دهی بالا و با علامت مخالف هستند. با توجه به توضیحات بالا نواحی حاوی اکسید آهن به صورت مناطق تیره نمایش داده می‌شود به همین منظور برای روشن نمایش دادن پیکسل، در عدد منفی یک باید ضرب شود. با توجه به آن بیشترین اختلاف برای نمایش مناطق دگرسان در این روش از تصویر با ترکیب باندی ($PC4$ ،-) $(-PC5) + (-PC4) + PC5$ حاصل می‌شود (شکل ۴-۹).

همچنین به منظور استفاده از روش تجزیه و تحلیل مولفه اصلی (PCA) برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه و نیز تعیین نوع لیتولوژی، اقدام به استفاده از ترکیب باندی (RGB) از مولفه‌های اصلی با ترکیب باندی ($PC1$, $PC3$, $PC4$) شده است (Pournamdari et al., 2014; شکل ۴-۱۰). این شکل سنگ‌های آذرین بیرونی شامل بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و سنگ‌های آذرین نفوذی شامل گابروها به رنگ سبز تیره و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ آبی

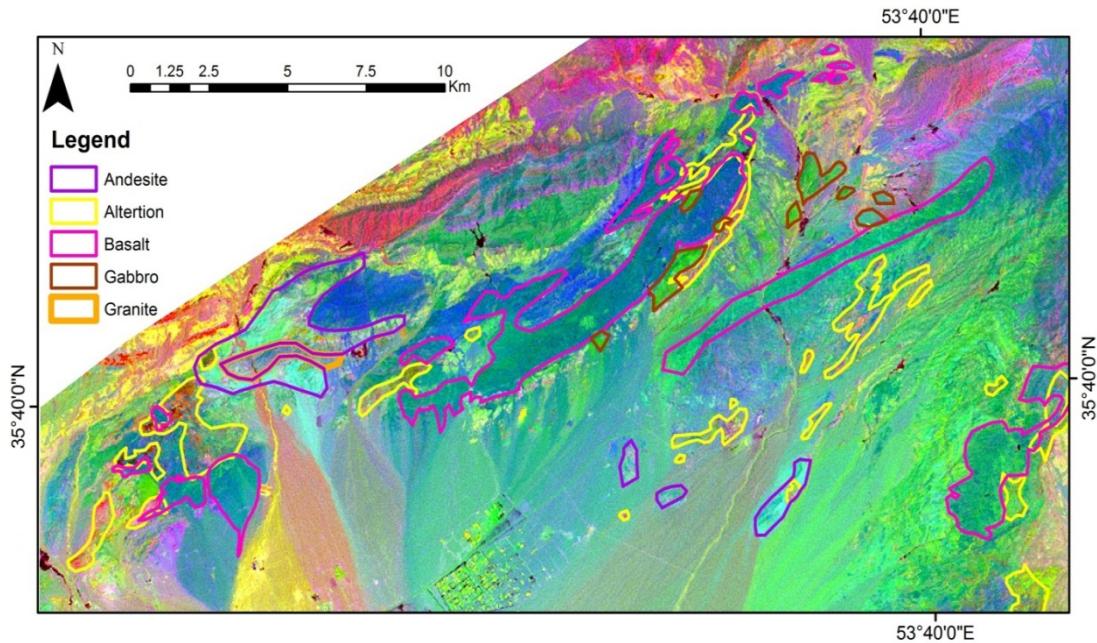
متمایل به خاکستری دیده می‌شود. واحدهای رسوبی شامل (کنگلوмера و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و (آهک، رس و شیل) به رنگ زرد و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز روشن ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ صورتی تا حدودی قابل تشخیص است.

جدول ۴-۳- نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM⁺ ماهواره لندست در منطقه گردنه آهوان.

Input Band	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band5	Band7	
Band Mean	۴۱/۲۲	۵۱/۶۰	۸۸/۸۷	۷۴/۸۷	۱۰۵/۶۵	۹۱/۵۷	
SD of Band	۱۰/۳۳	۱۴/۰۲	۲۰/۹۶	۱۷/۱۰	۲۴/۹۲	۲۰/۱۹	
Eigenvector							Eigenvalue (%)
PC 1	۰/۲۰۶	۰/۳۰۵	۰/۴۶۷	۰/۳۷۰	۰/۵۵۸	۰/۴۴۳	۱۹۱۷/۶
PC 2	-۰/۴۲۶	-۰/۳۹۰	-۰/۴۱۹	-۰/۱۹۹	۰/۴۵۷	۰/۴۹۳	۸۷/۲۳
PC 3	۰/۳۶۹	۰/۲۷۰	۰/۰۶۲	-۰/۷۹۸	-۰/۱۰۳	۰/۳۷۱	۳۸/۳۹
PC 4	-۰/۳۹۵	-۰/۲۵۰	۰/۵۳۴	۰/۰۴۹	-۰/۵۴۶	۰/۴۴۰	۱۰/۸۹
PC 5	۰/۳۶۱	۰/۰۹۳	-۰/۵۳۳	۰/۴۳۱	-۰/۴۳۱	۰/۴۷۶	۸/۲۵
PC 6	۰/۵۹۲	-۰/۷۸۰	۰/۱۷۸	-۰/۰۰۰	۰/۰۸۰	-۰/۰۲۹	۲/۰۹



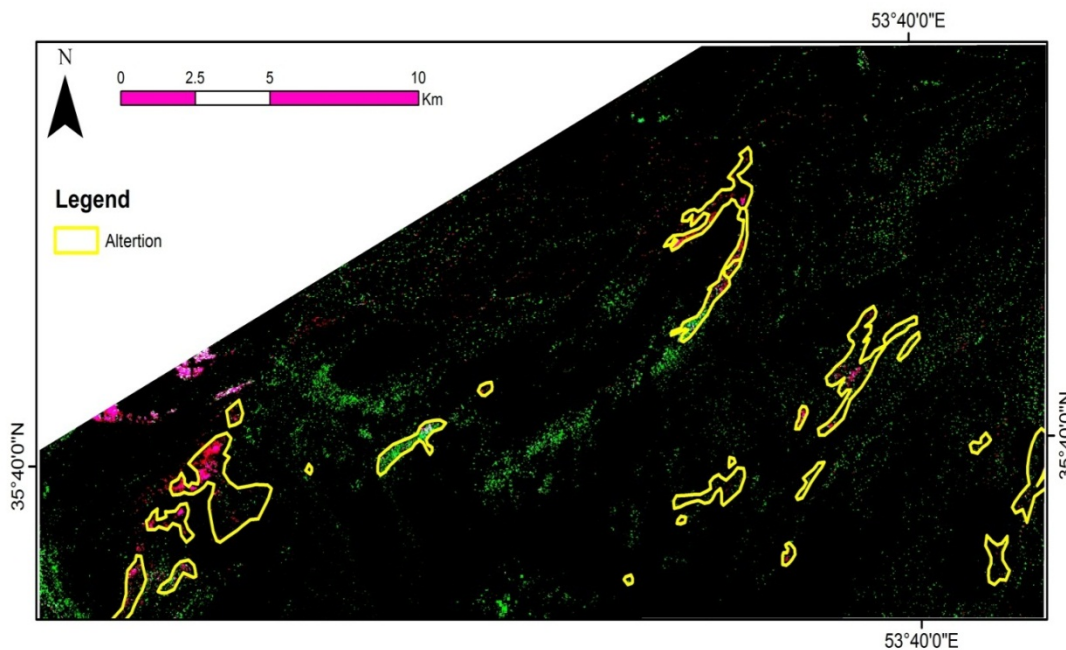
شکل ۴-۹- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM⁺ که از ترکیب باندهای ((-PC4) + (-PC5)), (-PC4), (-PC5) در باندهای (RGB) برای بارزسازی دگرسانی در منطقه گردنه آهوان حاصل شده است. که در آن مناطق دگرسان با خطوط مشکی دیده شد است.



شکل ۴-۱۰- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی سنجنده ETM^+ که از ترکیب باندهای (PC1, PC3, PC4) در باندهای (RGB) حاصل شده است. بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و گابروها به رنگ سبز تیره و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ آبی متمایل به خاکستری، واحدهای رسوبی شامل (کنگلوмера و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و (آهک، رس و شیل) به رنگ زرد و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز روشن ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ صورتی تا حدودی قابل تشخیص است.

روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۱۴ باند داده‌های استر نیز اعمال گردید که برای بارزسازی کانی رسی (هیدروکسیل) از نسبت باندهای ۵/۶ و برای بارزسازی اکسید آهن از نسبت باندهای ۴/۳ استفاده شده است. بیشترین اختلاف بین باندهای ۶ و ۵ برای کانی‌های رسی در PC12 مشاهده شده است. اما از آنجایی که باند ۵ دارای بازتاب بالایی برای کانی‌های رسی ضریب دهی منفی (۱۶، -۰) می‌باشد در تصویر PC12 مناطق دارای کانی‌های هیدروکسیلی را به صورت پیکسل تیره ظاهر می‌شود. به همین منظور برای روشن نمایش دادن پیکسل، آن را در عدد منفی یک ضرب می‌کنیم تا تصویر PC12- برای نشان دادن کانی‌های هیدروکسیلی به صورت پیکسل روشن حاصل شود. همچنین برای نمایش اکسید آهن در سنجنده استر از نسبت باندهای ۴/۳ استفاده شده است که بیشترین اختلاف بین باندهای ۴ و ۳ برای کانی‌های اکسید آهن در PC11 مشاهده شده است. اما در تصویر PC11 مناطق اکسید آهن را به صورت پیکسل تیره ظاهر می‌شود، که برای روشن نمایش دادن آنها، در عدد منفی یک ضرب شود. با توجه به آن بیشترین اختلاف برای نمایش مناطق

دگرسان در این روش از تصویر با ترکیب باندی ((- PC12, (-PC11) + (- PC12, -PC11, - PC12)) حاصل می‌شود (شکل ۴-۱۱).

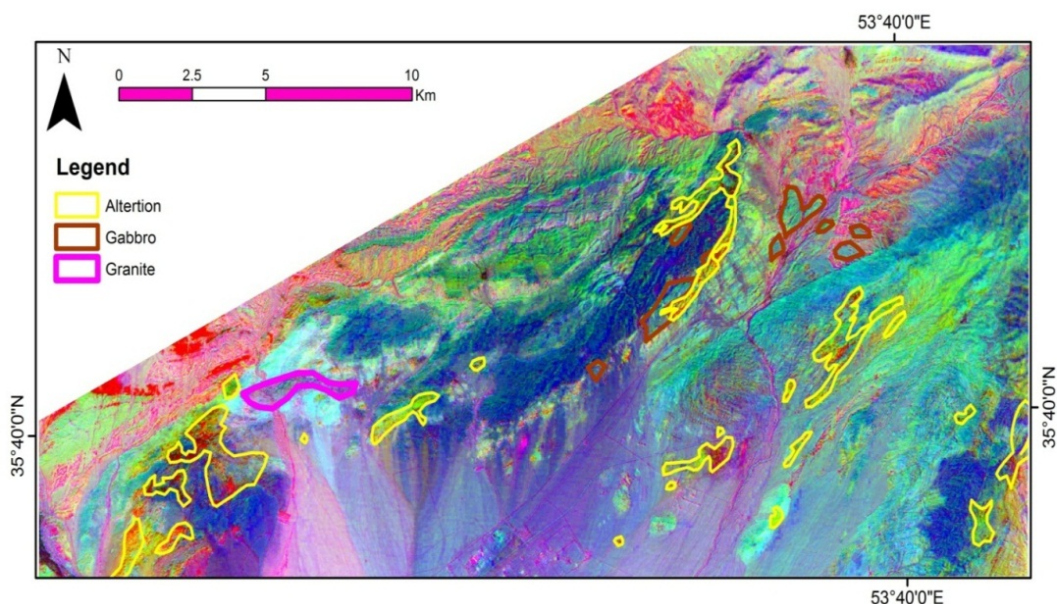


شکل ۴-۱۱- تصویر رنگی نشان‌دهنده دگرسانی‌های منطقه گردنه آهوان (نقاط صورتی رنگ) که با روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۱۴ باند سنجنده ASTER از ترکیب باندی ((- PC12, (-PC11) + (- PC12, -PC11, - PC12)) در باندهای (RGB) حاصل شده است.

جدول ۴-۴- نتایج تحلیل مولفه‌های اصلی که بر روی ۱۴ باند سنجنده ASTER ماهواره ترا در منطقه گردنه آهوان (۶ باند مد نظر آورده شده است).

Input Band	Band 1	Band 2	Band 3	Band 4	Band 5	Band 6	
Band Mean	۱۰۰/۶۹	۹۹/۰۱	۱۰۳/۲۶	۹۸/۶۸	۹۸/۹۳	۸۶/۰۲	
SD of Band	۱۱/۰۹	۸/۴۹	۹/۵۷	۷/۹۱	۷/۷۹	۶/۸۳	
Eigenvector							Eigenvalue (%)
PC 1	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۱۱۸۶۰/۴۴
PC 2	۰/۳۵	۰/۲۷	۰/۳۰۴	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۱	۸۷۰/۲۳
PC 3	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۰	۱۵۱/۴۳
PC 4	۰/۲۷	۰/۳	۰/۳۴	۰/۲۷	۰/۲۶	۰/۲۴	۴۸/۱۲۸
PC 5	-۰/۰۶	-۰/۰۶	-۰/۰۶	-۰/۱۰	-۰/۱۴	-۰/۰۴	۴۰/۰۷
PC 6	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۱	۱۶/۳۳
PC7	-۰/۰۹	-۰/۰۰	-۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۰۰	۱۱/۲۹
PC8	-۰/۰۷	-۰/۰۴	-۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۲	۹/۴۵
PC9	-۰/۰۶	-۰/۱۹	-۰/۱۴	۰/۲۵	۰/۶۲	۰/۲۲	۴/۶۳
PC10	۰/۰۷	۰/۰۰۱	-۰/۱۳	۰/۰۸	۰/۱۸	-۰/۱۳	۳/۲۱
PC11	-۰/۶۰	۰/۳۲	۰/۶۰	-۰/۱۱	-۰/۲۹	۰/۰۸	۲/۵۹
PC12	۰/۰۲	۰/۱۵	-۰/۳۶	-۰/۲۸	-۰/۱۶	۰/۸۴	۱/۰۷

همچنین به منظور استفاده از روش تجزیه و تحلیل مولفه اصلی برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه و نیز تعیین نوع لیتولوژی در سنجنده ASTER ماهواره ترا، اقدام به استفاده از ترکیب باندی (RGB) از مولفه‌های اصلی با ترکیب باندی (PC2, PC4, PC11) نمودیم که در آن سنگ‌های آذرین بیرونی شامل بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و سنگ‌های آذرین نفوذی شامل گابروها به رنگ سبز و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ بنفش و واحدهای رسوبی شامل (کنگلوما و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز متمایل به آبی ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ نارنجی متمایل به زرد مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی سنجنده ASTER برای تفکیک لیتولوژی و بارزسازی دگرسانی از منطقه گردنه آهوان که با استفاده از ترکیب باندی (PC2, PC4, PC11) در فیلترهای (RGB) بدست آمده است. بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و گابروها به رنگ سبز و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ بنفش و واحدهای رسوبی شامل (کنگلوما و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز متمایل به آبی ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ نارنجی متمایل به زرد مشاهده شده است.

۴-۵- روش تجزیه و تحلیل مولفه اصلی انتخابی به روش کروستا

استفاده از روش آنالیز مولفه اصلی و انتخابی شیوه‌ای برای به حداقل رساندن آثار پوشش گیاهی با تکیه بر باندهای طیفی خاص به منظور تفکیک بهتر کانی‌های مناطق دگرسان می‌باشد. کاربرد این

تکنیک در پردازش داده‌های ماهواره‌ای برای اولین بار توسط کروستا و مور (۱۹۸۹) پیشنهاد شد.

- روش تحلیل مولفه اصلی انتخابی به روش کروستا روی ۴ باندها:

۴-۵-الف- نقشه برداری اکسید آهن

در این روش سطح منطقه مد نظر توسط پیکسل تیره یا روشن با توجه به PC معین، نشان داده می‌شود که بر طبق اندازه و علامت بارگذاری بردار ویژه تعیین می‌گردد. روش کروستا روی ۴ باندها از داده‌های ETM⁺ اعمال می‌گردد.

در اینجا برای نقشه برداری اکسید آهن از باندهای (۱،۳،۴،۵) در منطقه گردنه آهوان استفاده شده است (جدول ۴-۵). مقدار ویژه PC4، ضریب‌دهی پایینی برای باندهای ۴ و ۵ (۰/۲۵۱ و ۰/۱۱۶) در مقایسه با باندهای ۱ و ۳ (۰/۷۰۵ و ۰/۶۵۱) ارائه می‌دهد. علاوه بر آن باندهای (۳ و ۱) دارای علامت‌های مخالف می‌باشند. بنابراین در تصویر ناشی از آن، نواحی دارای اکسید آهن به صورت پیکسل تیره ظاهر می‌شوند. در نتیجه از معکوس PC4 (PC4-) برای شاخص شدن اکسید آهن نسبت به سنگ‌های اطراف به صورت پیکسل‌های روشن استفاده می‌شود (Yetkin, 2003).

جدول ۴-۵- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های اکسید آهن (PC4) با استفاده از باندهای (۱،۳،۴،۵) در سنجنده ETM⁺ در منطقه گردنه آهوان.

Input Band	Band 1	Band 3	Band 4	Band 5	
Band Mean	۴۱/۲۲	۸۸/۸۷	۷۴/۸۷	۱۰۵/۶۵	
SD of Band	۱۰/۳۳	۲۰/۹۶	۱۷/۱۰	۲۴/۹۲	
Eigenvector					Eigenvalue (%)
PC 1	-۰/۲۴۴	-۰/۵۵۵	-۰/۴۴۵	-۰/۶۵۸	۱۳۶۷/۴۴
PC 2	-۰/۵۳۷	-۰/۴۹۵	-۰/۰۸۸	۰/۶۷۶	۵۵/۵۹
PC 3	۰/۳۹۱	۰/۱۴۸	-۰/۸۵۴	۰/۳۰۷	۲۷/۹۹
PC 4	۰/۷۰۵	-۰/۶۵۱	۰/۲۵۱	۰/۱۱۶	۸/۹۱

۴-۵-ب- نقشه برداری کانی‌های رسی

برای نقشه برداری از کانی‌های رسی از باندهای (۱،۴،۵،۷) بر اساس ویژگی‌های طیفی کانی‌های

هیدروکسیل در منطقه گردنه آهوان استفاده می‌شود (جدول ۴-۶). به منظور جلوگیری از نقشه- برداری اکسید آهن از انتخاب باندهای ۲ و ۳ اجتناب گردیده است. با توجه به ضریب ویژه بردارها، PC4 نشان دهنده یک ضریب‌دهی منفی بالا برای باند ۵ (۰,۶۷۹-) و یک ضریب‌دهی مثبت بالا برای باند ۷ (۰,۶۴۰) است. بنابراین در تصویر PC4 نواحی دارای کانی‌های هیدروکسیل را به صورت پیکسل تیره مشاهده می‌شود. به همین منظور برای روشن ظاهر شدن پیکسل از معکوس آن (-) PC4 استفاده می‌شود که بیانگر تمرکز بالایی از هیدروکسیل است.

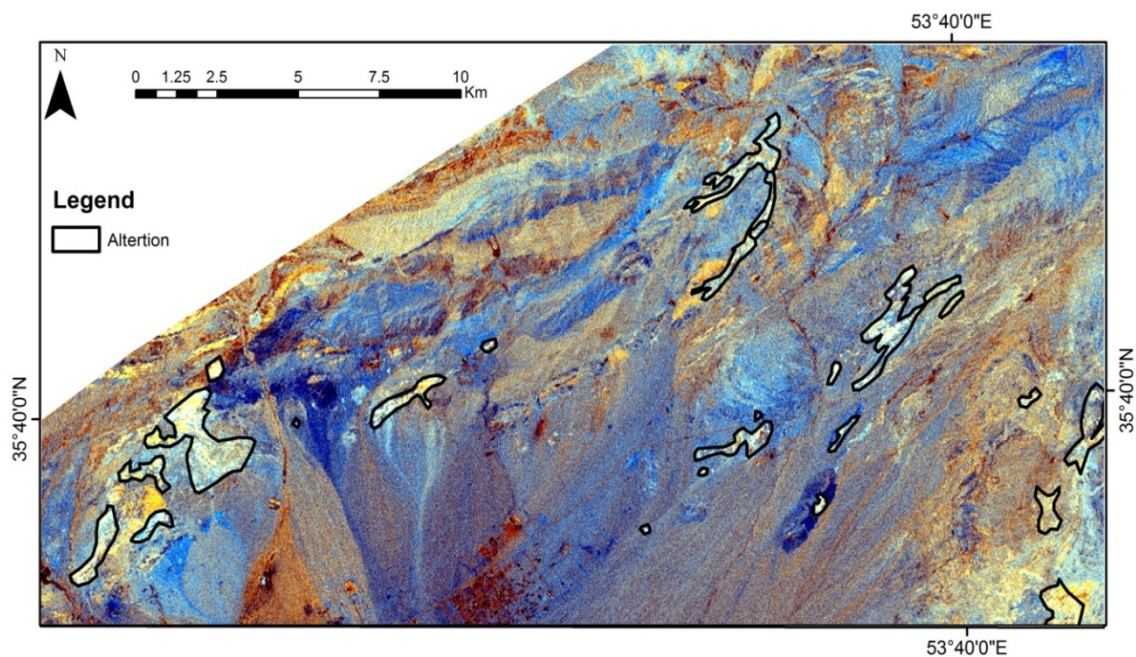
هر یک از تصاویر حاصله، به تنهایی شاخص کانی‌های رسی و اکسید آهن می‌باشند. اما برای اینکه از ایجاد دگرسانی دروغین جلوگیری شود (که در نتیجه حضور یکی از دو گروه کانی‌های هیدروکسیلی یا اکسید آهن در مناطقی است که دگرسانی گرمابی وجود ندارد)، از مجموعه تصاویر اکسید آهن و رس استفاده می‌شود. روشی دقیق برای شناخت سنگ‌های دگرسان شده، یافتن مناطقی است که هر دو نوع کانی هیدروکسیل و اکسید آهن را شامل می‌شود (Yetkin, 2003).

جدول ۴-۶- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های رسی (PC4) با استفاده از باندهای (۱,۴,۵,۷) در سنجنده ETM⁺ در منطقه گردنه آهوان.

Input Band	Band 1	Band 4	Band 5	Band 7	
Band Mean	۴۱/۲۲	۷۴/۸۷	۱۰۵/۶۵	۹۱/۵۶	
SD of Band	۱۰/۳۳	۱۷/۱۰	۲۴/۹۲	۲۰/۱۹	
Eigenvector					Eigenvalue (%)
PC 1	۰/۲۳۵	۰/۴۴۰	۰/۶۷۷	۰/۵۳۹	۱۳۳۵/۴۹
PC 2	۰/۴۴۸	۰/۷۰۷	-۰/۲۱۵	-۰/۵۰۲	۵۳/۶۶
PC 3	-۰/۸۵۱	۰/۴۴۲	۰/۱۸۱	-۰/۲۱۶	۲۹/۸۰
PC 4	-۰/۱۳۴	۰/۳۳۲	-۰/۶۷۹	۰/۶۴۰	۹/۴۹

برای شناسایی مناطق دگرسان در روش کروسا به کمک داده‌های سنجنده ETM⁺، از یک ترکیب رنگی مناسب در محیط RGB استفاده می‌شود. برای رسیدن به این هدف اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و مجموعه این دو (اکسید آهن و کانی رسی) به رنگ سبز اختصاص داده می‌شود. در نتیجه مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید ظاهر می‌شود که در شکل ۴-۱۳ این

مناطق با خطوط سیاه رنگ نمایش داده شده است (Yetkin, 2003). نتیجه اعمال این روش نشان داد که مناطق دگرسان بیشتر در بخش‌های شمال، مرکز و غرب منطقه دیده شده است. دگرسانی آرژیلیتی به طور بارز در این مناطق مشاهده می‌شود که معادن مس، آهن که در بخش غرب منطقه واقع شده اند با این دگرسانی تطابق دارد.



شکل ۴-۱۳- تصویر حاصل از اختصاص دادن رنگ قرمز به اکسید آهن، رنگ آبی به کانی رسی و رنگ سبز به مجموعه این دو تصویر (اکسید آهن و کانی رسی)، مناطق به شدت دگرسان به رنگ روشن دیده می‌شوند.

با پیاده کردن روش کروستا بر روی داده‌های سنجنده ASTER می‌توان به دگرسانی‌های موجود در منطقه گردنه آهوان پی برد. به همین منظور، باندهای (۷، ۶، ۴، ۱) برای بارزسازی کانی‌های رسی (کانی‌های هیدروکسیلی) به دلیل کمترین و بیشترین انعکاس انتخاب شد و نسبت باند ۷ به باند ۶ در PC3 دارای بیشترین مقدار اختلاف می‌باشد (جدول ۴-۷). همچنین برای بارزسازی اکسید آهن از چهار باند (۷، ۴، ۳، ۱) استفاده شده است که نسبت باند ۴ به باند ۳ در PC4 دارای بیشترین مقدار اختلاف می‌باشد. اما با توجه به ضریب ویژه بردارها برای PC4 نشان دهنده یک ضریب‌دهی منفی بالا برای باند ۴ (-۰,۷۶۲) و یک ضریب‌دهی مثبت بالا برای باند ۳ (۰,۶۴۷) است. بنابراین در تصویر

PC4 نواحی دارای اکسید آهن به صورت پیکسل تیره نشان داده می‌شود. به همین منظور از معکوس آن (PC4-) استفاده می‌شود که تمرکز بالایی از اکسید آهن‌ها را نشان می‌دهد و به صورت پیکسل روشن ظاهر می‌شود (Kujjo, 2010).

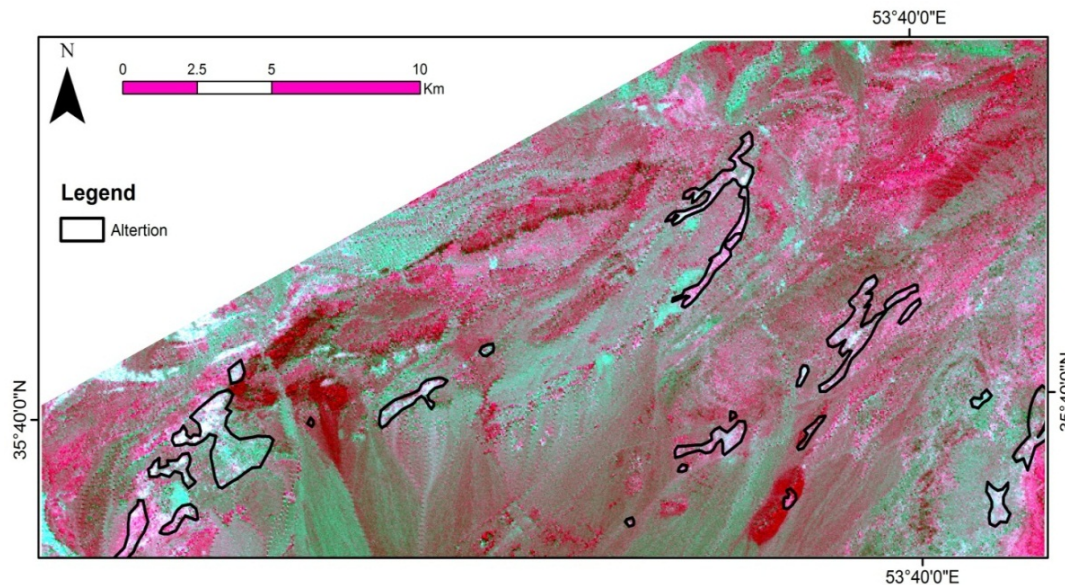
جدول ۴-۷- انتخاب PC مناسب برای کانی‌های رسی (PC 3) با استفاده از باندهای (۷، ۶، ۴، ۱) در سنجنده ASTER در منطقه گردنه آهوان.

Input Band	Band 1	Band 4	Band 6	Band 7	
Band Mean	۱۰۰/۶۹	۹۸/۶۸	۸۶/۰۲	۱۵۴۴/۲۳	
SD of Band	۱۱/۰۹	۷/۹۱	۶/۸۳	۴۱/۳۵	
Eigenvector					Eigenvalue (%)
PC 1	-۰/۰۵۹	-۰/۰۲۹	-۰/۰۳۹	۰/۹۹۷	۱۷۱۹/۲۵
PC 2	-۰/۷۲۶	-۰/۵۲۲	-۰/۴۴۰	-۰/۰۷۵	۲۱۸/۹۲
PC 3	۰/۶۴۸	-۰/۵۲۲	-۰/۵۰۸	۰/۰۰۵	۳/۳۶
PC 4	-۰/۰۳۴	۰/۶۷۳	-۰/۷۳۸	-۰/۰۱۱	۱/۲۱

جدول ۴-۸- انتخاب PC مناسب برای اکسید آهن (PC4) با استفاده از باندهای (۷، ۴، ۳، ۱) در سنجنده ASTER از منطقه گردنه آهوان.

Input Band	Band 1	Band 3	Band 4	Band 7	
Band Mean	۱۰۰/۶۹	۱۰۳/۲۶	۹۸/۶۸	۱۵۴۴/۲۳	
SD of Band	۱۱/۰۹	۹/۵۷	۷/۹۱	۴۱/۳۵	
Eigenvector					Eigenvalue (%)
PC 1	-۰/۰۶۰	-۰/۰۴۲	-۰/۰۲۹	۰/۹۹۶	۱۷۱۹/۶۵
PC 2	۰/۶۶۱	۰/۵۷۴	۰/۴۷۵	۰/۰۷۸	۲۶۳/۰۱
PC 3	-۰/۷۴۷	۰/۴۹۸	۰/۴۳۸	-۰/۰۱۰	۳/۲۶۱
PC 4	-۰/۰۱۵	۰/۶۴۷	-۰/۷۶۴	۰/۰۰۴	۱/۶۸۹

برای شناسایی و بارزسازی مناطق دگرسان در روش کروستا، در سنجنده ASTER از یک ترکیب رنگی مناسب در محیط RGB استفاده می‌شود. برای رسیدن به این هدف با اختصاص دادن اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و میانگین این دو تصویر به رنگ سبز، مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید و با خطوط مشکی رنگ در شکل ۴-۱۴ نمایش داده شده است (Yetkin,)



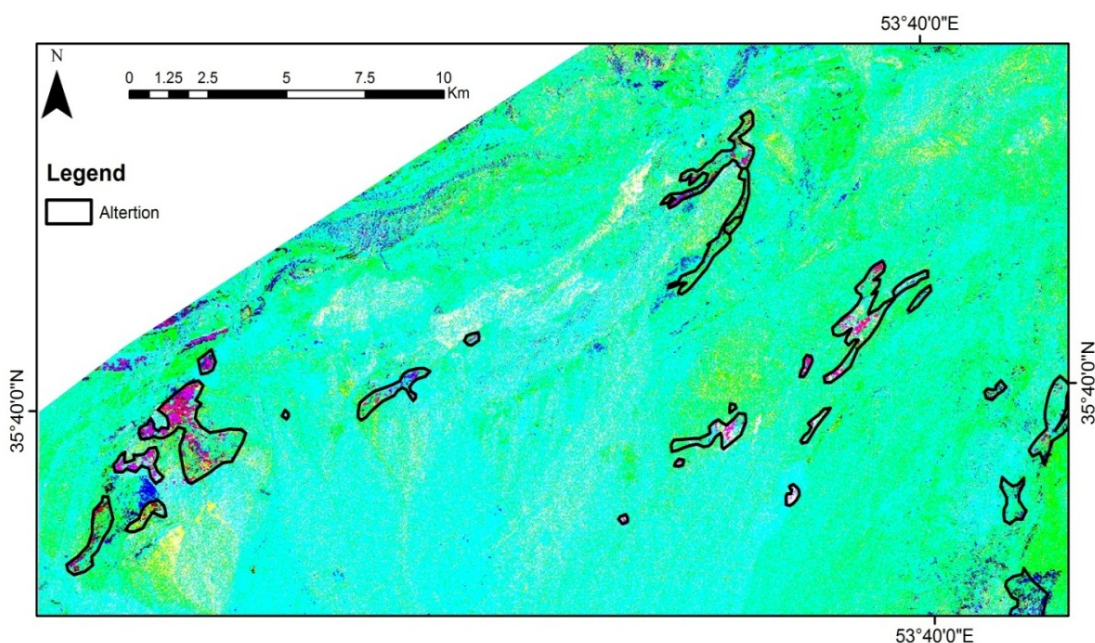
شکل ۴-۱۴- تصویر حاصل از اختصاص دادن اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و میانگین این دو تصویر به رنگ سبز همان طور که در شکل فوق دیده می‌شود، مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید دیده می‌شوند.

۴-۶- روش برازش کمترین مربعات

در این روش کوواریانس داده‌های ورودی محاسبه می‌شود و آن را برای پیش‌بینی باند انتخابی به عنوان ترکیب خطی از باندهای پیشگویی‌کننده استفاده می‌شود. در اینجا بوسیله ۶ باند طول موج کوتاه مرئی و مادون قرمز سنجنده ETM^+ به عنوان باند ورودی و به طور مثال باند ۱، ۳، ۷ به عنوان باند باقیمانده استفاده می‌شود (Haroni and Lavafan, 2007). هر دو روش‌های LS-Fit و Crosta برای نقشه‌برداری از امضاء طیفی کانی‌ها (به عنوان نمونه کانی‌های رسی و اکسید آهن) در مناطق دگرسانی گرمابی استفاده شده است. این روش برای پیدا کردن مناطقی که پاسخ طیفی غیر عادی آن در یک مجموعه داده قرار می‌گیرند استفاده می‌شود (به عنوان نمونه دگرسانی کانی‌های رسی و اکسید آهن).

