

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

In the Name of Allah The Merciful Beneficent

«وَفِي الْأَرْضِ آيَاتٌ لِّلْمُوقِنِينَ أَفَلَا تُبْصِرُونَ»

و در زمین و در نفس هایتان برای اهل یقین آیات و نشانه‌هایی است

، پس آیا به چشم بصیرت نمی‌نگرید؟ (ذاریات/۲۱)



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده علوم زمین

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی

پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی خضر آباد-عقدا  
(غرب یزد) و دگرگونی مجاورتی مرتبط با آنها

نگارنده:

جواد قانعی اردکانی

اساتید راهنما:

دکتر حسین مهدی‌زاده شهری

دکتر علی درویش‌زاده

استاد مشاور:

دکتر محمدعلی مکی‌زاده

رساله جهت اخذ درجه دکتری

شهریور ۹۳

پیوست شماره ۲

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده : علوم زمین

گروه : پترولوژی

رساله دکتری آقای جوادقانعی اردکان

تحت عنوان: پترولوژی و ژئوشیمی توده های گرانیتوئیدی خضرآباد- عقدا (غرب یزد) و دگرگونی مجاورتی مرتبط با آنها

در تاریخ ۹۳/۶/۳۱ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ رساله دکتری ارزیابی گردید و با درجه .....خوب..... مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
—	دکتر محمد علی مکی زاده		دکتر حسین مهدیزاده شهری
			دکتر علی درویش زاده

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی:		دکتر سید مسعود همام
	دکتر هادی جعفری		دکتر عباس آسیابانها
			دکتر علی کنعانیان

## تشکر و قدردانی

شایسته است که ابتدای کلام را با نام مدبری آنگاه که تدبیرش عقل‌های جهان را در مانده کرده و سخن را با نام کسی بگشایم که صنعتش ما را به خود مشغول داشته و معماهای شگرف را در هر آنچه تصور نماییم، طرح نموده و اکنون جهان را کلیدی برای گشودن قوانین موجود قرار داده است. **خدایا!** اکنون که از لابه‌لای ساخت‌ها و بافت‌های نقش بسته در سنگ‌ها پی به گذشته می‌بریم و بر نتیجه کار گذشتگان به قضاوت می‌نشینیم، جز تدبیر، حکمت و نظم به چیزی دیگر فکر نمی‌کنیم و هر چه در کوه‌ها و سنگ‌ها نظر کردیم، جز عظمت تو و کوچکی خویش پند دیگری نیافتیم. اینک که در سایه سار الطاف الهی این رساله را پایان رساندم، از درگاه حضرتش توفیق بیشتر درک معرفت، اخلاق و دانش را مسئلت می‌نمایم و از خداوند بزرگ می‌خواهم که شوق آموختن و انگیزه دانش پژوهی را بیش از پیش در من تقویت نماید تا بیشتر به حقایق جهان آگاهی یافته و آنگاه در راه سلامت جامعه و ترقی کشور عزیزمان ایران گام‌های مؤثری بردارم. بی‌شک به پایان رسیدن این رساله امکان پذیر نبود مگر با مساعدت عزیزانی که هر یک به نوعی نگارنده را یاری نمودند و در اینجا برخورد لازم می‌دانم، از یکایک آنان تقدیر و تشکر نمایم:

- استاد راهنما جناب آقای دکتر حسین مهدی‌زاده شهری
  - استاد راهنما جناب آقای دکتر علی درویش‌زاده
  - استاد مشاور جناب آقای دکتر محمدعلی مکی‌زاده
  - جناب آقای دکتر محمود صادقیان
  - جناب آقای دکتر مسعود همام، دکتر عباس آسیابانها و دکتر علی کنعانیان داوران محترم
  - جناب آقای دکتر امید ریاست محترم دانشکده علوم زمین
  - جناب آقای دکتر طاهری معاونت آموزشی محترم دانشکده علوم زمین
  - جناب آقای دکتر هادی جعفری مدیر گروه محترم زمین‌شناسی
  - جناب آقای دکتر کرمی ریاست محترم سابق دانشکده علوم زمین
  - جناب آقای دکتر کاظمی به خاطر ویرایش مقالات و چکیده انگلیسی
  - کارمندان دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود به‌ویژه سرکار خانم فارسی و سعیدی
  - سازمان توسعه و نوسازی معادن صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) به خاطر حمایت مالی و انجام آنالیز میکروپروب و مطالعات سیالات درگیر
- و در پایان از همسر عزیزم جهت فراهم آوردن محیط آرام، تایپ و ویرایش ادبی رساله



## تعهد نامه

اینجانب **جوادقانعی اردکانی** دانشجوی دوره دکتری رشته زمین شناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **پتروولوژی و ژئوشیمی توده های گرانیتوئیدی خضر آباد-عقدا (غرب یزد) و دگرگونی مجاورتی مرتبط با آنها** تحت راهنمایی **دکتر حسین مهدیزاده شهری** متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع موره استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ  
امضای دانشجوی  
۹۳/۷/۲۷

### مالکیت نتایج و حق نشر

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

\* متن این صفحه نیز باید در ابتدای نسخه های تکثیر شده پایان نامه وجود داشته باشد .

## چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد به سن الیگو- میوسن در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر واقع شده است. این توده‌ها در سنگ‌های آهکی کرتاسه سازند تفت و سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده و عموماً دارای بافت گرانولار و گاهی بافت پورفیروئیدی، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیتی، میرمکیتی و آنتی‌راپاکیوی می‌باشند. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی توده‌های یزد، ترکیبی از آلکالی‌فلدسپارگرانیت تا تونالیت داشته و به نوع گرانیت‌های I دمای بالا (کوردیلرایبی)، ACG، VAG، Post-COLG و HSS تعلق دارند.

نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی غنی‌شدگی عناصر LREE، LILE و تهی‌شدگی و آنومالی منفی عناصر HREE و HSFE را نشان می‌دهند که شاخص ماگماهای کالکوالکالن فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای (ACM) است و ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده (نئوتتیس) و گوه‌گوشته تحول یافته روی آن منشاء گرفته و در قاعده پوسته تحت تأثیر فرآیند ذوب پوسته‌ای و متعاقب آن فرآیند تبلور تفریقی، هضم و آغشتگی (AFC) حاصل شده است.

طبق مطالعات میکروسکوپی و آنالیز الکترون مایکروپروب، اکثر آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای یزد از نوع منیزیو- هورنبلند هستند که از کانی مافیک غالب در شناخت گرانیت‌های نوع I می‌باشند. بر اساس روش‌های مختلف تعیین فشار و دما مناسب برای آمفیبول‌ها، بیوتیت‌ها و فلدسپارها، توده‌های گرانیتوئیدی یزد در دمایی بین ۵۳۰ تا ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد، گستره فشاری بین ۰/۵ تا ۴/۳ کیلوبار و در عمق ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتر سطح زمین تشکیل شده‌اند. و مقدار فوگاسیته اکسیژن بین ۱۰/۷- تا ۱۴/۱۳ (bars) محاسبه گردیده است. برای تعیین ماهیت ماگما و محیط تکتونیکی از کانی‌های بیوتیت و آمفیبول استفاده شده که با توجه به ترکیب این کانی‌ها، به‌ویژه آمفیبول، ماهیت ماگما از نوع کالک آلکالن، دارای فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا در زمان تبلور و محیط تشکیل آن حاشیه قاره‌ای فعال می‌باشد.

نفوذ توده‌های گرانیتوئیدهای غرب یزد در سنگ میزبان آهکی کرتاسه (سارندتفت) سبب

اسکارن سازی در منطقه با مجموعه کانیایی گارنت + پیروکسن + ترمولیت- اکتینولیت + اپیدوت + کلریت + کوارتز + کلسیت شده است. مطالعه همیافتی کانی ها نشان می دهد که همیافت گارنت- پیروکسن با بیشترین فراوانی، پایه کانیایی اسکارن را شکل داده و گارنت و پیروکسن از دیدگاه بافتی ارتباط تنگاتنگی باهم دارند. مطالعه دقیق روابط پاراژنتیکی کانی های اسکارن به وضوح مراحل مختلف را در تکوین سامانه اسکارن نشان می دهد، به طوری که دو مرحله بنیادی در زایش کانی ها تشخیص داده شده است، لذا می توان اسکارن منطقه را یک اسکارن چندزایی در نظر گرفت.

شیمی کانی ها، گارنت را متمایل به قطب گروسولار و پیروکسن را از نوع اوژیت نشان می دهد و اوج دگرگونی، شکل گیری پیروکسن در گامه پیشرونده اسکارن را باعث شده و به دنبال آن تشکیل گارنت اتفاق افتاده است. وجود منطقه بندی در گارنت ها، جانشینی دوره ای  $Al-Fe^{+3}$  موجود در سیال را حین تشکیل این کانی نشان می دهد. حاکم شدن شرایط اکسیدان در طی تبلور سیال، سبب ناپایداری پیروکسن (پایین بودن فوگاسیته اکسیژن) و رشد گارنت های آندرادیت در سامانه اسکارنی در  $T < 550$  درجه سانتی گراد شده است.

**واژه های کلیدی:** گرانیتوئیدی یزد، گرانیت نوع I، فرورانش، منیزیو- هورنبلند، ترموبارومتري،

اسکارن چندزایی

## لیست مقالات استخراج شده از این پایان نامه عبارتند از:

- ۱- تیپ‌بندی گرانیتوئیدهای جنوب غرب یزد، پنجمین همایش تخصصی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور مرکز ابهر، ۱۸ تا ۲۰ آبان ماه، ۱۳۹۰.
- ۲- پتروژنز توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (غرب یزد)، ششمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور مرکز کرمان، ۱۸ تا ۲۰ آبان‌ماه، ۱۳۹۱.
- ۳- پتروگرافی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آذر، ۱۳۹۱.
- ۴- سنگ‌شناسی و ژئوشیمی آداکیت‌های اردکان، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شیراز، ۱۴ تا ۱۶ شهریورماه، ۱۳۹۱.
- ۵- بررسی تحولات ماگمایی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئید یزد، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحات ۸۷-۱۰۴.
- ۶- پتروگرافی و پتروژنز اسکارن‌های هشت‌کوه خضرآباد یزد، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال پنجم، شماره هفدهم، بهار ۱۳۹۳، صفحات ۶۹-۸۲.
- ۷- روابط بافتی، همیافتی، کلینتونیت- اسپینل- گارنت در اسکارن‌های ایران مرکزی به‌عنوان شواهدی در زایش کلینتونیت، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال اول، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۹، صفحات ۶۵-۷۲.

## فهرست مطالب

### فصل اول: کلیات

- ۲-۱- موقعیت جغرافیایی ..... ۲
- ۲-۱- راه‌های دسترسی ..... ۲
- ۳-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه ..... ۳
- ۴-۱- ژئومورفولوژی منطقه ..... ۴
- ۵-۱- تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه ..... ۶
- ۶-۱- اهداف پایان‌نامه ..... ۹
- ۷-۱- مراحل و روش‌های انجام پایان‌نامه ..... ۱۰
- ۱-۷-۱- مرحله گردآوری اطلاعات ..... ۱۰
- ۲-۷-۱- مرحله صحرایی ..... ۱۰
- ۳-۷-۱- مرحله مطالعات آزمایشگاهی ..... ۱۱
- ۱-۳-۷-۱- مطالعات پتروگرافی ..... ۱۱
- ۲-۳-۷-۱- مطالعات شیمی‌کانی‌ها ..... ۱۱
- ۳-۳-۷-۱- مطالعات شیمی سنگ کل ..... ۱۲
- ۴-۳-۷-۱- مطالعات پالینومورف ..... ۱۲

### فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی و مشخصات صحرایی

- ۱-۲- مقدمه ..... ۱۴
- ۲-۲- زمین‌شناسی ایران مرکزی ..... ۱۵
- ۱-۲-۲- بلوک لوت ..... ۱۶
- ۲-۲-۲- بلوک طبس ..... ۱۶
- ۳-۲- زمین‌شناسی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر ..... ۱۶
- ۴-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه ..... ۲۰
- ۱-۴-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه خضرآباد ..... ۲۰
- ۲-۴-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه اردکان ..... ۲۷
- ۵-۲- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه ..... ۲۹
- ۶-۲- زمین‌شناسی اقتصادی ..... ۳۳

۳۵	۷-۲- ویژگی‌های صحرایی توده‌های نفوذی منطقه.....
۳۵	۲-۷-۱- توده نفوذی امین‌آباد.....
۳۷	۲-۷-۲- توده نفوذی ارجنان.....
۳۷	۲-۷-۳- توده نفوذی خضرآباد.....
۴۰	۲-۷-۴- توده نفوذی کافی‌آباد.....
۴۲	۲-۷-۵- توده نفوذی علی‌آباد.....
۴۳	۲-۷-۶- توده نفوذی آدربلندان.....
۴۵	۲-۷-۷- دایک‌های منطقه.....
۴۵	۲-۷-۷-۱- دایک‌های نسل اول (سین‌پلوتونیک).....
۴۸	۲-۷-۷-۲- دایک‌های نسل دوم.....
۵۰	۲-۷-۸- آنکلاوهای مافیک.....
۵۸	۲-۸- نتیجه‌گیری.....

### فصل سوم: پتروگرافی

۶۲	۳-۱- مقدمه.....
۶۲	۳-۲- رده‌بندی مدال.....
۶۴	۳-۳- توده نفوذی امین‌آباد.....
۶۴	۳-۳-۱- مشخصات بافتی.....
۶۴	۳-۳-۲- مشخصات کانی‌شناسی.....
۶۸	۳-۴- توده نفوذی ارجنان.....
۶۸	۳-۴-۱- مشخصات بافتی.....
۶۸	۳-۴-۲- مشخصات کانی‌شناسی.....
۷۱	۳-۵- توده نفوذی خضرآباد.....
۷۱	۳-۵-۱- مشخصات بافتی.....
۷۱	۳-۵-۲- مشخصات کانی‌شناسی.....
۷۳	۳-۵-۳- ویژگی‌های میکروسکوپی تمرکزهای موضعی تورمالین.....
۷۵	۳-۶- توده نفوذی کافی‌آباد.....
۷۵	۳-۶-۱- مشخصات بافتی.....
۷۵	۳-۶-۲- مشخصات کانی‌شناسی.....
۷۷	۳-۷- توده نفوذی علی‌آباد.....
۷۷	۳-۷-۱- مشخصات بافتی.....

۷۸	۲-۷-۳- مشخصات کانی شناسی .....
۸۱	۸-۳- توده نفوذی آدربلندان .....
۸۱	۱-۸-۳- مشخصات بافتی .....
۸۱	۲-۸-۳- مشخصات کانی شناسی .....
۸۴	۹-۳- ویژگی‌های میکروسکوپی دایک‌ها .....
۸۴	۱-۹-۳- دایک‌های نسل اول (سین پلوتونیک) .....
۸۵	۲-۹-۳- دایک‌های نسل دوم .....
۸۵	۱-۲-۹-۳- دایک‌های اسیدی .....
۸۶	۲-۲-۹-۳- دایک‌های آندزیتی .....
۸۷	۳-۲-۹-۳- رگه‌های آپلیتی .....
۸۷	۱۰-۳- ویژگی‌های میکروسکوپی آنکلاوها .....
۸۸	۱۱-۳- تجزیه و تحلیل بافت‌ها .....
۸۹	۱-۱۱-۳- بافت پرتیتی .....
۸۹	۲-۱۱-۳- بافت گرانوفیری و گرافیکی .....
۹۰	۳-۱۱-۳- بافت آنتی‌راپاکیوی .....
۹۰	۴-۱۱-۳- بافت میرمکیتی .....
۹۲	۵-۱۱-۳- دگرسانی .....
۹۴	۶-۱۱-۳- متاسوماتیسم .....
۹۵	۱۲-۳- ترتیب تبلور سنگ‌های مورد مطالعه .....
۹۵	۱۳-۳- نتیجه‌گیری .....

### فصل چهارم: شیمی کانی‌ها

۱۰۰	۱-۴- مقدمه .....
۱۰۰	۲-۴- روش آنالیزهای نقطه‌ای الکترون میکروپروب .....
۱۰۱	۳-۴- روش تحقیق .....
۱۰۳	۴-۴- آمفیبول .....
۱۰۳	۱-۴-۴- فرمول عمومی آمفیبول‌ها .....
۱۰۴	۲-۴-۴- شرایط محاسبه فرمول استاندارد آمفیبول‌ها .....
۱۰۵	۳-۴-۴- تمایز آمفیبول ماگمایی و دگرگونی .....
۱۱۰	۴-۴-۴- رده‌بندی آمفیبول‌ها .....
۱۱۱	۵-۴-۴- فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول‌ها .....

- ۱۱۴-۴-۵-۱- شرایط فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول‌ها.....
- ۱۱۷-۴-۵-۲- تعیین فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول‌ها.....
- ۱۲۰-۴-۵-۳- تعیین دماسنجی زوج کانی‌ها پلاژیوکلاز- هورنبلند.....
- ۱۲۳-۴-۶- تعیین عمق توده‌های گرانیتوئیدی.....
- ۱۲۴-۴-۷- تعیین فوگاسیته اکسیژن.....
- ۱۲۶-۴-۸- تعیین منشاء و محیط تکنوماگمایی.....
- ۱۲۸-۴-۹- تغییرات عناصر در آمفیبول‌ها.....
- ۱۲۹-۴-۵- بیوتیت.....
- ۱۳۰-۴-۱-۵- فرمول عمومی بیوتیت.....
- ۱۳۵-۴-۲-۵- ویژگی‌های شیمیایی خاص بیوتیت.....
- ۱۳۵-۴-۳-۵- تمایز بیوتیت ماگمایی و دگرگونی.....
- ۱۳۶-۴-۵-۴- رده‌بندی بیوتیت.....
- ۱۳۶-۴-۵-۱-۴- رده‌بندی دیر و همکاران (۱۹۹۱).....
- ۱۳۶-۴-۵-۲- رده‌بندی اسپیر (۱۹۸۴).....
- ۱۳۷-۴-۵-۳- رده‌بندی ریدر و همکاران (۱۹۹۸).....
- ۱۳۸-۴-۵-۴- رده‌بندی فوستر (۱۹۸۹).....
- ۱۳۸-۴-۵-۵- پتروژنز گرانیت‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها.....
- ۱۳۹-۴-۵-۱-۵- رده‌بندی و درجه اشباع‌شدگی آلومینیم گرانیت‌ها.....
- ۱۳۹-۴-۵-۱-۱-۵- رده‌بندی لالوند و برنارد (۱۹۹۳).....
- ۱۴۰-۴-۵-۱-۲-۵- رده‌بندی نوکولدز (۱۹۴۷).....
- ۱۴۰-۴-۵-۱-۳-۵- رده‌بندی جیانگ و همکاران (۲۰۰۲).....
- ۱۴۱-۴-۵-۲-۵- تعیین سری ماگمایی.....
- ۱۴۱-۴-۵-۱-۲-۵- رده‌بندی ناچیت (۲۰۰۵).....
- ۱۴۲-۴-۵-۲-۲-۵- رده‌بندی عبدالرحمن (۱۹۹۴).....
- ۱۴۴-۴-۶-۵- دماسنجی بیوتیت.....
- ۱۴۴-۴-۷-۵- تعیین فوگاسیته اکسیژن.....
- ۱۴۵-۴-۸-۵- تعیین میزان آلودگی پوسته‌ای گرانیت‌ها.....
- ۱۴۵-۴-۱-۸-۵- الگوی پراکندگی نمونه‌ها در چهار ضلعی ASPE.....
- ۱۴۶-۴-۲-۸-۵- نمودارهای اگیو و بریمهال (۱۹۸۸).....
- ۱۴۷-۴-۹-۵- تغییرات عناصر در بیوتیت‌ها.....
- ۱۴۸-۴-۶-۴- فلدسپار.....



۱۵۶	۷-۴- تورمالین
۱۵۶	۱-۷-۴- فرمول عمومی تورمالین
۱۵۷	۲-۷-۴- انواع تورمالین
۱۵۷	۱-۲-۷-۴- تورمالین‌های اولیه (ماگمایی)
۱۵۸	۲-۲-۷-۴- تورمالین‌های ثانویه (گرمایی)
۱۵۸	۳-۲-۷-۴- تورمالین‌های حدواسط
۱۵۸	۳-۷-۴- رده‌بندی تورمالین‌ها
۱۶۴	۸-۴- مگنتیت
۱۶۴	۹-۴- کلریت
۱۶۷	۱۰-۴- نتیجه گیری

### فصل پنجم: ژئوشیمی

۱۷۴	۱-۵- مقدمه
۱۷۶	۲-۵- روش آنالیز ICP-MS
۱۷۶	۳-۵- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی
۱۷۷	۱-۳-۵- حذف مواد فرار (L.O.I)
۱۷۷	۲-۳-۵- تعیین نسبت $Fe_2O_3/FeO$
۱۷۸	۴-۵- رده‌بندی سنگ‌های منطقه
۱۸۲	۱-۴-۵- رده‌بندی نورماتیو
۱۸۳	۱-۱-۴-۵- نمودار نورماتیو اشتریکایزن و لومتر (۱۹۷۹)
۱۸۵	۲-۱-۴-۵- نمودار نورماتیو اکائر (۱۹۶۵)
۱۸۵	۲-۴-۵- رده‌بندی شیمیایی
۱۸۷	۱-۲-۴-۵- رده‌بندی میدلموست و همکاران (۱۹۹۴)
۱۸۷	۲-۲-۴-۵- رده‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)
۱۸۸	۳-۲-۴-۵- رده‌بندی دولاروش و همکاران (۱۹۹۰)
۱۸۸	۳-۴-۵- رده‌بندی دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی
۱۸۹	۵-۵- نمودارهای تغییرات ترکیبی عناصر
۱۹۰	۱-۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی
۱۹۰	۱-۱-۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس (هارکر)
۱۹۲	۲-۱-۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق
۱۹۴	۲-۵-۵- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

- ۱۹۵-۵-۲-۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس.....
- ۱۹۷-۵-۲-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار در مقابل سیلیس.....
- ۱۹۹-۵-۲-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق.....
- ۲۰۱-۵-۳- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی.....
- ۲۰۲-۵-۳-۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار.....
- ۲۰۲-۵-۳-۲- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار.....
- ۲۰۴-۵-۳-۳- نمودارهای تغییرات نسبت‌ها.....
- ۲۰۶-۵-۶- نمودارهای عنکبوتی چند عنصری.....
- ۲۰۶-۵-۶-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه.....
- ۲۰۸-۵-۶-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب.....
- ۲۰۹-۵-۶-۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت.....
- ۲۱۲-۵-۶-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای.....
- ۲۱۸-۵-۷- سری‌های ماگمایی.....
- ۲۲۰-۵-۸- ضریب اشباع از آلومین (ASI).....
- ۲۲۱-۵-۹- نتیجه‌گیری.....

### فصل ششم: پترولوژی

- ۲۲۴-۶-۱- مقدمه.....
- ۲۲۴-۶-۲- تاریخچه رده‌بندی گرانیت‌ها.....
- ۲۲۶-۶-۳- رده‌بندی گرانیت‌های منطقه.....
- ۲۲۶-۶-۳-۱- مشخصات توده‌های گرانیت‌های منطقه.....
- ۲۲۶-۶-۳-۱-۱- مشخصات صحرایی.....
- ۲۲۷-۶-۳-۱-۲- مشخصات کانی‌شناسی.....
- ۲۲۷-۶-۳-۱-۳- مشخصات ژئوشیمی.....
- ۲۲۸-۶-۳-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تمایز گرانیت‌ها.....
- ۲۲۸-۶-۳-۲-۱- نمودارهای والن و همکاران (۱۹۸۷).....
- ۲۳۰-۶-۳-۲-۲- نمودار کولینز و همکاران (۱۹۹۹).....
- ۲۳۱-۶-۳-۲-۳- نمودار فورنس و همکاران (۱۹۹۶).....
- ۲۳۱-۶-۳-۲-۴- نمودارهای چاپل و وایت (۲۰۰۱).....
- ۲۳۲-۶-۳-۲-۵- نمودار مثلثی باگاس (۲۰۱۰).....
- ۲۳۳-۶-۳-۳- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب.....

۲۳۳	۴-۶- مشخصات و رده‌بندی گرانیت‌های نوع I
۲۳۴	۴-۶-۱- شواهد پتروگرافی
۲۳۴	۴-۶-۲- شواهد ژئوشیمیایی
۲۳۵	۴-۶-۵- رده‌بندی باربارین (۱۹۹۹)
۲۳۸	۴-۶-۶- رده‌بندی کاسترو و همکاران (۱۹۹۱)
۲۴۱	۴-۶-۷- جایگاه تکتونوماگمایی
۲۴۲	۴-۶-۷-۱- نمودار باچلور و بودن (۱۹۸۵)
۲۴۲	۴-۶-۷-۲- نمودار مثلثی هریس و همکاران (۱۹۸۶)
۲۴۲	۴-۶-۷-۳- نمودار پیرس و همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۹۶)
۲۴۴	۴-۶-۷-۴- نمودارهای مولر و گروس (۱۹۹۷)
۲۴۴	۴-۶-۸- فرآیندهای مؤثر در تحولات ماگمایی منطقه
۲۴۵	۴-۶-۸-۱- تبلور تفریقی
۲۴۹	۴-۶-۸-۲- آلیش و اختلاط مواد پوسته‌ای
۲۵۲	۴-۶-۹- مدل پیشنهادی ژئودینامیکی منطقه
۲۵۷	۴-۶-۱۰- نتیجه‌گیری

### فصل هفتم: دگرگونی مجاورتی

۲۶۰	۷-۱- مقدمه
۲۶۰	۷-۲- مرمرها
۲۶۱	۷-۳- هورنفلس‌ها
۲۶۲	۷-۴- شیبست لکه‌دار
۲۶۴	۷-۵- اسکارن
۲۶۵	۷-۵-۱- مکانیسم تشکیل اسکارن
۲۶۵	۷-۵-۲- مراحل تشکیل اسکارن
۲۶۷	۷-۵-۳- رده‌بندی اسکارن‌ها
۲۶۷	۷-۵-۳-۱- ترکیب سنگ مادر
۲۶۸	۷-۵-۳-۲- موقعیت اسکارن نسبت به توده نفوذی
۲۶۹	۷-۵-۳-۳- نوع سنگ جایگزین شونده
۲۷۰	۷-۵-۳-۴- جایگاه تکتونیکی
۲۷۱	۷-۵-۳-۵- نوع ماده معدنی
۲۷۱	۷-۵-۴- کانی‌شناسی و کانسارسازی اسکارن‌ها

۲۷۳	..... ۵-۵-۷- ارتباط توده‌های گرانیتوئیدی منطقه با اسکارن‌ها
۲۷۵	..... ۶-۵-۷- اسکارن‌های غرب یزد
۲۷۶	..... ۱-۶-۵-۷- اسکارن هشت کوه
۲۷۶	..... ۱-۱-۶-۵-۷- مشخصات صحرایی
۲۷۷	..... ۲-۱-۶-۵-۷- پتروگرافی
۲۸۴	..... ۳-۱-۶-۵-۷- شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده اسکارن
۲۹۸	..... ۴-۱-۶-۵-۷- پتروژنز اسکارن‌ها
۳۰۳	..... ۵-۱-۶-۵-۷- نتیجه‌گیری
۳۰۴	..... ۲-۶-۵-۷- اسکارن‌های باقی‌آباد
۳۰۴	..... ۱-۲-۶-۵-۷- مشخصات صحرایی
۳۰۴	..... ۲-۲-۶-۵-۷- مشخصات پتروگرافی و شیمی کانی‌ها
۳۱۱	..... ۳-۲-۶-۵-۷- پتروژنز اسکارن
۳۱۵	..... ۴-۲-۶-۵-۷- نتیجه‌گیری
۳۱۷	..... <b>فصل هشتم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات</b>
۳۱۸	..... ۱-۸- نتیجه‌گیری
۳۲۴	..... ۲-۸- پیشنهادات
۳۲۵	..... <b>منابع</b>
۳۲۵	..... الف) منابع فارسی
۳۳۱	..... ب) منابع لاتین

## فهرست شکل‌ها

### فصل اول

شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه‌های

ایران، ۱۳۸۸)..... ۳

شکل ۱-۲- تصاویر ماهواره‌ای از موقعیت و ارتباط صحرایی توده‌های نفوذی غرب یزد با سنگ‌های

میزبان‌شان و ژئومورفولوژی منطقه..... ۵

### فصل دوم

شکل ۱-۲- تقسیمات زمین‌شناسی و ساختار ایران (اقتباس از شیخ‌الاسلامی و همکاران، ۲۰۰۳)..... ۱۴

شکل ۲-۲- جایگاه منطقه مورد مطالعه (بیضی) در ارتباط با نوار ماگمایی ارومیه - دختر و سایر پهنه‌های

رسوبی- ساختاری عمده زمین‌شناختی ایران نشان می‌دهد (آقناباتی، ۲۰۰۴)..... ۱۵

شکل ۲-۳- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه خضرآباد با اندکی تغییرات (اقتباس از حاج

ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵)..... ۲۱

شکل ۲-۴- کنتاکت توده لوکوگرانیت خضرآباد (LG) با سازند کهر (KF) و سازند سلطانیه (SF) عکس

از معدن آهن نظر، دید به سمت جنوب..... ۲۲

شکل ۲-۵- کنتاکت توده نفوذی خضرآباد با سازند کهر (پنج کیلومتر مانده به خضرآباد)..... ۲۲

شکل ۲-۶- کانسارسازی آهن در کنتاکت توده نفوذی خضرآباد با سازند کهر

(پنج کیلومتر مانده به خضرآباد)..... ۲۲

شکل ۲-۷- سنگ‌های آهکی توده‌ای سازند جمال همراه با نوارهای چرت با سطح فرسایش تیره رنگ..... ۲۲

شکل ۲-۸- دورنمایی از دولومیت سازند شتری (مزرعه نظر- پنج کیلومتر مانده به خضرآباد)..... ۲۲

شکل ۲-۹- کنتاکت تدریجی و هم شیب سازند سنگستان (SF) با سنگ آهک سازند تفت (TF)..... ۲۴

شکل ۲-۱۰- ارتباط صحرایی گرانیتوئیدی شیرکوه (ShG) با سازند تفت (TF)..... ۲۴

شکل ۲-۱۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه علی‌آباد با اندکی تغییرات (اقتباس از حاج

ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵)..... ۲۵

- شکل ۲-۱۲- نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در جنوب روستای هشت کوه..... ۲۶
- شکل ۲-۱۳- نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی علی آباد (ALG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در غرب روستای حسن آباد..... ۲۶
- شکل ۲-۱۴- تشکیلات ماسه سنگی و مارنی نئوژن..... ۲۶
- شکل ۲-۱۵- نفوذ گنبد‌های آتشفشانی پلیو- کوآترنر (DV) در سنگ‌های ائوسن (EF)..... ۲۶
- شکل ۲-۱۶- بخش‌هایی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه اردکان با اندکی تغییرات (اقتباس از عمیدی و همکاران، ۱۹۷۸)..... ۲۸
- شکل ۲-۱۷- دورنمایی از سنگ‌های رسوبی- آتشفشانی ائوسن در جنوب روستای ارجنان..... ۲۹
- شکل ۲-۱۸- توده نفوذی گرانیتوئیدی امین آباد (AMG) و مجموعه عقدا (AC) (غرب روستای امین آباد)..... ۲۹
- شکل ۲-۱۹- نفوذ دایک‌های آندزیتی (AD) در گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) (در شمال روستای امین آباد)..... ۲۹
- شکل ۲-۲۰- نفوذ دایک‌های ریوداسیتی (RD) در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن (EV) در شمال روستای امین آباد..... ۲۹
- شکل ۲-۲۱- دورنمایی از معدن آهن نظر خضراآباد (پنج کیلومتر مانده به خضراآباد)..... ۳۴
- شکل ۲-۲۲- رگچه‌های اولیژیست در سنگ‌های لوکوگرانیت خضراآباد در کانسار آهن نظر خضراآباد (پنج کیلومتر مانده به خضراآباد)..... ۳۴
- شکل ۲-۲۳- رگچه‌های مالاکیت (MI)، آزوریت (Az)، مگنتیت (Mag) و لیمونیت (Lm) در کانسار مس دره زرشک..... ۳۴
- شکل ۲-۲۴- چشمه‌های آب گرم و تشکیل نهشت‌های تراورتن در غرب کافی آباد..... ۳۴
- شکل ۲-۲۵- دورنمایی از رخنمون‌های تقریباً مخروطی شکل متعلق به توده نفوذی امین آباد در غرب روستای امین آباد..... ۳۶
- شکل ۲-۲۶- همبری توده گرانیتوئید امین آباد (AMG) با سنگ‌های میزبان آتشفشانی ائوسن (EV) در غرب روستای امین آباد..... ۳۶
- شکل ۲-۲۷- رگه‌های آپلیتی (AP) قطع کننده سنگ‌های گرانیتوئیدی امین آباد

- ۳۶..... (AMG) و آنکلاو میکروگرانولار مافیک (MEE) در جنوب غرب روستای امین‌آباد.....
- شکل ۲-۲۸- رگه‌های پگماتیستی (Pm) و آپلیتی (AP) در توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG)
- ۳۶..... در جنوب غرب روستای امین‌آباد.....
- شکل ۲-۲۹- نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی
- ۳۸..... ائوسن (EV) در جنوب روستای ارجنان.....
- شکل ۲-۳۰- آپوفیزهای از توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی
- ۳۸..... ائوسن (EV) در جنوب روستای ارجنان.....
- شکل ۲-۳۱- درشت بلورهای پلاژیوکلاز و در گرانودیوریت ارجنان (EJG) و آنکلاوهای مافیک (MEE).....
- شکل ۲-۳۲- سنگ مرمر ترمولیت‌دار با بلورهای چوب کبریتی ترمولیت به رنگ سبز
- ۳۸..... در شمال روستای امین‌آباد.....
- شکل ۲-۳۳- همبری توده نفوذی آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) با سازند کهر (KF)
- ۳۹..... مزرعه نظر پنج کیلومتر مانده به خضرآباد.....
- شکل ۲-۳۴- آپوفیزی از توده نفوذی آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) در سازند کهر (KF) و سازند
- ۳۹..... دولومیت سلطانیه (SF) در مزرعه نظر پنج کیلومتر مانده به خضرآباد.....
- شکل ۲-۳۵- تمرکزهای موضعی غنی از تورمالین کروی تا بیضوی شکل (MX) در توده نفوذی
- ۳۹..... آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) در جنوب خضرآباد.....
- شکل ۲-۳۶- نمای نزدیکتر از تمرکزهای موضعی غنی از تورمالین با حاشیه غنی از کوارتز و
- ۳۹..... آلکالی‌فلدسپار با رنگ روشن در جنوب خضرآباد.....
- شکل ۲-۳۷- نفوذ توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) در آهک کرتاسه سازند تفت (TF).....
- شکل ۲-۳۸- همبری توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) در آهک کرتاسه سازند تفت (TF) و
- ۴۱..... اسکارن‌زایی (Sk) صورت گرفته در نزدیکی مرز آن دو (جنوب روستای هشت کوه).....
- شکل ۲-۳۹- فرسایش تخم مرغی شکل در توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) در شرق کافی‌آباد.....
- شکل ۲-۴۰- همبری تدریجی بین توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) و توده نفوذی آلکالی‌فلدسپار گرانیت
- ۴۱..... خضرآباد (KHG) (جنوب روستای هشت کوه).....

- شکل ۲-۴۱- تقاطع رگه‌های آپلیتی (AP) در توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) (شرق روستای کافی‌آباد). ۴۱
- شکل ۲-۴۲- رشد درشت بلورهای ترمولیت - اکتینولیت در حفرات موجود در توده نفوذی گرانیتوئیدی (KFG) (شرق روستای کافی‌آباد). ۴۱
- شکل ۲-۴۳- ارتباط توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) با آهک کرتاسه سازند تفت (TF) (در جنوب علی‌آباد). ۴۲
- شکل ۲-۴۴- همبری توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) با سازند نایبند تریاس بالای (NF) (در جنوب علی‌آباد). ۴۲
- شکل ۲-۴۵- همبری آهک کرم رنگ سازند تفت با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ به سن کرتاسه (TF) با سازندهای کهر (KF) و دولومیت سلطانیه (SF) (در غرب نصرآباد). ۴۴
- شکل ۲-۴۶- ارتباط صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) با سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (Sk) و هورنفلس (HF) (در غرب نصرآباد). ۴۴
- شکل ۲-۴۷- کنتاکت دیواره بلند و پلکانی گنبد آتشفشانی نئوژن (ND) با توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) (در شرق روستای استاز). ۴۴
- شکل ۲-۴۸- خوردشدگی و دگرسانی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) در تماس بلافصل گنبد آتشفشانی نئوژن (ND) (در شرق روستای استاز). ۴۴
- شکل ۲-۴۹- نفوذ دایک آندزیتی (AD) در سازند تفت (TF) (جنوب خضرآباد- مزرعه بوز). ۴۵
- شکل ۲-۵۰- نفوذ دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) در گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) (غرب روستای امین‌آباد). ۴۵
- شکل ۲-۵۱- همبری دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) با مونزوگرانیت امین‌آباد (AMG) و ساخت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در دایک آندزیتی (غرب روستای امین‌آباد). ۴۷
- شکل ۲-۵۲- حاشیه‌های سینوسی‌شکل و مرز انحناءدار و کنگره‌مانند دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) با مونزوگرانیت امین‌آباد (AMG) (غرب روستای امین‌آباد). ۴۷
- شکل ۲-۵۳- نفوذ زبانه‌هایی از مذاب‌گرانییتی (سنگ میزبان) به‌درون شکستگی‌های دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) (غرب روستای امین‌آباد). ۴۷



- شکل ۲-۵۴- گسیخنگی دایک‌ها آندزیتی سین پلوتونیک (AD) و پراکنده‌شدن قطعات آن در سنگ  
میزبان مونزوگرانیت امین‌آباد (AMG) (غرب روستای امین‌آباد)..... ۴۷
- شکل ۲-۵۵- کاهش ضخامت دایک‌ها آندزیتی سین پلوتونیک (AD) به شکل نیزه‌ای و زبانی در سنگ  
میزبان مونزوگرانیت امین‌آباد (AMG) (جنوب غرب روستای امین‌آباد)..... ۴۸
- شکل ۲-۵۶- نفوذ دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) در گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) (جنوب غرب  
روستای امین‌آباد)..... ۴۸
- شکل ۲-۵۷- همبری دایک ریو-داسیتی قرمز رنگ (RD) با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن  
(EV) (جنوب روستای ارجنان)..... ۴۹
- شکل ۲-۵۸- نفوذ دایک آندزیتی (AD) در گرانودیوریت ارجنان (EJG) و همبری این توده با سنگ‌های  
آتشفشانی - رسوبی ائوسن (EV) (جنوب روستای ارجنان)..... ۴۹
- شکل ۲-۵۹- ساخت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در دایک آندزیتی  
(جنوب غرب روستای امین‌آباد)..... ۴۹
- شکل ۲-۶۰- همبری دایک آندزیتی نسل دوم (AD) با گرانودیوریت ارجنان (EJG) و اپیدوت‌زایی  
آنها در نتیجه نفوذ سیالات هیدروترمال دایک‌های آندزیتی (جنوب غرب روستای امین‌آباد)..... ۴۹
- شکل ۲-۶۱- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) در توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۵۱
- شکل ۲-۶۲- تصاویری دیگری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) در توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۵۲
- فصل سوم**
- شکل ۳-۱- موقعیت نتایج آنالیز مدال توده‌های نفوذی منطقه در نمودار مدال QAP (اشتریکایزن، ۱۹۷۶)..... ۶۴
- شکل ۳-۲- بافت گرانولار و هورنبلند اسکلتی و گردشده (XPL) در توده مونزوگرانیت امین‌آباد..... ۶۶
- شکل ۳-۳- بافت گرافیکی (XPL) در توده مونزوگرانیت امین‌آباد..... ۶۶
- شکل ۳-۴- پرتیت رشته‌ای، همراه با کوارتز و پلاژیوکلاز (XPL) در توده مونزوگرانیت امین‌آباد..... ۶۶
- شکل ۳-۵- بافت آنتی‌راپاکیوی و بیوتیت تیغه‌ای (XPL) در توده مونزوگرانیت امین‌آباد..... ۶۶
- شکل ۳-۶- همیافتی کانی‌های فرعی هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت (XPL)  
در توده مونزوگرانیت امین‌آباد..... ۶۶

شکل ۳-۷- هورنبلند، بیوتیت و اوپک و کمی پلاژیوکلاز که معرف وجود یک لخته مافیک

ریز در توده مونزوگرانیت امین‌آباد می‌باشد (XPL)..... ۶۶

شکل ۳-۸- تشکیل میرمکیت در حاشیه بلور درشت پلاژیوکلاز در توده گرانودیوریت ارجنان (XPL)..... ۶۹

شکل ۳-۹- بافت پورفیری واجد پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نامنظم و حاشیه انحلالی و دگرسانی

هورنبلند به کلریت در این تصویر دیده می‌شود (XPL)..... ۶۹

شکل ۳-۱۰- بافت پورفیری همراه با درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت صفحه شطرنجی و تا حدودی

به سرسیت دگرسان شده‌اند (XPL)..... ۶۹

شکل ۳-۱۱- بافت گرانولار و تبدیل هورنبلند به بیوتیت در اثر متاسوماتیسم پتاسیک موضعی در توده

گرانودیوریت ارجنان (XPL)..... ۶۹

شکل ۳-۱۲- همان تصویر در نور پلاریزه عادی در توده گرانودیوریت ارجنان (PPL)..... ۶۹

شکل ۳-۱۳- همیافتی کانی‌های کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت و زیرکن (XPL)..... ۶۹

شکل ۳-۱۴- تصویری از بافت پورفیری در سنگ‌های آتشفشانی منطقه و آثار دگرسانی با حضور

کانی ثانویه سرسیت، کوارتز ریز بلور، کلریت و اپیدوت (XPL)..... ۷۰

شکل ۳-۱۵- آثار دگرسانی پروپیلیتی شدن در درشت بلورهای پلاژیوکلاز در همبری سنگ‌های

آتشفشانی میزبان با توده نفوذی ارجنان (XPL)..... ۷۰

شکل ۳-۱۶- بافت گرانولار و همیافتی کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی، میکروکلین، آلبیت،

مسکوویت و اپیدوت (XPL) در آلکالی‌فلدسپار گرانیته خضرآباد..... ۷۲

شکل ۳-۱۷- بافت گرانوفیری و همیافت کانی‌های ارتوکلاز پرتیتی و کوارتز (XPL) در گرانیته خضرآباد..... ۷۲

شکل ۳-۱۸- بافت پورفیری، تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و همیافت کانی‌های کوارتز، تورمالین

و مسکوویت (XPL)..... ۷۲

شکل ۳-۱۹- تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و تشکیل ماکل صفحه شطرنجی (XPL) در گرانیته خضرآباد..... ۷۲

شکل ۳-۲۰- تمرکز موضعی تورمالین با آلکالی‌فلدسپار و کوارتز به هاله غنی از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار

در آلکالی‌فلدسپار گرانیته خضرآباد (XPL)..... ۷۲

شکل ۳-۲۱- تمرکزهای موضعی تورمالین همراه با آلکالی‌فلدسپار و کوارتز در آلکالی‌فلدسپار گرانیته

- ۷۲.....خضراًباد (PPL)، به حاشیه غنی از کوارتز و آلکالی‌فلدسپار با رنگ روشن توجه شود
- شکل ۳-۲۲- بافت گرانولار و همیافت کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در توده
- ۷۶.....مونزوگرانیت کافی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۲۳- تصویر دیگری از بافت گرانولار و همیافت کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز،
- ۷۶.....بیوتیت و هورنبلند در توده مونزوگرانیت کافی‌آباد (PPL)
- شکل ۳-۲۴- بافت اسکلتی و حاشیه گرد شده هورنبلند و محوشدگی تیغه‌های ماکل و منطقه‌بندی در
- ۷۶.....پلاژیوکلاز در توده مونزوگرانیت کافی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۲۵- بافت اسکلتی و حاشیه گرد شده هورنبلند و محوشدگی تیغه‌های ماکل و منطقه‌بندی در
- ۷۶.....پلاژیوکلاز در توده مونزوگرانیت کافی‌آباد (PPL)
- شکل ۳-۲۶- بافت گرانولار، تبدیل هورنبلند به بیوتیت و کلریت، ارتوکلاز پرتیتی و حضور اسفن و آپاتیت
- در توده مونزوگرانیت کافی‌آباد (XPL).....
- ۷۶.....شکل ۳-۲۷- بافت گرانولار، تبدیل هورنبلند به بیوتیت (متاسوماتیسم پتاسیک موضعی) و کلریت،
- ارتوکلاز پرتیتی و حضور اسفن و آپاتیت در توده مونزوگرانیت کافی‌آباد (PPL).....
- شکل ۳-۲۸- بافت گرانولار و حاشیه تحلیل رفته پلاژیوکلاز با پوششی از ارتوکلاز و
- ۸۰.....تشکیل بافت آنتی‌راپاکیوی در توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۲۹- رشد کوارتز کرمی شکل تا خط میخی در ارتوکلاز و تشکیل بافت میرمکتی و
- ۸۰.....گرانوفیری در توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۳۰- بافت گرانولار و درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش‌گوش در توده
- ۸۰.....گرانیتوئیدی علی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۳۱- درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش‌گوش و دارای ادخال‌هایی از
- ۸۰.....کانی‌های کوارتز و اوپک در توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (PPL)
- شکل ۳-۳۲- بافت گرانولار، همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، اسفن و تبدیل هورنبلند
- ۸۰.....به بیوتیت اسفن و اوپک در توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (XPL)
- شکل ۳-۳۳- همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، اسفن و تبدیل هورنبلند به بیوتیت اسفن

- و اوپک در توده گرانیثوئیدی علی‌آباد (PPL) ..... ۸۰
- شکل ۳-۳۴- بافت گرانولار و بافت راپاکیوی و همیافت کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز
- ، هورنبلند و بیوتیت در توده گرانیثوئیدی آدربلندان (XPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۳۵- بافت گرانولار و بافت راپاکیوی و همیافت کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز،
- هورنبلند و بیوتیت در توده گرانیثوئیدی آدربلندان (PPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۳۶- بافت پورفیروئید با درشت بلور پلاژیوکلاز و بافت آنتی‌راپاکیوی و تبدیل هورنبلند
- و بیوتیت به کلریت در توده گرانیثوئیدی آدربلندان (XPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۳۷- بافت پورفیروئید با درشت بلور پلاژیوکلاز و بافت آنتی‌راپاکیوی و تبدیل هورنبلند
- و بیوتیت به کلریت در توده گرانیثوئیدی آدربلندان (PPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۳۸- بافت گرانولار و پویی‌کلیتیک و همیافت پلاژیوکلاز، ارتوکلاز پرتیتی، هورنبلند، بیوتیت
- و کوارتز در توده گرانیثوئیدی آدربلندان (XPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۳۹- تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت همراه با تشکیل اسفن و کانی اوپک (XPL) ..... ۸۳
- شکل ۳-۴۰- بافت پورفیروئیدی با درشت بلور پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن، تبدیل هورنبلند به
- بیوتیت و اپیدوت‌زایی در دایک سین پلوتونیک منطقه را نشان می‌دهد (XPL) ..... ۸۵
- شکل ۳-۴۱- بافت اینترسرتال و میکروولیت‌های پلاژیوکلازها با ماکل تکراری ظریف در دایک
- سین پلوتونیک منطقه را نشان می‌دهد (XPL) ..... ۸۵
- شکل ۳-۴۲- بافت هیالوفیری و خلیج خوردگی در درشت بلور کوارتز در دایک‌های ریولیتی (XPL) ..... ۸۶
- شکل ۳-۴۳- بافت اینترسرتال و همیافتی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با کلینوپیروکسن (اوژیت)،
- هورنبلند قهوه‌ای و سانیدین در دایک آندزیتی (XPL) ..... ۸۶
- شکل ۳-۴۴- بافت میکروگرانولار در رگه‌های آپلیتی (AP) و بافت گرانولار در توده‌های نفوذی
- منطقه (GP)(XPL) ..... ۸۸
- شکل ۳-۴۵- بافت میکروگرانولار و همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند، بیوتیت،
- کوارتز در آنکلاوهای مافیک (XPL) ..... ۸۸
- شکل ۳-۴۶- بافت اینترگرانولار در آنکلاوهای میکروکوارتز دیوریت (XPL) ..... ۸۸

شکل ۳-۴۷- خردشدن کانی پلاژیوکلاز و جابجایی تیغه‌های ماکل تکراری در مونزوگرانیت

۹۵.....امین‌آباد (XPL).....

شکل ۳-۴۸- خردشدگی و خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخ‌های بیوتیت‌ها

۹۵.....در مونزوگرانیت امین‌آباد (XPL).....