با استفاده از باقیمانده باند ۳، باقیمانده باند ۷ و باقیمانده باند ۱ می‌توان کانی‌های هماتیت، رسی و گوتیت را شناسایی نمود (Yetkin, 2003). این روش برای پیدا کردن اکسید آهن استفاده می‌شود که معمولاً با مناطق دگرسان گرمابی همراه است. اکسید آهن فریک در تمام باند ۳ جذب نشان می‌دهد

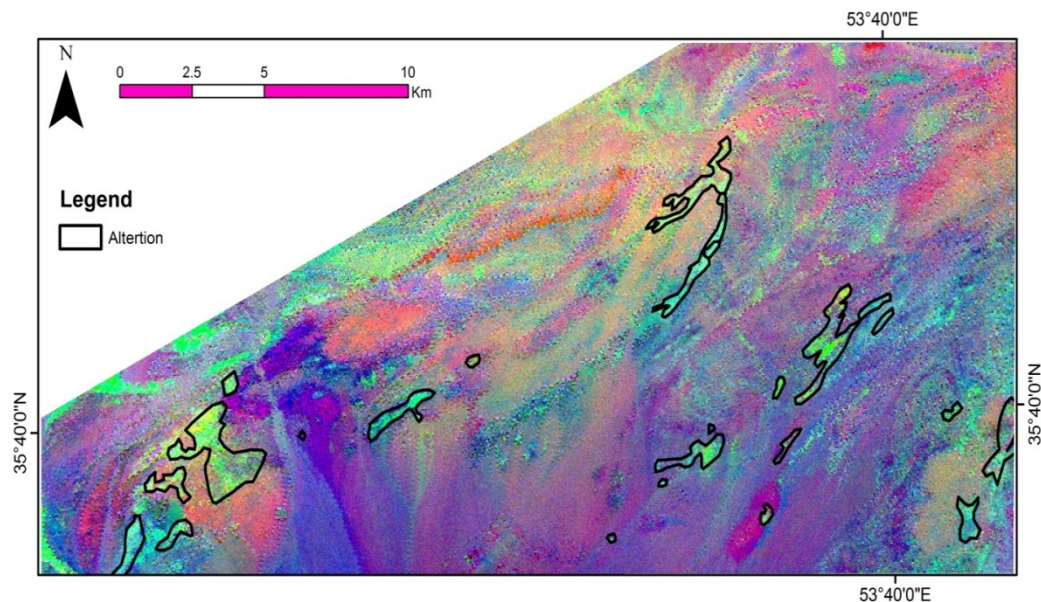
که این باند به عنوان باند مدل برای نقشه‌برداری از اکسید آهن استفاده می‌شود. با ایجاد یک تصویر رنگی با اختصاص دادن باقیمانده باند ۳ به رنگ قرمز، باقیمانده باند ۷ به رنگ سبز و باقیمانده باند ۱ به رنگ آبی، مناطق دگرسان شده به رنگ صورتی-آبی نشان داده می‌شوند (شکل ۴-۱۵) (Yetkin, 2003). استفاده از باندهای مادون قرمز و مرئی برای محاسبه باقیمانده این باندهای بسیار حائز اهمیت است.



شکل ۴-۱۵- تصویر رنگی ایجاد شده با اختصاص باقیمانده باند ۳ به رنگ قرمز، باقیمانده باند ۷ به رنگ سبز، باقیمانده باند ۱ به رنگ آبی در این شکل مناطق دگرسان به رنگ صورتی-آبی دیده می‌شود.

همچنین روش برازش کمترین مربعات بر روی داده‌های ماهواره ترا سنجنده ASTER اجرا گردید. به همین منظور از همه ۳ باند مرئی و مادون قرمز نزدیک (VNIR) به عنوان باند ورودی و VNIR-B1 به عنوان باند مدل برای توزیع اکسید آهن استفاده شد است. بعلاوه دگرسانی آرژیلیتی به وسیله SWIR-B1 (SWIR-4) به عنوان باند مدل و با در نظر گرفتن باندهای VINR و SWIR به عنوان باند ورودی نقشه‌برداری شد. از SWIR-B3 (SWIR-6) به عنوان باند ورودی برای مشخص کردن دگرسانی رسی استفاده شده است (شکل ۴-۱۶). در اینجا نیز از تمام باندهای VINR و SWIR به

عنوان باند ورودی در نظر گرفته شده است (Feize and Mansuri, 2013) (Asadi Haroni and Lavafan, 2007).



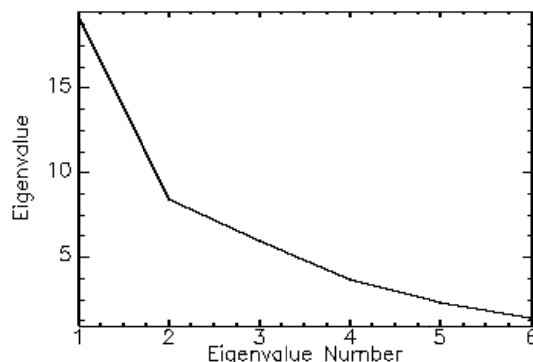
شکل ۴-۱۶- تصویر رنگی ایجاد شده با اختصاص باقیمانده باند SWIR-B3 به رنگ قرمز، باقیمانده باند VINR- B1 به رنگ سبز، باقیمانده باند SWIR-B1 به رنگ آبی در این شکل مناطق دگرسان به رنگ سبز دیده می‌شود.

۴-۷- نتایج حاصل از بکارگیری روش‌های کمی در تجزیه و تحلیل داده‌های منطقه گردنه آهوان

۴-۷-۱- روش حداقل سهم کمینه نوفه (MNF)

براساس (شکل ۴-۱۷) حاصل از داده‌های منطقه مورد مطالعه، مقادیر ویژه MNF به طور متوالی در باندها کاهش یافته است در نتیجه این بیانگر آن است که نویز در باندهای آخر جدا شده است و سرانجام کاهش همبستگی طیفی در باند از طریق روش MNF در تصویر حاصل می‌شود (Poormirzaee and Oskouei, 2010).

در شکل ۴-۱۷ مقادیر ویژه شش باند خروجی MNF برای محدوده مورد مطالعه مشاهده می‌شود. اگرچه همه مقادیر ویژه داده‌های سنجنده ETM⁺ بزرگ‌تر از یک هستند و همه باندها برای پردازش داده‌های بعدی حفظ شده‌اند. با این حال ارزش واقعی داده‌ها با افزایش شماره مولفه‌ها کاهش می‌یابد.



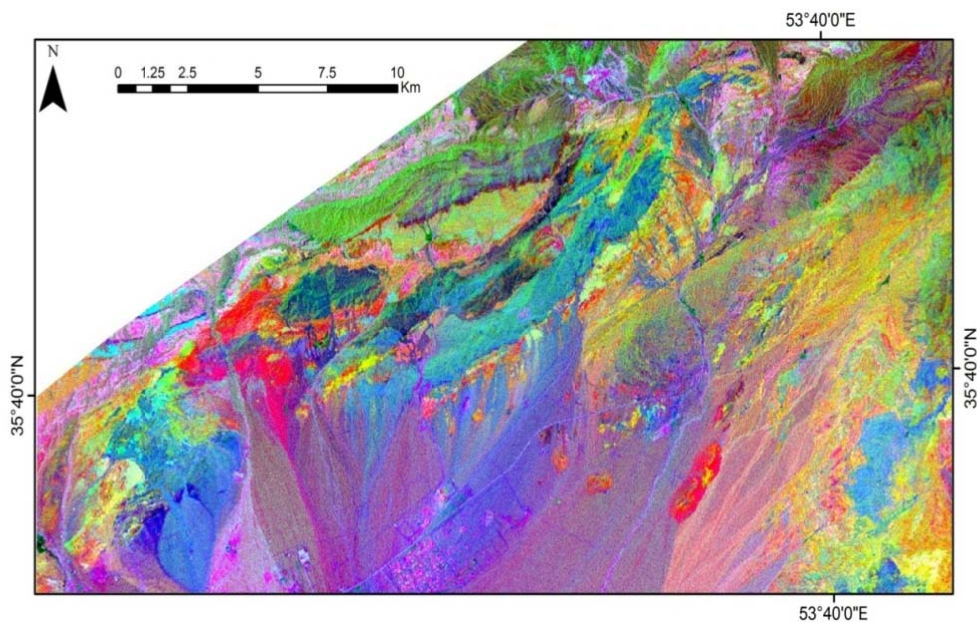
شکل ۴-۱۷- مقادیر ویژه محاسبه شده برای MNF تمامی باندهای در سنجنده ETM^+ (طرح جدایی نویز) در منطقه گردنه آهوان.

پس از اعمال روش حداقل سهم کمینه نوفه بر روی داده‌های سنجنده ETM^+ ، با استفاده از روش ترکیب رنگی کاذب (روش‌های کیفی) بر روی داده‌های حاصل از MNF با ترکیب رنگی (۲،۴،۳) واحدهای سنگی منطقه را از یکدیگر می‌توان تفکیک نمود. نتایج حاصل از MNF در شکل ۴-۱۸ ارائه گردیده است که در آن مناطق دگرسان به رنگ زرد، سنگ‌های آذرین بیرونی شامل بازالت به رنگ آبی روشن و آندزیت به رنگ قرمز روشن می‌باشد. همچنین سنگ‌های آذرین نفوذی شامل گرانیت به رنگ آبی تیره متمایل به بنفش و گابروها به صورت پچ‌ها و به رنگ سفید متمایل به سبز دیده می‌شوند. سنگ‌های رسوبی شامل آهک به رنگ بنفش روشن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ قرمز رنگ به رنگ آبی تیره از بازالت‌ها به راحتی قابل تفکیک می‌باشند.

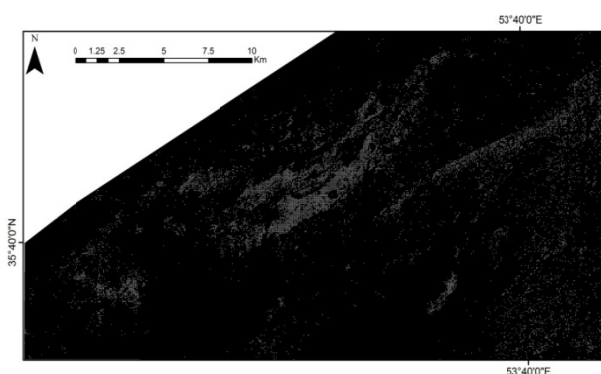
۴-۷-۲- استخراج اعضای خالص با شاخص خلوص پیکسل (PPI)

با توجه به نمودار حاصل از تجزیه و تحلیل PPI حاصل از داده‌های منطقه گردنه آهوان (شکل ۴-۱۹)، کل حداکثر پیکسل که در تصویر نشان داده شده است برابر ۱۰۹۲۸ بوسیله ۵۰۰۰ تکرار و آستانه ۲،۵ برابر است. معمولاً PPI را بر روی نتیجه تبدیل MNF که در آن نویز از داده‌ها حذف شده است اجرا می‌شود و نتیجه PPI به عنوان ورودی نمایشگر n -بعدی استفاده شده است. پس از انجام فرایند PPI، پیکسل‌هایی که از نظر طیفی خالص هستند به صورت روشن دیده می‌شود. تصاویر PPI به عنوان سایت‌های آزمایش در طبقه بندی هدایت شده استفاده شده است. پس از

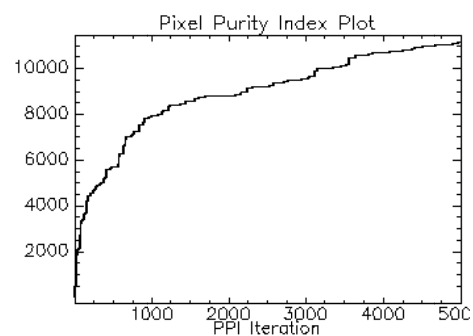
تعیین پیکسل‌های خالص برای جدایش این پیکسل‌ها به عنوان سایت‌های آزمایشی از نمایشگر n -بعدی استفاده خواهد شد. در (شکل ۴-۲۰) پیکسل‌های خالص طیفی از منطقه گردنه آهوان به رنگ سفید نمایش داده شده است (Maurice, 1994). با استفاده از الگوریتم PPI پیکسل‌های منطقه مورد مطالعه فقط از لحاظ خلوص طیفی و نه نوع طیف مورد ارزیابی واقع شده است یعنی در تصویر PPI بعضی از پیکسل‌های طبقات مختلف ممکن است در یک طبقه قرار گیرند.



شکل ۴-۱۸- نتایج حاصل از اعمال روش MNF با ترکیب رنگی (۲،۴،۳) بر روی داده‌های سنجنده ETM^+ در منطقه گردنه آهوان.



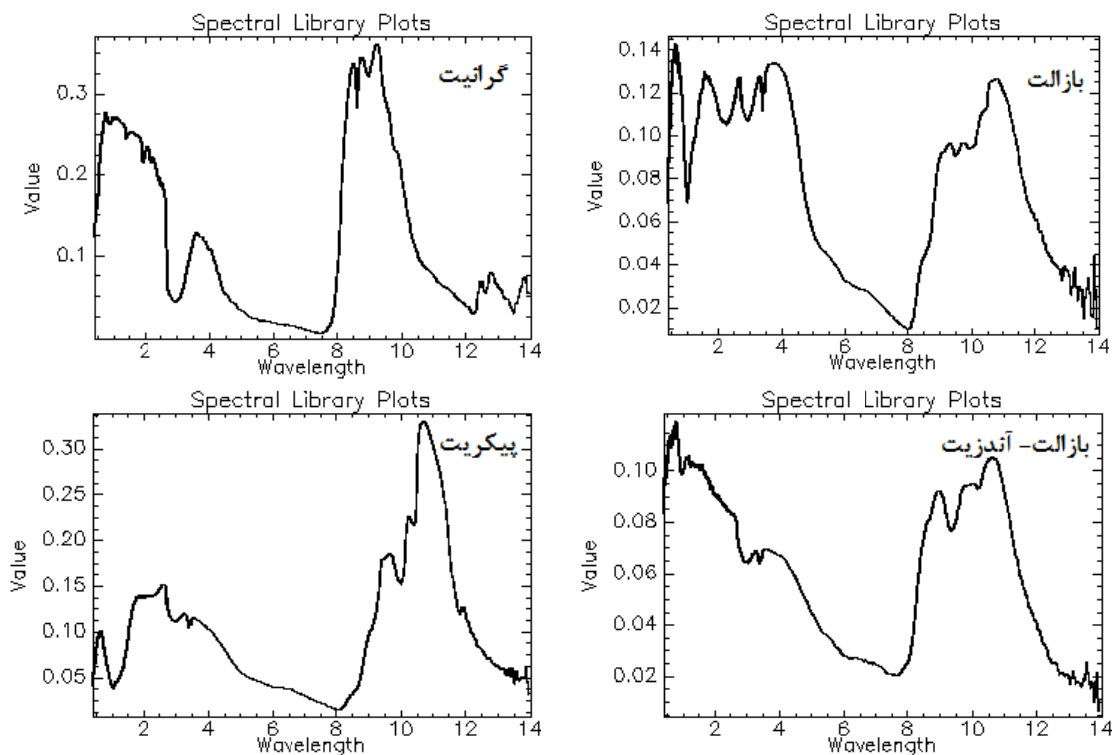
شکل ۴-۲۰- پیکسل‌های خالص طیفی در منطقه گردنه آهوان.



شکل ۴-۱۹- شاخص خلوص پیکسل PPI در منطقه گردنه آهوان.

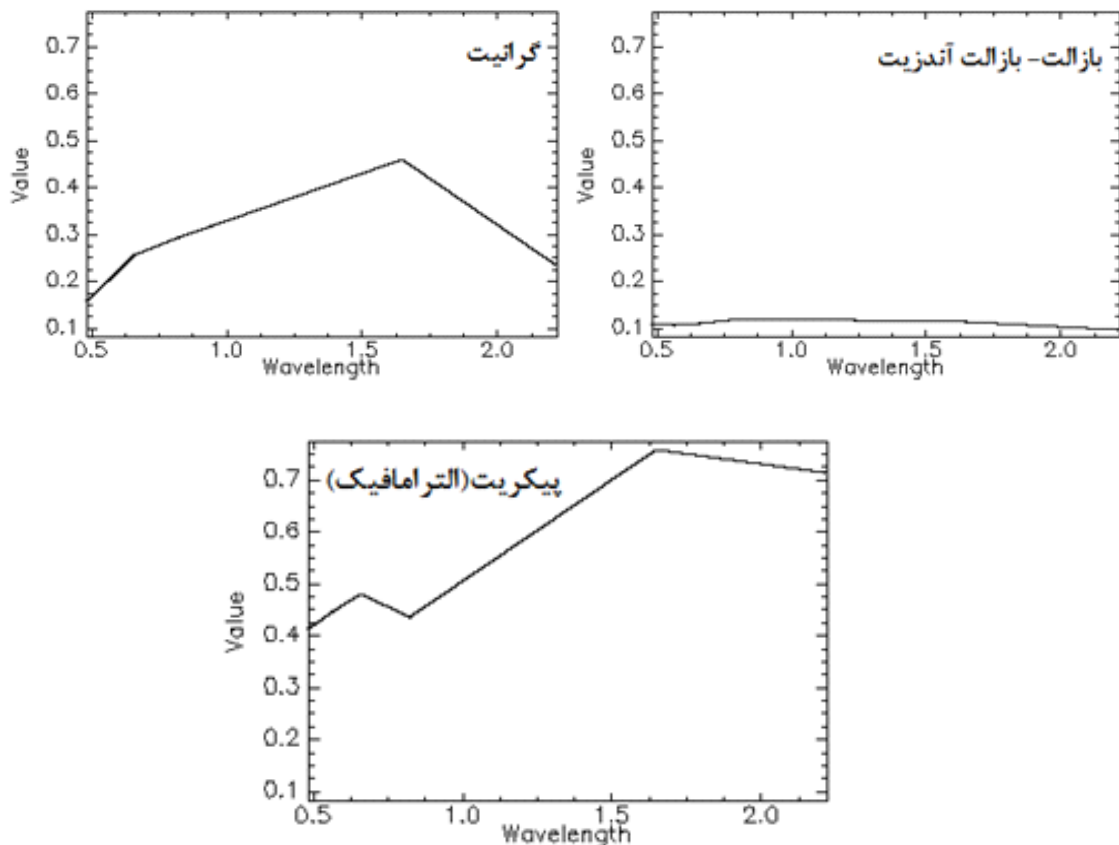
۴-۷-۳- نمایشگر n- بعدی و استخراج عضو انتهایی

تجزیه و تحلیل طیفی و در نتیجه شناسایی کانی‌ها و سنگ‌ها می‌تواند با تطبیق طیف ناشناخته با طیف پیش فرض کتابخانه طیفی (USGS) حاصل شود. در اینجا با استفاده از طیف کتابخانه‌ای کانی و سنگ (USGS) به عنوان طیف مرجع و نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM)، به عنوان روش انطباق‌دهنده برای این مقایسه بکار گرفته شده است. برای شناسایی بهتر تجزیه و تحلیل طیفی و در نتیجه شناسایی سنگ‌ها، منطقه مورد مطالعه را به سه بخش شامل تصویر کل منطقه، بخش شمالی و بخش غربی تقسیم گردید. تصاویر حاصل از طیف‌های کتابخانه‌ای برای سنگ‌های آذرین در بخش تصویر کل منطقه در شکل ۴-۲۱ مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۱ - طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های آذرین (تصویر کل منطقه).

تصاویر حاصل از طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های آذرین منطقه مورد مطالعه (تصویر کل منطقه) در شکل ۴-۲۲ مشاهده می‌شود.



شکل ۴-۲۲ - طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های آذرین (تصویر کل منطقه).

همانطور که ذکر شد برای تجزیه و تحلیل طیفی بهتر و در نتیجه شناسایی سنگ‌ها، منطقه مورد مطالعه را به سه بخش شامل تصویر کل منطقه، بخش شمالی و بخش غربی تقسیم گردید. که نتایج مربوط به بخش شمالی و بخش غربی (سنگ‌های آذرین) و بخش شمالی، مرکزی و غربی (سنگ‌های رسوبی) در قسمت پیوست ۱ آورده شده است. تا بتوانیم داده‌های دقیق‌تر برای بررسی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در اختیار داشته باشیم.

۴-۷-۴- روش نقشه‌برداری زاویه طیفی

روش SAM، میزان شباهت طیف هر پیکسل را بدون تجزیه به عضوهای طیفی شناسایی شده می‌سازد و خروجی آن تصویری چند لایه‌ای است که RULE نامیده می‌شود. این تصاویر بهترین هماهنگی SAM، بین طیف ناشناخته و طیف مرجع را برای هر پیکسل بیان می‌کنند. پیکسل‌های

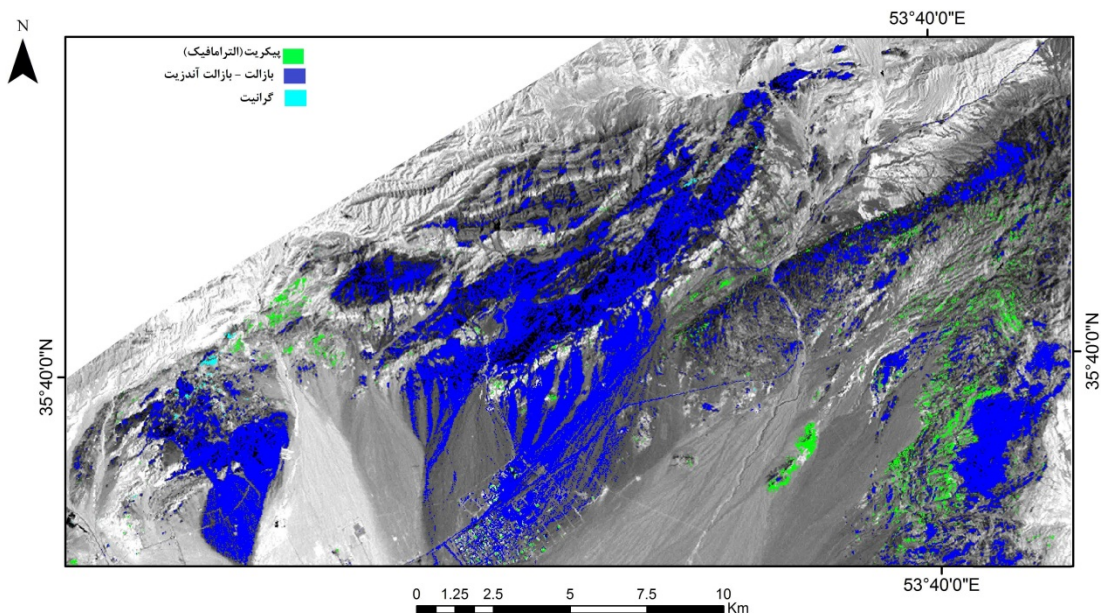
تیره در تصاویر RULE، نشان دهند زاویه کوچکتراست و یا طیف آن پیکسل‌ها، شباهت بیشتری به عضوهای طیفی دارد. بنابراین در روش مورد بحث، طبقه‌بندی پیکسل‌های کاملاً تیره نشان‌دهنده عضوهای تصویر هستند. روش نقشه‌برداری زاویه طیفی بر روی تصاویر سنجنده ETM⁺ داده‌های لندست منطقه گردنه آهوان اعمال گردید که نتایج آن در جدول ۴-۹ اشاره شده است.

جدول ۴-۹ - امتیاز روش SAM برای سنگ‌های آذرین در سه بخش تصویر اصلی منطقه، غرب و شمال منطقه.

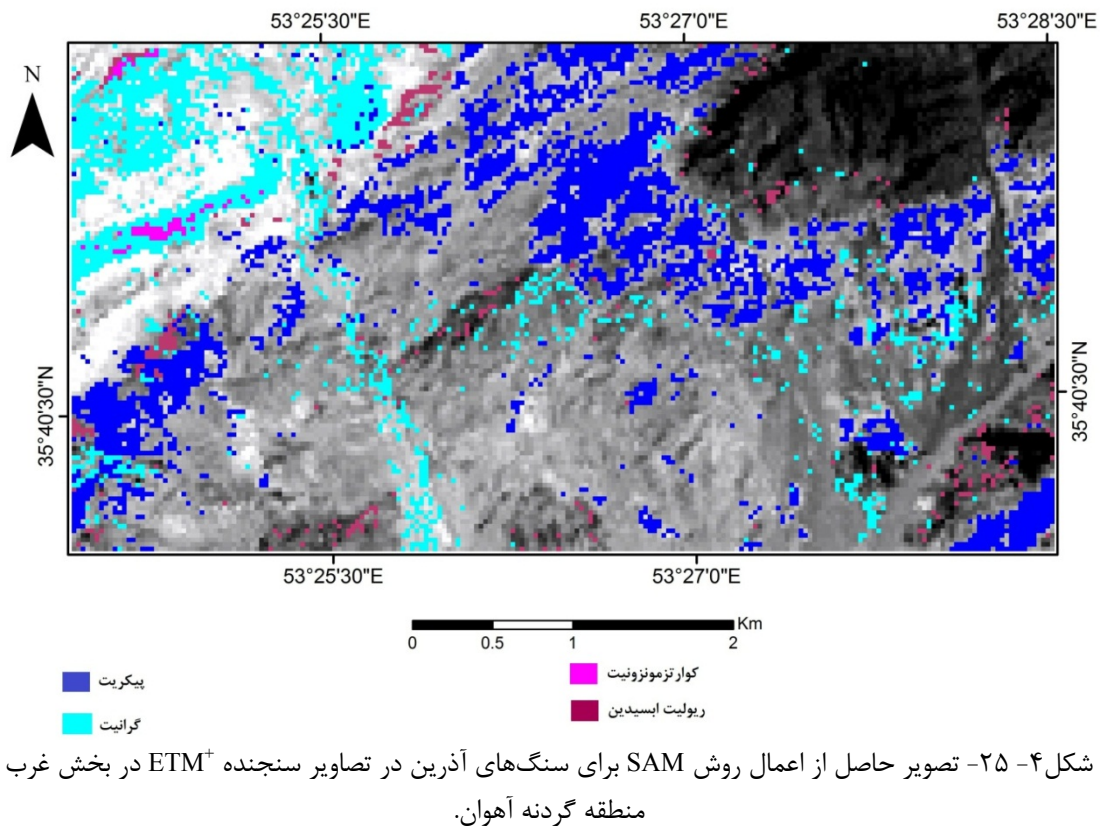
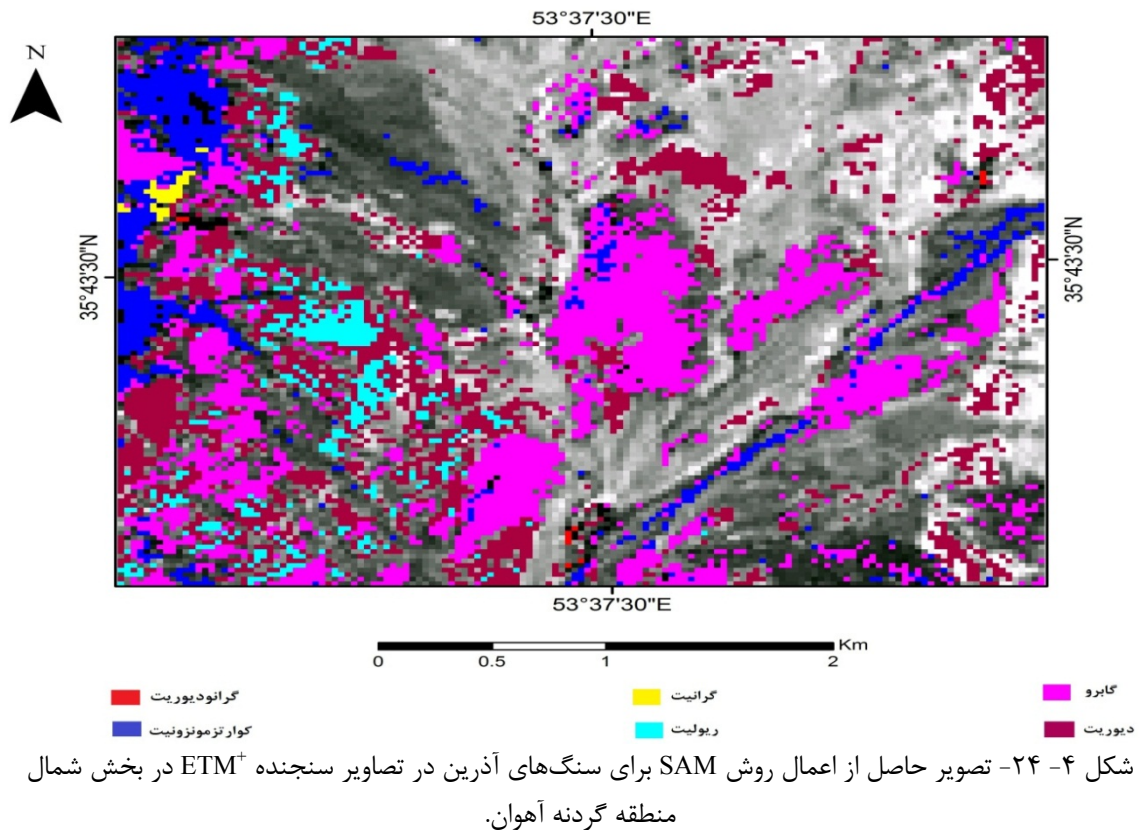
SAM	نام سنگ	شماره طیف	SAM	نام سنگ	شماره طیف	SAM	نام سنگ	شماره طیف
۰/۷۱۰	پیکریت	۳	۰/۸۷۰	پیکریت(الترامافیک)	۲	۰/۴۱۶	گرانودیوریت	۱
۰/۸۶۷	گرانیت	۵	۰/۹۱۵-۰/۹۳۹	بازالت-بازالت آندزیت	۳	۰/۹۱۹	کوارتز مونزونیت	۳
۰/۸۰۵	کوارتز مونزونیت	۶	۰/۶۷۳	گرانیت	۵	۰/۷۹۴	گرانیت	۴
۰/۷۸۰	ریولیت افسیدین	۷				۰/۸۷۶	ریولیت	۵
						۰/۷۴۴	گابرو	۶
						۰/۷۳۸	دیوریت	۷

تجزیه و تحلیل طیفی و در نتیجه شناسایی سنگ‌ها می‌تواند با تطبیق طیف ناشناخته با طیف پیش فرض کتابخانه طیفی (USGS) حاصل شود. ما با استفاده از طیف کتابخانه‌ای کانی و سنگ (USGS) به عنوان طیف مرجع و نقشه‌برداری زاویه طیفی به عنوان روش تطبیق انطباق‌دهنده برای این مقایسه استفاده شده است. در یک نگاه کلی، هدف اصلی طبقه‌بندی تصاویر رقومی ایجاد نقشه-ای موضوعی است که در آن هر پیکسل باید به یک کلاس مشخص از اشیاء، پوشش زمین و با کاربری اراضی متعلق بوده باشد. روش نقشه‌برداری زاویه طیفی یک روش طبقه‌بندی است که بوسیله محاسبه طیف مشابه، بین طیف‌های تصویر با طیف مرجع بازتابی به سرعت اجازه نقشه-برداری می‌دهد. در تصاویر حاصل از روش طبقه‌بندی SAM، در تصاویر سنجنده ETM⁺ داده‌های لندست از تصویر اصلی منطقه (شکل ۴-۲۳)، طیف دو مربوط به سنگ‌های پیکریت (الترامافیک) با رنگ سبز، طیف سه مربوط به سنگ بازالت با رنگ آبی تیره، طیف پنج به سنگ‌های گرانیت با رنگ آبی فیروزه‌ای دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۸۷۰، ۰/۹۳۹ و ۰/۶۷۳ می‌باشد. برای شناسایی بهتر و بیشتر واحدهای آذرین منطقه برشی از قسمت شمالی منطقه (شکل

۲۴-۴) زده شده است که در آن نتایج زیر حاصل شده است. طیف یک مربوط به سنگ‌های گرانودیوریت با رنگ قرمز، طیف سه مربوط به سنگ‌های کوارتزمونزونیت با رنگ آبی تیره، طیف چهارم مربوط به سنگ‌های گرانیت با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ‌های ریولیت با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به سنگ‌های گابرویی با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به سنگ‌های دیوریت با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۴۱۶، ۰/۹۱۹، ۰/۷۹۴، ۰/۸۷۶، ۰/۷۴۴ و ۰/۷۳۸ می‌باشد. همچنین برشی از قسمت غربی منطقه (شکل ۴-۲۵) برای تفکیک و شناسایی بهتر واحدهای آذرین منطقه زده شده است که در آن طیف سه مربوط به سنگ‌های پیکریت با رنگ آبی تیره، طیف پنج مربوط به سنگ‌های گرانیت با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به سنگ‌های کوارتزمونزونیت با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به سنگ‌های ریولیت ابسیدین با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب می‌باشد ۰/۷۱۰، ۰/۸۶۷، ۰/۸۰۵ و ۰/۷۸۰ می‌باشد.



شکل ۴-۲۳- تصویر حاصل از اعمال روش SAM برای سنگ‌های آذرین در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش تصویر اصلی منطقه گردنه آهوان. سنگ پیکریت با رنگ سبز، سنگ بازالت-بازالت آندزیت با رنگ آبی و سنگ گرانیت با رنگ آبی فیروزه‌ای نشان داده شده است.



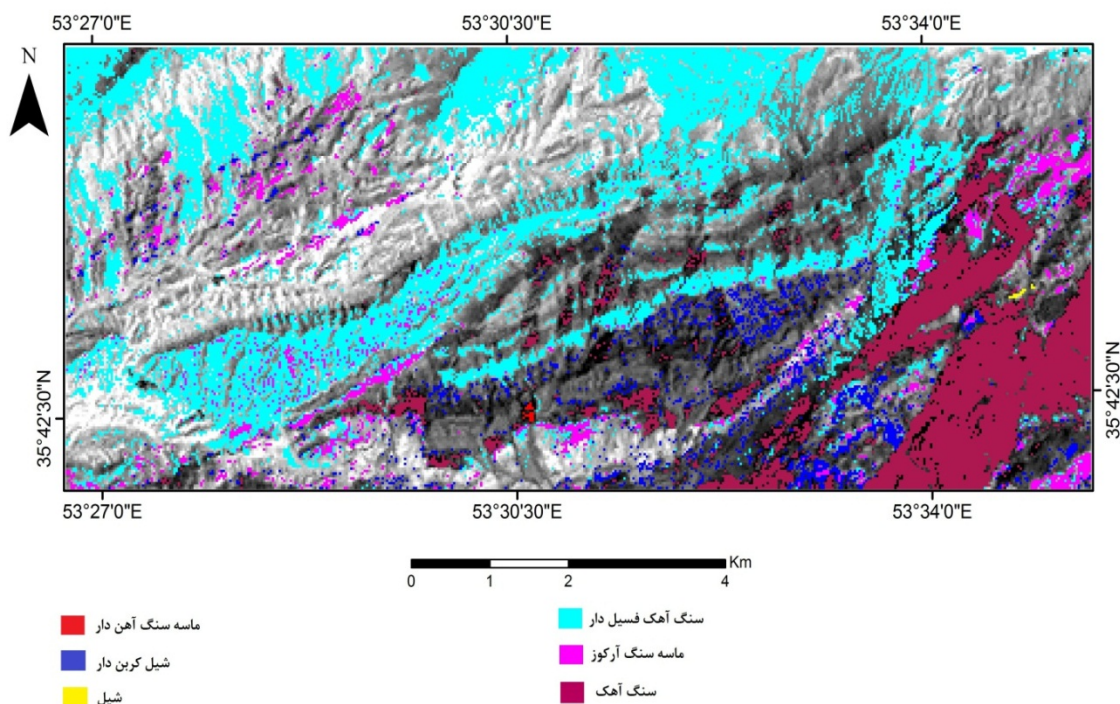
روش طبقه‌بندی SAM برای مشخص شدن سنگ‌های رسوبی در سه بخش شمالی، مرکزی و غربی نیز انجام شد و نتایج آن در جدول ۴-۱۰ آورده شده است.

جدول ۴-۱۰- امتیاز روش SAM برای سنگ‌های رسوبی در سه بخش: غرب، مرکزی و شمال منطقه گردنه آهوان.

شماره	نام سنگ	SAM	شماره	نام سنگ	SAM	شماره	نام سنگ	SAM
۱	ماسه سنگ	۰/۴۳۹	۱	ماسه سنگ آهن-	۰/۳۹۹	۱	ماسه سنگ	۰/۳۹۹
۴	شیل	۰/۸۴۵	۲	سیلتستون	۰/۸۶۱	۳	شیل کربن دار	۰/۹۱۰
۵	سنگ آهک	۰/۸۹۵	۳	سنگ آهک فسیل	۰/۸۳۷	۴	شیل	۰/۷۴۹
۶	ماسه سنگ	۰/۹۱۶	۴	شیل	۰/۸۳۳	۵	سنگ آهک	۰/۸۶۸
۷	ماسه سنگ	۰/۸۵۴	۵	سنگ آهک-	۰/۷۸۷	۶	ماسه سنگ	۰/۸۸۸
			۷	دولومیت- سنگ	۰/۸۸۳	۷	سنگ آهک	۰/۸۴۸

در تصاویر حاصل از روش طبقه‌بندی SAM، در تصاویر سنجنده ETM⁺ داده‌های لندست از تصویر بخش غربی منطقه (شکل ۴-۲۶)، طیف یک مربوط به ماسه‌سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف سه مربوط به شیل کربن دار با رنگ آبی تیره، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به ماسه‌سنگ آرکوزدار با رنگ بنفش روشن و طیف هفتم مربوط به سنگ آهک با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۳۹۹، ۰/۹۱۰، ۰/۷۴۹، ۰/۸۶۸، ۰/۸۸۸ و ۰/۸۴۸ می‌باشد.

برای شناسایی بهتر و بیشتر واحدهای رسوبی منطقه برشی از قسمت مرکزی منطقه (شکل ۴-۲۷) زده شده است که در آن نتایج زیر حاصل شده است. طیف یک مربوط به ماسه‌سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف دو مربوط به سنگ‌های سیلتستون با رنگ سبز، طیف سه مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی تیره، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک-سیلتستون با رنگ آبی فیروزه ای و طیف هفتم مربوط به دولومیت- سنگ آهک با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۳۹۹، ۰/۸۶۱، ۰/۸۳۷، ۰/۸۳۳، ۰/۷۸۷ و ۰/۸۸۳ می‌باشد.

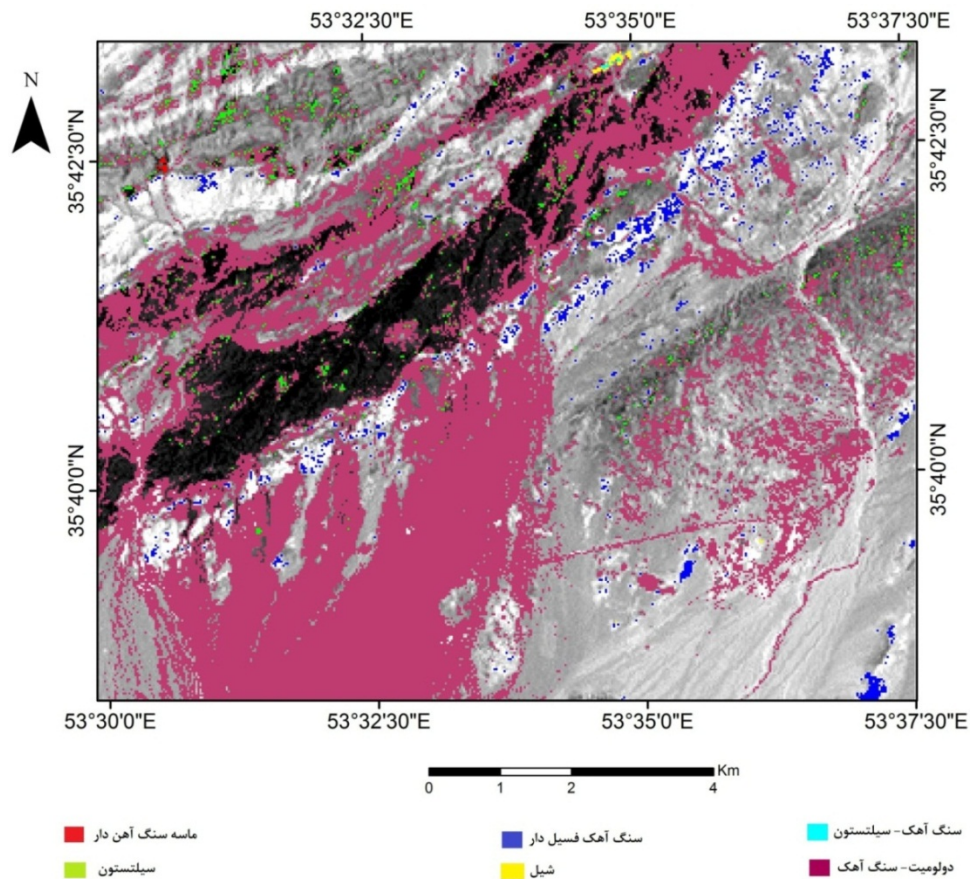


شکل ۴-۲۶ - تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش غربی منطقه گردنه آهوان.

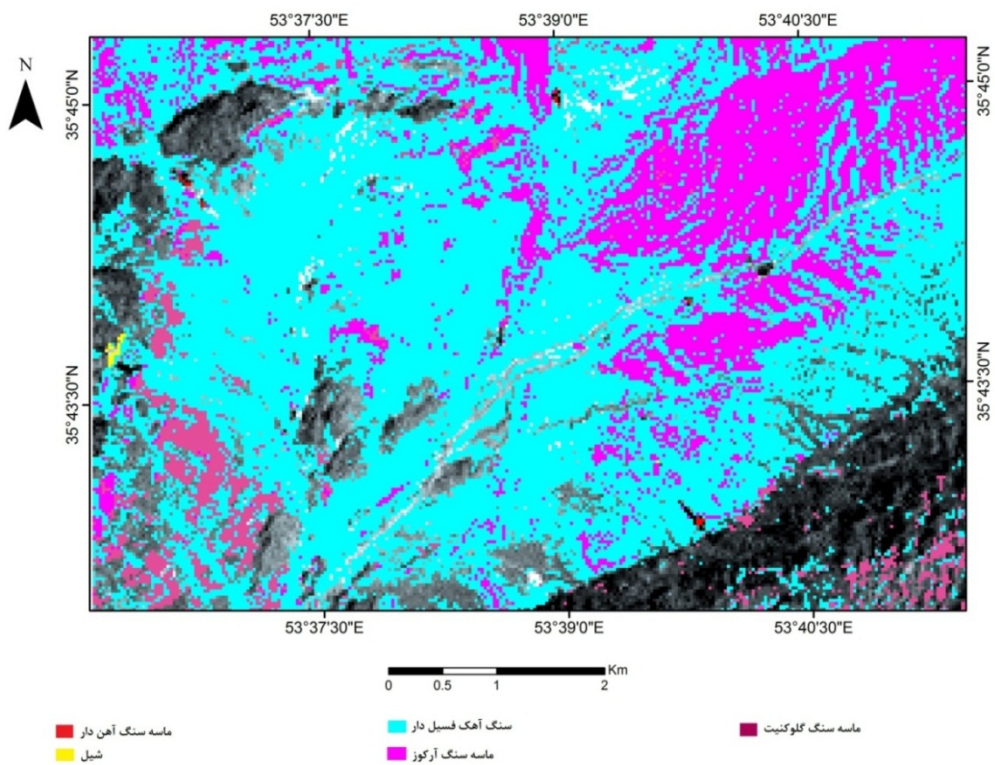
همچنین بررسی از قسمت شمال منطقه (شکل ۴-۲۸) برای تفکیک و شناسایی بهتر واحدهای رسوبی منطقه زده شده است که در آن طیف یک مربوط به ماسه سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی فیروزه ای، طیف شش مربوط به ماسه سنگ آرکوزدار با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به ماسه سنگ گلوکنیت دار با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب می-باشد ۰/۴۳۹، ۰/۸۴۵، ۰/۸۹۵، ۰/۹۱۶ و ۰/۸۵۴ می باشد.

۴-۷-۵- نتیجه گیری

در این فصل به منظور شناسایی واحدهای مختلف سنگی در منطقه گردنه آهوان، از روش های مختلف کیفی و کمی بر روی داده های سنجنده ETM⁺ و ASTER استفاده شد. در بخش کیفی تفکیک مناسب و قابل قبولی از سنگ های آذرین نفوذی و بیرونی، سنگ های رسوبی و همچنین دگرسانی آرژیلیتی منطقه گردنه آهوان بوسیله داده های سنجنده های ETM⁺ و ASTER حاصل



شکل ۴-۲۷- تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش مرکزی منطقه گردنه آهوان.



شکل ۴-۲۸- تصویر حاصل از اعمال روش SAM در تصاویر سنجنده ETM⁺ در بخش شمال منطقه گردنه آهوان.

گردید. اما برای تفکیک بارزتر از انواع سنگ‌های منطقه گردنه آهوان از انواع روش‌های کمی بر روی داده‌های سنجنده ETM^+ استفاده شده است. به همین منظور برای انجام روش‌های تجزیه و تحلیل کمی، در ابتدا پیش پردازش بر روی داده‌ها به منظور آماده سازی آن برای مراحل بعدی انجام شد، سپس عدد رقومی (DN) پیکسل‌های تشکیل دهنده تصویر به میزان بازتابش تبدیل شد. در مرحله پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار ENVI نسخه 4.7، از روش حداقل سهم کمینه نوفه (MNF) برای جداسازی نویز از سیگنال در داده‌ها استفاده شد، سپس برای یافتن پیکسل‌های خالص از روش شاخص خلوص پیکسل (PPI) بکارگرفته شد، کلاس‌های متفاوت یا عضو انتهایی بوسیله نمایشگرهای $n-1$ بعدی تعیین شد و بهترین تطابق طیفی سنگ‌ها با عضو انتهایی بوسیله روش‌های (SAM) با طیفی کتابخانه مرجع کانی USGS برای مشخص شدن جنس و واحدهای سنگی در منطقه مورد مطالعه استفاده شد.

به دلیل آنکه تصاویر استر تهیه شده از سازمان زمین‌شناسی، مجموعه از چندین تصویربرداری در زمان‌های مختلف است. امکان تفکیک اعداد رقومی به مقدار بازتابش در این تصاویر وجود ندارد. در نتیجه قادر نخواهیم بود که برای هر پیکسل از این تصاویر، منحنی امضاء طیفی آن را استخراج کنیم. بنابراین نمی‌توانیم مطالعات کمی را بر روی داده‌های استر انجام دهیم.

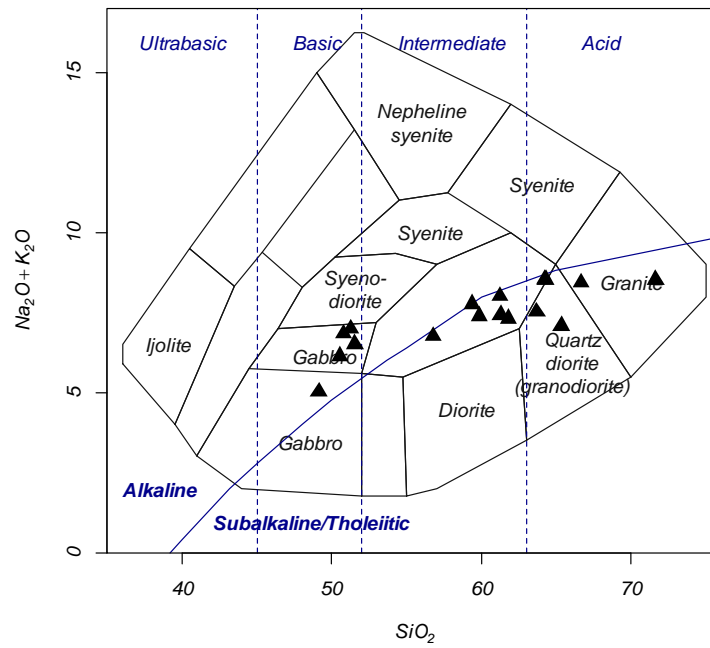
نتایج حاصل از اعمال روش‌های کمی بر روی داده‌های ETM^+ منطقه گردنه آهوان، برای پی بردن به صحت نتایج با بازدیدهای صحرایی که از منطقه مورد مطالعه انجام شد مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج نشان داد مناطقی را که طی مطالعات روش‌های کمی به عنوان سنگ‌های پیکریتی معرفی گردیده است با نتایج صحرایی مطابقت ندارد زیرا طی مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از نمونه‌های منطقه، معرف آندزیت می‌باشد ولی در سایر موارد دارای تطابق بالایی با مشاهدات صحرایی می‌باشد.

درنهایت با تلفیق نتایج حاصل از مطالعات سنجش از دور با بازدیدهای صحرایی و کارهای آزمایشگاهی یک نقشه زمین‌شناسی از منطقه مورد مطالعه تهیه شد که در آن محدوده سنگ‌های

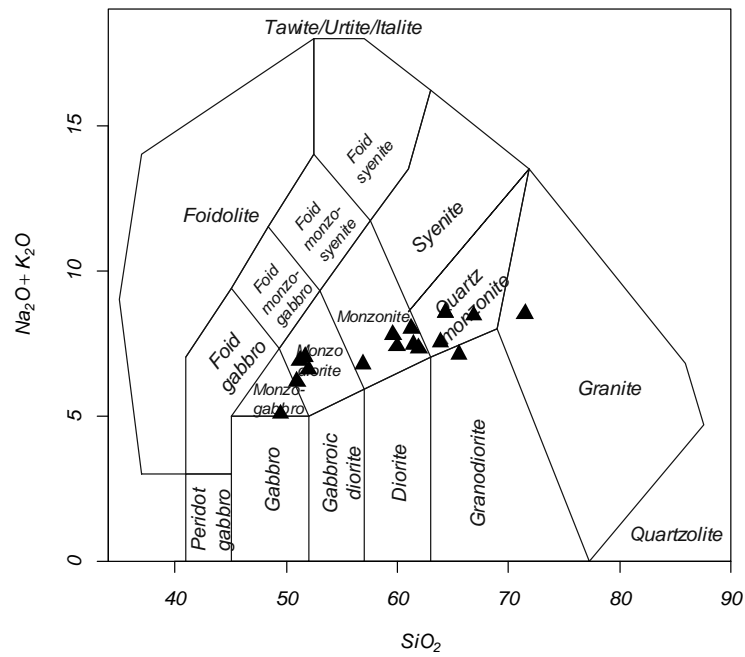
آذرین درونی و بیرونی از هم تفکیک شده و دگرسانی گرمابی، معادن و گسل‌های منطقه مورد مطالعه نیز نشان داده شده است (به شکل ۲-۴۹ رجوع شود).

در اینجا یک مقایسه کلی از داده‌های سنجش از دور با شیمی سنگ کل (داده‌های شاه حسینی، ۱۳۸۶) برای ارزیابی صحت خروجی داده‌های سنجش از دور با مطالعات زمین‌شناسی صورت گرفته است. به همین منظور از دو نمودار ((Cox et al., 1979) TAS (Middlemost, 1994) استفاده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود تفکیک سنگ‌شناسی این دو نمودار برای سنگ‌های نفوذی منطقه تطابق بالایی با نتایج روش‌های سنجش از دور بخصوص بخش کمی دارد. نمونه‌ها در نمودار (Cox et al., 1979؛ شکل ۴-۲۹)، در محدوده گابرو، گرانیات، دیوریت و کوارتز دیوریت واقع شده است که با نتایج روش‌های کمی (SAM) در اشکال ۴-۲۴ و ۴-۲۵ تطابق بالایی نشان می‌دهد. همچنین نمونه‌ها در نمودار (Middlemost, 1994؛ شکل ۴-۲۹)، در محدوده مونزوگابرو، مونزودیوریت، مونزوتز مونزونیت واقع شده است که با نتایج اشکال ۴-۲۴ و ۴-۲۵ تا حدودی تطابق دارد.

TAS (Cox et al. 1979)



Middlemost (1994)



شکل ۴-۲۹- موقعیت سنگ های آنالیز شده از توده های شمال شرق سمنان در نمودار طبقه بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹) و میدلموست (۱۹۹۴).

فصل پنجم

شیمی کانی و دما-فشارسنجی

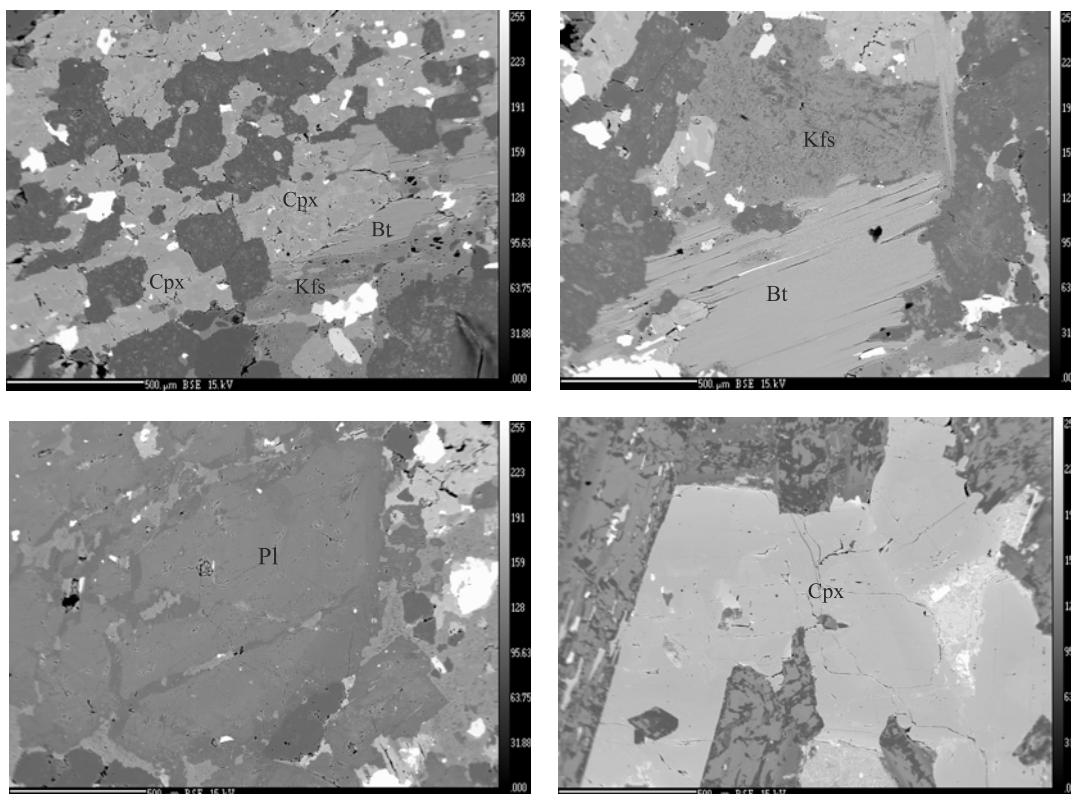
۵-۱- مقدمه

آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها برای تعیین ترکیب شیمیایی، طبقه‌بندی و نام‌گذاری آنها، محاسبه دما و فشار تبلور، تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگزینی توده‌های آذرین کاربرد دارد. از طرف دیگر ترکیب شیمیایی کانی‌ها به شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما از قبیل دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن وابسته است. بنابراین ابزاری ارزشمند برای سنجش شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن است. کانی‌هایی مانند بیوتیت، پیروکسن، آمفیبول و فلدسپارها از جمله کانی‌هایی هستند که برای مطالعات میکروپروب کاربردی می‌باشند. بنابراین در این بخش از آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به منظور بررسی و مطالعه شرایط فیزیکوشیمیایی و عمق جایگزینی توده‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان استفاده شد است.

۵-۲- روش کار

پس از مطالعات اولیه نقشه‌های زمین‌شناسی و عکس‌های هوایی منطقه در جریان بازدیدهای تعداد ۳۴ نمونه صحرایی سنگ‌های نفوذی منطقه برداشت شد و از آنها، مقطع نازک برای بررسی پتروگرافی و میکروسکوپی تهیه شد. بعد از بررسی‌های پتروگرافی، تعیین نوع کانی‌ها و بافت سنگ-ها، نمونه‌های مناسب به منظور انجام آنالیزهای نقطه‌ای انتخاب شدند. مجموعه‌ای از روش‌های متداول سنگ‌نگاری مانند بررسی ویژگی‌های بافتی و کانی‌شناسی توسط مطالعات میکروسکوپی انجام شد. جهت آنالیز نقطه‌ای کانی‌های مورد نظر در این پژوهش، ۴ مقطع نازک صیقلی (۲ مقطع گابرو و ۲ مقطع گرانیت) تهیه شد و به آزمایشگاه مایکروپروب دانشگاه اسلو در کشور نروژ، ارسال شد. در این مطالعه، ۹۱ نقطه از کانی‌های سازنده سنگ‌ها، مورد تجزیه شیمی قرار گرفت. شرایط آنالیز شامل ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانوآمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و دقت آنالیز ۰/۰۱ درصد وزنی می‌باشد. پرتو متمرکز یا قطر پرتو بر روی فلدسپار ۱۰ میکرومتر و بر روی سایر کانی‌ها ۵-۲ میکرومتر بوده است.

سپس به منظور محاسبات ژئوترموبارومتری با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 تعداد کاتیون‌های موجود در فرمول ساختاری کانیها محاسبه شده است. تعداد کاتیون‌های موجود در ساختار کانی‌ها، براساس ۲۲ اتم اکسیژن در بیوتیت، ۸ اتم اکسیژن در پلاژیوکلاز، ۲۳ اتم اکسیژن در آمفیبول و ۶ اتم اکسیژن در پیروکسن محاسبه شده است (شکل ۵-۱). در نهایت، با استفاده از روش‌های مختلف زمین دما- فشارسنجی مناسب، شرایط تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگزینی نهایی توده‌های نفوذی (گابرو، گرانودیوریت و گرانیت) مشخص گردید.



شکل ۵-۱- تصویر BSE از کانی‌هایی که مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفته اند. (Cpx: کلینوپیروکسن، Kfs: پتاسیم فلدسپار، Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز). (علائم از کرتز (Kertz, 1983) اقتباس شده‌اند.

۵-۳- شیمی کانی پیروکسن

در این پژوهش تعداد ۳۷ نقطه از کلینوپیروکسن‌های موجود در گابرو، گرانودیوریت و گرانیت مورد آنالیز قرار گرفت و از نتایج آنها جهت نامگذاری، طبقه بندی و تعیین سری ماگمایی تشکیل این کانی استفاده شد (جدول ۵-۱).

جدول ۵- ۱- نتایج آنالیز میکروپروب بر روی کلینوپیکروکسن موجود در سنگ‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان.
(Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-13				GA-F-13			GA-F-13		
	Core	Core	Rim	Rim	Core	Rim	Core	Core	Rim	
Mineral	Min1				Min2			Min3		
SiO ₂	50.33	50.01	51.47	51.37	50.73	51.00	50.64	51.55	51.38	51.29
TiO ₂	1.10	1.04	0.78	0.77	1.08	1.00	1.09	0.74	1.30	0.91
Al ₂ O ₃	3.26	3.27	1.34	2.40	2.17	1.65	2.25	2.84	2.16	2.78
FeO	7.35	7.54	10.35	6.85	8.55	11.10	8.89	6.24	9.46	6.71
Cr ₂ O ₃	0.43	0.41	0.00	0.26	0.00	0.01	0.04	0.80	0.00	0.43
MnO	0.23	0.18	0.36	0.18	0.26	0.38	0.25	0.17	0.30	0.16
MgO	15.14	15.15	14.18	15.73	15.00	14.32	14.81	15.50	14.35	15.70
CaO	21.45	21.34	20.53	21.49	20.74	19.99	21.13	21.61	20.84	21.68
Na ₂ O	0.38	0.38	0.39	0.34	0.37	0.41	0.42	0.33	0.40	0.34
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	99.65	99.31	99.41	99.41	98.91	99.88	99.54	99.78	100.19	100.02
TSi	1.87	1.86	1.93	1.90	1.90	1.91	1.89	1.90	1.91	1.89
TAl	0.14	0.14	0.06	0.10	0.10	0.07	0.10	0.10	0.09	0.11
M ₁ Al	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01
M ₁ Ti	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.04	0.03
M ₁ Fe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Fe ²	0.11	0.12	0.18	0.10	0.13	0.17	0.15	0.08	0.16	0.09
M ₁ Cr	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
M ₁ Mg	0.84	0.84	0.79	0.87	0.84	0.80	0.82	0.85	0.80	0.86
M ₂ Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₂ Fe ²	0.11	0.12	0.14	0.12	0.14	0.18	0.13	0.12	0.13	0.12
M ₂ Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M ₂ Ca	0.85	0.85	0.83	0.85	0.83	0.80	0.84	0.86	0.83	0.86
M ₂ Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
M ₂ K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	44.28	44.05	42.22	43.98	42.77	40.90	43.23	44.86	43.04	44.34
Mg	43.50	43.52	40.57	44.79	43.04	40.77	42.16	44.76	41.23	44.68
Fe ² _Mn	12.22	12.43	17.21	11.23	14.19	18.34	14.61	10.38	15.73	10.98
Q	1.92	1.92	1.95	1.93	1.94	1.95	1.94	1.90	1.92	1.92
J	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05
WO	44.28	44.05	42.22	43.98	42.77	40.90	43.23	44.86	43.04	44.34
EN	43.50	43.52	40.57	44.79	43.04	40.77	42.16	44.76	41.23	44.68
FS	12.22	12.43	17.21	11.23	14.19	18.34	14.61	10.38	15.73	10.98

ادامه جدول ۵- ۱: (Core): مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی؛ re: relict: باقی مانده).

Sample	GA-F-13			GA-F-30		GA-F-30		GA-F-30
	Core	Rim	Core	Core	Core	Core	Rim	rel Core
Mineral	Min4			Min1		Min2		Min3
SiO ₂	51.02	50.39	51.33	53.23	53.30	53.20	54.44	54.59
TiO ₂	0.77	1.39	0.78	0.11	0.09	0.08	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	3.02	2.40	3.00	0.52	0.46	0.36	0.25	0.29
FeO	6.27	9.68	6.56	10.22	10.03	9.94	6.46	5.94
Cr ₂ O ₃	0.90	0.02	0.76	0.03	0.02	0.00	0.03	0.00
MnO	0.15	0.28	0.13	0.83	0.68	0.61	0.44	0.29
MgO	15.75	14.53	15.54	13.13	13.72	13.63	15.21	15.61
CaO	21.81	20.62	21.40	21.90	22.24	22.36	23.50	22.75
Na ₂ O	0.37	0.45	0.35	0.31	0.35	0.24	0.37	0.80
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
Total	100.05	99.76	99.84	100.31	100.88	100.42	100.76	100.32
TSi	1.88	1.88	1.89	1.99	1.98	1.98	2.00	2.00
TAl	0.12	0.11	0.11	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00
M ₁ Al	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
M ₁ Ti	0.02	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Fe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Fe ²	0.08	0.15	0.08	0.25	0.24	0.24	0.16	0.14
M ₁ Cr	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Mg	0.86	0.81	0.86	0.73	0.76	0.76	0.83	0.85
M ₂ Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₂ Fe ²	0.11	0.15	0.13	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04
M ₂ Mn	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
M ₂ Ca	0.86	0.82	0.85	0.88	0.88	0.89	0.92	0.89
M ₂ Na	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.06
M ₂ K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	44.75	42.41	44.35	44.87	44.75	45.11	46.95	46.12
Mg	44.96	41.59	44.83	37.44	38.41	38.26	42.29	44.03
Fe ² _Mn	10.29	16.00	10.82	17.69	16.84	16.63	10.77	9.86
Q	1.92	1.93	1.90	1.93	1.95	1.96	1.95	1.92
J	0.05	0.07	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.11
WO	44.75	42.41	44.35	44.87	44.75	45.11	46.95	46.12
EN	44.96	41.59	44.83	37.44	38.41	38.26	42.29	44.03
FS	10.29	16.00	10.82	17.69	16.84	16.63	10.77	9.86

ادامه جدول ۵- ۱: (Core): مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی؛ adjacent: patchy zoning: Pa zone؛
مجاور؛ (Cpx corona around Amph: cor aro A).

Sample	GA-F-34			GA-F-34				GA-F-34	
	Pa zone			Core	Core	Rim	Rim	adjacent	Cpx cor aro Am
Mineral	Min1			Min2				Min	
SiO ₂	54.19	53.38	53.68	53.63	54.44	52.91	53.91	53.91	53.30
TiO ₂	0.04	0.05	0.11	0.10	0.00	0.06	0.09	0.07	0.17
Al ₂ O ₃	0.26	0.45	0.43	0.40	0.15	0.42	0.52	0.29	0.69
FeO	5.99	8.80	8.97	9.65	5.67	9.06	6.19	7.08	8.40
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.00	0.11
MnO	0.48	0.39	0.61	0.68	0.08	0.39	0.10	0.46	0.05
MgO	15.45	14.25	14.35	14.00	15.20	13.92	14.99	15.03	13.57
CaO	23.85	22.83	22.56	21.94	24.91	22.33	23.99	22.92	22.70
Na ₂ O	0.31	0.27	0.23	0.30	0.22	0.23	0.45	0.37	1.11
K ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.59	100.41	100.96	100.68	100.69	99.35	100.28	100.15	100.10
TSi	1.99	1.98	1.98	1.99	1.99	1.99	1.98	1.99	1.97
TAl	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03
M ₁ Al	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
M ₁ Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
M ₁ Fe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Fe ²	0.16	0.21	0.21	0.22	0.17	0.21	0.17	0.17	0.24
M ₁ Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Mg	0.84	0.79	0.79	0.77	0.83	0.78	0.82	0.83	0.75
M ₂ Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₂ Fe ²	0.03	0.06	0.07	0.08	0.00	0.07	0.02	0.05	0.02
M ₂ Mn	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
M ₂ Ca	0.94	0.91	0.89	0.87	0.98	0.90	0.95	0.91	0.90
M ₂ Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.08
M ₂ K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	47.32	45.82	45.11	44.34	49.28	45.51	48.21	46.09	47.12
Mg	42.65	39.78	39.92	39.36	41.83	39.46	41.93	42.06	39.18
Fe ² _Mn	10.03	14.40	14.97	16.31	8.88	15.04	9.87	11.85	13.70
Q	1.96	1.97	1.96	1.95	1.98	1.96	1.96	1.95	1.91
J	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.16
WO	47.32	45.82	45.11	44.34	49.28	45.51	48.21	46.09	47.12
EN	42.65	39.78	39.92	39.36	41.83	39.46	41.93	42.06	39.18
FS	10.03	14.40	14.97	16.31	8.88	15.04	9.87	11.85	13.70

ادامه جدول ۵- ۱: (Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-43			GA-F-43		GA-F-43				
	Core	Rim	Rim	Core	Core	Core	Core	Rim	Rim	Core
Mineral	Min1			Min2		Min1				
SiO ₂	51.25	50.18	51.23	49.50	51.22	50.96	51.27	49.13	50.20	50.88
TiO ₂	0.95	1.60	0.99	1.65	1.03	1.05	0.96	1.75	1.35	1.07
Al ₂ O ₃	2.85	3.01	1.57	3.81	2.97	2.64	2.44	3.77	3.23	3.02
FeO	7.00	9.27	11.09	8.38	6.57	7.46	7.25	9.13	8.31	6.54
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.05	0.10	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01
MnO	0.16	0.30	0.45	0.25	0.20	0.20	0.19	0.29	0.25	0.16
MgO	15.46	13.55	12.95	14.10	15.28	14.94	15.41	13.75	14.22	15.22
CaO	22.15	21.60	21.10	21.76	22.14	22.17	22.16	21.63	21.78	22.90
Na ₂ O	0.32	0.42	0.42	0.38	0.34	0.30	0.33	0.40	0.39	0.29
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	100.15	99.96	99.82	99.89	99.85	99.73	100.02	99.85	99.72	100.11
TSi	1.89	1.87	1.93	1.84	1.89	1.89	1.89	1.83	1.87	1.87
TAl	0.11	0.13	0.07	0.16	0.11	0.11	0.11	0.17	0.13	0.13
M ₁ Al	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
M ₁ Ti	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03
M ₁ Fe ³	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Fe ²	0.12	0.19	0.25	0.16	0.11	0.14	0.13	0.19	0.16	0.13
M ₁ Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₁ Mg	0.85	0.76	0.73	0.78	0.84	0.83	0.85	0.77	0.79	0.84
M ₂ Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
M ₂ Fe ²	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.07
M ₂ Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
M ₂ Ca	0.87	0.86	0.85	0.87	0.88	0.88	0.88	0.87	0.87	0.90
M ₂ Na	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02
M ₂ K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum_cat	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Ca	44.96	45.06	43.85	45.22	45.48	45.30	44.84	44.96	45.14	46.44
Mg	43.68	39.35	37.44	40.78	43.67	42.47	43.39	39.76	41.00	42.94
Fe ² _Mn	11.36	15.59	18.72	14.00	10.85	12.23	11.77	15.29	13.85	10.61
Q	1.94	1.91	1.93	1.91	1.92	1.94	1.95	1.91	1.92	1.94
J	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.05	0.06	0.06	0.04
WO	44.96	45.06	43.85	45.22	45.48	45.30	44.84	44.96	45.14	46.44
EN	43.68	39.35	37.44	40.78	43.67	42.47	43.39	39.76	41.00	42.94
FS	11.36	15.59	18.72	14.00	10.85	12.23	11.77	15.29	13.85	10.61

۵- ۳- ۱- نام‌گذاری و طبقه‌بندی پیروکسن‌های مورد مطالعه

پیروکسن‌ها را می‌توان به چهار گروه گسترده طبقه‌بندی کرد: (۱) پیروکسن‌های (Quad) Ca- Mg-

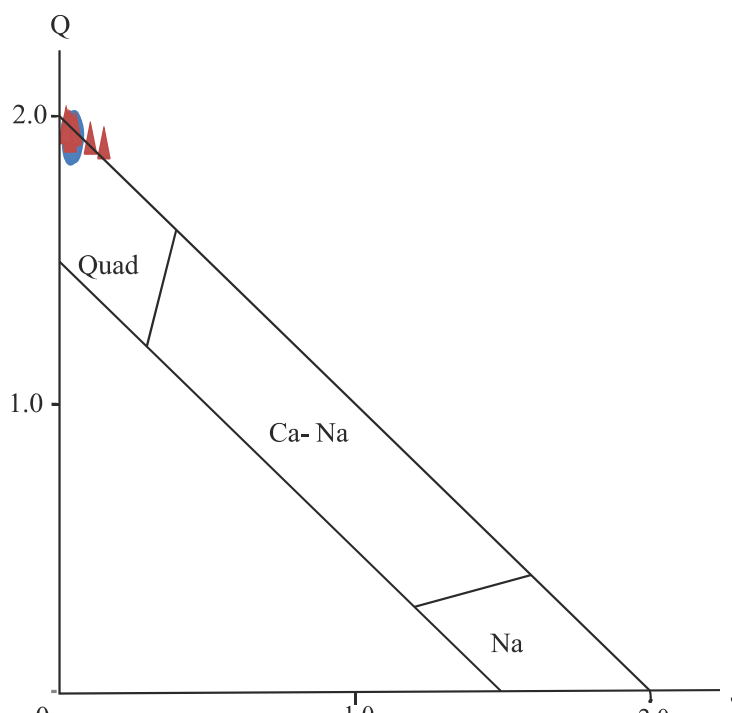
Fe دار، ۲) پیروکسن‌های Ca- Na دار، ۳) پیروکسن‌های Na دار، ۴) و سایر پیروکسن‌ها (Morimoto, 1988؛ شکل ۵-۲). پیروکسن‌های موجود در سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان در محدوده آهن- منیزیم- کلسیم (Quad) قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۲). در این نمودار شاخص‌های J و Q طبق معادله ۵-۱ محاسبه می‌شود.