### فصل چهارم

شکل ۴-۱- تصاویر شماتیکی از ساختمان کانی آمفیبول (لاورس و میکرو، ۲۰۰۹)..... ۱۰۴

شکل ۴-۲- نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی..... ۱۰۹

شکل ۴-۳- چارت مراحل رده‌بندی و زیر گروه آمفیبول کلسیک گردآوری از لیک

و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴)..... ۱۱۱

شکل ۴-۴- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای تقسیم‌بندی

آمفیبول‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷ و ۲۰۰۴)..... ۱۱۲

شکل ۴-۵- تقسیم‌بندی آمفیبول‌های گروه کلسیک توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای

مختلف لیک و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴)..... ۱۱۳

شکل ۴-۶- تصاویر BSE از آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۱۱۵

شکل ۴-۷- تصاویر میکروسکوپی از آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد (XPL)..... ۱۱۶

شکل ۴-۸- نمودار دمای بر حسب درجه سانتی‌گراد در مقابل  $Al^T$  (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵)

و محاسبه فشار تشکیل آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد..... ۱۲۰

شکل ۴-۹- نمودار فشار بر حسب کیلوبار در مقابل  $Al^T$  (اشمیت، ۱۹۹۲) و محدوده دمای تشکیل

آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد..... ۱۲۰

شکل ۴-۱۰- نمودار  $Al^T$  در مقابل  $Fe/Fe+Mg$  (اشمیت، ۱۹۹۲) و محدوده فشار تشکیل

آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد..... ۱۲۰

شکل ۴-۱۱- نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe^T/(Fe^T+Mg)$  (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵) و جایگاه

تشکیل آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد..... ۱۲۵

شکل ۴-۱۲- نمودارهای دو متغیره  $TiO_2$  نسبت به  $Na_2O$ ،  $MgO$ ،  $K_2O$ ،  $Al_2O_3$  جهت تعیین ماهیت

- توده‌های نفوذی غرب یزد با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (مولینا و همکاران، ۲۰۰۹)..... ۱۲۷
- شکل ۴-۱۳- نمودارهای تعیین محیط تکنوماگمایی آمفیبول‌ها (کولتورتی و همکاران، ۲۰۰۷) و جایگاه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد..... ۱۲۷
- شکل ۴-۱۴- روند خطی مثبت آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد در نمودار تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$ ..... ۱۲۹
- شکل ۴-۱۵- روند خطی مثبت آمفیبول‌ها توده‌های غرب یزد در نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع کاتیون‌های  $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + Asite$ ..... ۱۲۹
- شکل ۴-۱۶- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۱۳۱
- شکل ۴-۱۷- نمودار سه تایی تمایز انواع بیوتیت‌ها (ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵)..... ۱۳۶
- شکل ۴-۱۸- رده بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۳۶
- شکل ۴-۱۹- رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (اسپیر، ۱۹۸۴)..... ۱۳۷
- شکل ۴-۲۰- رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (ریدر و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۳۷
- شکل ۴-۲۱- رده‌بندی شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای رده‌بندی فوستر (۱۹۸۹)..... ۱۳۹
- شکل ۴-۲۲- نمودار درجه اشباع‌شدگی آلومینیم بیوتیت‌های مورد مطالعه در مقابل سنگ میزبان توده‌های نفوذی غرب یزد (لالوند و برنارد، ۱۹۹۳)..... ۱۴۱
- شکل ۴-۲۳- نمودار مثلثی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (نوکلوز، ۱۹۴۷) و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۱۴۱
- شکل ۴-۲۴- نمودار تغییرات  $Fe/(Fe+Mg)$  در مقابل  $Al^{IV}$  و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد (جیانگ و همکاران، ۲۰۰۲)..... ۱۴۱
- شکل ۴-۲۵- نمودار رده‌بندی سری‌های ماگمای گرانیتوئیدی بر اساس تغییرات Mg و Al ترکیب بیوتیت‌ها..... ۱۴۲
- شکل ۴-۲۶- سری ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودارهای طبقه‌بندی عبدالرحمن (۱۹۹۴)..... ۱۴۳
- شکل ۴-۲۷- نمودار تعیین دما با استفاده از مقدار تیتان بیوتیت‌ها و جایگاه نمونه‌های منطقه مورد

- مطالعه (هنری و همکاران، ۲۰۰۵) ..... ۱۴۵
- شکل ۴-۲۸- نمودار تغییرات  $\text{Log}f\text{O}_2$  در مقابل دما بر حسب درجه سانتی‌گراد ( ونز و اگستر، ۱۹۶۵ )
- و ایزوپلیت‌ها نمایشگر نسبت  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  هستند..... ۱۴۶
- شکل ۴-۲۹- نمودارهای تعیین میزان آلودگی پوسته‌ای در گرانیت‌های غرب یزد (اگیو و بریمهال، ۱۹۸۸)..... ۱۴۷
- شکل ۴-۳۰- تغییرات پتاسیم در مقابل شاخص اشباع‌شدگی آلومینیم (ASI) (هلمیوه‌مکاران، ۲۰۰۴)..... ۱۴۹
- شکل ۴-۳۱- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از فلدسپارهای توده‌های غرب یزد ..... ۱۵۰
- شکل ۴-۳۲- جایگاه ترکیب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار سه متغیره An - Ab- Or (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۵۴
- شکل ۴-۳۳- جایگاه دمای تشکیل فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار سه متغیره An- Ab-Or همراه با ایزوترم‌های سولوس از الکینز و گروو (۱۹۹۰)..... ۱۵۵
- شکل ۴-۳۴- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از تورمالین توده آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد :..... ۱۶۰
- شکل ۴-۳۵- نمودارهای مختلف جهت تعیین نوع و ترکیب تورمالین‌های توده آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد ..... ۱۶۲
- شکل ۴-۳۶- جایگاه ترکیب اکسیدهای آهن موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در سیستم  $\text{TiO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3$  نشان می‌دهد..... ۱۶۵
- شکل ۴-۳۷- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از کلریت و بیوتیت‌های در مونزوگرانیت آدربلندان .. ۱۶۵
- شکل ۴-۳۸- جایگاه ترکیب و نوع کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۱۶۷

### فصل پنجم

- شکل ۵-۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹)..... ۱۷۸
- شکل ۵-۲- جایگاه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار Q'-ANOR بر اساس فراوانی کانی‌های نورماتیو (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹)..... ۱۸۵

شکل ۵-۳- جایگاه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار مثلثی Ab-An-Or بر اساس

فراوانی کانی‌های نورماتیو (اکانر، ۱۹۶۵)..... ۱۸۶

شکل ۵-۴- جایگاه نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار میدلموست و همکاران (۱۹۹۴)..... ۱۸۷

شکل ۵-۵- جایگاه نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)..... ۱۸۸

شکل ۵-۶- جایگاه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار دو متغیره دو لاروش و

همکاران (۱۹۹۰) بر اساس فراوانی کاتیون‌ها..... ۱۸۹

شکل ۵-۷- جایگاه نمونه‌های دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار

میدلموست و همکاران (۱۹۹۴)..... ۱۸۹

شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار کاتیونی جنسن (۱۹۷۶)..... ۱۸۹

شکل ۵-۹- روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> در توده‌های گرانیتوئیدی

غرب یزد (هارکر، ۱۹۰۹)..... ۱۹۱

شکل ۵-۱۰- روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل D.I در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

(تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)..... ۱۹۳

شکل ۵-۱۱- روند تغییرات عناصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۱۹۶

شکل ۵-۱۲- روند تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار در مقابل سیلیس در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۱۹۸

شکل ۵-۱۳- روند تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۲۰۰

شکل ۵-۱۴- روند تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد... ۲۰۰

شکل ۵-۱۵- روند تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۲۰۳

شکل ۵-۱۶- روند تغییرات نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب در نمودارهای نسبت‌ها..... ۲۰۴

شکل ۵-۱۷- روند تغییرات نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب در نمودارهای نسبت‌ها..... ۲۰۵

شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی عادی شده

به گوشته اولیه (سان و مکدوناف، ۱۹۸۹)..... ۲۰۸

شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی عادی شده به MORB

(پیرس، ۱۹۸۳)..... ۲۰۹



شکل ۵-۲۰- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی

عادی شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)..... ۲۱۱

شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی

عادی شده به پوسته قاره‌ای تحتانی (تایلور و مک‌لینان، ۱۹۹۵)..... ۲۱۴

شکل ۵-۲۲- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱)..... ۲۲۰

شکل ۵-۲۳- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار میاشیرو (۱۹۷۴)..... ۲۲۰

شکل ۵-۲۴- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶)..... ۲۲۰

شکل ۵-۲۵- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی فروست و همکاران (۲۰۰۱)..... ۲۲۱

شکل ۵-۲۶- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین ضریب اشباع از آلومین شاند (۱۹۴۳)..... ۲۲۱

#### فصل ششم

شکل ۶-۱- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای مختلف والن و همکاران (۱۹۸۷)

جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های S و I..... ۲۳۱

شکل ۶-۲- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار کولینز و همکاران (۱۹۹۹) جهت

تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های I..... ۲۳۲

شکل ۶-۳- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار فورنس و همکاران (۱۹۹۶) جهت

تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های I..... ۲۳۲

شکل ۶-۴- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای چاپل و وایت (۲۰۰۱) جهت

تفکیک گرانیت‌های نوع I از گرانیت‌های S..... ۲۳۲

شکل ۶-۵- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار باگاس (۲۰۱۰) جهت تفکیک گرانیت‌های

نوع I از گرانیت‌های S..... ۲۳۲

شکل ۶-۶- مراحل تشکیل گرانیتوئیدهای دو رگه‌ای (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۲۳۹

شکل ۶-۷- مقایسه انواع گرانیتوئیدها و خاستگاه تکتونیکی آنها (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)..... ۲۴۱

شکل ۶-۸- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار باچلور بودن (۱۹۸۶) جهت تعیین

محیط تکتونوماگمایی..... ۲۴۳

شکل ۶-۹- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار هریس و همکاران (۱۹۸۶) جهت

تعیین محیط تکتونوماگمایی..... ۲۴۳

شکل ۶-۱۰- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف پیرس و

همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۹۶) جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی..... ۲۴۴

شکل ۶-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف مولر و گروس (۱۹۹۷)

جهت تفکیک جایگاه قوس‌های قاره‌ای از قوس‌های پس از برخوردی..... ۲۴۵

شکل ۶-۱۲- نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر جهت تعیین نقش

پوسته در آرایش ماگمایی (استونسون و همکاران، ۱۹۹۹)..... ۲۵۳

شکل ۶-۱۳- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تفکیک کننده منشاء سنگ‌ها

(ولف و ویلی، ۱۹۹۴؛ پاتینو دوسی و بارد، ۱۹۹۶ و پاتینو دوسی، ۱۹۹۹)..... ۲۵۵

شکل ۶-۱۴- مدل ژئودینامیکی پیشنهادی تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۲۵۶

### فصل هفتم

شکل ۷-۱- پیک‌های آنالیز XRD مرمر ترمولیت‌دار نشان می‌دهد..... ۲۶۱

شکل ۷-۱- تصاویر میکروسکوپی از مرمرهای منطقه مورد مطالعه..... ۲۶۲

شکل ۷-۳- تصاویر میکروسکوپی از هورنفلس‌های منطقه مورد مطالعه..... ۲۶۳

شکل ۷-۴- تصویر میکروسکوپی از شیشه‌های لکه‌دار منطقه مورد مطالعه..... ۲۶۴

شکل ۷-۵- مراحل تکاملی تشکیل اسکارن همراه با توده‌های نفوذی (مینرت، ۱۹۹۲)..... ۲۶۶

شکل ۷-۶- مراحل پیشرونده (الف) و پسرونده (ب) تکامل نهشته‌های اسکارنی

در ارتباط با توده نفوذی (راب، ۲۰۰۵)..... ۲۶۸

شکل ۷-۷- وضعیت‌های مختلف اسکارن‌ها نسبت به توده نفوذی..... ۲۶۹

شکل ۷-۸- الگوهای تکتونیکی تشکیل اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲)..... ۲۷۱

شکل ۷-۹- مقایسه نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد با

گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان (مینرت، ۱۹۹۵)..... ۲۷۵

شکل ۷-۱۰- ارتباط توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد با آهک کرتاسه (سازند تفت) و سازندهای

- رسوبی پالئوزوئیک (سازند کهر و دولومیت سلطانیه) و اسکارن مورد مطالعه ..... ۲۷۶
- شکل ۷-۱۱- تصاویر صحرایی از اسکارن هشت کوه ..... ۲۷۷
- شکل ۷-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه ..... ۲۷۸
- شکل ۷-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه ..... ۲۸۰
- شکل ۷-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه ..... ۲۸۱
- شکل ۷-۱۵- تصاویر میکروسکوپی از: الف) فاز تأخیری (روزنه‌ای) کوارتز (PPL) ..... ۲۸۳
- شکل ۷-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از الف) جانشینی بخشی یک پیروکسن توسط کلسیت ..... ۲۸۴
- شکل ۷-۱۷- تصویر شماتیک ساختمان کانی گارنت (گرو و همکاران، ۲۰۱۳) ..... ۲۸۶
- شکل ۷-۱۸- جایگاه گارنت‌ها منطقه مورد مطالعه: الف) در نمودار سه تایی ..... ۲۸۹
- شکل ۷-۱۹- مقایسه تغییرات در حاشیه (Rim) و مرکز (Core) بلورهای گارنت ..... ۲۹۰
- شکل ۷-۲۰- تصاویر میکروسکوپی نوری (سمت راست) و BSE (سمت چپ) از درشت بلورهای گارنت ..... ۲۹۱
- شکل ۷-۲۱- جایگاه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه در نمودارهای ..... ۲۹۷
- شکل ۷-۲۲- جایگاه کلینوپیروکسن منطقه مورد مطالعه: الف) در نمودار سه تایی دیوپسید ..... ۲۹۸
- شکل ۷-۲۳- نمودار T-XCO<sub>2</sub> در ۵۰۰ بار در سیستم CAS (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) محاسبه شده در Geo-Calc (تراسی و فروست، ۱۹۹۱) ..... ۳۰۱
- شکل ۷-۲۴- نمودار T-fO<sub>2</sub> در ۵۰۰ بار که میدان‌های عمده پایداری کانی‌های سیلیکات، اکسید و سولفید در اسکارن‌ها نشان می‌دهد (اینودی، ۱۹۸۲) ..... ۳۰۳
- شکل ۷-۲۵- تصاویر صحرایی از اسکارن باقی‌آباد ..... ۳۰۵
- شکل ۷-۲۶- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن باقی‌آباد ..... ۳۰۸
- شکل ۷-۲۷- جایگاه گارنت‌های موجود در اسکارن باقی‌آباد در نمودار سه تایی آندرادیت ..... ۳۱۱
- شکل ۷-۲۸- هم‌رشدی فلوگوپیت در امتداد رخ‌های کلینتونیت همراه با تحلیل رفتگی اسپینل ..... ۳۱۱

## فهرست جدول‌ها

- جدول ۳-۱- نتایج آنالیز مدال سنگ‌های توده‌های نفوذی غرب یزد..... ۶۳
- جدول ۳-۲- ترتیب تبلور کانی‌ها در واحدهای مختلف سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر مبنای شواهد بافتی و کانی‌شناسی..... ۹۶
- جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (بر اساس ۲۳ اکسیژن)..... ۱۰۶
- جدول ۴-۲- مقایسه روش‌های مختلف تعیین فشار، دما، عمق و فوگاسیته اکسیژن توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۱۱۹
- جدول ۴-۳- نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (بر اساس ۲۴ اکسیژن)..... ۱۳۲
- جدول ۴-۴- نتایج آنالیز مایکروپروب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (بر اساس ۸ اکسیژن)..... ۱۵۱
- جدول ۴-۵- نتایج آنالیز مایکروپروب تورمالین‌ها توده‌های آلکالی فلدسپارخضرآباد بر اساس ۳۱ آنیون (O, OH, F)..... ۱۶۱
- جدول ۴-۶- نتایج آنالیز مایکروپروب مگنتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۱۶۴
- جدول ۴-۷- نتایج آنالیز مایکروپروب کلریت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (فرمول ساختاری بر اساس ۲۸ اکسیژن)..... ۱۶۶
- جدول ۵-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخابی جهت آنالیز شیمیایی و نشانه‌های آنها در نمودارهای مختلف..... ۱۷۵
- جدول ۵-۲- نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی غرب یزد با روش ICP-MS..... ۱۷۹
- جدول ۵-۳- نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی جنوب‌غرب و غرب یزد با روش XRF..... ۱۸۲
- جدول ۵-۴- نتایج محاسبات نورماتیو نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۱۸۴
- جدول ۶-۱- مقایسه رده بندی عمده پتروژنتیکی سنگ‌های گرانیتی (باربارین، ۱۹۹۹)..... ۲۲۵

- جدول ۶-۲- مشخصات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع M, I, S و A و مقایسه آنها با توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد..... ۲۲۹
- جدول ۶-۳- مشخصات منشاء، محیط ژئودینامیکی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمی انواع گرانیتوئیدها (باربارین، ۱۹۹۹)..... ۲۳۶
- جدول ۷-۱- فهرست تعدادی از کانی‌های عمومی اسکارن‌ها (مینرت، ۱۹۹۵)..... ۲۷۳
- جدول ۷-۲- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت‌های اسکارن‌های غرب یزد ( بر اساس ۱۲ اکسیژن)..... ۲۸۷
- جدول ۷-۳- نتایج آنالیز میکروپروب پیروکسن‌های اسکارن‌های غرب یزد ( بر اساس ۶ اکسیژن)..... ۲۹۶
- جدول ۷-۴- روابط پاراژنتیک کانی‌ها بر مبنای شواهد بافتی ..... ۲۹۹
- جدول ۷-۵- نتایج آنالیز میکروپروب کلینتونیت اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۱۲ اکسیژن)..... ۳۰۹
- جدول ۷-۶- نتایج آنالیز میکروپروب اسپینل‌های اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۴ اکسیژن)..... ۳۰۹
- جدول ۷-۷- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۱۲ اکسیژن)..... ۳۱۱
- جدول ۷-۸- توالی پاراژنز کانی‌ها در اسکارن باقی‌آباد..... ۳۱۴



# فصل اول: کلیات

## ۱-۱- موقعیت جغرافیایی

توده‌های نفوذی مورد مطالعه در غرب یزد و در بین طول‌های جغرافیایی ۵۳ درجه و ۱۵ دقیقه تا ۵۴ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱ درجه ۴۰ دقیقه تا ۳۲ درجه و ۲۰ دقیقه شمالی واقع شده است (شکل ۱-۱). توده‌های ارجنان و امین‌آباد در نقشه زمین‌شناسی ناپین به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (عمیدی و همکاران، ۱۹۷۸) و توده‌های خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان در نقشه زمین‌شناسی خضرآباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ (حاج ملاعلی، ۱۳۷۵) جای می‌گیرد.

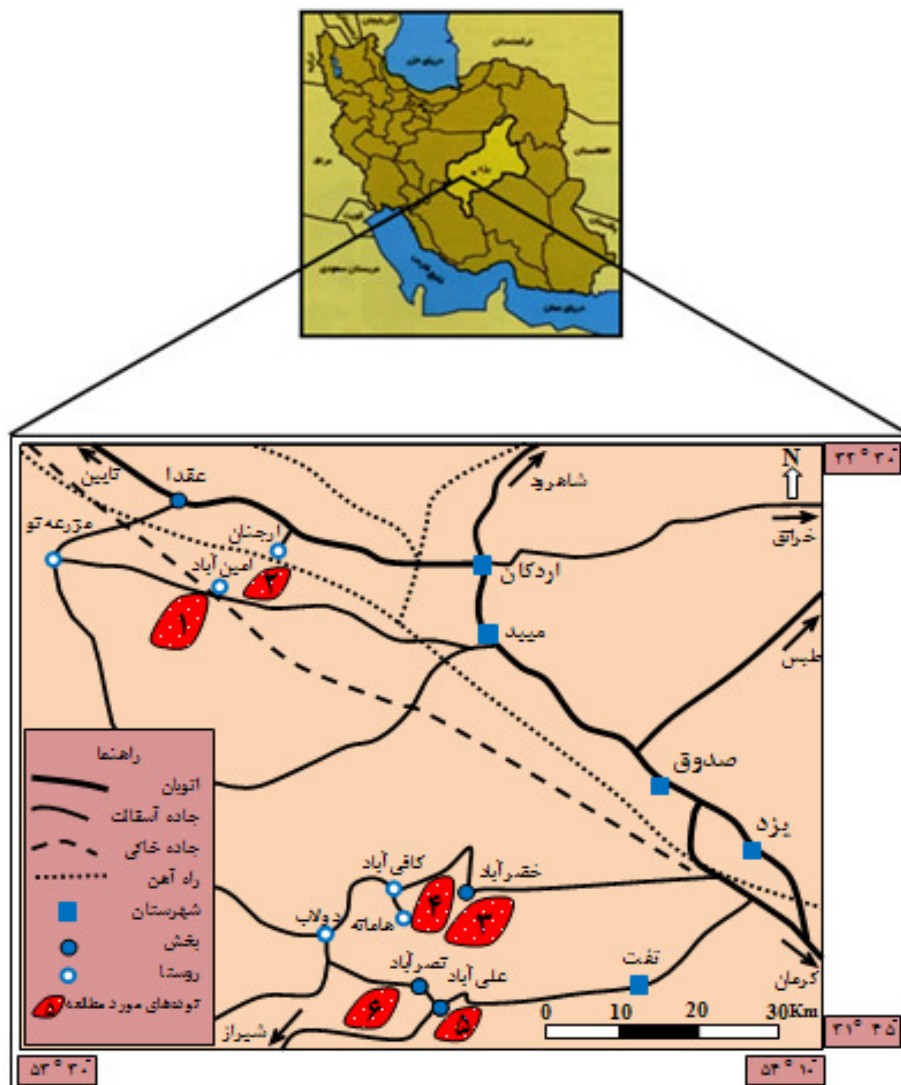
## ۱-۲- راه‌های دسترسی

دستیابی به منطقه از مسیرهای زیر امکان‌پذیر است (شکل ۱-۱):

- الف) مسیر ۱: میبد، جاده ایستگاه راه‌آهن میبد، تقاطع جاده آسفالت‌هفت‌با جاده خاکی آبرسانی طرح کوثر (روستای امین‌آباد)، توده‌های نفوذی امین‌آباد
- ب) مسیر ۲: اردکان، ۲۵ کیلومتری جاده اصلی اردکان- ناپین، جاده اختصاصی پادگان ولی عصر (ارجنان)، جاده خاکی کنارگذر راه‌آهن، جاده معدن، توده نفوذی ارجنان.
- ج) مسیر ۳: یزد، تقاطع کمربندی یزد با جاده خضرآباد، جاده خضرآباد، شهر خضرآباد، توده نفوذی خضرآباد
- د) مسیر ۴: یزد، تقاطع کمربندی یزد با جاده خضرآباد، جاده خضرآباد، روستای کافی‌آباد، توده نفوذی کافی‌آباد و اسکارن هشت‌کوه
- و) مسیر ۵: تفت، حدود ۵۰ کیلومتری جاده تفت - ابرکوه، روستای علی‌آباد دامک، توده نفوذی علی‌آباد
- ه) مسیر ۶: تفت، حدود ۴۰ کیلومتری جاده تفت - ابرکوه، روستای صادق‌آباد، روستای نصرآباد، حدود پنج کیلومتری جاده نصرآباد-گلویک، توده نفوذی آدربلندان

### ۱-۳- آب و هوا و پوشش گیاهی منطقه

منطقه اردکان جزء اقلیم نیمه بیابانی و دارای ویژگی‌های آب و هوایی کویری می‌باشد. تابستانی گرم و زمستانی سرد و خشک دارد و حداکثر درجه حرارت هوا در تابستان ۴۵+ و حداقل آن به ۸- سانتی‌گراد می‌رسد. میزان بارش سالانه حدود ۶۰ میلی‌متر گزارش شده و عدم گسترش باغات و مزارع و زمین‌های کشاورزی، بیانگر کمبود امکانات آبی این منطقه است.



شکل ۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه راه‌های ایران، ۱۳۸۸)  
 ۱- توده گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) ۲- توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) ۳- توده گرانیتوئیدی خضرآباد (KHG)  
 ۴- توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) ۵- توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) ۶- توده گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG)

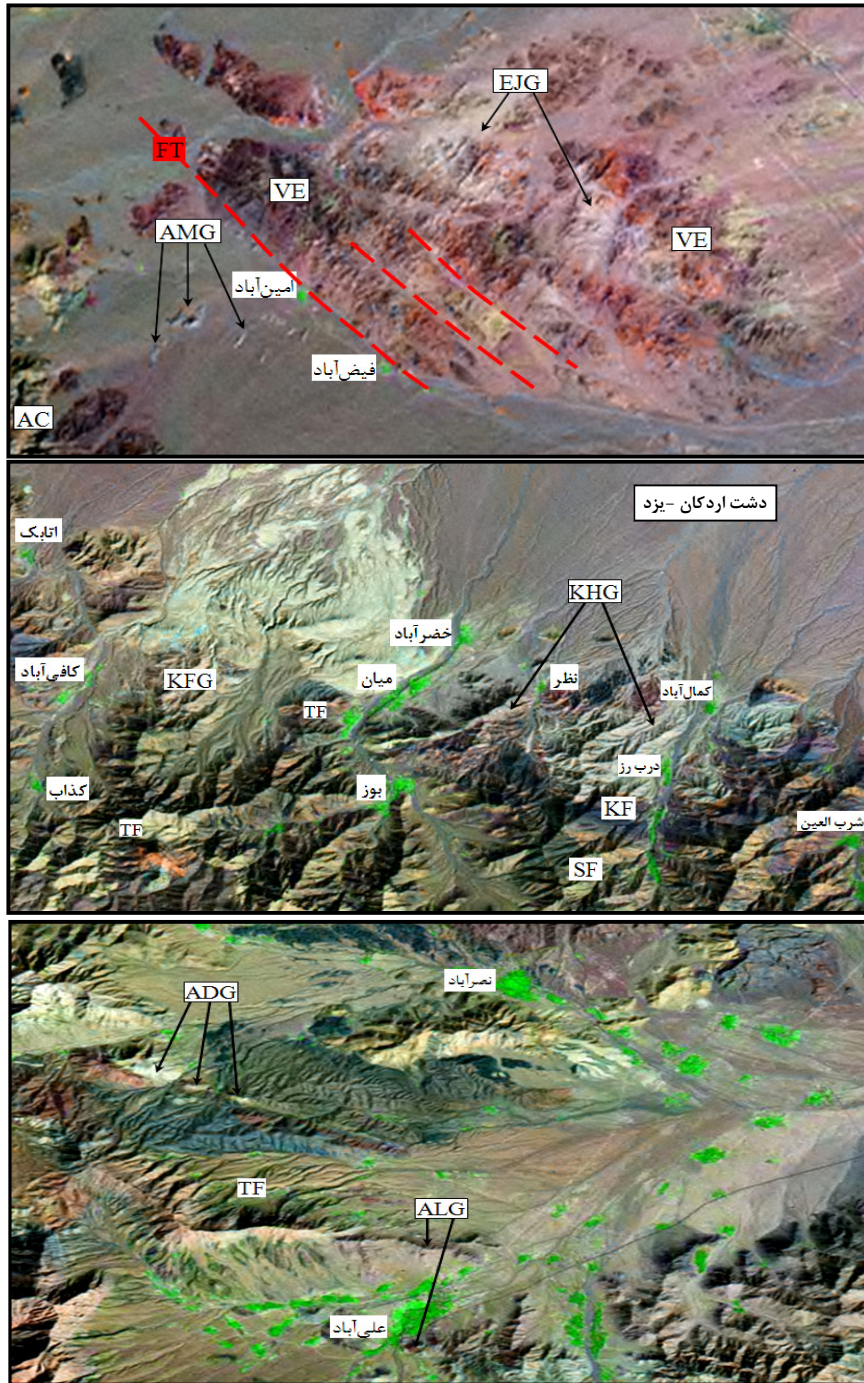


از لحاظ پوشش گیاهی فقیر از درخت است و فقط در کوهپایه‌ها و در کنار چشمه‌ها و قنات‌های کوچک، درختانی مانند انار، گز، خرما و پسته دیده می‌شود. بنابراین اغلب پوشش گیاهی منطقه را خارهای بیابانی و علف‌های وحشی تشکیل داده که در فصل بهار منظره بسیار جالبی دارند. منطقه خضرآباد از نظر آب و هوا و پوشش گیاهی شرایط بهتری نسبت به منطقه اردکان دارد به طوری که مراتع موجود در این بخش، به‌ویژه در ندوشن یکی از بهترین مراتع استان یزد است و از نظر دامپروری حائز اهمیت است. شرایط اقلیمی و آب و هوایی ناحیه خضرآباد به گونه‌ای است که در فصول گرم سال، مردم دیگر نواحی راهی این منطقه می‌گردند. شغل اکثر مردم خضرآباد کشاورزی و باغداری است.

#### ۱-۴- ژئومورفولوژی منطقه

منطقه اردکان دارای ویژگی‌های خاصی است که به تبعیت از ساختار زمین‌شناسی و واحدهای سنگی آن شکل گرفته است. با توجه به نقشه توپوگرافی، تصاویر ماهواره‌ای و بازدید صحرایی روند عمومی ارتفاعات و تپه‌های کم ارتفاع، شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد و شیب عمومی منطقه از طرف شمال به جنوب است. سنگ‌های آتشفشانی با شیب نسبتاً ملایم به علت تسطیح و فرسایش به تپه ماهورهای کوچک و بزرگ تبدیل شده‌اند (شکل ۱-۲). حداکثر ارتفاع منطقه مورد مطالعه در شمال روستای امین‌آباد ۱۵۲۰ متر و حداقل ارتفاع مربوط به دشت‌های آبرفتی در جنوب روستای ارجنان، ۱۳۲۰ متر از سطح دریا می‌باشد.

گسل‌های اصلی منطقه با روند شمال غربی - جنوب شرقی به موازات روند گسل دهشیر-بافت است که با حرکت مداوم خود باعث تغییر در ساختار اصلی منطقه گردیده و در نهایت منجر به تشکیل آبراهه‌های کوچک و بزرگ در امتداد گسل‌های اصلی و فرعی شده‌اند؛ بنابراین شبکه‌های آبراهه منطقه به تبعیت از ساختار گسل‌ها، روند شمال غربی - جنوب شرقی دارند (شکل ۱-۲).



شکل ۱-۲- تصاویر ماهواره‌ای از موقعیت و ارتباط صحرایی توده‌های نفوذی غرب یزد با سنگ‌های میزبان‌شان و ژئومورفولوژی منطقه  
 علایم اختصاری به کار رفته در شکل:

- |                                   |                            |
|-----------------------------------|----------------------------|
| VE : سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن | AMG : گرانیتوئید امین آباد |
| AC : مجموعه عقدا                  | EJJ : گرانیتوئید ارجنان    |
| FT : گسل                          | KHG : گرانیتوئید خضرآباد   |
| TF : سازند آهک تفت                | KFG : گرانیتوئید کافی آباد |
| KF : سازند کهر                    | ALG : گرانیتوئید علی آباد  |
| SF : سازند دولومیت سلطانیه        | ADG : گرانیتوئید آدربلندان |

در منطقه خضرآباد، نواحی جنوبی به شدت پست و دشتگون بوده و به دشت بزرگ یزد- اردکان منتهی می‌گردد. سمت شمال، ارتفاعات شیرکوه و هامانه قرار داشته و شبکه‌های آبراهه منطقه که روند شمالی- جنوبی دارند، به حوضه دشت یزد - اردکان می‌ریزند (شکل ۱-۲).

## ۱-۵- تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه

منطقه مورد مطالعه با توجه به نزدیکی به ارتفاعات شیرکوه و اسکارن‌های اطراف آن همیشه مورد توجه زمین‌شناسان ایرانی و خارجی است ولی توده‌های نفوذی مورد نظر کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و تنها در حد تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ منطقه می‌باشد. نظر به اهمیت مطالعات انجام شده مناطق اطراف و ارتباط آن در شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه، به‌طور خلاصه در زیر به آنها اشاره می‌گردد:

- عمیدی (۱۹۷۷) که پایان‌نامه دکتری خود را با بررسی ماگماتیسم ائوسن در منطقه نطنز- نایین- سورک به پایان رسانیده، منشاء آنها را در ارتباط با ریفت دانسته و سن مطلق این توده‌های نفوذی را با روش Rb-Sr بین ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال بدست آورده است.

- بربریان و همکاران (۱۹۸۲)، بربریان (۱۹۸۳) و فورستر<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۷۸)، با استفاده از داده‌های ژئوشیمی نشان داده‌اند که ترکیب غالب سنگ‌های کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر، آلکان و کالکوالکان است و در ارتباط با فرورانش هستند.

- نبوی و همکاران (۱۹۷۲) نقشه زمین‌شناسی چهارگوش یزد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ برای سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه کرده‌اند.

- عمیدی و همکاران در سال‌های ۱۹۷۸، ۱۹۸۳ و ۱۹۸۹ نقشه‌های زمین‌شناسی نایین و آباد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و سروبالا به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ برای سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه نمودند.

- حاج ملاعلی و همکاران (۱۳۷۵) نقشه زمین‌شناسی خضرآباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ برای

1- Forster

سازمان زمین‌شناسی کشور تهیه کردند.

- خلج (۱۳۷۰) و زارع مهرجردی (۱۳۷۳) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به تحلیل ساختاری و دگرشکلی گسل دهشیر- بافت و ارائه الگوی تکتونیکی منطقه پرداخته‌اند.

- کلانتری سرچشمه (۱۳۷۵) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان «پترولوژی و ژئوشیمی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد» در دانشگاه تربیت معلم به پایان رسانیده و باتولیت شیرکوه را از نوع S معرفی نموده است.

- عمویی اردکانی (۱۳۷۷) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را تحت عنوان «بررسی پترولوژی توده نفوذی خضرآباد (غرب یزد)» در دانشگاه شهید بهشتی ارائه نموده و توده‌های مورد مطالعه با ترکیب مونزوگرانیت تا آلکالی‌گرانیت را از سری کالک‌آلکان با پتاسیم بالا در نظر گرفته که در یک محیط تکتونوماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای مرتبط با فرورانش و در دمای ۷۶۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند.

- قانعی اردکانی (۱۳۷۸) پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود را در دانشگاه تهران به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های ترشیری جنوب غرب اردکان پرداخته و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه را مرتبط با زون برخورد قاره‌ای و از نوع آندزیت کوهزایی اسیدی با پتاسیم بالا در نظر گرفته است.

- زارعی سهامیه (۱۳۷۸) پایان‌نامه دکتری خود را تحت عنوان «مطالعه ماگماتیسیم جنوب غرب یزد (انار تا عقدا)» در دانشگاه تربیت معلم ارائه کرده و بیان نموده که براساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، گرانیتوئیدی شیرکوه ماهیت پرآلومین و کالک‌آلکان داشته و در مدل تکنوماگمایی برخورد قاره‌ای از نوع S، در طیف حرارتی ۶۸۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۱-۲ کیلو بار تشکیل شده است؛ همچنین نامبرده جایگزینی این توده را در دو مرحله یکی بعد از تریاس بالایی و دیگری بعد از کرتاسه پیشنهاد نموده است.

- خلیلی (۱۹۹۷) پایان‌نامه دکتری خود را تحت عنوان «پتروگرافی، شیمی کانی و ژئوشیمی گرانیت شیرکوه جنوب غرب یزد» در دانشگاه هامبورگ آلمان ارائه نموده و نتایج تحقیق ایشان

تاکنون منتشر نگردیده است.

- شبیی (۱۳۸۸) پایان نامه دکتری خود را تحت عنوان «پترولوژی، ژئوشیمی و سازکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)» در دانشگاه تهران به پایان رسانیده است. ایشان بیان نموده که باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از نوع S و از سه واحد اصلی گرانودیوریت، مونزوگرانیت و لوکوگرانیت تشکیل گردیده و با توجه به بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی و نیز وجود فازهای رستیتی، گرانیت شیرکوه را نتیجه آناکسی پوسته بالایی دانسته و اساساً در اثر آزاد شدن آب به واسطه واکنش‌های شکست بیوتیت در دمای کمتر از ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده است؛ و بر اساس آنیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)، سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از طریق بازشدگی دوگانه و پرشدگی پیشرونده آنها توسط بسته‌های ماگمایی مختلف صورت گرفته است. این بازشدگی به صورت پله‌ای و کمابیش به موازات زون برشی راستگرد ناحیه‌ای بوده و پرشدگی پیشرونده این بازشدگی‌ها به ترتیب از واحد گرانودیوریتی شروع، با واحد مونزوگرانیتی ادامه و با واحد لوکوگرانیتی به پایان رسیده است.

- زراسوندی و همکاران (۱۳۸۳ و ۲۰۰۵) و لیاقت و همکاران (۱۳۸۴) گرانیتوئید علی‌آباد را دارای ترکیب گرانیت تا کوارتزیدیوریت در نظر گرفته که مشخصات یک ماگمای کالک‌آلکان، متآلومین و گرانیتوئیدی نوع I را دارا است و در یک محیط تکتونوماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی یا کمان‌های ولکانو-پلوتونیک شکل گرفته است. ایشان با استفاده از روش K-Ar و  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  سن مطلق ۳۰ میلیون سال را برای گرانیت‌های علی‌آباد و سن  $14 \pm 4/6$  میلیون سال را برای بخش‌های جوان‌تر کوارتزمونونیت-گرانودیوریت تعیین نموده‌اند.

- نفوذ توده‌های باتولیت شیرکوه، علی‌آباد، خضرآباد، کافی‌آباد و... در سازندهای کربناتی سازند تفت و سازند دولومیت سلطانیه، باعث اسکارن‌سازی و کانی‌زایی در این منطقه شده است، پژوهشگران زیادی از جمله سبزه‌ای و همکاران، ۱۳۶۵؛ خلیلی و همکاران، ۱۳۷۴؛ نوربهشت، ۱۳۷۹؛ داودی، ۱۳۷۷؛ کوهساری و همکاران، ۱۳۷۳؛ لیاقت و همکاران، ۱۳۸۴؛ زراسوندی و همکاران، ۱۳۸۳؛

اسدالهی، ۱۳۸۵؛ عمویی، ۱۳۸۴؛ مکی‌زاده، ۱۳۸۶؛ قانع‌اردکانی، ۱۳۸۵ و ۱۳۸۹؛ زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱ ...)) به مطالعه اسکارن‌های این منطقه پرداخته‌اند.

- خسروتهرانی و وزیری مقدم (۱۳۷۲) و مجیدی‌فرد (۱۳۷۵) با بررسی میکروفسیل‌های آهک سازند تفت، سن این سازند را بارمین تا آپسین در نظر گرفته‌اند.

## ۱-۶- اهداف پایان‌نامه

با توجه به اینکه تاکنون اطلاعات مدونی از توده‌های گرانیتوئیدی کمر بند خضرآباد-عقدا و دگرگونی مجاورتی مرتبط با آنها در قالب پایان‌نامه‌های دکتری و طرح‌های پژوهشی ارائه نگردیده و همچنین شیمی کانی‌ها و مکانیسم تشکیل این توده‌های نفوذی تاکنون تعیین نشده است، لذا شناخت و مدل‌سازی فعالیت‌های ماگمایی و تعیین رابطه ژنتیکی بین توده‌های منطقه مورد پژوهش امری ضروری است. با مطالعه روابط صحرائی، پتروگرافی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی، ژئوترموبارومتری و بر روی توده‌های نفوذی در مناطق تعیین‌شده، اهداف زیر دنبال می‌شود:

۱- بررسی جایگاه زمین‌شناسی و تعیین روابط صحرائی و سن‌نسبی توده‌های نفوذی با سنگ‌های

منطقه

۲- مطالعه دقیق پتروگرافی و ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی غرب یزد

۳- انجام آنالیز مایکروپروب برای شناخت دقیق ترکیب کانی‌ها و تعیین شرایط جایگزینی توده از

نظر دما و فشار از طریق روش‌های ژئوترموبارومتری کانی‌های تشکیل‌دهنده توده

۴- استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی برای تعیین جایگاه تکتونیکی توده‌های مورد نظر و ارائه یک

مدل ژئودینامیکی و نهایتاً تشخیص تحولات ماگمایی مؤثر در تشکیل گرانیتوئیدهای منطقه

۵- شناسایی دگرسانی‌ها و تمرکز احتمالی عناصر کمیاب و فلزات و تشخیص کانسازایی‌های

احتمالی

۶- بررسی تأثیرات گرمایی و هاله‌های دگرگونی مجاورتی و اسکارن‌زایی توده‌های گرانیتوئیدی

مورد مطالعه با سنگ‌های میزبان

۷- بررسی روابط کانی‌شناسی در مجموعه اسکارنی جهت دستیابی به تغییر و تحولات مجموعه اسکارن‌ها و انجام آنالیز میکروپروب به منظور شناخت دقیق کانی‌ها و تعیین روابط پاراژنتیکی، مدل سازی نحوه تشکیل سیستم‌های اسکارنی و منطقه‌بندی احتمالی در هاله مجاورتی و همچنین در تعیین شرایط دما و فشار تشکیل اسکارن‌ها

۸- بررسی ارتباط احتمالی این توده‌ها با توده نفوذی شیرکوه از نظر پترولوژیکی و ژئودینامیک منطقه و اصلاح نقشه زمین‌شناسی منطقه

۹- تعیین سن سنگ‌های میزبان توده گرانیتوئیدی خضرآباد با روش پالینومورف

## ۷-۱- مراحل و روش‌های انجام پایان نامه

به منظور دستیابی به اهداف پایان‌نامه، مراحل و روش‌های زیر برنامه‌ریزی و صورت گرفته است:

### ۱-۷-۱- مرحله گردآوری اطلاعات

به همین منظور منابع مختلف (شامل کتاب‌های مرجع لاتین و فارسی، گزارشات نقشه‌های زمین‌شناسی و طرح‌های پژوهشی و مقالات معتبر) که به صورت مستقیم یا غیر مستقیم با موضوع این پایان‌نامه در ارتباط می‌باشد، گردآوری و مطالعه شد. پس از مطالعات اولیه، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت و مسیرهای مناسب برای نمونه‌برداری و برداشت روابط صحرایی انتخاب گردید.

### ۱-۷-۲- مرحله صحرایی

پس از بازدید مقدماتی و شناسایی منطقه، عملیات صحرایی و نمونه‌برداری عملیات در طی ده مرحله به مدت ۴۰ روز در مناطق خضرآباد، آدربلندان، کافی‌آباد، امین‌آباد و ارجنان انجام گرفت که در مجموع بیش از ۴۰۰ نمونه از واحدهای مختلف سنگ‌های آذرین و دگرگونی برداشت و مختصات

جغرافیایی محل برداشت نمونه‌ها، با دستگاه GPS تعیین و ثبت گردید. همچنین سنگ‌شناسی توده‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و روابط صحرایی و چینه‌شناسی جهت تعیین سن نسبی توده، بررسی گردیده و عکس‌ها و گزارش صحرایی تهیه شد.

### ۱-۷-۳- مرحله مطالعات آزمایشگاهی

این مرحله از پایان‌نامه با توجه به اهمیت موضوع با دقت مضاعف و برنامه‌ریزی انجام گرفته و از روش‌های زیر استفاده شده‌است:

#### ۱-۷-۳-۱- مطالعات پتروگرافی

به منظور مطالعات پتروگرافی، تعداد بیش از ۲۰۰ عدد مقطع نازک از سنگ‌های آذرین و دگرگونی مجاورتی به‌ویژه اسکارن‌ها تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان الیمپوس BX50 دو منظوره ساخت کشور ژاپن مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این مطالعه شامل بررسی کانی‌شناسی، بافت، ترتیب تبلور کانی‌ها و طبقه‌بندی سنگ‌ها بوده است که بر اساس درصد حجمی و نوع کانی‌ها (مودال)، نام سنگ‌ها و خاستگاه تکتونیکی آنها و فرآیندهایی نظیر ذوب بخشی، آلیش پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی تا حدودی مشخص گردید.

#### ۱-۷-۳-۲- مطالعات شیمی کانی‌ها

پس از مطالعه دقیق پتروگرافی مقاطع نازک، به‌منظور تعیین نوع و ترکیب شیمیایی برخی از کانی‌های موجود در اسکارن‌ها (گارنت، پیروکسن، اپیدوت) و گرانیتوئیدها (آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز، مگنتیت، کلریت و فلدسپار آلکالن) تعداد ۱۴ نمونه انتخاب و مقطع نازک- صیقلی تهیه شد.

پس از مطالعه مقاطع نازک - صیقلی و انتخاب کانی‌های مورد نظر، آنالیز مایکروپروب الکترونی نقطه‌ای (EPMA) در دانشگاه اکلاهامستی امریکا و در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام گرفت. بعد از دریافت داده‌ها و انجام تصحیحات لازم، با استفاده از نرم افزارهای مختلف،



نام دقیق کانی‌ها، تعیین خاستگاه ماگمایی (به‌ویژه آمفیبول و بیوتیت)، عمق جایگزینی توده و همچنین مطالعات دماسنجی و فشار سنجی (ژئوترموبارومتری) مورد بررسی قرار گرفت. نتایج آنالیز مایکروپروب الکترونی کانی‌های متشکله اسکارن‌ها از جمله گارنت، اپیدوت و پیروکسن برای طبقه‌بندی اسکارن‌ها و تعیین روابط پاراژنتیکی کانی‌ها مورد استفاده قرار گرفت.

#### ۱-۷-۳-۳- مطالعات شیمی سنگ کل

با مطالعه دقیق و کامل پتروگرافی مقاطع نازک واحدهای مختلف سنگی توده‌های گرانیتوئیدی، تعداد ۴۲ نمونه برای آنالیز شیمیایی ICP-MS انتخاب و در آزمایشگاه ACME کشور کانادا با روش 4A4B انجام گرفت. لازم به توضیح است مراحل آماده‌سازی نمونه‌ها شامل خردایش اولیه و همگن‌سازی در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه شاهرود و مرحله نهایی در شرکت کانساران بینالود مشهد انجام پذیرفته است.

پس از دریافت داده‌ها و انجام تصحیحات لازم، با استفاده از نرم افزارهای متداول در پترولوژی نظیر Minpet، Igppt و GCDKit، نمودارهای متداول طبقه‌بندی، ترکیب نام سنگ‌ها مشخص و سپس خاستگاه و محیط تکتونوماگمایی تعیین گردیده و به پردازش و تحلیل مدل‌های پتروژنتیکی منطقه پرداخته شد.

#### ۱-۷-۳-۴- مطالعات پالینومورف

به منظور تعیین سن سنگ میزبان توده گرانیتوئیدی خضرا‌آباد، تعداد ۳ نمونه از شیل‌های سازند کهر، پس از خردایش در آزمایشگاه کانه‌آرایی دانشگاه شاهرود، در آزمایشگاه دیرینه‌شناسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور مطالعه پالینومورفی انجام گرفت.

# فصل دوم:

زمین‌شناسی عمومی

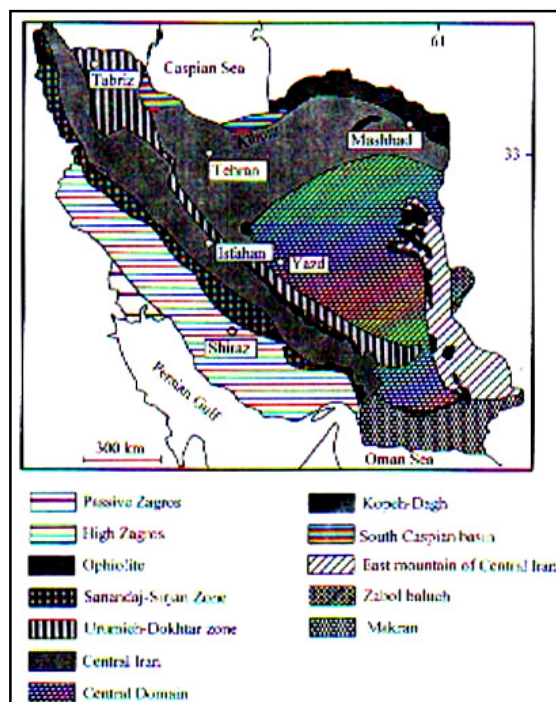
و

ویژگی‌های صحرایی

## ۲-۱- مقدمه

سرزمین ایران، به صورت فلاتی در بخش میانی نوار کوهزایی آلپ- هیمالیا واقع شده و از دیر باز مورد توجه زمین‌شناسان خارجی و ایرانی قرار گرفته است؛ بنابراین برای اطلاع از سرگذشت کامل آن لازم است بخش‌هایی که حوادث زمین‌شناسی مشابهی دارند، در یک منطقه یا زون قرار گرفته و هر یک با اختصاصات ویژه‌ای مشخص شوند.

نظر به پیشنهاد اشتوکلین<sup>۱</sup> (۱۹۶۸)، ایران به چند منطقه (زون) چین‌خورده زاگرس، سنندج- سیرجان، زاگرس رووانده، دشت خورستان- ایران مرکزی، البرز، کپه داغ- شرق ایران و رشته کوه‌های مکران و بلوک لوت تقسیم می‌شود. در سال‌های اخیر این تقسیم‌بندی توسط افراد دیگری از جمله شیخ الاسلامی<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۳)، مورد بررسی مجدد قرار گرفته و ایران را به ۱۲ منطقه (زون) ساختاری تقسیم نموده‌اند (شکل ۲-۱).



شکل ۲-۱- تقسیمات زمین‌شناسی و ساختار ایران (اقتباس از شیخ الاسلامی و همکاران، ۲۰۰۳)

1- Stocklin  
2- Sheikholeslami

از دیدگاه زمین‌شناسی ایران، قسمت عمده استان یزد در زون ایران مرکزی و بخش بسیار کوچکی از جنوب آن (جنوب هرات) در زون زاگرس واقع شده است. گسترده‌ی مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی و ساختاری ایران، بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰۰ ایران (شرکت نفت ایران، ۱۹۵۵) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش یزد (نبوی و همکاران، ۱۹۷۲) و نایین (عمیدی و همکاران، ۱۹۷۸) متعلق به کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر بوده و محصور بین زون‌های ایران مرکزی و سنندج و سیرجان می‌باشد (شکل ۲-۲).

با توجه به مطالب فوق، لازم دانسته قبل از توضیح در مورد زمین‌شناسی عمومی و ویژگی‌های صحرایی توده‌های نفوذی منطقه، به طور خلاصه به مروری بر مطالعات زمین‌شناسی و ساختاری ایران مرکزی و نوار آتشفشانی ارومیه- دختر پرداخته شود.

## ۲-۲- زمین‌شناسی ایران مرکزی

ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلث در مرکز ایران قرار دارد و حوادث و رویدادهای متعددی را پشت سر نهاده و بارها دستخوش دگرگونی، کوهزایی، ماگماتیسم و چین‌خوردگی گردیده است. این منطقه جزء بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی به شمار می‌رود و دارای قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی (پرکامبرین) تا آتشفشان‌های فعال و نیمه فعال امروزی می‌باشد (درویش‌زاده، ۱۳۸۲). در نتیجه حرکات مزوزوئیک، ایران مرکزی به قطعات زیادی به شکل بلوک‌های گسلی غیرمنظم شکسته شده و پلتفرم موجود در آن زمان تبدیل به هورست و گرابن شده است. با تغییر نوع رخساره و ضخامت رسوبگذاری در نقاط مختلف بلوک ایران مرکزی مشخص گردیده و طرح ساختمانی موزائیکی بسیار درهمی را ایجاد نموده است. ایران مرکزی توسط یک سری گسل‌های متقاطع ناحیه‌ای به بلوک‌های لوت، طبس و یزد تقسیم گردیده است (آقانباتی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴) (شکل ۲-۲):

1- Aghanabati

## ۲-۲-۱- بلوک لوت

بلوک لوت در میان گسل نهبندان در شرق، نوار افیولیتی نائین - بافت در غرب، گسل درونه در شمال و فرونشسته جازموریان و نوار ماگمایی ارومیه - دختر در جنوب قرار دارد. این بلوک دارای کمترین میزان دگرشکلی پوسته در ایران مرکزی بوده و بیشتر به وسیله سنگ‌های آتشفشانی، ترشیری و رسوبات قاره‌ای نفوژن - کواترنری پوشیده شده است (شکل ۲-۲).

## ۲-۲-۲- بلوک طبس

بلوک طبس در بین دو بلوک لوت و یزد قرار گرفته و با گسل‌های ناحیه‌ای نایبند در شرق، کلمرد در شمال شرق و پشت بادام در غرب از بلوک‌های مجاور جدا می‌شود. این گسل‌ها باعث توالی چینه‌شناسی متفاوتی در این بلوک نسبت به بلوک‌های مجاور در دوران پالئوزوئیک و مزوزوئیک گردیده است (شکل ۲-۲).

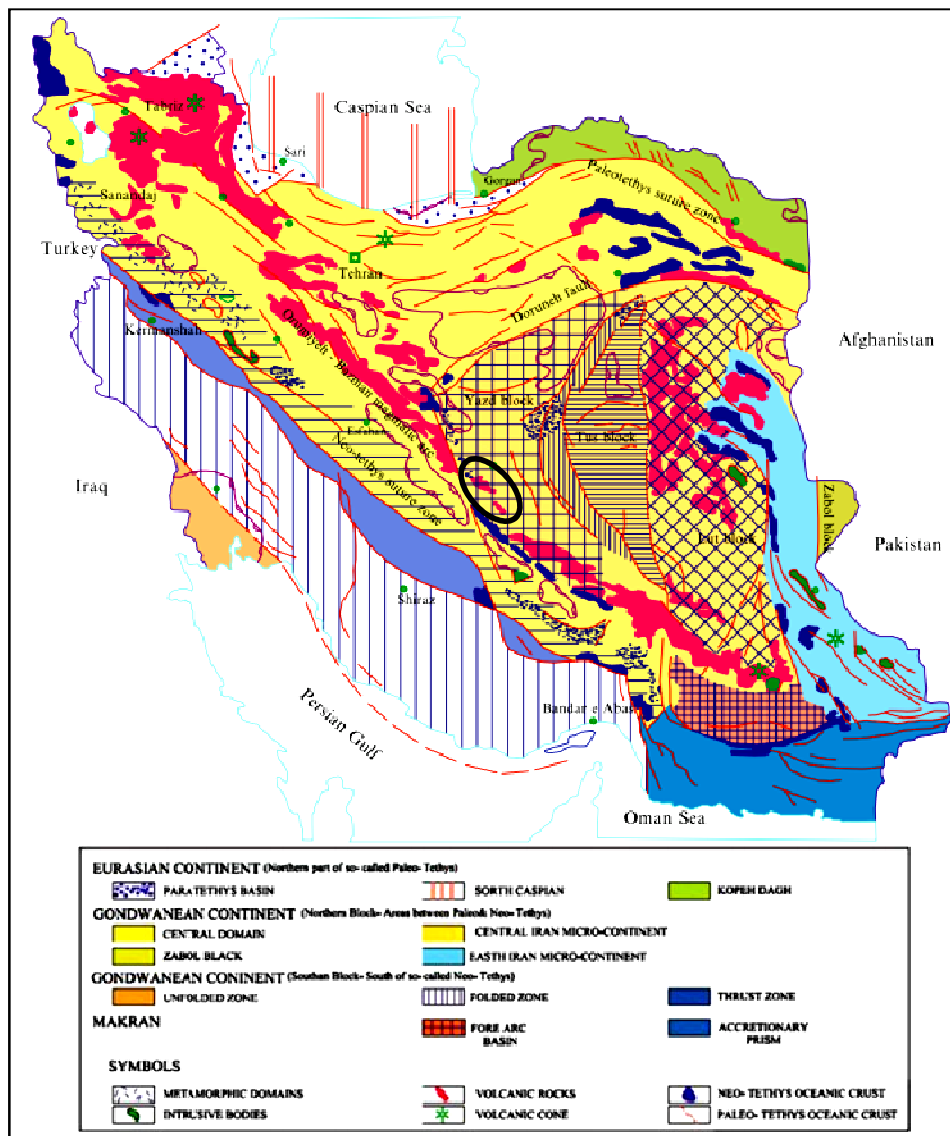
## ۲-۲-۳- بلوک یزد

بلوک یزد با گسل‌های ناحیه‌ای درونه در شمال، نایبند در غرب و پشت بادام در شرق از بلوک‌های مجاور جدا می‌شود و حاشیه جنوب‌غربی بلوک، کمان ماگمایی ارومیه - دختر با سنگ‌های آتشفشانی و پیروکلاستیک‌های وابسته عموماً به سن ترشیری و توده‌های نفوذی با سن و ترکیب متفاوت و اکثراً با سن الیگو - میوسن رخنمون دارند (آقانباتی، ۲۰۰۴).

## ۲-۳- زمین‌شناسی کمر بند آتشفشانی ارومیه - دختر

در بخش غربی ایران مرکزی، عموماً سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری وابسته به آن تشکیل یافته است که در امتداد نوار طولی از سه‌سند تا بزمان به طول حدود ۲۰۰۰ کیلومتر، پهنای تقریبی ۵۰ تا ۱۵۰ کیلومتر و به موازات زون دگرگون شده سنندج - سیرجان و زاگرس کشیده شده (علوی، ۱۹۹۴) و به نام‌های کمر بند ولکانو-پلوتونیک ایران مرکزی (آفتابی و عطاپور، ۲۰۰۰) و کمر بند آتشفشانی

سهند- بزمان و یا تبریز- بزمان (نوگل سادات، ۱۹۷۸) نیز معرفی شده است (شکل ۱-۲ و ۲).



شکل ۲-۲- جایگاه منطقه مورد مطالعه (بیضی) در ارتباط با نوار ماگمایی ارومیه - دختر و سایر پهنه‌های رسوبی- ساختاری عمده زمین‌شناختی ایران نشان می‌دهد (آقاباتی، ۲۰۰۴).

پهنه ارومیه- دختر یکی از سه کمر بند ماگمایی سنوزوئیک است و دو کمر بند ماگمایی دیگر یکی نوار آتشفشانی البرز بوده که در محدوده مرزهای ترکیه، آذربایجان و ارمنستان به این پهنه می‌پیوندد و سومین کمر بند قسمت اعظم بلوک لوت (بخش شرقی طبس- لوت) را در بر می‌گیرد (معین وزیری، ۱۳۷۵).

مطالعات انجام گرفته در نوار تکتونوماگمایی ارومیه- دختر نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی از ائوسن شروع شده و به صورت کالکوالکالن و زیر دریایی بوده و با طیف ترکیبی از بازالت، داسیت و ریولیت همراه با سنگ‌های آذرآواری وابسته می‌باشد و بعد از یک وقفه زمانی، در ائوسن فوقانی تا الیگوسن از سرگرفته شده است. ترکیب ماگما از سمت آلکالن و پرالکالن تغییر ترکیب داده و سنگ‌های تحت اشباع سری‌های پتاسیک شوشونیتی آنالسیم و لوسیت‌دار در مناطق مختلف از جمله قلعه خروگوشی اردکان، جنوب نایین، کاشان، شهر بابک و... تشکیل گردیده است. با شکل‌گیری شرایط دریایی در الیگوسن فوقانی تا میوسن زیرین، سازند قم تشکیل شده و سپس در اواخر میوسن زیرین تا میوسن فوقانی بعد از یک دوره آرامش ماگمایی، استراتوولکان‌های وسیع آندزیتی تا داسیتی ایجاد شده است. میوسن فوقانی با واحد تخریبی قرمز فوقانی در ایران مرکزی، مشخص می‌شود؛ بالاخره تولید مذاب کالکوالکالن و فعالیت آتشفشانی قاره‌ای در پلیوسن از سرگرفته شده که تا کواترنر ادامه می‌یابد (معین وزیری، ۱۳۷۵؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸).

این پهنه شاهد تکاپوی ماگمایی گسترده‌ای در سنوزوئیک به‌ویژه در ائوسن بوده است و در داخل این زون آتشفشانی، توده‌های نفوذی متعددی با سن و ترکیب متفاوت رخنمون داشته و اکثراً به الیگوسن - میوسن تعلق دارند. از نظر ژئوشیمیایی توده‌های گرانیتوئیدی این کمان دارای ترکیب کالکوالکالن و متآلومین و اکثراً از نوع I هستند (حسن‌زاده و همکاران، ۲۰۰۲).

بیشتر زمین‌شناسان اتفاق نظر دارند که نوار تکتونوماگمایی ارومیه- دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی و بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس است که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی در امتداد حاشیه قاره‌ای ایران مرکزی و برخورد بین صفحه عربی و ایران به عنوان بخشی از اورازیا به وجود آمده و خصوصیات یک کمان ماگمایی را دارد و در طی کوهزایی آلپ شکل گرفته است (بربریان و کینگ<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱؛ بربریان و همکاران، ۱۹۸۲؛ شهاب‌پور، ۲۰۰۵؛ محجل و همکاران، ۲۰۰۳؛ علوی، ۲۰۰۴؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین مطالعات گسترده نشان می‌دهد

---

1- Berberian and King

که ماگماتیسم شمال شرق ترکیه و ارمنستان در امتداد ماگماتیسم قسمت شمال غربی این پهنه مربوط به برخورد صفحات اورازیا و عربی است و قسمت مرکزی پهنه ارومیه-دختر، تکتونیکی مشابه شمال باختر ایران و خاور ترکیه دارد (پیرس<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۰؛ آلدانماز<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).

شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که برخورد دو صفحه در ائوسن فوقانی-میوسن پایان یافته با این وجود فعالیت ماگمایی بعد از برخورد (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ پورحسینی، ۱۹۸۱؛ حسن‌زاده، ۱۹۹۳) که از اواخر میوسن شروع شده تا کوتاه‌تر ادامه یافته است. عده‌ای نیز زمان برخورد دو ورقه ایران و عربستان را در کرتاسه زیرین تا پالئوسن دانسته (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ عمیدی، ۱۹۷۵) و فعالیت‌های ماگمایی ترشیری را یک ماگماتیسم پس از برخورد می‌دانند. در هر صورت ماگماتیسم مورد مطالعه به سن الیگو-میوسن یک ماگماتیسم پس از برخورد است که باید به وسیله ساز و کارهای تولید مذاب در محیط‌های پس از برخورد و یا همزمان با برخورد توجیه شود.

در مطالعات انجام شده در مورد ماگماتیسم پس از برخورد ارومیه-دختر، نظرات مختلفی ارائه شده است که از جمله می‌توان به ذوب قطعه فرورونده (مولینارو<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۵؛ جهانگیری، ۲۰۰۷؛ عمرانی و همکاران، ۲۰۰۸) و حتی ریفتینگ قاره‌ای و سیستم هورست و گرابن (عمیدی، ۱۹۷۵) اشاره کرد. اما محققین در مطالعات مختلف بر روی ماگماتیسم پس از برخورد در مناطق دیگر با تکتونیک مشابه، نظیر ترکیه و حوضه مدیترانه الگوهای متنوعی ارائه کرده‌اند که می‌تواند قابل بسط به ایران نیز باشد از جمله مواردی که می‌توان به آن اشاره کرد عبارتند از: ذوب آدیاباتیک استنوسفر در اثر کشش، ضخیم‌شدگی در اثر برخورد دو صفحه و فرو افتادگی لیتوسفر ضخیم شده به داخل گوشته و ذوب آن، شکسته شدن و ذوب فرورونده (سنگور<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳؛ کسکین<sup>۵</sup>، ۲۰۰۳)؛ کوروم<sup>۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

- 
- 1- Pearce
  - 2- Aldanmaz
  - 3- Molinaro
  - 4- Sengor
  - 5- Keskin
  - 6- Kurum



به‌طور کلی دو نظریه در مورد ماگماتیسم نوار ارومیه-دختر وجود دارد:

۱- برخی از زمین‌شناسان از جمله بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، بربریان و همکاران (۱۹۸۲)، شهاب‌پور (۲۰۰۵)، محجل و همکاران (۲۰۰۳)، علوی (۲۰۰۴)، عمرانی و همکاران (۲۰۰۸) و... علت ماگماتیسم موجود در این نوار ماگمایی را فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی ذکر کرده‌اند. روند توده‌های نفوذی با امتداد زون فرورانش نئوتتیس هماهنگی دارد و از طرفی در این توده نسبت استرانسیم اولیه پایین است و به نظر می‌رسد از ذوب گوشته و یا پوسته اقیانوسی حاصل شده باشد. همچنین از نظر ژئوشیمی، سنگ‌های آتشفشانی دارای ترکیب آلکالن تا کالکوالکالن هستند که نشان‌دهنده محیط‌های قوس قاره‌ای یا فرورانش می‌باشد.