معادله ۵-۱

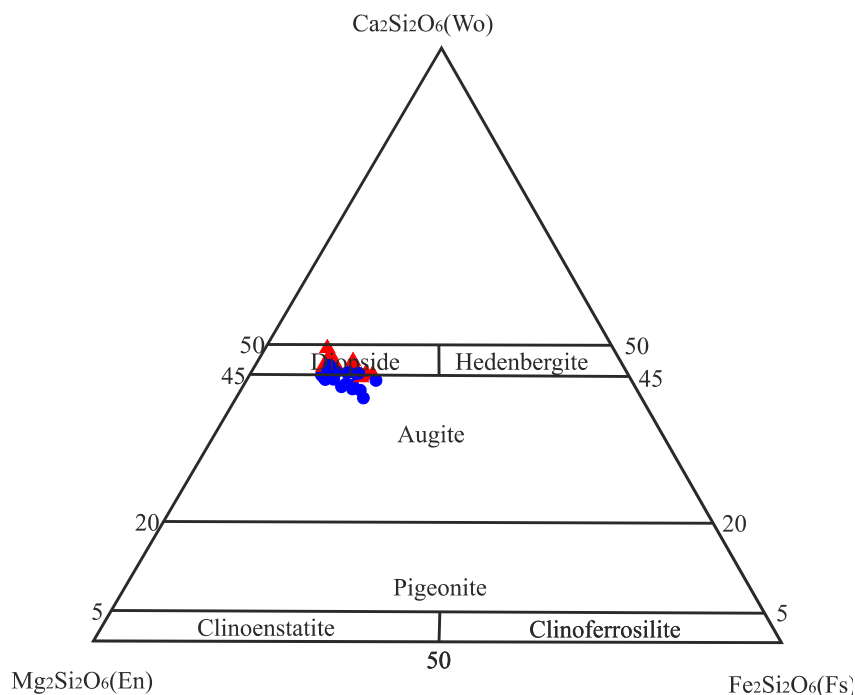
$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$$

$$J = 2 Na \pm R(R: Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Sc^{3+})$$

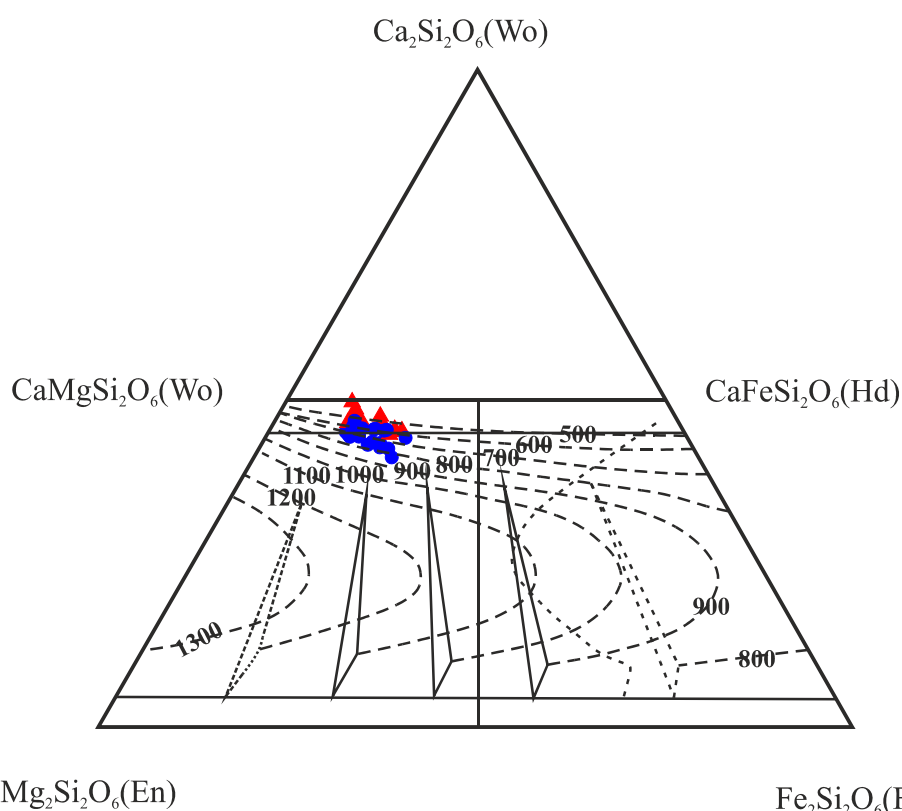
برای طبقه بندی دقیق تر این پیروکسن‌های از نمودار مثلثی Wo- En- Fs (ولاستونیت- انستاتیت- فروسیلیت) استفاده شد. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های موجود در گابرو، گرانودیوریت و گرانیت‌ها در محدوده دیوپسید و اوژیت (کلینوپیکروکسن) قرار گرفته‌اند (Lindsley., 1980; Morimoto, 1988؛ شکل ۵-۳ الف و ب).



شکل ۵-۲- نمودار Q-J جهت نمایش ترکیب پیروکسن‌های موجود در گابروها (دایره)، گرانودیوریت و گرانیت‌های (مثلث) گردنه آهوان. در این نمودار، پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده Quad واقع می‌شوند (Morimoto, 1988).



شکل ۳-۵ الف- نمودار مثلثی Wo- En- Fs برای نامگذاری و طبقه بندی دقیق تر پیروکسن‌های موجود در گابروها، گرانودیوریت و گرانیت‌های گردنه آهوان. همان طور که ملاحظه می شود پیروکسن‌های آنالیز شده از نوع دیوپسید و اوژیت می باشند (Morimoto, 1988). نمادها مشابه شکل ۵- ۲ می باشند.



شکل ۳-۵ ب- نمودار مثلثی Wo- En- Fs برای نامگذاری و طبقه بندی دقیق تر پیروکسن‌های موجود در گابروها، گرانودیوریت و گرانیت‌های گردنه آهوان (Morimoto, 1988). خطوط ایزوترم از (Lindsley., 1980) اقتباس شده است که برای فشار ۱ اتمسفر طراحی شده است. نمادها مشابه شکل ۵- ۲ می باشند.

۵-۳-۲- تعیین سری ماگمایی تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه

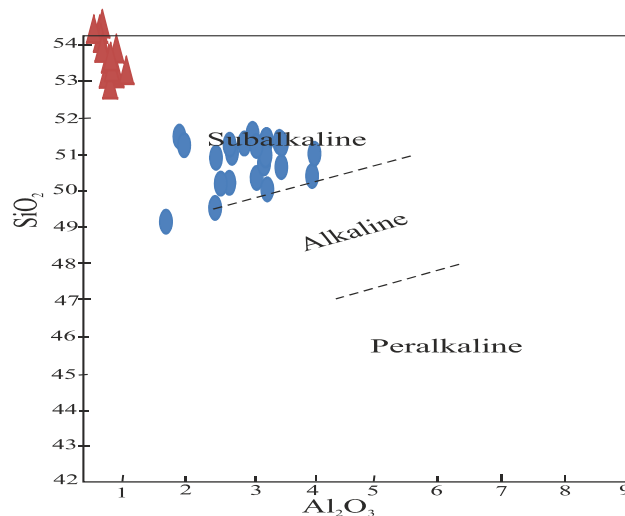
ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنها می‌باشد و می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را در مورد سری ماگمایی و محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌ها در اختیار قرار دهد (Lebas, 1962). از جمله نمودارهایی که برای تشخیص سری ماگمایی با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن استفاده می‌شود، می‌توان به نمودارهای SiO_2 در برابر Al_2O_3 ، اشاره نمود.

میزان Ti و Al درون شبکه ساختاری پیروکسن به مقدار SiO_2 ماگمایی که از آن متبلور می‌شود، بستگی دارد؛ به طوری که مقدار این عناصر از ماگمای ساب‌آلکان به سمت ماگمای آلکان و پراآلکان افزایش می‌یابد (Lebas, 1962). ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در محدوده سنگ‌های ساب‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۵-۴).

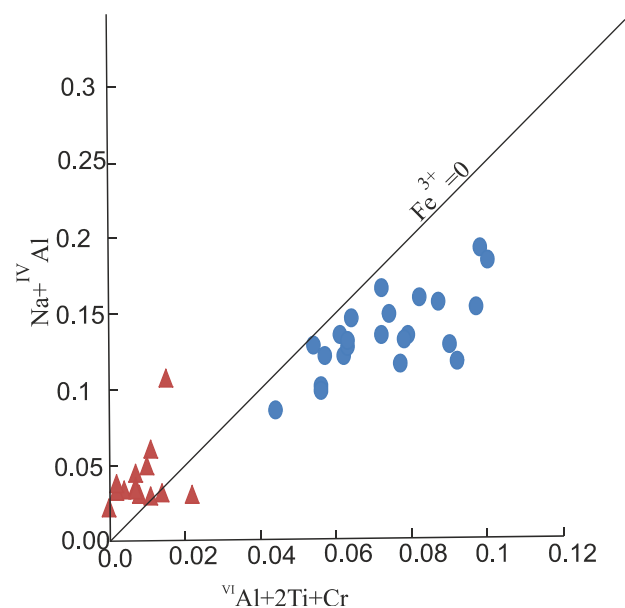
۵-۳-۳- تخمین فوگاسیته اکسیژن ماگما با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن

فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس، ترکیب مذاب و بلور دارد (France et al., 2010). همچنین عامل موثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور نوع کانیهای تبلور یافته تأثیرگذار است (Moretti, 2005). به کمک نمودار $2\text{Ti} + \text{Cr} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Na} + \text{Al}^{\text{IV}}$ در برابر Fe^{3+} که خود تابعی از میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها است، می‌توان میزان فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد (شکل ۵-۵؛ Schweitzer et al., 1979). شوئیتزر و همکاران (۱۹۷۹) معتقدند، میزان Fe^{3+} داخل کانی کلینوپیروکسن وابسته به فوگاسیته اکسیژن است. نمودار ارائه شده در شکل ۵-۵، براساس میزان Al موجود در موقعیت تتراهدری با Al و Cr^{3+} موجود در موقعیت اکتاهدري تنظیم شده است. در این نمودار، خط $\text{Fe}^{3+}=0$ جدا کننده کلینوپیروکسن‌های تبلور یافته در فوگاسیته اکسیژن بالا از پایین می‌باشد. بر این اساس کلینوپیروکسن‌های گابروها زیر خط $\text{Fe}^{3+}=0$ و کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گرانیتی در بالای خط ذکر شده قرار گرفته‌اند که بیانگر این است که کلینوپیروکسن‌های نمونه‌های گابرویی نسبت به نمونه‌های گرانیتی در فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری

متبلور شده‌اند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۴- نمودار میزان SiO₂ در برابر Al₂O₃ کلینوپيروكسن، نمونه‌های مورد مطالعه بر روی این نمودار، در محدوده ساب آلکالن واقع می‌شوند (Lebas, 1962). نمادها مشابه شکل ۲-۵ می‌باشند.



شکل ۵-۵- نمودار تخمین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل کلینوپيروكسن‌ها (Schweitzer et al., 1979). قرار گیری کلینوپيروكسن‌های موجود در گابروها در زیر خط $Fe^{3+}=0$ و کلینو پيروكسن‌های سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در بالای این خط بیانگر این است که کلینوپيروكسن‌های نمونه‌های گابرویی در فوگاسیته اکسیژن پایین‌تری نسبت به کلینوپيروكسن‌های گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها گردنه آهوان متبلور شده‌اند. نمادها مشابه شکل ۲-۵ می‌باشند.

۵-۳-۴- تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور

ترکیب کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین ارتباط مستقیم با ترکیب ماگمایی سازنده آنها دارد.

بنابراین با استفاده از ترکیب شیمیایی پیروکسن می‌توان به ارزیابی فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن حاکم بر زمان تشکیل این کانی پرداخت.

الف- روش سوئسو (Soesoo, 1997)

بر مبنای نمودار XPT در برابر YPT، می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن را در سنگ‌ها تعیین کرد (Soesoo, 1997). XPT و YPT بر اساس معادله ۵-۲ محاسبه می‌شوند:

معادله ۵-۲

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

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

طبق این روش دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن‌ها، ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ درجه سانتیگراد محاسبه شده است (شکل ۵-۶).

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، ابزار مهمی برای سنجش فشار در سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود. به منظور تعیین فشار با استفاده از نمودار سوئسو ۱۹۹۷ XPT و YPT، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن در سنگ‌های منطقه مورد بررسی، از کمتر از ۲ تا حداکثر ۴ کیلوبار ارزیابی می‌شود که معادل با اعماق ۷ تا ۱۲ کیلومتری است (شکل ۵-۷).

ب- روش پاتیرکا (Putirka et al., 1996)

پاتیرکا در سال ۱۹۹۶ معادله ۳-۵ و ۴-۵ را برای محاسبه دما و فشار تشکیل پیروکسن موجود در گدازه‌های مافیک پیشنهاد کرد.

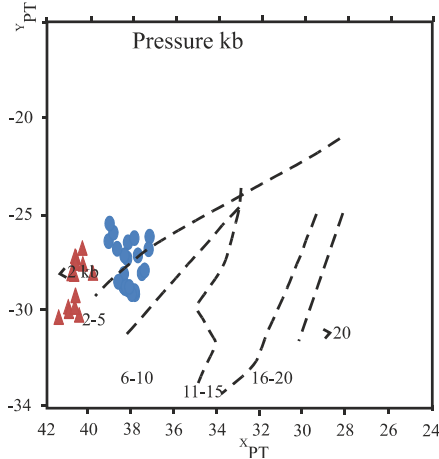
معادله ۵-۳

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

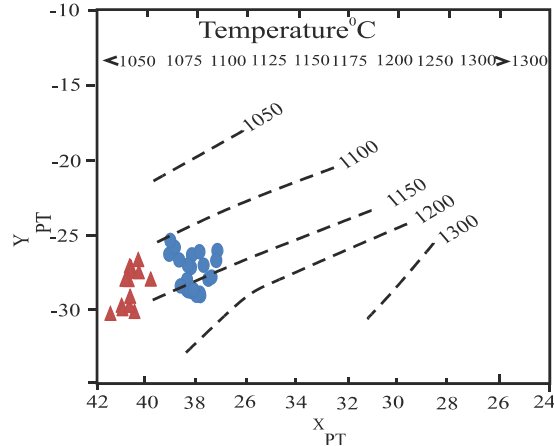
معادله ۵-۴

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

Fm= FeO + MgO, DiHd = diopside + hedenbergite, liq = liquid, px = pyroxene



شکل ۵-۷- نمودار تعیین فشار کلینوپیروکسن با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997). فشار تشکیل اغلب کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه گردنه آهوان، از کمتر از ۲ تا حداکثر ۴ کیلو بار است. نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.



شکل ۵-۶- نمودار تعیین دمای کلینوپیروکسن با استفاده از روش سوئسو (Soesoo, 1997). دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن سنگ‌های منطقه گردنه آهوان، ۱۱۰۰ تا ۱۱۸۰ درجه سانتیگراد است. نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

برای ترکیب شیمیایی سنگ کل، از ترکیب میانگین گابروها و گرانودیوریت‌ها برای تخمین دما و فشار کلینوپیروکسن‌هایی موجود در گابروها و گرانودیوریت‌ها استفاده شده است. برآورد دما و فشار تبلور دیوپسید و اوژیت‌های منطقه براساس معادلات بالا در جدول ۵-۲ آورده شده است.

ج- روش پاتیرکا (Putirka, 2008)

در این روش براساس محاسبه میزان فعالیت انستاتیت در کلینوپیروکسن (Nimis and Taylor, 2000) و نیز توزیع Al بین کلینوپیروکسن- مذاب می‌توان دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن را با استفاده از معادله‌های ۵-۵ تا ۵-۷ محاسبه کرد. برتری این معادله‌ها، تعیین دمای تشکیل تک بلور کلینوپیروکسن بدون دخالت ترکیب مذاب است.

معادله ۵-۵

$$T(K) = 93100 + 544P(\text{kbar})/61.1 + 36.6(X_{Ti}^{cpx}) + 10.9(X_{Fe}^{cpx}) - 0.95(X_{Al}^{cpx} + X_{Cr}^{cpx} - X_{Na}^{cpx}) -$$

$$X_K^{cpx} + 0.395[\ln(a_{En}^{cpx})]^2$$

در این معادله:

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

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

معادله ۵-۶

$$P(\text{kbar}) = -48.7 + 271T(K)/10^4 + 32T(K)/10^4 \ln [X_{NaAlSi_2O_6}^{cpx}/X_{NaO_{0.5}}^{liq} X_{AlO_{1.5}}^{liq} (X_{SiO_2}^{liq})^2] - 8.2 \ln (X_{FeO}^{liq}) + 4.6 \ln (X_{MgO}^{liq}) - 0.96 \ln (X_{K_2O}^{liq}) - 2.2 \ln (X_{DiHd}^{liq}) - 31(Mg\#^{liq}) + 56(X_{NaO_{0.5}}^{liq} + X_{NaO_{0.5}}^{liq}) + 0.76(H_2O^{liq})$$

معادله ۵-۷

$$P(\text{kbar}) = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(H_2O^{liq}) - 153(X_{CaO_{0.5}}^{liq} X_{SiO_2}^{liq}) + 6.89[X_{Al}^{cpx}/X_{AlO_{1.5}}^{liq}]$$

در این معادله:

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

دمای تبلور اوژیت‌های منطقه بنابر معادله بالا در جدول ۵-۲ آورده شده است.

۵-۴- شیمی کانی آمفیبول

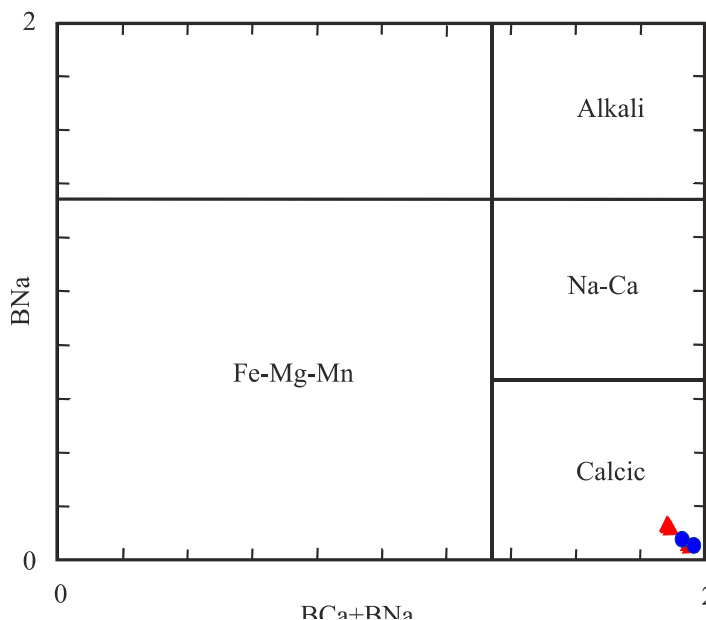
۵-۴-۱- طبقه‌بندی

آمفیبول‌ها را می‌توان به چهار گروه طبقه‌بندی کرد (Leake et al., 1997) که شامل (۱) آمفیبول-های Fe-Mg-Mn-Li دار، (۲) آمفیبول‌های کلسیک، (۳) آمفیبول‌های کلسیک-سدیک و (۴) آمفیبول‌سدیک می‌باشند. آمفیبول‌های منطقه براساس رده‌بندی (Deer et al., 1991) از نوع کلسیک می‌باشد (شکل ۵-۸). این آمفیبول‌ها همچنین دارای مقادیر $(Ca + Na)_B$ بین ۱/۸ تا ۱/۹ می‌باشند که قرارگیری آنها را در محدوده آمفیبول‌های کلسیک تایید می‌کند (جدول ۵-۳). نمودار دو تایی

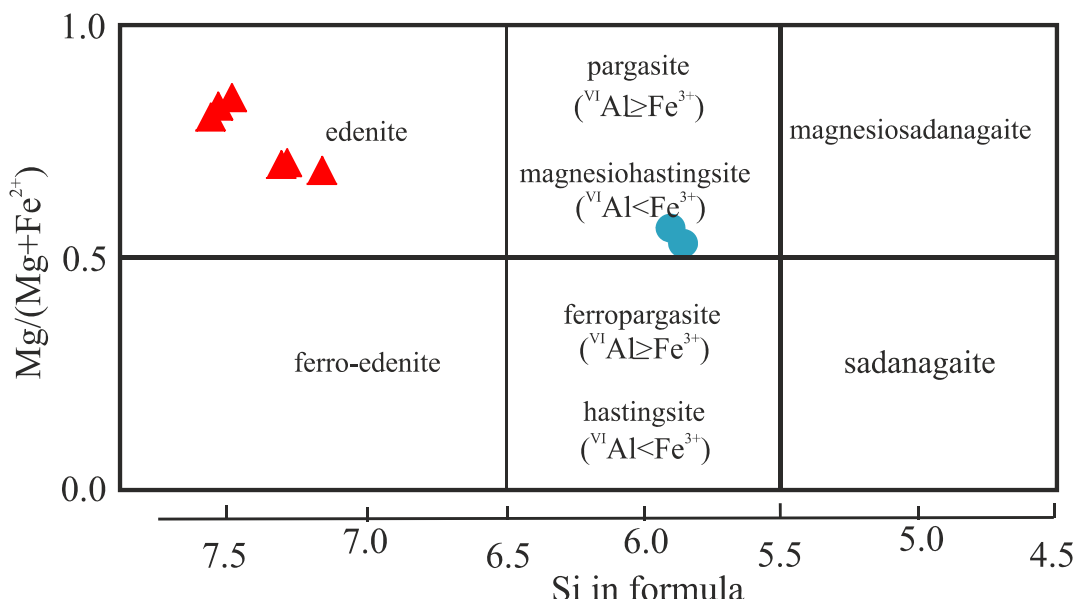
جدول ۵-۲ - دما-فشارسنجی تشکیل کلینوپیروکسن ها به روش (Putirka et al., 1996; 2008). P(kbar): فشار (کیلو بار)، T(C): دما (درجه سانتیگراد). Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی؛ adjacent: مجاور؛ Cpx: patchy zoning: Pa zone: corona around Amph: cor aro A.

Sample	Location	Putirka et al., 1996		Putirka et al., 2008		
		T(C) P-dep	P(kbar)	T(C) P-dep	P(kbar)	P(kbar)
GA-F-13	Core	1176.8	4.1	1157.9	9.4	2.3
		1172.4	3.6	1163.6	8.5	1.8
	Core	1171.3	3.5	1166.2	8.8	1.7
	Rim	0	0	1107	-59.3	#NUM!
	Core	1189.2	5.5	1186.6	9.3	3.6
	Core	1168.5	3.1	1149.6	9.1	1.4
	Rim	1053.2	-10.7	1028.7	0.7	-10.9
	Rim	1166	2.9	1159.9	7.6	1.2
	Core	1116.7	-3	1096.6	5	-4
	Rim	0	0	1110.3	-61.8	#NUM!
	Core	1041.4	-12.2	1014.9	1.5	-12.2
	Core	1184.1	5	1183.2	8.7	3
Rim	1141.9	0	1111.3	6.1	-1.3	
GA-F-43	Core	1218.5	6.5	1203.5	8.3	4.5
	Core	1211.2	5.9	1184.8	8.6	3.9
	Core	1218.5	6.6	1199	8.6	4.6
	Rim	1233.3	8.2	1176	13.2	7.6
	Rim	1235.9	8.2	1200.5	9.4	6.2
	Core	1211.9	5.7	1196.6	8	3.9
	Rim	1247.9	9.2	1198.2	7.4	7.4
	Rim	1254.7	9.5	1203.3	8.4	7.9
	Core	1241.3	7.8	1227	6.4	6.6
	Core	1246.3	8.7	1202.4	9.2	7.1
GA-F-30	Core	1127.1	-0.6	1113.5	2.3	4.6
	Core	1054.8	-9.5	1039.6	-5.5	1
	Core	1058.6	-9	1044.2	-5.1	1.1
	Rim	1092.6	-4.7	1078.7	0.2	3.9
	rel Core	1127.4	-0.5	1113.3	2.4	4.3
GA-F-34	Pa zone	1034	-11.5	1014.5	-7	0.2
	Core	1092.6	-4.4	1090.4	-0.5	3.2
	Core	1034.7	-11.3	895.9	-6.9	0.1
	Rim	1082.3	-5.6	1075.9	-0.1	4.1
	Rim	1091.4	-4.3	1034.6	-0.6	3.3
		1056.1	-8.8	1045.8	-4.5	1.5
	adjacent	1076.3	-6.3	1073.3	-2.3	2.2
	Cor aroA	1120	-0.9	1013.4	2.4	4.9
		1056.2	-8.9	1052.3	-4.5	1.5

$Mg/Mg+Fe^{2+}$ در مقابل Si برای تقسیم‌بندی جزئی‌تر آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997) پیشنهاد شده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود آمفیبول‌های موجود در گابروها در محدوده ادنیت و آمفیبول‌های گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها در محدوده مگنزیوهایستینگیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۹).



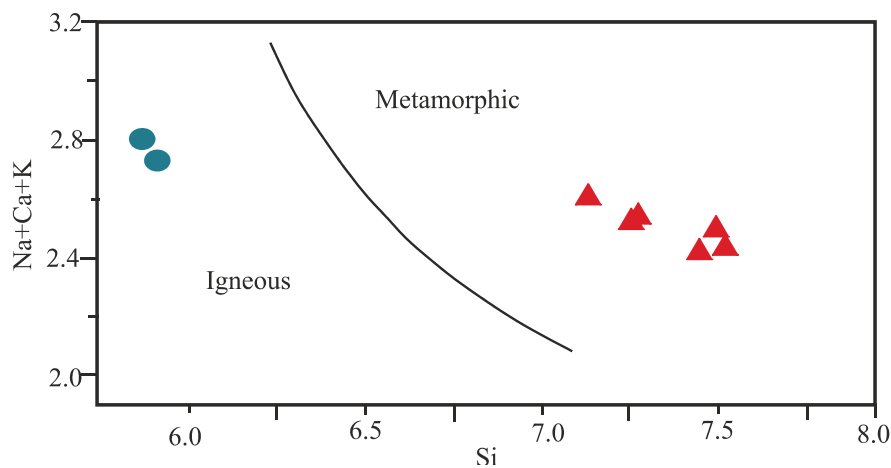
شکل ۵-۸- رده‌بندی آمفیبول‌های توده‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان براساس نمودار BNa در مقابل BNa+BCa اقتباس از (Deer et al., 1991). همانطور که مشاهده می‌شود آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک می‌باشند.



شکل ۵-۹- نمودار Si- $Mg/Mg+Fe^{2+}$ برای تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (Leake et al., 1997). آمفیبول‌های مربوط به نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت در محدوده ادنیت، آمفیبول‌های نمونه‌های گابرو در محدوده مگنزیوهایستینگیت واقع شده‌اند. نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

۵-۴-۲- اختلاف شیمیایی بین آمفیبول‌های آذرین و دگرگون

اختلاف شیمیایی بین آمفیبول‌های آذرین و دگرگون را می‌توان با استفاده از نمودار $Na+K+Ca$ در برابر Si نشان داد (Sial et al., 1998; Leake, 1971). شیمی آنها تا حدودی بیانگر واکنش آنها با ماگمای میزبان است. آمفیبول‌های ماگمایی دارای Si پایین‌تری است. در نتیجه این طبقه‌بندی، آمفیبول‌های نمونه‌های گابرویی در محدوده آمفیبول‌های آذرین واقع می‌شوند در حالی که آمفیبول‌های نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت منطقه گردنه آهوان در محدوده آمفیبولها با منشاء دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- نمودار تفکیک آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی (Sial et al., 1998; Laeke, 1971). این نمودار بیانگر ماگمایی بودن آمفیبول‌های نمونه گابرو و دگرگونی بودن نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت منطقه گردنه آهوان می‌باشد. نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

۵-۴-۳- زمین فشار سنجی

آمفیبول‌ها به عنوان معیاری برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در سیستم‌های ماگمایی هستند (جدول ۵-۳). به علت فرمول شیمیایی گسترده آمفیبول‌ها، عناصر زیادی در ساختار آنها شرکت دارند به طوریکه مقادیر عناصری مانند Ti و Al تابع دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن است. بنابراین از آنها می‌توان در تعیین پارامترهای فیزیکی مانند دما و فشار سنجی استفاده نمود (Hamrstrom)

(and Zen, 1986; Deer et al., 1986)

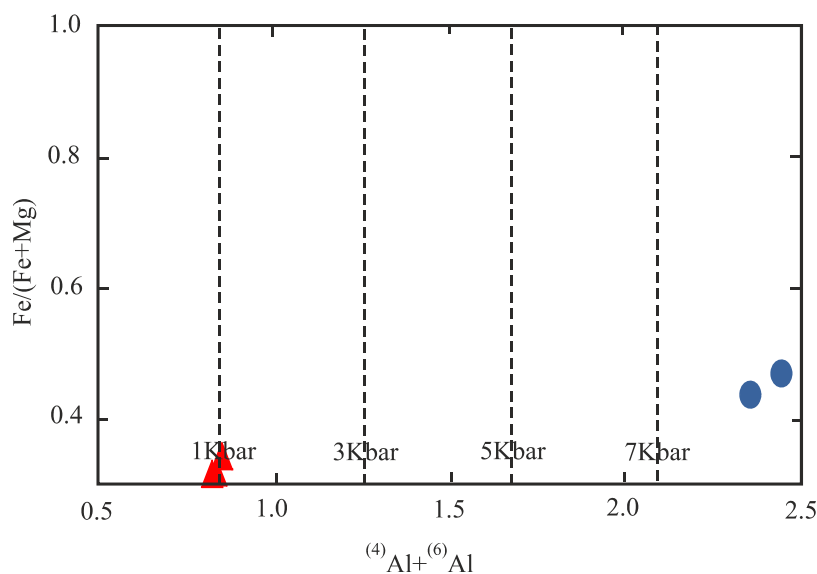
جدول ۵-۳- نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول در سنگ‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان. perthite core: pri C; Amph inclusion in Cpx: A inc cp; besides #2 Amph + Cpx: be#2 a+c ;
 Core): مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-30			GA-F-34			GA-F-43	
	Min1			Min1			Min1	
Location	Core	Core	be#2 a+c	Zoned		pri C	A inc Cp	A inc Cp
SiO ₂	50.41	48.82	50.37	52.59	52.72	53.06	38.58	39.14
TiO ₂	0.94	0.99	0.85	0.99	0.93	0.71	5.84	6.24
Al ₂ O ₃	4.83	4.93	4.90	3.66	3.10	3.16	13.65	13.24
FeO	12.39	13.67	12.60	7.01	6.99	7.93	14.89	14.06
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.01
MnO	0.47	0.41	0.39	0.08	0.14	0.20	0.15	0.17
MgO	15.33	14.94	15.42	19.16	18.98	18.39	9.57	10.31
CaO	11.40	11.11	11.34	11.49	12.29	12.43	11.80	11.48
Na ₂ O	2.45	2.71	2.43	2.20	2.04	1.77	2.59	2.62
K ₂ O	0.47	0.51	0.47	0.37	0.30	0.30	0.60	0.54
Total	98.69	98.09	98.79	97.55	97.49	97.95	97.71	97.81
TSi	7.31	7.16	7.29	7.49	7.54	7.56	5.85	5.90
TAl	0.69	0.81	0.71	0.51	0.46	0.44	2.15	2.10
TFe ³	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
TTi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CAI	0.13	0.04	0.12	0.10	0.06	0.09	0.29	0.25
CCr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
CFe ³	0.10	0.18	0.15	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00
CTi	0.10	0.11	0.09	0.11	0.10	0.08	0.67	0.71
CMg	3.31	3.27	3.33	4.07	4.05	3.91	2.17	2.32
CFe ²	1.32	1.37	1.29	0.63	0.79	0.91	1.86	1.72
CMn	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
CCa	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BMg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
BFe ²	0.08	0.09	0.09	0.11	0.05	0.04	0.03	0.06
BMn	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
BCa	1.77	1.75	1.76	1.75	1.88	1.90	1.92	1.85
BNa	0.12	0.14	0.13	0.13	0.06	0.05	0.04	0.08
(Na+Ca)B	1.89	1.88	1.89	1.88	1.95	1.95	1.96	1.93
ANa	0.57	0.64	0.55	0.48	0.50	0.44	0.72	0.69
AK	0.09	0.10	0.09	0.07	0.05	0.05	0.12	0.10
Sum_cat	15.65	15.73	15.64	15.54	15.56	15.49	15.84	15.79

آمفیبول بهترین کانی در دما و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین است، زیرا تقریباً در تمام توده‌های نفوذی صرف‌نظر از ترکیب‌های حدواسط یا اسیدی متبلور می‌شود و در دامنه گسترده‌ای از دما (۷۸۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار) پایدار است (Leake et al., 1997; Stein and Dietl, 1998). روش‌های فشارسنجی برای آمفیبول، مبتنی بر اندازه‌گیری مقدار Al موجود در آمفیبول‌اند، زیرا مقدار Al در ارتباط مستقیم با عمق جایگزینی توده‌هاست. هر چه مقدار Al موجود در آمفیبول بیشتر باشد، مقدار عمق محاسبه شده نیز بیشتر خواهد بود. از آنجایی که مقدار Al موجود در آمفیبول‌ها با شرایط محیط و مجموعه‌ای از عوامل تغییر کرده و در نتیجه باعث خطا در فشار محاسبه شده می‌شود، لذا وجود مجموعه کانی‌های کوارتز، پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند، اکسیدهای آهن، تیتانیم و تیتانیت در سنگ لازم است، تا فشار محاسبه شده با فشار واقعی هم‌خوانی داشته باشد (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Schmidh, 1992). با استفاده از شکل ۵-۱۱ که براساس پارامتر $Al^{(4)} + Al^{(6)}$ نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ طراحی شده است (Anderson and Smith., 1995)، می‌توان ارزیابی کرد که آمفیبول‌های توده‌های نفوذی گرانودیوریت و گرانیت گردنه آهوان در فشار حدود ۱ کیلوبار متبلور شده‌اند. آمفیبول‌های موجود در گابروها فشارهای بالاتر از ۸ کیلوبار را نشان می‌دهند. از آنجایی که آنها به دلیل منشاء دگرسان از کلینوپیروکسن حاصل شده‌اند. لذا نمی‌توانند نشان‌دهنده فشار واقعی جایگزینی گابروها باشند.