۲- برخی دیگر از زمین‌شناسان از جمله سبزه‌ای (۱۹۷۴)، امامی (۱۹۸۱) و عمیدی و همکاران (۱۹۸۴) ماگماتیسم موجود در این ناحیه را در اثر اتساع و شکاف پوسته یا به‌عبارتی ریفتهای درون قاره‌ای می‌دانند. فرآیند فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس در کرتاسه فوقانی به پایان رسیده است و ماگماتیسم حاصل از این فرورانش نمی‌تواند در زمان ترشیری ادامه داشته باشد. همچنین در لبه رورنده مناطق فرورانش دو نوع دگرگونی، فشار بالا-حرارت پایین و فشار پایین-حرارت بالا دیده می‌شود. در حالیکه در زون سنندج-سیرجان دگرگونی فشار بالا-حرارت پایین وجود ندارد. از دلایل دیگر رد نظریه فرورانش، این است که در یک منطقه فرورانش در جهت شیب صفحه بنیوف سن آتشفشان‌ها کم می‌شود در حالی که در طول ائوسن همه نقاط ایران (البرز، ایران مرکزی، بلوک لوت و ارومیه-دختر) ولکانیسم تقریباً به‌طور یکسان صورت می‌گیرد.

## ۲-۴- زمین‌شناسی عمومی منطقه

### ۲-۴-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه خضرآباد

با نگاه اجمالی به نقشه زمین‌شناسی و پردازش داده‌های دورسنجی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه، به‌طور خلاصه مشخصات چینه‌شناسی منطقه از قدیم به جدید عبارتند از (شکل ۲-۳):

۱- سازند کهر: قدیمی ترین سازند منطقه، سازند کهر است که پی سنگ منطقه را تشکیل می دهد و عموماً شامل شیل و ماسه سنگ سیلستون به رنگ سبز زیتونی است که از شاخص این سازند می باشد. سازند کهر در منطقه به طور فرعی از لایه های دولومیتی قهوه ای متمایل به زرد تشکیل شده است. حدزیرین سازند کهر مشخص نیست ولی حد بالای آن به سازند سلطانیه می رسد که بیشتر گسله و گاهی دگرشیبی ضعیفی را در جنوب کوه رعنا نشان می دهد (شکل ۲-۴).



شکل ۲-۳- بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه خضرآباد با اندکی تغییرات (اقتباس از حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵)

به منظور تعیین سن سازند کهر، بر روی سه نمونه از شیل های این سازند در آزمایشگاه پالینولوژی سازمان زمین شناسی اکتشافات معدنی کشور، مطالعات پالینومرف ها انجام گرفت که این شیل های فاقد پالینومرف جهت تعیین سن می باشند.

توده نفوذی لوکوگرانیت خضرآباد در منطقه روستای نظر، خضرآباد و میان درون سازند کهر نفوذ نموده (شکل ۲-۵) و دگروگونی ضعیفی به صورت تغییر رنگ و کانسارسازی آهن قابل مشاهده است (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۴- کنتاكت توده لوگوگرانيت خضرآباد (KHG) با سازند کهر (KF) و سازند سلطانيه (SF) عكس از معدن آهن نظر، ديد به سمت جنوب (پنج كيلومتر مانده به خضرآباد)



شکل ۲-۶- کانسارسازی آهن در کنتاكت توده نفوذی خضرآباد با سازند کهر (پنج كيلومتر مانده به خضرآباد)



شکل ۲-۵- کنتاكت توده نفوذی خضرآباد با سازند کهر (پنج كيلومتر مانده به خضرآباد)



شکل ۲-۸- دورنمایی از دولوميت سازند شتری ( مزرعه نظر - پنج كيلومتر مانده به خضرآباد)



شکل ۲-۷- سنگ‌های آهکی توده‌ای سازند جمال همراه با نوارهای چرت با سطح فرسایش تیره رنگ

**۲- سازند سلطانیه:** در جنوب خضرآباد به صورت ناهمساز روی نهشته‌های کهر قرار می‌گیرد که عموماً از سنگ‌های دولومیتی چرت‌دار تشکیل شده که لایه‌های شیل ماسه‌ای ارغوانی و کرم رنگ به‌طور فرعی آن را همراهی می‌کنند (شکل ۲-۴).

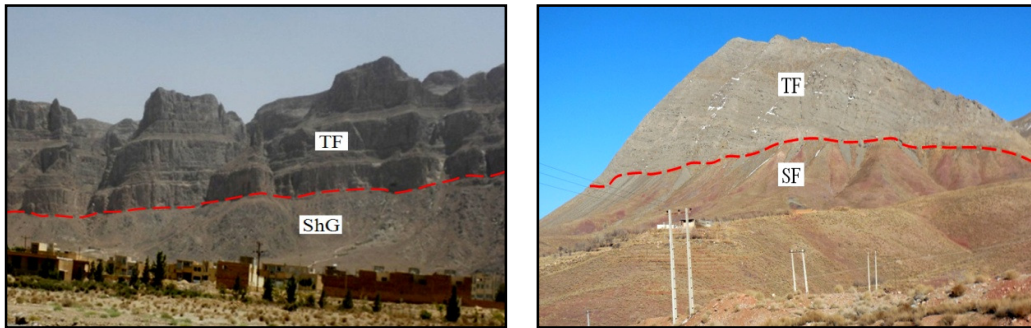
**۳- سازند جمال:** رسوبات پرمین منطقه را می‌توان معادل سازند جمال در نظر گرفت که عمدتاً از یک واحد تخریبی در قاعده و لایه‌های سنگ آهک و دولومیت در بخش بالایی تشکیل می‌گردند. روی این واحد تخریبی پایه پرمین را سنگ‌های آهکی ضخیم لایه تا توده‌ای به رنگ خاکستری تا خاکستری تیره همراه با نوارهای چرت با سطح فرسایش تیره رنگ می‌پوشاند (شکل ۲-۷).

**۴- تریاس:** رسوبات مزوزوئیک با یک واحد تیره رنگ سنگ‌های لاتریت-ولکانیکی وابسته به تریاس زیرین آغاز شده و سپس با سنگ‌های دولومیتی وابسته به شتری دنبال می‌گردد. سازند شتری به ضخامت حدود ۴۰۰ متر با دولومیت‌های ستبر تا میانه، قهوه‌ای رنگ آغاز شده، سپس در بخش بالایی خود به دولومیت‌های زرد رنگ تبدیل می‌گردد (شکل ۲-۸).

رسوبات تریاس بالایی و سپس شیل و ماسه سنگ سازند شمشک پایان بخش رسوبات تریاس-ژوراسیک است و دیگر رسوبات جوانتر از ژوراسیک زیرین تا ژوراسیک پایانی در منطقه دیده نمی‌شود. رسوبات تریاس بالایی معادل سازند نایبند در نظر گرفته می‌شود و عموماً شامل تنوعی از شیل‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و آهک به‌رنگ خاکستری است و دارای ماکروفسیل‌های لاله وحش، مرجان، دوکفه‌ای و شکم پایان بوده و بر پایه بررسی‌های تیغه‌های نازک و وجود فسیل‌های آن به زمان تریاس بالایی نسبت داد می‌شود (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵).

**۵- سازند سنگستان:** رسوبات کرتاسه در آغاز با یک سری سنگ‌های تخریبی در پایه خود به صورت پیشرونده روی گرانیت شیرکوه (ناپیوستگی آذرین پی) و نهشت‌های تریاس بالایی قرار می‌گیرد. در منطقه تفت این رسوبات تحت عنوان سازند سنگستان معرفی شده است (شکل ۲-۹). این سازند به‌صورت تنوعی از کنگلومرا و ماسه سنگ‌های کنگلومرایی با قطعات گرد تا نیمه گرد از ماسه‌سنگ و گرانیت شیرکوه بوده و به سمت بالاتر به‌صورت تنوعی از ماسه‌سنگ و ماسه‌سنگ

کنگلومرایی با لایه‌های ماسه‌سنگ آرکوزی، به‌صورت میان لایه در می‌آید و به‌طور تدریجی و هم شیب توسط سنگ آهک تفت پوشیده می‌شود (شکل ۲-۱۰). امتداد طبقات سازند سنگستان تقریباً شمالی-جنوبی بوده و شیب آنها در حدود ۳۵-۳۰ درجه می‌باشد.



شکل ۲-۹- کنتاكت تدریجی و هم شیب سازند سنگستان (SF) با سنگ آهک سازند تفت (TF) ، جنوب علی‌آباد  
شکل ۲-۱۰- ارتباط صحرایی گرانیتوئیدی شیرکوه (ShG) با سازند تفت (TF) ، جنوب علی‌آباد

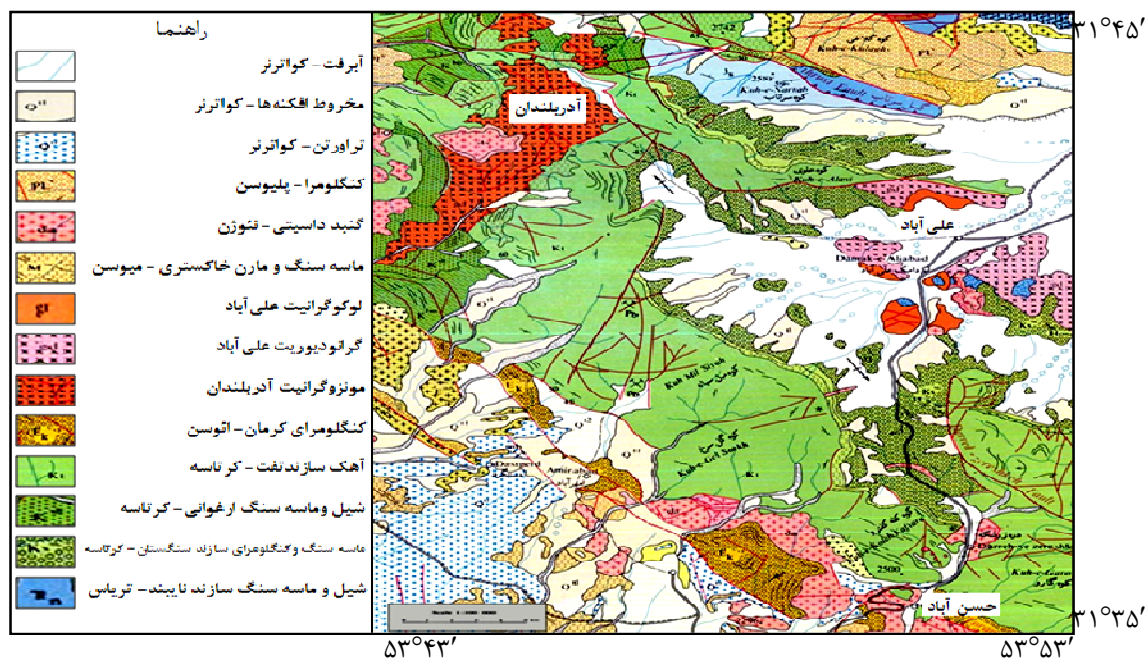
**۶- سازند تفت:** بخش قابل توجهی از ارتفاعات و رخنمون منطقه از تشکیلات رسوبی کرتاسه تشکیل شده که تحت عنوان سازند تفت معرفی می‌شود. به‌طور کلی لیتولوژی سازند تفت شامل سنگ آهک‌های نازک لایه تا ضخیم لایه و گاهی توده‌ای شکل به رنگ خاکستری بوده که به فراوانی دارای اریتولین و ماکروفسیل می‌باشد. سازند تفت به‌طور هم‌شیب و تدریجی روی سازند سنگستان قرار می‌گیرد. با توجه به مجموعه میکروفسیل‌های به دست آمده از سنگ آهک‌های تفت، سن این سازند باریمین تا آپسین در نظر گرفته می‌شود (خسروتهرانی و وزیري مقدم، ۱۳۷۲ و مجیدی فرد، ۱۳۷۵).

توده نفوذی کافی‌آباد در جنوب روستای هشت‌کوه و توده علی‌آباد در اطراف روستای دره‌زرشک و حسن‌آباد و توده آدربلندان در غرب روستای نصرآباد در سنگ‌های آهکی کرتاسه سازند تفت نفوذ نموده و باعث دگرسانی هیدروترمال، اسکارن‌سازی و کانه‌زایی آهن و مس در این مناطق شده‌اند (شکل ۲-۱۱، ۱۲، ۱۳ و ۱۴).

**۷- پالئوژن:** در منطقه، پالئوژن با تشکیل کنگلومرای کرمان در پی، آغاز و سپس با جایگیری نهشت‌های رسوبی- آتشفشانی روی آن تکمیل می‌گردد. ساختارهای تشکیل دهنده سنگ‌های



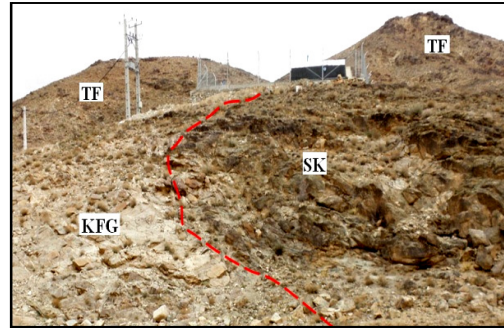
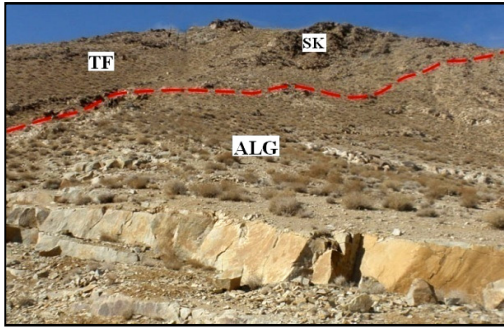
ترشیری در راستای شمال غربی - جنوب شرقی و همسو با گسل دهشیر دیده می‌شود. کنگلومرای کرمان نوعی کنگلومرای دانه درشت است که قطعات سازند آن گرد، غالباً به اندازه تخم مرغ است و گاهی اندازه آنها به ۴۰ سانتی متر نیز می‌رسد. جنس قطعات غالباً آهکی است ولی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه و قدیمتر مزوزوئیک و پالئوزوئیک نیز دیده می‌شود.



شکل ۲-۱۱- بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه علی‌آباد با اندکی تغییرات (اقتباس از حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵)

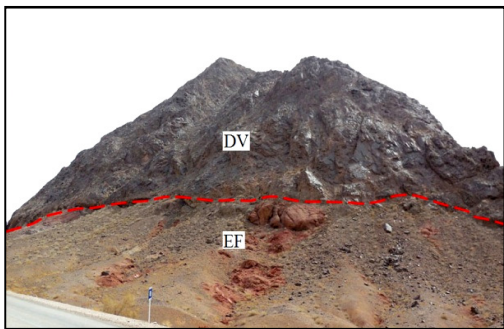
کنتاکت زیرین کنگلومرای کرمان با آهک تفت هم شیب و تدریجی است و در برخی نقاط به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های قدیمی قرار دارد. کنتاکت فوقانی آن به صورت دگرشیبی به وسیله سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و ریولیتی می‌باشد. این سنگ‌های آتشفشانی در مجاورت گسل دهشیر به طور خاص، پروپیلیتی شده به طوری که رنگ سبز آنها نظر هر بیننده را به خود جلب می‌نماید.

۸- **نئوزن:** به‌طور کلی نئوزن شامل ماسه‌سنگ، مارن و کنگلومرا که به‌صورت تپه‌های کم ارتفاع و ماهوری است و دارای رخنمون قابل توجه هستند و در آن آبراهه‌های فراوان و کم عمق حفر شده است (شکل ۲-۱۴).



شکل ۲-۱۳- نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در غرب روستای حسن‌آباد

شکل ۲-۱۲- نفوذ توده نفوذی گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) در سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) در جنوب روستای هشت کوه



شکل ۲-۱۵- نفوذ گندهای آتشفشانی پلیو-کواترنر (DV) در سنگ‌های ائوسن (EF) (در روستای استاژ)

شکل ۲-۱۴- تشکیلات ماسه‌سنگی و مارنی نئوژن (در روستای استاژ)

## ۹- کواترنر: نهشته‌های کواترنری بیشتر به صورت پادگانه‌ها و رسوبات رودخانه‌ای، سنگ‌های

تراورتن، مخروط افکنه، کفه‌های نمکی و گلی، دشت‌های آبرفتی و آبرفت‌های مسیل‌های جوان می‌باشد. جالب‌ترین و مشخص‌ترین بیرون‌زدگی تشکیلات پلئستوسن رسوبات تراورتن است که به ضخامت چند متر گاهی به بیش از ۱۰۰ متر نیز می‌رسد که با لایه‌بندی افقی و کنتاکت مشخصی بر روی رخنمون‌های نئوژن قرار گرفته است.

این سنگ‌های تراورتن در دو لبه کفه ابرکوه و اردکان در راستای گسل‌های شمال غربی-جنوب شرقی و در مجاورت گندهای آتشفشانی داسیتی، دیده می‌شود که معادل تراس‌های قدیمی و جوان در نظر گرفته شده است.

۱۰- گنبد‌های آتشفشانی پلیو-کواترنر: بعد از فاز نفوذی الیگو-میوسن، فعالیت‌های آتشفشانی مهم و تقریباً قاره‌ای در پلیو-کواترنر رخ داده است. در منطقه مورد مطالعه گنبد‌های آتشفشانی در سنگ‌های ائوسن نفوذ کرده و شامل سنگ‌های داسیت و ریوداسیت همراه با سنگ‌های آذرآوارای می‌باشد (شکل ۲-۱۵).

#### ۲-۴-۲- زمین‌شناسی عمومی منطقه اردکان

با بررسی نقشه زمین‌شناسی چهارگوش نایین ۲۵۰۰۰۰:۱ (عمیدی و همکاران، ۱۹۷۸) و تصاویر ماهواره‌ای و مطالعات صحرایی سنگ‌های منطقه اردکان را می‌توان به چهار گروه تقسیم نمود (شکل ۲-۱۶):

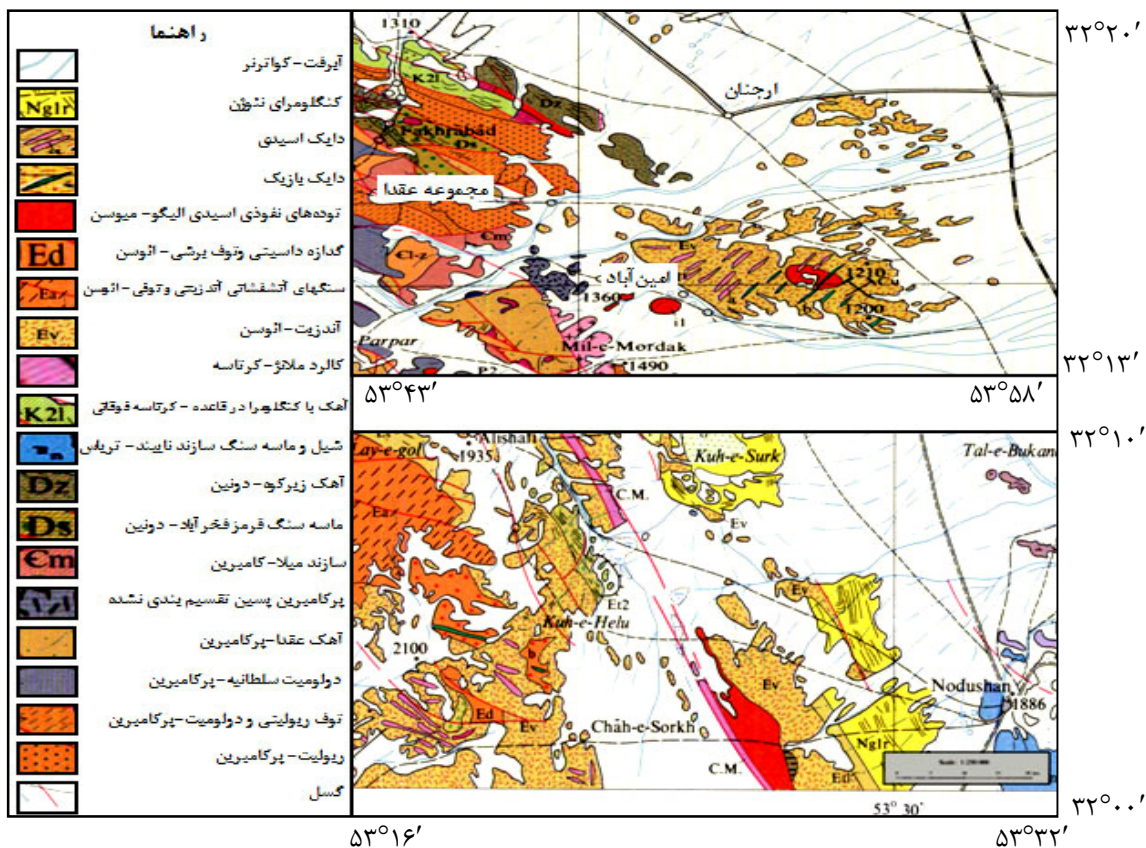
۱- سنگ‌های قدیمتر از ترشیری: که شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین با چین خوردگی و به شدت خرد شده که بیشتر در غرب منطقه رخنمون دارند و در برگیرنده سازنده‌های شناخته شده‌ای از زمان پرکامبرین تا ترشیری است و با نام مجموعه عقدا معرفی می‌شود و مجموعه افیولیتی که به صورت نواری باریک در امتداد گسل اصلی دهشیر - بافت رخنمون دارد (شکل ۲-۱۶).

۲- سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن: به عقیده عمیدی (۱۹۷۷) به دنبال کنگلومرای قاعده‌ای دوران سوم (کنگلومرای کرمان) یک توالی ضخیمی از فرآورده‌های جریان‌ی و پرتابه‌های آتشفشانی مانند توف، برش و گدازه آگلومرایی و پس از آن توف‌های ماسه‌ای یا کربناتی و آهک ماسه‌ای فسیل‌دار تشکیل شده و جنس اغلب گدازه‌های ائوسن در این منطقه آندزیتی است که بیشتر در امتداد گسل دهشیر - بافت گسترش دارند (شکل ۲-۱۷).

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن بر اثر عملکرد گسل‌های منطقه، تسطیح و فرسایش یافته و به صورت تپه ماهورهای کوچک و بزرگ بوده و بخش عمده رخنمون منطقه اردکان را تشکیل می‌دهند. بر اثر عملکرد محلول‌های گرمابی حاصل از نفوذ توده‌های گرانیتی و دایک‌های اسیدی و بازیک منطقه، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تحت تأثیر فرآیند پروپیلیتی‌شدن و اپیدوت‌زایی قرار گرفته و سبز رنگ



شده‌اند.

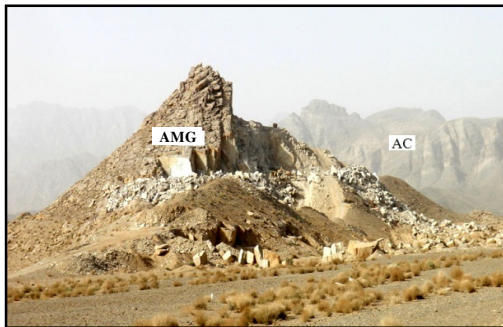


شکل ۲-۱۶- بخش‌هایی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ منطقه اردکان با اندکی تغییرات (اقتباس از عمیدی و همکاران، ۱۹۷۸)

۳- سنگ‌های نفوذی الیگو-میوسن: این گرانیتوئیدها به صورت توده‌های نفوذی کوچک و در دو منطقه ارجنان و امین آباد در رسوبات آبرفتی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه رخنمون دارند (شکل ۲-۱۸).

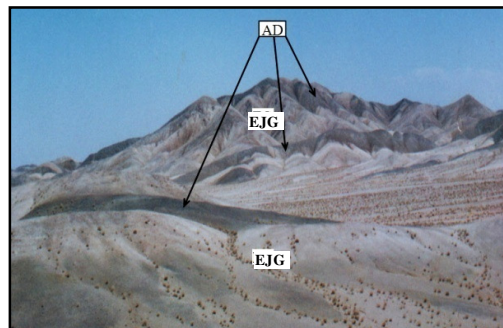
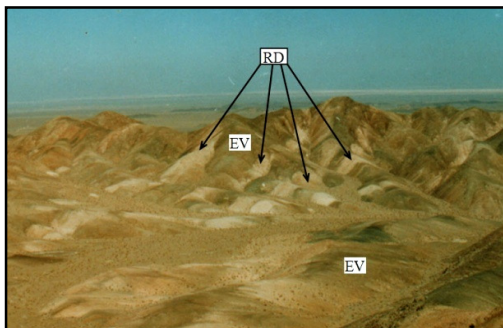
۴- دایک‌های اسیدی و بازیک: از ویژگی‌های بارز دیگر منطقه اردکان، نفوذ دایک‌های اسیدی و بازیک در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی الیگو-میوسن می‌باشد، که از نظر زمانی جدیدتر از میوسن هستند. به‌طور کلی دایک‌های این منطقه از نظر ترکیب به دو گروه اسیدی و بازیک تقسیم می‌شود که دایک‌های اسید و بازیک به موازات یکدیگر است و دارای روند شمال شرقی- جنوب

غربی و عمود بر گسل اصلی منطقه می‌باشند (شکل ۲-۱۹ و ۲۰).



شکل ۲-۱۸- توده نفوذی گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) و مجموعه عقدا (AC) (غرب روستای امین‌آباد)

شکل ۲-۱۷- دورنمایی از سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن (دید به شمال) در جنوب روستای ارجنان



شکل ۲-۲۰- نفوذ دایک‌های ریوداسیتی (RD) در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن (EV) در شمال روستای امین‌آباد

شکل ۲-۱۹- نفوذ دایک‌های آندزیتی (AD) در گرانیتوئیدی ارجنان (EJJ) در شمال روستای امین‌آباد

## ۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

ناحیه مورد بررسی به شدت تکتونیزه است و کلیه واحدهای سنگی آن جابجا شده‌اند. در دولبه کفه اردکان و ابرکوه دارای شدت بیشتری است و کلیه پدیده‌های وابسته به آن همچون دگرسانی، دگرریختی، ماگماتیسم و تراورتن‌زایی از روندهای ساختمانی با راستای شمال‌غربی- جنوب‌شرقی گسل دهشیر تبعیت می‌نمایند.

به‌طور کلی گسل‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود:

**الف) گسل‌های اصلی:** مهمترین گسل موجود در منطقه، گسل دهشیر- بافت با روند N۱۶۰ و در عرض‌های بالاتر N۱۵۰ می‌باشد؛ این گسل در قسمتی از منطقه حالت S مانند بخود می‌گیرد. عملکرد این گسل باعث شده که آمیزه رنگی (کالرد ملانژها) در کنار سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه فوقانی و ائوسن قرار گیرد (شکل ۲-۱۶). با توجه به عملکرد گسل دهشیر- بافت، یک گسل امتدادی راستگرد و چرخان است (خلج، ۱۳۷۰؛ زارع مهرجردی، ۱۳۷۳).

**ب) گسل‌های فرعی:** این گسل‌ها عمود بر گسل‌های اصلی هستند که روند شمال‌شرقی- جنوب‌غربی داشته و دایک‌ها و توده‌های نفوذی در جنوب‌غرب منطقه از روند این گسل‌ها تبعیت می‌کنند. این گسل‌ها که دارای حرکت چپ لغز است و نسبت به گسل‌های همسو با گسل دهشیر جوانتر می‌باشند، باعث جابجایی‌هایی در دایک‌ها و روند لایه‌بندی سنگ‌های رسوبی منطقه شده‌اند.

گسل‌های اصلی منطقه تا عهد حاضر نیز به فعالیت خود ادامه داده‌اند، زیرا:

- فعالیت مجدد گسل‌های مهم و اولیه منطقه در زمان ائوسن و پس از آن است.

- ظهور توده‌های دورنی و خروجی پس از ائوسن صورت گرفته است.

- میلونیتی شدن و تا حدودی ساخت گنایسی توده‌های نفوذی در امتداد زون گسله مشاهده می‌شود که نشانه تجدید فعالیت گسل‌ها است.

- نفوذ دایک‌های اسیدی و بازیک به موازات یکدیگر و عمود بر روند اصلی گسل دهشیر- بافت در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های نفوذی الیگو- میوسن دیده می‌شود (شکل ۲-۱۹ و ۲۰).

- تشکیل چشمه‌های آهکی و تراورتن‌زا در امتداد گسل‌های اصلی و فرعی که در مجاورت روستای ندوشن در جنوب منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است.

گستره مورد مطالعه در گذشته تحت تأثیر فاز کوهزایی مختلف قرار گرفته و تکتونیزه شده است که از مهمترین فاز کوهزایی و تأثیرات آنها عبارتند از:

**۱- کالدونین:** نبود رسوبات کامبرین میانی، اردویسین، سیلورین در منطقه، بیانگر عملکرد

فاز کوهزایی کالدونین است.

۲- **هرسی نین**: نهشت‌های پرمین با وقفه رسوبی و ناهمسازی روی تشکیلات دونین قرار می‌گیرد. و نبود رسوبات دونین بالایی تا پیش از پرمین بالایی می‌تواند دلیلی بر تأثیر فاز هرسی نین منطقه باشد. پرمین بالایی با کم عمق شدن حوضه و خروج از آب در نتیجه تغییر رژیم آب و هوایی همراه بوده و افق‌های لاتریتی با پوشش آتشفشانی را بر جای گذاشته است (شکل ۲-۱۱).

۳- **سیمیرین پیشین**: این فاز کوهزایی منجر به تشکیل افق بوکسیت-لاتریتی روی سنگ‌های تریاس میانی سازند شتری شده است (شکل ۲-۱۱).

۴- **سیمیرین پسین**: بطور خلاصه نشانه‌های تأثیر این فاز کوهزایی بر منطقه عبارتند از:  
- نبود رسوبات جوان‌تر از ژوراسیک زیرین تا ژوراسیک پایانی، نشانه‌ای از آغاز رخداد سیمیرین پسین یا سیمیرین میانی در منطقه می‌باشد.

- فعال شدن گسل‌هایی با روند شمالی-جنوبی، مانند گسل‌های تفت-طرزجان-علی‌آباد-مهرآباد  
- فرسایش بخش بزرگی از هورنفلس‌های حاصل از دگرگونی همبری گرانیات شیرکوه پس از سیمیرین پسین که تنها در مکانی مانند گردنه بیداخوید قابل مشاهده است.

- دگرگون شدن سنگ‌ها در رخساره شیست سبز که آثار آن در جنوب اسلامیه و علی‌آباد مشاهده می‌شود.

- نشانه‌های فرسایش و نبود چینه‌شناسی بزرگی با دگرشیبی ناهم‌ساز آذرین پی در قاعده سازند سنگستان و تفت می‌باشد.

- فعالیت ماگماتیسم و تزریق سنگ‌های نفوذی شیرکوه در گستره وسیع در میان سنگ‌های تریاس و ژوراسیک زیرین (زارع مهرجردی، ۱۳۷۳).

۵- **استرین**: آخرین لایه‌های کرتاسه زیرین با وقفه رسوبی از کنیاسین تا پایان سانتونین را تناوبی از آهک تخریبی، کنگلومرا و ماسه سنگ با ناهمسازی می‌پوشاند که یادآور فاز کوهزایی استرین در کرتاسه می‌باشد (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۵).

۶- **کوهزایی لارامید**: این فاز کوهزایی نتیجه برخورد صفحات ایران و عربستان در کرتاسه پایانی

بوده و سراسر ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

نشانه‌های آن در این منطقه عبارتند از:

- بسته شدن حوضه رسوبگذاری بین دو گسل منطقه
- دگرشیبی آشکار در قاعده سنگ‌های آواری ترشیری شامل کنگلومرای کرمان و ماسه سنگ‌های قرمز
- ایجاد شکستگی‌های زیاد در منطقه و در نتیجه فعالیت آتشفشانی آندزیتی و توفی در ائوسن
- فعالیت مجدد گسل‌های قدیمی‌تر با روند شمالی- جنوبی و ایجاد گسل‌های جدید
- ایجاد چین‌ها و گسل‌هایی با روند شمال غربی- جنوب شرقی
- راندگی به طرف بالای افیولیت‌ها و آمیزه‌رنگین در امتداد گسل‌های قائم یا تقریباً قائم (عمیدی، ۱۹۷۷).

- برجای گذاری نهشت‌های تخریبی کنگلومرای کرمان

**۷- کوهزایی پیرنه‌ای:** این فاز در ائوسن پایانی- الیگومیوسن پیشین اتفاق افتاده و از نشانه‌های

این فاز زمین ساختی- ماگمایی به شرح زیر می‌باشد:

- دگرشیبی آشکار در قاعده کنگلومرای کرمان و ماسه سنگ‌های قرمز ترشیری
- چین خوردگی سنگ‌های آواری ترشیری مانند کنگلومرای کرمان و قرارگیری نهشته آواری نئوژن بر روی آنها
- نفوذ توده گرانیتی علی‌آباد، حسن‌آباد و آدربلندان در سازندهای تفت و سنگستان و تولید هاله دگرگونی
- نفوذ توده گابرویی، میکرودیوریتی در سنگ‌های آهکی سازند تفت و تشکیل مرمر
- ایجاد گسل‌های شرقی- غربی در ناحیه تفت- پیشکوه و علی‌آباد- چاه تلخ همراه با دگرگونی دینامیکی در حاشیه آنها

- راندگی افیولیت‌ها و آمیزه رنگین در امتداد گسل‌های قائم یا تقریباً قائم به طرف بالا

- از پیامد بسیار مهم این فاز، شکستگی‌های زیاد و به تبع آن فعالیت شدید آتشفشانی در زمان ائوسن

در منطقه جنوب غرب اردکان، مهریز، تنگ چنار و علی آباد

- فعالیت مجدد گسل‌های قدیمی‌تر شمالی- جنوبی و ایجاد گسل‌های جدید (پورکرمانی و خلج،

(۱۳۸۲)

- نبود رسوبگذاری از ائوسن بالایی تا میوسن بر اثر عملکرد بالاآمدگی این فاز (حاج ملاعلی و همکاران،

(۱۳۷۵)

- فعالیت ولکانیسم به صورت گنبد‌های آتشفشانی نیمه عمیق در میان سنگ‌های میوسن و قدیمی‌تر

(شکل ۲-۱۵)

## ۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی

۱- کائولن: در اثر راندگی سنگ آهک نابرجای کرتاسه روی سنگ‌های آذرآواری ائوسن، همچنین

نفوذ محلول‌های گرم به درون شکستگی‌ها، منجر به دگرسانی کائولن‌زایی سنگ‌ها در محل راندگی

گردیده است. از کائولن موجود برای مصارف صنعتی استفاده می‌گردد.

۲- آهن: در منطقه خضراآباد، معدن آهن نظر و در منطقه اردکان معدن آهن ارجنان در اثر نفوذ

توده‌های گرانیتوئیدی، کانی‌زایی آهن تشکیل گردیده که در کنتاکت توده با سنگ‌های میزبان در درز

و شکستگی‌های ناشی از فعالیت گسلی منطقه تمرکز یافته است. این معادن آهن از کانی‌های پیریت،

مگنتیت، هماتیت، اولیژیست فلسی و ورقه‌ای و... تشکیل شده‌اند (شکل ۲- ۲۱ و ۲۲).

۳- مس: در منطقه خضراآباد، علی‌آباد دامک، زرو، آدربلندان و... در اثر نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی،

کانه‌زایی مس صورت گرفته و کانسار مس و آهن به صورت اسکارن-پورفیری، پورفیری و رگه‌ای چند

فلزی در منطقه تشکیل شده و شامل کانی‌های کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت می‌باشد. در زمان‌های

گذشته نیز حفاری‌هایی در منطقه شده است. شرکت مس ایران در منطقه دره‌زرشک نیز در حال

اکتشافات تفصیلی می‌باشد (شکل ۲-۲۳).

بررسی صحرایی و مینرالوگرافی نشان می‌دهد که:



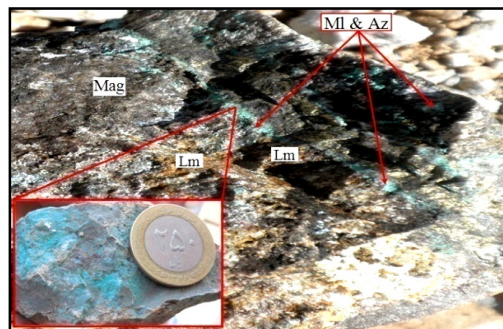
الف) کانه‌زایی گرمابی به صورت شکافه پرکن در طول صفحات گسلی و شکستگی‌ها و به صورت استوک در سنگ‌های میزبان رخ داده است.

ب) کانه‌زایی Fe-Cu به صورت جانشینی، پرکننده فضاهای خالی و شکستگی‌هایی است که در نتیجه فعالیت گسل منطقه و جایگیری توده نفوذی در سنگ‌های میزبان ایجاد شده است.



شکل ۲-۲۲- رگچه‌های اولیژیست در سنگ‌های لوکوگرانیت خضرآباد در کانسار آهن نظر خضرآباد (پنج کیلومتر مانده به خضرآباد)

شکل ۲-۲۱- دورنمایی از معدن آهن نظر خضرآباد (پنج کیلومتر مانده به خضرآباد)



شکل ۲-۲۴- چشمه‌های آب گرم و تشکیل نهشته‌های تراورتن در غرب کافی‌آباد

شکل ۲-۲۳- رگچه‌های مالاکیت (MI)، آزوریت (Az)، مگنتیت (Mag) و لیمونیت (Lm) در کانسار مس دره‌زرشک

ج) برای آهن و مس دو منبع احتمالی می‌توان در نظر گرفت:

- ماگما: با توجه به حضور بیوتیت غنی از آهن قهوه‌ای و هورنبلند در توده‌های نفوذی همراه با کانه‌زایی در منطقه و جانشینی این کانی‌ها با اکسیدهای آهن، می‌توان پیشنهاد کرد که ماگما دارای یک محتوی Fe بالا است و گسترش ماگماتیسیم و ولکانیسم در طول ترشیری عامل مهمی جهت

تشکیل بسیاری از کانسارها، در سنگ‌های میزبان مختلف، در ایران بوده است؛ بنابراین با توجه به اینکه کانسار منطقه با دیگر کانسارهای گرمابی اپی‌ترمال، مشابه است می‌توان گفت که ماگما مهمترین عامل تامین‌کننده فلزات مس و آهن در این رگه‌ها می‌باشد.

- سنگ دیواره: آبشویی کانی‌های آهن و مس تشکیل شده توسط محلول‌های گرمابی باعث افزایش محتوی Cu-Fe در سیالات کانه‌زا می‌شود. همچنین نبود کانی‌های Cu-Fe در سنگ‌های دیواره منبع احتمالی آهن و مس از سنگ دیواره را رد می‌کند.

**۴- مرمر:** در منطقه گسلیده دهشیر، در پیوند تنگاتنگ با گنبد‌های آتشفشانی و تکتونیکی، آب‌های گرمی فومرل‌دار وابسته به مراحل پایانی گنبد‌های آتشفشانی در داخل شکستگی‌ها با گذر از سنگ‌های مناسب تبدیل به آب‌های آهک‌ساز شده و نهشت‌های تراورتن را در سطح زمین به وجود می‌آورند. این تراورتن‌ها با رنگ‌های متنوعه عنوان مرمر زینتی از معدن توران پشت و بورغ استخراج می‌شود (شکل ۲-۲۴).

## **۲-۷- ویژگی‌های صحرایی توده‌های نفوذی منطقه**

توده‌های نفوذی جنوب‌غرب و غرب یزد به وسعت حدود ۵۵ کیلومتر مربع، به‌صورت شش توده پراکنده و مجزا رخنمون دارند و به همین دلیل در ادامه ویژگی‌های صحرایی توده‌ها به‌طور جداگانه با نام‌های توده‌های نفوذی امین‌آباد، ارجنان، خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

### **۲-۷-۱- توده نفوذی امین‌آباد**

در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب اردکان، در غرب روستای امین‌آباد، توده‌های نفوذی به‌طور پراکنده، منفرد و دوکی‌شکل رخنمون دارند و به نظر می‌رسد این بیرون‌زدگی‌ها از ساختار گسل‌های فرعی منطقه تبعیت کرده و به‌طور محدود با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن کنتاکت مشخص دارند (شکل ۲-۲۵ و ۲۶).



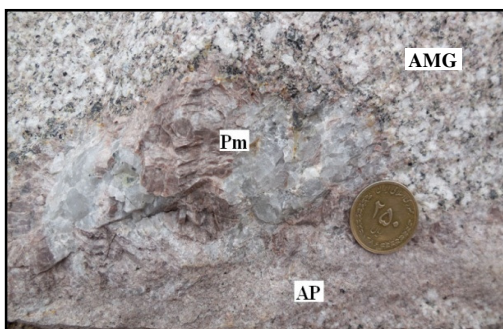
در نمونه‌های دستی رنگ صورتی مایل به خاکستری داشته و از نظر ضریب رنگی، هولولوکوکرات تا لوکوکرات هستند. دارای دانه‌بندی ریز تا متوسط و کانی‌های روشن آنها شامل کوارتز، ارتوکلاز، گوشتی‌رنگ و پلاژیوکلازو کانی‌های مافیک آنها بیشتر از بیوتیت و هورنبلند سبز می‌باشد. در نمونه‌های نیمه‌عمیق (ساب‌ولکانیک) ساخت پورفیروئید داشته و گاهی اندازه درشت بلورهای پلاژیوکلاز به چند سانتیمتر می‌رسد (شکل ۲-۲۷ و ۲۸).



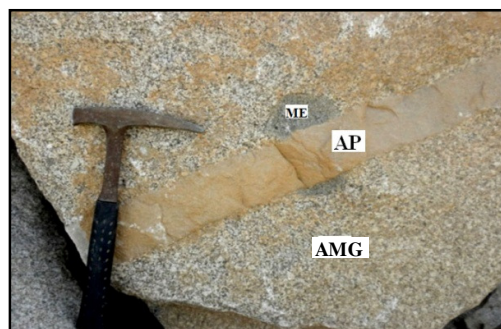
شکل ۲-۲۶- همبری توده گرانیتوئید امین‌آباد (AMG) با سنگ‌های میزبان آتشفشانی ائوسن (EV) در غرب روستای امین‌آباد



شکل ۲-۲۵- دورنمایی از رخنمون‌های تقریباً مخروطی شکل متعلق به توده نفوذی امین‌آباد در غرب روستای امین‌آباد



شکل ۲-۲۸- رگه‌های پگماتیسی (Pm) و آپلیتی (AP) در توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) در جنوب غرب روستای امین‌آباد



شکل ۲-۲۷- رگه‌های آپلیتی (AP) قطع‌کننده سنگ‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) و آنکلاو میکروگرانولارمافیک (MEE) در جنوب غرب روستای امین‌آباد

از ویژگی‌های دیگر توده‌های نفوذی امین‌آباد، رگه‌های آپلیتی با ضخامت متوسط ۲۰ سانتیمتر و با

روند شمال جنوبی است. در نمونه دستی، سنگ‌های آپلیتی ریز و همسان‌دانه بوده و عمدتاً از ارتوزهای گوشتی‌رنگ و کوارتز تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آپلیتی صورتی‌رنگ، هولوکوکرات و هولوکریستالین هستند (شکل ۲-۲۷ و ۲۸).

گاهی تفریق‌یافتگی و افزایش بخار آب و به دنبال آن رشد سریع کانی‌های آبدار، باعث تشکیل رگچه‌های پگماتوئیدی کم وسعت شده که ضخامت این رگچه‌ها به حدود چند سانتی‌متر تا چند دسی‌متری‌رسد. رگچه‌های پگماتوئیدی متشکل از کانی‌های کوارتز، ارتوز صورتی‌رنگ، بیوتیت و گاهی هورنبلند می‌باشد (شکل ۲-۲۸).

### ۲-۷-۲- توده نفوذی ارجنان

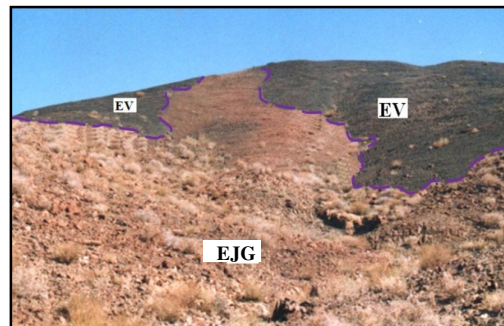
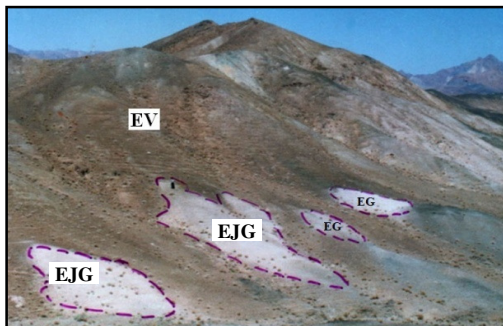
توده نفوذی ارجنان در فاصله ۲۵ کیلومتری غرب اردکان، در سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی ائوسن متشکل از گدازه‌های آندزیتی و سنگ آهک‌های نومولیت‌دار نفوذ نموده است. ارتباط سنگ‌های گرانیتیوئیدی با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن به صورت کتناکت مشخص (غیرتدریجی)، آپوفیز و زبانه‌های نفوذی در آندزیت‌ها دیده می‌شود که در مجاورت زبانه‌های نفوذی، آندزیت‌ها دگرسان شده و تبلور مجدد حاصل کرده‌اند که بیانگر تقدم زمانی سنگ‌های آندزیتی نسبت به توده‌های گرانیتیوئیدی است (شکل ۲-۲۹ و ۳۰). در نمونه‌های دستی دارای رنگ روشن، هولوکوکرات و هولوکریستالین و واجد درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند (شکل ۲-۳۱).

در جنوب روستای ارجنان سنگ‌های رسوبی شامل آهک، شیل و دولومیت به صورت رخنمون‌های پراکنده دیده می‌شوند. سنگ‌های آهکی دارای لایه‌بندی و تحت تأثیر گرمایی توده‌های نفوذی متبلور و به مرم‌ر تبدیل شده‌اند. در این سنگ‌ها آثار دگرگونی مجاورتی به صورت بلورهای سوزنی‌شکل ترمولیت - اکتینولیت تجلی یافته است (شکل ۲-۳۲).

### ۲-۷-۳- توده نفوذی خضرآباد

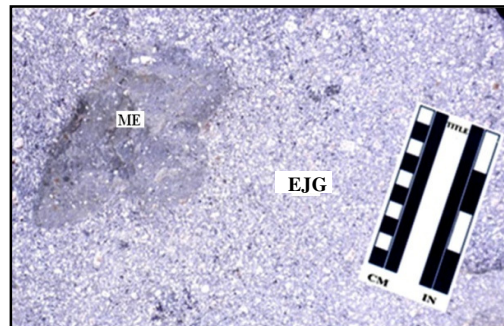
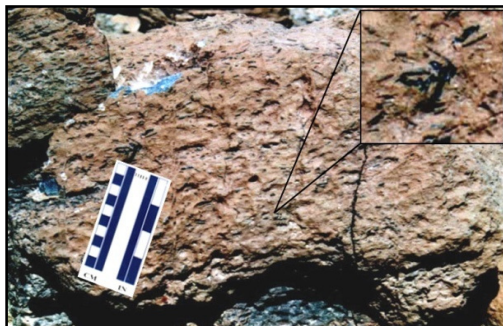
توده گرانیتیوئیدی خضرآباد در فاصله ۴۰ کیلومتری غرب یزد با رنگ سفید به صورت استوک و

آپوفیز در اطراف روستای خضرآباد رخنمون داشته و در واقع در درون سازند کهر به سن کامبرین نفوذ کرده است که عمدتاً شامل شیل و ماسه سنگ سیلستون می‌باشد (شکل ۲-۳). نفوذ این توده به درون سنگ‌های میزبان، منجر به دگرگونی مجاورتی درجه ضعیفی با تغییررنگ (قرمز تا قهوه‌ای‌رنگ) و کانه‌زایی آهن شده است (شکل ۲-۵ و ۶). ارتباط سنگ‌های گرانیتوئیدی با سنگ‌های سازند کهر به صورت کتناکت مشخص (غیرتدریجی) و آپوفیزی می‌باشد (شکل ۲-۳۳ و ۳۴).



شکل ۲-۳۰- آپوفیزهای از توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) با سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن (EV) در جنوب روستای ارجنان

شکل ۲-۲۹- نفوذ زبانه‌هایی از توده گرانیتوئیدی ارجنان (EJG) در سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن (EV) در جنوب روستای ارجنان



شکل ۲-۳۲- سنگ مرمر ترمولیت‌دار با بلورهای سوزنی شکل ترمولیت به رنگ سبز

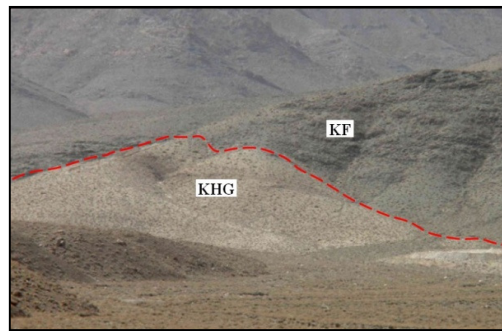
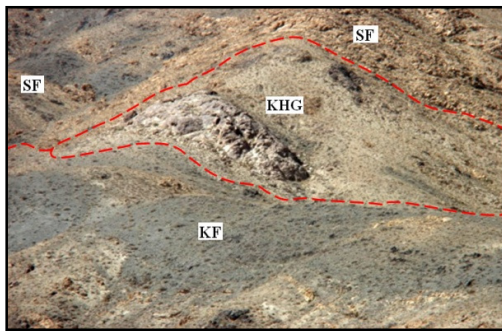
شکل ۲-۳۱- درشت بلورهای پلاژیوکلاز و در گرانودیوریت ارجنان (EJG) و آنکلاوهای مافیک (ME)

بر مبنای رده‌بندی مدال اشتریکایزن (۱۹۷۶)، نمونه‌های توده‌های نفوذی خضرآباد در محدوده آلکالی‌فلدسپار گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱). دارای رنگ روشن و فاقد کانی مافیک هستند. در نتیجه هولولوکوکرات و هولوکریستالین بوده و واجد درشت بلورهای کوارتز بی‌شکل و شیری‌رنگ و



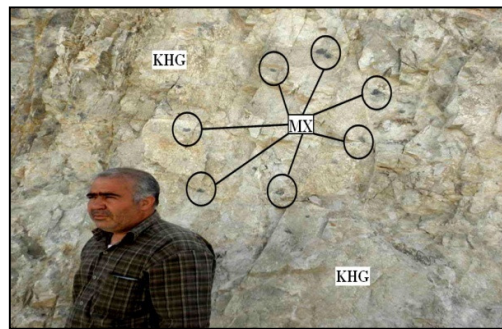
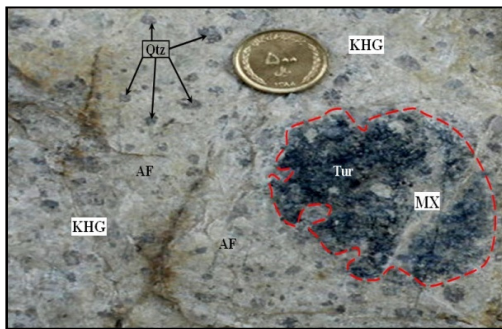
آلکالی فلدسپار می‌باشند که به‌صورت کانی‌های درشت در زمینه‌ای از کوارتز و آلکالی فلدسپار دیده می‌شوند. این توده‌ها را می‌توان لوکوگرانیت در نظر گرفت. اندازه این درشت بلورها گاهی به ۲ سانتیمتر می‌رسد که بیانگر عمق کم جایگزین این توده می‌باشد (شکل ۲-۳۴ و ۳۵).

از ویژگی بارز این توده، تمرکزهای موضعی غنی از تورمالین به صورت توده‌های بیضوی تا کروی شکل یا نودول‌های کوچک و یا گرهک‌تورمالین‌دار است که بر سطح لوکوگرانیت‌های خضرآباد مشاهده می‌شوند و مانند دانه‌های تسبیح با هاله‌های سفید رنگ در سطح سنگ پراکنده است و به‌طور بارزی از سنگ میزبان گرانیتی جدا می‌گردند (شکل ۲-۳۴ و ۳۵).



شکل ۲-۳۴- آپوفیزی از توده نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) در سازند کهر (KF) و سازند دولومیت سلطانیه (SF) در مزرعه نظر پنج کیلومتر مانده به خضرآباد

شکل ۲-۳۳- همبری توده نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) با سازند کهر (KF) در مزرعه نظر پنج کیلومتر مانده به خضرآباد



شکل ۲-۳۶- نمای نزدیکتر از تمرکزهای موضعی غنی از تورمالین با حاشیه غنی از کوارتز و آلکالی فلدسپار با رنگ روش در جنوب خضرآباد

شکل ۲-۳۵- تمرکزهای موضعی غنی از تورمالین کروی تا بیضوی شکل (MX) در توده نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) در جنوب خضرآباد

قطر متوسط این نودول‌ها حدود ۶ سانتیمتر است که در مرکز غنی از تورمالین همراه با مقادیر کمتری درشت بلورهای آلکالی فلدسپار و کوارتز می‌باشند. در حاشیه تمرکز تورمالین کاسته شده و مقادیر بلورهای آلکالی فلدسپار و کوارتز افزایش می‌یابد به طوری که پیرامون توده‌های بیضوی تا کروی تیره‌رنگ را یک هاله یا منطقه‌ای از کانی‌های فلسیک (روشن) می‌پوشاند.

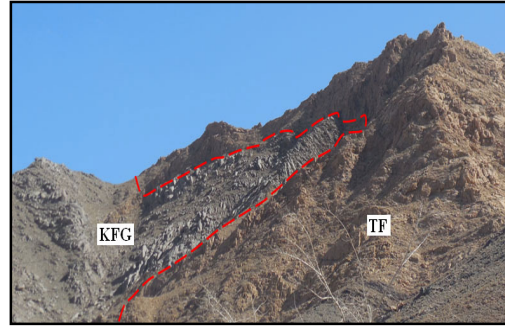
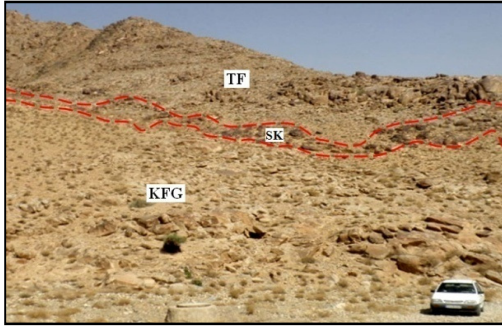
#### ۲-۷-۴- توده نفوذی کافی آباد

توده گرانیتوئیدی کافی آباد در ۴۵ کیلومتری غرب یزد و در بین طول‌های جغرافیایی ۵۳ درجه و ۵۲ دقیقه تا ۵۳ درجه ۵۸ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱ درجه و ۵۱ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۵۳ دقیقه شمالی رخنمون دارد. نفوذ توده مونزوگرانیته کافی آباد به درون سنگ‌های سازند تفت کرتاسه منجر به اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن و مس در جنوب روستای هشت‌کوه گردیده است (شکل ۲-۳۷ و ۳۸).

این توده روند شمال غربی- جنوب شرقی دارد و از نظر سنگ‌شناسی تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد، به طوری که بر اساس طبقه‌بندی مدال اشتریکایزن (۱۹۷۶) این توده نفوذی دارای ترکیب سنگ‌شناسی سینوگرانیت تا گرانودیوریت است و در محدوده سری کالک‌آلکالن قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱).

در نمونه‌های دستی دارای رنگ خاکستری روشن تا صورتی روشن بوده که هلوکریستالین و لوکوکرات می‌باشد. کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت در اندازه‌های مختلف در نمونه دستی قابل تشخیص می‌باشند.

از مشخصه بارز این توده، فرسایش تخم‌مرغی شکل بوده (شکل ۲-۳۹) و همبری تدریجی بین توده گرانیتوئیدی کافی آباد و توده نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد دیده می‌شود (شکل ۲-۴۰). به نظر می‌رسد با توجه به مشخصات صحرایی و مرز تدریجی بین این دو توده، قرابت ژنتیکی بین آنها وجود داشته و توده آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد نتیجه تفریق نهایی ماگمایی کافی آباد می‌باشد.



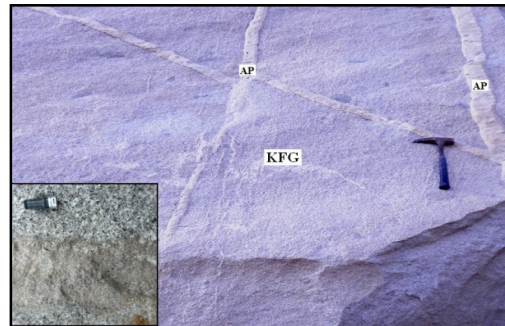
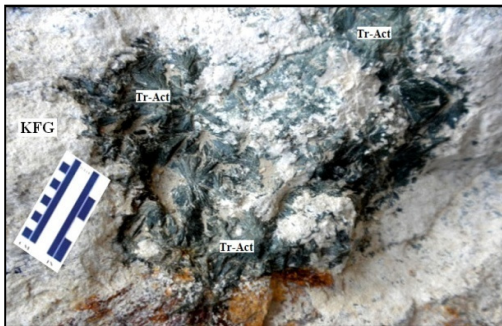
شکل ۲-۳۸- همبری توده گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) در آهک کرتاسه سازند تفت (TF) و اسکارن زایی (Sk) صورت گرفته در نزدیکی مرز آن دو (جنوب روستای هشت کوه)

شکل ۲-۳۷- نفوذ توده گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) در آهک کرتاسه سازند تفت (TF)



شکل ۲-۴۰- همبری تدریجی بین توده گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) و توده نفوذی آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد (KHG) (جنوب روستای هشت کوه)

شکل ۲-۳۹- فرسایش تخم مرغی شکل توده گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) در شرق کافی آباد



شکل ۲-۴۲- رشد درشت بلورهای ترمولیت - اکتینولیت در حفرات موجود در توده نفوذی گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG)

شکل ۲-۴۱- تقاطع رگه های آپلیتی (AP) در توده گرانیتوئیدی کافی آباد (KFG) (شرق روستای کافی آباد).

رگه های آپلیتی با ساخت دانه شکری و یکنواخت با ضخامت متوسط ۱۵ سانتیمتر و ترکیب



سینوگرانیت، توده‌های نفوذی منطقه را قطع نموده‌اند (شکل ۲-۴۱).

یکی از ویژگی‌های بارز توده کافی‌آباد وجود حفرات و رگچه‌های با اشکال مختلف است که توسط

کانی‌های ترمولیت-اکتینولیت و اپیدوت با ساخت شعاعی پر شده‌اند (شکل ۲-۴۲).

## ۲-۷-۵- توده نفوذی علی‌آباد

توده نفوذی منطقه علی‌آباد در فاصله ۶۵ کیلومتری جنوب‌غرب یزد و به صورت پراکنده در اطراف

روستای علی‌آباد، دره‌زرشک و حسن‌آباد رخنمون دارد. این توده شکل کشیده با روند عمومی شمال-

غربی- جنوب‌شرقی دارد و به نظر می‌رسد محدوده گسترش آن توسط گسل‌های منطقه کنترل می-

شود و در مقیاس بزرگ تقریباً در جهت گسل‌های اصلی کشیدگی دارد.

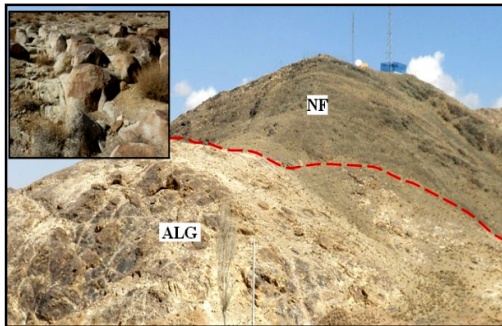
نفوذ گرانیتوئیدی علی‌آباد در آهک‌های سازند تفت به سن کرتاسه در مجاورت روستای حسن‌آباد

منجر به اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن و مس گردیده است (شکل ۲-۱۳ و ۴۳). نفوذ این توده در شیل

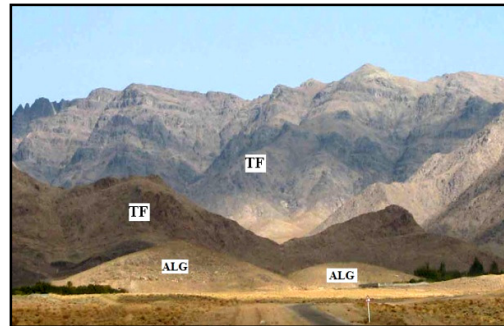
و ماسه‌سنگ سازند نایبند به سن تریاس بالایی باعث تشکیل هورنفلس متشکل از کانی‌های کردیریت،

بیوتیت، اپیدوت و کوارتز (شکل ۷-۳) و همچنین دگرسانی‌های هیدروترمال در سنگ‌های رسوبی-

آتشفشانی ائوسن در اطراف روستای علی‌آباد شده است (شکل ۲-۴۴).



شکل ۲-۴۴- همبندی توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) با سازند نایبند تریاس بالایی (NF) (در جنوب علی‌آباد)



شکل ۲-۴۳- ارتباط توده گرانیتوئیدی علی‌آباد (ALG) با آهک کرتاسه سازند تفت (TF) (در جنوب علی‌آباد)

بر اساس طبقه‌بندی مدال اشتريکایزن (۱۹۷۶) گرانیتوئیدی علی‌آباد ترکیب سنگ‌شناسی مونزوگرانیت تا کوارتز دیوریت دارد و از نظر سنگ‌شناسی تغییرات چندانی نشان نمی‌دهد و در محدوده سری کالک‌آلکان قرار می‌گیرد (شکل ۳-۱). این سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی به رنگ سفید مایل به خاکستری روشن، ساخت دانه‌ریز و گاهی ساخت پورفیروئیدی با درشت بلور کوارتز، پلاژیوکلاز، هورنبلند سبز را نشان می‌دهند.

بنا به اظهارات سبزه‌ای و همکاران (۱۳۶۵) فازهای تأخیری ماگماتیسیم شیرکوه، توده‌های نفوذی لوکوکرات را در منطقه علی‌آباد و حسن‌آباد و دره زرشک تشکیل داده که همه واحدهای پیشین را قطع کرده‌اند. زراسوندی و همکاران (۱۳۸۳ و ۲۰۰۵) و لیاقت و همکاران (۱۳۸۴) توده‌های گرانیتوئید علی‌آباد را دارای ترکیب گرانیت تا کوارتز دیوریت در نظر گرفته که مشخصات یک ماگمای کالک‌آلکان، مت‌آلومین، و گرانیتوئیدی تیپ I را دارا هستند و در یک محیط تکتونوماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی یا کمان‌های ولکانو-پلوتونیک شکل گرفته‌اند. با استفاده از روش  $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$  سن مطلق ۳۰ میلیون سال برای گرانیت‌ها علی‌آباد و سن بخش‌های جوان‌تر کوارتز مونزونیت-گرانودیوریت را  $14 \pm 4/6$  میلیون سال تعیین نموده‌اند. توده‌های نفوذی علی‌آباد دارای ویژگی زمین‌شناسی و تکتونوماگمایی مشابه توده‌های نفوذی کافی‌آباد و آدربلندان را داشته و با توجه به اینکه تعیین سن شده‌اند، می‌توانند برای مقایسه با سایر توده‌های مورد مطالعه، استفاده گردند.

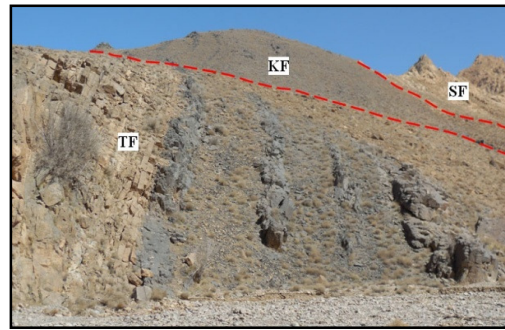
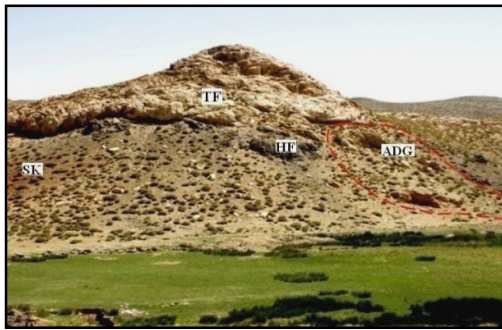
## ۲-۷-۶- توده نفوذی آدربلندان

توده گرانیتوئیدی آدربلندان در فاصله ۸۰ کیلومتری جنوب‌غرب یزد و در شرق روستای استاژ در بین طول‌های جغرافیایی ۵۳ درجه و ۴۱ دقیقه تا ۵۳ درجه ۴۴ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱ درجه و ۴۰ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۴۵ دقیقه شمالی قرار دارد. نفوذ توده آدربلندان در سنگ‌های آهکی کرم تا سفید رنگ سازند تفت به سن کرتاسه که در این منطقه به تناوبی از شیل و ماسه سنگ با میان لایه‌هایی از آهک اربیتولین‌دار تغییر رخساره داده (شکل ۲-۴۵)، منجر به تشکیل اسکارن،



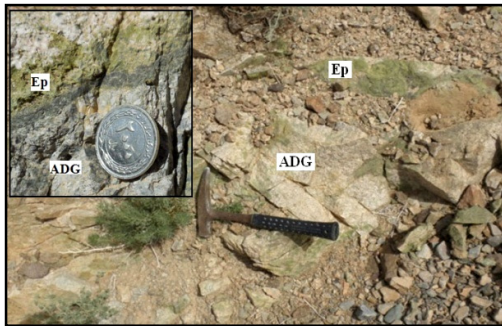
مرمر، هورنفلس و کانه‌زایی مس به‌طور محدود در دره آدربلندان گردیده است (شکل ۲-۴۶).

توده نفوذی آدربلندان با روند شمال‌غربی - جنوب شرقی به‌صورت توده کشیده و کم ارتفاع و تپه ماهوری دیده می‌شود که به‌طور بسیار محدود در نزدیکی روستای استاژ با گنبدهای آتشفشانی ریوداسیتی نئوژن کنتاکت دارد. در این محل دیواره گنبد آتشفشانی به‌صورت دیواره بلند و پلکانی از توده نفوذی جدا و در تماس بلافصل توده نفوذی به‌شدت خورد شده و دچار دگرسانی مخصوصاً اپیدوت‌زایی گردیده است (شکل ۲-۴۷ و ۴۸).



شکل ۲-۴۶- ارتباط صحرایی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) با سازند تفت (TF) و تشکیل اسکارن (SK) و هورنفلس (HF) (در غرب نصرآباد)

شکل ۲-۴۵- همیری آهک کرم رنگ سازند تفت با تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ به سن کرتاسه (TF) با سازندهای کهر (KF) و دولومیت سلطانیه (SF) (در غرب نصرآباد)



شکل ۲-۴۸- خوردشدگی و دگرسانی توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) در تماس بلافصل گنبد آتشفشانی نئوژن (ND) (در شرق روستای استاژ)

شکل ۲-۴۷- کنتاکت دیواره بلند و پلکانی گنبد آتشفشانی نئوژن (ND) با توده نفوذی گرانیتوئیدی آدربلندان (ADG) (در شرق روستای استاژ)

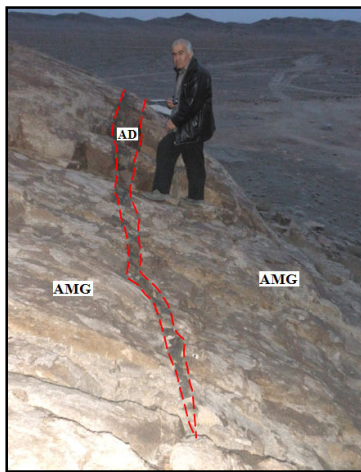
با توجه به اسکارن‌زایی سنگ‌های آهک کرتاسه در اثر نفوذ توده آدربلندان و دگرسانی و خوردشدگی این توده در مجاورت با گنبدهای آتشفشانی نئوژن، می‌توان سن توده گرانیتوئیدی

آدربلندان را الیگو-میوسن در نظر گرفت.

بر پایه رده‌بندی مدال اشتریکایزن (۱۹۷۶)، نمونه‌های توده نفوذی آدربلندان در محدوده مونزگرانیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱). در نمونه دستی دارای رنگ روشن، هولولوکوکرات و هولوکریستالین و واجد درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز می‌باشند.

## ۲-۷-۷- دایک‌های منطقه

دایک‌های متعددی، توده‌های نفوذی، سنگ آتشفشانی - رسوبی انوسن و حتی سازندهای قدیمتر مانند کهر، سلطانیه و تفت منطقه را قطع می‌کنند (شکل ۲-۴۹). امتداد این دایک‌ها عمدتاً شمال-غربی - جنوب شرقی و یا شرقی - غربی است (شکل ۲-۱۶) و بیشترین رخنمون را در منطقه ارجنان دارند. ضخامت این دایک‌ها بین ۳۰ سانتی‌متر تا بیش از ۵ متر متغیر است و طول آنها گاهی به بیشتر از چند صد متر می‌رسد (شکل ۲-۱۹ و ۲۰).



شکل ۲-۴۹ - نفوذ دایک آندزیتی (AD) در سازند تفت (TF) (جنوب خضرآباد - مزرعه بوز)

شکل ۲-۵۰ - نفوذ دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) در گرانیتوئیدی امین آباد (AMG) (غرب روستای امین‌آباد)

به طور کلی می‌توان دایک‌های منطقه را از نظر تقدم زمانی به دو نسل تقسیم نمود:

## ۲-۷-۷-۱- دایک‌های نسل اول (سین پلوتونیک)

دایک‌های نسل اول با ترکیب آندزیتی، رنگ سبز تیره تا خاکستری، با حاشیه انجماد سریع،

ضخامت کم (به طور متوسط حدود ۳۰ سانتیمتر) و متغیر و فراوانی بسیار کمتر نسبت به دایک‌های نسل دوم، توده‌های نفوذی گرانیتی منطقه را قطع کرده و از نوع دایک‌های سین‌پلوتونیک هستند که هم‌زمان با نفوذ یا کمی جوان‌تر از توده‌نفوذی میزبان تشکیل شده‌اند.

دایک‌های سین‌پلوتونیک از لحاظ بررسی سیر تحولی توده‌های نفوذی مورد مطالعه دارای اهمیت بسیار زیادی هستند (صادقیان و غفاری، ۱۹۹۰) (شکل ۲-۵۰).

این دایک‌ها با روند میانگین N60E با مشخصات ریزبلور، مزوکرات و هیپوکریستالین عموماً در سنگ‌های مونزوگرانیت امین‌آباد نفوذ کرده، عمدتاً دارای ساخت پورفیری تا پورفیروئیدی و حاوی هورنبلند، پلاژیوکلاز و ندرتاً کوارتز در نمونه‌های دستی می‌باشند (شکل ۲-۵۱).

برخی از ویژگی‌های دایک‌های سین‌پلوتونیک موجود در منطقه مورد مطالعه عبارتند از:

۱- وجود حاشیه‌های سینوسی‌شکل و مرز انحناءدار و کنگره‌مانند (شکل ۲-۵۲).

۲- نفوذ زبانه‌هایی از مذاب‌گرانیتی (سنگ میزبان) به‌درون شکستگی‌های دایک‌های سین‌پلوتونیک (شکل ۲-۵۳).

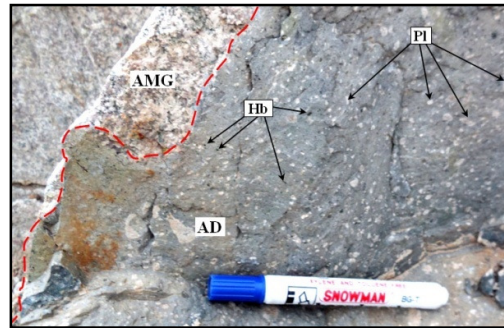
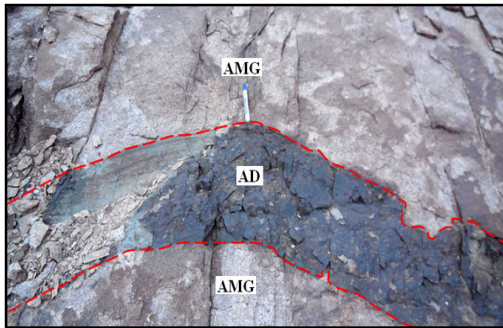
۳- گسیختگی دایک‌ها و پراکنده شدن قطعاتشان در سنگ میزبان گرانیتی (شکل ۲-۵۴).

۴- جابه‌جایی‌های محلی و تغییر مسیر و ضخامت در طول امتداد دایک‌ها  
این دایک‌ها در برخی مناطق با کاهش ضخامت به‌صورت نیزه‌ای و زبانی شکل دیده می‌شوند (شکل ۲-۵۵).

۵- از مشخصات بارز دیگر دایک‌های سین‌پلوتونیک، متاسوماتیسم پتاسیک موضعی، کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی است که در اثر نفوذ سیالات غنی از پتاسیم ماگمای گرانیتی سنگ میزبان به‌درون قسمت‌های گسیخته‌شده دایک‌های سین‌پلوتونیک می‌باشد و منجر به واکنش سیالات غنی از پتاسیم با کانی‌های سازنده دایک‌ها می‌شود.

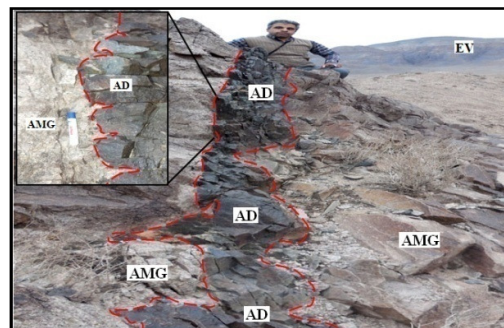
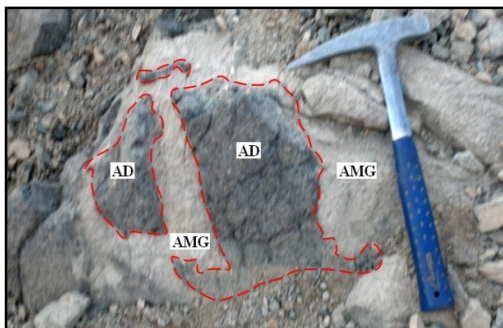
تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها و جایگزین شدن آنها با ارتوز (فلدسپارزایی)، ایجاد میرمکیست در حاشیه پلاژیوکلازها از جمله شواهد متاسوماتیسم

پتاسیک موضعی در این نوع دایک‌ها است ( تصاویر در فصل سوم آورده شده است ).



شکل ۲-۵۲- حاشیه‌های سینوسی شکل و مرز انحناءدار و کنگره‌مانند دایک آندزیتی سین‌پلوتونیک (AD) با مونوزوگرانیت امین‌آباد (AMG) ( غرب روستای امین‌آباد)

شکل ۲-۵۱- همبری دایک آندزیتی سین‌پلوتونیک (AD) با مونوزوگرانیت امین‌آباد (AMG) و ساخت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در دایک آندزیتی ( غرب روستای امین‌آباد)



شکل ۲-۵۴- گسیختگی دایک‌ها آندزیتی سین‌پلوتونیک (AD) و پراکنده شدن قطعات آن در سنگ میزبان مونوزوگرانیت امین‌آباد (AMG) ( غرب روستای امین‌آباد)

شکل ۲-۵۳- نفوذ زبانه‌هایی از مذاب گرانیتی (سنگ میزبان) به درون شکستگی‌های دایک آندزیتی سین‌پلوتونیک (AD) ( غرب روستای امین‌آباد)

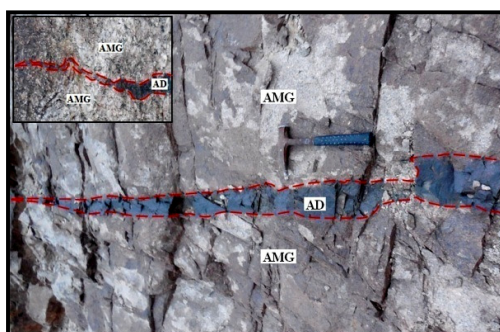
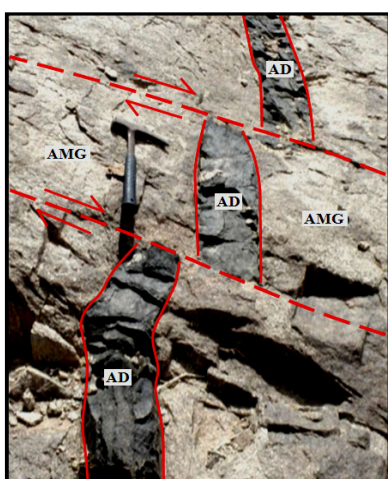
این شواهد نشان می‌دهد که اختلاف قابل ملاحظه‌ای بین دایک‌ها و سنگ‌های میزبان بسیار کم است و مبین حاکم شدن یک رژیم کششی کوتاه مدت و یا موضعی در مراحل پایانی جایگیری توده گرانیتی منطقه می‌باشد (پیچر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۳، پانس<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۶؛ داکوکینا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۰؛

1- Pitcher  
2- Pons



پریس<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱؛ صادقیان، ۱۳۸۳).

این دایک‌ها توسط گسله‌های کوچک عرضی، نسبت به هم جابه‌جا شده‌اند (شکل ۲-۵۶). از ویژگی‌های این دایک‌های آندزیتی از هم پاشیده می‌توان به بافت میکروگرانولار، باریک‌شدگی و جابجایی آنها توسط گسله‌های کوچک قبل از تبلور کامل ماگما، نفوذ رگه‌های ماگمای میزبان به درون دایک‌ها و قطعه‌قطعه شدن دایک‌ها و تشکیل آنکلاوهای زاویه‌دار اشاره کرد که از ویژگی‌های بارز اختلاط ماگمایی است (ساتکلیف<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۵؛ پیچر، ۱۹۹۳؛ باربارین، ۲۰۰۵).



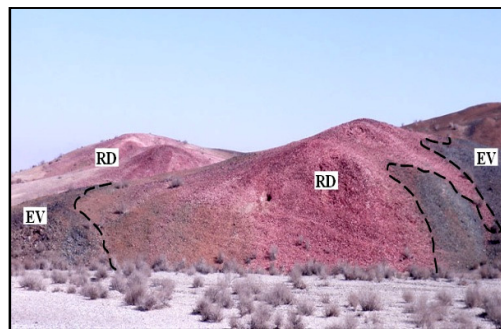
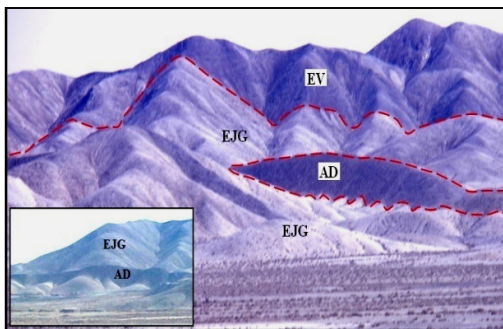
شکل ۲-۵۵- کاهش ضخامت دایک‌ها آندزیتی سین پلوتونیک (AD) به شکل نیزه‌ای و زبانی در سنگ میزبان مونزوگرانیت امین‌آباد (AMG) (جنوب‌غرب روستای امین‌آباد)

شکل ۲-۵۶- نفوذ دایک آندزیتی سین پلوتونیک (AD) در گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) (جنوب‌غرب روستای امین‌آباد)

## ۲-۷-۷-۲- دایک‌های نسل دوم

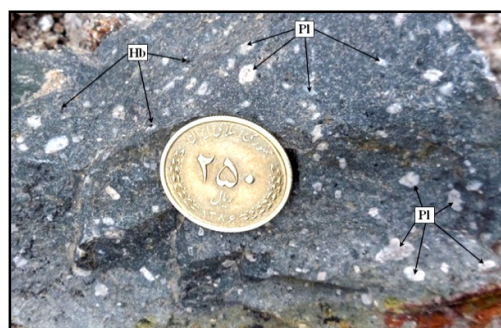
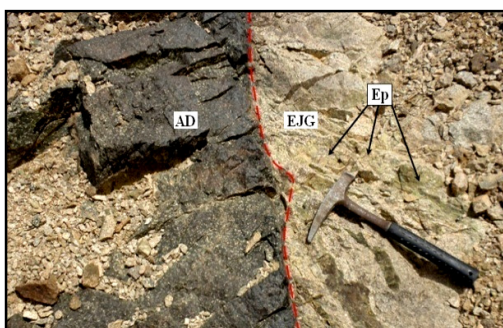
دایک‌های نسل دوم را می‌توان جوان‌ترین فاز ماگمایی در منطقه در نظر گرفت که توده‌های گرانیتوئیدی منطقه به‌ویژه توده گرانودیوریت ارجنان با سن الیگو-میوسن و سنگ آتشفشانی - رسوبی با سن ائوسن و حتی سازندهای قدیمتر مانند کهر، سلطانیه و تفت در مناطق خضرآباد و علی‌آباد را نیز قطع می‌کنند (شکل ۲-۴۹).

1- Dokukina  
2- Price  
3- Sutcliffe



شکل ۲-۵۸- نفوذ دایک آندزیتی (AD) در گرانودیوریت ارجنان (EJG) و همبری این توده با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن (EV) (جنوب روستای ارجنان)

شکل ۲-۵۷- همبری دایک ریو-داسیتی قرمز رنگ (RD) با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن (EV) (جنوب روستای ارجنان)



شکل ۲-۶۰- همبری دایک آندزیتی نسل دوم (AD) با گرانودیوریت ارجنان (EJG) و اپیدوت‌زایی آنها در نتیجه نفوذ سیالات هیدروترمال دایک‌های آندزیتی (جنوب غرب روستای امین‌آباد)

شکل ۲-۵۹- ساخت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در دایک آندزیتی (جنوب غرب روستای امین‌آباد)

در منطقه ارجنان این دایک‌ها به صورت دسته‌های دایک‌های اسیدی و حدواسط به موازات یکدیگر می‌باشد که توده‌های نفوذی و سنگ‌های آتشفشانی میزبان‌شان را به سن ائوسن قطع کرده‌اند (شکل ۲-۱۹ و ۲۰).

وجود این دایک‌ها بیانگر یک رژیم کششی منطقه‌ای است که از روند گسل‌های عرضی منطقه تبعیت کرده و منجر به تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق شده است و سپس مواد مذاب با ترکیب حدواسط به درون آنها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع، دایک‌های آندزیتی را تشکیل داده‌اند.

بطورکلی می توان دایک‌های نسل دوم را از نظر ترکیب به دو گروه تقسیم نمود:

**۱- دایک‌های اسیدی:** دایک‌های اسیدی دارای ترکیب ریولیتی تا ریوداسیتی می‌باشند. ضخامت آنها بین ۲ تا ۴ متر متغیر است. بیشترین گسترش آنها در جنوب روستای ارجنان مشاهده می‌شود. دایک‌های اسیدی روند N55E تا N65E دارند و در نمونه‌های سنگی به‌رنگ سفید می‌باشند. برخی از آنها به واسطه داشتن پیریت‌های دگرسان شده به اکسیدهای آهن (هماتیت) به رنگ قرمز دیده می‌شوند (شکل ۲-۵۷). این نمونه‌ها هولولوکرات تا لوکوکرات و همی‌کریستالین هستند. درشت بلورهای آنها کوارتز و پلاژیوکلاز و در برخی از نمونه‌ها واجد پیریت می‌باشند.

**۲- دایک‌های حدواسط:** دایک‌های حدواسط منطقه با ترکیب آندزیتی است و دارای روند N48E تا N63E هستند. ضخامت آنها بین ۲ تا ۵ متر متغیر است و غالباً در جنوب روستای ارجنان رخمون دارند (شکل ۲-۵۸). در نمونه‌های دستی با رنگ سبز تیره، ریزبلور، مزوکرات و هیپیوکریستالین دیده شده و دارای ساخت پورفیری و پورفیری-میکرولیتی و بسیار سخت می‌باشند (شکل ۲-۵۹). خردشدگی در این دایک‌ها به علت گسلش در منطقه بوده و بیشتر حالت جابجایی و تغییر ضخامت در آنها مشهود است. گاهی این دایک‌ها در زون‌های گسلی به شدت خرد شده و برشی هستند. در برخی مناطق فعالیت‌های هیدروترمال دایک‌های حدواسط باعث اپیدوت‌زایی در توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی منطقه شده است؛ بنابراین دایک‌های آندزیتی منطقه در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه جوانتر هستند (شکل ۲-۶۰).

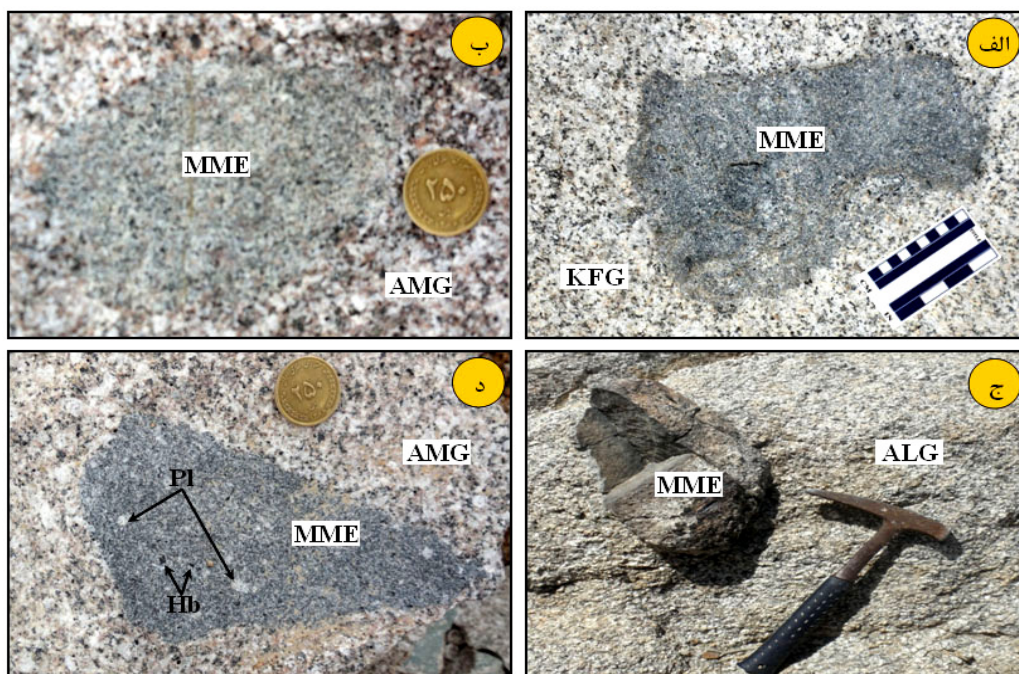
## ۲-۷-۸- آنکلاوهای مافیک

در توده‌های نفوذی مورد مطالعه، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) با ترکیب کوارتز مونوزودیوریت تا دیوریت وجود دارند. قطر آنها از چند سانتی‌متر تا بیش از ۷۰ سانتی‌متر متغیر است. این آنکلاوها بی‌شکل، گرد تا بیضوی شکل هستند. عموماً دارای حاشیه‌های گرد شده یا کنگره‌دار بوده ولی برخی نیز زاویه‌دار می‌باشند (شکل ۲-۶۱).

مقایسه توده‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه از نظر میزان فراوانی و پراکندگی، آنکلاوهای

میکروگرانولارمافیک را نشان می‌دهند که توده گرانیتوئیدی امین‌آباد دارای بیشترین و توده‌های خضرآباد و علی‌آباد دارای کمترین میزان فراوانی و پراکندگی آنکلاوها هستند.

ارتباط آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک با سنگ میزبان با مرزی مشخص (شارپ) و غالباً با حاشیه انجماد سریع می‌باشند. گاهی ماگمای میزبان و یا رگه‌های آپلیتی درون آنکلاوها نفوذ کرده و آنرا قطع می‌کنند. همچنین برخی از آنها دارای حاشیه تحلیل رفته بوده و بخش‌هایی از آنها توسط ماگمای میزبان هضم شده است (شکل ۲-۲۷ و ۶۲).

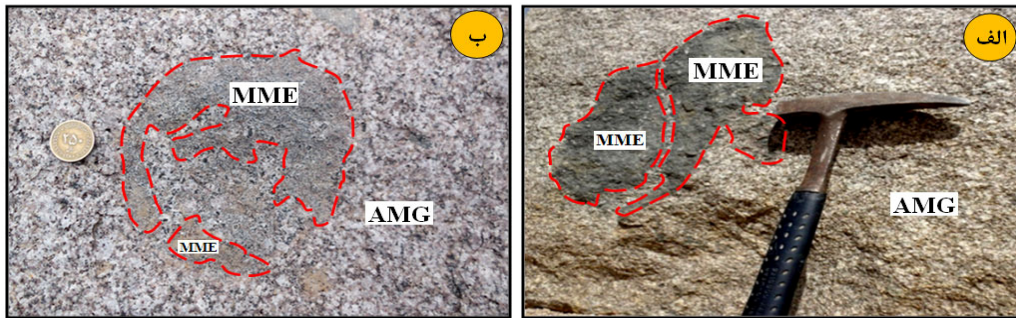


شکل ۲-۶۱- تصاویری از آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) در توده‌های نفوذی غرب یزد:  
 الف) آنکلاو بی‌شکل با حاشیه گردشده در گرانیت کافی‌آباد (KFG)  
 ب) آنکلاو گرد با حاشیه تحلیل رفته در گرانیت امین‌آباد (AMG)  
 ج) آنکلاو بیضوی شکل با حاشیه گردشده در گرانیت علی‌آباد (ALG)  
 د) آنکلاو بی‌شکل با حاشیه زاویه‌دار و ساخت پورفیری در گرانیت امین‌آباد (AMG)

کانی‌های موجود در آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، غالباً با کانی‌های تشکیل دهنده سنگ میزبان مشابه هستند ولی میزان فراوانی آنها متفاوت است. تفاوت اصلی آنکلاوها با سنگ میزبان، بافت ریز دانه (میکروگرانولار)، رنگ سبز تا سبز تیره و فراوانی بیشتر کانی‌های مافیک از جمله هورنبلند و



مگنتیت و حضور کانی پیروکسن می باشد.



شکل ۲-۶۲- تصاویر دیگری از آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک (MME) در توده‌های نفوذی غرب یزد:  
الف) آنکلاو با حاشیه کنگره‌دار و گسیختگی آن توسط مذاب گرانیتی میزبان و تزریق ماگمای میزبان به درون آنکلاو در گرانیتوئید امین‌آباد (غرب روستای امین‌آباد)  
ب) آنکلاو با حاشیه کنگره‌دار و تحلیل رفتگی و هضم بخش‌های از آن توسط مذاب گرانیتی میزبان در گرانیتوئید امین‌آباد (غرب روستای امین‌آباد)

واژه آنکلاو برای اولین بار توسط آلفرد لاکروا<sup>۱</sup> در سال ۱۸۹۰ برای توصیف قطعات سنگی بیگانه بکار رفت که مهمترین کانی‌های تشکیل دهنده این آنکلاوها درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند است که در یک زمینه ریز بلور قرار گرفته و ساخت پورفیری را به نمایش می‌گذارند. همچنین دارای مشخصات بافت و کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین می‌باشند (شکل ۲-۶۱-د).

معنی اصلی خود کلمه آنکلاو، یعنی بخشی از زمین یا منطقه‌ای که توسط زمین یا منطقه دیگری کاملاً محصور شده باشد. به طور کلی چهار نوع اصلی آنکلاوها به‌طور ناهمگن در سری‌های مختلف گرانیتوئیدها وجود دارند که عبارتند از:

۱- زینولیت‌ها: که در حواشی توده‌های نفوذی حضور دارند.

۲- رستیت‌ها: در گرانیتوئیدها همراه با میگماتیت‌ها و همچنین به‌صورت آنکلاوهای پراکنده سورمیکاسه در گرانیتوئیدهای نفوذی یافت می‌شوند.

۳- آنکلاوهای میکروگرانولار: از سنگ‌های ماگمایی دانه ریز تشکیل گردیده و دو نوع از آن شناسایی

1- Lacroix

شده است:

الف) آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک (MEE): نسبت به گرانیتهای میزبانان از نظر کانیهای مافیک غنی تر بوده و در مونوزوگرانیتهای و گرانودیوریتها فراوان هستند و اختلاط ماگمایی در تشکیل این نوع آنکلاوها نقش دارد.

ب) آنکلاوهای میکروگرانولارفلسیک (FME): دارای ترکیب مشابهی با گرانیتهای میزبانان هستند، ولی دانه ریز می‌باشند و نسبتاً کمیاب هستند و اصولاً در قسمت‌های بالای توده‌های نفوذی تراز بالا حضور دارند و از گسیخته شدن حاشیه‌های سرد شده اولیه توده‌های نفوذی ناشی شده‌اند.

۴- اتولیت: آنکلاوهای سنگ‌های مافیک گرانولار، بافت‌های کومولیتی را نشان می‌دهند و به‌طور استثنایی در بعضی گرانیتهای کمیاب حضور دارند (ولی‌زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

از بررسی آنکلاوها اطلاعات مهم و ارزشمندی در زمینه پترولوژی سنگهای مختلف نظیرگرانیتهای بدست می‌آید از جمله:

الف) نحوه جایگیری ماگماهای گرانیتهای، ماهیت سنگ میزبان و سن نسبی توده‌های گرانیتهای مجاورهم

ب) تعیین و آشکارسازی دینامیک اتاق‌ماگمایی و توده‌های نفوذی در حال سرد شدن شامل فرآیندهای تفریق و انواع اندرکنش داخل ماگما

ج) تعیین ژنز و منشاء ماگمای گرانیتهای

د) بررسی احتمال وقوع اختلاط ماگمایی

آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک (MEE) توسط زمین‌شناسان زیادی مورد مطالعه قرار گرفته و نظرات متفاوتی در مورد منشاء آنها ارائه نموده‌اند که در ادامه توضیح داده می‌شود:

۱- آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک ناشی از طبقه‌بندی در اثر نیروی گرانش و تفکیک غیریکنواخت ماگما در اتاق ماگمایی می‌باشد. کشیدگی در آنکلاوها متأثر از تفاوت گرانیتهای، فشار مؤثر بر آنکلاوها

- در زمان جریان ماگما و سرعت جریان همرفتی در اتاق ماگمایی می‌باشد (آروین<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).
- ۲- با توجه به شباهت زیاد بین ترکیب کانی‌شناسی آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک و سنگ‌های گرانیت میزبان به نظر می‌رسد آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک بخش تبلور یافته اولیه تبلور یا زود هنگام ماگمای دیوریتی هستند که توسط ماگما حمل و به قسمت‌های بالاتر راه یافته‌اند و با ادامه تبلور تفریقی ماگما و تشکیل ماگماهای حدواسط-اسیدی، این آنکلاوها در درون سنگ‌های اسیدی میزبان در برگرفته شده‌اند (دیدیر و باربارین<sup>۲</sup>، ۱۹۹۱؛ دالکوئیست<sup>۳</sup>، ۲۰۰۲).
- ۳- آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود، مافیک‌تر یا فلسیک‌تر هستند و یکی از مشخصات گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا (نوع کوردیلرایبی) می‌باشد (دیدیه، ۱۹۸۴؛ چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).
- ۴- چاپل و وایت<sup>۵</sup> (۱۹۹۲)، مدل رستیت را برای این آنکلاوها پیشنهاد نموده‌اند که از مواد بر جا مانده از ذوب آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای بوجود می‌آیند. آنکلاوهای بیوتیتی با منشاء رستیت در گرانیت‌های نوع S دیده می‌شوند.
- ۵- مدل اتولیت<sup>۶</sup>، این آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک (MME)، مواد تجمع یافته‌ای از یک ماگمای هم منشاء ولی مافیک‌تر می‌باشد که از ماگمای میزبان متبلور شده است و تشابه ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بین آنکلاوها و سنگ میزبان قابل توجیه می‌باشد (هبیلی و پیرس<sup>۷</sup>، ۲۰۰۵؛ پاترسون<sup>۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).
- ۶- مدل اختلاط ماگمایی<sup>۹</sup>، این آنکلاوها حاصل ماگمای مشتق شده از گوشته یا ماگمای مافیک هم هم منشاء هستند که با ماگمای گرانیتوئیدی اختلاط پیدا کرده‌اند (آروین و همکاران، ۲۰۰۴)؛

---

1- Arvin  
 2- Didier and Barbarin  
 3- Dahlquist  
 4- Chappell  
 5- Chappell and White  
 6- Autolith  
 7- Hbeyli and Pearce  
 8- Paterson  
 9- Magma mixing

کومارورینو<sup>۱</sup>، ۲۰۰۶؛ درگاهی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۲). اگر ماگمای حدواسط و مافیک بعد از تبلور ماگمای اسیدی و فلسیک به درون آن نفوذ کند، به علت افزایش گرانیوی ماگمای میزبان، اختلاط ماگمایی واقعی صورت نگرفته و به شکل حباب‌هایی درون آن پراکنده می‌شود و آنکلاوها تشکیل را می‌دهند. تشابه شیمیایی بین آنکلاوها و سنگ میزبان ناشی از تبادل و تعادل شیمیایی بین آنهاست که در حین سرد شدن آهسته ماگما رخ می‌دهد (باربارین<sup>۳</sup>، ۲۰۰۵)

۷- آنکلاوهای توانمند حاصل از تخریب و گسیختگی حاشیه انجماد سریع ماگمای میزبان باشند که در درون آن تجمع یافته‌اند. در اثر تزریق مجدد یا پالس‌های ماگمایی، حاشیه انجماد سریع ماگما کنده و خرد می‌شوند و به قطعات زاویه‌داری تقسیم گردیده که با میزبان‌شان از نظر کانی‌شناسی و شیمیایی شباهت زیادی دارند. دانه ریز بودن آنکلاوها، نشانه سرد شدن سریع مذاب سازنده آنها در مقایسه با ماگمای گرانیوی میزبان‌شان می‌باشد (دونایر<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۵).

۸- ماگمای دیوریتی با دمای بالا به درون ماگمای اسیدی (گرانیوی) نسبتاً سردتر نفوذ کرده و با از دست دادن دما به آنکلاو تبدیل می‌شود و در مقابل مذاب پیرامون خود نفوذناپذیر باقی می‌ماند (استفنس<sup>۵</sup> و همکاران، ۱۹۹۱).

همان‌طور که در بالا بیان شد فرآیندهای مختلفی در تشکیل آنکلاوهای نقش دارند که تعیین نوع فرآیند کار مشکل و پیچیده بوده و نیاز به داده‌های کامل و جامعی از مشخصات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی به‌ویژه ایزوتوپی است؛ با این وجود با توجه به داده‌های موجود مراحل زیر جهت تعیین فرآیندهای تشکیل آنکلاوها در توده‌های یزد استفاده گردیده است که به‌طور خلاصه ارائه می‌شود:

الف) مرحله اول: این مرحله در رابطه با ماگمایی یا غیرماگمایی بودن آنکلاوهای منطقه است.

حضور بلورهای شکل‌دار هورنبلند و پلاژیوکلاز، بافت‌های پورفیری، پورفیروئید، پویی‌کلیتیک،

منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازها، تجمع هورنبلند با کوارتز، آپاتیت و بیوتیت و بافت میکروگرانولار

1- Kumar and Rino

2- Dargahi

3- Barbarin

4- Donaire

5- Stephens

آنکلاو نسبت به سنگ میزبان از نشانه‌های منشاء ماگمایی بودن آنکلاوهای منطقه است ( ورنون، ۱۹۹۱).

ب) مرحله دوم: آیا آنکلاوهای موجود در توده‌های غرب یزد از نوع رستیت است یا نه؟  
اکثر زمین‌شناسان متعقدند که آنکلاوهای رستیتی عموماً در گرانیتوئیدهای نوع S می‌باشد و از کانی‌های آلومینیم‌دار نظیر آندالوزیت، سیلیمانیت، کلدیریت، گارنت، بیوتیت و مسکوویت تشکیل شده و بافت دگرگونی را نشان می‌دهند. با توجه به گرانیتهای نوع I بودن منطقه و عدم حضور کانی‌های آلومینیم‌دار و کانی‌های میکایی و گارنت در آنکلاوها موجود در توده‌های غرب یزد، مدل رستیت در مورد منشاء و فرآیند تشکیل این آنکلاوها قابل قبول نمی‌باشد. شایان توجه است مدل رستیتی برای آنکلاوهای موجود در گرانیتوئیدهای شیرکوه که از نوع S می‌باشند توسط شیپی (۱۳۸۸) گزارش و مورد بررسی قرار گرفته است.

ج) مرحله سوم: تعیین ارتباط ژنتیکی آنکلاوها با ماگمای میزبان می‌باشد که در این مورد می‌توان دو مدل پیشنهاد نمود که عبارتند از:

۱- مدل اتولیت: آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME) حاصل از تبلور بخشی از یک ماگمایی که هم منشاء با ماگمای سنگ میزبان هستند، متبلور شده و تجمع یافته‌اند (هبیلی و پیرس، ۲۰۰۵؛ پاترسون و همکاران، ۲۰۰۴، دونایر و همکاران، ۲۰۰۵؛ پاسکوا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

۲- مدل اختلاط ماگمایی: در این مدل دو ماگمای مافیک و فلسیک با هم اختلاط کرده و بخش‌هایی از ماگمای مافیک به صورت قطعات مجزا درون ماگمای فلسیک میزبان پراکنده می‌گردند و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک را بوجود می‌آورند و در نتیجه تبادل و تعادل شیمیایی بین آنهاست که ترکیب کانی شناسی و شیمیایی آنکلاوها به سنگ میزبان نزدیک می‌شود (آروین و همکاران، ۲۰۰۴ و کومارورینو، ۲۰۰۶؛ باربارین، ۲۰۰۵؛ درگاهی و همکاران، ۲۰۱۲).

با توجه به شواهد صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی زیر، منشاء اختلاط ماگمایی برای آنکلاوهای

1- Pascual

موجود در گرانیتهای غرب یزد پیشنهاد می‌گردد :

۱- در مناطقی که اختلاط ماگمای فلسیک و مافیک برای منشاء آنکلاوها در نظر گرفته شده است، با افزایش فراوانی آنکلاوها ترکیب سنگ میزبان به آنکلاوها نزدیکتر می‌شود (سیلوا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰). همان‌طور که قبلاً توضیح داده شد میزان فراوانی آنکلاوها در توده امین‌آباد در مقایسه با سایر توده‌ها بیشتر بوده و ترکیب سنگ گرانیتهی میزبان به ترکیب آنکلاوها نزدیک‌تر می‌باشد و از نشانه‌های منشاء اختلاط ماگمایی برای آنکلاوها است.

۲- آنکلاوهای حاصل از اختلاط ماگمایی معمولاً دارای حاشیه انجماد سریع بوده که منشاء این حاشیه‌ها اختلاف دمایی بین دو ماگمای اختلاطی می‌باشد. حاشیه‌های انجماد سریع از بخش‌های مرکزی آنکلاوها دانه ریزتر بوده و در آنکلاوهای با منشاء اتولیتی (که بین آنکلاوها و سنگ میزبان اختلاف دمایی اندکی وجود داشته و آنکلاوها به‌صورت قطعات جامد وارد ماگمای میزبان می‌شوند) وجود ندارند. همبری تدریجی بین آنکلاوها و سنگ میزبان دیده شده و برخی دارای شکل زاویه‌دار هستند (چن<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۹؛ دونایر و همکاران، ۲۰۰۵). حاشیه انجماد سریع، همبری غیرتدریجی (شارب) و حاشیه گردشده و انحنایی اغلب آنکلاوهای موجود در توده‌های غرب یزد از شواهد منشاء اختلاط ماگمایی آنهاست.

۳- شواهد بافتی در آنکلاوهای میکروگرانولار و سنگ میزبان گرانیتهی عبارتند از: وجود بافت غربالی در پلاژیوکلاز، بافت پویی‌کلیتی در آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلازها، هورنبلندها با بافت اسکلتی و خورده‌شده، آپاتیت سوزنی شکل و تجمعات مافیک متشکل از هورنبلند، اسفن، بیوتیت و مگنتیت، حضور زینوکریست‌های کوارتز با کانی‌های دیگر، بافت راپاکیوی و ناپیوستگی‌ها منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز ( ورنون، ۱۹۹۱؛ چن و همکاران، ۲۰۰۹؛ لاین‌کوم، ۲۰۰۴)؛ این شواهد بافتی در آنکلاوهای منطقه قابل مشاهده بوده و از دلایل اختلاط ماگمایی فلسیک میزبان و مافیک تشکیل دهنده آنکلاوها می‌باشد.

---

1 - Silva  
2- Chen

۴- آنکلاوهای با منشاء اتولیتی معمولاً بافت میکروگرانولار نداشته و از لحاظ اندازه دانه‌ها شبیه به سنگ میزبان خودشان یعنی دارای بافت گرانولار هستند (دیدیه و باربارین<sup>۱</sup>، ۱۹۹۱). در آنکلاوهای موجود در توده‌های غرب یزد بافت میکروگرانولار و پورفیری دیده می‌شود که از شواهد منشاء اختلاط ماگمایی آنکلاوها می‌باشد.

۵- بیوتیت‌های ماگمایی به‌طور پیوسته با مذابی که در حال تبلور از آن هستند به تعادل می‌رسند. اگر اختلاط ماگمایی رخ دهد، ترکیب بیوتیت‌های موجود در آنکلاوها باید مشابه با ترکیب بیوتیت‌های سنگ میزبان باشد (باربارین، ۲۰۰۵). بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی و آنالیز مایکروپروب روی بیوتیت‌های آنکلاوها و سنگ‌های گرانیتی میزبان‌شان نشان می‌دهد که بیوتیت‌های آنکلاوها و سنگ میزبان از نظر ترکیب مشابه هم بوده و اختلاف اندکی در مقادیر Fe و Mg وجود دارد. لازم به توضیح است با توجه به برخی شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی، می‌توان مدل اتولیت را برای برخی از این آنکلاوها در نظر گرفت و این مدل کاملاً رد نمی‌شود.

## ۲-۸- نتیجه‌گیری

۱- توده‌های نفوذی غرب یزد از نظر تقسیمات زمین‌شناختی و ساختاری ایران متعلق به کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر و زون‌های ایران مرکزی می‌باشد.

۲- دایک‌های متعددی توده‌های نفوذی، سنگ آتشفشانی - رسوبی ائوسن و حتی سازندهای قدیمتر مانند کهر، سلطانیه و تفت منطقه را قطع می‌کنند. این دایک‌ها را می‌توان از نظر تقدم زمانی به دو نسل تقسیم نمود:

الف) دایک‌های نسل اول یا سین پلوتونیک با ترکیب آندزیتی که هم زمان با نفوذ یا کمی جوان‌تر از توده نفوذی میزبان تشکیل شده‌اند.

ب) دایک‌های نسل دوم را می‌توان جوانترین فاز ماگمایی در منطقه در نظر گرفت که در ناحیه ارجنان به‌صورت دسته‌های دایک‌های اسیدی با ترکیب ریو- داسیتی و حدواسط با ترکیب آندزیتی

1- Didier and Barbarin

به موازات یکدیگر هستند و توده‌های گرانیتوئیدی ارجنان و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند.

۳- بر اثر نفوذ توده‌های غرب یزد به درون سازند کهر (خضراآباد) و سنگ‌های آهک کرتاسه سازند تفت (کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان) و همچنین در سنگ‌های رسوبی - آتشفشانی ائوسن (امین‌آباد، ارجنان و آدربلندان) منجر به دگرگونی مجاورتی درجه ضعیف تا متوسط، دگرسانی هیدروترمال، اسکارن‌زایی و کانه‌زایی آهن و مس در منطقه شده است.

۴- در توده‌های نفوذی مورد مطالعه آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک (MME) با ترکیب کوارتزمونزدیوریت تا دیوریت وجود دارند. عموماً دارای حاشیه‌های گردشده یا کنگره‌دار، بی‌شکل، گرد تا بیضوی شکل می‌باشند. با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی منشاء اختلاط ماگمایی برای آنکلاوهای موجود در گرانیتوئیدهای غرب یزد پیشنهاد می‌گردد.

۵- شواهدی از جمله چندرنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوکلاز صورتی رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل توده‌های نفوذی منطقه است.

۶- شواهد صحرایی از جمله: موقعیت توده‌ها در یک نوار کوهزایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی، همراه با سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی با ترکیب آندزیتی و داسیتی، عدم وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده، حضور آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک با ترکیب کوارتز دیوریت، آثار کانی‌زایی آهن و مس و لخته‌های مافیک متشکل از هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه از نشانه‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا (نوع کوردیلرایی) می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).





# فصل سوم:

پتروگرافی

### ۳-۱- مقدمه

در این فصل به شناخت و توصیف کانی‌های سازنده سنگ‌ها، روابط بافتی و ترتیب تبلور کانی‌ها و شواهد میکروسکوپی تحولات ماگمایی نظیر تبلور تفریقی، هضم، اختلاط ماگمایی، دگرسانی و غیره پرداخته می‌شود.

پتروگرافی توده‌های نفوذی غرب یزد، به‌طور مجزا با عناوین توده‌های نفوذی امین‌آباد، ارجنان، خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان بررسی می‌شود و در پایان فصل، تجزیه و تحلیل بافت‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

### ۳-۲- رده‌بندی مدال

سنگ‌های آذرین را بر اساس روش‌ها و معیارهای مختلفی رده‌بندی می‌کنند؛ یکی از مهمترین روش‌های طبقه‌بندی سنگ‌های نفوذی، روشی است که توسط اتحادیه بین‌المللی علوم زمین‌شناسی (IUGS)<sup>۱</sup> و اشتریکایزن<sup>۲</sup> (۱۹۷۶) ارائه شده که در آن از نتایج آنالیز مدال نمونه‌ها و درصد حجمی آنها استفاده می‌شود و بر مبنای فراوانی مدال کانی‌های کوارتز (Q)، آلکالی‌فلدسپار (A) و پلاژیوکلاز (P) استوار می‌باشد. از مزیت این رده‌بندی کاربرد آسان، هزینه کم و غیرژنتیکی بودن آن است.

ابتدا مقدار حجمی کانی‌های شکل دهنده ۵۱ مقطع نازک توده‌های نفوذی منطقه به‌وسیله دستگاه شمارنده نقاط در گروه زمین‌شناسی دانشگاه تهران و اصفهان تعیین شد و سپس درصد حجمی کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز محاسبه و روی نمودار QAP (اشتریکایزن، ۱۹۷۶) تصویر گردید. نتایج آنالیز و رده‌بندی مدال در جدول ۳-۱ و شکل ۳-۱ ارائه شده است. بر پایه این رده‌بندی، نمونه‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه در محدوده آلکالی‌فلدسپارگرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و آنکلاوهای مافیک در محدوده کوارتزمونزوودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۳-۱).