روش ریدولفی (Ridolfi et al., 2008)، برای فشارسنجی آمفیبول در محیط‌های کالک آلکالن پتاسیم-متوسط و برای دمای $825-1000^{\circ}C$ و فوگاسیته اکسیژن $2.2-0.4$ استفاده می‌شود (معادله ۵-۸ و جدول ۵-۴).

$$P = 1.3701Al^2 - 1.8457Al + 1.6116 \quad R^2 = 0.9405 \quad \text{معادله ۵-۸}$$



شکل ۵-۱۱- نمودار $Al^{(4)} + Al^{(6)}$ در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ آمفیبول‌ها که محدوده فشار تشکیل توده نفوذی نمونه گابرو و نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت گردنه آهوان را نشان می‌دهد (Anderson and Smith., 1995). نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

جدول ۵-۴- نتایج حاصل از محاسبه فشار (بر حسب کیلو بار) به روش ریدولفی (Ridolfi et al., 2008). perthite

core: pri C; besides #2 Amph + Cpx: be#2 a+c ;

(Core: مرکز؛ Mineral: کانی); Amph inclusion in Cpx: A inc Cpx

Sample	Mineral	Location	Al^2	P	Depth
GA-F-30	Min 1	Core	0.67	1.02	2.85
		Core	0.72	1.03	2.89
		be#2 a+c	0.69	1.02	2.87
GA-F-34	Min 1	Zoned	0.37	0.99	2.78
			0.27	1.02	2.86
	Min 2	pri core	0.28	1.01	2.84
GA-F-43	Min 1	A inc Cpx	5.94	5.25	14.71
		A inc Cpx	5.52	4.84	13.55

با به دست آوردن فشار تشکیل توده نفوذی منطقه گردنه آهوان و با استفاده از رابطه $P = \rho gh$

(Helmy et al., 2004)، می‌توان عمق جایگزینی نهایی توده نفوذی را محاسبه کرد (جدول ۵-۴). بر

این اساس، با توجه به چگالی سنگ‌های پوسته که حدود 2.8 gr/Cm^3 در نظر گرفته می‌شود

(Helmy et al., 2004)، عمق تبلور آمفیبول و جایگزینی نهایی گرانودیوریت و گرانیت منطقه گردنه

آهوان، به طور میانگین 2.84 Km به دست آمده است. عمق به دست آمده به دلیل منشاء دگرسان

آمفیبول‌ها از کلینوپیروکسن نامعتبر می‌باشند.

در روش ریدولفی (Ridolfi et al., 2010)، برای استفاده از (معادله ۵-۹) باید ترکیب آمفیبول 0.21 $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.5$ و $Al\# = ({}^6Al/{}^4Al) Al\# \leq$ باشد که این مقادیر با داده‌های منطقه گردنه آهوان انطباق نشان می‌دهد. این معادله فقط برای آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و برای حوضه-های کالک آلکان استفاده می‌شود (جدول ۵-۵).

معادله ۵-۹

$$P = 19.209e^{(1.438Al^T)} \quad R^2 = 0.99$$

جدول ۵-۵- نتایج حاصل از محاسبه تعیین فوگاسیته اکسیژن-دما و فشار به روش ریدولفی (Ridolfi et al., 2010).

Sample	Mineral	Location	ΔNNO	T°C	P(MPa)	$Al\# = ({}^6Al/{}^4Al)$	$Mg/(Mg+Fe^{2+})$
GA-F-30	Min 1	Core	4.48	792.41	51.99	0.19	0.70
		Core	4.51	798.36	61.52	0.05	0.69
		be#2 a+c	4.49	793.59	53.58	0.17	0.70
GA-F-34	Min 1	Zoned	4.55	791.08	40.18	0.19	0.84
			4.64	782.68	37.45	0.12	0.82
	Min 2	pri core	4.68	775.32	36.02	0.21	0.80
GA-F-43	Min 1	A inc Cpx	3.01	1047.85	421.27	0.13	0.53
		A inc Cpx	2.98	1044.56	394.85	0.11	0.56

۵-۴-۴- زمین دما سنجی

زمین دما سنجی

روش دما و فشار سنجی ریدولفی (Ridolfi et al., 2010)، برای آمفیبول‌های مربوط به حوضه کالک آلکان در ارتباط با محیط‌های فرورانش استفاده می‌شود و برای شرایط 550-1120°C و $P < 1200$ Mpa و $-1 \leq \Delta NNO \leq +5$ کاربرد می‌باشد. حداکثر خطا ± 22 تا ± 55 بدست آمده است نتایج دمای این روش در جدول ۵-۵ آورده شده است. این روش دمای بین ۷۷۵ تا ۷۹۸ برای گرانودیوریت و گرانیت نشان می‌دهند و همچنین این روش دمای بین ۱۰۴۴ تا ۱۰۴۷ برای نمونه‌های گابروی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند.

$$T = -151.48Si^* + 2.041$$

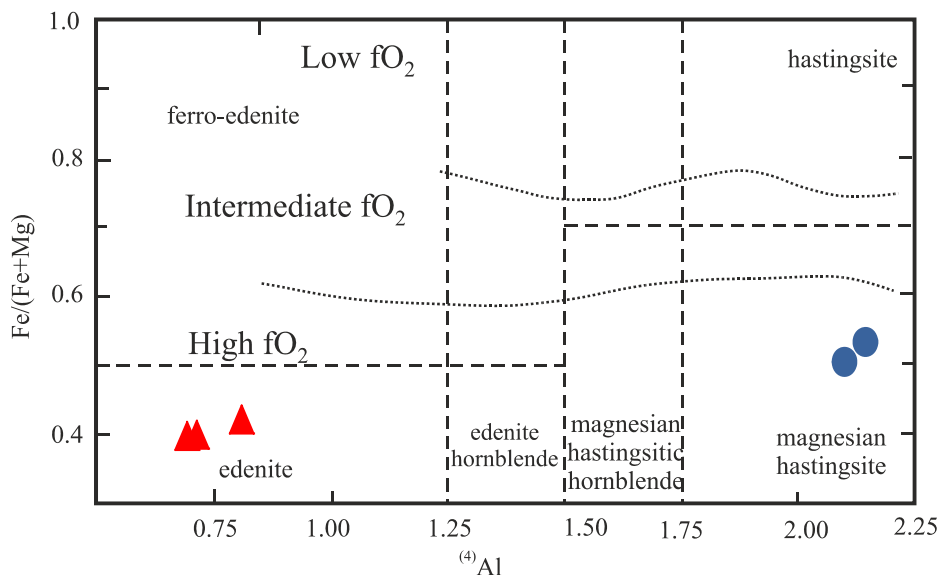
$$Si^* = Si + \frac{[4]Al}{15} - 2[4]Ti - \frac{[6]Al}{2} - \frac{[6]Ti}{1.8} + \frac{Fe^{3+}}{9} + \frac{Fe^{2+}}{3.3} + \frac{Mg}{26} + \frac{^B Ca}{5} + \frac{^B Na}{1.3} + \frac{^A Na}{15} + \frac{^A []}{2.3}$$

۵-۴-۵- تعیین فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل آمفیبول‌ها

فوگاسیته اکسیژن از جمله فاکتورهایی است که مجموعه کانی‌های سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهد. یکی از روش‌های ارزیابی مقدار فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی، بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای $Al^{IV} > 0.75$ و مقدار نسبت $Fe/(Fe+Mg) > 0.3$ هستند (Anderson and Smith., 1995). از میان نتایج آنالیز میکروپروب آمفیبول نمونه‌های نفوذی گردنه آهوان به جزء ۴ مورد بقیه نمونه‌ها به این شرایط خیلی نزدیک می‌باشند. نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در نمونه‌های گابرویی از 0.43 تا 0.46 افزایش می‌یابد و مقدار Al^{IV} از 2.10 تا 2.14 تغییر می‌کند. همچنین نسبت $Fe/(Fe+Mg)$ در نمونه‌های گرانودیوریت و گرانیت از 0.31 تا 0.33 افزایش می‌یابد و مقدار Al^{IV} از 0.70 تا 0.80 تغییر می‌کند. چنانکه در شکل ۵-۱۲ نشان داده شده است، آمفیبول‌های مورد بررسی در شرایط فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا تشکیل شده‌اند. فوگاسیته بالای اکسیژن نشان‌دهنده تشکیل این توده‌های نفوذی در ارتباط با مرزهای ورقه‌های همگراست (Anderson and Smith., 1995; Anderson, 1983).

در روش ریدولفی (Ridolfi et al., 2010)، نتایج تجربی فوگاسیته اکسیژن - آنالیز رگرسیون نشان داد که ترکیب آمفیبول با ΔNNO سازگار است و از طریق تعیین دقیق fH_2 در فشار متوسط مایع و یا محاسبه ترکیب مگنتیت-ایلیمنیت با نتایج تجربی کنترل می‌شود. برطبق نتایج (Scaillet and Evans, 1999; Ridolfi et al., 2008)، از جمله کاتیون‌های اصلی آمفیبول که در ارتباط با فوگاسیته اکسیژن (ΔNNO) هستند، بهترین همبستگی با Mg ($R_2 = 0.84$) دارند. محاسبه منیزیم به صورت اندیکس (به عنوان مثال Mg^*) به ما اجازه می‌دهد که $R_2 = 0.84$ بهبودیافته در معادله ΔNNO حاصل شود (معادله ۵-۱۱). حداکثر خطا برای این فرمول ($0.41-0.22 \log unit$) می‌باشد

جدول ۵-۵ آورده شده است. فوگاسیته اکسیژن برای گرانتیت‌ها بین ۴/۴۸ تا ۴/۶۸ و برای گابروها بین ۲/۹۸ تا ۳/۰۱ متغیر حاصل شده است.



شکل ۵-۱۲- نمودار فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها که بیانگر بالا بودن نسبی فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور آمفیبول توده‌های نفوذی گردنه آهوان را نشان می‌دهد (Anderson and Smith., 1995). نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

معادله ۵-۱۱

$$\Delta NNO = 1.644Mg^* - 4.01$$

$$Mg^* = Mg + \frac{Si}{47} - \frac{[6]Al}{9} - 1.3[6]Ti + \frac{Fe^{3+}}{3.7} + \frac{Fe^{2+}}{5.2} - \frac{B Ca}{20} - \frac{A Na}{2.8} + \frac{A []}{9.5}$$

۵-۴-۵- تعیین عمق جایگزینی توده‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان

ترکیب و مجموعه کانیهای سنگ‌های آذرین، ارتباط تنگاتنگی با تحول و تبلور ماگما دارد. از ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان پارامترهای فیزیکی شامل فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن را ارزیابی کرد. کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیوم، آلومینیوم کل و آلومینیوم تتراندری، نسبت به دما و فشار حساس

هستند. افزایش دما سبب افزایش میزان Ti و Al^{IV} در ترکیب شیمیایی آمفیبول می‌شود (Hammarstrom and Zen, 1986). بسیاری از دما- فشارسنج‌ها بر پایه مقدار آلومینیوم موجود در هورنبلند استوار هستند (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and) (Johnson and Rutherford, 1989; Schmidh, 1992). شرط استفاده از فشارنجی Al موجود در هورنبلند، وجود پاراژنز کانی‌شناسی (Hb, Q, Plg, Bio, Mt, Ti) در سنگ است که در شرایط تعادلی تشکیل شده (آمفیبول ناشی از اورالیتی‌شدن پیروکسن است، پس نتایج حاصل معتبر نیست) باشد (Blundy and Holland, 1990). توده نفوذی منطقه گردنه آهوان دارای کانی‌های Hb, Q, Plg, Bio, Mt, Ti می‌باشد. همچنین این مجموعه دارای نسبت‌های $Ca \geq 1.6$ و $Si \leq 7.5$ بوده که نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیته اکسیژن در این توده است (Hammarstrom and Zen, 1986). این ویژگی‌ها به ما اجازه می‌دهد تا از فشارسنج Al موجود در هورنبلند به منظور محاسبات دما- فشارسنجی به چهار روش مختلف زیر استفاده نماییم:

الف- روش هامستران و زن (Hammarstrom and Zen, 1986)

فشار محاسبه شده از روی ترکیب هورنبلند، به طور غیر مستقیم تابع ترکیب مذاب است. همچنین مقدار اندک عدد منیزیمی هورنبلندها را ناشی از تبلور این کانی در شرایط فشار کم و فوگاسیته اکسیژن زیاد تلقی کرده‌اند.

معادله (معادله ۵- ۱۲) توسط هامستران و زن (Hammarstrom and Zen, 1986) ارائه شد. بر اساس این معادله، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی کانی‌های آمفیبول در توده‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان، 1.71 کیلوبار، در گرانیته و گراندیوریت‌ها حدود 0.36 کیلوبار می‌باشد (جدول ۵-۶).

$$P1[\pm 3 \text{ kbar}] = - 3.92 + 5.03 Al_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.80 \quad \text{معادله ۵- ۱۲}$$

ب- روش جانسون و رادرفورد (Johnson and Rutherford, 1989)

اولین کالیبراسیون تجربی توسط جانسون و رادرفورد در دماهای 720- 780 °C و برای فشارهای 2 تا 8

کیلو بار و در حضور فاز سیال ارائه شد (معادله ۵-۱۳).

$$P2[\pm 0.5 \text{ kbar}] = - 3.46 + 4.23 \text{ Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.9 \quad \text{معادله ۵-۱۳}$$

بر اساس این معادله، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی کانی آمفیبول در توده نفوذی منطقه گردنه آهوان، 1.28 کیلو بار، در گرانیته و گرانودیوریتها 0.1 کیلو بار می باشد (جدول ۵-۶).

ج- روش اشمیت (Schmidt, 1992)

این روش برای فشارسنجی آمفیبول در دماهای 655- 700°C و برای فشارهای 13-2.5 کیلو بار استفاده می شود (معادله ۵-۱۴).

$$P3[\pm 0.6 \text{ kbar}] = - 3.01 + 4.76 \text{ Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.9 \quad \text{معادله ۵-۱۴}$$

بر اساس این معادله، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی کانی آمفیبول در توده نفوذی منطقه گردنه آهوان، ۲/۳۲ کیلو بار، در گرانیته و گرانودیوریتها ۱/۰۴ کیلو بار می باشد (جدول ۵-۶).

جدول ۵-۶- نتایج حاصل از محاسبه فشار (بر حسب کیلو بار) به چهار روش مورد استفاده. (P1: Hammarstrom and Zen; P2: Johnson and Rutherford; P3: Schmidt)

Sample	Mineral	Location	Al _{tot}	P1	P2	P3	P _{tot} (kbar)	Depth
GA-F-30	Min 1	Core	0.82	0.22	0.02	0.91	0.26	0.72
		Core	0.85	0.36	0.14	1.04	0.39	1.09
		be#2 a+c	0.83	0.28	0.07	0.96	0.31	0.86
GA-F-43	Min 1	A inc Cpx	2.43	8.34	6.85	8.59	8.19	22.93
		A inc Cpx	2.35	7.90	6.48	8.17	7.76	21.72

۵-۵ - شیمی بیوتیت

۵-۵-۱ - طبقه بندی و جایگاه تکتونیکی

تا کنون ارتباط ترکیب شیمیایی بیوتیت و سری ماگمایی سازنده آن توسط بسیاری از محققین مورد بررسی قرار گرفته است که از آن جمله می توان به مطالعات ناشیست (۱۹۸۵ و ۲۰۰۵) و

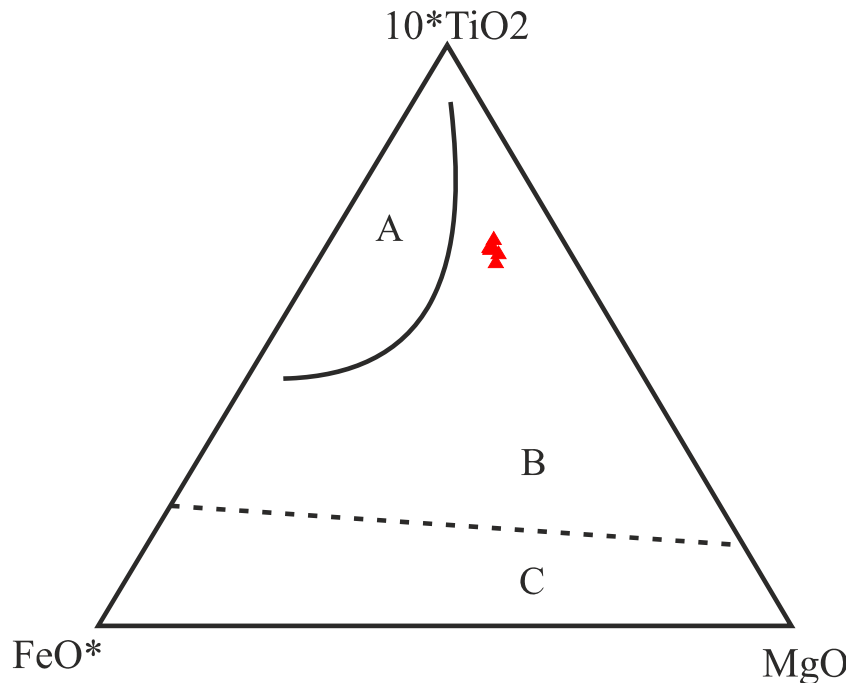
عبدالرحمن (۱۹۹۴) اشاره نمود. براساس مطالعات نامبردگان ترکیب بیوتیت به ترکیب و ماهیت ماگمای میزبان آن بستگی دارد. آنالیز نقطه‌ای نمونه‌های مورد نظر با انتخاب ۲ مقطع بر روی سنگ-های گرانودیوریتی نوکه انجام شد (جدول ۵-۷). در این پژوهش تعداد ۷ نقطه از بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها مورد آنالیز قرار گرفت و از نتایج آن جهت نامگذاری، طبقه بندی دقیق تر این کانی و تعیین محیط تکتونیکی تشکیل آنها استفاده شد. به منظور جداسازی بیوتیت‌های اولیه از ثانویه از نمودار سه‌تایی $10^*TiO_2 - FeO + MnO - MgO$ استفاده شده است (شکل ۵-۱۳). در این نمودار بیوتیت‌های اولیه، ثانویه و تعادل مجدد یافته، از یکدیگر تفکیک شده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی نوکه از نوع بیوتیت‌های دگرسان (ثانویه) هستند. از آنجایی که طی بررسی‌های میکروسکوپی بیوتیت‌های مورد مطالعه مربوط به حاشیه واکنشی پیروکسن‌ها می‌باشد، در نتیجه به نظر می‌رسد که بیوتیت‌ها در اثر اضافه شدن پتاسیم و آب به پیروکسن‌هایی حاصل شده‌اند که دچار دگرسانی پتاسیک گردیده‌اند (متاسوماتیسم پتاسیک). بر اساس ترکیب بیوتیت و ارتباط آن با ماگمای سازنده، بیوتیت‌ها را می‌توان در پنج گروه شامل بیوتیت‌های پرآلکالن؛ آلکالن، ساب آلکالن، کالک آلکالن و آلومینوپتاسیک طبقه‌بندی کرد (Deer et al., 1985). با استفاده از نمودار ردبندی بیوتیت‌های (شکل ۵-۱۴ ، Deer et al., 1991) تمامی بیوتیت‌های منطقه نوکه مربوط به توده گرانودیوریتی به قطب فلوگوپیت نزدیک هستند. در نمودار متمایزکننده محیط تکتونیکی گرانودیوریت‌ها بر پایه اکسیدهای عناصر اصلی، بیوتیت‌های آنالیز شده در محدوده کالک آلکالن قرار گرفته‌اند (شکل ۵-۱۵ Abdel- Rahman, 1994).

براساس نمودار طبقه‌بندی میکاها نیز تمامی بیوتیت توده گرانودیوریتی نوکه نزدیک به محدوده Mg- Biotite قرار می‌گیرند که علت آن است که از متاسوماتیسم پتاسیک کلینوپیروکسن منیزمدار حاصل شده است (شکل ۵-۱۶; Foster, 1960).

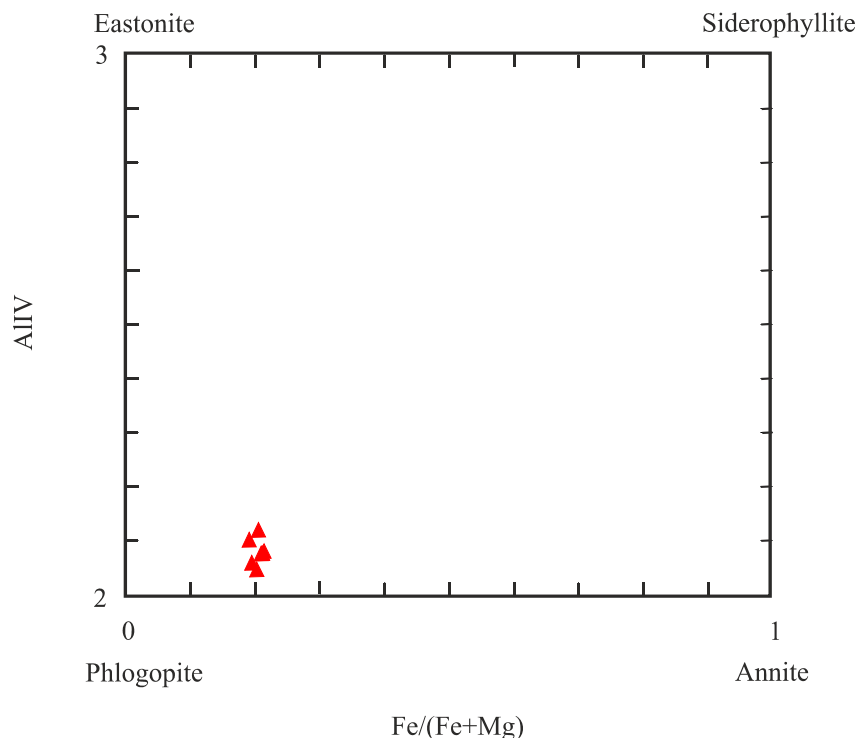
جدول ۵-۷ - نتایج آنالیز میکروپروب بیوتیت‌های در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه نوکه، کاتیون‌های آن براساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده اند. (Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی) (L Bt Core :largest Biotite)

(Core)

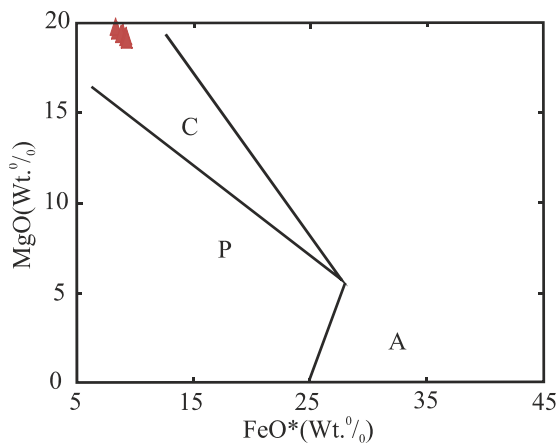
Sample	GA-F-30			GA-F-34			
	Core	Core	L Bt Core	Core	Core	Core	Core
Mineral	Min1	Min2	Min3	Min1	Min2		Min3
SiO ₂	39.56	39.43	39.71	39.42	39.27	39.71	39.78
TiO ₂	5.42	4.62	4.88	5.11	5.13	5.16	5.11
Al ₂ O ₃	12.69	13.02	12.99	12.76	12.76	12.83	12.61
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02
FeO	8.38	8.89	8.26	9.10	9.16	9.21	8.73
MnO	0.03	0.00	0.03	0.06	0.04	0.00	0.05
MgO	19.55	19.42	19.76	19.20	19.25	19.05	19.36
CaO	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.30	0.42	0.36	0.39	0.43	0.45	0.48
K ₂ O	9.85	9.86	10.03	9.75	9.83	9.61	9.73
Total	95.84	95.68	96.02	95.80	95.90	96.02	95.85
Si	5.45	5.45	5.46	5.45	5.43	5.47	5.48
Al ^{IV}	2.06	2.12	2.10	2.08	2.08	2.08	2.05
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.56	0.48	0.51	0.53	0.53	0.53	0.53
Fe ²⁺	0.97	1.03	0.95	1.05	1.06	1.06	1.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg	4.01	4.00	4.05	3.96	3.97	3.91	3.98
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.08	0.11	0.10	0.10	0.12	0.12	0.13
K	1.73	1.74	1.76	1.72	1.73	1.69	1.71
Cations	14.86	14.93	14.91	14.89	14.92	14.86	14.88
Fe_FeMg	0.19	0.20	0.19	0.21	0.21	0.21	0.20
Mg_FeMg	0.81	0.80	0.81	0.79	0.79	0.79	0.80



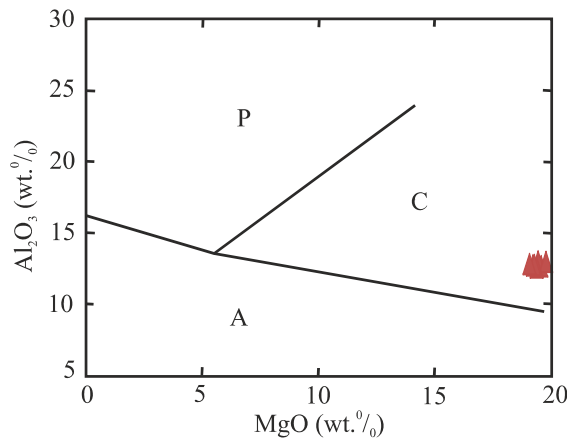
شکل ۵-۱۳- موقعیت بیوتیت‌های آنالیز شده موجود در گرانودیوریت های نوکه در نمودار سه تایی $10*TiO_2 - FeO^+ - MnO - MgO$ (Nachit et al., 2005). همانطور که مشاهده می‌شود بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه در محدوده بیوتیت‌های دگرسان شده قرار گرفته اند (محدوده B). محدوده A: بیوتیت‌های اولیه یا تبلور یافته از ماگما، محدوده B: بیوتیت‌های دگرسان شده، محدوده C: بیوتیت‌های تعادل مجدد یافته.



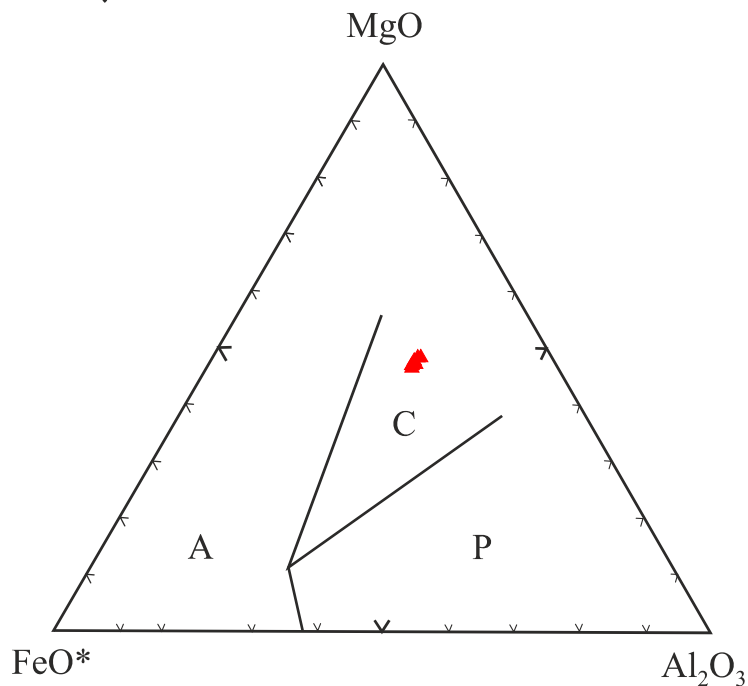
شکل ۵-۱۴- نمودار رده‌بندی بیوتیت‌ها (Deer et al., 1991). بر این اساس تمامی بیوتیت‌های توده گرانودیوریتی نوکه به قطب فلوگوپیت نزدیک هستند.



(ب)



(ف)

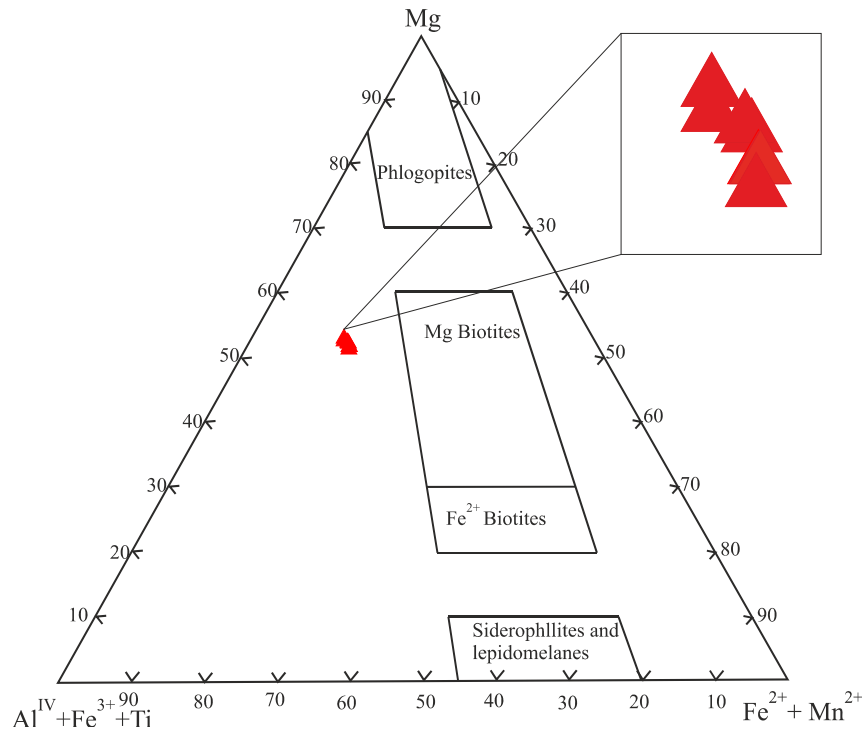


(ج)

شکل ۵-۱۵- موقعیت بیوتیت‌های آنالیز شده در دیاگرام دو و سه تشکیل دهنده عبدالرحمن (۱۹۹۴). محدوده A: سری‌های آلکالن (اکثرأ مرتبط با محیط‌های کششی غیر کوهزایی) شامل گرانودیوریت‌های تیپ A، محدوده P: سنگ‌های پرآلومین شامل گرانودیوریت‌های برخوردی و تیپ S، محدوده C: سری کالک‌آلکالن (اکثرأ مرتبط با محیط‌های فرورانشی کوهزایی) شامل گرانودیوریت‌های تیپ I. بیوتیت‌های آنالیز شده منطقه نوکه در محدوده کالک‌آلکالن (محدوده C: مربوط به محیط‌های فرورانشی کوهزایی) قرار گرفته اند.

۵-۲- دماسنجی براساس میزان Ti موجود در بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. بنابراین، دماسنجی Ti موجود در بیوتیت، برای تعیین دمای تشکیل این کانی کاربرد دارد (Engle and Engle, 1960). عامل دما، بیشترین تأثیر را



شکل ۵-۱۶- نمودار طبقه‌بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آنها (Foster, 1960). بر این اساس تمامی بیوتیت-های توده گرانودیوریتی نوکه نزدیک به محدوده Mg- Biotite واقع می‌شوند.