1- International Union of Geological Science

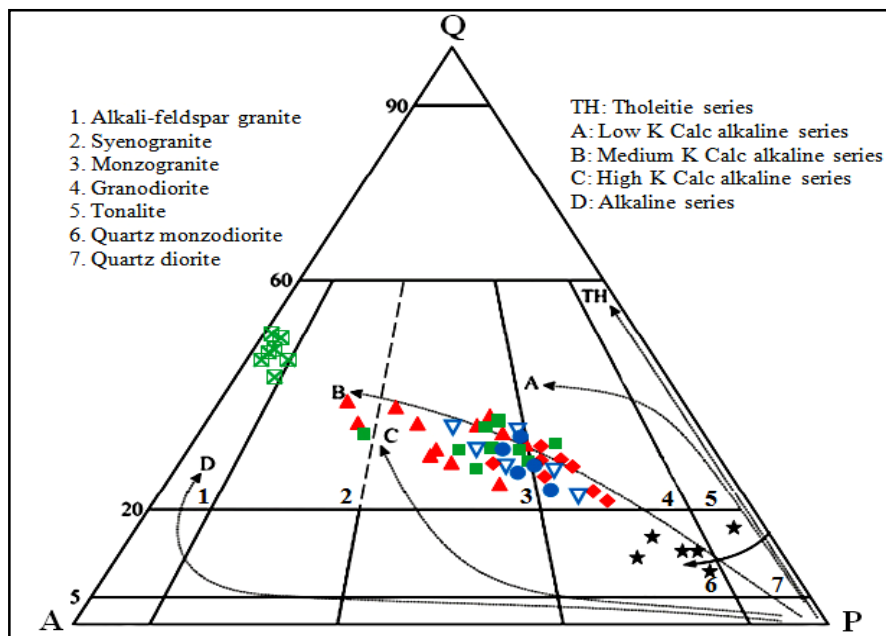
2- Streckeisen

جدول ۳-۱- نتایج آنالیز مدال سنگ‌های توده‌های نفوذی غرب یزد

معرفی علائم اختصاری به کار رفته در جدول: Qtz=Quartz, A.F=Alkali Feldspar, Pl=Plagioclase, Bit=Biotite,

Hbl=Hornblende, Px=Pyroxene, Ap=Apatite, Opq=Opaque

Sample	Sample No.	Rock Type	Qtz	A.F	Pl	Bit	Hbl	Px	Ap	Opq	Count of points
Aminabad	GH.AM.1	Monzogranite	28.1	36.4	28.9	2.9	3.4	-	-	0.3	880
	GH.AM.3	Monzogranite	30.9	27.4	33.8	3.6	3.4	-	-	0.9	694
	GH.AM.12	Granodiorite	21.8	29.6	40.8	2.0	3.6	-	<0.1	2.3	850
	GH.AM.15	Syenogranite	38.6	44.2	15.8	0.6	0.1	-	-	0.7	750
	GH.AM.18	Monzogranite	28.9	21	39.4	5.6	4.4	-	<0.1	0.6	780
	GH.AM.23	Syenogranite	34.5	41	20.5	2.9	0.9	-	<0.1	0.1	680
	GH.AM.27	Monzogranite	33	34	27.5	3.8	0.8	-	<0.1	0.8	720
	GH.AM.31	Monzogranite	26	33.2	35.8	3.6	1	-	-	0.4	900
	GH.AM.35	Monzogranite	30.4	29.4	34.3	2.5	2.4	-	-	0.8	790
	GH.AM.36	Monzogranite	23.4	37.5	30.1	4.9	4.2	-	<0.1	0.8	820
	GH.AM.37	Monzogranite	31	44	22	2.5	0.1	-	-	0.4	800
GH.AM.38	Monzogranite	32.5	25	34	3.6	4.3	-	-	0.6	815	
GH.AM.44	Monzogranite	29.5	22.2	41.3	3.8	1.8	-	<0.1	1.4	650	
Erjannan	GH.EJ.3	Granodiorite	19.5	15.5	56.9	2.6	4.1	-	<0.1	1.3	610
	GH.EJ.4	Granodiorite	26.3	22.6	43.3	2.3	4.3	-	<0.1	1.2	760
	GH.EJ.8	Granodiorite	26.4	19.4	45.8	3.2	4.1	-	<0.1	1	590
	GH.EJ.16	Granodiorite	21	17.4	52	3.1	4.8	-	<0.1	1.6	710
	GH.EJ.17	Monzogranite	27.3	35.2	29.6	3.2	4.1	-	<0.1	0.5	840
	GH.EJ.22	Granodiorite	28.2	20.9	41.9	3.3	5.2	-	-	0.5	680
	GH.EJ.24	Granodiorite	24.5	24	45.7	1.9	3.3	-	<0.1	0.5	640
	GH.EJ.28	Granodiorite	25.1	19.8	46.5	2.9	4.7	-	-	2	670
Khezrabad	GH.KH.1.3	Alkali granite	50.03	46.11	1.96	0.9	0.1	-	-	1	610
	GH.KH.2.2	Alkali granite	46.4	45.7	5.3	0.7	0.1	-	-	1.9	590
	GH.KH.3.1	Alkali granite	44.2	47.2	5.8	0.9	0.2	-	-	1.9	510
	GH.KH.3.2	Alkali granite	40.2	46.8	9.1	1.6	1.2	-	-	2.3	496
	GH.KH.3.7	Alkali granite	47.4	46.6	3.9	0.4	0.2	-	-	1.7	590
	GH.KH.4.1	Alkali granite	49.2	44.30	3.9	1.1	0.5	-	-	1.5	580
	GH.KH.5.8	Alkali granite	45	49.8	2.9	0.6	0.2	-	-	1.7	625
Kafatabad	GH.KF.6.6	Syenogranite	33.5	38	23	2.9	1.9	-	-	0.6	660
	GH.KF.6.11	Monzogranite	31.3	24.2	34	4.1	4.5	-	<0.1	1.8	657
	GH.KF.7.1	Monzogranite	31.6	26.4	36.3	1.8	3.1	-	-	0.8	605
	GH.KF.7.3	Monzogranite	28.11	30.92	34.67	2.1	2.9	-	-	1.3	630
	GH.KF.7.7	Monzogranite	29	28.1	38.1	2.1	2.4	-	-	0.3	632
	GH.KF.7.15	Monzogranite	25.1	25.1	24.17	2.8	3.1	-	<0.1	2.8	655
	GH.KF.7.26	Monzogranite	25.46	31.12	37.72	2.9	3.2	-	-	0.6	656
	GH.KF.7.40	Monzogranite	28.82	18.76	43.92	2.4	4.1	-	<0.1	1.9	610
Aliabad	GH.AL.30	Monzogranite	27.84	23.2	41.76	3.5	2.4	-	<0.1	1.2	625
	GH.AL.33	Monzogranite	31	37	35.8	3.3	4.3	-	-	0.5	695
	GH.AL.34	Monzogranite	31.7	28.8	31.3	2.6	4.7	-	-	0.9	760
	GH.AL.41	Granodiorite	23.8	24.1	46.1	2.5	2.7	-	<0.1	0.7	520
	GH.AL.49	Granodiorite	25.7	22.4	45.4	2.2	3.5	-	-	0.8	540
	GH.AL.57	Monzogranite	32.8	31.2	29.1	2.4	3.8	-	-	0.6	570
Aderbolandian	GH.AD.1	Granodiorite	23.5	22	50.2	1.7	2.2	-	<0.1	0.3	580
	GH.AD.2	Granodiorite	21.7	24.1	48.7	2.3	2.5	-	<0.1	0.6	570
	GH.AD.5	Monzogranite	25	25.9	43.4	2.2	2.8	-	-	0.7	510
	GH.AD.9	Monzogranite	30.6	21.20	43.2	2.3	2.1	-	-	0.6	580
	GH.AD.12	Monzogranite	28.2	25.4	38.9	2.6	3.8	-	-	1.1	605
Enclaves	GH.AM.10	Quartz Monzodiorite	11.2	13.7	50.5	5.5	7.6	8.8	<0.1	2.6	600
	GH.EJ.30	Quartz Monzodiorite	10.4	10.6	69	6.6	1.8	8.5	<0.1	2.4	670
	GH.KF.6.10	Quartz Monzodiorite	10.7	9.05	62.55	6.1	1.9	7.7	<0.1	1.9	510
	GH.AL.37	Quartz Monzodiorite	7.2	8.8	63.8	6.6	2.4	8.3	<0.1	2.6	550
	GH.AD.3	Quartz Monzodiorite	12	6.2	60.5	7.5	4.3	6.5	<0.1	3	455
	GH.KH.3.9	Quartz diorite	15.3	3.4	74.1	3.2	-	-	1	3	320



شکل ۳-۱- موقعیت نتایج آنالیز مدال توده‌های نفوذی منطقه در نمودار مدال QAP (اشتریکایزن، ۱۹۷۶) فلش‌ها روندهای تفریق سری‌های مختلف ماگمایی را نشان می‌دهد که از لامبر و بودن<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) اقتباس گردیده و نمونه‌های منطقه در راستای روند سری کالکوآلکالن (B) قرار می‌گیرند. لازم به توضیح است در این پایان‌نامه نشانه‌های ▲ ◆ ■ ▽ ● ★ به ترتیب توده‌های امین‌آباد، ارجنان، خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد، آدربلندان و آنکلاوها را نشان می‌دهد.

### ۳-۳- توده نفوذی امین‌آباد

#### ۳-۳-۱- مشخصات بافتی

توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد عموماً دارای بافت گرانولار ریز دانه تا متوسط دانه بوده و گاهی بافت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارند. سنگ‌های این توده بافت‌های گرانوفیری، پرتیت و آنتی‌راپاکیوی نیز نشان می‌دهند (شکل ۳-۲ تا ۳-۷).

#### ۳-۳-۲- مشخصات کانی‌شناسی

##### الف) کانی‌های اصلی

**آلکالی‌فلدسپار:** آلکالی‌فلدسپارها از جنس ارتوکلاز است و میکروکلین در آنها بسیار نادر می‌باشد. ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و برخی دارای تیغه‌هایی از آل‌بیت است و غالباً در جهت تقریباً موازی هم

1- Lameyre and Bowden

رشد کرده و تشکیل بافت پرتیت رشته‌ای<sup>۱</sup> را داده است (شکل ۳-۴). بر اساس آنالیز مدال، ارتوکلاز فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده گرانیتوئید منطقه بوده که بین ۲۱ تا ۴۴ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده و معمولاً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد.

در برخی نمونه‌ها هم‌رشدی گرانوفیری ارتوکلاز با کوارتز دیده می‌شود. رشد گرانوفیری هم در زمینه و هم به‌صورت درشت بلور قابل مشاهده است. در حالت اخیر در مرکز، هسته‌ای از آلکالی‌فلدسپار (گاهی کوارتز) وجود دارد که در حاشیه به هم‌رشدی شعاعی کوارتز و فلدسپار می‌انجامد و گاهی با دور شدن از هسته این هم‌رشدی درشت‌تر شده و غیر قابل تمایز از بافت گرافیکی می‌گردد (شکل ۳-۳).

**کوارتز:** این کانی با فراوانی ۲۲ تا ۳۹ درصد، معمولاً به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل می‌باشد. کوارتزها در نمونه‌های میلونیتی شده، متحمل فرآیند دانه ریز شدن<sup>۲</sup> شده و برخی خاموشی موجی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۴). به نظر می‌رسد کوارتزها به‌صورت بلورهای نسبتاً مستقل و درشت و نیمه شکل‌دار می‌باشند. برخی از آنها نیز با آلکالی‌فلدسپار هم‌رشدی نشان داده و بافت گرانوفیری و یا گرافیکی را به نمایش می‌گذارند.

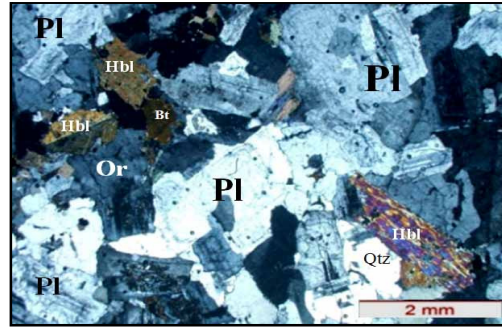
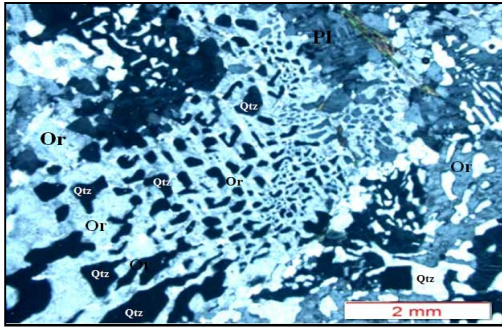
**پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلازها با فراوانی ۱۶ تا ۴۱ درصد، به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و ترکیب آنها الیگوکلاز-آندزین است. برخی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه واکنشی و آثار خوردگی می‌باشند. بلورهای درشت‌تر پلاژیوکلاز برخی واجد ادخال‌هایی از بیوتیت، کوارتز، هورنبلند، آلکالی‌فلدسپار و حتی برخی واجد میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشند (شکل ۳-۷).

## ب) کانی‌های فرعی

**آمفیبول:** ترکیب آمفیبول‌ها با توجه به آنالیز ماکروپروب از نوع منیزیو-هورنبلند هستند و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با فراوانی ۰/۱ تا ۴/۵ درصد می‌باشند.

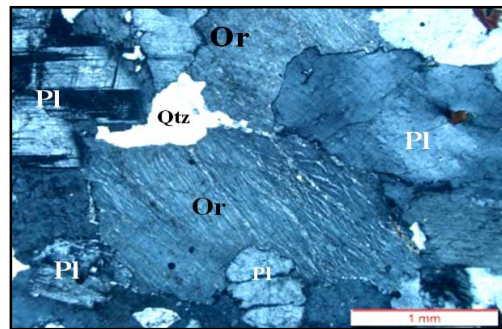
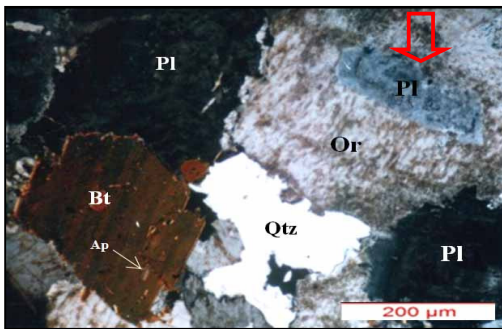
---

1- String Perthite  
2-Subgraining



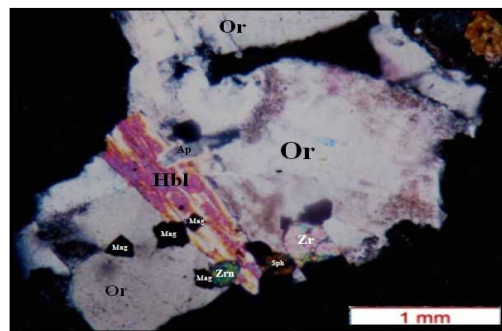
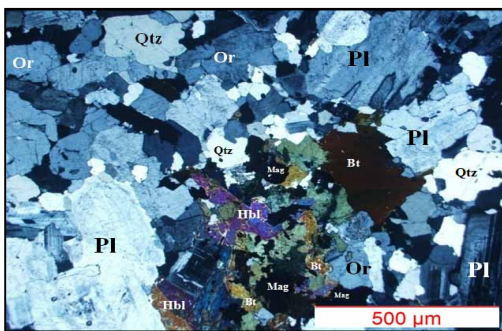
شکل ۳-۳- بافت گرافیکی (XPL) در توده مونزوگرانیت امین آباد

شکل ۳-۲- بافت گرانولار و هورنبلند اسکلتی و گردشده (XPL) در توده مونزوگرانیت امین آباد



شکل ۳-۵- بافت آنتی راپاکیوی و بیوتیت تیغه‌ای (XPL) در توده مونزوگرانیت امین آباد

شکل ۳-۴- پرتیت رشته‌ای، همراه با کوارتز و پلاژیوکلاز (XPL) در توده مونزوگرانیت امین آباد



شکل ۳-۷- هورنبلند، بیوتیت و اوپک و کمی پلاژیوکلاز که معرف وجود یک لخته مافیک ریز در توده مونزوگرانیت امین آباد می‌باشد (XPL).

شکل ۳-۶- همیافتی کانی‌های فرعی هورنبلند، بیوتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت (XPL) در توده مونزوگرانیت امین آباد

علایم اختصاری نام کانی‌ها در این پایان‌نامه از کرتز<sup>۱</sup> (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

1- Kretz

برخی از هورنبلندها دارای بافت اسکلتی و گرد شده می‌باشند که معرف وقوع فرآیند اختلاط ماگمایی است (شکل ۳-۲) (ساتکلیف و همکاران، ۱۹۹۵). در برخی از مقاطع تجمعاتی به صورت لخته‌های مافیک متشکل از هورنبلند، بیوتیت، اوپک و کمی پلاژیوکلاز دیده می‌شود که معرف وجود یک لخته مافیک ریز می‌باشد (شکل ۳-۷). در واقع این لخته میکروآنکلاو هستند که مبین اختلاط ماگمایی می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).

**بیوتیت:** این کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای چند رنگی قهوه‌ای تیره تا روشن است و فراوانی آن ۰/۵ تا ۵/۵ درصد متغیر است. بیوتیت واجد ادخال‌هایی از زیرکن، مگنتیت و اسفن بوده (شکل ۳-۵) و از نوع تیتان‌دار می‌باشد؛ زیرا تجزیه به کلریت از نوع پینیت شده و نیز اسفن‌های ثانویه در محل دگرسانی آنها مشاهده می‌شود که معمولاً در امتداد رخ‌ها جای گرفته‌اند (شکل ۳-۲).

**اسفن:** به صورت اولیه و ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارد. اسفن اولیه درشت‌تر و شکل‌دار هستند و اسفن‌های ثانویه معمولاً بی‌شکل و ریزدانه هستند و در امتداد رخ‌های بیوتیت‌ها دیده می‌شوند (شکل ۳-۶).

**آپاتیت:** آپاتیت به صورت شکل‌دار می‌باشد و معمولاً در داخل بیوتیت، هورنبلند، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز به صورت ادخال دیده می‌شود (شکل ۳-۵ و ۶).

**زیرکن:** این کانی به صورت بلورهای شکل‌دار معمولاً همراه با بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار به صورت ادخال یافت می‌شود و برخی از دانه‌های زیرکن دارای هاله پلئوکروئیک هستند (شکل ۳-۶).

**کانی‌های اوپک:** بر اساس مطالعه مقاطع نازک - صیقلی مطالعه شده کانی‌های اوپک از نوع کانی‌های مگنتیت می‌باشند. با توجه به حضور اسفن در مقاطع نازک این سنگ‌ها احتمال اینکه این مگنتیت‌ها حاوی Ti باشند، زیاد است (شکل ۳-۶).

### ج) کانی‌های ثانویه

کانی‌های ثانوی موجود در این سنگ‌ها شامل کانی‌های رسی، سربیسیت، کلریت و اپیدوت بوده که



به ترتیب حاصل دگرسانی آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول می‌باشند (شکل ۳-۵ و ۶).

### ۳-۴- توده نفوذی ارجنان

#### ۳-۴-۱- مشخصات بافتی

در مقاطع نازک گرانودیوریت ارجنان بافت‌های گرانولار، پورفیروئیدی (با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز)، میرمکیتی و گرافیکی مشاهده می‌شود (شکل ۳-۸ تا ۱۳).

#### ۳-۴-۲- مشخصات کانی‌شناسی

##### الف) کانی‌های اصلی

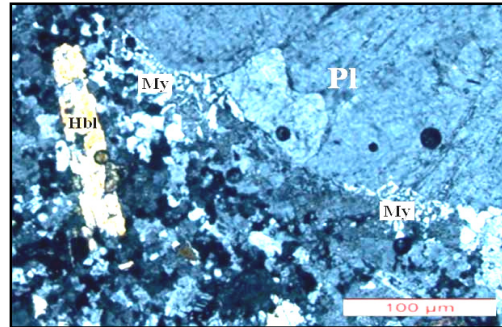
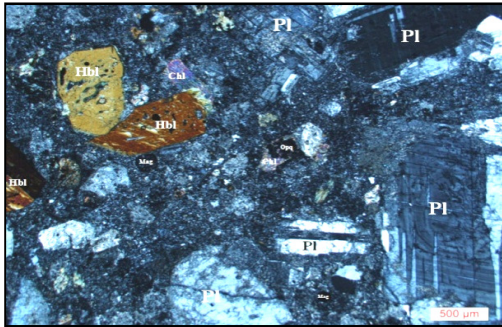
**پلاژیوکلاز:** این کانی شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار همراه با تیغه‌های ماکل تکراری نامنظم هستند و برخی حالت گوه‌ای شکل و بافت صفحه شطرنجی<sup>۱</sup> دارند. در این پلاژیوکلازها تیغه‌های آلبیتی کوچک طوری قرار گرفته که بافتی شبیه صفحه شطرنج به وجود آورده‌اند، با این تفاوت که هر یک از واحدها به صورت یک مربع منظم نبوده بلکه حالت نامنظم دارند. بنا به عقیده بسیاری از زمین‌شناسان تشکیل این نوع بافت، محصول متاسوماتیسم سدیک است؛ و تنش در تشکیل آلبیت صفحه شطرنجی نقش مؤثری دارد. برخی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و حاشیه انحلالی بوده و فراوانی آنها به طور متوسط حدود ۴۷ درصد است (شکل ۳-۹ و ۱۰).

**کوارتز:** کوارتز به صورت ریز تا درشت بلور و اکثراً بی‌شکل دیده می‌شود و فضای خالی بین درشت بلورهای پلاژیوکلاز را پر کرده است. برخی از کوارتزها به صورت کرمی شکل در داخل آلکالی فلدسپارها و در حاشیه درشت بلورهای پلاژیوکلازها، بافت میرمکیتی حاشیه‌ای را به نمایش می‌گذارند. مقدار متوسط آنها به حدود ۲۴ درصد می‌رسد (شکل ۳-۸).

**ارتوکلاز:** این کانی به صورت درشت تا ریز دانه و اکثراً نیمه شکل‌دار هستند و واجد ماکل کارلسباد می‌باشد. برخی از ارتوکلازها با کوارتز هم‌رشدی دارند. مقدار متوسط ارتوکلاز به حدود ۲۰

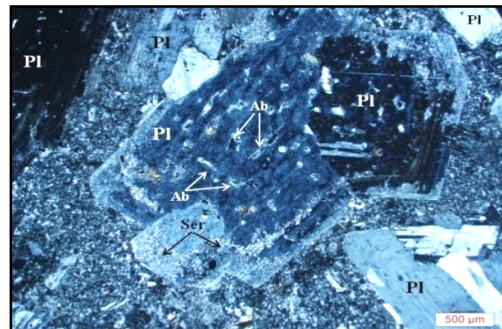
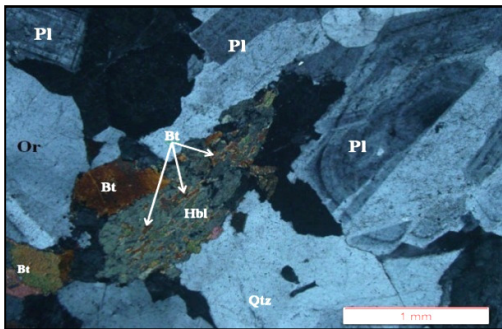
1- Chess board

درصد می‌رسد.



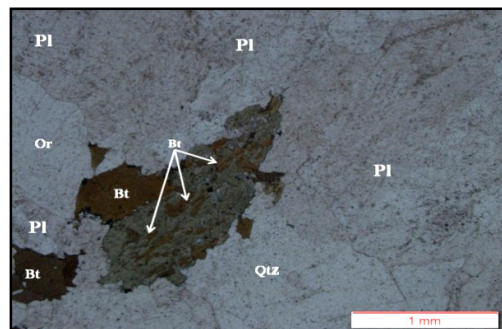
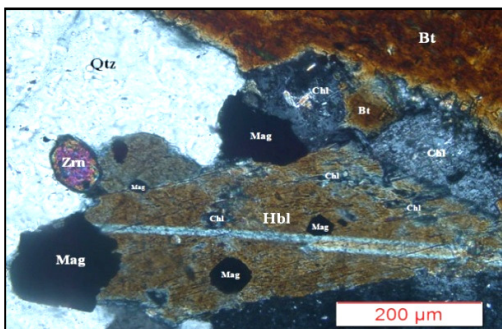
شکل ۳-۹- بافت پورفیری واجد پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نامنظم و حاشیه انحلالی و دگرسانی هورنبلند به کلریت در این تصویر دیده می‌شود (XPL)

شکل ۳-۸- تشکیل میرمکیت در حاشیه بلور درشت پلاژیوکلاز در توده گرانودیوریت ارجنان (XPL)



شکل ۳-۱۱- بافت گرانولار و تبدیل هورنبلند به بیوتیت در اثر متاسوماتیسم پتاسیک موضعی در توده گرانودیوریت ارجنان (XPL)

شکل ۳-۱۰- بافت پورفیری همراه با درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت صفحه شطرنجی و تا حدودی به سریسیت دگرسان شده‌اند (XPL).



شکل ۳-۱۳- همیافتی کانی‌های کوارتز، بیوتیت، هورنبلند، مگنتیت و زیرکن (XPL)

شکل ۳-۱۲- همان تصویر در نور پلاریزه عادی در توده گرانودیوریت ارجنان (PPL)

### ب) کانی‌های فرعی

**هورنبلند:** هورنبلندها شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و برخی از آنها آثاری از دگرسانی به

کلریت را نشان می دهند (شکل ۳-۹)؛ مقدار هورنبلند حدود ۴/۵ درصد است (شکل ۳-۱۱ و ۱۲).

**بیوتیت:** بیوتیتها به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل هستند و برخی از آنها از حاشیه و در امتداد

رخها به کلریت دگرسان شده اند. اسفن ثانویه و اکسیدهای آهن نیز همراه کلریت دیده می شوند.

فراوانی بیوتیت به حدود ۳ درصد می رسد (شکل ۳-۱۲ و ۱۳).

اسفن به صورت اولیه و ثانویه، آپاتیت به صورت خود شکل و ادخال در بیوتیت، هورنبلند، ارتوکلاز و

پلاژیوکلاز یافت می شود. زیرکنها به صورت بلورهای شکل دار معمولاً همراه با بیوتیت و آلکالی فلدسپار

دیده شده و دارای هاله تیره رنگ می باشند. کانی های اوپک عموماً از جنس اکسید آهن (مگنتیت)

شکل دار هستند (شکل ۳-۱۳).

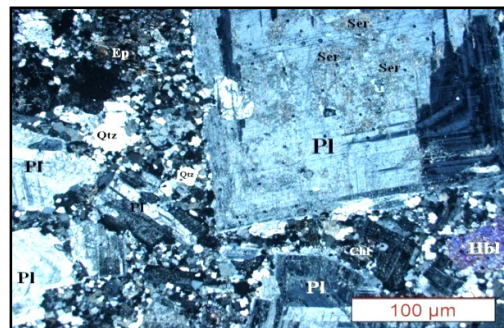
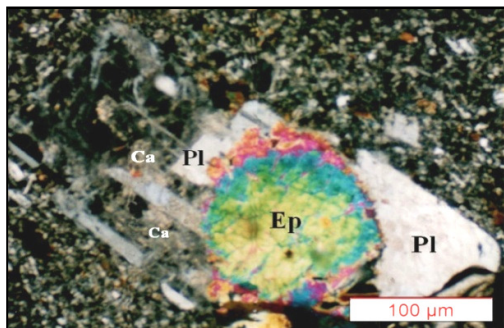
### ج) کانی های ثانوی

این کانی ها معمولاً شامل سربیسیت، کانی های رسی، اسفن و کلریت می باشند (شکل ۳-۱۱ و ۱۳).

در مجاورت زبانه های نفوذی و در کنتاکت بلا فصل توده گرانودیوریتی ارجنان با سنگ های آتشفشانی

اوسن بر اثر عملکرد محلول های گرمابی، سنگ های آتشفشانی متحمل دویتریفیکاسیون و دگرسانی

گرمابی از نوع آرژیلیتی و پروپیلیتی شده اند (شکل ۳-۱۴ و ۱۵).



شکل ۳-۱۵- آثار دگرسانی پروپیلیتی شدن در درشت بلورهای پلاژیوکلاز در همبندی سنگ های آتشفشانی میزبان با توده نفوذی ارجنان (XPL)

شکل ۳-۱۴- تصویری از بافت پورفیری در سنگ های آتشفشانی منطقه و آثار دگرسانی با حضور کانی ثانویه سربیسیت، کوارتز ریز بلور، کلریت و اپیدوت (XPL).

### ۳-۵- توده نفوذی خضرآباد

#### ۳-۵-۱- مشخصات بافتی

این توده نفوذی غالباً بافت گرانولار داشته ولی بافت‌های پورفیروئیدی، گرانوفیری، کاتاکلاستیک، میرمکیتی و پرتیتی نیز قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۶ تا ۱۹).

#### ۳-۵-۲- مشخصات کانی‌شناسی

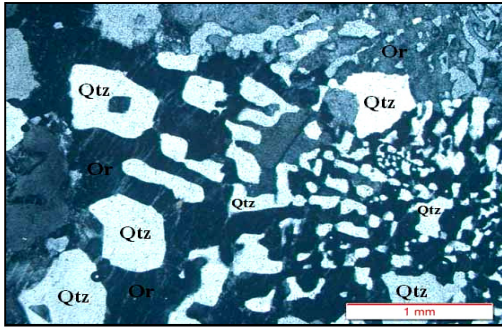
##### الف) کانی‌های اصلی

**آلکالی‌فلدسپار:** این کانی شامل ارتوکلاز و میکروکلین به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشد. ارتوکلازها اکثراً به صورت پرتیتی و صفحه شطرنجی می‌باشند (شکل ۳-۱۶ و ۱۷). در برخی نمونه‌ها فلدسپارهای پتاسیم، کوارتز را به صورت ادخال در بر گرفته و به صورت موضعی بافت پوئی‌کلیتیک ایجاد نموده‌اند. در بعضی مقاطع در اثر هم‌رشدی فلدسپارپتاسیم با کوارتز، بافت گرانوفیری شکل گرفته است. میزان فراوانی آلکالی‌فلدسپارها بین ۴۴ تا ۵۰ درصد متغیر می‌باشند (شکل ۳-۱۸).

**کوارتز:** این کانی به صورت بی‌شکل، درشت بلور و همچنین به صورت ریز در متن سنگ و ادخال در درون دیگر کانی‌های اصلی دیده می‌شود. در برخی نمونه‌ها، هم‌رشدی کوارتز با آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز، بافت گرانوفیری و میرمکیتی را ایجاد نموده است. تقریباً تمامی دانه‌های کوارتز خاموشی موجی را نشان داده و اکثراً واجد شکستگی در مقیاس میکروسکوپی می‌باشند (شکل ۳-۱۶). میزان فراوانی این کانی در سنگ بین ۴۴ تا ۵۰ درصد متغیر می‌باشد.

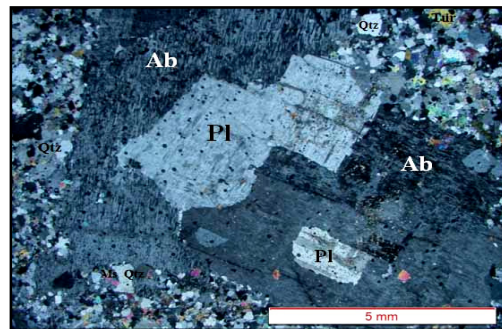
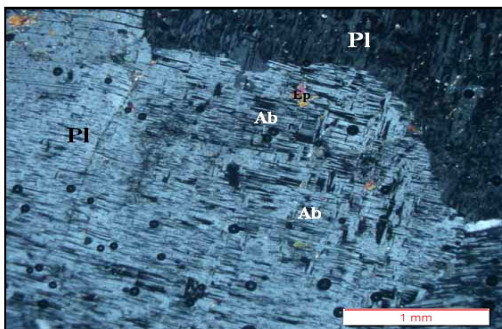
**پلاژیوکلاز:** این کانی به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود که نوارهای نازک ماکل و زاویه خاموشی بیانگر ترکیب سدیک آنهاست. برخی از پلاژیوکلازها بافت صفحه شطرنجی را نشان می‌دهند (شکل ۳-۱۹). میزان فراوانی این کانی در سنگ‌ها بین ۲ تا ۹ درصد متغیر است.





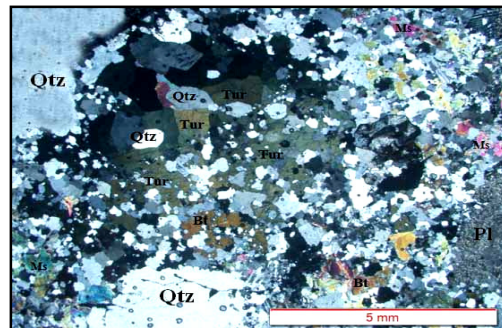
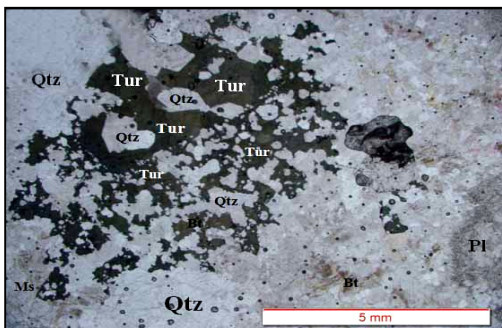
شکل ۳-۱۷- بافت گرانوفیری و همیافت کانی‌های ارتوکلاز پرتیتی و کوارتز (XPL) در آلکالی فلدسپار گرانیت خضراآباد

شکل ۳-۱۶- بافت گرانولار و همیافتی کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی، میکروکلین، آلبیت، مسکوویت و اپیدوت (XPL) در آلکالی فلدسپار گرانیت خضراآباد



شکل ۳-۱۹- تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و تشکیل ماکل صفحه شطرنجی (XPL) در آلکالی فلدسپار گرانیت خضراآباد

شکل ۳-۱۸- بافت پورفیری، تبدیل پلاژیوکلاز به آلبیت و همیافت کانی‌های کوارتز، تورمالین و مسکوویت (XPL)



شکل ۳-۲۱- تمرکزهای موضعی تورمالین همراه با آلکالی فلدسپار و کوارتز در آلکالی فلدسپار گرانیت خضراآباد (PPL). به حاشیه غنی از کوارتز و آلکالی فلدسپار با رنگ روشن توجه شود.

شکل ۳-۲۰- تمرکز موضعی تورمالین با آلکالی فلدسپار و کوارتز به هاله غنی از کوارتز و آلکالی فلدسپار در آلکالی فلدسپار گرانیت خضراآباد (XPL).

## ب) کانی‌های فرعی

در برخی از نمونه‌ها کانی‌های اسفن، اوپک، بیوتیت، هورنبلند، مسکوویت و تورمالین دیده می‌شوند که میزان فراوان آنها بین ۰/۵ تا ۲ درصد متغیر می‌باشد (شکل ۳-۱۶ تا ۱۹). تورمالین همانند کوارتز و ارتوکلاز در مراحل پایانی تبلور ماگما تشکیل شده و حضور آن بیانگر غنی بودن ماگمای سازنده سنگ‌ها از بور می‌باشد.

## ج) کانی‌های ثانوی

در اثر دگرسانی آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز به ترتیب کانی‌های رسی و سریسیت تشکیل شده است. سریسیت ثانویه به صورت رگه‌ای و هم شکل‌دار دیده می‌شود (شکل ۳-۱۶ تا ۱۹).

## ۳-۵-۳- ویژگی‌های میکروسکوپی تمرکزهای موضعی تورمالین

تمرکزهای موضعی تورمالین (نودول یا گرهک) موجود در آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد متشکل از بلورهای درشت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل تورمالین، کوارتز و آلکالی فلدسپار می‌باشند. تورمالین با چندرنگی (پلئوکروئیسم) معکوس و رنگ سبز متمایل خاکستری در مقاطع نازک قابل تشخیص می‌باشد. همان‌طور که در فصل قبل اشاره شد این تمرکزهای موضعی تورمالین یا نودول غالباً به شکل کروی تا بیضوی هستند که در مرکز، غنی از تورمالین و در حاشیه، بیشتر از کانی‌های فلسیک یا روشن کوارتز و آلکالی فلدسپار تشکیل شده و ایجاد هاله سفید رنگ در پیرامون این نودول‌ها نموده است (شکل ۳-۲۰ و ۲۱). این نودول‌ها در نمونه‌دستی و مقاطع نازک، دارای دو ترکیب هستند که ترکیب تیره در مرکز و ترکیب روشن در حاشیه مشاهده می‌شود و این تغییر رنگ در نتیجه مبادله‌های یونی بین مرکز و حاشیه نودول‌های تورمالین‌دار به وجود آمده است. در مورد تشکیل این نودول‌ها نظرات گوناگونی ارائه شده است که به برخی از آنها اشاره می‌شود:

۱- هاله لوکوکرات پیرامون نودول‌ها معمولاً تهی از آهن (Fe) و غنی از پتاسیم (K) و سدیم (Na) هستند و این امر ناشی از مهاجرت عناصر سازگار مانند Na و K با بخارهای حاوی B و F است.

واکنش سیالات با سنگ، منجر به تغییر در شرایط فیزیکی - شیمیایی ماگما شده و در نهایت تمرکز Fe به سمت مرکز نودول (کانون جذب) و انتقال Na و K به سمت حاشیه و تهی‌شدگی آن از عناصر B و Fe می‌شود و باعث تشکیل کانی‌های تورمالین در مرکز و آلکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک در حاشیه نودول و تشکیل هاله روشن در پیرامون مرکز گرهک‌های تورمالین می‌گردد (هاوتورن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲؛ روزندال و بروور<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵؛ بالن و بروسکا<sup>۳</sup>، ۲۰۱۱).

۲- در مرحله پنوماتولیتی تبلور ماگمایی، بر اثر نا آمیختگی و فعالیت سیالات هیدروترمال، فاز غنی از بور و سیلیس جدا شده و به صورت غده‌هایی در درون سنگ تجمع می‌کند (تورسرویز<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۳).

۳- نودول‌های تورمالین نتیجه جدایش سیالات هیدروترمال غنی از بور غیرقابل امتزاج همزیست با ماگمای گرانیتی می‌باشند (دینی<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۷؛ شوفلت<sup>۶</sup>، ۲۰۰۵).

۴- نودول‌های تورمالین، زینولیت‌های پلیتی هستند که توسط سیالات غنی از بور تحت تأثیر قرار گرفته و تورمالین در آنها تشکیل شده است (لفورت<sup>۷</sup>، ۱۹۹۱).

۵- نودول‌های تورمالین، غنی از کوارتز و تورمالین توسط هاله‌ای از گرانیات پالایش شده احاطه گردیده و اساساً فاقد بیوتیت و تورمالین هستند. این هاله پالایش یافته از دگرسانی و مهاجرت Fe و Mg به سمت نودول‌ها حاصل شده است.

نودول‌های تورمالین در امتداد رگچه‌های نازک لوکوکراتیک که ساختمان‌ها و خطواره‌های قبلی شامل فولیاسیون و شلیرن میکادار را قطع کرده‌اند، توزیع شده و این رگچه‌های تغذیه کننده، مسئول رشد بلورهای منفرد تورمالین در امتداد آنها می‌باشند. بنابراین نودول‌های تورمالین از مواد گرانیتی که به صورت آپلیت و پگماتیت نواری متبلور می‌شوند و غالباً گرانیات‌ها را قطع کرده‌اند، حاصل نشده، بلکه

- 
- 1- Hawthorne
  - 2- Rozendaal and Bruwer
  - 3- Balen and Broska
  - 4- Torres-Ruiz
  - 5- Dini
  - 6- Shewfelt
  - 7- Lefort

از یک فاز غنی از بور پایانی ناشی شده‌اند.

نودول‌های تورمالین از جمله شواهد اولیه تغییر و تحولات متاسوماتیسمی انجام شده در شرایط ساب‌سولیدوس می‌باشند که به احتمال زیاد در اثر آزاد شدن سیالات غنی از بور حاصل از تبلور گرانیات به وجود آمده‌اند (ولی زاده و همکاران، ۱۳۸۰).

### ۳-۶- توده نفوذی کافی آباد

#### ۳-۶-۱- مشخصات بافتی

بافت غالب گرانیتوئیدی کافی آباد، گرانولار ریز تا متوسط دانه هستند ولی بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی نیز مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در شرایط فشار پایین و محیط نسبتاً کم آب (هیپرسولوس) می‌باشد (شکل ۳-۲۲ تا ۲۷).

#### ۳-۶-۲- مشخصات کانی‌شناسی

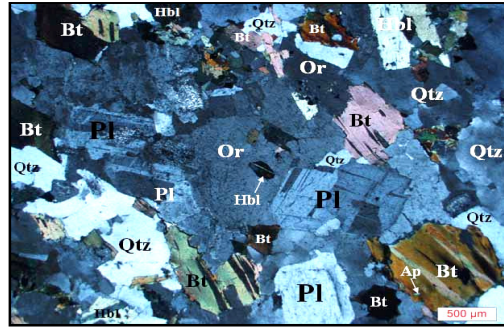
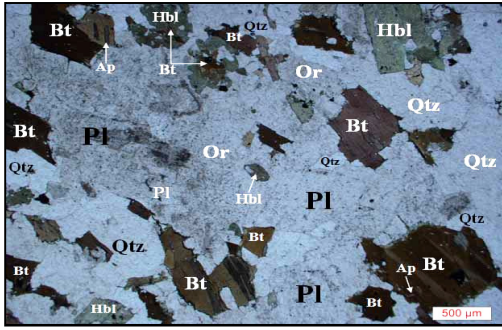
##### الف) کانی‌های اصلی

فراوانترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی شامل ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز می‌باشد.

**ارتوکلاز:** ارتوکلاز به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و عموماً حالت پرتیتی رشته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۳-۲۲ و ۲۶). میزان فراوانی این کانی بین ۲۵ تا ۳۲ درصد متغیر می‌باشد.

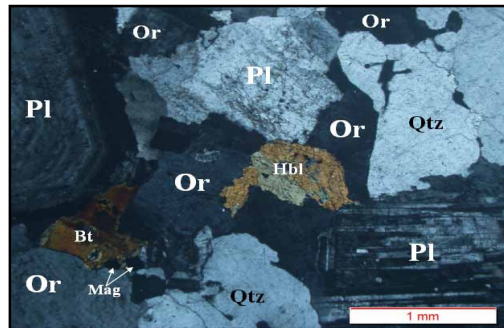
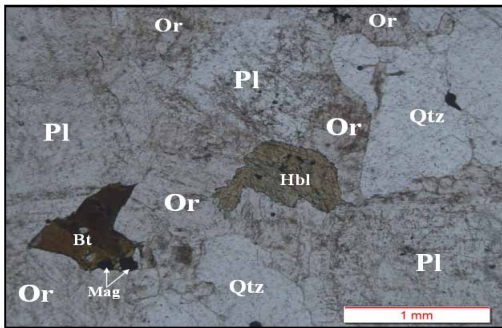
**پلاژیوکلاز:** این کانی به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند و دارای منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی غیر یکنواخت است. برخی از بلورهای پلاژیوکلاز دارای حاشیه واکنشی، آثار خوردگی و محو شدگی تیغه‌های ماکل می‌باشند (شکل ۳-۲۴ و ۲۵). میزان فراوانی پلاژیوکلاز بین ۲۴ تا ۴۴ درصد متغیر است. ترکیب پلاژیوکلاز بر پایه زاویه خاموشی، در محدوده الیگوکلاز- آندزین قرار می‌گیرد.





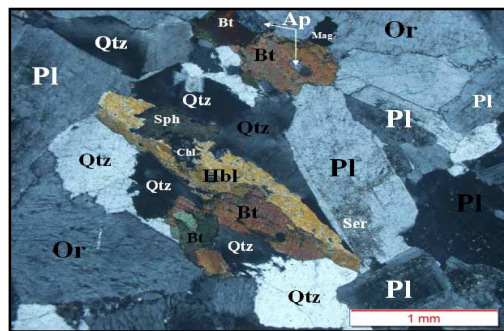
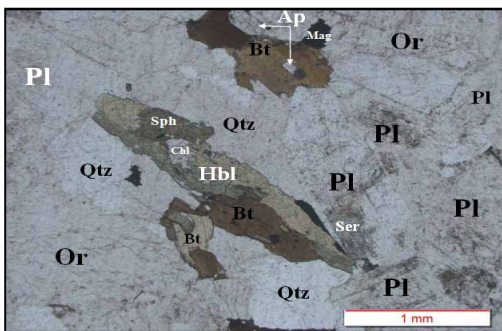
شکل ۳-۲۳- تصویر دیگری از بافت گرانولار و همیافت کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در توده مونزوگرانیت کافی آباد (PPL)

شکل ۳-۲۲- بافت گرانولار و همیافت کانی‌های کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در توده مونزوگرانیت کافی آباد (XPL)



شکل ۳-۲۵- بافت اسکلتی و حاشیه گرد شده هورنبلند و محوشدگی تیغه‌های ماکل و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز در توده مونزوگرانیت کافی آباد (PPL)

شکل ۳-۲۴- بافت اسکلتی و حاشیه گرد شده هورنبلند و محوشدگی تیغه‌های ماکل و منطقه‌بندی در پلاژیوکلاز در توده مونزوگرانیت کافی آباد (XPL)



شکل ۳-۲۷- بافت گرانولار، تبدیل هورنبلند به بیوتیت (متاسوماتیسم پتاسیک موضعی) و کلریت، ارتوکلاز، پرتیتی و حضور اسفن و آپاتیت در توده مونزوگرانیت کافی آباد (PPL)

شکل ۳-۲۶- بافت گرانولار، تبدیل هورنبلند به بیوتیت و کلریت، ارتوکلاز پرتیتی و حضور اسفن و آپاتیت در توده مونزوگرانیت کافی آباد (XPL)

**کوارتز:** کوارتزها اغلب بی شکل و به صورت بین دانه‌ای و برخی دارای خاموشی موجی و شکستگی

هستند و میزان فراوان آنها بین ۱۹ تا ۳۱ درصد متغیر می‌باشند (شکل ۳-۲۲ تا ۲۷).

### **ب) کانی‌های فرعی**

کانی‌های فرعی شامل آمفیبول، بیوتیت، اسفن، زیرکن و اوپک می‌باشد. ترکیب آمفیبول‌ها با توجه به ویژگی نوری از نوع هورنبلند سبز هستند و به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار می‌باشند و گاهی ماکل ساده را نشان می‌دهند. برخی از هورنبلندها بافت اسکلتی و گرد شده دارند که ناشی از اختلاط ماگمایی می‌باشد (شکل ۳-۲۴ و ۲۵).

برخی از هورنبلندها در حال تبدیل شدن به کلریت و بیوتیت هستند (شکل ۳-۲۶ و ۲۷). میزان فراوان آنها بین ۲/۵ تا ۴/۵ درصد متغیر است.

بیوتیت‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، با چندرنگی قهوه‌ای تیره تا روشن، واجد ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن، اکسید آهن و اسفن می‌باشند. در برخی از نمونه‌ها تبدیل‌شدگی بیوتیت به کلریت همراه با اسفن دیده می‌شود (شکل ۳-۲۶ و ۲۷). میزان فراوان آنها بین ۲ تا ۴ درصد متغیر است. دیگر کانی‌ها فرعی شامل اسفن بی‌شکل تا شکل‌دار، آپاتیت به صورت ادخال در کانی پلاژیوکلاز و کانی اکسید آهن از نوع مگنتیت می‌باشد (شکل ۳-۲۲ تا ۲۷).

### **ج) کانی‌های ثانوی**

کانی‌ها حاصل از دگرسانی شامل کانی‌های رسی، سربیسیت، اسفن، بیوتیت و اکسید آهن می‌باشد (شکل ۳-۲۲-۲۷).

## **۳-۷- توده نفوذی علی‌آباد**

### **۳-۷-۱- مشخصات بافتی**

بافت گرانوفیری، پورفیروئید، میکروگرافیک، بافت گرانولار ریز تا متوسط دانه از ویژگی‌های بافتی

این سنگ‌ها است (شکل ۳-۲۸ تا ۳۳).

### الف) کانی‌های اصلی

کانی اصلی متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی، هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز و بیوتیت می‌باشد.

**پلاژیوکلاز:** بلورهای پلاژیوکلاز اکثراً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و آنها منطقه‌بندی عادی و نوسانی نشان می‌دهند که بیانگر تغییرات شرایط محلی تشکیل بلور را نشان می‌باشد. میزان فراوانی این کانی بین ۲۹ تا ۴۷ درصد و اندازه آنها از چند میکرون تا چند میلیمتر تغییر می‌کند و ترکیب پلاژیوکلاز در گرانیتوئیدی منطقه از الیگوکلاز تا آندزین متغیّر می‌باشد. برخی از پلاژیوکلازها، تحت تأثیر متاسوماتیسم یا اختلاط ماگمایی، در بخش‌های حاشیه‌ای، آثار خوردگی و گرد شدگی داشته که با پوششی از ارتوکلاز (بافت آنتی راپاکیوی) یا رشد کوارتز به‌صورت کرمی شکل را (بافت میرمکیتی) در حواشی خود نشان می‌دهند (شکل ۳-۲۸ و ۲۹).

**کوارتز:** کوارتزها اغلب بی‌شکل و به‌صورت بین‌دانه‌ای و برخی دارای خاموشی موجی و شکستگی هستند. میزان فراوانی آنها بین ۲۱ تا ۳۳ درصد متغیّر می‌باشد. این بلورها در اثر هم‌رشدی با ارتوکلازها بافت گرافیکی را ایجاد می‌کنند. وجود بافت گرافیکی در اطراف برخی از پلاژیوکلازها نشان از پیدایش سه مرحله‌ای بلورهای کوارتز داشته به‌طوری که در مرحله اول، بلورهای نیمه‌شکل‌دار کوارتز، قبل از نقطه اوتکتیک و هم‌زمان با بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز تشکیل گردیده است. در مرحله دوم، در نقطه اوتکتیک بلورهای کوارتز به‌طور هم‌زمان با بلورهای فلدسپار پتاسیم، بافت گرافیکی را در اطراف پلاژیوکلازها ایجاد کرده‌اند و در مرحله سوم یا پایانی، مایع غنی از سیلیس، فضای خالی بین بلورهای قبلی را پر کرده و تشکیل کوارتزهای بین‌دانه‌ای را می‌دهند (شکل ۳-۲۸ تا ۳۳).

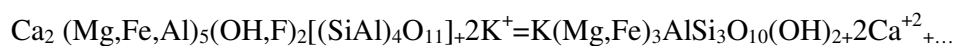
**آلکالی فلدسپار:** ارتوکلاز با میزان فراوانی بین ۲۳ تا ۳۷ به‌صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده شده و گاهی بافت پرتیتی رشته‌ای را نشان می‌دهد. این کانی به‌صورت هم‌رشدی با کوارتز (بافت

گرافیکی) و یا یک پوشش باریک در اطراف پلاژیوکلاز (بافت آنتی راپاکیوی) قابل مشاهده است. در گرانودیوریت منطقه، ارتوکلاز معمولاً یک کانی فاز تأخیری بوده و در فضای بین کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۳-۲۸ تا ۳۳).

**آمفیبول:** آمفیبول از فراوانترین کانی‌های مافیک است که به صورت بلورهای درشت و گاهی ریز دیده می‌شود. این کانی با فراوانی ۲ تا ۵ درصد از نوع هورنبلند بوده که در نور عادی دارای چند رنگی سبز تا قهوه‌ای کم رنگ و در نور پلاریزه دارای رنگ قهوه‌ای مایل به قرمز تا زرد عسلی هستند و زاویه خاموشی کم بین ۰ تا ۱۰ درجه دارند. اغلب هورنبلندها نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هستند که این مسئله تشکیل آنها را در مراحل نخستین بلور نشان می‌دهد. در برخی از مقاطع درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش گوش با ماکل کارلسباد و دو سری رخ مورب هستند. در اکثر هورنبلندها آثاری از ادخال کوارتز، بیوتیت، آپاتیت و کانی‌های اوپک دیده می‌شود (شکل ۳-۳۰ و ۳۱).

**بیوتیت:** این کانی با فراوانی ۲ تا ۳/۵ درصد به صورت تیغه‌های نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بیوتیت‌ها، با چند رنگی قهوه‌ای تیره تا روشن، واجد ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن، اکسید آهن و اسفن بوده و در برخی از نمونه‌ها تبدیل‌شدگی بیوتیت به کلریت همراه با اسفن قابل مشاهده است (شکل ۳-۳۰ و ۳۱).

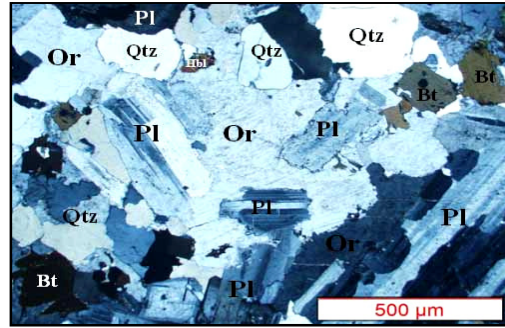
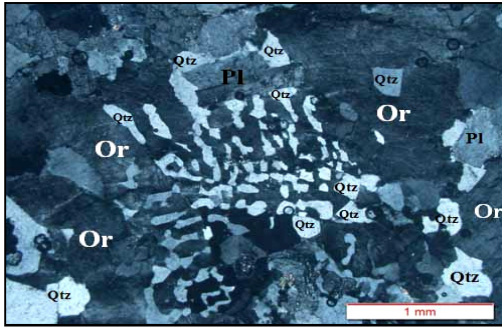
عموماً تجمع بلورهای بیوتیت بی‌شکل (ثانویه) در امتداد رخ‌ها و حاشیه هورنبلند مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل آنها در نتیجه دگرسانی هورنبلندها در اثر حضور سیالات محلی پتاسیم‌دار است و بر اساس واکنش زیر، هورنبلند با از دست دادن کلسیم و دریافت پتاسیم به بیوتیت تبدیل می‌شود:



### (ب) کانی‌های فرعی

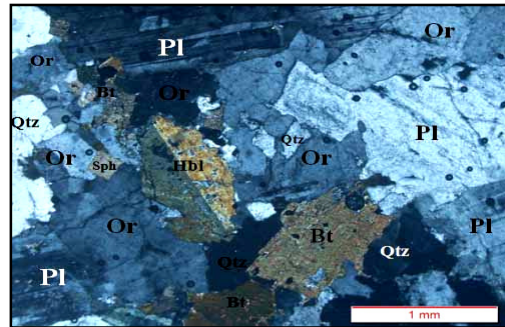
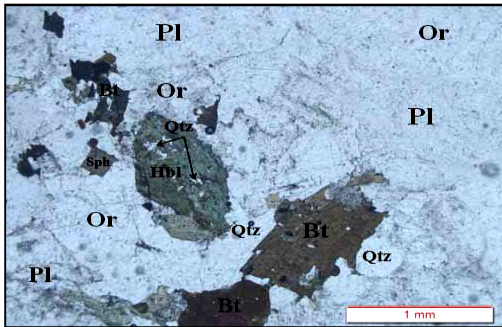
کانی‌های فرعی این سنگ‌ها عمدتاً اسفن، پیروکسن، زیرکن و کانه‌های مس‌دار (کالکوپیریت و بورنیت) هستند. پیروکسن عمده‌ترین کانی آهن-منیزیم‌داری است که به صورت بلورهای خودشکل تا نیمه شکل‌دار و دانه ریز (نسبت به بلورهای پلاژیوکلاز) در سنگ دیده می‌شود.





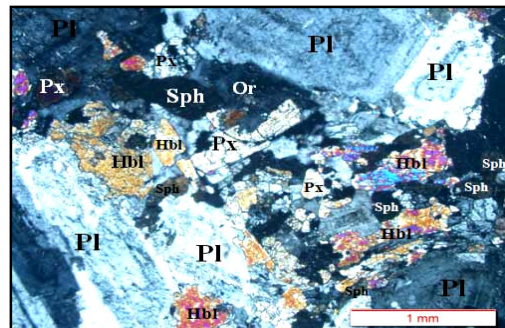
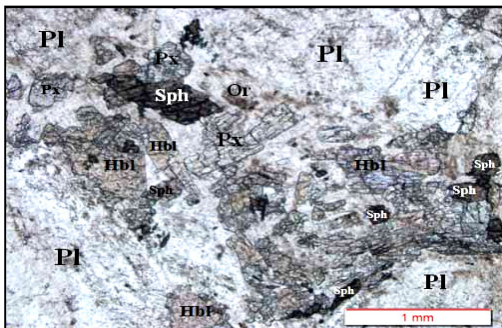
شکل ۳-۲۹- رشد کوارتز کرمی شکل تا خط میخی در ارتوکلاز و تشکیل بافت میرمکیتی و گرانوفیری در توده گرانیتوئیدی علی آباد (XPL)

شکل ۳-۲۸- بافت گرانولار و حاشیه تحلیل رفته پلاژیوکلاز با پوششی از ارتوکلاز و تشکیل بافت آنتی راپاکیوی در توده گرانیتوئیدی علی آباد (XPL)



شکل ۳-۳۱- درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش گوش و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کوارتز و اوپک در توده گرانیتوئیدی علی آباد (PPL)

شکل ۳-۳۰- بافت گرانولار و درشت بلورهای هورنبلند به صورت منشوری شش گوش در توده گرانیتوئیدی علی آباد (XPL)



شکل ۳-۳۳- همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، اسفن و تبدیل هورنبلند به بیوتیت، اسفن و اوپک در توده گرانیتوئیدی علی آباد (PPL)

شکل ۳-۳۲- بافت گرانولار، همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، اسفن و تبدیل هورنبلند به بیوتیت و اسفن در توده گرانیتوئیدی علی آباد (XPL)

اسفن با فراوانی بسیار کم و اکثراً بی شکل قابل مشاهده است. اسفن ثانویه بی شکل حاصل واکنش

TiO<sub>2</sub> آزاد شده با CaO حاصل از تخریب هورنبلند سبز و یا پلاژیوکلاز و SiO<sub>2</sub> موجود در محیط می‌باشد. اسفن اولیه و شکل‌دار معمولاً خیلی کم در مقاطع دیده می‌شود (شکل ۳-۳۲ و ۳۳).

### ج) کانی‌های ثانوی

در این سنگ‌ها اپیدوت، کلریت، اسفن، کلسیت و بیوتیت از جمله کانی‌های حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند هستند که به طور گسترده دیده می‌شود (شکل ۳-۲۸ تا ۳۳). در اثر حضور سیالات آبدار در طی دگرسانی، با خروج K از بیوتیت و خروج سدیم و کلسیم از هورنبلند و پیروکسن، کلریت‌ها در امتداد رخ‌ها و حاشیه کانی تشکیل شده و اکثراً به صورت رشته‌های آبی تا سبز رنگ جانشین کانی‌های مافیک شده‌اند. بیوتیت‌های ثانویه اکثراً ریز بلور، بی‌شکل و همراه با کوارتز بوده و حاصل تبدیل هورنبلند به بیوتیت می‌باشند (شکل ۳-۳۱).

## ۳-۸- توده نفوذی آدربلندان

### ۳-۸-۱- مشخصات بافتی

گرانیتوئید آدربلندان عموماً بافت گرانولار ریز تا متوسط دانه داشته و گاهی بافت‌های پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و همچنین بافت‌های پرتیتی، راپاکیوی، آنتی‌راپاکیوی، گرانوفیری و پویی‌کلیتیکی نیز دیده می‌شود (شکل ۳-۳۴ تا ۳۸).

### ۳-۸-۲- مشخصات کانی‌شناسی

کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و هورنبلند و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، پیروکسن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های اوپک می‌باشد. کلریت، اپیدوت، سربیسیت، اسفن و رسی، کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها می‌باشند.

### الف) کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز: این کانی با میزان فراوان بین ۳۹ تا ۵۰ درصد فراوانترین کانی گرانیتوئیدهای منطقه است. به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و غالباً به صورت درشت بلور در بین کانی‌های دیگر دیده

می‌شود. دارای ماکل تکراری- مرکب و گاهی منطقه‌بندی ترکیبی و خاموشی غیریکنواخت هستند و برخی از بلورها دارای حاشیه واکنشی، آثار خوردگی و محوشدگی تیغه‌های ماکل می‌باشند که نشان دهنده شرایط غیر تعادلی است (شکل ۳-۳۴ و ۳۶). منطقه‌بندی ترکیبی در این بلورها، بیانگر تغییر ترکیب ماگما، در اثر تزریق مداوم ماگما به مخزن ماگمایی و تغییر شرایط پیرامون بلورهای پلاژیوکلاز است (هولتن<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).

ترکیب پلاژیوکلاز بر پایه زاویه خاموشی ماکل تکراری روش میشل‌لوی، در محدوده الیگوکلاز- آندزین قرار می‌گیرند. حاوی ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی اوپک هستند که نشانگر تبلور پلاژیوکلاز بعد از تشکیل آپاتیت و کانی‌های اوپک اولیه می‌باشد. گاهی ماکل صفحه‌شطرنجی در درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۳-۳۴).

**کوارتز:** کوارتزها اغلب بی‌شکل و به‌صورت بین دانه‌ای فضای خالی بین کانی‌های دیگر را پر نموده که این امر نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و بعد از کانی‌های دیگر است (شکل ۳-۳۸). برخی دارای خاموشی موجی و شکستگی هستند و میزان فراوان آنها بین ۲۲ تا ۳۱ درصد متغیر می‌باشد. این بلورها در اثر هم‌رشدی با ارتوکلازها بافت گرانوفیری را ایجاد می‌کنند.

**آلکالی‌فلدسپار:** ارتوکلاز با میزان فراوانی بین ۲۲ تا ۲۶ به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار دیده شده و گاهی بافت پرتیتی رشته‌ای را نشان می‌دهد (شکل ۳-۳۸).

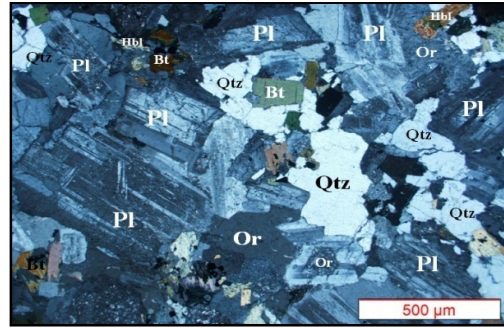
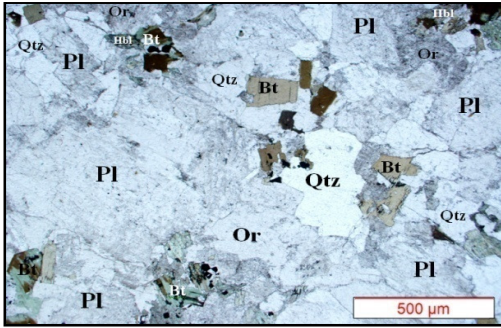
این کانی به‌صورت هم‌رشدی با کوارتز (بافت گرافیکی) و یا به‌صورت یک فاز تأخیری کانی‌هایی مانند هورنبلند، پلاژیوکلاز و آپاتیت را در بر گرفته و بافت پویی‌کلیتیکی ایجاد نموده است؛ و یا در فضای بین کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل شده است (شکل ۳-۳۸).

### (ب) کانی‌های فرعی

هورنبلند سبز، بیوتیت، اسفن، آپاتیت و مگنتیت از جمله کانی‌های فرعی سازنده گرانیتوئیدی آدربلندان می‌باشند.

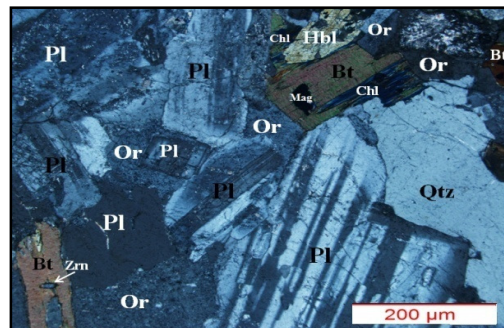
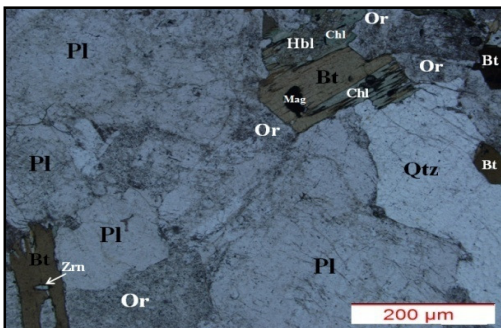
1- Holton





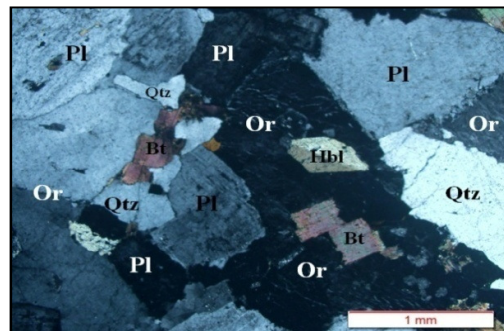
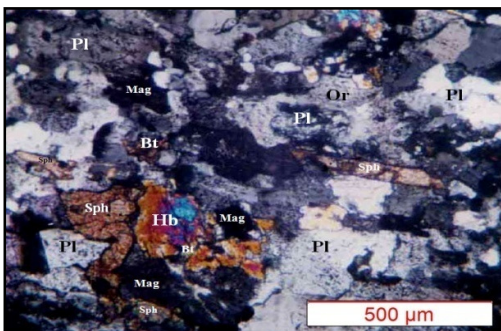
شکل ۳-۳۵- بافت گرانولار و بافت راپاکیوی و همیافت کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت در توده گرانیتوئیدی آدربلندان (PPL)

شکل ۳-۳۴- بافت گرانولار و بافت راپاکیوی و همیافت کانی‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند و بیوتیت در توده گرانیتوئیدی آدربلندان (XPL)



شکل ۳-۳۷- بافت پورفیروئید با درشت بلور پلاژیوکلاز و بافت آنتی راپاکیوی و تبدیل هورنبلند و بیوتیت به کلریت در توده گرانیتوئیدی آدربلندان (PPL)

شکل ۳-۳۶- بافت پورفیروئید با درشت بلور پلاژیوکلاز و بافت آنتی راپاکیوی و تبدیل هورنبلند و بیوتیت به کلریت در توده گرانیتوئیدی آدربلندان (XPL)



شکل ۳-۳۹- تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت همراه با تشکیل اسفن و کانی اوپک (XPL)

شکل ۳-۳۸- بافت گرانولار و پویی کلریتیک و همیافت پلاژیوکلاز، ارتوکلاز پرتیتی، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز در توده گرانیتوئیدی آدربلندان (XPL)



**آمفیبول:** با توجه به خصوصیات نوری، ترکیب آمفیبول‌ها در حد هورنبلند سبز بوده که با درصد حجمی ۲ تا ۴، فراوان‌ترین کانی مافیک موجود در گرانیتوئید منطقه هستند.

آمفیبول‌ها غالباً نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و دارای ماکل ساده می‌باشند (شکل ۳-۳۸). گاهی به شکل لخته‌های مافیک همراه با کانی‌هایی از بیوتیت، پلاژیوکلاز، اسفن و مگنتیت دیده می‌شوند. در بعضی مقاطع، متاسوماتیسم پتاسیک هورنبلند سبز را به بیوتیت تبدیل نموده که در طی این فرآیند مقادیری اسفن و کانی اوپک نیز تشکیل می‌گردد (شکل ۳-۳۹).

**بیوتیت:** با فراوانی ۱/۵ تا ۲/۵ درصد به صورت تیغه‌های نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بیوتیت‌ها، با چندرنگی قهوه‌ای تیره تا روشن، واجد ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن، اکسید آهن و اسفن می‌باشند (شکل ۳-۳۶) و در برخی از نمونه‌ها تبدیل شدگی بیوتیت به کلریت همراه با اسفن قابل مشاهده است.

### ۳-۹- ویژگی‌های میکروسکوپی دایک‌ها

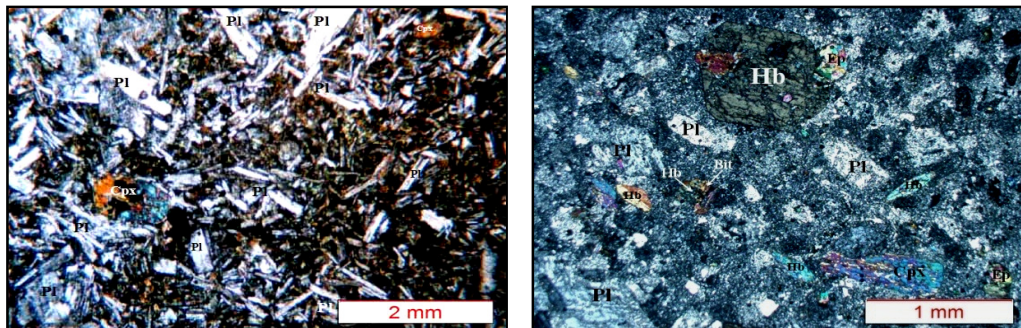
#### ۳-۹-۱- دایک‌های نسل اول (سین پلوتونیک):

این دایک‌ها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت پورفیری، پورفیروئیدی و یا میکرولیتی پورفیری هستند و همچنین بافت اینترسرتال را نیز نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی بیشتر از میکرولیت‌های پلاژیوکلازها با ماکل تکراری ظریف و برخی به صورت درشت بلور شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند (شکل ۳-۴۰ و ۴۱).

هورنبلندهای سبز-قهوه‌ای ریز تا درشت دانه هستند و غالباً شکل‌دار می‌باشند. پیروکسن‌ها از نوع اوژیت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند و برخی اورالیتی شده‌اند. مقدار آلکالی‌فلدسپار کم است و برخی ماکل ساده را نشان می‌دهند (شکل ۳-۴۰).

نفوذ سیالات غنی از پتاسیم ماگمای گرانیتی سنگ میزبان به درون قسمت‌های گسیخته شده دایک‌های سین پلوتونیک، منجر به واکنش سیالات غنی از پتاسیم با کانی‌های سازنده

دایک‌ها شده و متاسوماتیسم پتاسیک شامل تبدیل هورنبلند سبز به بیوتیت و تحلیل رفتن پلاژیوکلازها موضعی، کلریت‌زایی و اپیدوت‌زایی در این نوع دایک‌ها شده است (شکل ۳-۴۰ و ۴۱).



شکل ۳-۴۱- بافت اینترسرتال و میکرولیت‌های پلاژیوکلازها با ماکل تکراری ظریف در دایک سین پلوتونیک منطقه را نشان می‌دهد (XPL).

شکل ۳-۴۰- بافت پورفیروئیدی با درشت بلور پلاژیوکلاز، هورنبلند و پیروکسن، تبدیل هورنبلند به بیوتیت و اپیدوت‌زایی در دایک سین پلوتونیک منطقه را نشان می‌دهد (XPL).

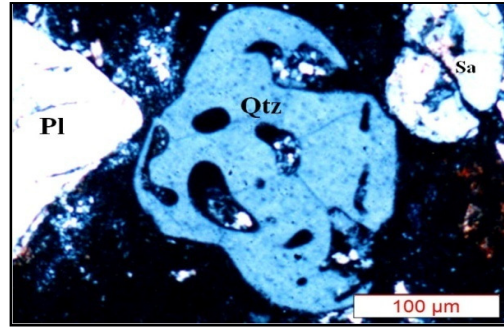
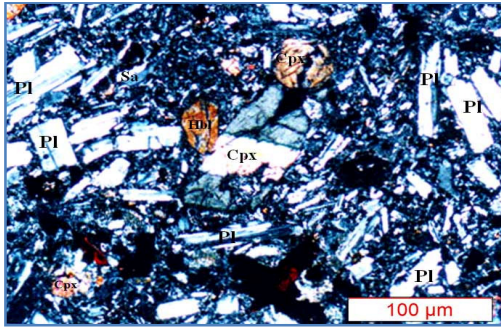
### ۳-۹-۲- دایک‌های نسل دوم

#### ۳-۹-۲-۱- دایک‌های اسیدی

این دایک‌ها دارای بافت هیالوفیری، غربالی و گلوموپورفیری هستند. درشت بلورهای کوارتز فراوانترین تشکیل دهنده دایک‌های اسیدی بوده که به صورت شکل دار تا نیمه‌شکل دار می‌باشند. خوردگی خلیجی نشانه حالت غیر تعادلی درشت بلورهای کوارتز با ماگمای در برگیرنده می‌باشد. در برخی نمونه‌ها همچنین ریز بلورهای کوارتز و بی‌شکل در زمینه وجود دارد (شکل ۳-۴۲).

آکالی‌فلدسپار در برخی از نمونه‌ها به صورت درشت بلور با ماکل ساده و از جنس سانیدین هستند و به صورت میکرولیت در زمینه دیده می‌شود و عموماً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند (شکل ۳-۴۲).

پلاژیوکلاز در نمونه‌های دایک‌های داسیتی فراوانتر هستند و غالباً درشت بلور و نیمه‌شکل دار است. اسفن، بیوتیت و کانی‌های اوپک از جمله کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌باشند. کلسیت، اپیدوت، سریسیت و کانی‌های رسی از جمله کانی‌های ثانوی هستند.



شکل ۳-۴۲- بافت هیالوفیری و خوردگی خلیجی در درشت بلور کوارتز در دایک‌های ریولیتی (XPL) میکرولیت‌های پلاژیوکلاز با کلینوپیروکسن (اوژیت)، هورنبلند قهوه‌ای و سانیدین در دایک آندزیتی (XPL) شکل ۳-۴۳- بافت اینترسرتال و همیافتی

### ۳-۹-۲-۲- دایک‌های آندزیتی

دایک‌های آندزیتی عموماً بافت اینترسرتال و پورفیری را نشان داده و حاوی میکرولیت‌ها و همچنین درشت بلورهای پلاژیوکلاز می‌باشند. برخی از درشت بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی و حاشیه گردشده دارند (شکل ۳-۴۳). با کمی دقت در اندازه بلورهای این کانی و همچنین میزان انحلال و سالم بودن آنها می‌توان دو نسل از پلاژیوکلازها را تشخیص داد:

الف) پلاژیوکلازهای نسل اول: به صورت بلورهای درشت، دارای حاشیه گردشده و بافت انحلالی یا غربالی می‌باشند و بیشتر تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند.

ب) پلاژیوکلازهای نسل دوم: که در مقایسه با نسل اول از نظر اندازه کوچکتر هستند و کمتر دگرسان شده‌اند (شکل ۳-۴۳).

درشت بلورهای پیروکسن شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و ریز بلورهای آنها در زمینه به صورت بی‌شکل یافت می‌شوند. با توجه به زاویه خاموشی بین ۴۴ تا ۵۶ درجه، نوع رنگ تداخلی و ماکل ساعت شنی که معمولاً در اوژیت‌ها متداول است، اغلب کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت می‌باشند. در برخی از بلورهای درشت پیروکسن‌ها، ماکل ساده قابل مشاهده است. همچنین دایک‌های آندزیتی واجد کانی هورنبلند به صورت ریز تا دانه بلور، آلکالی‌فلسپار و کانی‌های اوپک می‌باشند. کانی‌های ثانوی عمدتاً از سریسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت تشکیل شده‌اند (شکل ۳-۴۳).

### ۳-۹-۲-۳- رگه‌های آپلیتی

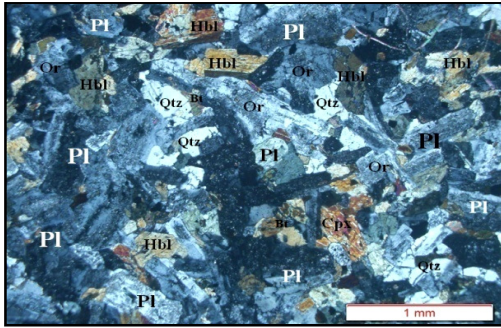
این سنگ‌ها دارای بافت میکروگرانولار هستند. بخش قابل توجهی از حجم سنگ ارتوکلاز تشکیل داده که نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند، و برخی آثاری از پرتیتی و دگرسانی کائولینیتی شدن را نشان می‌دهند. کوارتز به صورت ریز بلور، بی‌شکل و به صورت پرکننده فضای خالی بین بلورها ارتوکلاز دیده می‌شود که نسبت فراوانی آن از بلورهای ارتوکلاز کمتر است (شکل ۳-۴۴).

### ۳-۱۰- ویژگی‌های میکروسکوپی آنکلاوها

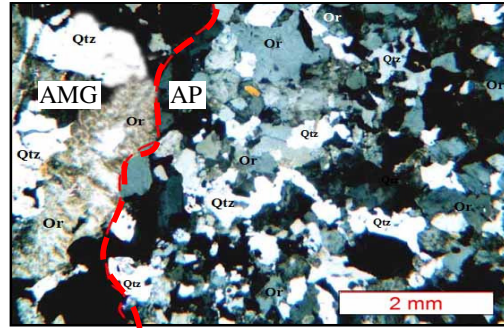
در توده گرانیتوئیدی منطقه، آنکلاوهای مافیک با ترکیب کوارتز موزودیوریت دیده می‌شود (شکل ۳-۱). این آنکلاوها با بافت میکروگرانولار و گاهی اینترگرانولار با ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز، کانی‌های اوپک، ارتوکلاز و اسفن می‌باشند (شکل ۳-۴۵). کانی‌های تشکیل‌دهنده در آنکلاو غالباً با کانی‌های موجود در سنگ گرانیتی میزبان مشابه هستند ولی درصد فراوانی آنها متفاوت می‌باشد. همچنین آنکلاوها دارای مقادیر نسبتاً بیشتری از کانی‌های مافیک از جمله هورنبلند، مگنتیت و حضور پیروکسن هستند. آنکلاوهایی که بافت پورفیری دارند درشت بلورهای پلاژیوکلاز نسل اول و گاهی هورنبلند در زمینه‌ای دانه‌ریز قرار گرفته و این زمینه شامل پلاژیوکلاز نسل دوم، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار می‌باشد، و درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی هستند.

در این آنکلاوها، فراوانی پلاژیوکلاز به بیش از ۶۳ درصد حجم سنگ می‌رسد. بعد از پلاژیوکلازها، کوارتز با بیش از ۱۴ درصد فراوانترین کانی فلسیک است که به صورت ریز بلور در فضای خالی بین بلورها متبلور شده است. آلکالی‌فلدسپار به مقدار کم در حدود ۸ درصد در این آنکلاوها یافت می‌شود (شکل ۳-۴۵).

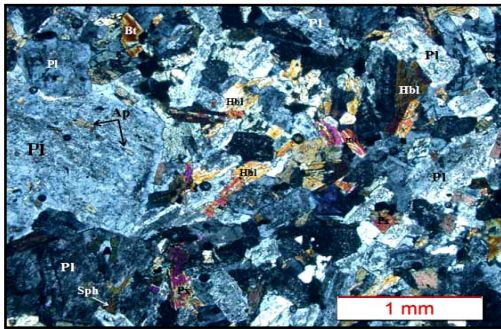
از کانی‌های مافیک می‌توان به هورنبلند ریز بلور و اوژیت اشاره کرد. کانی‌های زیرکن، آپاتیت سوزنی‌شکل و اسفن به مقدار بسیار کم در این آنکلاوها یافت می‌شوند (شکل ۳-۴۶).



شکل ۳-۴۵- بافت میکروگرانولار و همیافت پیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، کوارتز در آنکلاوهای مافیک (XPL)



شکل ۳-۴۴- بافت میکروگرانولار در رگه‌های آپلیتی (AP) و بافت گرانولار در توده گرانیتوئیدی امین‌آباد (AMG) (XPL)



شکل ۳-۴۶- بافت اینترگرانولار در آنکلاوهای میکروکوارتز دیوریت (XPL)

### ۳-۱۱- تجزیه و تحلیل بافت‌ها

به‌طور کلی بافت‌های موجود در سنگ‌های آذرین را می‌توان به انواع بافت‌های اولیه و ثانویه تقسیم‌بندی نمود که بافت‌های اولیه در سنگ‌های گرانیتی شامل بافت گرانیتی و گرانوفیری است. بافت‌های ثانوی به سه گروه زیر رده‌بندی می‌شوند:

الف) بافت‌هایی که در طی سرد شدن یا دگرگونی بعدی حاصل می‌شوند، نظیر بافت پرتیتی، بافت میرمکیتی که تغییر عمده‌ای در کانی‌شناسی به‌وجود نمی‌آورند.

ب) بافت‌هایی که در اثر فعالیت‌های دوتریک یا گرمایی جدیدتر حاصل می‌شوند، نظیر انواع دگرسانی در سنگ‌های آذرین که تغییراتی در کانی‌های اصلی سنگ به‌وجود می‌آورند.

ج) بافت‌هایی که نشانگر وجود استرین در خلال تغییر شکل هستند. نظیر خاموشی موحی در کوارتز و شکل‌پذیری انواع میکاها (آسیابانها، ۱۳۷۴).

در این بخش ابتدا به تجزیه و تحلیل انواع بافت‌های موجود در سنگ‌های منطقه پرداخته شده و سپس به‌طور مختصر راجع به دگرسانی و متاسوماتیسم سنگ‌های منطقه بحث می‌شود.

### ۳-۱۱-۱- بافت پرتیتی

اختلاط‌ناپذیری فازهای سرشار از سدیم و پتاسیم در آلکالی‌فلدسپار نسبتاً ساده است و از این رو وقوع پدیده هم‌رشدی پرتیتی (بافت پرتیتی)، بسیار معمول است و یک بافت جدایشی است که در شرایط جامد و با کاهش دما به زیر منحنی انجماد کانی آلکالی‌فلدسپار تشکیل می‌شود. بافت پرتیتی بیانگر شرایط فشار آب نسبتاً پایین حین تبلور ماگما یعنی در عمق کم و تبلور هیپرسولوس می‌باشد (بلات<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶). با وجود این در انواع درشت‌تر پرتیت عواملی از جمله دگرسانی شدید، فرآیند جایگزینی و استرین تکتونیکی می‌توانند در تشکیل آنها دخالت نمایند

پرتیت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتی منطقه از نوع رشته‌ای است که در آنها تیغه‌های آلبیتی به‌طور منظم بوده و به فرآیندهایی مثل رشد همزمان از یک مذاب و یا جدایش در فاز جامد نسبت داده می‌شوند؛ در مقابل پرتیت‌های رگه‌ای یا لکه‌ای که آلبیت به‌صورت رگه‌ها یا لکه‌هایی به‌طور نامنظم و تصادفی در متن پتاسیم‌فلدسپار، پراکنده است، به فرآیند متاسوماتیسم نسبت داده می‌شوند (کولینز، ۱۹۸۸).

### ۳-۱۱-۲- بافت گرانوفیری و گرافیکی

این بافت عموماً معرف تبلور همزمان و سریع کوارتز با آلکالی‌فلدسپار به‌صورت هم‌رشدی است که بازگوکننده عمق نسبتاً کم و در عین حال نشانه تبلور در نقطه اوتکتیک می‌باشد و از این رو تصور بر این است که این سنگ‌ها تقریباً در حد نهایی تفریق ماگمایی تشکیل شده و تقریباً در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده‌اند (کلارک<sup>۲</sup>، ۱۹۹۲).

گرانیتوئیدهایی که در نزدیکی سطح زمین جایگزین می‌شوند و همراه با ولکانیسم هستند، در فشار

---

1- Blatt  
1- Clarke

بخار آب پایین تر، سریع تر متبلور شده و در نتیجه در آلکالی فلدسپارهای آنها نوعی محلول جامد پدید می آید و در نهایت کوارتز و یک فلدسپار متبلور می گردد. اگر مواد فرار از صحنه عمل خارج شوند ( مثلاً در امتداد شکستگی های حلقوی)، منحنی لیکیدوس - سولیدوس بالا می رود و عمل سرد شدن به طور نسبتاً سریعی صورت می گیرد. در چنین شرایطی، بلورها به طور جداگانه و مستقل گسترش نمی یابند، بلکه رشد همزمان کوارتز و آلکالی فلدسپار باعث پدید آمدن هم رشدی گرانوفیری می شود. عموماً هم رشدی گرانوفیری بر روی درشت بلورهایی تشکیل می شود که از قبل وجود داشته و حاصل سرد شدن آرام و یا تبلور قبل از اوتکتیک هستند. این هم رشدی، به صورت ذرات شعاعی یا شاخه شاخه مانند کوارتز از بلور فلدسپار می باشد که شکل بلوری کامل یا ناقصی دارد. هم رشدی گرافیکی شبیه گرانوفیری است ولی درشت تر و کوارتزها به صورت اشکال خط میخی هستند.

### ۳-۱۱-۳- بافت آنتی راپاکیوی

بافت آنتی راپاکیوی به صورت هسته بندی و رشد آلکالی فلدسپار بر روی سطوح رشد پلاژیوکلاز اولیه و یا در سیستم های اختلاطی در اثر تماس دو مذاب با ترکیب نزدیک به لیکدوس و غنی از سازنده آلکالی فلدسپار حاصل می شوند. در این حالت بلورهای پلاژیوکلاز از قبل در سیستم مافیک تر تشکیل شده به عنوان یک جایگاه موقتی برای هسته بندی آلکالی فلدسپار عمل کرده و بافت آنتی راپاکیوی را تشکیل می دهند (هیبارد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵).

### ۳-۱۱-۴- بافت میرمکیتی

در مورد نحوه تشکیل بافت میرمکیتی بحث و جدل زیادی است و نظریات مختلفی پیشنهاد شده از جمله:

۱- نتیجه تحلیل موضعی پلاژیوکلاز و تبلور دوباره آن همراه با کوارتز: فاز هیدروترمال پلاژیوکلاز را مورد تهاجم قرار داده و هسته آن را دگرسان کرده و پلاژیوکلازی سدیک تر به همراه کوارتز

2- Hibbard

میرمکیتی آزاد می‌شود (میسون و مور<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲).

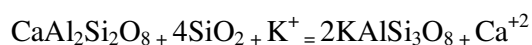
۲- جدایش در حالت جامد: بافت میرمکیتی شامل در هم‌رشدی قطرات کرمی شکل خیلی ریزدانه کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک است و اساساً در اثر واکنش‌های حالت جامد همراه با دگرشکلی ایجاد می‌گردد (ورنون<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴).

۳- جانشینی فلدسپار پتاسیم با پلاژیوکلاز: فلدسپار پتاسیم در زمان تبلور دارای ترکیب  $\text{CaAlO}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$  به صورت محلول جامد می‌باشد که این ترکیب در درجه حرارت‌های پایین شکسته شده و به  $\text{CaAlSi}_2\text{O}_8 + 4\text{SiO}_2$  (میرمکیت) تبدیل می‌شود (آسیابانها، ۱۳۷۴).

۴- در اثر تبلور مستقیم کوارتز و پلاژیوکلاز از یک مذاب باقی‌مانده (هیبارد، ۱۹۹۵)

۵- دگرشکلی: کولینز (۱۹۹۶) تشکیل و هسته‌بندی میرمکیت را در متاگرانیت‌ها مطالعه نموده و این ریز ساختار حاصل تاثیر توام استرس/استرین و تزریق سیال در طی فعالیت‌های تغییر شکل‌ساز می‌باشد.

۶- جانشینی دگرنهادی پلاژیوکلاز با فلدسپار پتاسیم: کولینز (۱۹۸۸) با مطالعه دقیق انواع سنگ‌های میرمکیت‌دار نتیجه گرفت که سنگ‌های حاوی میرمکیت دارای ویژگی مشترک زیادی هستند و تشکیل میرمکیتی می‌تواند بر اساس واکنش زیر باشد:



در اثر هجوم سیالات غنی از پتاسیم به سمت پلاژیوکلاز سنگ میزبان، باعث آزاد شدن کلسیم و سیلیس شده و سیلیس اضافی برای تشکیل کوارتزهای کرمی شکل مصرف می‌شود. به عقیده کلارک (۱۹۹۲) تبادل و جابجایی یون‌ها در طی متاسوماتیسم به آزاد شدن سیلیس و کلسیم منجر شده و میرمکیت با تبلور کوارتزهای کرمی و قطره‌ای شکل به همراه پلاژیوکلاز، تشکیل می‌گردد. در واقع میرمکیت، هم‌رشدی پلاژیوکلاز و کوارتز کرمی شکل با فلدسپار می‌باشد، به گونه‌ای که معمولاً کوارتز

1- Mason and Moore

2- Vernon



در داخل پلاژیوکلاز در حاشیه تماس با فلدسپار پتاسیم قرار دارد.

۷- ترکیبی از دو یا چند فرآیند بالا (یوگوچی و نیشی یاما<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸).

به طور کلی سه نوع میرمکیت حاشیه‌ای، زگیل مانند و منفرد در سنگ‌های آذرین درونی می‌تواند تشکیل شود. میرمکیت حاشیه‌ای در سنگ‌هایی که تغییر شکل مکانیکی در آنها شدید نبوده به صورت نوار باریکی در حاشیه پلاژیوکلاز ساخته می‌شود و میرمکیت‌های زگیل مانند و منفرد در شرایط مکانیکی شدیدتر تشکیل می‌شوند (کولینز، ۱۹۸۸).

با توجه به حضور شواهدی از بافت کاتاکلاسیک نظیر خرد شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز، خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخ‌ها و خاموشی موجی در بیوتیت‌ها در برخی از نمونه‌ها و وجود میرمکیت به صورت نوار باریکی در حاشیه پلاژیوکلازها و در فضای بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازها، که تشکیل این بافت می‌تواند در نتیجه وقوع استرین و نیز متاسوماتیسم در سنگ‌های گرانیتوئید منطقه باشد.

### ۳-۱۱-۵- دگرسانی

همان‌طور که قبلاً اشاره شد کانی‌های ثانویه نظیر سریسیت، اپیدوت، زوئیزیت، کلسیت و کانی‌های رسی و کلریت حاصل دگرسانی کانی‌های اصلی نظیر پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و بیوتیت هستند که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرد:

الف) دگرسانی سریسیتی‌شدن: در این دگرسانی، پلاژیوکلازها به میکای سفید ریزدانه‌ای به نام سریسیت تبدیل می‌شوند. برای تشکیل سریسیت وجود آب و یون پتاسیم ضروری است. یک منبع مهم یون پتاسیم می‌تواند از دگرسانی بیوتیت (و حتی آمفیبول) به کلریت تأمین شود. در این حالت یون پتاسیم آزاد شده با آنورتیت پلاژیوکلاز واکنش داده و یون کلسیم را آزاد می‌کند و پلاژیوکلاز در بخش‌های غنی از آنورتیت به سریسیت تبدیل می‌شود. عمل انتشار، سرعت فرآیند سریسیتی شدن را کنترل می‌کند به طوری که انجام واکنش بستگی به محلول‌های موجود و یون پتاسیم دارد؛ ولی

---

1-Yuguchi and Nishiyama

محصولات واکنشی فقط در محل‌های انجام واکنش رشد می‌کنند، زیرا تحرک آلومینیوم و سیلیس نسبتاً پایین است و به همین دلیل است که گسترش این دگرسانی بیشتر در مرکز پلاژیوکلاز و در امتداد رخ‌ها می‌باشد (آسیابانها، ۱۳۷۴).

(ب) دگرسانی پروپیلیتی شدن: این پدیده در حد رخساره شیبست سبز اتفاق می‌افتد و عمدتاً سنگ‌های آتشفشانی به‌ویژه آندزیت‌ها که در معرض محلول‌های هیدروترمال قرار داشته به مجموعه‌ای از کوارتز + آلبیت + اپیدوت + کلسیت + کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند و سنگ به رنگ سبز در می‌آید (درویش‌زاده، ۱۳۸۵). آثار این دگرسانی بیشتر در سنگ‌های آندزیتی ائوسن منطقه مورد مطالعه که در کنتاکت با توده نفوذی هستند، دیده می‌شود (آسیابانها، ۱۳۷۴).

(ج) دگرسانی کلریتی شدن: در دمای پایین تا متوسط (حدود در دمای ۳۴۰ درجه سانتی‌گراد)، بیوتیت به راحتی به کلریت تبدیل می‌شود. یون پتاسیم آزاد شده از بیوتیت باعث سریسیتی شدن پلاژیوکلاز می‌شود و کلسیم خارج شده از پلاژیوکلاز نیز در تولید اپیدوت و تیتانیت مصرف می‌گردد و در طی واکنش مزبور، منیزیم حفظ شده و دو لایه بیوتیت، تبدیل به یک لایه کلریت می‌گردد (آسیابانها، ۱۳۷۴).

(د) دگرسانی کائولینیتی شدن: کانی آلکالی‌فلسپار به‌ویژه ارتوکلاز در دمای پایین کمتر از ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد به رس‌های گروه کائولینیت تغییر می‌یابد. این دگرسانی بر ارتوکلاز بیشتر اثر می‌گذارد و محصولات حاصله معمولاً آنقدر ریز دانه‌اند که کانی کاملاً دگرسان شده در مقاطع نازک، ظاهری بی‌شکل، منظره ابر مانند و غبارآلودی در سطح کانی (خاکی‌رنگ) به وجود آورده است. واکنش کائولینیتی شدن ارتوکلاز به‌صورت زیر پیشنهاد شده است:



### ۳-۱۱-۶- متاسوماتیسم

از ویژگی توده گرانیتوئیدهای غرب یزد به ویژه توده‌های امین آباد و خضرآباد، وجود شواهدی دال بر متاسوماتیسم می‌باشد که عبارتند از:

۱- به وجود آمدن بافت کاتاکلاستیک: شرایط اساسی برای متاسوماتیسم، عملکرد تکتونیکی است که به صورت بافت کاتاکلاستیک در نمونه‌های میکروسکوپی تظاهر می‌نماید از جمله شواهد این بافت عبارتند از:

الف) خرد شدن کانی پلاژیوکلاز و جابه‌جایی تیغه‌های ماکل تکراری (شکل ۳-۴۷).

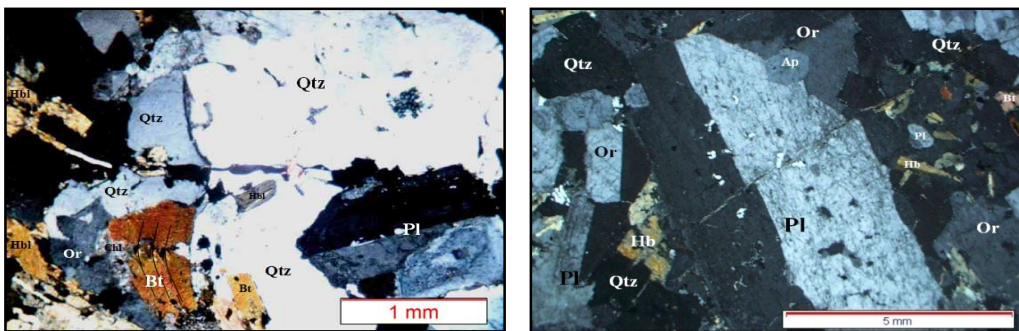
ب) خرد شدن کانی کوارتز و خاموشی موجی آن

ج) تغییر شکل کانی‌های بیوتیت به صورت خمیدگی رخ‌ها و تاب‌دار شدن<sup>۱</sup> و خاموشی موجی آنها (شکل ۳-۴۸).

۲- ظهور میرمکیت حاشیه‌ای و منفرد همراه با میکروکلین

۳- تغییرات کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول تجزیه به بیوتیت و بیوتیت به کلریت، کوارتز به صورت بافت غربالی در آمفیبول‌ها و جانشینی آمفیبول‌ها توسط کوارتز همراه با لکه‌های اکسید آهن

۴- پلاژیوکلازها با ماکل صفحه شطرنجی و نطفه‌زایی آلکالی‌فلدسپار به صورت مربع و لوزی شکل



شکل ۳-۴۸- خرد شدگی و خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخ‌های بیوتیت‌ها در مونوزوگرانیست امین‌آباد (XPL)

شکل ۳-۴۷- خرد شدن کانی پلاژیوکلاز و جابه‌جایی تیغه‌های ماکل تکراری در مونوزوگرانیست امین‌آباد (XPL)

1- King band

### ۳-۱۲- ترتیب تبلور سنگ‌های مورد مطالعه

بر اساس مطالعات پتروگرافی و شواهد بافتی ترتیب تبلور کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های مورد مطالعه با توجه به قانون روزنبوش، به صورت خلاصه در جدول ۳-۲ ارائه شده است.

در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های اصلی و آپاتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت، کانی‌های فرعی هستند. وجود بلورهای ریز و شکل‌دار آپاتیت در بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند معرف تبلور زود هنگام آن می‌باشد. حضور اسفن اولیه، زیرکن، آپاتیت و مگنتیت به صورت ادخال، در پلاژیوکلاز و هورنبلند، بیانگر تبلور اولیه این کانی‌ها است. بلورهای ارتوکلاز اغلب به صورت پوششی، پلاژیوکلازها را احاطه می‌کند و تشکیل بافت آنتی راپاکیوی می‌دهند. بلورهای کوارتز و ارتوکلاز به صورت بی‌شکل و بین دانه‌ای، پرکننده فضای بین سایر کانی‌ها را می‌دهند، تبلور نهایی این کانی‌ها را در مراحل پایانی تبلور تایید می‌کند و از طرفی بافت گرافیکی و تبلور همزمان ارتوکلاز با کوارتز، بیانگر آن است که ارتوکلاز و کوارتز کانی‌های تاخیری می‌باشند.

### ۳-۱۳- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات میکروسکوپی موارد زیر قابل استنتاج است:

- ۱- بر پایه رده‌بندی مدال، سنگ‌های منطقه در نمودار QAP (اشتریکایرن، ۱۹۷۶) در محدوده آلکالی‌گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و آنکلاوهای مافیک در محدوده کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند.
- ۲- توده‌های گرانیتوئیدی یزد عموماً بافت گرانولار ریز تا متوسط دانه دارند و گاهی بافت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیت رشته‌ای، میرمکیتی و آنتی‌راپاکیوی را نیز نشان می‌دهند.
- ۳- حضور بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی در سنگ‌های منطقه بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در شرایط فشار پایین و محیط نسبتاً کم‌آب (هیپرسولوس) هستند و تقریباً در نزدیکی سطح زمین



پلاژیوکلاز و کوارتز، خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخها و نیز خاموشی موجی در بیوتیتها) در برخی از نمونه‌ها و وجود میرمکیت به صورت نوار باریکی در حاشیه پلاژیوکلازها و در فضای بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازها، تشکیل این بافت می‌تواند در نتیجه وقوع استرین و نیز متاسوماتیسم در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه باشد.

۵- در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش، بر اثر تبلور جزء به جزء و انجام واکنش‌های شیمیایی با سنگ دیواره، دچار فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آلیش ماگمایی با سنگ‌های پوسته‌ای (ACF) می‌شود که شواهد پتروگرافی از جمله منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازها، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، بافت غربالی و پوئی کلیتیک و حاشیه خوردگی و تحلیل رفته (هضم شده) بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند آنرا تأیید می‌کند.

۶- شواهد پتروگرافی از جمله: حضور هورنبلند سبز، بیوتیت قهوه‌ای، مگنتیت، اسفن شکل‌دار اولیه، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل، حضور آپاتیت‌های شکل‌دار و به صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت، عدم وجود کانی‌های سیلیکات‌های آلومینیوم نظیر آندالوزیت و بالاخره توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک نظیر هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت بین دانه‌ای، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و بدون هسته‌های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در توده‌های نفوذی منطقه بیانگر گرانیتوئیدی نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).



# فصل چهارم:

## شیمی کانی‌ها



#### ۴-۱- مقدمه

توده‌های گرانیوتوئیدی در گستره قابل توجهی از محیط‌های ژئوتکتونیکی یافت شده و دارای ترکیب کانی‌شناسی متنوعی می‌باشند. ترکیب کانی‌ها می‌تواند نماینده شرایط تشکیل توده‌های گرانیوتوئیدی باشند. امروزه با استفاده از آنالیزهای نقطه‌ای الکترون مایکروپروب<sup>۱</sup> (EPMA) دقیق کانی‌ها و نمودارهای مختلف می‌توان دما، فشار (ژئوترموبارومتري)، عمق جایگزینی گرانیوتوئیدها و فوگاسیته اکسیژن ماگما را به دست آورد (آندرسون<sup>۲</sup>، ۱۹۹۷).

یکی از اهداف این پایان‌نامه بررسی شیمی کانی‌ها و کاربرد آنها برای محاسبه دمای تبلور توده و فشار حاکم در زمان جایگزینی توده‌های مورد مطالعه است، که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

#### ۴-۲- روش آنالیزهای نقطه‌ای الکترون مایکروپروب

اساس تجزیه مایکروپروب الکترونی بسیار شبیه به فلورسانس پرتو X است، با این تفاوت که به‌جای باریکه پرتو X، نمونه به‌وسیله باریکه‌ای از الکترون‌ها برانگیخته می‌شود. پرتوهای X ثانویه مطابق با طول موجشان تجزیه شده و بخش قله‌ای<sup>۳</sup> آن نسبت به طیف‌های نمونه‌های استاندارد سنجیده شده و شدت آنها به غلظت تبدیل می‌گردد و تصحیحات مناسبی نیز در این زمینه اعمال می‌شود. استانداردهای مورد استفاده شامل ژادئیت برای سدیم، ولاستونیت برای کلسیم، آلکالی‌فلدسپار برای پتاسیم و آلومینیم، انستاتیت برای منیزیم، فیالیت برای آهن و منگنز و آپاتیت برای فسفر می‌باشد.

تجزیه مایکروپروب الکترونی اساساً برای تجزیه عناصر اصلی کانی به کار می‌رود؛ گرچه این روش برای تجزیه عناصر اصلی موجود در نمونه‌های سنگی ذوب شده نیز مورد استفاده قرار می‌گیرد. مایکروپروب الکترونی در اصل ابزاری برای تجزیه عناصر کمیاب نیست. مزیت اصلی آن این است که دارای قدرت تفکیک مکانی بسیار خوبی هستند و معمولاً یک باریکه الکترونی با قطر ۱-۲ WM در آن

---

1- Electron Microprobe Point Analysis

2- Anderson

3- Peak

به کار می‌رود. این بدان معنی است که نمونه بی‌نهایت ریز را نیز می‌توان تجزیه نمود.

تجزیه مایکروپروب الکترونی شیشه‌های سیلیکاته اهمیت خاصی در پترولوژی تجربی دارد؛ گرچه گاهی هم قرص‌های حاصل از ذوب پودر سنگ نیز برای تجزیه عناصر اصلی به کار می‌روند

تجزیه مایکروپروب یونی با تفکیک مکانی خیلی ظریف در زمینه‌های ژئوکرونولوژی، ژئوشیمی ایزوتوپی‌های پایدار، تجزیه عناصر کمیاب و در مطالعه توزیع عناصر در کانی‌ها کاربرد دارد.

آنالیز مایکروپروب الکترونی نقطه‌ای بر روی کانی‌ها به دو روش زیر صورت می‌گیرد :

الف) روش تجزیه کمی WDS<sup>۱</sup> : در این روش نمونه در مایکروپروب الکترونی به وسیله الکترون‌ها بمباران می‌شود و پرتوهای ایکس ثانویه مطابق طول موجشان تجزیه شده و پس از مقایسه با یک استاندارد شدت آنها به غلظت تبدیل می‌شود.

ب) روش تجزیه نیمه کمی یا کیفی EDS<sup>۲</sup> : تجزیه مایکروپروب الکترونی بر اثر انرژی (EDS) از یک طیف انرژی به ازای شدت (به جای طول موج به ازای شدت) استفاده می‌کند و تعیین همزمان عناصر مورد نظر را ممکن می‌سازد. این روش تجزیه، بسیار سریعتر است اما دقت کمتری نسبت به روش طول موج (WDS) دارد.

#### ۴-۳- روش تحقیق

پس از تهیه و مطالعه بیش از ۲۰۰ مقطع نازک و آشنایی با ویژگی‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی، تعداد ۱۴ مقطع نازک- صیقلی از نمونه‌های سالم و با حداقل دگرسانی تهیه شد. بدین منظور از نمونه‌های انتخاب شده، مقاطع نازک- صیقلی میکروسکوپی استاندارد به ضخامت تقریباً ۰/۰۲۵ میلی‌متر تهیه گردید و سپس کاملاً صیقل داده شده تا کانی‌های فلزی کاملاً دارای انعکاس مناسب در میکروسکوپ انعکاسی نشان بدهند؛ پس از مطالعه مقاطع نازک - صیقلی و انتخاب کانی‌ها مورد نظر، آنالیز مایکروپروب الکترونی نقطه‌ای در دانشگاه اکلاهاستی امریکا و در مرکز تحقیقات

1- Wavelength Dispersive Spectrometry  
2- Energy Dispersive Spectrometry

فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام گرفت. در مجموع بیش از ۳۵۰ نقطه از کانی‌های مختلف از واحدهای مختلف سنگی اسکارن و گرانیته‌ها مورد تجزیه الکترون مایکروپروب به روش WDS قرار گرفته است.

در دانشگاه اکلاهامای آمریکا، آنالیزهای مایکروپروب با دستگاه Cameca مدل SX100 با ولتاژ شتاب دهنده 15 KV و شدت جریان 15 nA انجام گرفته است.

در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران، آنالیزهای مایکروپروب با دستگاه مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه صورت گرفته که دارای ۵ طیف سنج با طول موج انتشاری (WDS) و یک سیستم انرژی انتشاری (EDS) می‌باشد. در طول انجام آنالیز مایکروپروب ولتاژ شتاب دهنده دستگاه 15KV و شدت جریان 15 NA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است. دستگاه الکترون پروب این مرکز جدیدترین نسل دستگاه مایکروپروب Cameca می‌باشد که در سال ۱۹۹۴ ساخته شده است. دستگاه مذکور کاملاً اتوماتیک بوده و امکان آنالیز به‌طور شبانه روزی وجود دارد. انجام آنالیزهای دقیق، بر پایه دقت و قابلیت اطمینان WDS ها و پایداری فوق‌العاده اشعه الکترونی است.

برای پردازش داده‌ها، رسم نمودارها و نامگذاری دقیق کانی‌ها از نرم افزار Minpet 2.02 (ریچارد<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵) و Excel (2007) و برای محاسبه فرمول کانی‌ها و محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی از صفحه گسترده<sup>۲</sup> کانی‌های مختلف استفاده شده است.

برای تفکیک مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  در فرمول ساختاری کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از روش پیشنهادی دروپ<sup>۳</sup> (۱۹۸۷) استفاده شده است. برای تفکیک مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  به صورت زیر عمل می‌شود:

با فرض این که آهن تنها عنصر دارای ظرفیت متغیر، اکسیژن تنها آنیون موجود در کانی و موقعیت کاتیون‌ها کامل باشد (بدون هیچ فضای خالی) تعداد یون‌های  $Fe^{3+}$  از رابطه زیر به دست

---

1- Richard  
2- Spreadsheet  
3- Droop

می آید:

$$F=2X(1-T/S)$$

در این رابطه، T تعداد کاتیون‌ها در فرمول ایده‌آل هر کانی، S مجموع کاتیون‌های محاسبه شده در هر کانی با فرض این که آهن اندازه‌گیری شده به صورت  $Fe^{3+}$  وارد شبکه کانی می‌شود، X تعداد اکسیژن در فرمول ساختمانی هر کانی و F تعداد یون‌های  $Fe^{3+}$  می‌باشد.

#### ۴-۴- آمفیبول

آمفیبول‌ها، سیلیکات‌های دو زنجیره‌ای هستند که ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی آنها از تنوع چشمگیری برخوردار است. تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول موجب می‌شود تا این کانی بتواند در محدوده وسیعی از انواع سنگ‌ها با شرایط دما و فشار متفاوت ظاهر شود (ایساوی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴).

با توجه به حضور آب در ساختمان بلوری این کانی، وجود آمفیبول در ماگماهای کالکوالکان اسیدی بارزتر و در سنگ‌های بازیک کمتر مشهود است. آمفیبول عناصر زیادی را در ساختمان خود جای می‌دهد، لذا از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان به سرنوشت تبلور ماگمایی پی برد. در زیر میکروسکوپ آمفیبول در واحدهای سنگی غرب یزد با رنگ‌های متنوعی دیده می‌شود که نشانگر ترکیب شیمیایی متفاوت آن در این سنگ‌ها می‌باشد. در گرانیته‌ها به رنگ سبز تا زرد عسلی (شکل ۳-۲، ۶، ۷، ۲۴، ۳۲) و در گرانودیوریت‌ها به صورت نیمه شکل‌دار و با رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳-۱۳).

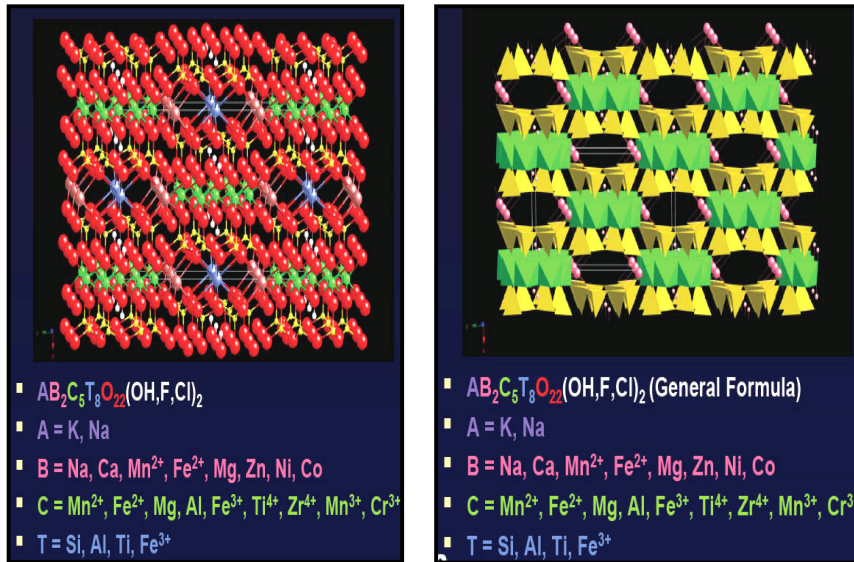
#### ۴-۴-۱- فرمول عمومی آمفیبول‌ها

فرمول عمومی آمفیبول به صورت  $AB_2C_5^{VI}T_8^{IV}O_{22}(OH)_2$  می‌باشد که A، B، C، T و OH معرف مکان‌های بلورشناختی زیر در یک واحد فرمولی می‌باشند (لیک و همکاران، ۲۰۰۴) (شکل ۴-۱):

A: یک مکان با عدد کردیناسیون ۱۰ تا ۱۲ B: دو مکان اکتاهدری تا هگزاندری M4

C: مجموعه‌ای از پنج مکان اکتاهدری متشکل از دو مکان  $M_1$ ، و یک مکان  $M_3$

T: متشکل از هشت مکان تتراهدری OH: دو مکان با حضور آنیون‌ها  $OH$ ،  $F^-$ ،  $Cl^-$ ،  $O^{2-}$  در OH



شکل ۴-۱- تصاویر شماتیکی از ساختمان کانی آمفیبول ( لاورس و میکر<sup>۱</sup>، ۲۰۰۹ )

#### ۴-۴-۲- شرایط محاسبه فرمول استاندارد آمفیبول‌ها

به نظر لیک و همکاران (۲۰۰۴) در محاسبه فرمول استاندارد آمفیبول‌ها موارد زیر باید رعایت

شود:

۱- مجموعه مکان T برابر ۸ است که این مقدار به ترتیب از Si، Al و یا Ti تأمین می‌شود. به

منظور سادگی در رده‌بندی،  $Fe^{3+}$  به مکان T اختصاص داده نمی‌شود. مقادیر جانشینی متداول برای

Si، ۲ است، گرچه ممکن است مقدار آن از این حد تجاوز نماید.

۲- مجموعه مکان C برابر ۵ است که از مقادیر باقیمانده از Al و Ti از مرحله یک و سپس به ترتیب

از  $Mn^{2+}$ ،  $Fe^{2+}$ ، Mg،  $Mn^{3+}$ ،  $Fe^{3+}$ ،  $Cr^{3+}$ ، Zr و دیگر یون‌های نوع  $L^{2+}$  در نهایت Li تأمین می‌شود.

۳- مجموعه مکان B برابر ۲ است که از مقادیر باقیمانده  $Mn^{2+}$ ، Mg و Li از مرحله سه و سپس

1- Lowers and Meeker

Ca و Na تامین می شود.

۴- مقادیر باقیمانده Na از مرحله سوم به مکان A منتقل شده و سپس مقادیر K نیز اضافه می گردد، مقدار کل این مکان بین صفر تا یک است.

نکته مهم قبل از محاسبه فرمول استاندارد، انتخاب روش مناسب برای نرمالیزه کردن آمفیبولها است، زیرا انتخاب نوع روش بر مقادیر  $Al^{IV}$  و  $Al^T$  تاثیر داشته و در نتیجه می تواند باعث افزایش خطای دمای محاسبه شده گردد، ولی در محاسبات فشار بی تاثیر می باشد. آمفیبولها را معمولاً بر اساس سه روش زیر نرمالیزه می نمایند ( لیک و همکاران، ۲۰۰۴):

الف) ۱۳ کاتیون ( $13=Si+Ti+Al+Fe+Mn+Mg$ )

ب) ۱۵ کاتیون ( $15=Si+Ti+Al+Fe+Mn+Mg+Ca$ )

ج) ۲۳ اکسیژن

در این پایان نامه برای نرمالیزه کردن آمفیبولها، جهت تعیین دما از روش ۱۳ کاتیون که بهترین نتیجه را می توان بدست آورد و برای محاسبه فرمول ساختاری و فشار از روش ۲۳ اکسیژن استفاده شده است. نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبولهای توده های گرانیتوئیدی غرب یزد در جدول ۴-۱ ارائه گردیده است.

#### ۴-۴-۳- تمایز آمفیبول ماگمایی و دگرگونی

آمفیبولهای مورد مطالعه بر اساس نمودار مجموع کاتیونهای  $Na+K+Ca$  نسبت به Si (سیال<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۸) و نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI}$  (فلیت و بارنت<sup>۲</sup>، ۱۹۷۸) در محدوده آمفیبولهای ماگمایی قرار می گیرند (شکل ۴-۲).

از شاخصهای ژئوشیمیایی فرمول ساختمانی این نوع آمفیبولها  $Si < 7.5$  و  $Ca > 1.6$  است که بیانگر منشاء آذرین آنها می باشند.