بر روی کنترل مقدار Ti موجود در بیوتیت دارد و افزایش فشار تأثیر معکوس بر آن دارد. با افزایش فشار، مقدار Ti موجود در بیوتیت کاهش می‌یابد. برای محاسبه دما با استفاده از روش Ti موجود در بیوتیت از معادله ۵-۱۵ استفاده می‌شود (Henry et al., 2005).

$$T = \{(\ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283(X_{mg})^3) / 4.6482 * 10^{-9}\}^{0.333} \quad \text{معادله ۵-۱۵}$$

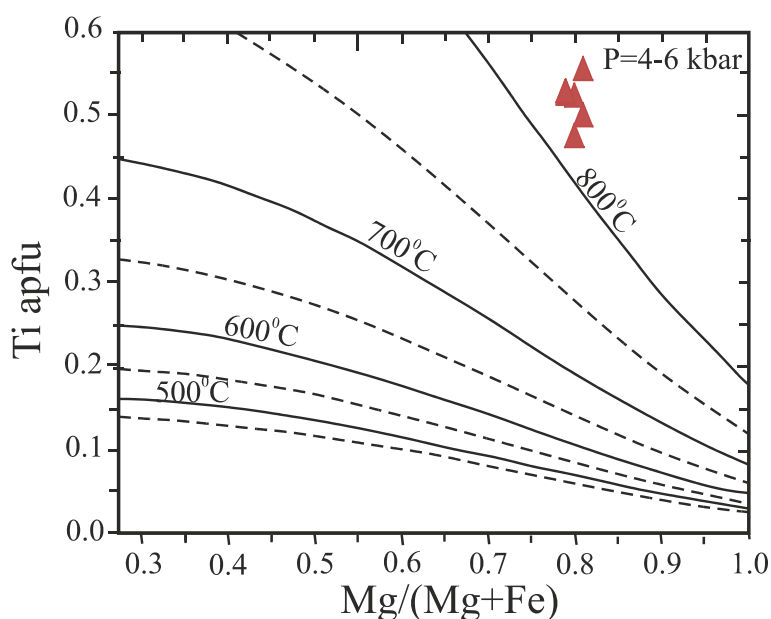
این معادله با شرایط $X_{mg} = 0.275 - 1000$ ، $T = 480 - 800^{\circ}\text{C}$ و $Ti = 0.04 - 0.60 \text{ apfu}^1$ معتبر است. دمای حاصل از این فرمول براساس کلونین می‌باشد که باید به درجه‌سانتیگراد تبدیل گردد. میزان دمای حاصل از این روش برای توده گرانودیوریتی نوکه بین $837/5^{\circ}\text{C}$ تا $851/6$ بدست آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود بیوتیت‌ها در محدوده دمایی بین $837/5^{\circ}\text{C}$ تا $851/6$ تشکیل شده‌اند (جدول ۵-۸). همچنین نمودار توصیفی دماسنجی مقدار Ti در بیوتیت نیز بیانگر دمایی بالاتر از ۸۰۰

¹ apfu= atoms per formula unit

درجه سانتی گراد برای تشکیل این کانی در توده گرانودیوریتی نوکه می باشد (شکل ۵- ۱۷ Henry and Thomson, 2005).

جدول ۵- ۸- نتایج حاصل از تعیین دما با استفاده از Ti موجود در بیوتیت های توده گرانودیوریتی نوکه. (L Core)
(largest Core). (Core: مرکز؛ Mineral: کانی).

Sample	Mineral	Location	Ti	X _{mg}	T ⁰ C
GA-F-30	Min 1	Core	0.561	0.81	851.75
	Min 2	Core	0.48	0.8	844.62
		L Core	0.505	0.81	851.75
GA-F-34	Min 1	Core	0.529	0.8	844.62
	Min 1	Core	0.531	0.79	837.48
	Min 1	Core	0.534	0.79	837.48
		Core	0.534	0.79	837.48



شکل ۵- ۱۷- نمودار توصیفی دماسنجی براساس مقدار Ti موجود در بیوتیت که نشان دهنده تبلور بیوتیت ها مورد مطالعه در دمای بالای ۸۰۰ درجه سانتی گراد است (Henry and Thomson, 2005).

۵- ۶- ۱ شیمی کانی فلدسپار

برای بررسی ترکیب شیمیایی و همچنین فرآیندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در توده های نفوذی منطقه گردنه آهوان که شامل سنگ های گابرو، گرانودیوریت و گرانیت است؛ فلدسپارها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفتند که نتایج آن در جداول ۵- ۹ و ۵- ۱۰ آورده

شده است. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان داد که ترکیب پلاژیوکلازها در گرانودیوریتها و گرانیت از $An=0.18$ تا $An=56.1$ و در گابروها $An=22$ تا $An=80$ متغیر هستند و اساساً دو نوع الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت و بیتونیت می‌باشند (شکل ۵-۱۸). پتاسیم فلدسپار موجود در این سنگ‌های مورد مطالعه نیز در محدوده ارتوکلاز واقع می‌شوند.

جدول ۵-۹- نتایج آنالیز میکروپروب پلاژیوکلاز در سنگ‌های گابرویی، گرانودیوریت و گرانیت منطقه گردنه آهوان. (Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-13		GA-F-13			GA-F-13		GA-F-30			
	Location	Core	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim		Core	Rim
Mineral	Min 1		Min 2			Min 3		Min 1			
SiO ₂	58.74	52.41	52.11	52.70	52.77	59.15	53.05	61.30	57.51	57.08	65.34
TiO ₂	0.08	0.06	0.05	0.08	0.06	0.08	0.07	0.03	0.05	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	25.50	29.65	29.48	29.05	29.22	25.23	29.50	24.35	27.24	27.37	21.94
FeO	0.49	0.63	0.56	0.63	0.66	0.44	0.63	0.30	0.27	0.33	0.14
MnO	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.04	0.11	0.11	0.10	0.09	0.04	0.12	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	7.78	12.95	13.07	12.73	12.40	7.37	12.76	5.86	9.15	9.57	2.92
Na ₂ O	7.12	4.42	4.37	4.47	4.55	7.24	4.41	8.26	6.47	6.36	9.74
K ₂ O	0.35	0.14	0.14	0.13	0.14	0.38	0.13	0.40	0.23	0.25	0.79
Total	100.09	100.39	99.88	99.91	99.88	99.95	100.67	100.51	100.92	100.96	100.90
Si	10.53	9.51	9.51	9.60	9.61	10.60	9.59	10.87	10.24	10.18	11.45
Al	5.38	6.34	6.34	6.23	6.27	5.32	6.28	5.09	5.71	5.75	4.53
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ²	0.07	0.10	0.09	0.10	0.10	0.07	0.10	0.05	0.04	0.05	0.02
Ca	1.49	2.52	2.56	2.49	2.42	1.42	2.47	1.11	1.75	1.83	0.55
Na	2.48	1.56	1.55	1.58	1.61	2.51	1.54	2.84	2.23	2.20	3.31
K	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.09	0.03	0.09	0.05	0.06	0.18
Cations	20.04	20.09	20.10	20.07	20.06	20.02	20.04	20.05	20.03	20.06	20.03
X	15.92	15.86	15.85	15.85	15.88	15.93	15.87	15.96	15.96	15.93	15.97
Z	4.13	4.24	4.25	4.22	4.18	4.10	4.17	4.09	4.06	4.13	4.06
Ab	61.20	37.90	37.40	38.60	39.60	62.60	38.20	70.20	55.40	53.90	82.00
An	36.90	61.30	61.80	60.70	59.60	35.20	61.10	27.60	43.30	44.80	13.60
Or	2.00	0.80	0.80	0.70	0.80	2.10	0.80	2.30	1.30	1.40	4.40

ادامه جدول ۵- ۹ (PL: پلاژیوکلاز) (perthite Core: Per Core) (Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-30		GA-F-30			GA-F-34				GA-F-34		GA-F-34
	Location	Core PL	Core Per	Core Per	Core Per	Core PL	Core PL	Rim PL	Core PL	Core PL	Core PL	Core Per
Mineral	Min2		Min3			Min1				Min1		Min1
SiO ₂	56.85	56.66	66.26	64.83	66.19	57.19	55.59	62.16	55.97	55.64	53.87	65.67
TiO ₂	0.03	0.06	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	27.46	27.66	18.82	18.48	18.94	26.98	27.87	24.01	27.64	27.87	28.73	18.83
FeO	0.38	0.35	0.18	0.12	0.20	0.35	0.38	0.17	0.30	0.33	0.34	0.14
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
CaO	9.54	9.80	0.08	0.00	0.09	9.15	10.46	5.49	10.20	10.07	11.74	0.11
Na ₂ O	6.06	5.98	4.07	1.10	3.89	6.30	5.65	8.53	6.00	5.88	4.94	3.79
K ₂ O	0.36	0.29	11.20	15.50	11.57	0.32	0.30	0.42	0.23	0.26	0.20	11.35
Total	100.70	100.80	100.67	100.03	100.88	100.32	100.27	100.79	100.39	100.08	99.84	99.91
Si	10.17	10.13	11.97	11.97	11.95	10.25	10.01	10.97	10.06	10.03	9.78	11.95
Al	5.78	5.82	4.00	4.02	4.03	5.70	5.91	4.99	5.85	5.92	6.14	4.04
Fe ²	0.06	0.05	0.03	0.02	0.03	0.05	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.02
Ca	1.83	1.88	0.02	0.00	0.02	1.76	2.02	1.04	1.96	1.95	2.28	0.02
Na	2.10	2.07	1.43	0.39	1.36	2.19	1.98	2.92	2.09	2.06	1.74	1.34
K	0.08	0.07	2.58	3.65	2.66	0.07	0.07	0.09	0.05	0.06	0.05	2.64
Cations	20.02	20.02	20.03	20.04	20.04	20.02	20.04	20.03	20.07	20.06	20.03	20.01
X	15.95	15.95	15.97	15.99	15.98	15.95	15.93	15.96	15.92	15.95	15.92	15.99
Z	4.07	4.06	4.05	4.05	4.07	4.07	4.12	4.07	4.15	4.12	4.11	4.02
Ab	52.40	51.60	35.50	9.70	33.70	54.50	48.60	72.10	50.90	50.60	42.70	33.50
An	45.60	46.70	0.40	0.00	0.40	43.70	49.70	25.60	47.80	47.90	56.10	0.60
Or	2.00	1.60	64.20	90.30	65.90	1.80	1.70	2.30	1.30	1.50	1.10	66.00

ادامه جدول ۵- ۹ (Pl: پلاژیوکلاز) (perthite Core: Core Per) (Core: مرکز؛ Rim: حاشیه؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-34	GA-F-43					GA-F-43		
Location	Core Per	Core PL	Rim PL	PL	Rim PL	Core PL	Core PL	PL	Rim PL
Mineral	Min 1	Min 2					Min 1		
SiO ₂	65.06	48.87	55.52	48.40	53.29	47.57	49.70	48.51	62.80
TiO ₂	0.03	0.05	0.11	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05	0.10
Al ₂ O ₃	18.17	31.86	27.31	32.22	28.52	32.42	31.11	31.70	22.07
FeO	0.15	0.53	0.44	0.65	0.59	0.57	0.51	0.58	0.27
MnO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04
MgO	0.01	0.06	0.04	0.07	0.08	0.07	0.06	0.05	0.00
CaO	0.00	15.63	10.16	15.91	11.88	16.63	14.95	15.73	3.55
Na ₂ O	1.38	2.87	5.71	2.49	4.89	2.32	3.32	2.80	8.47
K ₂ O	15.06	0.11	0.38	0.10	0.28	0.10	0.13	0.11	1.87
Total	99.88	99.98	99.68	99.90	99.63	99.73	99.84	99.54	99.17
Si	12.01	8.97	10.06	8.90	9.72	8.79	9.13	8.96	11.28
Al	3.95	6.89	5.83	6.98	6.13	7.05	6.73	6.89	4.67
Ti	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ²	0.02	0.08	0.07	0.10	0.09	0.09	0.08	0.09	0.04
Ca	0.00	3.08	1.97	3.14	2.32	3.29	2.94	3.11	0.68
Na	0.49	1.02	2.01	0.89	1.73	0.83	1.18	1.00	2.95
K	3.55	0.03	0.09	0.02	0.07	0.02	0.03	0.03	0.43
Cations	20.03	20.09	20.05	20.05	20.09	20.10	20.10	20.10	20.06
X	15.96	15.87	15.91	15.89	15.86	15.85	15.86	15.85	15.96
Z	4.07	4.22	4.14	4.17	4.23	4.25	4.24	4.25	4.11
Ab	12.20	24.80	49.30	22.00	42.00	20.10	28.40	24.20	72.60
An	0.00	74.60	48.50	77.40	56.40	79.40	70.80	75.10	16.80
Or	87.80	0.60	2.20	0.60	1.60	0.60	0.80	0.70	10.60

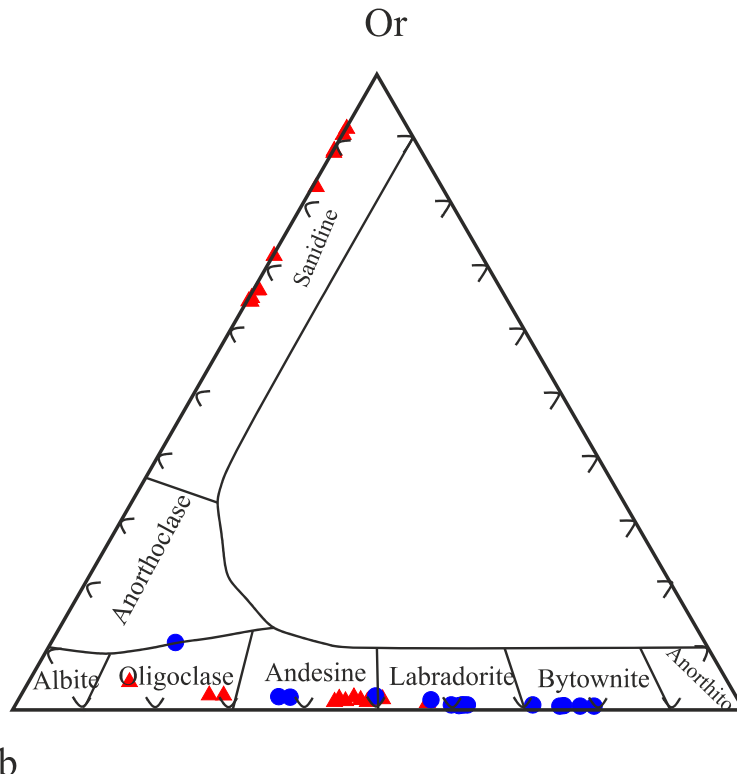
جدول ۵-۱۰: (K-Fel: پتاسیم فلدسپار) (Core: مرکز؛ Mineral: کانی).

Sample	GA-F-30	GA-F-34			GA-F-34	
		Location	K-F	K-Fel	K-F	K-F
Mineral	Min 1	Min 1			Min 2	
SiO ₂	66.59	64.23	65.31	64.92	65.49	64.71
TiO ₂	0.05	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	18.67	18.46	18.62	18.30	18.69	18.65
FeO	0.19	0.06	0.15	0.22	0.15	0.03
MnO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
CaO	0.04	0.08	0.00	0.01	0.02	0.00
Na ₂ O	4.05	1.97	3.31	1.37	4.12	0.95
K ₂ O	11.36	14.02	12.52	14.76	11.24	15.57
Total	100.95	98.87	99.92	99.61	99.74	99.94
Si	12.00	11.94	11.95	12.00	11.95	11.96
Al	3.96	4.04	4.01	3.98	4.02	4.06
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Ca	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	-0.01
Na	1.42	0.71	1.18	0.49	1.46	0.34
K	2.61	3.32	2.92	3.48	2.62	3.67
Cations	20.03	20.05	20.08	19.99	20.07	20.02
X	15.96	15.98	15.97	15.98	15.97	16.01
Z	4.06	4.07	4.12	4.01	4.10	4.00
Ab	35.10	17.50	28.70	12.40	35.70	8.50
An	0.20	0.40	0.00	0.10	0.10	-0.30
Or	64.70	82.10	71.30	87.50	64.10	91.80

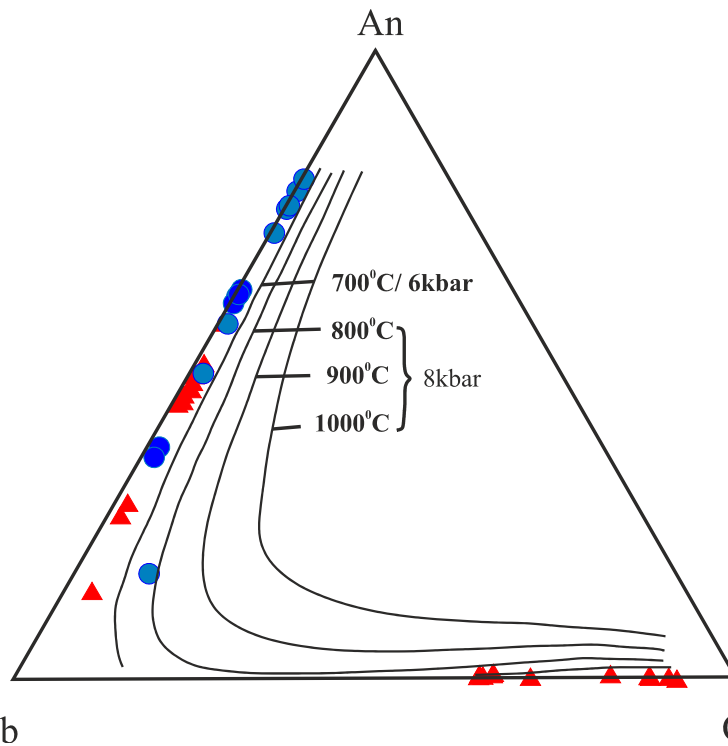
۵-۶-۲- دماسنجی در فلدسپار

با توجه به نمودار سه تایی Ab- Or- An دمای تشکیل فلدسپارها کمتر از ۷۰۰°C تخمین زده شد (شکل ۵-۱۹). در توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی این دماها نشان دهنده دمای توقف تبادل

کاتیون‌ها می‌باشد نه دمای تبلور فلدسپارها.



شکل ۵-۱۸- ترکیب فلدسپارهای توده‌های نفوذی منطقه گردنه آهوان در نمودار (آلبیت) Ab- (آنورتیت) An- (ارتوز) Or (Deer et al., 1986). گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها، بین ارتوز، الیگوکلاز، آندزین، لابرادوریت و بیتونیت تغییر می‌کند. پتاسیم فلدسپار نیز از نوع ارتوکلاز هستند. نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.



شکل ۵-۱۹- گسترده دما و فشار ترکیب فلدسپارهای توده نفوذی منطقه گردنه آهوان در نمودار (آلبیت) Ab- (آنورتیت) An- (ارتوز) Or (Raasei, 1998). نمادها مشابه شکل ۵-۲ می‌باشند.

فصل ششم

نتیجه گیری

نتیجه‌گیری

گردنه آهوان در ۳۰ کیلومتری شمال شرق سمنان واقع شده و بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه جام محسوب می‌شود. این منطقه در زون ساختاری البرز مرکزی واقع شده و طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آذرین درونی، بیرونی و رسوبی را شامل می‌شود. سنگ‌های آذرین منطقه اساساً متعلق به ائوسن بوده و درجات مختلفی از دگرسانی آرژیلیتی را متحمل شده‌اند. نتایج حاصل از اعمال روش‌های مختلف کیفی و کمی بر روی تصاویر سنجنده‌های ETM⁺ و ASTER توانست واحدهای سنگی و زون‌های دگرسانی منطقه را بوسیله کلاس‌های متفاوت از هم تفکیک نماید. همچنین بر اساس این مطالعات نقشه زمین‌شناسی منطقه با جزئیات کامل تهیه شد.

نتایج به کارگیری انواع روش‌های کیفی در منطقه گردنه آهوان:

- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۵،۴،۳) سنجنده ETM⁺ در گردنه آهوان. در این تصویر، بازالت به رنگ سیاه یا متمایل به سیاه، آندزیت به رنگ ارغوانی در سمت چپ و مرکز تصویر (به صورت توده کوچک)، گابرو به رنگ بنفش و گرانیت به رنگ آبی خاکستری دیده می‌شود.

- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۷،۴،۲) سنجنده ETM⁺ در گردنه آهوان. در این تصویر بازالت‌ها به رنگ سیاه، گابروها به رنگ ارغوانی، گرانو دیوریت و گرانیت به رنگ خاکستری متمایل به آبی، آندزیت‌ها به طور بارزتر و به رنگ قرمز در سمت چپ گرانودیوریت و گرانیت‌ها و همچنین در مرکز به صورت توده‌های کوچک، سنگ‌های رسوبی (آهک، مارن، شیل، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، توف) به رنگ سفید در اطراف بازالت و گابرو، همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز تیره و مناطق دگرسان هم با پس زمینه روشن همراه سایر سنگ‌ها دیده می‌شود.

- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب باندهای (RGB)، (۷،۵،۴) سنجنده ETM⁺ در گردنه آهوان. واحدهای سنگی رسوبی منطقه با خطوط مشکی و نیز سنگ‌های رسوبی که با خطوط زرد

رنگ دیده می‌شود شامل آهک، کنگلومرا، ماسه، شیل، آهک‌های فسیل‌دار و توف سبزی‌باشند. همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر با خطوط سبز رنگ، سنگ‌های ولکانیک (تراکیت، آندزیت، بازالت) در این تصویر با رنگ سبز متمایل به قهوه‌ای در سمت راست تصویر، آندزیت با رنگ قهوه‌ای روشن در سمت چپ و مرکز تصویر قابل تفکیک می‌باشد. گابروها، به رنگ سبز لجنی و پوشش گیاهی به رنگ آبی تیره دیده شد.

- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب بانندی (RGB) براساس بالاترین فاکتور شاخص بهینه (OIF) ، (۱۲، ۱۳، ۱۴) سنجنده ASTER در منطقه گردنه آهوان. سنگ‌های گابرو، با خطوط قهوه‌ای، گرانودیوریت و گرانیات با خطوط صورتی، بازالت با خطوط زرد، ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ قهوه‌ای و پوشش گیاهی را با رنگ قرمز دیده شد.

- تصویر ترکیب رنگی کاذب حاصل از ترکیب بانندی (RGB) (۲، ۶، ۱۴) سنجنده ASTER در منطقه گردنه آهوان. آندزیت‌ها به رنگ سبز روشن و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز تیره، پوشش گیاهی به رنگ آبی و همچنین ماسه و کنگلومرای قرمز در این تصویر به رنگ سبز لجنی دیده شد. با استفاده از روش ترکیب رنگی کاذب حاصل از سنجنده‌های ETM⁺ و ASTER، واحدهای رسوبی و آذرین نفوذی- بیرونی منطقه مورد مطالعه از هم تفکیک شد. با آنکه از این تصاویر نتایج قابل قبولی حاصل شد و حتی پوشش گیاهی منطقه را تفکیک شد. اما این روش نتوانست دگرسانی منطقه را بارز نماید.

- تصویر حاصل از نسبت بانندی (۳/۱، ۵/۴، ۵/۷) از سنجنده ETM⁺ در باندهای (RGB) در منطقه گردنه آهوان که در آن مناطق دگرسان با خطوط زرد نشان داده شده است.

- تصویر حاصل از نسبت بانندی (۲/۳×۴/۳، ۴/۱، ۴/۷) از سنجنده استر در باندهای (RGB) در منطقه گردنه آهوان که در آن مناطق دگرسان با خطوط زرد رنگ، آندزیت با خطوط بنفش و گابروها با خطوط قهوه‌ای دیده می‌شوند.

- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۶ باند سنجنده ETM⁺ که از

ترکیب باندی ((-PC4) + (-PC5))، (-PC4, -PC5) در باندهای (RGB) برای بارزسازی دگرسانی در منطقه گردنه آهوان حاصل شده است. که در آن مناطق دگرسان با خطوط مشکی دیده شد است.

- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی سنجنده ETM^+ که از ترکیب باندی (PC1, PC3, PC4) در باندهای (RGB) حاصل شده است. بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و گابروها به رنگ سبز تیره و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ آبی متمایل به خاکستری، واحدهای رسوبی شامل (کنگلومر و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و (آهک، رس و شیل) به رنگ زرد و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز روشن ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ صورتی تا حدودی قابل تشخیص است.

- تصویر رنگی نشان‌دهنده دگرسانی‌های منطقه گردنه آهوان (نقاط صورتی رنگ) که با روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی ۱۴ باند سنجنده ASTER از ترکیب باندی ((- PC12) + (- PC11, - PC12, PC11) در باندهای (RGB) حاصل شده است.

- تصویر رنگی حاصل از روش تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی بر روی سنجنده ASTER برای تفکیک لیتولوژی و بارزسازی دگرسانی از منطقه گردنه آهوان که با استفاده از ترکیب باندی (PC2, PC4, PC11) در فیلترهای (RGB) بدست آمده است. بازالت به رنگ آبی تیره و آندزیت‌ها به رنگ آبی فیروزه‌ای و گابروها به رنگ سبز و گرانودیوریت و گرانیت‌ها به رنگ بنفش و واحدهای رسوبی شامل (کنگلومر و ماسه‌سنگ قرمز) به رنگ آبی شفاف و سنگ‌های ولکانیک به رنگ سبز متمایل به آبی ظاهر شده است. همچنین بخش‌های دگرسان نیز به رنگ نارنجی متمایل به زرد مشاهده شده است.

- برای شناسایی مناطق دگرسان در روش کروسا به کمک داده‌های سنجنده ETM^+ ، از یک ترکیب رنگی مناسب در محیط RGB استفاده می‌شود. برای رسیدن به این هدف اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و مجموعه این دو (اکسید آهن و کانی رسی) به رنگ سبز اختصاص

داده می‌شود. در نتیجه مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید ظاهر می‌شود.

- برای شناسایی و بارزسازی مناطق دگرسان در روش کروسا، در سنجنده ASTER از یک ترکیب رنگی مناسب در محیط RGB استفاده می‌شود. برای رسیدن به این هدف با اختصاص دادن اکسید آهن به رنگ قرمز، کانی رسی به رنگ آبی و میانگین این دو تصویر به رنگ سبز، مناطق به شدت دگرسان به رنگ سفید و با خطوط مشکی رنگ نمایش داده شده است.

- در روش برازش کمترین مربعات بر روی داده‌های ETM^+ ، تصویر رنگی ایجاد شده با اختصاص باقیمانده باند ۳ به رنگ قرمز، باقیمانده باند ۷ به رنگ سبز، باقیمانده باند ۱ به رنگ آبی در این شکل مناطق دگرسان به رنگ صورتی-آبی دیده می‌شود.

برای شناسایی دقیق‌تر واحدهای سنگی منطقه گردنه آهوان از روش‌های کمی در تجزیه و تحلیل داده‌های ETM^+ استفاده شد که نتایج بهتری و بسیار دقیق‌تری برای تفکیک انواع واحدهای سنگی نسبت به روش‌های کیفی حاصل شد. به دلیل آنکه تصاویر استر تهیه شده از سازمان زمین-شناسی، مجموعه از چندین تصویربرداری در زمان‌های مختلف است. امکان تفکیک اعداد رقومی به مقدار بازتابش در این تصاویر وجود ندارد. در نتیجه قادر نخواهیم بود که برای هر پیکسل از این تصاویر، منحنی امضا طیفی آن را استخراج کنیم. بنابراین نمی‌توانیم مطالعات کمی را بر روی داده‌های استر انجام دهیم.

- در تصاویر حاصل از روش طبقه‌بندی SAM، برای مشخص شدن سنگ‌های آذرین در تصاویر سنجنده ETM^+ داده‌های لندست از تصویر اصلی منطقه طیف دو مربوط به سنگ‌های پیکریت (الترامافیک) با رنگ سبز، طیف سه مربوط به سنگ بازالت با رنگ آبی تیره، طیف پنج به سنگ‌های گرانیت با رنگ آبی فیروزه‌ای دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۸۷۰، ۰/۹۳۹ و ۰/۶۷۳ می‌باشد. برای شناسایی بهتر و بیشتر واحدهای آذرین منطقه برشی از قسمت شمالی منطقه ایجاد شد. طیف یک مربوط به سنگ‌های گرانودیوریت با رنگ قرمز، طیف سه مربوط

به سنگ‌های کوارتزموئزونیت با رنگ آبی تیره، طیف چهارمربوط به سنگ‌های گرانیت با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ‌های ریولیت با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به سنگ‌های گابرویی با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به سنگ‌های دیوریت با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۴۱۶، ۰/۹۱۹، ۰/۷۹۴، ۰/۸۷۶، ۰/۷۴۴ و ۰/۷۳۸ می‌باشد. همچنین برشی از قسمت غربی منطقه برای تفکیک و شناسایی بهتر واحدهای آذرین منطقه حاصل شد که در آن طیف سه مربوط به سنگ‌های پیکریت با رنگ آبی تیره، طیف پنج مربوط به سنگ‌های گرانیت با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به سنگ‌های کوارتزموئزونیت با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به سنگ‌های ریولیت افسیدین با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب می‌باشد ۰/۷۱۰، ۰/۸۶۷، ۰/۸۰۵ و ۰/۷۸۰ می‌باشد.

- روش طبقه‌بندی SAM برای مشخص شدن سنگ‌های رسوبی در سه بخش شمالی، مرکزی و غربی نیز انجام شد و نتایج زیر حاصل شده است.

در تصاویر حاصل از روش طبقه‌بندی SAM، در تصاویر سنجنده ETM⁺ داده‌های لندست از تصویر بخش غربی منطقه، طیف یک مربوط به ماسه‌سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف سه مربوط به شیل کربن دار با رنگ آبی تیره، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به ماسه‌سنگ آراکوزدار با رنگ بنفش روشن و طیف هفتم مربوط به سنگ آهک با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۳۹۹، ۰/۹۱۰، ۰/۷۴۹، ۰/۸۶۸، ۰/۸۸۸ و ۰/۸۴۸ می‌باشد.

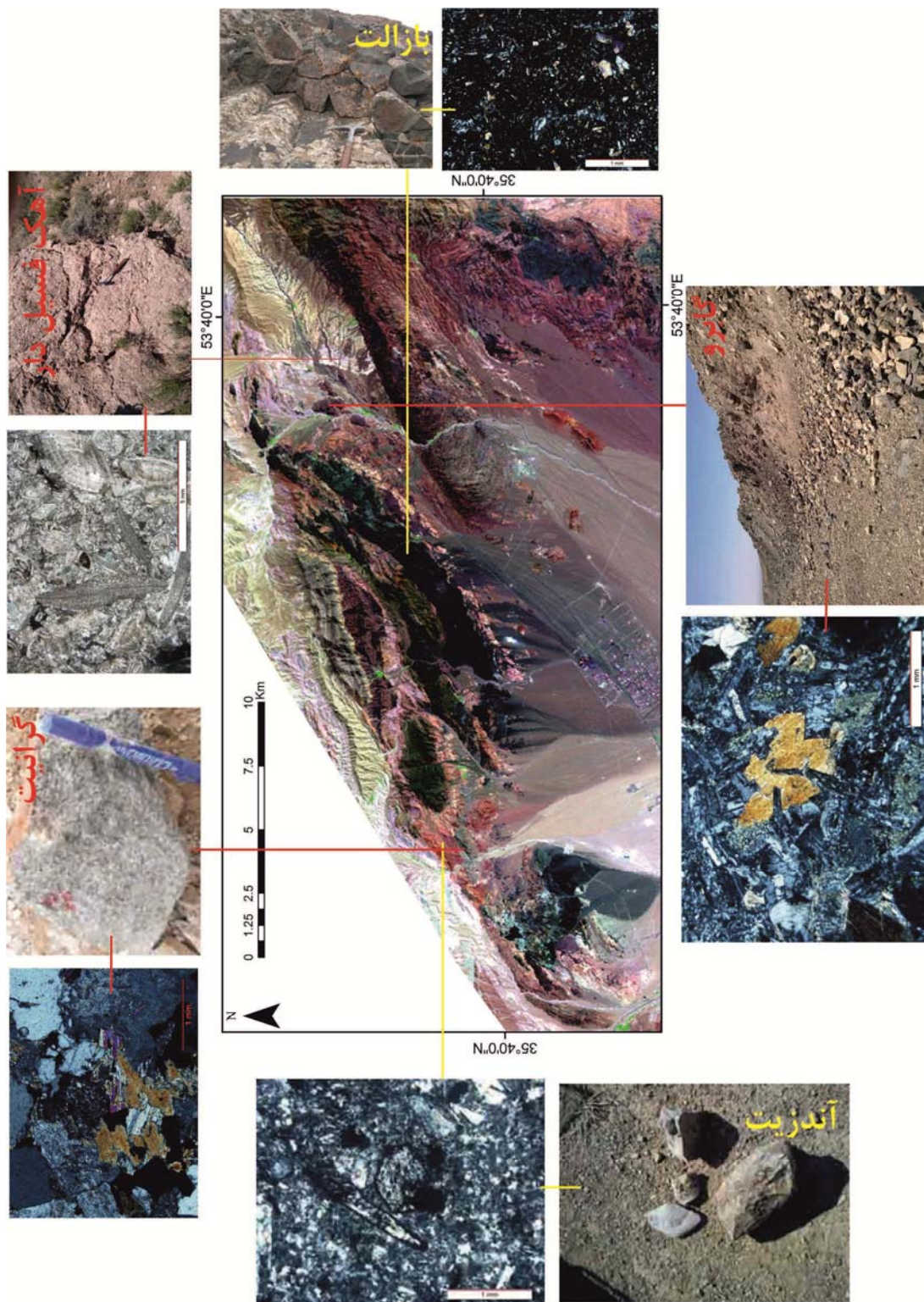
برای شناسایی بهتر و بیشتر واحدهای رسوبی منطقه برشی از قسمت مرکزی منطقه حاصل شد که طیف یک مربوط به ماسه‌سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف دو مربوط به سنگ‌های سیلتستون با رنگ سبز، طیف سه مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی تیره، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک- سیلتستون با رنگ آبی فیروزه‌ای و طیف هفتم مربوط

به دولومیت- سنگ آهک با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب ۰/۳۹۹، ۰/۸۶۱، ۰/۸۳۷، ۰/۸۳۳، ۰/۷۸۷ و ۰/۸۸۳ می‌باشد.