1- Sial  
2- Fleet and Barnett

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد ( بر اساس ۲۳ اکسیژن)

علائم اختصاری به کار رفته در جدول :

R=Rim M=Middle C=Core Mg-Hb=Magnesian-Hornblende Tre=Tremolite Ede=Edenite

Sample Number	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.38	AM.38	AM.38	EJ.4	EJ.4	EJ.4
Position	2/32/R	2/33/M	2/34/C	2/35/M	2/36/R	4/27/R	4/28/C	4/29/R	2/10/R	2/11/M	2/12/C
SiO <sub>2</sub>	49.71	47.65	46.53	47.09	48.51	49.54	48.17	49.57	54.85	53.95	52.49
TiO <sub>2</sub>	0.750	1.130	0.370	1.230	0.560	0.000	0.000	0.000	0.000	0.030	0.060
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.650	6.510	6.270	5.850	5.120	5.510	6.520	5.560	2.820	3.450	4.430
FeO	16.11	18.21	19.43	18.98	18.15	13.43	13.64	13.37	3.920	3.810	3.760
MnO	0.760	1.010	0.810	0.910	1.130	0.470	0.490	0.490	0.040	0.070	0.070
MgO	13.23	12.34	11.78	12.06	11.97	14.80	14.69	15.49	21.16	19.77	20.99
CaO	11.23	10.74	11.47	11.01	9.680	11.71	11.57	11.43	13.23	12.89	12.83
Na <sub>2</sub> O	1.390	1.100	0.920	1.210	1.330	1.420	1.550	1.430	0.580	0.130	0.410
K <sub>2</sub> O	0.510	0.470	0.490	0.460	0.410	0.630	0.770	0.530	0.260	0.050	0.140
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.93	100.36	99.20	99.90	98.07	98.02	98.68	98.68	96.90	94.15	95.60
<b>Cations Based on 23 Oxygen</b>											
Si	7.21	6.83	6.82	6.84	7.09	7.18	6.99	7.10	7.66	7.72	7.40
Al <sup>IV</sup>	0.79	1.10	1.08	1.00	0.88	0.82	1.01	0.90	0.34	0.28	0.60
Al <sup>VI</sup>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.11	0.03	0.13	0.30	0.13
Al <sup>T</sup>	0.80	1.10	1.08	1.00	0.88	0.94	1.12	0.93	0.47	0.58	0.73
Ti	0.08	0.12	0.04	0.13	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe <sup>+3</sup>	0.64	1.30	1.24	1.20	1.33	0.55	0.73	0.87	0.04	0.00	0.44
Fe <sup>+2</sup>	1.32	0.89	1.14	1.10	0.89	1.07	0.93	0.73	0.42	0.46	0.00
Mn	0.09	0.12	0.10	0.11	0.14	0.06	0.06	0.06	0.00	0.01	0.01
Mg	2.86	2.64	2.57	2.61	2.61	3.20	3.18	3.31	4.41	4.22	4.41
Ca	1.75	1.65	1.80	1.71	1.52	1.82	1.80	1.75	1.98	1.98	1.94
Na	0.39	0.31	0.26	0.34	0.38	0.40	0.44	0.40	0.16	0.04	0.11
K	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.12	0.14	0.10	0.05	0.01	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SUM	15.23	15.04	15.15	15.14	15.97	15.33	15.38	15.25	15.18	15.01	15.08
(Na+Ca)B	2.00	1.96	2.00	2.00	1.89	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na B	0.25	0.31	0.20	0.29	0.38	0.18	0.20	0.25	0.02	0.02	0.06
(Na+K) A	0.23	0.09	0.15	0.14	0.08	0.33	0.38	0.25	0.18	0.02	0.08
Mg/(Mg+Fe <sup>+2</sup> )	0.68	0.75	0.69	0.70	0.75	0.75	0.77	0.82	0.91	0.90	1.00
Fe <sup>+3</sup> /(Fe <sup>+3</sup> +Al <sup>VI</sup> )	0.99	1.00	1.00	1.00	1.00	0.82	0.87	0.96	0.24	0.00	0.77
Name	Mg-Hb	Mg-Hb	Fe-Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Mg-Hb	Tre	Tre	Mg-Hb

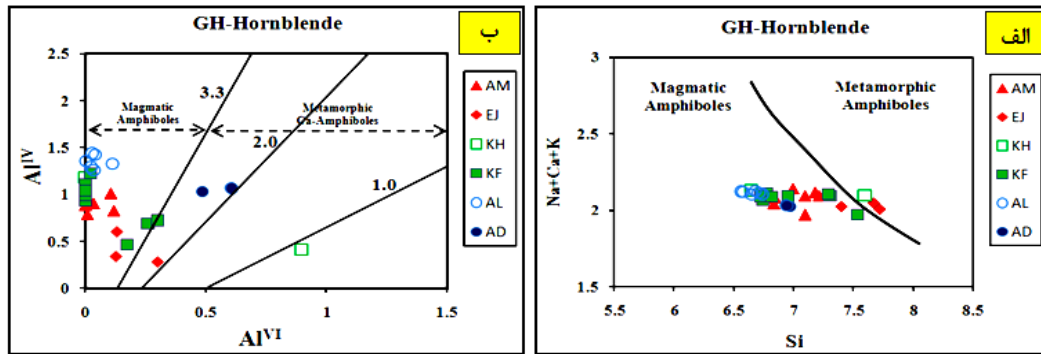
ادامہ جدول ۱-۴

Sample Number	KH.7.5	KH.7.5	KF. 7.3	KF. 7.3	KF. 7.3	KF.7.15	KF.7.15	KF.7.15	KF.7.15	KF.7.15
Position	2/4/R	2/5/C	4/10/R	4/11/C	4/12/R	1/1/R	1/2/M	1/3/C	1/4/M	1/5/R
SiO <sub>2</sub>	48.12	46.12	46.87	49.24	47.03	48.35	46.87	45.73	46.76	47.52
TiO <sub>2</sub>	1.320	1.010	0.250	2.310	0.620	1.120	0.780	1.720	1.330	1.370
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.020	6.940	5.200	3.530	5.550	5.520	5.820	7.160	6.560	6.160
FeO	14.15	16.56	13.03	13.39	13.41	15.24	15.78	17.89	14.79	14.12
MnO	0.510	0.650	0.540	0.520	0.510	0.680	0.920	0.680	0.440	0.390
MgO	13.21	13.98	12.63	12.19	12.23	14.35	14.81	11.27	14.89	15.23
CaO	10.12	10.36	9.850	10.68	10.34	11.45	12.34	11.23	10.96	11.48
Na <sub>2</sub> O	1.310	1.510	1.220	0.630	1.210	1.230	1.030	1.440	1.520	1.390
K <sub>2</sub> O	0.490	0.710	0.490	0.170	0.530	0.470	0.370	0.600	0.470	0.490
F	0.000	0.000	0.460	0.140	0.850	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>107.66</b>	<b>99.30</b>	<b>91.06</b>	<b>92.83</b>	<b>92.60</b>	<b>99.30</b>	<b>99.83</b>	<b>98.38</b>	<b>98.90</b>	<b>99.11</b>
<b>Cations Based on 23 Oxygen</b>										
Si	7.59	6.64	7.31	7.54	7.29	6.95	6.74	6.77	6.72	6.81
Al <sup>IV</sup>	0.41	1.18	0.69	0.46	0.71	0.94	0.99	1.23	1.11	1.04
Al <sup>VI</sup>	0.90	0.00	0.26	0.17	0.30	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al <sup>T</sup>	1.31	1.18	0.95	0.63	1.01	0.94	0.99	1.25	1.11	1.04
Ti	0.16	0.11	0.03	0.27	0.07	0.12	0.08	0.19	0.14	0.15
Fe <sup>+3</sup>	0.00	1.58	0.61	0.04	0.37	0.96	1.20	0.74	1.27	1.03
Fe <sup>+2</sup>	1.87	0.42	1.09	1.68	1.37	0.87	0.70	1.48	0.51	0.66
Mn	1.35	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08	0.11	0.09	0.05	0.05
Mg	0.31	3.00	2.94	2.78	2.82	3.08	3.18	2.49	3.19	3.26
Ca	1.71	1.60	1.65	1.75	1.72	1.76	1.90	1.78	1.69	1.76
Na	0.40	0.42	0.37	0.19	0.36	0.34	0.29	0.41	0.42	0.39
K	0.10	0.13	0.10	0.03	0.10	0.09	0.07	0.11	0.09	0.09
F	0.00	0.00	0.23	0.07	0.42	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>SUM</b>	<b>14.85</b>	<b>15.15</b>	<b>15.34</b>	<b>15.04</b>	<b>15.60</b>	<b>15.19</b>	<b>15.26</b>	<b>15.31</b>	<b>15.20</b>	<b>15.24</b>
<b>(Na+Ca)B</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>1.94</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>
<b>Na B</b>	<b>0.29</b>	<b>0.40</b>	<b>0.35</b>	<b>0.19</b>	<b>0.28</b>	<b>0.24</b>	<b>0.10</b>	<b>0.22</b>	<b>0.31</b>	<b>0.24</b>
<b>(Na+K) A</b>	<b>0.21</b>	<b>0.15</b>	<b>0.11</b>	<b>0.03</b>	<b>0.18</b>	<b>0.19</b>	<b>0.26</b>	<b>0.31</b>	<b>0.20</b>	<b>0.24</b>
<b>Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)</b>	<b>0.14</b>	<b>0.88</b>	<b>0.73</b>	<b>0.62</b>	<b>0.67</b>	<b>0.78</b>	<b>0.82</b>	<b>0.63</b>	<b>0.86</b>	<b>0.83</b>
<b>Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+3</sup>+Al<sup>VI</sup>)</b>	<b>0.00</b>	<b>1.00</b>	<b>0.70</b>	<b>0.18</b>	<b>0.55</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>	<b>0.97</b>	<b>1.00</b>	<b>1.00</b>
<b>Name</b>	<b>Fe-Act</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Act</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>



ادامه جدول ۱-۴

Sample Number	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AL.35	AD.5	AD.5	AD.5
Position	2/1/R	2/2/M	2/3/C	4/7/C	4/8/M	4/9/R	1/4/R	1/5/M	1/6/C
SiO <sub>2</sub>	46.89	46.39	45.91	46.93	47.49	47.60	47.85	47.94	48.04
TiO <sub>2</sub>	1.340	2.540	2.490	1.610	1.780	1.490	0.210	0.150	0.120
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.560	8.750	8.720	7.830	8.220	7.780	9.770	8.840	9.750
FeO	10.60	10.42	10.99	12.48	12.53	12.05	10.80	11.39	11.03
MnO	0.320	0.300	0.320	0.360	0.340	0.390	0.120	0.090	0.100
MgO	16.22	16.17	15.73	15.34	15.83	15.80	14.12	14.32	14.08
CaO	11.40	11.48	11.43	10.97	11.07	11.06	11.78	11.96	11.88
Na <sub>2</sub> O	2.570	2.750	2.780	2.410	2.400	2.370	1.780	1.700	1.780
K <sub>2</sub> O	0.690	0.670	0.680	0.630	0.57	0.590	0.150	0.130	0.160
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>99.16</b>	<b>99.92</b>	<b>99.50</b>	<b>99.29</b>	<b>101.09</b>	<b>99.88</b>	<b>96.79</b>	<b>96.78</b>	<b>97.14</b>
<b>Cations Based on 23 Oxygen</b>									
Si	6.68	6.58	6.56	6.71	6.65	6.74	6.93	6.97	-6.95
Al <sup>IV</sup>	1.32	1.42	1.44	1.29	1.35	1.26	1.07	1.03	1.05
Al <sup>VI</sup>	0.11	0.04	0.03	0.02	0.00	0.03	0.60	0.48	0.61
Al <sup>I</sup>	1.43	1.46	1.47	1.31	1.35	1.29	1.67	1.51	1.66
Ti	0.14	0.27	0.27	0.17	0.19	0.16	0.02	0.02	0.01
Fe <sup>+3</sup>	0.61	0.48	0.48	0.78	0.90	0.80	0.23	0.28	0.21
Fe <sup>+2</sup>	0.65	0.76	0.83	0.71	0.56	0.63	1.08	1.10	1.12
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01
Mg	3.44	3.42	3.35	3.27	3.30	3.33	3.05	3.10	3.03
Ca	1.74	1.74	1.75	1.68	1.66	1.68	1.83	1.86	1.84
Na	0.71	0.76	0.77	0.67	0.65	0.65	0.50	0.48	0.50
K	0.13	0.12	0.12	0.11	0.10	0.11	0.03	0.02	0.03
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>SUM</b>	<b>15.57</b>	<b>15.62</b>	<b>15.64</b>	<b>15.46</b>	<b>15.41</b>	<b>15.43</b>	<b>15.36</b>	<b>15.37</b>	<b>15.37</b>
<b>(Na+Ca)B</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>	<b>2.00</b>
<b>Na B</b>	<b>0.26</b>	<b>0.26</b>	<b>0.25</b>	<b>0.32</b>	<b>0.34</b>	<b>0.32</b>	<b>0.17</b>	<b>0.14</b>	<b>0.16</b>
<b>(Na+K) A</b>	<b>0.57</b>	<b>0.62</b>	<b>0.64</b>	<b>0.46</b>	<b>0.41</b>	<b>0.43</b>	<b>0.36</b>	<b>0.37</b>	<b>0.37</b>
<b>Mg/(Mg+Fe<sup>+2</sup>)</b>	<b>0.84</b>	<b>0.82</b>	<b>0.80</b>	<b>0.82</b>	<b>0.85</b>	<b>0.84</b>	<b>0.74</b>	<b>0.74</b>	<b>0.73</b>
<b>Fe<sup>+3</sup>/(Fe<sup>+3</sup>+Al<sup>VI</sup>)</b>	<b>0.84</b>	<b>0.92</b>	<b>0.94</b>	<b>0.97</b>	<b>1.00</b>	<b>0.96</b>	<b>0.28</b>	<b>0.37</b>	<b>0.26</b>
<b>Name</b>	<b>Ede</b>	<b>Ede</b>	<b>Ede</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>	<b>Mg-Hb</b>



شکل ۴-۲- نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های آذرین از دگرگونی:  
 الف) نمودار مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si (سیال و همکاران، ۱۹۹۸)  
 ب) نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI}$  (فلیت و بارت، ۱۹۷۸)

با توجه به ویژگی‌های پتروگرافی و نتایج آنالیز میکروپروب، دو نسل آمفیبول‌ها در توده‌های غرب یزد قابل مشاهده است:

الف) نسل اول آمفیبول‌های درشت بلور، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، با ماکل کارلسباد و با ترکیب منیزیم-هورنبلند می‌باشند (شکل ۴-۶ و ۷).

ب) آمفیبول‌های نسل دوم که حاصل از دگرسانی آمفیبول‌های نسل اول و یا پیروکسن‌ها به‌وجود آمده‌اند و دارای ترکیب ترمولیت تا اکتینولیت هستند که معمولاً در حاشیه بلور دیده می‌شوند. این کانی‌ها احتمالاً بر اثر فرآیندهای ساب‌سولیدوس حاصل شده و در شکل ۴-۲ در محدوده آمفیبول‌های دگرگونی قرار می‌گیرند.

در جدول ۴-۱ آمفیبول‌های نسل دوم دارای مقادیر بیشتری Si، Ti و Al نسبت به آمفیبول‌های نسل اول هستند. به‌عبارتی آمفیبول‌های ماگمایی سیلیس کمتر از ۷/۳ دارند و آمفیبول‌هایی با سیلیس بیشتر از ۷/۳ بر اثر فرآیند ساب‌سولیدوس حاصل شده‌اند. تغییرات ترکیب هورنبلند به سمت اکتینولیت غنی از منیزیم حاکی از وجود دگرسانی هیدروترمال و افزایش فوگاسیته اکسیژن در طی دگرسانی است. آمفیبول‌های ثانویه دارای مقادیر Si و Mg بیشتر و مقادیر Ti، Al، Na و K کمتری

هستند و معمولاً نزدیک به شکافها، رخها و حاشیه کانیها دیده می‌شوند (هلمی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).  
(.

#### ۴-۴-۴- رده بندی آمفیبولها

تقسیم بندی آمفیبولها بر مبنای مقادیر شیمیایی فرمول استاندارد آمفیبول به صورت  $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$  می‌باشد. آمفیبولها بر اساس پرشدگی موقعیت B به پنج گروه تقسیم می‌شوند (لیک و همکاران، ۲۰۰۴):

۱- گروه منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم:  $(Ca + Na) < 1.0$  ،  $(Mg + Fe + Mn + Li)_B \geq 1.5$  [apfu]

۲- گروه کلسیک:  $(Ca + Na) \geq 1.0$  ،  $Na < 0.5$  apfu]  $(Mg + Fe + Mn + Li)_B \leq 0.50$

۳- گروه کلسیک- سدیک:  $(Mg + Fe + Mn + Li)_B \leq 0.50$  ،  $0.5 \leq (Ca + Na) \geq 1.0$  [Na < 1.5 apfu]

۴- گروه سدیک:  $(Mg + Fe + Mn + Li)_B \leq 0.50$  ،  $Na \geq 1.5$  apfu ]

۵- گروه سدیم- کلسیم- منیزیم- آهن- منگنز- لیتیم:  $0.50 < (Mg+Fe+Mn+Li)_B < 1.5$   $0.5 \leq$  [ (Ca + Na) ≤ 1.5 apfu]

با توجه به مقادیر سدیم و کلسیم موجود در جایگاه B ، ترکیب شیمیایی تمامی آمفیبولها در گروه کلسیک ( به استثنا برخی از نمونه‌های علی‌آباد در گروه کلسیک- سدیک) قرار گرفته و به‌طور خلاصه مراحل رده بندی و زیر گروه آمفیبولهای کلسیک در شکل ۴-۳ نشان داده شده است.

بر اساس رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴) آمفیبولهای تجزیه شده عموماً در دو گروه آمفیبولهای کلسیک و کلسیک- سدیک قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴).

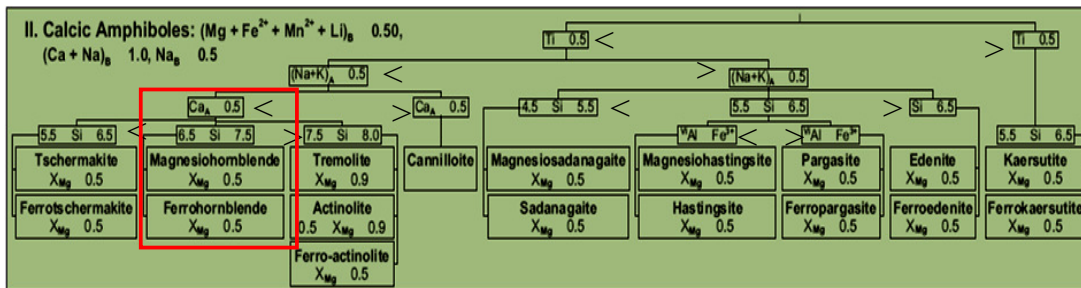
آمفیبولهای کلسیک، منوکلینیک هستند و با مشخصات شیمیایی  $(Na+Ca)_B \geq 1$  ،

$(Na+K)_A < 0.50$  ،  $Ca_A > 1.5$  و  $Si > 6.5$  و زیر گروه با مشخصات شیمیایی  $Ca > 0.5$  ،  $(Na+Ca)_A$

1- Helmy

2- Atoms per formula unites

$\geq 0.5$  و  $Ti < 0.50$  در محدوده منیزو-هورنبلند و برخی در محدوده فرو-هورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۴ و ۵) که از شاخص گرانیتهای نوع I می‌باشند (استین و دیتل، ۲۰۰۱).



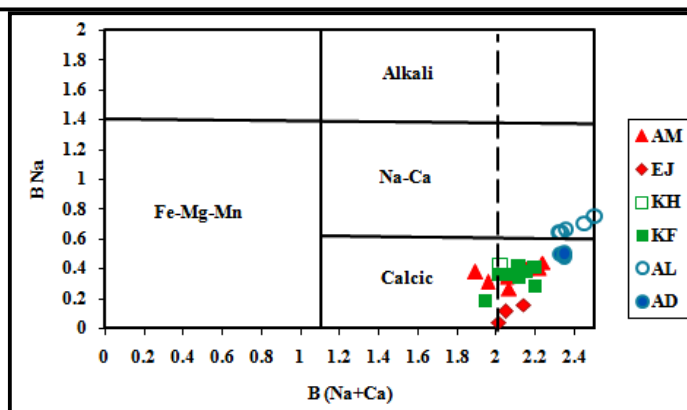
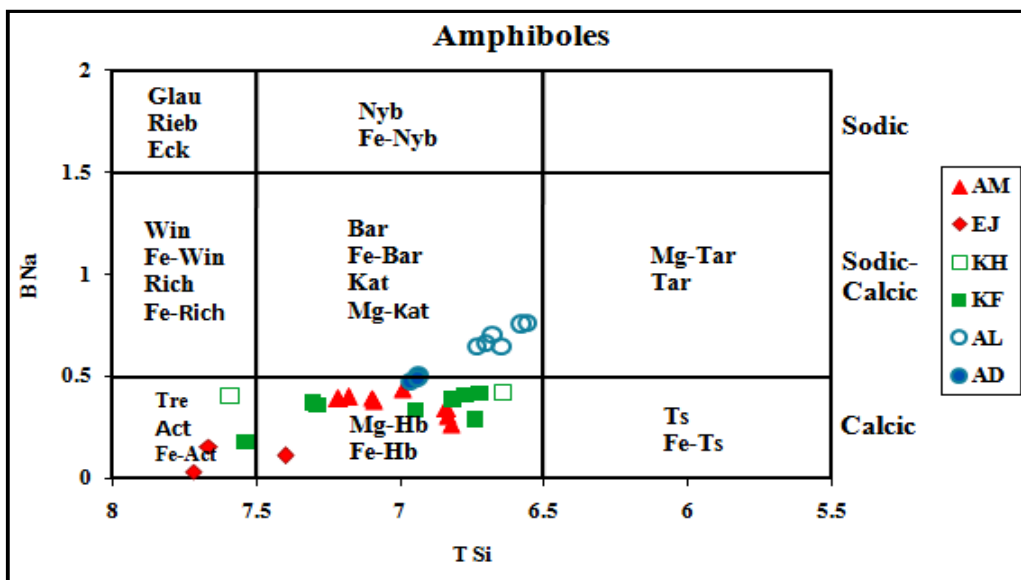
شکل ۴-۳- چارت مراحل رده‌بندی و زیرگروه آمفیبول کلسیک گردآوری از لیک و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴). نمونه‌های مورد مطالعه در درون مستطیل قرمز قرار می‌گیرند.

سه نمونه از آمفیبول‌های علی‌آباد که در نمودار  $B_{Na}$  در مقابل  $B_{(Na+Ca)}$  در گروه کلسیک-سدیک قرار گرفته‌اند در نمودار  $B_{Na}$  در مقابل  $T_{Si}$  در گروه کلسیک با مشخصات شیمیایی  $(Na+K)_A \geq 0.50$ ،  $Ti < 0.50$ ،  $Si > 6.5$  و در محدوده ادنیت جای می‌گیرند (شکل ۴-۵). با توجه محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول بر اساس ۱۳ کاتیون و جدول ۴-۱، برخی از نمونه‌ها دارای مقدار  $Fe^{3+}$  بیشتر از ۱ می‌باشند؛ بنابراین می‌توان پیشنهاد فرو را برای نامگذاری هورنبلندهای موجود در این سنگ‌ها استفاده نمود (جدول ۴-۱)

#### ۴-۴-۵- فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول‌ها

آمفیبول تقریباً در تمام سنگ‌های آذرین فلسیک، حدواسط، مافیک و در شرایط متنوعی از فشار (۲۳-۱ کیلوبار) و دما (۴۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد) حضور داشته و کانی مناسبی برای ژئوترموبارومتري در سنگ‌های آذرین کالک آلکان می‌باشند و ترکیب آمفیبول‌ها انعکاسی از ترکیب سنگ در برگیرنده آن است (بلوندی و هلند، ۱۹۹۰؛ استین و دیتل، ۲۰۰۱).

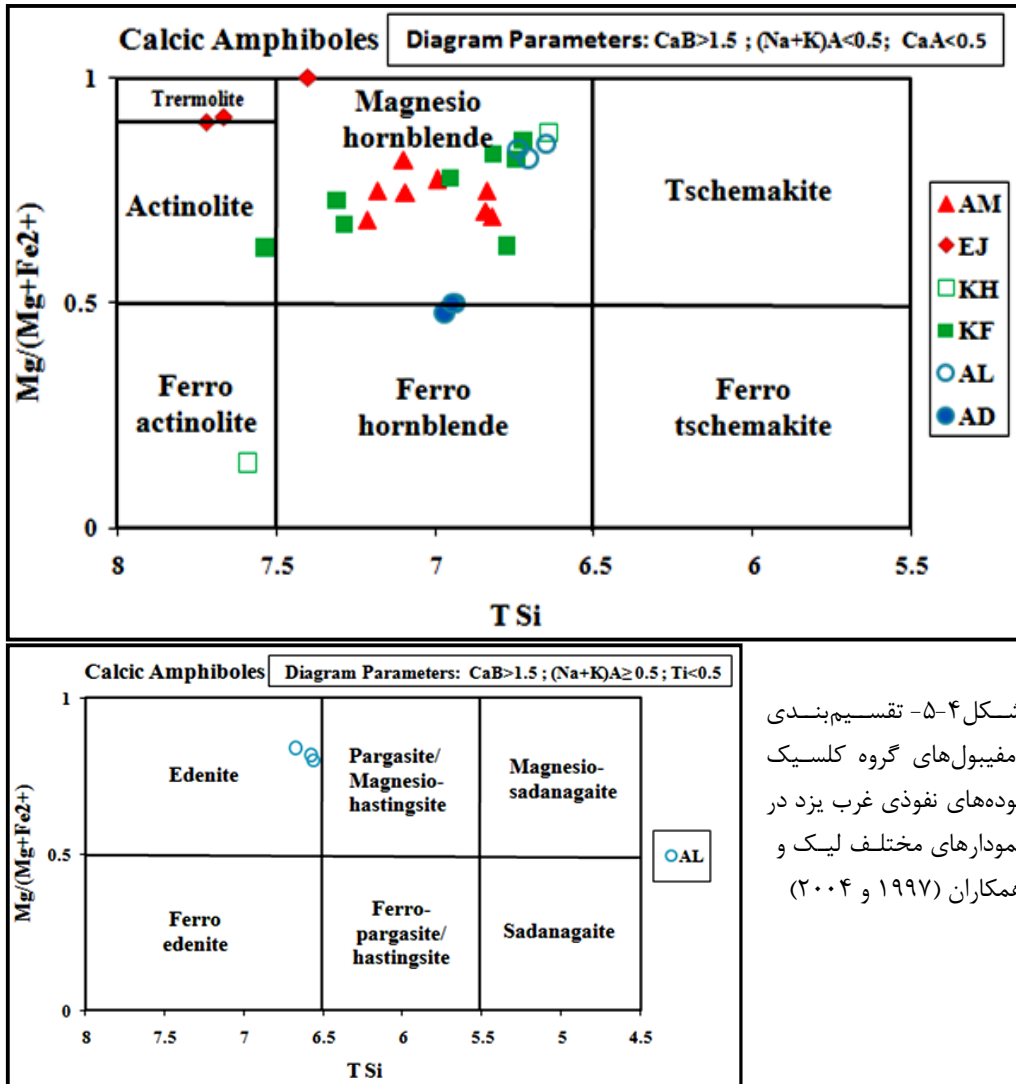
1- Stein and Dietl  
2- Blundy and Holland



علايم اختصاری به کار رفته در شکل :

Glau = Glaucothane	Rieb = Riebeckite	Tre = Tremolite	Eck = Eckermannite
Bar = Barroisite	Nyb = Nyboite	Rich = Richterite	Kat = Katophortie
Fe-Bar = Ferro-Barroisite	Fe-Nyb = Ferro-Nyboite	Fe-Rich = Ferro-Richterite	Mg-Kat = Magnesio-Katophortie
Tar = Taramite	Act = Actinolite	Ts = Tschernakite	Win = Winchite
Mg-Tar = Magnesio-Taramite	Fe-Act = Ferro-Actinolite	Fe-Ts = Ferro-Tschernakite	Fe-Win = Ferro-Winchite
Mg-Hb = Magnesio-Homblende		Fe-Hb = Ferro-Homblende	

شکل ۴-۴- ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (لیک و همکاران، ۱۹۹۷ و ۲۰۰۴)



شکل ۴-۵- تقسیم‌بندی آمفیبول‌های گروه کلسیک توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای مختلف لیک و همکاران (۱۹۹۷ و ۲۰۰۴)

مقدار Al، Ti، Ca و Na در ترکیب آمفیبول، تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است؛ همچنین کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیوم، آلومینیم کل و آلومینیم چهار وجه ( $Al^{IV}$ ) نسبت به دما حساس هستند به طوری که افزایش دما، باعث افزایش میزان Ti و بالاخره افزایش میزان  $Al^{IV}$  می‌گردد. به طور کلی به ازای هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار  $Al^{IV}$  اضافه می‌شود؛ همچنین آلومینیم چهار وجهی ( $Al^{IV}$ ) متأثر مقدار آب ماگما نیز می‌باشد.

با افزایش دما، Al جایگزین Si در جایگاه تتراهدری آمفیبول کلسیک می‌شود. در حالی که با افزایش فشار، Al به تدریج جانشین Fe+Mg جایگاه اکتاهدری M2 می‌گردد؛ بنابراین با افزایش دما و

یا فشار،  $Al_2O_3$  افزایش می‌یابد.

مقدار آلومینیم هشت وجهی  $Al^{VI}$  بر خلاف  $Al^{IV}$  متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد و رابطه مستقیمی دارد و دما بر آن بی‌تأثیر است. محاسبه مقدار  $Al^{VI}$  و  $Al^T$  مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است، زیرا مقدار  $Al$  در آمفیبول تابع غلظت  $Al$  در ماگمای مادر نبوده بلکه تابع شرایط محیط تبلور این کانی یعنی فشار حاکم بر تبلور آن بستگی دارد. به عبارتی مقدار  $Al$  در ارتباط مستقیم با عمق جایگیری توده هستند و هرچه مقدار  $Al$  موجود در آمفیبول بیشتر باشد توده گرانیتهی در عمق بیشتری جایگیری نموده است.

#### ۴-۴-۵-۱- شرایط فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول‌ها

به‌طور کلی مقدار  $Al$  موجود در آمفیبول‌ها تابع شرایط محیط و مجموعه‌ای از عواملی نظیر فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب سنگ کل است که همگی در مقدار  $Al$  موجود در آمفیبول‌ها نقش داشته و در نتیجه باعث خطا در فشار و دمای محاسباتی می‌شود، لذا برای کاهش خطا و تعیین فشار و دمای واقعی‌تر سنگ‌ها، آمفیبول مورد استفاده در فشارسنجی، دماسنجی و تعیین عمق باید دارای ویژگی‌های خاص به شرح زیر باشند:

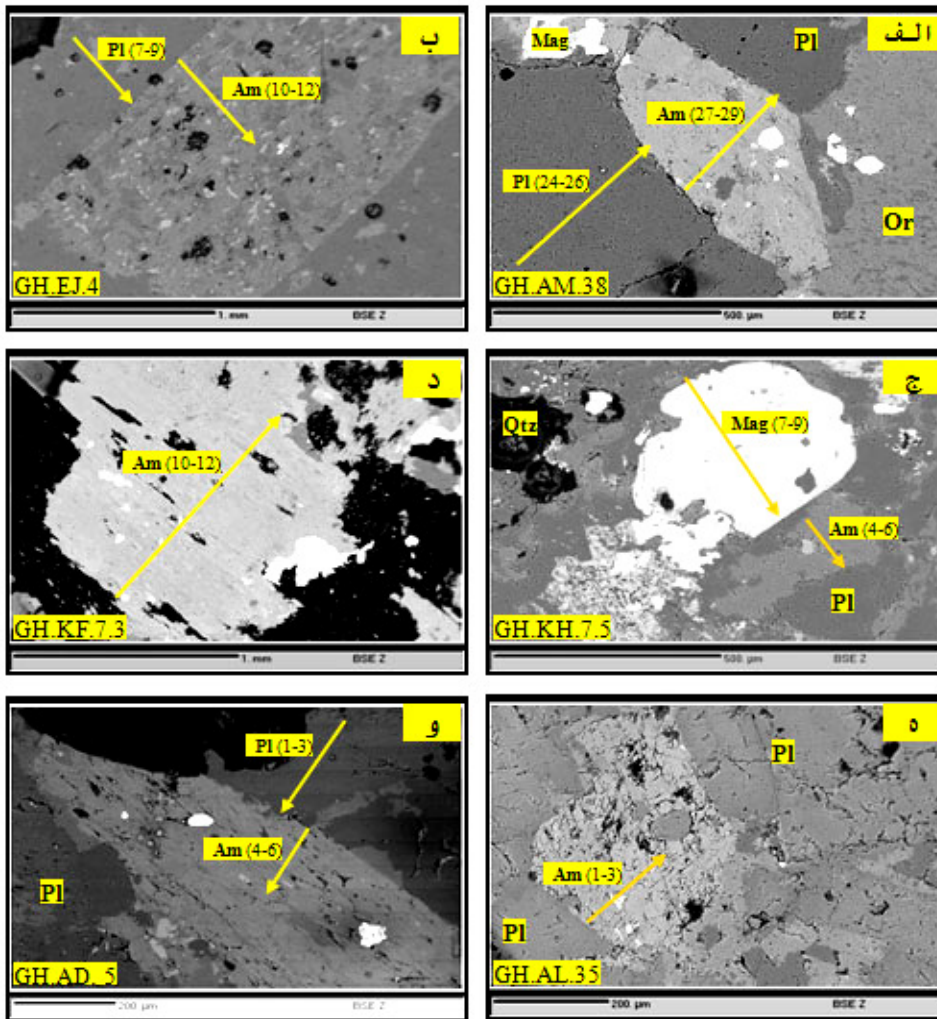
۱- توده‌های گرانیته‌نویسی حاوی مجموعه‌ای از کانی‌های کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت، تیتانیت یا ایلمنیت به‌صورت همزیست باشند (شکل ۴-۶ و ۷).

۲- هورنبلند در دمای نزدیک به مرز انجماد همراه با کانی‌های ذکر شده با گدازه و فاز سیال به تعادل می‌رسد و در نهایت ماگما کاملاً متبلور می‌شود و ترکیب هورنبلند، فشار و عمق تبلور انجماد ماگما را نشان می‌دهد.

۳- فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا باشد و رابطه  $Fe_T/Fe_T+Mg < 0.6$  در آمفیبول‌ها صدق کند.

۴- هورنبلند بایستی بدون منطقه‌بندی بوده و دگرسان نشده باشد (شکل ۴-۷).

۵- در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون‌های  $Ca \geq 1.5$  و  $Si \leq 7.5$  باشد.



شکل ۴-۶- تصاویر BSE<sup>۱</sup> از آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد :

الف) آمفیبول شکل‌دار با ترکیب منیزیو-هورنبلند و همزیست با پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد

ب) آمفیبول با ترکیب منیزیو-هورنبلند و ترمولیت-اکتینولیت با ماکل کارلسباد و در تعادل با پلاژیوکلاز در گرانودیوریت ارجنان

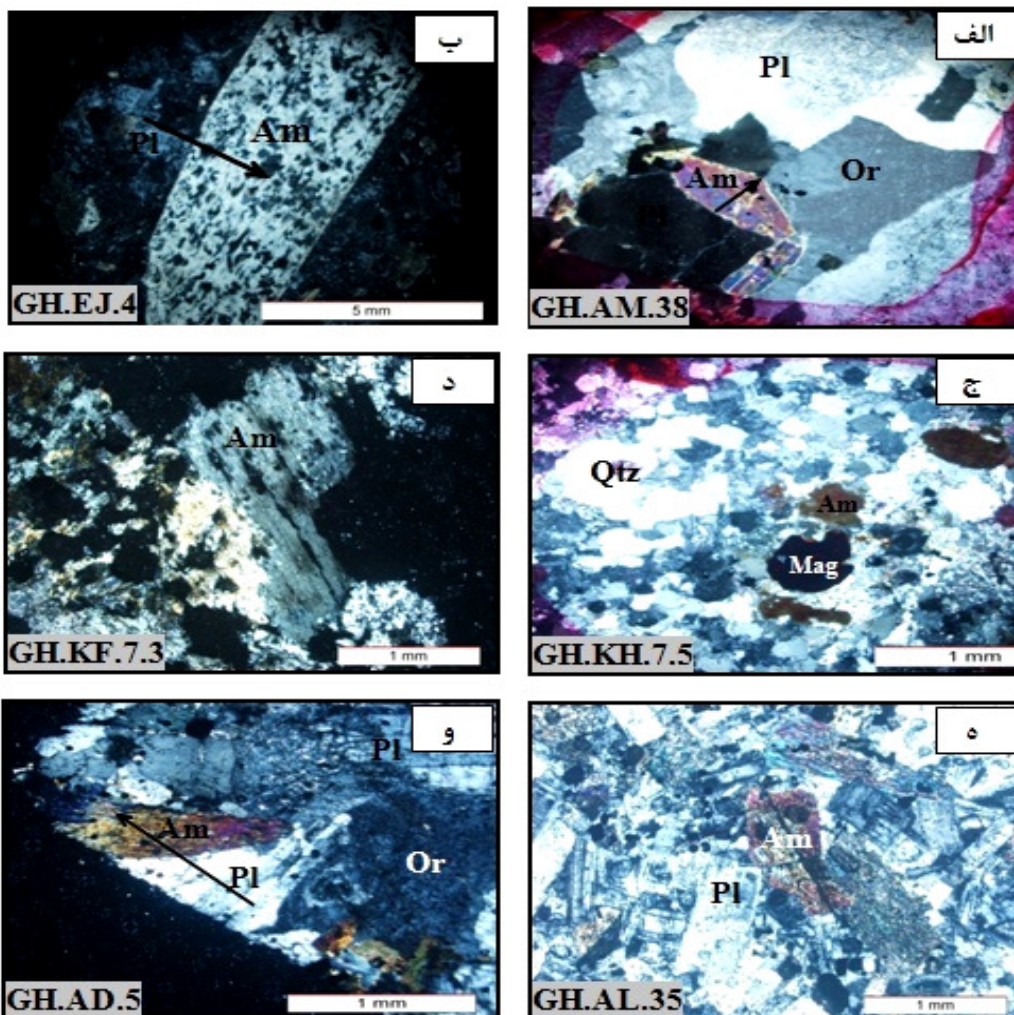
ج) آمفیبول با ترکیب منیزیو-هورنبلند و فرواکتینولیت بی‌شکل همزیست با پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد

د) آمفیبول بی‌شکل با ترکیب منیزیو-هورنبلند و اکتینولیت و همزیست با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت کافی‌آباد

ه) آمفیبول بی‌شکل با ترکیب ادنیت و همزیست با پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت علی‌آباد

و) آمفیبول نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزیو تا فرو-هورنبلند و در تعادل با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت آدربلندان





شکل ۴-۷- تصاویر میکروسکوپی از آمفیبول‌های توده‌های نفوذی غرب یزد (XPL):  
 الف) آمفیبول شکل‌دار با ترکیب منیزیو-هورنبلند و همزیست با پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد  
 ب) آمفیبول با ترکیب منیزیو-هورنبلند و ترمولیت-اکتینولیت با ماکل کارلسباد و در تعادل با پلاژیوکلاز در گرانودیوریت ارجنان  
 ج) آمفیبول با ترکیب منیزیو-هورنبلند و فرو-اکتینولیت بی‌شکل همزیست با پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت در آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضراآباد  
 د) آمفیبول بی‌شکل با ترکیب منیزیو-هورنبلند و اکتینولیت و همزیست با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت کافی‌آباد  
 ه) آمفیبول بی‌شکل با ترکیب ادنیت و همزیست با پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت علی‌آباد  
 و) آمفیبول نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزیو تا فرو-هورنبلند و در تعادل با پلاژیوکلاز در مونزوگرانیت آدربلندان

۶- در محاسبات فشار و دما از ترکیب آمفیبول، باید از آمفیبول‌های اکتینولیتی که در اثر دگرسانی، پیروکسن و هورنبلند بوجود می‌آیند، صرف نظر شود (هلمی و همکاران، ۲۰۰۴).

۷- فشارسنجی تنها در سنگ‌هایی کاربرد دارد که در فشارهای ۲ تا ۱۳ کیلوپار متبلور شده باشند.

۸- کانی هورنبلند در نزدیکی سالیدوس گرانیتم متبلور شده باشد.

۹- اکتیویته سیلیسیم در مذاب بایستی بیشتر و یا مساوی یک باشد. به عبارتی مذاب، اشباع از سیلیس باشد. زیرا مقدار Al هورنبلند مستقیماً به مقدار سیلیس و اکتیویته سیلیس در کل سیستم بستگی دارد.

۱۰- از آنجا که اکتیویته پتاسیم فلدسپار روی مقدار Al هورنبلند تأثیر می‌گذارد، آمفیبول بایستی در تعادل با پتاسیم فلدسپار باشد.

۱۱- به دلیل سه شرط آخر، فشارسنجی تنها از حاشیه‌های هورنبلند در تماس با کوارتز و یا پتاسیم فلدسپار اندازه‌گیری شود (هامارسترام و زن<sup>۱</sup>، ۱۹۸۶)

با توجه به مطالعات پتروگرافی و نتایج آنالیز مایکروپروب، اغلب آمفیبول‌های گرانیتوئیدهای غرب یزد شرایط لازم جهت تعیین فشار و دما این توده‌ها را دارند.

#### ۴-۵-۲- تعیین فشارسنجی و دما سنجی آمفیبول‌ها

همان‌طور که در بالا ذکر شد، آمفیبول‌ها با افزایش فشار از Al غنی‌تر می‌شوند و جانشینی چرماک افزایش می‌یابد. با افزایش دما، آمفیبول‌ها از سدیم و آلومینیم غنی‌تر گردیده، سدیک‌تر و آلومینیمی‌تر می‌شوند و جانشینی ادنیت افزایش می‌یابد. جانشینی‌های صورت گرفته در آمفیبول، موجب شده که بتوان با استفاده از مقادیر Al و Ti بلور، شرایط تبلور سنگ‌های نفوذی میزبان را ارزیابی کرد. بر این اساس محققان متعددی، برای محاسبات فشار و دما با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول روابطی را ارائه کرده‌اند که بر پایه معادلات ترمودینامیکی است (پال<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

1- Hammaurestrom and Zen

2- Pal

از آنجا که مقدار Al کل در آمفیبول‌ها تابع غلظت اولیه (غلظت Al در سنگ مادر) نبوده، بلکه تابع فشار حاکم در طول تشکیل این فاز است، در اینجا از محتوی Al در درشت بلورهای آمفیبول جهت محاسبه فشار حاکم در زمان تبلور استفاده شده است.

باید توجه کرد که فشارسنجی به تغییرات فوگاسیته اکسیژن و دما نیز حساس است. فوگاسیته کم اکسیژن می‌تواند سبب محاسبه مقادیر بالاتری برای فشار گردد و دما نیز به ازای هر ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد تا ۲ کیلو بار می‌تواند تأثیرگذار باشد (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵). اغلب فشارسنج‌های معرفی شده در ادامه، در فشار بالا کاربرد داشته و در فشار پایین مقادیر به دست آمده گاهی کمتر و حتی منفی از میزان خطای فرمول فشارسنجی می‌باشد.

برای تعیین زمین‌فشارسنجی محتوای Al در هورنبلند (فشار تبلور آمفیبول) از روش‌های مختلف استفاده می‌شود. چهار روش مرسوم برآورد فشار از ترکیب آمفیبول‌های سنگ‌های کالک‌آلکالن مستقل از دما است که فرمول‌های مربوط و منابع آنها در زیر ارائه شده است:

$$P [\pm 3 \text{ kbar}] = -3.92 + 5.03 Al^T \quad (\text{Hammaurestrom and Zen, 1986}) - 1$$

$$P [\pm 1 \text{ kbar}] = -4.76 + 5.64 Al^T \quad (\text{Hallister, et al., 1987}) - 2$$

$$P [\pm 0.5 \text{ kbar}] = -3.46 + 4.23 Al^T \quad (\text{Johnson and Rutherford, 1989}) - 3$$

$$P [\pm 0.6 \text{ kbar}] = -3.1 + 4.67 Al^T \quad (\text{Schmidt, 1992}) - 4$$

روش دیگر که برای محاسبه فشار تبلور توده‌های گرانیتوئیدی، روش آندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)

است که فرمول و پارامترهای مربوط در زیر ارائه شده است (شکل ۴-۸):

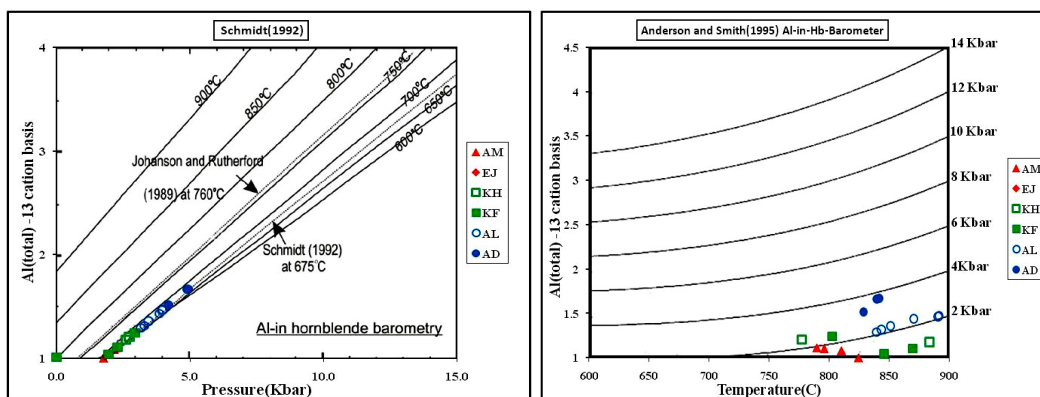
$$P [\pm 0.6 \text{ kbar}] = -3.01 + 4.76 Al^T - \{(T [^\circ\text{C}] - 675)/85\} \times \{0.53 Al^T + 0.005294 \times (T [^\circ\text{C}] - 675)\} \quad r^2 = 0.99$$

روش آندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)، دارای کمترین خطا نسبت به روش‌های دیگر برخوردار است و نتایج قابل اطمینان‌تری را عرضه می‌کند؛ چرا که در محاسبات، هر سه پارامتر فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن مد نظر قرار می‌گیرد که بر روی مقدار Al در هورنبلند تأثیر می‌گذارد. باید توجه کرد که فقط از نتایج آنالیز شیمیایی حاشیه بلور استفاده شود که در تعادل با کانی‌ها همزیست و مذاب بوده‌اند.

جدول ۴-۲- مقایسه روش‌های مختلف تعیین فشار، دما، عمق و فوگاسیته اکسیژن توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

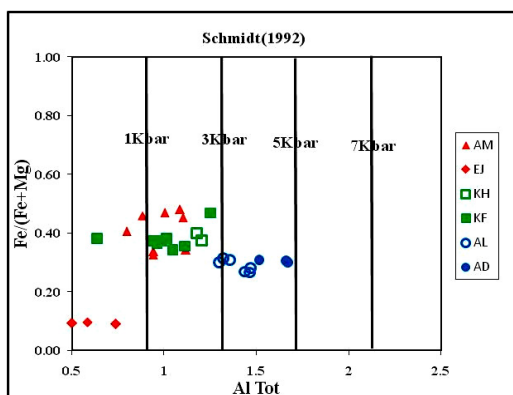
Sample	Point	Amphibole Name	Pressure (Kbar)						Temperature (°C)					LogfO <sub>2</sub> (bars)	Depth (km)	
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12	13
GH.AM.35	2/32/R	Mg-Hbl	0.08	-0.28	-0.10	0.78	-	0.31	728	-	-	-	728	-14.13	2.13	2.28
GH.AM.35	2/33/M	Mg-Hbl	1.61	1.45	1.19	2.23	2.0	1.70	797	-	-	-	797	-12.63	3.30	3.53
GH.AM.35	2/34/C	Mg-Hbl	1.53	1.35	1.12	2.15	1.0	1.43	810	-	-	-	810	-12.54	3.29	3.52
GH.AM.35	2/35/M	Mg-Hbl	1.12	0.89	0.77	1.76	-	1.14	825	-	-	-	825	-12.45	2.94	3.15
GH.AM.35	2/36/R	Mg-Hbl	0.52	0.21	0.27	1.19	-	0.55	740	-	-	-	740	-13.86	2.41	2.58
GH.AM.38	4/27/R	Mg-Hbl	0.81	0.55	0.52	1.47	-	0.84	759	652	697	659	692	-12.88	2.62	2.81
GH.AM.38	4/28/C	Mg-Hbl	1.69	1.53	1.26	2.30	2.0	1.77	790	690	724	689	723	-12.20	3.37	3.61
GH.AM.38	4/29/R	Mg-Hbl	0.80	0.53	0.51	1.46	-	0.83	761	658	718	776	728	-12.54	2.61	2.80
Average AM	-	-	1.02	0.85	0.72	1.67	1.67	1.07	776	667	713	708	755	-12.90	2.83	3.04
GH.EJ.4	1/10/R	Tremolite	-	-	-	-	-	-	726	545	588	577	609	-	-	-
GH.EJ.4	1/11/M	Tre-Act	-	-	-	-	-	-	-	522	540	547	537	-	-	-
GH.EJ.4	1/12/C	Mg-Hbl	-	-	-	-	-	-	-	595	625	614	611	-	-	-
Average EJ	-	-	-	-	-	0.6	-	0.6	726	554	584	646	586	-	-	-
GH.KH.7.5	2/4/R	Fe-Act	-	-	-	-	2.30	2.30	777	-	-	-	777	-13.06	3.83	4.10
GH.KH.7.5	2/5/C	Mg-Hbl	2.00	1.88	1.52	2.60	1.00	1.8	884	-	-	-	884	-10.73	3.86	4.13
Average KH	-	-	2.00	1.88	1.52	1.6	1.65	1.57	831	-	-	-	831	-11.90	3.85	4.12
KF.7.3	4/10/R	Mg-Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
KF.7.3	4/11/C	Actinolite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
KF.7.3	4/12/R	Mg-Hbl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
GH.KF.7.15	1/1/R	Mg-Hbl	0.79	0.52	0.50	1.44	-	0.81	806	-	-	-	806	-11.84	2.60	2.78
GH.KF.7.15	1/2/M	Mg-Hbl	1.04	0.81	0.71	1.69	-	1.06	896	-	-	-	896	-10.15	2.83	3.03
GH.KF.7.15	1/3/C	Mg-Hbl	2.36	2.29	1.83	2.94	2.20	2.32	803	-	-	-	803	-13.24	4.09	4.37
GH.KF.7.15	1/4/M	Mg-Hbl	1.67	1.51	1.24	2.28	0.90	1.52	870	-	-	-	870	-10.86	3.47	3.71
GH.KF.7.15	1/5/R	Mg-Hbl	1.32	1.11	0.94	1.95	-	1.33	846	-	-	-	846	-10.79	3.03	3.24
Average KF	-	-	1.44	1.25	1.04	2.06	1.55	1.41	844	-	-	-	844	-11.38	3.20	3.43
GH.AL.35	2/1/R	Edenite	3.31	3.34	2.62	3.83	2.1	3.04	870	758	-	731	786	-10.7	5.3	5.7
GH.AL.35	2/2/M	Edenite	3.43	3.49	2.73	3.95	2.1	3.14	891	797	875	767	833	-10.7	5.5	5.9
GH.AL.35	2/3/C	Edenite	3.47	3.52	2.75	3.98	2.2	3.18	891	824	880	793	847	-10.8	5.6	6.0
GH.AL.35	4/7/C	Mg-Hbl	2.71	2.68	2.12	3.27	2.1	2.58	844	-	-	-	844	-11.4	4.5	4.8
GH.AL.35	4/8/M	Mg-Hbl	2.90	2.89	2.28	3.44	2.1	2.72	851	-	-	-	851	-11.2	4.8	5.1
GH.AL.35	4/9/R	Mg-Hbl	2.61	2.56	2.03	3.17	2.1	2.49	840	-	-	-	840	-11.4	4.4	4.7
Average AL	-	-	3.07	3.08	2.42	3.61	2.11	2.86	865	793	845	764	833	-11.03	5.02	5.37
GH.AD.5	1/4/R	Fe-Hbl	4.47	4.65	3.60	4.93	3.80	4.29	842	767	665	723	749	-	-	-
GH.AD.5	1/5/M	Fe-Hbl	3.70	3.78	2.95	4.20	3.20	3.57	829	742	678	711	740	-	-	-
GH.AD.5	1/6/C	Fe-Hbl	4.44	4.61	3.57	4.90	3.80	4.26	840	726	633	685	721	-	-	-
Average AD	-	-	4.20	4.34	3.37	4.68	3.6	4.04	837	745	659	706	737	-	-	-
1= Hammarstrom and Zen (1986)			5= Anderson and Schmidt (1995)				9= Holland and Blundy (1994)				13= Continental depth (km) (ρ=2700 kg/m3)					
2= Hollister et al. (1987)			6= Average Pressure				10= Vynhal and Meeuw (1991)				Mg-Hb = Magnesio- Homblende					
3= Johnson and Rutherford (1989)			7= Schmidt (1992)				11= Average Temperature (°C)				Fe-Hb = Ferro-Homblende					
4= Schmidt (1992)			8= Blundy and Holland (1990)				12= Oceanic depth (km) (ρ=2890 kg/m3)				Tre-Act= Tremolite- Actinolite					

بر اساس روش‌های مختلف تعیین فشار در جدول ۴-۲ و نمودار  $Al^T$  در مقابل  $Fe/Fe+Mg$  (شکل ۴-۹) توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد میانگین گستره فشاری بین ۰/۵ تا ۴/۳ کیلوبار را نشان می‌دهند که با ویژگی‌های بافتی از جمله بافت گرانوفیری و پورفیروئیدی تایید می‌شود. برای محاسبه دمای از نمودار P (فشار بر حسب کیلوبار) در مقابل  $Al^T$  (اشمیت، ۱۹۹۲) استفاده شده است (شکل ۴-۱۰). سنگ‌های منطقه گسترده دمایی ۵۳۰ بین ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (جدول ۴-۲).



شکل ۴-۹ - نمودار فشار بر حسب کیلوبار در مقابل  $Al^T$  (اشمیت، ۱۹۹۲) و محدوده دمایی تشکیل آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد.

شکل ۴-۸ - نمودار دمای بر حسب درجه سانتی‌گراد در مقابل  $Al^T$  (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵) و محاسبه فشار تشکیل آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۱۰ - نمودار  $Al^T$  در مقابل  $Fe/Fe+Mg$  (اشمیت، ۱۹۹۲) و محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد را نشان می‌دهد.

#### ۴-۴-۵-۳ - تعیین دماسنجی زوج کانی‌ها پلاژیوکلاز - هورنبلند

گرچه هنوز تردیدهایی در مورد روش دماسنجی پلاژیوکلاز - هورنبلند وجود دارد، ولی یکی از مهمترین و شاید کاربردی‌ترین روش تعیین دمای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، روش دماسنجی

پلاژیوکلاز- هورنبلند است.

برای تعیین دما از زوج کانی پلاژیوکلاز- هورنبلند بایستی شرایط زیر رعایت شود:

۱- برای سنگ‌های آذرین حاوی کوارتز با پلاژیوکلاز، باید مقدار آنورتیت کمتر از ۰/۹۲ باشد.

۲- میزان Si در بلور آمفیبول نیز کمتر یا مساوی ۷/۸ اتم در واحد فرمولی باشد.

۳- این زمین دماسنجی برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قابل استفاده است.

۴- پلاژیوکلازها فاقد منطقه‌بندی باشند ( بلوندی و هلند، ۱۹۹۰)

۵- درشت بلورهای آمفیبول کلسیک و پلاژیوکلاز به صورت همزیست و در کنار هم حضور داشته و با

هم در تعادل باشند (شکل ۴-۶ و ۷). دامنه تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی باید

جزئی باشد تا دقت روش تعیین دما و فشار بالا رود (استین و دیتل، ۲۰۰۱).

۶- آمفیبول‌ها فاقد حاشیه اکتینولیتی باشند (هلمی و همکاران، ۲۰۰۴).

از آنجا که محاسبه دما در این روش زمین دماسنجی تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز

محاسبه شود. دماسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند براساس تعداد کاتیون‌های Si, Al در موقعیت تتراهد

هورنبلند سنجیده می‌شود و از دو روش زیر تعیین می‌گردد.