- همچنین برشی از قسمت شمال منطقه برای تفکیک و شناسایی بهتر واحدهای رسوبی منطقه حاصل شده است که در آن طیف یک مربوط به ماسه‌سنگ آهن دار با رنگ قرمز، طیف چهار مربوط به شیل با رنگ زرد، طیف پنج مربوط به سنگ آهک فسیل دار با رنگ آبی فیروزه‌ای، طیف شش مربوط به ماسه سنگ آرکوزدار با رنگ بنفش روشن و طیف هفت مربوط به ماسه سنگ گلوکنیت دار با رنگ سرخ آبی دیده شده است که امتیاز SAM داده شده به آنها به ترتیب می‌باشد ۰/۴۳۹، ۰/۸۴۵، ۰/۸۹۵، ۰/۹۱۶ و ۰/۸۵۴ می‌باشد.

نتایج حاصل از سنجش از دور در منطقه گردنه آهوان بیان کننده مفیدتر بودن روش‌های کمی برای تفکیک واحدهای سنگی منطقه (آذرین و رسوبی) می‌باشد.

همچنین در این پژوهش مطالعات میکروپروب به منظور نام گذاری دقیق کانی‌ها و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های نفوذی گردنه آهوان بر روی کانی‌های پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز انجام شد. این داده‌ها نشان داد که پیروکسن‌ها در دمای ۱۱۸۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار > 2 تا ۴ کیلو بار از یک ماگمای ساب آکالن متبلور شده‌اند. همچنین آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها از نوع ادنیت و مگنزیوهایستینگزیت هستند که اکثراً در فشار حدود ۱ کیلو بار تشکیل شده‌اند. در مجموع می‌توان چنین نتیجه‌گیری کرد که توده نفوذی گردنه آهوان از نوع ساب ولکانیک بوده و در عمق کم (حدود ۳ الی ۴ کیلومتری) متبلور شده‌اند که این موضوع با تنوع بافتی این سنگ‌های نیز همخوانی داد. کانی‌هایی هم که فشارهای بیشتر نشان می‌دهند احتمالاً در اعماق بیشتر شروع به تبلور کرده و سپس در طی صعود ماگما به اعماق کمتر منتقل شده‌اند.



شکل ۶-۱- تصویر حاصل از تلفیق تصاویر ماهواره‌ای، بازدید صحرایی و کار آزمایشگاهی در منطقه گردنه آهوان.

پیشنهادات

۱. برای مطالعات کمی از داده‌های اصلی استر نیز استفاده شود. زیرا داده‌های ارائه برای مطالعات کمی فقط از نوع ETM^+ بوده اند.
۲. سایر مطالعات زمین‌شناسی مانند زمین‌شناسی اقتصادی، تکتونیک، آبشناسی و... با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای ASTER، ETM^+ و سایر داده‌های ماهواری بر روی گردنه آهوان انجام شود.
۳. به منظور شناسایی بهتر و دقیق‌تر واحدهای سنگی کوچک از تصاویر ماهواره‌ای با توان تفکیک مکانی بالاتر مانند داده‌های اسپات و... استفاده شود.
۴. مطالعات میکروپروب بر روی کانی‌های، سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه نیز انجام گردد.
۵. مطالعات ایزوتوپی برای تعیین سن و منشاء دقیق‌تر سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی منطقه پیشنهاد می شود.

منابع

فهرست منابع:

- اعتصامی، ص.، خلعتبری، م.، عمرانی، س.ج.، حسینی، ح.، (۱۳۹۳). "پترولوژی سنگ های آتشفشانی ائوسن جنوب گردنه آهوان - خاور سمنان". سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدن، تهران.
- آقابات، آ.، حمیدی، آر.، (۱۹۹۴). "نقشه زمین شناسی سمنان به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰". سازمان زمین شناسی کشور.
- آقابات، س.ع.، (۱۳۸۳). "زمین شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۰۰ ص.
- بربریان، م.، قرشی، م.، شجاع طاهری، ج.، (۱۳۷۵). "پژوهش و بررسی نو زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره‌ی سمنان". سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ ص.
- بنی اسدی، ع.، (پاییز ۱۳۸۴). "سیمای استان سمنان جغرافیا، تاریخ و جغرافیای تاریخی". جلد اول، انتشارات دفتر امور اجتماعی و انتخابات، ۶۵۰ ص.
- حاجی بهرامی، م.، تقی پور، ن.، قربانی، ق.، (a ۱۳۹۰). "نگرش بر کانی زایی و ژئوشیمی کانسار آهن همبرد، شمال شرق سمنان". دومین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.
- حاجی بهرامی، م.، تقی پور، ن.، قربانی، ق.، (b ۱۳۹۰). "مطالعه و بررسی میانبار های سیال کانسار آهن همبرد شمال شرق سمنان". سومین همایش ملی انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران.
- خراسانی، ا.، (۱۳۹۰). "بررسی دگرریختی واحد های سنگی مزوزوئیک و سنوزوئیک در شمال خاوری سمنان (شمال گردنه آهوان)". پایان نامه کارشناسی ارشد. دانشکده زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خسرو تهرانی، خ.، (۱۳۸۲). "چینه شناسی و رخداده های زمین شناسی". انتشارات دانشگاه تهران، چاپ دوم.
- درویش زاده، ع.، (۱۳۷۰). "زمین شناسی ایران". انتشارات ندا، ۹۰۱ ص.
- درویش زاده، ع.، (۱۳۸۳). "زمین شناسی ایران". انتشارات امیرکبیر، چاپ اول.
- رضایی، م.، (۱۳۹۰). "کاربرد فن آوری داده های ماهواره ای در اکتشاف انرژی زمین گرمایی در بخش مرکزی ایران (محلات)". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

زبیری. م.، مجد. ع.، (۱۳۸۳). "آشنایی با فن سنجش از دور و کاربرد در منابع طبیعی". دانشگاه تهران،
موسسه انتشارات .

زحمت‌کش، ق.، (۱۳۷۴). "میکرواستراتیگرافی رسوبات کرتاسه فوقانی در شمال سمنان (در بند)". پایان
نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۲۰۴ ص.

شاه حسینی، ا.، (۱۳۸۶). "پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین شمال و شمال
شرق". پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۶۵ ص.

شریف‌پور، م.، رحیم‌زاده، ب.، پورمعانی، س.م.، (۱۳۹۲). "بررسی پدیده‌های حاشیه واکنشی و اپاسیته‌شدن
آمفیبول‌ها در سنگ‌های آتشفشانی دهگلان". هفدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.

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 ص.

صادقیان، م.، (۱۳۹۵). "گزارش تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ نارکان". سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات
معدنی کشور. در حال انجام.

صمدی، م.، (۱۳۷۷). "پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال شرق سمنان".
پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشگاه تربیت معلم تهران، ۱۵۰ ص.

عادلی، ز.، درویش‌زاده، ع.، رسا، ا.، (۱۳۸۴). "بررسی دور سنجی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان به منظور بارزسازی و
تفکیک زون‌های کربناته". اولین همایش معدن دانشگاه لاهیجان.

علوی پناه، س.ک.، (۱۳۸۲). "کاربرد سنجش از دور در علوم زمین". انتشارات دانشگاه تهران. چاپ اول.

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

علوی نائینی، م.، حمیدی، آر.، (۱۹۹۷). "نقشه زمین‌شناسی جام با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰". سازمان زمین‌شناسی
کشور.

قائدرحمتی، ر.، فتحیان‌پور، ن.، امیری، ح.، (۱۳۸۶). "تفکیک واحدهای سنگی ناحیه ایران کوه اصفهان با
استفاده از الگوریتم تهیه تصاویر طبقه‌بندی شده داده‌های ماهواره‌ای ناحیه". نشریه زمین‌شناسی
مهندسی، جلد دوم، شماره ۲. پاییز و زمستان ۱۳۸۶.

قاسمی، ح.، الهیاری، س.، طاهری، ع.، صادقیان، م.، (۱۳۹۲). "موقعیت چینہ شناسی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی - رسوبی عباس آباد، شمال شرق شاهرود". پژوهش‌های چینہ‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۲۹، ۲۵-۴۴.

کریم‌پور، م.، سعادت، س.، (۱۳۸۹). "زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی". چاپ چهارم، انتشارات ارسلان. ۵۳۵ ص.

کریم‌پور، م.، ملک‌زاده، آ.، حیدریان، م.، (۱۳۸۴). "اکتشاف ذخایر معدنی، مدلهای زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی". چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، شماره ۴۵۳، ۶۳۲ ص.

کریم‌پور، م. ح.، (۱۳۸۴). "اکتشاف ذخایر معدنی". چاپ اول، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.

مباشری، م. ر.، (۱۳۹۳). "مبانی فیزیک در سنجش از دور و فناوری ماهواره". گروه مهندسی سنجش از دور، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی، ویرایش سوم.

نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵). "دیباچه‌یی بر زمین‌شناسی ایران". سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ ص.

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

هاشمی تنگستانی، م.، طیبی، م. ح.، (۱۳۹۴). "کار میدانی با تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی". آرمین زمین، تهران، چاپ اول.

همام، س. م.، (۱۳۹۱). "سنگ‌شناسی آذرین". تالیف، چاپ سوم، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد: شماره ۵۴۳ ص ۱۸۲.

یار احمدی، م.، (۱۳۹۴). "بررسی روش‌های کیفی و کمی سنجش از دور در شناسایی واحدهای سنگی زمین‌شناختی در منطقه کوه زر در جنوب دامغان". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Abdeen, M.M., Thurmond, A.K., Abdelsalam, M.G., Stern, R.D., (2001). "Application of ASTER band-ratio images for geological mapping in arid regions; the Neoproterozoic Alliqi Suture Egypt". Geol.Soc.Am. 33,1-289.

Abdelhamid. G., and Rabba. I., (1994). "An investigation of mineralized zones revealed during geological mapping, Jabal Hamra Faddan-Wadi Araba, Jordan, using Landsat TM data". INT. J. Remote sensing, 15, 1495-1506.

Abdel-Rahman, A.M., (1994). "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas". Journal of Petrology, 35, 525-541.

Abera, B.G., (2005). "Application of remote sensing and spatial data integration modeling to

- predictive mapping of Apatite- Mineralized zones in the Bikilal Layered Gabbro complex, Western Ethiopia**". International institute for Geo- information science and earth observation enschede, the Netherlands.
- Abrams, M.J., Brown, D., Lepley, L., Sadowski, R., (1983). **"Remote sensing for porphyry copper deposits in southern Arizona"**. Economic Geology 78, 591–604.
- Aghanabati, A., (1998). **"Major sedimentary and structural units of Iran (map)"**. Geosciences 7, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Alavi- Naini, M.,(1972). "Etude geologique de la Region de Djam". Geological Survey of Iran. Rep. 23. 293pp.
- Altinbas, U., Kurucu, Y., Bolca, M., (2005). **"Using advanced spectralanalyses techniques as possible means of identifying clay minerals"**. Turk J Agric For 29, 19–28.
- Anderson J.L., (1983). **"Proterozoic anorogenic granite plutonism of North American"**. Geological Society of America Memoir 161, 133-152.
- Anderson J.L., Smith D.R., (1995). **"The effects of temperature and Fo₂ on the Al- in hornblende barometer"**. American Mineralogist 80, 549-559.
- Armenta R, J.R. and Ledesma P, R.M., (1998). **"Techniques for enhancing the spectral response of hydrothermal alteration minerals in Thematic Mapper images of Central Mexico"**. International Journal of Remote Sensing 19, 1981–2000.
- Asserto, R., (1966). **"The Jurassic Shemshak formastion in central Elburz (Iran)"**. Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafia , Vol 72, PP 1133- 1182.
- Bennett, S.A., Atkinson, W.W., Kruse, F.A., (1993). **"Use of Thematic Mapper imagery to identify mineralization in the Santa Teresa district, Sonara, Mexico"**. International Geology Review, 35, 1009–1029.
- Best, G. (2003). **"Igneous and metamorphic petrology"**. Blackwell Science, 729p.
- Blundy J.D., Holland T.J.B., (1990). **"Calcic amphibole equilibria and a new amphiboleplagioclase Geothermometer"**. Contribution to Mineralogy and Petrology, 104, 208-224.
- Boardman J. W., and Kruse, F. A., (1994). **"Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada"**: in Proceedings, Tenth Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, MI, 1407 - 1418.
- Boardman, J.W., Kruse, F.A., Green, R.O.,(1995). **"Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data, summaries"**. Proceedings of the Fifth JPL Airborne Earth Science Workshop, 23–26 January, Pasadena, California, JPL Publication, 1, 23–26.
- Borengasser, M., S. Hungate, W. (2008). **"Hyperspectral remote sensing : principles and applications"**. Boca Raton : Taylor & Francis, ©2008. eBook. 119pp.
- Buiten H.J. & J.G.P.W. Clevers, (1993). **"Land Observation by Remote Sensing Theory and Applications"**. Gordon and Breach Science Publishers, Reading. 642 pp.
- Canada Centre for Remote Sensing (2007). Tutorial: Fundamentals of Remote Sensing. [Http://www.ccrs.nrcan.ca/resource/tutor/fundam.php](http://www.ccrs.nrcan.ca/resource/tutor/fundam.php).

- Chavez, P.S., JR., Berlin, G.L. and Sowers, L.B., (1982). “**Statistical method for selecting Landsat MSS ratios**”. Journal of Applied Photographic Engineering, 8, 23-30.
- Clark, P.E., Rilee, M.L.,(2010).” **Remote Sensing Tools for Exploration**”. Springer Science+Business Media. DOI 10.1007/978-1-4419-6830-2.
- Corumluoglu, O., Vural, A., Asri, I., (2015).”**Determination of Kula basalts (geosite) in Turkey using remote sensing techniques**”. Arab J Geosci, ORIGINAL PAPER. Saudi society for Geosciences 2015. DOI: 10.1007/s12517-015-1914-4. Arabian Journal of Geosciences: 10105–10117.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., (1979). “**The Interpretation of Igneous Rocks**”. Allen and Unwin, London, 450pp.
- Craig, Maurice, D(1994). “**Minimum Volume Transforms for Remotely Sensed Data**”. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 32, 542-552.
- Crosta, A. and De souza Fliho, C., (2003). “**Trageting key alteration minerals in epithermal deposit in patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis**”, International Journal of Remote sensing, 24, 4233-420.
- Crosta, A., Moore John M.C. M., (1989). “**Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minais Gerais State, Brazil: a prospecting case history in Greenstone belt terrain**”. Proceedings of the Seventh ERIM Thematic Conference: Remote Sensing for Exploration Geology, 7, 1173-1187.
- Deer W.A., Howie, A., Zussman J., (1986). “**An interduction to the rock – formingminerals**”. 17th ed., Longman Ltd, 528P.
- Deer W.A., Howie. R.A., Zussman. J., (1991). “**An introduction to the rock forming minerals**”. Longman Scientificand Technical, 528 P.
- Dodual, E., (1967).”Zur geologie des mittleren and unteren Karaj- Tales. Zrntal- Elbourz (Iran), Uster, Offsetdruck Zimmermann,P 123.”
- Duda, R.D. and Hart, P.E. (1996).” **Pattern Classification and Analysis**”. John Wiley, New York, USA.
- Engle A.E.J., Engle C.G., (1960). “ **Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Moountains, New York, Part 2**”. Mineralogy. Geological Society of America Bulletin, 71, 1-58.
- Feize, F. and Mansuri, E., (2013). “**Separation of Alteration Zones on ASTER Data and Integration with Drainage Geochemical Maps in Soltanieh, Northern Iran**”. Open Journal of Geology, 3, 134-142.
- Ferreir, G.; White, K.; Griffiths, G.; Bryant, R. and Stefofuli, M., (2002).”**The mapping of hydrothermal alteration zons on the island of Levos,Greece using an integrated rimote sensingdataset**”. Internhationan ojournal of rimot sensing.
- Foster, M. D., (1960). “**Interpretation of the Composition of Trioctahedral Micas**”. *Geological survey professional paper 354-B*. United states government printing office, Washington.
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. and Bech, F., (2010). “**A new method to estimate the oxidation**

- state of basaltic series from microprobe analyses**". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189, 340-346.
- Gabr, S., Ghulam, A., Kusky, T.(2010). **"Detecting areas of high-potential gold mineralization using ASTER data"**. Ore Geology Reviews, 38, 59-69.
- Gad, G., Kusky, T., (2006). **"Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM)"**. Journal of African Earth Sciences 44, 196–202.
- Gillespie, M.R., Styles, M.T.,(1999). **"RGS Rock Classification scheme Volume 1, Classification of igneous rocks"**. British Geological survey Research Report, (2nd edition) RR 99-06.
- Green, A.A., Berman, M., Switzer, P., Craig, M.D., (1988). **"A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal"**. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 26, 65–74.
- Gupta, R.P.(2003) .**"Remote Sensing Geology"**.Second Edition, Berling,655 pp.
- Hammarstrom J.M., Zen E-an, (1986). **"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"**, American Mineralogist 71, 1297–1313.
- Haroni, H .A. and Lavafan, A., (2007). **"Integrated Analysis Of Aster And Landsat ETM Data To Map Exploration Targets In The Muteh Gold-Mining Area, Iran"**.<http://www.itc.nl/issdq>.
- Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali, S. M., (2004).**" Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. Journal of African"**. Earth Sciences, 38, 255–268.
- Henry, D.J., Guidotti,C.V., Thomson,J.A., (2005). **"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms"**. American Mineralogist, 90, 316-328.
- Hollister L.S., Grissom G.e., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.R., (1987). **"Confirmation of the empirical Correlation of Al in hornblende With Pressure of solidification of Calc – alkaline Phutons"**, American Mineralogist 72, 231-239.
- Johannsen, A., (1931). **" Introduction, textures, classifications and glossary"**. 1st ed. Chicago: University of Chicoga Press, 267 p.
- Johnson M.C., Rutherford M.J., (1989). **"Experimental Calibration of the aluminium in – hornbhende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks"**, Geology 17, 837-841.
- Kalinowski, A., Oliver, S.,(2004). **"ASTER Mineral Index ProcessingManual"**. Remote Sensing Applications Geoscience, Australia.
- Kaufmann, H., (1988). **"Mineral exploration along the Aqaba-Levent structure by use of Landsat TM data; concepts, processing, and results"**. International Journal of Remote Sensing 9, 1639–1658.
- Kruse, F. A., Boardman, J. W., Lefkoff, A. B., Heide- brecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J. and Goetz, A. F. H.,(1993). **"The Spectral Image Processing System (SIPS)—Interac- tive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data"**. Remote Sensing of

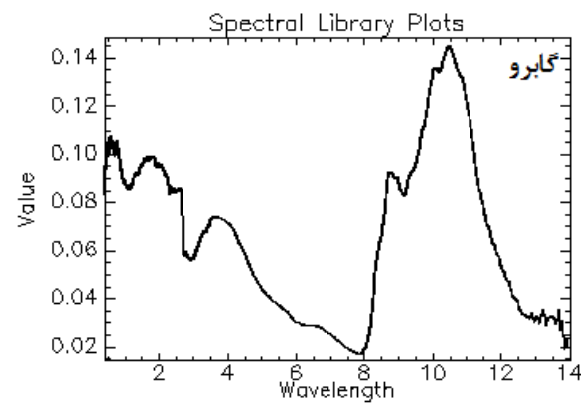
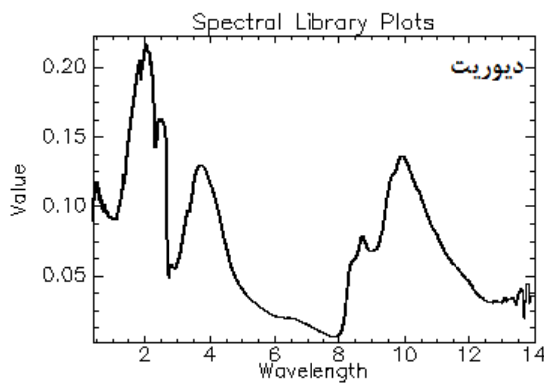
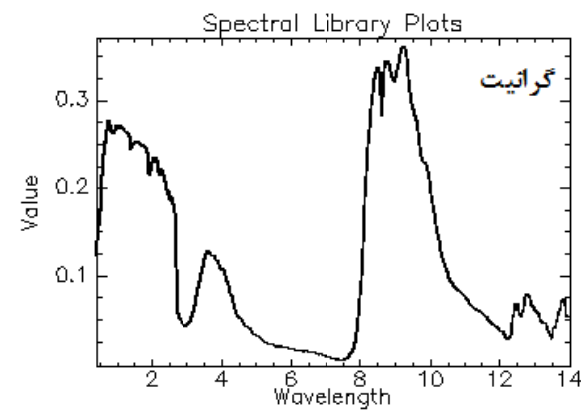
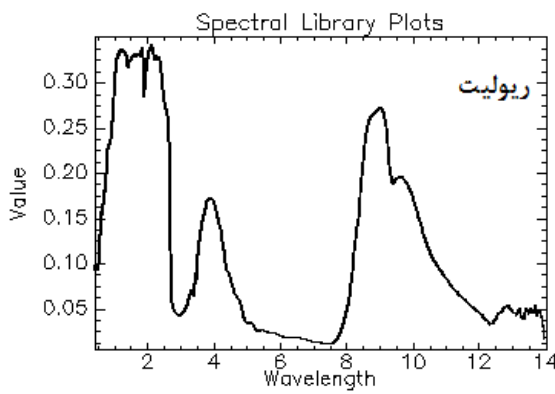
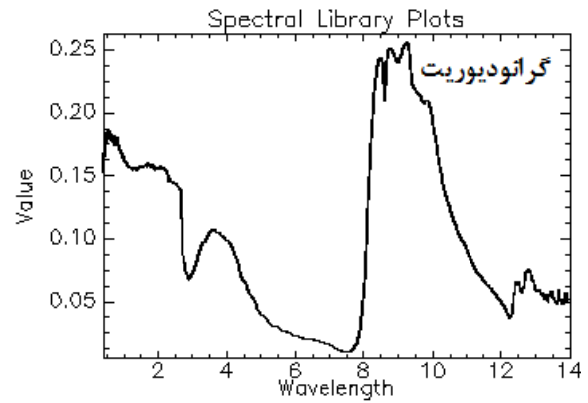
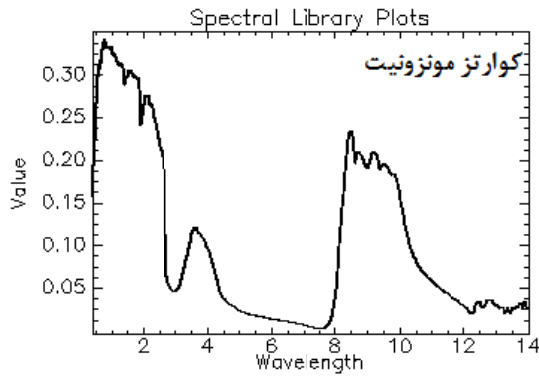
- Environment, 44, 145-163.
- Kujjo, P.C., (2010). “**Application of remote sensing for gold exploration in the Nuba Mountains, Sudan**”. A thesis Submitted to the graduate collage of Bowling Green State Ununiversity. 99P.
- Kumar, C., Shetty, A., Raval, S., Champati Ray, P.K., Sharma, R., (2014). “**Sub-pixel mineral mapping using EO-1 Hyperion hyperspectral data**”. International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Sciences, 8, 455-461.
- Kumar, C., Shetty, A., Raval, S., Sharma, R., Ray, C., (2015). “**Lithological Discrimination and Mapping using ASTER SWIR Data in the Udaipur area of Rajasthan, India**”. Procedia Earth and Planetary Science 11, 180 – 188.
- Langford, L. R., (2015).” **Temporal merging of remote sensing data to enhance spectral regolith, lithological and alteration patterns for regional mineral exploration**”. Ore Geology Reviews, 68, 14-29.
- Le Maitre, R. W. (1989). “**A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS Commission on the Systematics of Igneous Rocks**”. Oxford: Blackwell.
- Leake B.E., Woolly, A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N, Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., (1997).” **Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names**”. European Journal of Mineralogy, 9, 623-651.
- Lebas, N.J., (1962). “**The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage**”. American Journal of Science, 260, 267-88.
- Lindsley, D., (1980). “**Phase equilibria of pyroxenes at pressures >1 atmosphere**”. Reviews in Mineralogy and geochemistry , 7, 289- 307.
- Loughlin, W.P., (1991). “**Principal component analysis for alteration mapping**”. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing 57, 1163–1169.
- Malekzadeh, A., Karimpour, M. H., Stern, C. R., and Mazaheri, S. A.,(2009). “**Hydrothermal Alteration Mapping in SW Bir- jand, Iran, Using the Advanced Spaceborne Thermal Emis- sion and Reflection Radiometer (ASTER) Image Proc- essing**”. Journal of Applied Sciences, 9, 829-842.
- Middlemost, E.A.K., (1994).” **Naming materials in the magma/igneous rock system**”. Earth Science Reviews, 37, 215-224.
- Moretti, R., (2005). “**Polymerization, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts**”. Geophysics, 48, 583-608.
- Morimoto, N., (1988). “**Nomenclature of pyroxenes**”. Fortschr mineral, 66, 237-252.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., and Carron, J.P., (1985). “**Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids, Comtes Rendus Hebdomadaires de l' ”. Academie des Sciences, 301, 813-818.**
- Nachte, H., Ibhi, E.E., and Ohoud, M.B., (2005). “**Discrimination between primary magmatic**

- biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites**". *C. R. Geosciences*, 337, 1415-1420.
- Nimis P., Taylor W.R., (2000). "**Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part 1 Calibration and testing of a Cr-in-cpx barometer and an enstatite-in-cpx thermometer**". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 541-554.
- Ninomiya, Y., Fu, B., Cudahy, T. J., (2005). "**Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared "radiance-at-sensor" data**". *Remote Sensing of Environment* 99, 127 – 139.
- Oskouei MM, Busch W (2008). "**A geostatistically based preprocessing algorithm for hyperspectral data analysis**". *GIScience and Remote Sensing* 45(3):356–368.
- Pichavant M, Costa F, Burgisser A, Scaillet B, Martel C, Poussineau S (2007). "**Equilibration scales to intermediate magmas-implications for experimental studies**". *J Petrol* 48:1955–1972.
- Poormirzaee, R. and Oskouei, M.M .,(2009). "**Detection minerals by advanced spectral analysis in ETM⁺ imagery**". proceeding of 7th Iranian student conference mining engineering, Tabriz 111-119.
- Poormirzaee, R., M. Oskouei, M., (2010). "**Use of spectral analysis for detection of alterations in ETM data, Yazd, Iran**". *Appl Geomat* 2, 147–154.
- Pour, A. B., Hashim, M., and Marghany, M.,(2011). "**Using Spectral Mapping Techniques on Short Wave Infrared Bands of ASTER Remote Sensing Data for Alteration Mineral Mapping in SE Iran**". *International Journal of the Physical Sciences*, 917-929.
- Pournamdari, M., Hashim, M., Beiranvand Pour, A., (2014). "**Spectral transformation of ASTER and Landsat TM bands for lithological mapping of Soghan ophiolite complex, south Iran**". ScienceDirect, *Advances in Space Research*.
- Putirka K., (2008) "**Thermometers and Barometers for Volcanic Systems**". *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120.
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., (1996). "**Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar**". *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 92-108.
- Qiu, F., Abdelsalam, M., Thakkar, P (2006). "**Spectral analysis of ASTER data covering part of the Neoproterozoic Allaqi-Heiani suture, Southern Egypt**". *Journal of African Earth Sciences*, 169-180.
- Raasei, P., (1998). "**Feldspathic thermometry: A valuable tool for deciphering the thermal history of granulite- facies rocks, as illustrated with metapelites from sri lanka**". *The Canadian mineralogist*. 67-86.
- Ranjbar. H., Honarmand. M., Moezifar. Z., (2004). "**Application of the Crosta Technique for Porphyry Copper Alteration Mapping, Using ETM⁺ Data in the Southern Part of the Iranian Volcanic Sedimentary Belt**". *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 237-243.
- Richards, J.A.,(1995). "**Remote Sensing Digital Image Analysis**". An Introduction, 2nd, Springer, ISBN0-387-548-8.

- Ridolfi, F., Puerini, M., Renzulli, A., Menna, M., Toulkeridis, T.,(2008). **“The magmatic feeding system of El Reventador volcano (Sub-Andean zone, Ecuador) constrained by texture, mineralogy and thermobarometry of the 2002 erupted products”**. Journal of Volcanology and Geothermal Research 176, 94–106.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., (2010).” **Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline Mmagmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes ”**. Contrib Mineral Petrol, 160, 45–66.
- Rothery, D. A., (1987). **“Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper imagery of the Oman ophiolite”**. Journal of the Geological Society, London, 144, 587-597.
- Rowan, L.C., Bowers, T.L., (1995). **“Analysis of linear features mapped in Landsat thematic mapper and side-looking airborne radar images of the Reno 1 degree by 2 degree Quadrangles, Nevada and California; implications for mineral resource studies”**. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing 61,749–759.
- Rowan, L.C., Mars J.C.,(2003).” **Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data”**. Remote Sensing of Environment 84 , 350–366.
- Sabins, F.F., (1997).” **Remote Sensing Principles and Interpretations”**. W.H. Freeham and Co., New York, Third ed., 494PP.
- Sabins, F.F., (1999). **“Remote sensing for mineral exploration”**. Ore Geology Reviews 14, 157–183.
- Sadeghi, B., Khalajmasoumi, M., Afzal, P., Moarefvand, P., Yasrebi, A.B., Wetherelt, A., Foster, P., Ziazarifi, A.,(2013).” **Using ETM⁺ and ASTER sensors to identify iron occurrences in the Esfordi 1:100,000 mapping sheet of Central Iran”**. Journal of African Earth Sciences 85, 103–114.
- Sarp, G., (2005). **“Lineament Analysis from Satellite Images, North- West of Ankara, Master of Science Dissertation”**. School of Natural and Applied Science of Middle East Technical University.
- Scaillet B, Evans BW (1999).” **The 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo; I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂ conditions of the dacite magmas”**. J Petrol 40, 381–411.
- Schmidth M.W., (1992). **“Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer”**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.
- Schmidth, 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. and bence, A. E., (1979). **”Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts”**. American Mineralogist, 64, 501-513.
- Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., (1998).” **Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazi”**. Journal of South American Earth Science, 11, 457-471.

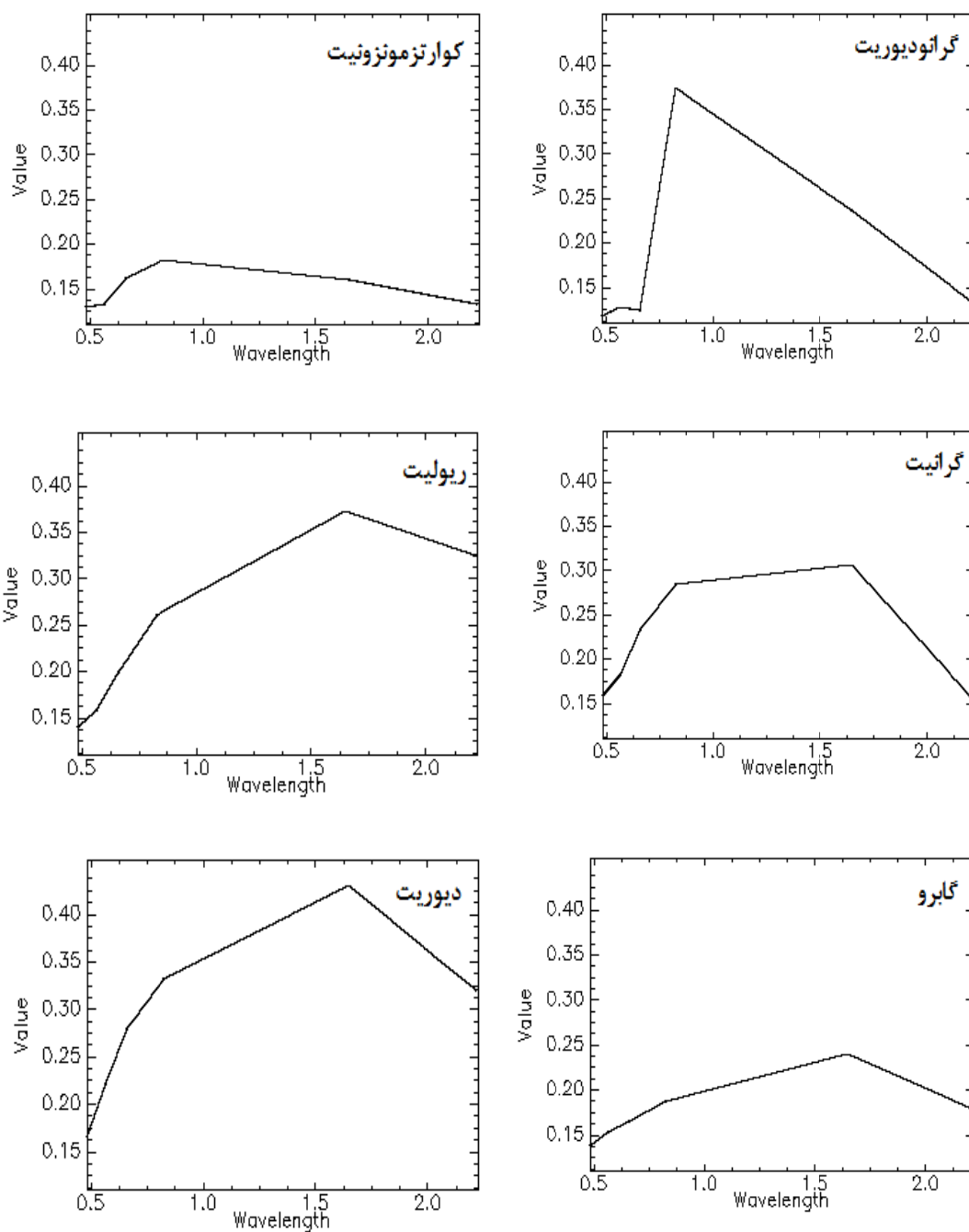
- Singh, A. and Harrison, A., (1985). **“Standardized principal components”**. International Journal of Remote Sensing, 6, 883–896.
- Soesoo, A., (1997). **“A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations”**. Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen), 119, 55-60.
- Stein E., Dietl C., (2001). **“Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald”**. Mineralogy and petrology 72, 185-207.
- Tangestani, M. H., Jaffari, L., Vincent, R. K., Sridhar, B. M (2011). **“Spectral characterization and ASTER-based lithological mapping of an ophiolite complex: A case study from Neyriz ophiolite, SW Iran”**. Remote Sensing of Environment; 115, 2243- 2254.
- Tangestani, M.H., Moore, F., (2001). **“Comparison of three principal component analysis techniques to porphyry copper alteration mapping: a case study, Meiduk area, Kerman, Iran”**. Canadian Journal of remote Sensing 27, 176–181.
- Tangestani, M.H., Moore, F., (2002). **“Porphyry copper alteration mapping in the Meiduk area, Iran”**. International Journal of Remote Sensing 23, 4815–4825.
- Thomas M. Lillesand and Ralph W. Kiefer(1994). **“Remote Sensing and Image Interpretation”**. John Wiley & Sons, New York, NY, third edition, 1994. 30, 58, 119, 170.
- Tommaso, I.D., Rubinstein, N., (2007).” **Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina”**. Ore Geology Reviews 32, 275–290.
- Weldemariam, A. F., (2009). **“Mapping Hydrothermally Altered Rocks and Lineament Analysis through Digital Enhance- ment of ASTER Data Case Study: Kemashi Area, West- ern Ethiopia”**. Master of Science Dissertation, Addis Ababa University, Addis Ababa, 2009.
- Xu, X.W; N., Jiang, K., Yang, B.L., Zhang, G.H., Liang, Q., Mao, J.X., Li, S.J., Du, Y.G., Ma, Y., Zhang and K.Z., Qin, (2009). **“Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho are. Western Yunnan, China”**. Lithos, 113, 595 – 611.
- Yetkin, E., (2003). **“Alteration mapping by remote sensing: application to HASANDA. MELEND.Z volcanic complex”**. A thesis submitted to the graduate school of natural and applied sciences of the middle east technical university. 97 pages.
- Zoheir, B., & Emam, A (2014). **“Field and ASTER imagery data for the setting of gold mineralization in Western Allaqi–Heiani belt, Egypt: A case study from the Haimur deposit”**. Journal of African Earth Sciences 99, 150-164.

پیوست‌ها



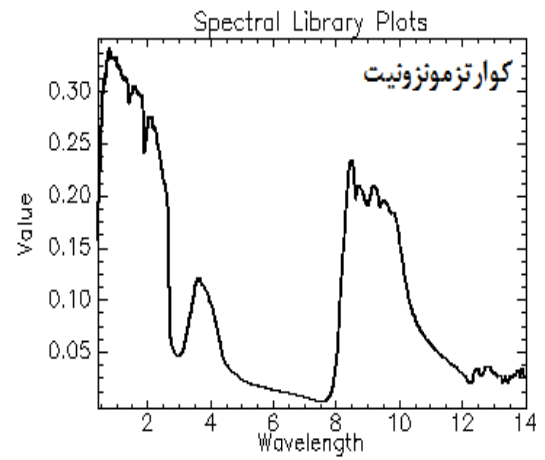
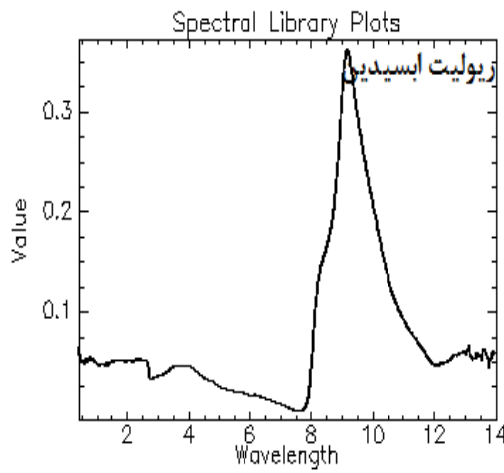
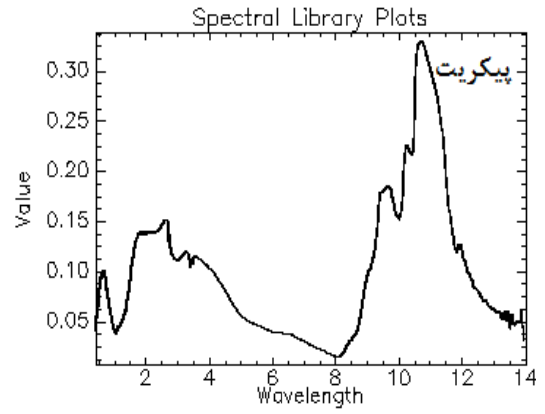
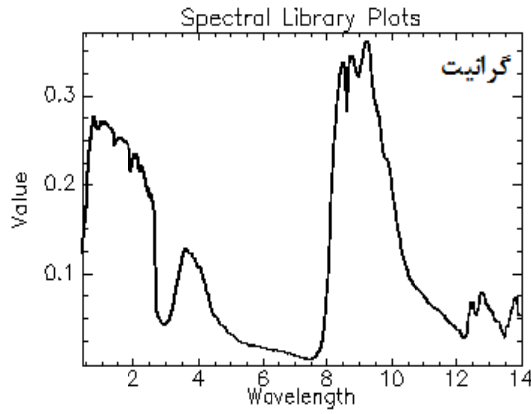
شکل ۱- طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های آذرین (تصویر شمال منطقه).

تصاویر حاصل از طیف‌های کتابخانه‌ای و طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های آذرین، بخش شمال منطقه مورد مطالعه در (اشکال ۱ و ۲) مشاهده می‌شود.

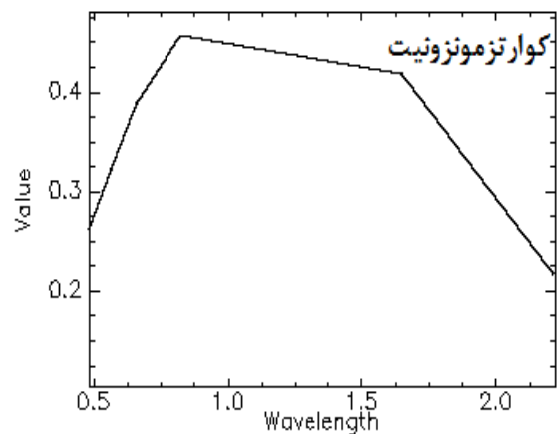
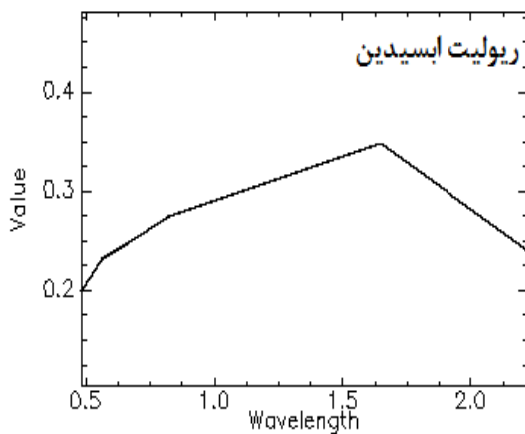


شکل ۲- طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های آذرین (تصویر شمال منطقه).

تصاویر حاصل از طیف‌های کتابخانه‌ای و طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های آذرین در بخش غرب منطقه در (اشکال ۳ و ۴) مشاهده می‌شود.

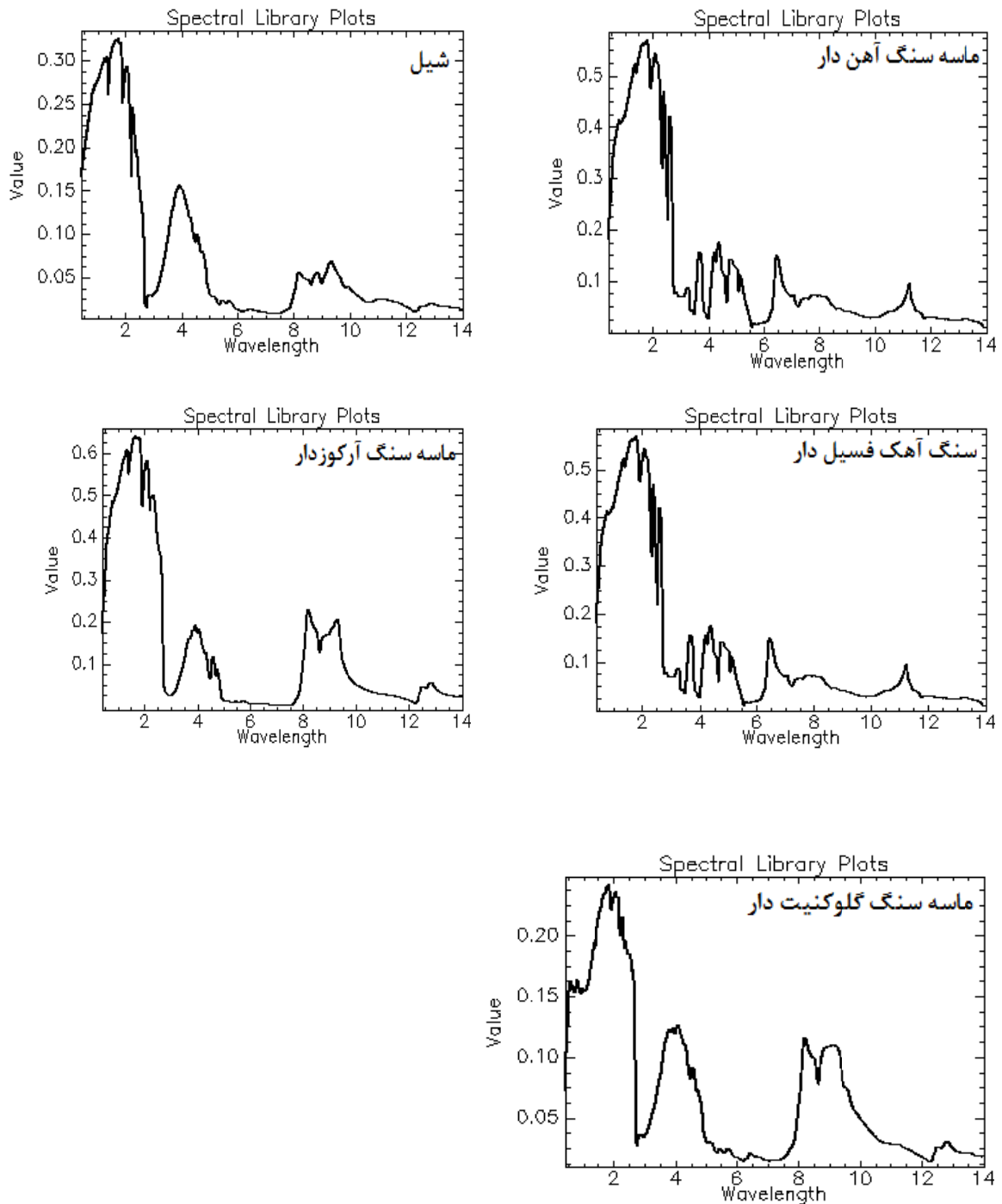


شکل ۳- طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های آذرین (تصویر غرب منطقه).

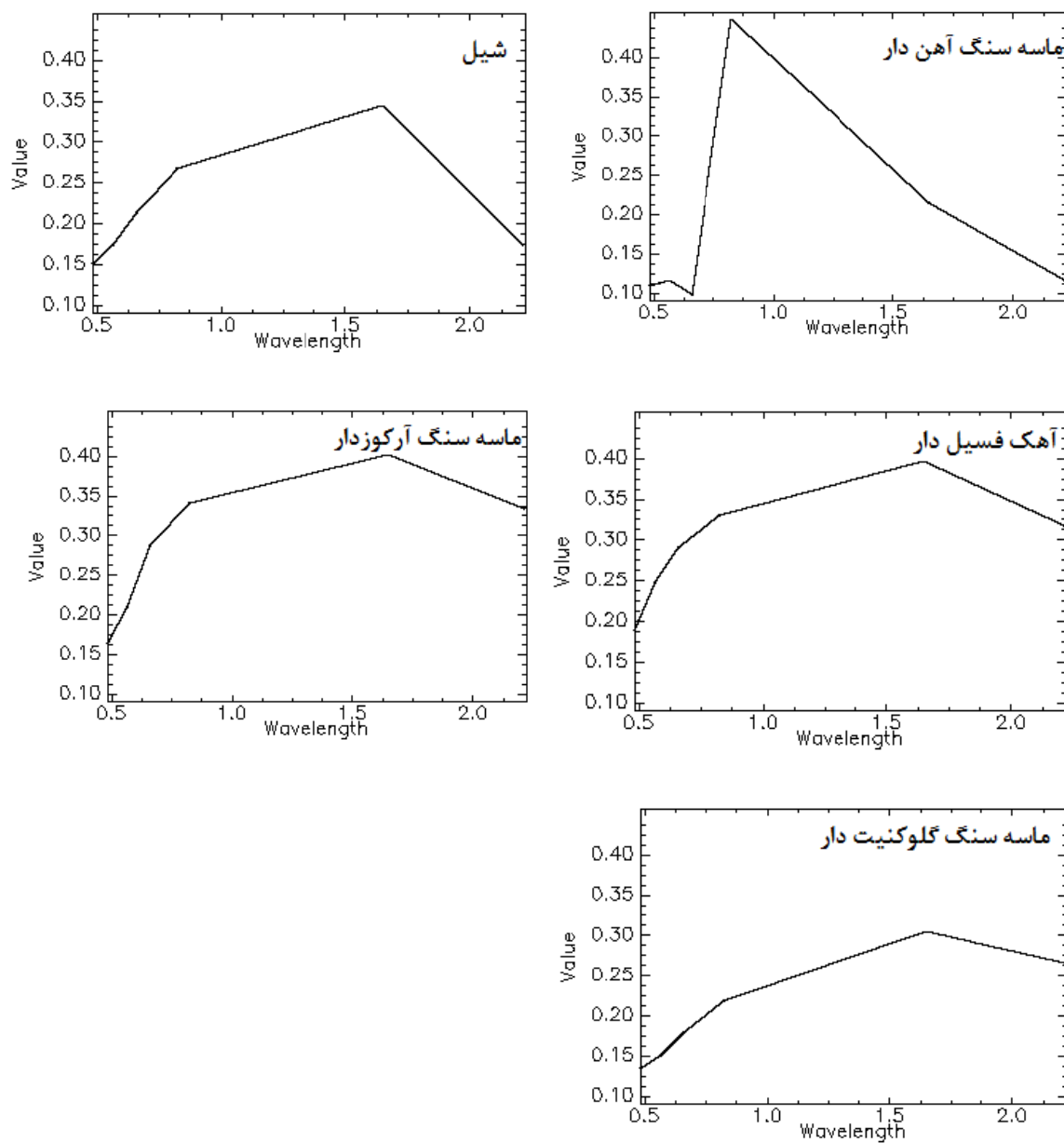


شکل ۴- طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های آذرین (تصویر غرب منطقه).

همچنین به منظور شناسایی بهتر سنگ‌های رسوبی از نظر تجزیه و تحلیل طیفی و در نتیجه شناسایی سنگ‌ها، منطقه مورد مطالعه را به سه بخش شامل بخش شمالی، مرکزی و غربی تقسیم نمودیم. در نتیجه تصاویر حاصل از طیف‌های کتابخانه‌ای و طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های رسوبی در بخش شمالی در (اشکال ۵ و ۶) مشاهده می‌شود.

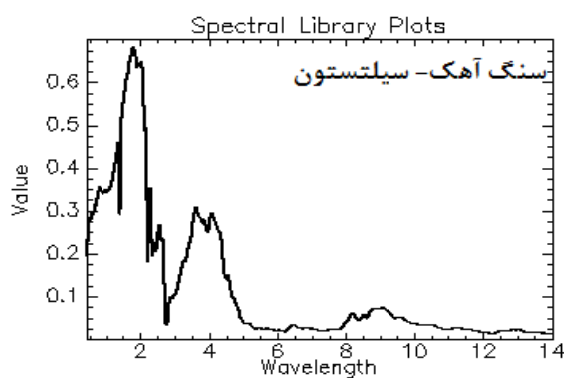
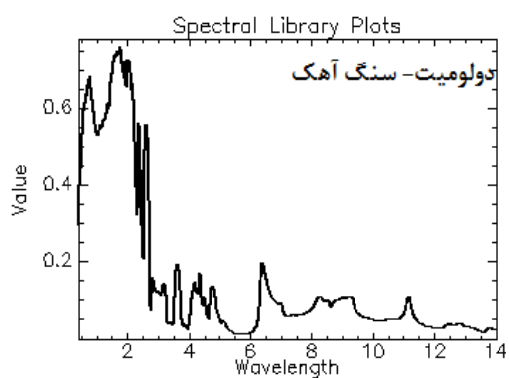
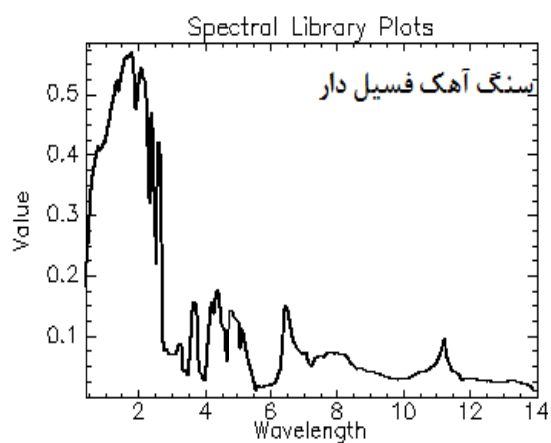
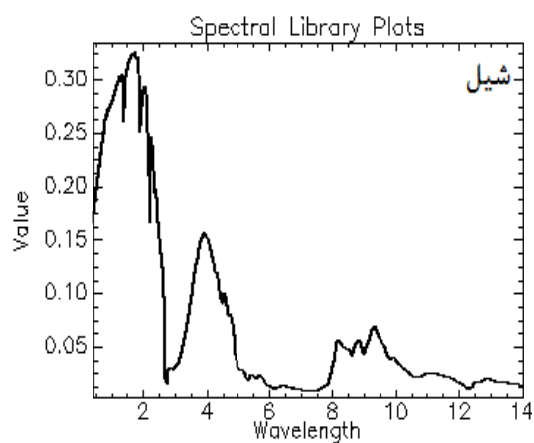
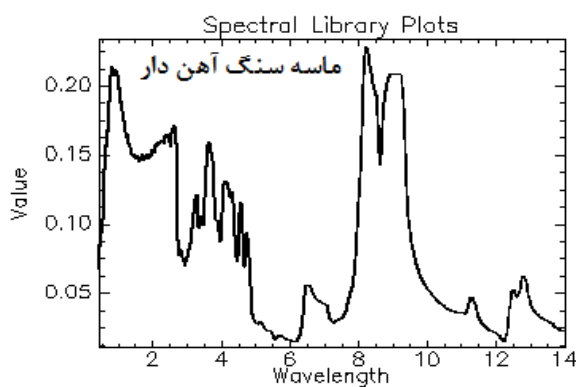
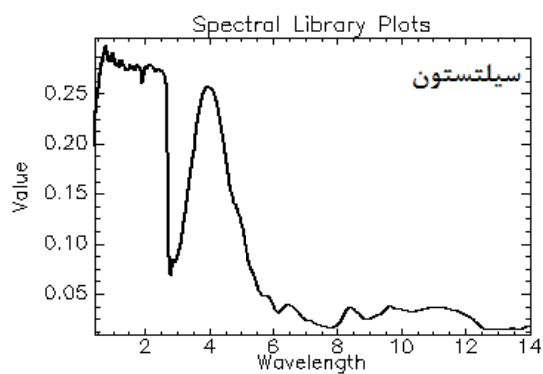


شکل ۵- طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های رسوبی (تصویر شمال منطقه).

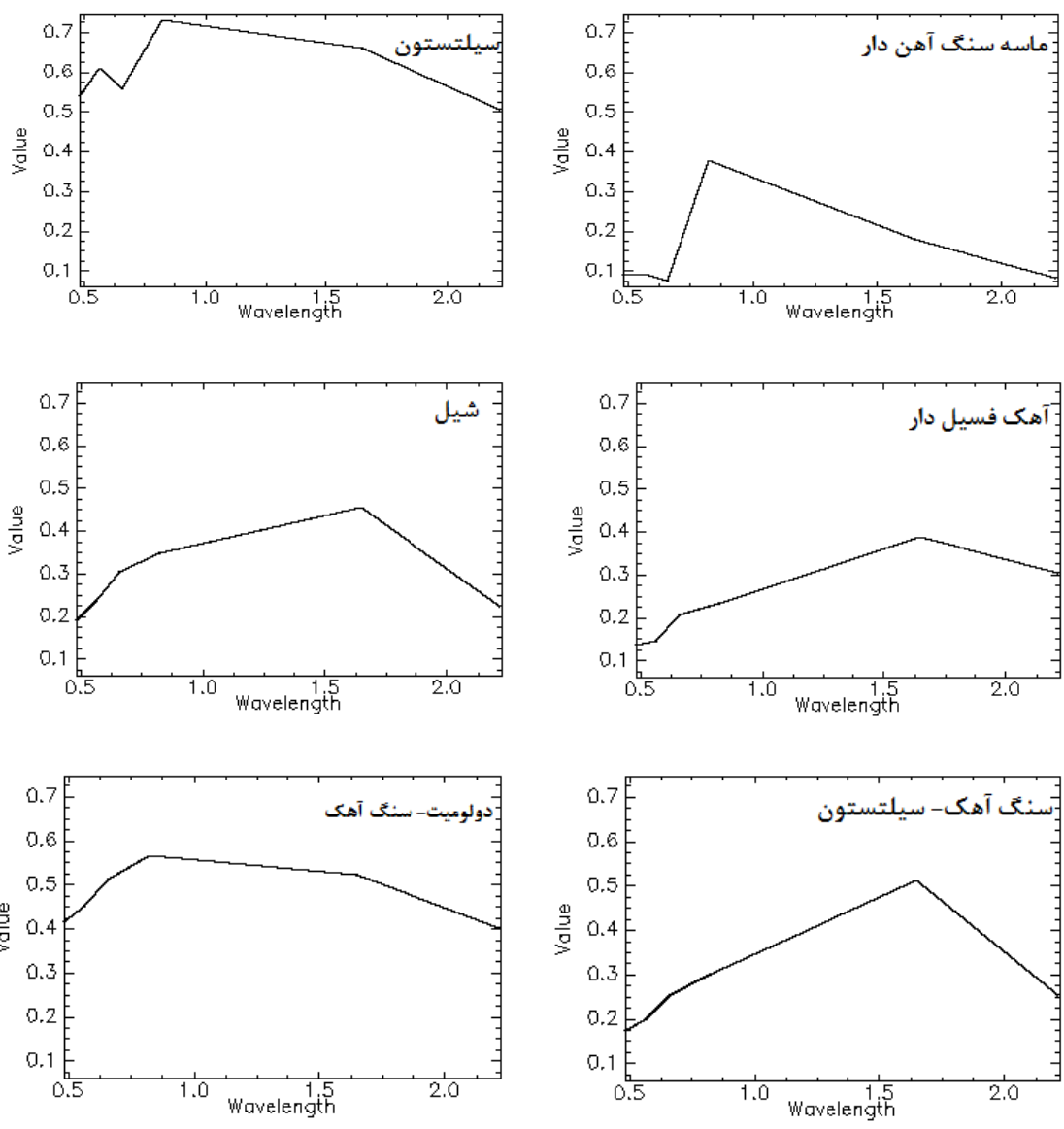


شکل ۶- طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های رسوبی (تصویر شمال منطقه).

این بررسی‌ها در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه بر روی سنگ‌های رسوبی انجام شد که نتایج آن در تصاویر حاصل از طیف‌های کتابخانه‌ای و طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های رسوبی بخش مرکزی در (اشکال ۷ و ۸) مشاهده می‌شود.



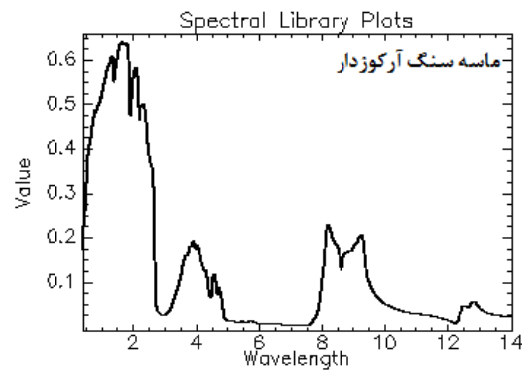
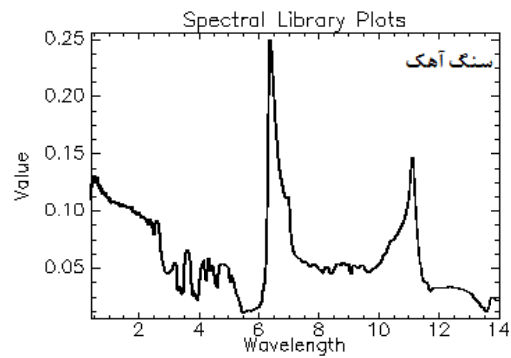
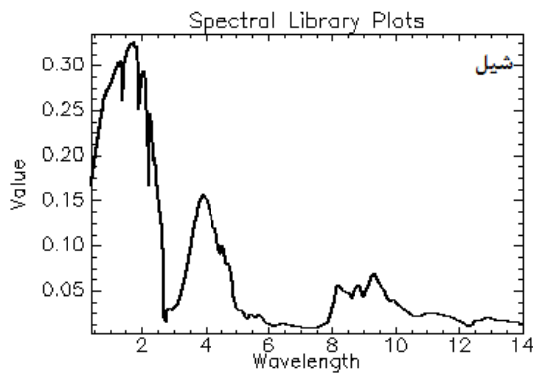
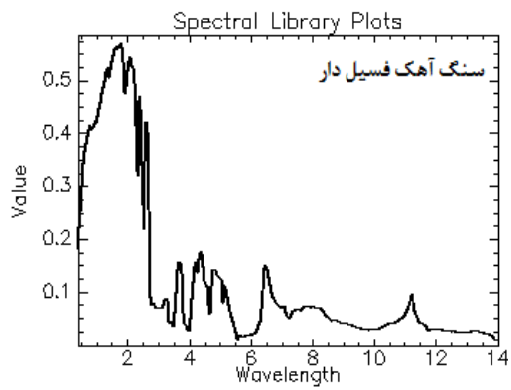
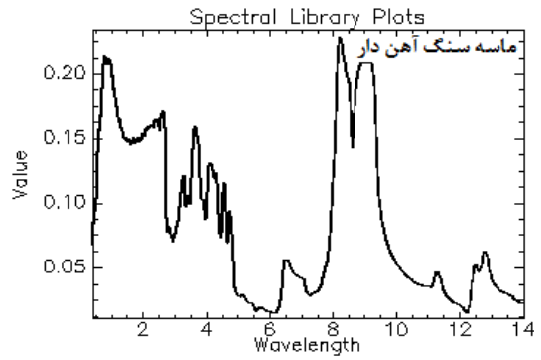
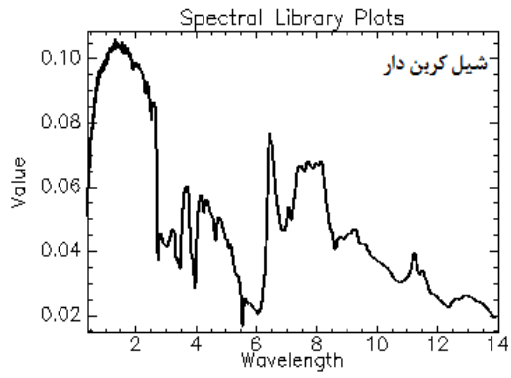
شکل ۷- طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های رسوبی (تصویر مرکزی منطقه)



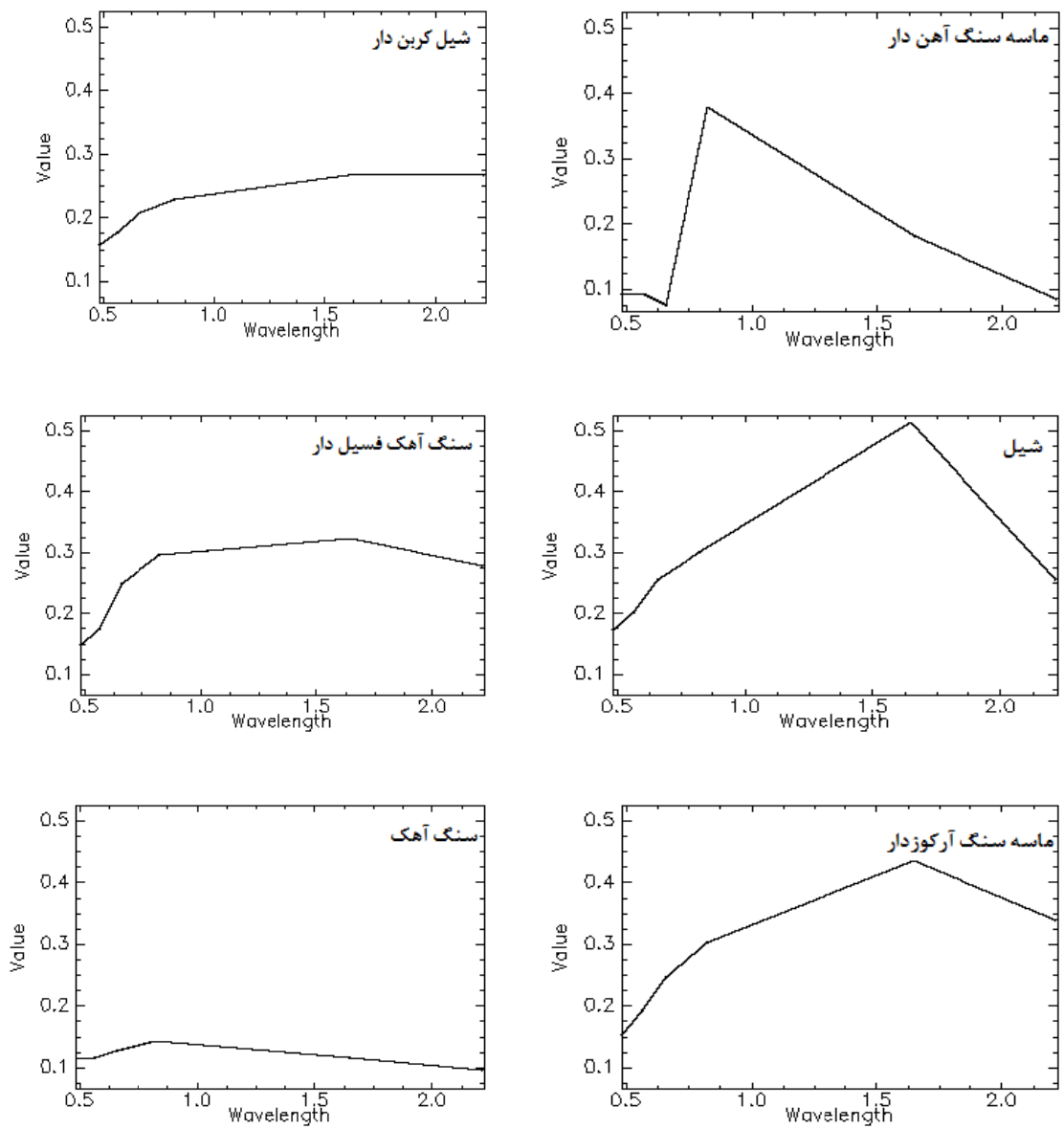
شکل ۸- طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های رسوبی (تصویر مرکزی منطقه).

نتایج حاصل از تصاویر طیف‌های کتابخانه‌ای و طیف‌های ناشناخته برای سنگ‌های رسوبی در بخش

غربی نیز در (اشکال ۹ و ۱۰) مشاهده می‌شود.



شکل ۹- طیف‌های استخراج شده از کتابخانه طیفی نرم افزار (ENVI) برای سنگ‌های رسوبی (تصویر غربی منطقه).



شکل ۱۰- طیف‌های استخراج شده برای سنگ‌های رسوبی (تصویر غرب منطقه).

Abstract

The Ahovan area located in 30km NW Semnan and is a part of Central Alborz structural zone. The area contains intrusive plutons with gabbro, diorite, monzodiorite, granodiorite and granite composition which intruded in volcanic rocks, marl and limestone. The volcanic rocks interbedded with sedimentary rocks which contain fossils from Eocene such as nummulite, Discocyclina, Asellina and Alveolinid. As the plutonic rocks cut the volcanic rocks, they should be younger than middle Eocene. The Landsat and Terra satellite images were used here for identification and separation of rock types in the study area through quality and quantity methods. The result of these study cause separation of intrusive rocks (gabbro, granite,...), extrusive rocks (andesite, basalt,...), sedimentary rocks (limestone fossiliferous, Fe- sandstone, ...) and alteration detection. Finally, the area map was drawn with full information. Moreover, EPMA data were also applied in the present study for determining the precise name of minerals and the physical-chemistry conditions of the magma. The result of clinopyroxene microprobe data represent that they are diopside and augite in composition and crystallized from sub-alkaline magma in $T= 1100-1180\text{ }^{\circ}\text{C}$ and $P= <2\text{ to }4\text{ kbar}$. The clinopyroxene data from gabbro and granodiorite were plot below and above the $\text{Fe}^{3+}=0$ line, respectively, suggesting clinopyroxene from gabbro were crystallized in lower oxygen fugacity in compare with granodiorite. Based on Ti value in biotite, this mineral was crystallized in $850\text{ }^{\circ}\text{C}$. Amphible from the study rocks are edenite and magnesiohastingsite and crystallized in high oxygen fugacity. Thus, the study rocks are related to convergent boundaries. Plagioclase ranged from oligoclase to bytownite in composition and two feldspar thermometers represents cessation of exchange and equilibrium of feldspars at $T= \sim 700^{\circ}\text{C}$.

Keywords: Ahovan area, Semnan, Remote Sensing, ASTER, ETM⁺, Thermobarometry, Gabbro, Pyroxene



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Sciencens

M. Sc. Thesis in Petrology

**Mineral chemistry of intrusive rocks and application of
remote sensing for identification of the Gardaneh Ahovan
rocks, NE Semnan**

By:

Masoumeh Khanhdar- kolver

Spervisor:

Dr. M. Rezaei-Kahkhaei

Dr. H. Ghasemi

Advisor:

Dr. M. Rezaei

February 2017