۱- روش بلوندی و هولاند (۱۹۹۰) : این دماسنجی تبادلی است و بر مبنای کالیبراسیون دو

واکنش‌های زیر صورت می‌گیرد:

الف) ترمولیت + آل‌بیت = کوارتز ۴ + ادنیت

ب) آنورتیت + ریچتریت = آل‌بیت + ادنیت

دماسنجی بر اساس واکنش اول برای سنگ‌های واجد کوارتز و با ترکیب فلسیک تا حدواسط

کاربرد دارد. این دماسنجی برای دمای ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد کالیبره شده و با توجه به

حضور کوارتز در سنگ‌های مورد مطالعه، بر پایه رابطه زیر می‌باشد:

$$T [+311 \text{ }^\circ \text{K}] = 0.677 P [\text{Kbar}] - 48.98 + Y_{\text{Ab}} / 0.0429 - 0.0083144 \text{Ln} (\text{Si}-4) / (8-\text{Si}) X_{\text{Ab}}^{\text{plag}}$$

در این رابطه T دمای تعادلی بر حسب کلون، P بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیسیم

در فرمول ساختاری آمفیبول و  $X_{Ab}^{plag}$  میزان درصد آلبیت در پلاژیوکلاز است. مقدار  $Y_{Ab}$  از روابط زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0$$

$$X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab})^2$$

۲- روش هلند و بلوندی (۱۹۹۴) :

$$T [\pm 313K] = \{ 78.44 + Y_{ab-an} - 33.6X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92 P [kbar]) X_{Al}^{M2} + 78.5X_{Al}^{T1} + 9.4X_{Na}^A \} / 0.0721 - R \ln [(27X_{Na}^{M4} X_{Si}^{T1} X_{An}^{plg}) / (64X_{Ca}^{M4} X_{Al}^{T1} X_{Ab}^{plg})]$$

پارامترهای استفاده شده در کالیبراسیون فوق شامل موارد زیر است:

$$X_{Si}^{T1} = (Si - 4) / 4$$

$$X_{Al}^{T1} = (8 - Si) / 4$$

$$X_{Al}^{M2} = (Al + Si - 8) / 2$$

$$X_{K}^A = K$$

$$X_{vac}^A = 3 - Ca - Na - K - Cm$$

$$X_{Na}^A = Ca + Na + Cm - 2$$

$$X_{Na}^{M4} = (2 - Ca - Cm) / 2$$

$$X_{Ca}^{M4} = Ca / 2$$

$$Cm = Si + Al + Ti + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn - 13$$

$$R = 0.0083144 \text{ (kJ / k mol)}$$

۳- روش وینهل و مک سون<sup>۱</sup> (۱۹۹۱): وینهل و مک سون رابطه زیر را در فشارهای ۲۰-۱ کیلوبار

و فوگاسیته HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند:

$$T [^{\circ}C] = 654.9 + 25.3 P$$

بررسی پتروگرافی و نتایج آنالیز میکروب نشان می‌دهد که زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند شرایط

ذکر شده در بالا را داشته و می‌توان از آنها برای دماسنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند استفاده کرد

(جدول ۴-۱) (شکل ۴-۶ و ۷). پس از محاسبه فشار بر اساس روش‌های مختلف (جدول ۴-۲) و

جایگزینی در فرمول‌های فوق، دمای تبلور هورنبلندهای توده‌های غرب یزد به‌طور میانگین ۵۳۰

بین ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد بدست می‌آید. میانگین دمای به دست آمده از حاشیه هورنبلند این توده‌ها

1- Vynhal and Mcsween

، ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد و دمای مرکز هورنبلند حدود ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. دمای به دست آمده از حاشیه آمفیبول را می‌توان دمای انجماد توده نفوذی در نظر گرفت و دمای اندازه‌گیری شده از مرکز آمفیبول بیانگر دمای آغازین تبلور می‌باشد.

#### ۴-۴-۶- تعیین عمق توده‌های گرانیتوئیدی

میزان Si در آمفیبول تابع میزان Si ماگما بوده و دما و فشار بر آن بی‌تأثیر است. به همین دلیل داده‌های شیمی کانی آمفیبول‌ها در تعیین نوع آنها و نیز محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی به‌منظور برآورد عمق نفوذ مورد استفاده قرار می‌گیرد (هلند و بلوندی، ۱۹۹۴).

در دو دهه گذشته از فشارسنج آلومینیوم در هورنبلند به‌طور وسیع برای محاسبه عمق تبلور ماگما، عمق جایگیری باتولیت یا عمق جایگیری ماگما در پوسته استفاده شده‌است (تالوچ و چالیس<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰؛ موذن و دروپ<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵).

بر اساس فشار محاسبه شده می‌توان عمق جایگزین ماگما قبل از صعود را تخمین زد. فرض اساسی برای محاسبه عمق جایگزینی ماگما در داخل پوسته این است که تبلور آمفیبول‌ها که در اینجا مبنای فشارسنجی هستند، در زمان اقامت ماگما در اتاق ماگمایی صورت گرفته و یا حداقل بخشی از آنها در زمان اقامت ماگما متبلور شده‌اند.

با فرض اینکه فشار حاکم در زمان تبلور درشت بلورهای آمفیبول فشار همه جانبه لیتواستاتیک ناشی از وزن سنگ‌های فوقانی بوده و با در دست داشتن فشار حاکم بر محیط تشکیل کانی‌ها، شتاب جاذبه و چگالی تقریبی پوسته، می‌توان عمق جایگیری ماگما در زمان تبلور کانی‌ها را با استفاده از رابطه  $P = \rho \cdot h \cdot g$  محاسبه کرد. در این فرمول P فشار محاسبه شده، g شتاب جاذبه و  $\rho$  چگالی تقریبی پوسته (۲/۷ تا ۲/۸ گرم بر سانتی‌متر مکعب) قاره‌ای یا اقیانوسی می‌باشد. به‌طور خلاصه عمق جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در جدول ۴-۲ ارائه شده است.

1- Tulloch and Challis  
2- Moazzen and Droop



با توجه به میانگین فشارهای به دست آمده، عمق تشکیل توده‌های نفوذی غرب یزد بر اساس چگالی سنگ های پوسته قاره‌ای ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب بین ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتر متغیر است.

#### ۴-۴-۷- تعیین فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن از جمله فاکتورهایی است که مجموعه کانیایی سنگ را تحت تأثیر قرار می‌دهد. فوگاسیته اکسیژن در مقادیر  $Al^{IV} > 0.75$  و  $Fe^T / (Fe^T + Mg) > 0.3$  آمفیبول کاربرد دارد (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

آمفیبول‌های تجزیه شده منطقه مورد مطالعه شرایط مد نظر را دارا هستند. در نمودار شکل ۴-۱۱ آمفیبول‌های مورد نظر در محدوده با فوگاسیته بالای اکسیژن ( $Fe\#$  کمتر از ۰/۵) قرار می‌گیرند. با توجه به مقدار  $Fe\# = Fe^T / (Fe^T + Mg)$ ، فوگاسیته اکسیژن به سه گروه پایین ( $Fe\#$  بالاتر از ۱)، متوسط ( $Fe\#$  بین ۰/۶ تا ۰/۸) و بالا ( $Fe\#$  بین ۰ تا ۰/۶) تقسیم می‌شوند. فوگاسیته اکسیژن پایین باعث افزایش مقدار  $Fe^{2+}$  در شبکه هورنبلند و افزایش جانشینی  $Mg$  به وسیله  $Al$  و بالا رفتن مقدار  $Al$  در هورنبلند می‌شود از طرفی فوگاسیته بالای اکسیژن سبب قرارگیری ترجیحی  $Fe^{3+}$  در شبکه هورنبلند و جانشینی آن به جای  $Al$  و در نتیجه کاهش مقدار  $Al$  هورنبلند می‌گردد.

به‌طور کلی می‌توان گفت که هورنبلندهای متبلور شده تحت فوگاسیته بالا اکسیژن نتایج زمین فشارسنجی بهتر و قابل اعتمادتری نسبت به انواع متبلور شده در فوگاسیته پایین اکسیژن به دست می‌دهند (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵).

برای محاسبه کمی مقدار فوگاسیته اکسیژن از فرمول زیر استفاده گردیده که نتایج آن در جدول

۴-۲ ارائه شده است :

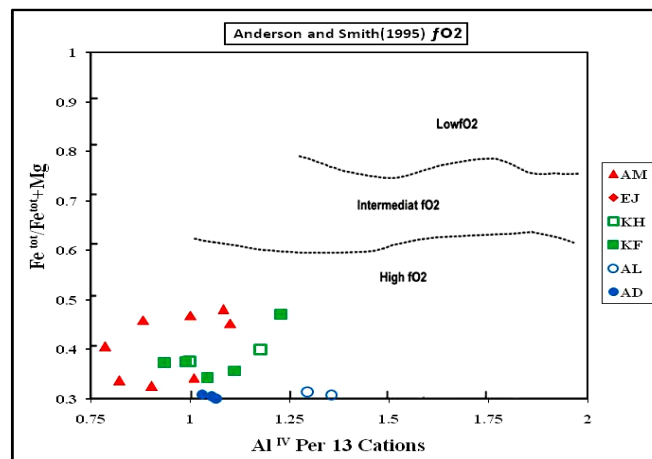
$$\text{Log } fO_2 = -30930 / T + 14.98 + 0.142 (P-1) / T \quad \text{Wones (1989)}$$

مقدار فوگاسیته اکسیژن توده‌های غرب یزد بین ۱۰/۷- تا ۱۴/۱۳ (bars) متغیر است و در شکل

۴-۱۱ در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرند که با ماهیت کالک آلکالن توده‌های نفوذی

منطقه و شکل‌گیری آنها در محیط فرورانش مطابقت دارد (آندرسون<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶).

سه نمونه از ترکیب آمفیبول‌های توده علی‌آباد که مقدار  $Fe^{2+}$  آنها کمتر از ۰/۳ است، در شکل ۴-۱۱ قرار نگرفته و در جدول ۲-۴ دارای فوگاسیته اکسیژن کمتر (۱۰/۷-) و دمای بالاتری ( $830^{\circ}C$ ) نسبت به دیگر نمونه‌ها برخوردار بوده و دارای ترکیب ادنیت می‌باشند (شکل ۴-۵)؛ زیرا در دماهای بالاتر جانشینی ادنیت بیشتر انجام شده و سبب افزایش Al در شبکه هورنبلند می‌گردد.



شکل ۴-۱۱- نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Fe^{T}/(Fe^{T}+Mg)$  (آندرسون و اسمیت، ۱۹۹۵) و جایگاه تشکیل آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد در محدوده فوگاسیته بالا اکسیژن را نشان می‌دهد.

بسیاری از توده‌های نفوذی مرتبط با قوس در فوگاسیته بالای اکسیژن هستند در حالی که توده‌های نفوذی غیرکوهزایی اغلب در فوگاسیته پایین اکسیژن متبلور می‌شوند. شواهدی از جمله چندرنگی کاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوکلاز صورتی‌رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل توده‌های نفوذی منطقه است. همچنین وجود همزمان مگنتیت، اسفن، کوارتز و آمفیبول در گرانیت‌ها از نشانه‌های فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگ می‌باشد (ریدر<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۸).

1- Anderson  
2- Rieder

#### ۴-۴-۸- تعیین منشاء و محیط تکنوماگمایی

برای تعیین منشاء و محیط تکنوماگمایی سنگ‌های آذرین می‌توان از ترکیب آمفیبول‌ها استفاده نمود. به عقیده بسیاری از محققین حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه تعلق این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است؛ زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I زیاد است و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود (چاپل و وایت، ۲۰۰۴ و استین و دیتل، ۲۰۰۱).

بر اساس تغییرات  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و  $\text{MgO}$  نسبت به  $\text{TiO}_2$  حاصل از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها موجود در سنگ‌های آذرین، می‌توان منشاء سری‌های ماگمایی را تعیین نمود؛ به طوری که ماگما ممکن است ماهیت سری‌های ماگمایی آلکان، آلکان-ساب‌آلکان و یا ساب‌آلکان داشته باشد. آمفیبول‌های موجود در سری‌های ساب‌آلکان نسبت به انواع موجود در سری‌های آلکان، مقادیر  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  کمتری دارند (مولینا<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۹).

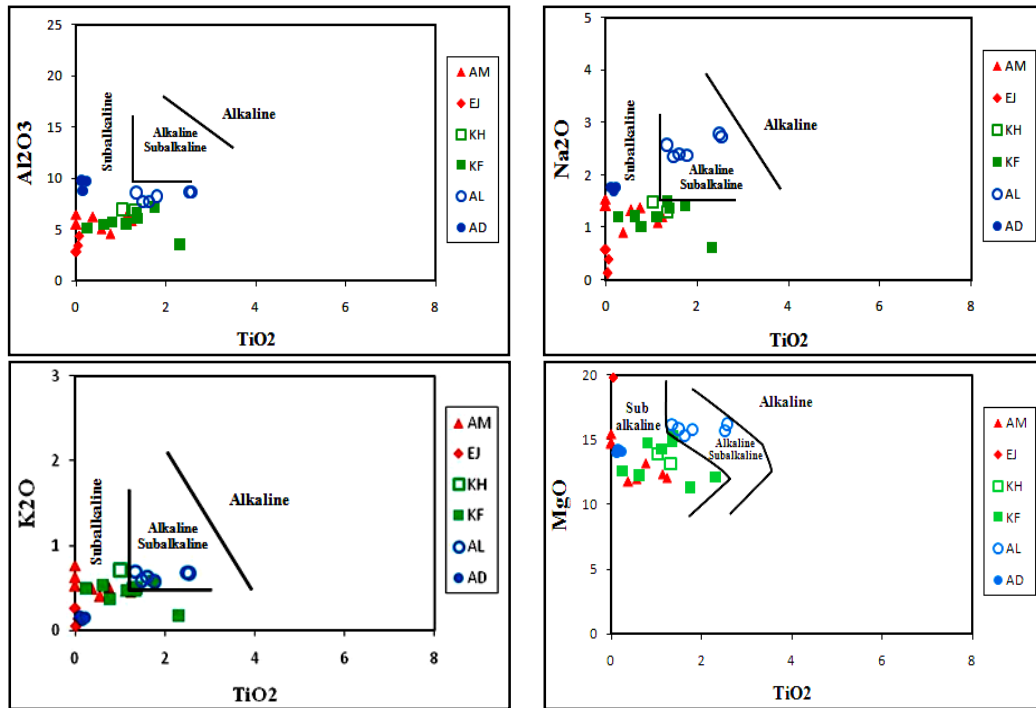
در شکل ۴-۱۲ اکثر آمفیبول‌های موجود در توده‌های غرب یزد در محدوده ساب‌آلکان نمودارهای دو متغیره  $\text{TiO}_2$  نسبت به  $\text{Na}_2\text{O}$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  قرار می‌گیرند؛ اما برخی از آمفیبول‌ها به ویژه نمونه‌های علی‌آباد در محدوده آلکان-ساب‌آلکان جای گرفته‌اند.

از مشخصات ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها، ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های تکنوماگمایی مختلف به‌ویژه محیط‌های فرورانش (S-Amph) و درون صفحه‌ای (I-Amph) است که بیشتر بر پایه بررسی گزینولیت‌های گوشته‌ای حاصل شده‌اند. آمفیبول‌های وابسته به فرورانش در مقایسه با درون صفحه‌ای دارای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  کمتری هستند (کولتورتی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷). بر اساس نمودارهای مختلف  $\text{TiO}_2$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (کولتورتی و همکاران، ۲۰۰۷) آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد در محدوده تکنوماگمایی وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۳).

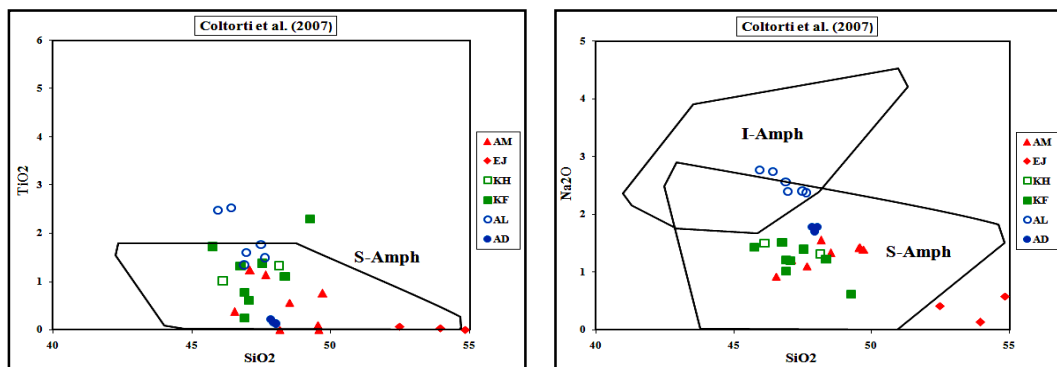
مرز جدایش محیط تکنوماگمایی آمفیبول‌ها مقدار  $\text{Al}^{\text{IV}}=1.5$  در نظر گرفته شده به طوری که مقدار بالاتر از ۱/۵ به آمفیبول‌هایی وابسته‌اند که در محیط‌های زمین‌ساختی جزایر قوسی و در فشارهای در

1- Molina  
2- Coltorti

حدود ۱۰ کیلو بار تشکیل شده‌اند و مقدار پایین‌تر از ۱/۵ معرف آمفیبول‌هایی است که در حاشیه‌های فعال قاره‌ای و در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار تشکیل گردیده‌اند (کولتورتی و همکاران، ۲۰۰۷).



شکل ۴-۱۲- نمودارهای دو متغیره  $TiO_2$  نسبت به  $Al_2O_3$ ،  $K_2O$ ،  $MgO$  و  $Na_2O$  جهت تعیین ماهیت توده‌های نفوذی غرب یزد با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها (مولینا و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۱۳- نمودارهای تعیین محیط تکنوماگمایی آمفیبول‌ها (کولتورتی و همکاران، ۲۰۰۷) و جایگاه ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد که غالباً در محدوده آمفیبول وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند. I-Amph: آمفیبول درون صفحه‌ای S-Amph: آمفیبول وابسته به مناطق فرورانش

آمفیبول‌های مورد مطالعه با توجه به مقدار  $Al^{IV}$ ، پایین‌تر از ۱/۵ (جدول ۴-۱) و نمودارهای مختلف رده‌بندی تکنوماگمایی (شکل ۴-۱۴) در گستره حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند که با نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی سنگ کل و نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب عناصر اصلی بیوتیت مطابقت دارند.

از طرف دیگر مقدار عدد منیزیم ( $Mg\#$ ) در هورنبلند، فاکتور مهمی برای شناسایی منشأ ماگما است. مقدار  $Mg\#$  بیش از ۰/۷ به منشأ گوشته‌ای و کمتر از ۰/۵ به منشأ پوسته‌ای و حفاصل بین این دو مقدار را به اختلاطی از منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای در نظر می‌گیرند (زانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

میانگین مقدار  $Mg\#$  آمفیبول‌های توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد، ارجنان، خضرآباد، کافی‌آباد، علی‌آباد و آدربلندان به ترتیب ۰/۷۴، ۰/۹۴، ۰/۷۱، ۰/۷۴، ۰/۸۳ و ۰/۷۴ بر اساس فرمول  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  محاسبه شده و تمامی مقدار عدد منیزیم بیش از ۰/۷ داشته و منشأ گوشته‌ای را نشان می‌دهند (جدول ۴-۱).

#### ۴-۴-۹- تغییرات عناصر در آمفیبول‌ها

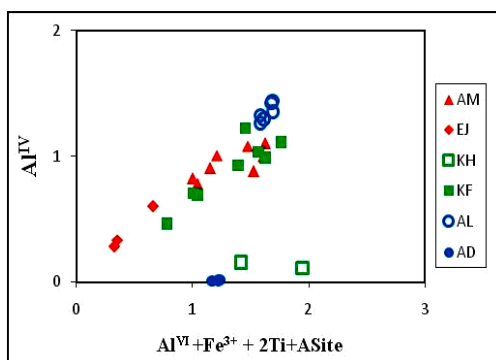
در آمفیبول‌های کلسیک، به‌طور کلی با افزایش دما و فشار، مقدار عناصر پتاسیم، سدیم، تیتانیم و مقدار  $Mg\#$  افزایش یافته و برعکس از مقدار سیلیسیم و مجموع  $Fe+Mg+Mn+Ca$  کاهش می‌یابد؛ بنابراین می‌توان گفت در روند تبلور ماگما، ترکیب آمفیبول‌ها از کرسوتیت به پارگازیت-منیزپوهستنگزیت-ادنیت-چرماکیت و منیزپو-هورنبلند تغییر می‌کنند (فمنیاس<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های منطقه مورد مطالعه اغلب منیزپو-هورنبلند بوده و می‌توان گفت که سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مرحله نهایی روند پیشرفت تبلور ماگما را طی نموده‌اند.

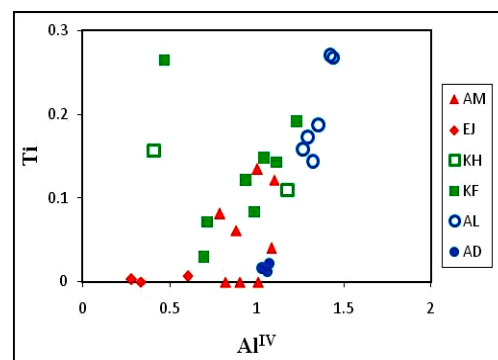
1- Zhang  
2- Femenias

با افزایش دما، Ti به سهولت وارد جایگاه  $M_2$  می‌شود ولی با افزایش فشار این قانون معتبر نیست. چرا که شعاع یونی Ti کمی بزرگتر از شعاع یونی آلومینیم است. بنابراین میزان Ti در آمفیبول‌های کلسیک رابطه مستقیم با افزایش دما و رابطه معکوس با افزایش فشار پیدا می‌کند. در نمودار تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$  همبستگی مثبتی بین Ti و  $Al^{IV}$  مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۴)؛ به طوری که با کاهش مقدار آلومینیم چهاروجهی ( $Al^{IV}$ )، مقدار Ti در آمفیبول‌ها کاهش می‌یابد که در نتیجه افزایش Si در ساختار بلور و پیشرفت تبلور ماگما می‌باشد؛ و همچنین مقدار کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ ، Na، Ti، K در شبکه آمفیبول و جانشینی آنها به جای یکدیگر، بستگی به مقدار Al موجود در موقعیت چهار وجهی ساختار بلور دارد و تفاوت ترکیبی آمفیبول‌ها به این جانشینی وابسته است به طوری که ترکیب نمونه‌ها در نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع کاتیون‌های  $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + Asite$  تماماً در راستای یک خط مستقیم با نسبت ۱ به ۱ قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۵).

این روند نشان می‌دهد که تنوع ترکیبی در آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های منطقه وابسته به مقدار  $Al^{IV}$  و جانشینی کاتیون‌های  $Fe^{3+}$ ، Na، Ti، K و  $Al^{IV}$  در موقعیت هشت وجهی می‌باشد (مولینا و همکاران، ۲۰۰۹).



شکل ۴-۱۵- روند خطی مثبت آمفیبول‌ها توده‌های غرب یزد در نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به مجموع کاتیون‌های  $Al^{VI} + Fe^{3+} + 2Ti + Asite$



شکل ۴-۱۴- روند خطی مثبت آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد در نمودار تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$

#### ۴-۵- بیوتیت

کاتیون‌های Fe، Mg و Al در کانی بیوتیت به فرآیندهای ماگمایی حساس هستند؛ از این رو از

کانی بیوتیت در بررسی پتروژنز توده‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. در زمان تشکیل ماگمای گرانیتی ترکیبات و نسبت اکسیدهای سه عنصر اصلی آهن، آلومینیم و منیزیم در کانی بیوتیت طوری جایگزین می‌شوند که خصوصیات و شرایط ژئوشیمیایی، تکتونیکی ماگمای سازنده را در خود ثبت می‌کند به همین دلیل کانی بیوتیت به عنوان کلیدی در بررسی نوع ماگما و ژئوشیمی گرانیتوئیدها در سطحی گسترده به کار می‌رود (عبدالرحمن<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴ و بن اوهد<sup>۲</sup>، ۲۰۰۵).

تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) نشان می‌دهد، که بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بین دانه‌ای هستند و در تعادل با کانی‌های آمفیبول، کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و مگنتیت مشاهده می‌شوند و برخی از نمونه‌ها آثار دگرسانی به کلریت در امتداد رخ‌ها و حاشیه کانی‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۴-۱۶). نتایج آنالیز مایکروپروب بر روی بیوتیت‌ها پس از تفکیک مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  بر اساس روش پیشنهادی دروپ (۱۹۸۷) و محاسبه فرمول ساختاری بر پایه روش ۲۴ اکسیژن در جدول ۴-۳ ارائه شده است.

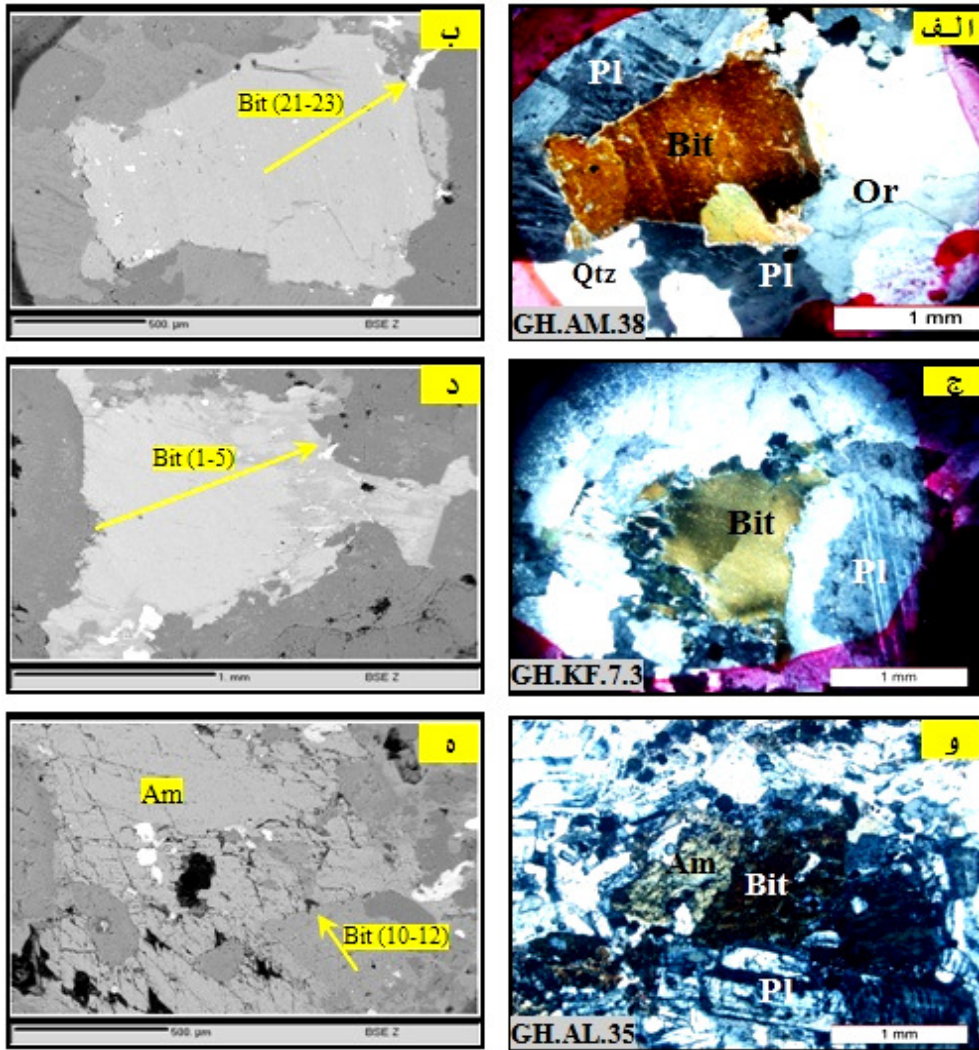
در این پایان‌نامه سعی می‌شود از ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت برای تعیین ویژگی‌های کانی بیوتیت، ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان آلومینیم و درجه اکسیداسیون ماگمای سازنده آنها، پتروژنز و منشاء سنگ‌های گرانیتوئیدی غرب یزد استفاده گردد.

#### ۴-۵-۱- فرمول عمومی بیوتیت

فرمول عمومی میکاها به صورت  $IM_{2-3} \square_{1.0} T_4 O_{10} A_2$  است. در این فرمول موقعیت I مربوط به کاتیون‌های K، Na،  $NH_4$ ، Rb، Ba، Ca و Cs می‌باشد که معمول‌تر از همه هستند. موقعیت M مربوط به کاتیون‌های Zn، Al، Ti، Cr، V،  $Fe^{2+}$ ،  $Fe^{3+}$ ، Mg،  $Mn^{2+}$ ،  $Mn^{4+}$ ، Li می‌باشد.

---

1- Abdel-Rahman  
2- Ben ohoud



شکل ۴-۱۶- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد :

الف) بیوتیت نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزیو-بیوتیت و همزیست با پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد (XPL)

ب) بیوتیت نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزیو-بیوتیت و همزیست با پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد (BSE)

ج) بیوتیت بی‌شکل با ترکیب منیزیو-بیوتیت و همزیست با پلاژیوکلاز و کوارتز در مونزوگرانیت کافی‌آباد (XPL)

د) بیوتیت بی‌شکل با ترکیب منیزیو-بیوتیت و همزیست با پلاژیوکلاز و کوارتز در مونزوگرانیت کافی‌آباد (BSE)

و) بیوتیت بی‌شکل با ترکیب منیزیو-بیوتیت و همزیست با آمفیبول و پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت علی‌آباد (XPL)

ه) بیوتیت بی‌شکل با ترکیب منیزیو-بیوتیت همزیست با آمفیبول و پلاژیوکلاز در کوارتزدیوریت علی‌آباد (BSE)



جدول ۴-۳- نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد ( بر اساس ۲۴ اکسیژن)

علایم اختصاری به کار رفته در جدول :

R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-Biotite

Sample Number	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.38	AM.38	AM.38	EJ.4	EJ.4
Position	2/42	2/41	2/40	2/39	2/38	2/37	2/21/C	2/22/M	2/23/R	3/6/C	3/5/R
SiO <sub>2</sub>	36.41	37.12	35.95	36.23	34.10	36.52	38.67	38.24	37.91	34.71	35.12
TiO <sub>2</sub>	4.490	5.130	3.860	4.450	3.380	4.510	3.170	4.070	3.090	4.620	4.870
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.77	13.56	14.46	13.57	14.51	13.85	13.05	13.08	13.09	16.36	15.11
FeO	19.43	17.85	20.82	18.75	21.12	19.67	16.64	17.18	17.61	19.14	18.58
MnO	0.240	0.100	0.210	0.210	0.250	0.280	0.220	0.200	0.200	0.370	0.350
MgO	12.31	12.36	12.76	12.03	12.91	12.35	14.28	14.10	13.02	11.57	11.75
CaO	0.000	0.000	0.020	0.030	0.040	0.010	0.010	0.030	0.030	0.000	0.060
Na <sub>2</sub> O	0.120	0.150	0.170	0.080	0.090	0.110	0.130	0.110	0.190	0.120	0.100
K <sub>2</sub> O	11.49	12.01	9.230	11.51	9.760	11.42	10.44	10.51	10.39	10.28	10.12
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	98.26	98.28	98.25	96.86	96.16	98.72	96.61	97.52	95.53	97.17	96.06
<b>Cations Based on 24 Oxygen</b>											
Si	5.480	5.549	5.362	5.520	5.268	5.473	5.773	5.679	5.761	5.247	5.356
Al <sup>IV</sup>	2.443	2.389	2.542	2.437	2.642	2.446	2.227	2.290	2.239	2.753	2.644
Al <sup>VI</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.069	0.000	0.106	0.162	0.073
Al <sup>I</sup>	2.443	2.389	2.542	2.437	2.642	2.446	2.296	2.290	2.345	2.915	2.716
Ti	0.508	0.577	0.433	0.510	0.393	0.508	0.356	0.455	0.353	0.525	0.559
Fe	2.446	2.232	2.597	2.389	2.729	2.465	2.078	2.134	2.238	2.420	2.370
Mn	0.031	0.013	0.027	0.027	0.033	0.036	0.028	0.025	0.026	0.047	0.045
Mg	2.762	2.754	2.837	2.732	2.973	2.759	3.178	3.122	2.950	2.607	2.671
Ca	0.000	0.000	0.003	0.005	0.007	0.002	0.002	0.005	0.005	0.000	0.010
Na	0.035	0.043	0.049	0.024	0.027	0.032	0.038	0.032	0.056	0.035	0.030
K	2.206	2.290	1.756	2.237	1.923	2.183	1.988	1.991	2.014	1.982	1.969
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM	22.35	22.24	22.61	22.32	22.64	22.35	22.03	22.02	22.09	22.69	22.44
Y <sub>Total</sub>	8.190	7.964	8.895	8.096	8.769	8.214	8.005	8.025	8.018	8.677	8.434
X <sub>Total</sub>	2.241	2.333	1.808	2.265	1.957	2.216	2.027	2.028	2.075	2.017	2.008
Al <sub>Total</sub>	2.443	2.389	2.542	2.437	2.642	2.446	2.296	2.290	2.345	2.915	2.716
Fe/Fe+Mg	0.470	0.448	0.478	0.467	0.479	0.472	0.395	0.406	0.431	0.481	0.470
Mn/Mn+Fe	0.012	0.006	0.010	0.011	0.012	0.014	0.013	0.012	0.011	0.019	0.019
Mg#	0.530	0.550	0.520	0.530	0.520	0.530	0.600	0.590	0.570	0.520	0.530

ادامه جدول ۳-۴

Sample Number	KH.1.4	KH.1.4	KH.1.4	KF.7.15	KF.7.3	KF.7.3	KF.7.3	KF.7.3	KF.7.3
Position	3/15	3/14	3/13	1/2/R	1/5/R	1/4/M	1/3/C	1/2/M	1/1/R
SiO <sub>2</sub>	36.75	35.87	34.23	35.76	36.29	36.84	37.05	37.17	36.61
TiO <sub>2</sub>	4.980	3.640	3.360	4.860	2.260	2.770	3.260	3.150	2.330
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.96	14.45	15.01	13.25	11.42	13.11	12.87	12.64	12.90
FeO	18.12	19.89	21.03	19.89	21.81	22.20	22.38	21.58	21.79
MnO	0.120	0.350	0.460	0.440	0.880	0.410	0.390	0.370	0.370
MgO	12.46	12.39	12.89	12.11	10.42	10.40	10.56	10.50	10.55
CaO	0.000	0.000	0.000	0.010	0.060	0.000	0.000	0.000	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.150	0.190	0.110	0.090	0.040	0.150	0.100	0.150	0.080
K <sub>2</sub> O	11.98	11.62	8.760	10.55	10.02	10.37	10.18	10.28	10.20
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Total</b>	<b>98.52</b>	<b>98.40</b>	<b>95.85</b>	<b>97.05</b>	<b>93.56</b>	<b>96.79</b>	<b>96.95</b>	<b>96.48</b>	<b>95.23</b>
<b>Cations Based on 24 Oxygen</b>									
Si	10.25	10.24	9.975	10.09	9.698	10.02	10.05	9.977	9.870
Al <sup>IV</sup>	5.489	5.414	5.268	5.458	5.820	5.700	5.702	5.753	5.737
Al <sup>VI</sup>	2.458	2.571	2.723	2.384	2.159	2.300	2.298	2.247	2.263
Al <sup>T</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.090	0.037	0.060	0.120
Ti	2.458	2.571	2.723	2.384	2.159	2.391	2.335	2.306	2.383
Fe	0.559	0.413	0.389	0.558	0.273	0.322	0.377	0.367	0.275
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.264	2.511	2.707	2.539	2.925	2.872	2.881	2.794	2.856
Ca	0.000	0.000	0.000	0.002	0.010	0.000	0.000	-0.002	0.000
Na	0.043	0.056	0.033	0.027	0.012	0.045	-0.030	0.045	0.024
K	2.282	2.237	1.720	2.054	2.050	2.046	1.998	2.030	2.039
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>SUM</b>	<b>22.34</b>	<b>22.61</b>	<b>22.58</b>	<b>22.22</b>	<b>22.12</b>	<b>22.22</b>	<b>22.07</b>	<b>22.07</b>	<b>22.21</b>
<b>Y<sub>Total</sub></b>	<b>8.070</b>	<b>8.327</b>	<b>8.836</b>	<b>8.293</b>	<b>7.967</b>	<b>8.128</b>	<b>8.103</b>	<b>7.997</b>	<b>8.148</b>
<b>X<sub>Total</sub></b>	<b>2.326</b>	<b>2.293</b>	<b>1.753</b>	<b>2.082</b>	<b>2.072</b>	<b>2.091</b>	<b>1.969</b>	<b>2.073</b>	<b>2.063</b>
<b>Al<sub>Total</sub></b>	<b>2.458</b>	<b>2.571</b>	<b>2.723</b>	<b>2.384</b>	<b>2.159</b>	<b>2.391</b>	<b>2.335</b>	<b>2.306</b>	<b>2.383</b>
<b>Fe/Fe+Mg</b>	<b>0.449</b>	<b>0.474</b>	<b>0.478</b>	<b>0.480</b>	<b>0.540</b>	<b>0.545</b>	<b>0.543</b>	<b>0.536</b>	<b>0.537</b>
<b>Mn/Mn+Fe</b>	<b>0.007</b>	<b>0.018</b>	<b>0.022</b>	<b>0.022</b>	<b>0.039</b>	<b>0.018</b>	<b>0.017</b>	<b>0.017</b>	<b>0.017</b>
<b>Mg#</b>	<b>0.550</b>	<b>0.530</b>	<b>0.520</b>	<b>0.520</b>	<b>0.460</b>	<b>0.460</b>	<b>0.460</b>	<b>0.760</b>	<b>0.460</b>

ادامه جدول ۳-۴

Sample Number	KF.7.15	KF.7.15	KF.7.15	KF.7.15	AL35	AL35	AD.5	AD.5	AD.5
Position	2/5	2/4	2/3	2/2	4/12/R	4/10/C	3/9/R	3/8/M	3/7/ C
SiO <sub>2</sub>	38.01	36.06	36.18	37.48	37.24	36.28	36.87	36.03	36.06
TiO <sub>2</sub>	3.870	3.950	4.220	4.890	3.500	3.850	4.290	4.550	4.950
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.86	13.39	13.43	13.63	15.78	14.75	14.21	15.18	14.93
FeO	17.83	19.68	19.45	18.49	19.45	19.87	20.41	20.14	20.19
MnO	0.300	0.400	0.310	0.390	0.230	0.320	0.290	0.270	0.290
MgO	10.89	12.46	12.37	11.92	11.47	11.32	11.47	11.43	11.29
CaO	0.000	0.010	0.010	0.170	0.010	0.020	0.000	0.000	0.010
Na <sub>2</sub> O	0.140	0.110	0.090	0.420	0.070	0.060	0.190	0.140	0.230
K <sub>2</sub> O	12.43	10.61	10.64	11.09	10.58	10.12	10.07	10.00	9.940
F	0.140	0.110	0.090	0.420	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	96.47	96.78	96.79	98.90	98.33	96.59	97.80	97.74	97.89
<b>Cations Based on 24 Oxygen</b>									
Si	5.805	5.510	5.516	5.585	5.543	5.416	5.415	5.535	5.515
Al <sup>IV</sup>	2.195	2.411	2.413	2.394	2.457	2.584	2.585	2.465	2.485
Al <sup>VI</sup>	0.121	0.000	0.000	0.000	0.061	0.105	0.058	0.299	0.158
Al <sup>I</sup>	2.315	2.411	2.413	2.394	2.518	2.689	2.643	2.764	2.643
Ti	0.445	0.454	0.484	0.548	0.485	0.514	0.559	0.391	0.440
Fe	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	2.278	2.515	2.480	2.304	2.566	2.532	2.536	2.418	2.526
Mg	0.039	0.052	0.040	0.049	0.037	0.034	0.037	0.029	0.041
Ca	0.000	0.002	0.002	0.027	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003
Na	0.041	0.033	0.027	0.121	0.055	0.041	0.067	0.020	0.018
K	2.422	2.068	2.069	2.108	1.931	1.917	1.904	2.006	1.962
F	0.060	0.050	0.040	0.180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SUM	22.14	22.29	22.26	22.18	22.22	22.39	22.33	22.47	22.36
Y <sub>Total</sub>	7.676	8.270	8.228	7.943	8.238	8.436	8.360	8.442	8.373
X <sub>Total</sub>	2.463	2.102	2.097	2.256	1.986	1.958	1.973	2.027	1.983
Al <sub>Total</sub>	2.315	2.411	2.413	2.394	2.518	2.689	2.643	2.764	2.643
Fe/Fe+Mg	0.479	0.470	0.469	0.465	0.500	0.497	0.501	0.488	0.496
Mn/Mn+Fe	0.017	0.020	0.016	0.021	0.014	0.013	0.014	0.012	0.016
Mg#	0.520	0.530	0.530	0.530	0.500	0.500	0.500	0.510	0.500

موقعیت □ جای خالی موجود در ساختار کانی‌شناسی است.

موقعیت T توسط کاتیون‌های Si, Fe<sup>3+</sup>, B, Al, Be, Si, Fe<sup>3+</sup> و Al می‌شود که در این میان Fe<sup>3+</sup> و Si

رایج‌ترین کاتیون‌ها می‌باشند.

موقعیت A توسط کاتیون‌های OH، F، Cl، O و S اشغال می‌شود که از میان آنها OH و F از همه رایج‌تر هستند (ریدر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۸).

#### ۴-۵-۲- ویژگی‌های شیمیایی خاص کانی بیوتیت

باتوجه به ویژگی‌های خاص شیمیایی کانی بیوتیت به‌شرح زیر می‌توان از این کانی به‌عنوان شاخص جایگاه تکتونیکی و پتروژنتیکی گرانیتوئیدها استفاده کرد:

۱- بیوتیت اولین کانی داوطلب برای دریافت آلومینیم اضافی ماگمای مادر است که بعد از ساخته شدن آلومینوسیلیکات‌ها (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت)، گارنت و کردیریت در محیط مذاب باقی می‌ماند.

۲- بیوتیت در دسترس‌ترین شاخص برای تعیین مقدار و یا حالت اکسیداسیون و احیاء ماگمای مادر است.

۳- ساختمان بیوتیت به‌گونه‌ای است که به سهولت متداول‌ترین عنصر موجود در ماگمای مادر را در خود می‌پذیرد.

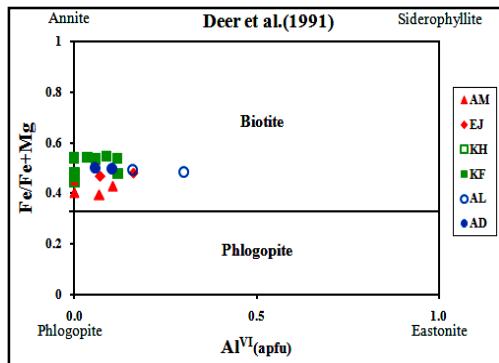
۴- شاخص‌ترین ویژگی بیوتیت حساسیت بالای آن نسبت به مقدار و یا تغییرات مقدار  $Fe/Fe+Mg$  و Al ماگمای مادر است که این دو اثر پذیری بیوتیت ماگمای مادر، شرایط در سنگ میزبان را به‌طور مستقیم نشان می‌دهد (اسپیر، ۱۹۸۴).

#### ۴-۵-۳- تمایز بیوتیت ماگمایی و دگرگونی

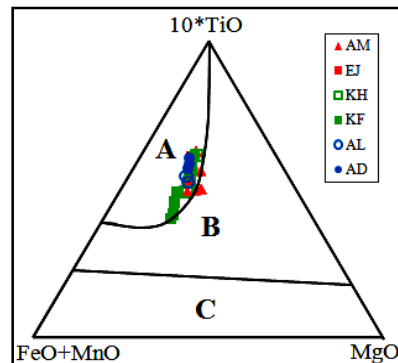
از آنجایی که بیوتیت‌ها می‌توانند محصول ماگمایی یا دگرسانی و یا حاصل از تبلور مجدد باشند، بایستی ابتدا ماگمایی بودن بیوتیت‌های مورد مطالعه اثبات گردد؛ به‌همین منظور از نمودار سه‌تایی ناچیت<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۵) تحت عنوان  $FeO+MnO-MgO-TiO_2$  استفاده شده است. اغلب بیوتیت‌ها توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در محدوده A و در مرز محدوده‌های A و B قرار گرفته و از

1- Rieder  
2- Nachit

نوع بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما می‌باشند و می‌توان از آنها جهت تعیین جایگاه تکتونیکی و پتروژنتیکی گرانیتوئیدها منطقه استفاده نمود (شکل ۴-۱۷). همچنین  $Al^{VI} < 1$  (بر اساس ۲۴ اکسیژن) از ویژگی‌های بیوتیت‌های ماگمایی است که در مورد بیوتیت‌های مورد بررسی بین ۰/۳۷ تا ۰/۲۹۹ متغیر است که کمتر از یک بوده و از نوع ماگمایی می‌باشد (جدول ۴-۳).



شکل ۴-۱۸- رده بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)



شکل ۴-۱۷- نمودار سه تایی تمایز انواع بیوتیت‌ها (ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵):  
A: بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما  
B: بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی  
C: بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره

#### ۴-۵-۴- رده بندی بیوتیت

#### ۴-۵-۴-۱- رده بندی دیر<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۱)

دیر و همکاران (۱۹۹۱) با توجه به تغییرات  $Al^{VI}$  نسبت به  $Fe/(Fe+Mg)$ ، نمودار ASPE میکاها ارائه نمود که چهارگوش آن شامل میکاهای آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت بودند. نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه در محدوده بیوتیت و در بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۱۸).

#### ۴-۵-۴-۲- رده بندی اسپیر (۱۹۸۴)

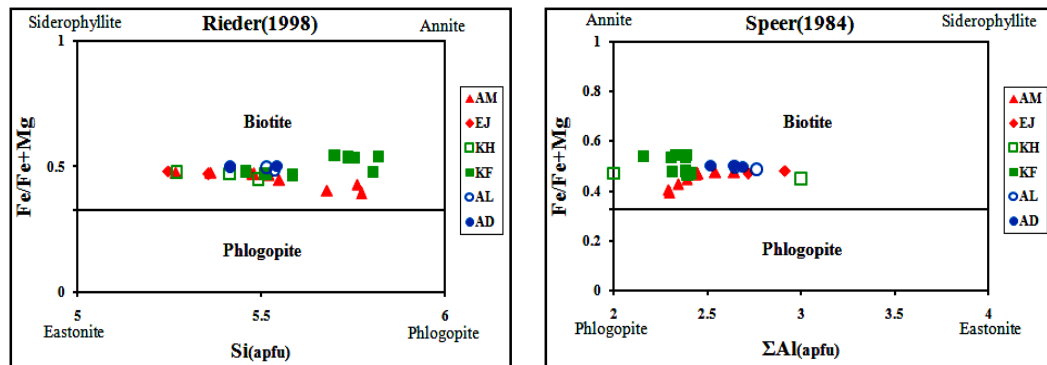
اسپیر<sup>۱</sup> (۱۹۸۴) با توجه به تغییرات  $Al$  و  $Fe/(Fe+Mg)$  میکاها، چهارگوش آنیت، سیدروفیلیت،

1- Deer

فلوگوپیت و ایستونیت را به صورت ASPE برای نشان دادن ترکیب این کانی‌ها ارائه کرد. دو متغیر به کار رفته در این نمودار شاخص تعیین جایگاه تکتونیکی می‌باشند (شکل ۴-۱۹).

از این نمودار به ویژه می‌توان برای تشخیص پرآلومینیت‌ها (با توجه به مقدار Al) و حالت اکسیداسیون و یا احیاء (با توجه به مقدار  $Fe/(Fe+Mg)$  سنگ میزبان بیوتیت) کمک گرفت. چهار ضلعی (ASPE) بر اساس محتوای Al و  $Fe/(Fe+Mg)$  میکاها به کار می‌رود (شکل ۴-۱۹).

میکاهای توده‌های غرب یزد دارای کمترین مقدار Al کل (۲ تا ۳ اتم در هر واحد فرمولی) هستند و در محدوده بیوتیت و بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت قرار می‌گیرند. بیشترین مقدار  $Fe/(Fe+Mg)$  در گرانیتوئیدی کافی‌آباد و کمترین مقدار آن گرانیتوئیدی امین‌آباد مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۸). دیر و همکاران (۱۹۹۱) نیز محدوده کانی بیوتیت را در این نمودار مشخص کردند (ناچیت و همکاران، ۲۰۰۵).



شکل ۴-۱۹- رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (اسپیر، ۱۹۸۴) شکل ۴-۲۰- رده‌بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (ریدر و همکاران، ۱۹۹۸)

#### ۴-۳-۴-۵- رده‌بندی ریدر<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۸)

ریدر و همکاران (۱۹۹۸) میکاهای آهن و منیزیم‌دار را بر اساس نسبت  $Fe/(Fe+Mg)$  به دو گروه بیوتیت و فلوگوپیت تقسیم نموده‌اند. مطابق این تقسیم‌بندی همه میکاهای مورد مطالعه با داشتن  $Fe/(Fe+Mg)$  بیشتر از ۰/۳۳ (۰/۴۱- ۰/۵۵) در رده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۰).

1- Speer  
2- Rieder

#### ۴-۵-۴-۴- رده‌بندی فوستر<sup>۱</sup> (۱۹۸۹)

فوستر و همکاران (۱۹۸۹) با استفاده از مقادیر کاتیونی  $Mg$ ،  $Mn$ ،  $Fe^{3+}$ ،  $Fe^{2+}$  و  $Ti$  و  $Al$  موجود در جایگاه اکتاهدرالی، رده‌بندی میکاها را ارائه نموده‌اند. در این رده‌بندی، ارتباط این کاتیون‌ها با هم و با نوع میکاها نیز نشان داده شده است. در نمودارهای مختلف فوستر (۱۹۸۹) میکاهای توده‌های نفوذی غرب یزد در محدوده منیزیو- بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۱).

این نوع بیوتیت نتیجه تبلور اولیه اکسیدهای آهن (مگنتیت) و تیتان‌دار (تیتانیت) هستند و حضور این مجموعه کانی‌های بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت با هم، نشان دهنده فوگاسیت<sup>۲</sup> نسبتاً بالای اکسیژن در ماگما می‌باشد.

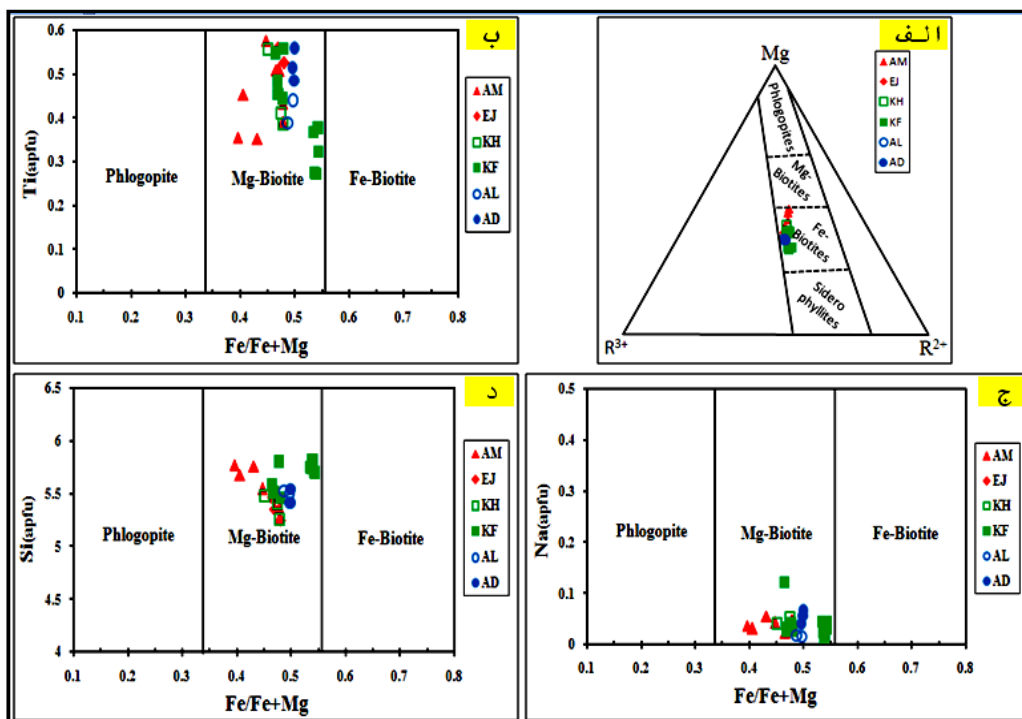
بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد دارای مقدار تقریباً برابر سیلیس (۵/۳ تا ۵/۷) در ترکیب خود هستند که این بیانگر خویشاوندی این توده‌ها و شباهت آشکار فرآیندهای ماگمایی سازنده سنگ‌های این توده‌ها می‌باشد (شکل ۴-۲۱-د).

روند غنی‌شدگی از آهن و منیزیم در بیوتیت بستگی به فوگاسیت<sup>۲</sup> اکسیژن در طی تبلور ماگما دارد به طوری که در شرایط اکسایش از منیزیم غنی‌شده و در شرایط احیاء از آهن غنی می‌شوند ( وزن و اگستر<sup>۲</sup>، ۱۹۶۵). بیوتیت‌های سنگ‌های توده‌های نفوذی غرب یزد به علت غنی از منیزیم بودن در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۱۹ و ۲۱).

#### ۴-۵-۵-۵- پتروژنز گرانیت‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها

ترکیب کانی بیوتیت نشان‌دهنده ماهیت و شرایط فیزیکی- شیمیایی ماگمای مادر است (عبدالرحمن، ۱۹۹۴) بنابراین در این بخش بر اساس ویژگی‌های فیزیکی- شیمیایی این کانی به شرایط تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی منطقه پرداخته می‌شود.

1- Foster  
2- Wones and Eugster



شکل ۴-۲۱- رده بندی شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد در نمودارهای رده‌بندی فوستر (۱۹۸۹):



ب) نمودار دو متغیره  $Ti_{(apfu)}\text{-Fe/Fe+Mg}$  (ج) نمودار دو متغیره  $Na_{(apfu)}\text{-Fe/Fe+Mg}$

د) نمودار دو متغیره  $Si_{(apfu)}\text{-Fe/Fe+Mg}$

#### ۴-۵-۵-۱- رده بندی و درجه اشباع شدگی آلومینیم گرانیت‌ها

#### ۴-۵-۵-۱-۱- رده بندی لالوند و برنارد<sup>۱</sup> (۱۹۹۳)

ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مادر، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه گرانیت‌ها است. برجسته‌ترین ویژگی ترکیبی بیوتیت در توده‌های گرانیتوئیدی، محتوی Al کل آن است که این شاخص به طور مستقیم پرآلومینه ماگمای مادر را نشان می‌دهد؛ زیرا بیوتیت معمولاً بعد از فلدسپار اولین کانی دریافت کننده آلومینیم اضافی ماگمای مادر بوده و قادر به جذب آلومینیم در سنگ‌های گرانیتی (نوع I) فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته (آندالوزیت، سیلیمانیت و کیانیت) است. بنابراین در صورتی که درجه اشباع شدگی از آلومینیم بیوتیت را در مقابل

1- Lalonde and Bernard



درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم سنگ میزبان بیوتیت قرار دهید، اگر نمونه‌ها در بالای خط ۱:۱ واقع شوند بیانگر جذب قسمت اعظم آلومینیم در شبکه بیوتیت‌ها است و این توده گرانیتوئیدی از یک والد ماگمایی به عبارتی نوع I بوجود آمده است (شکل ۴-۲۲).

برخی از نمونه‌ها در زیر و نزدیک به خط ۱:۱ جای گرفته که ممکن است به علت جذب بخشی از آلومینیم به وسیله آمفیبول در این سنگ‌ها باشد. به عبارت دیگر بخشی از Al بیوتیت به وسیله Fe و یا Mg جانشین شده و احتمالاً به‌طور همزمان مقدار بیشتری Al در شبکه فلدسپار و یا کانی‌های دیگر جذب آلومینیم وارد شده است؛ و به همان مقداری که از مقدار Al بیوتیت کاسته شده به مقدار Al کانی‌های دیگر افزایش یافته که این می‌تواند دلیلی برای تغییر مقدار Al بیوتیت در A/CNK ثابت سنگ باشد (لالوند و برنارد، ۱۹۹۳).

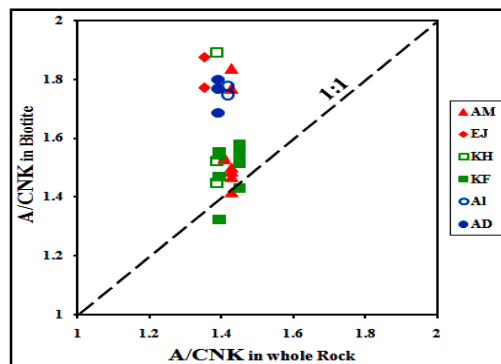
#### ۴-۵-۵-۱-۲- رده‌بندی نوکولدز (۱۹۴۷)

در نمودار مثلثی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (نوکولدز<sup>۱</sup>، ۱۹۴۷) گرانیت‌ها در دو گروه قرار می‌گیرند. در گروه اول (محدوده I) بیوتیت‌های متبلور شده در یک ماگمای پرآلومین جای گرفته در صورتی که در گروه دوم (محدوده II) بیوتیت‌های مربوط به ماگمای متاآلومین متبلور می‌شوند. بر اساس این تقسیم‌بندی همه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های متاآلومین قرار می‌گیرند که با نتیجه داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمی کاملاً مطابقت دارد (شکل ۴-۲۳).

#### ۴-۵-۵-۱-۳- رده‌بندی جیانگ و همکاران (۲۰۰۲)

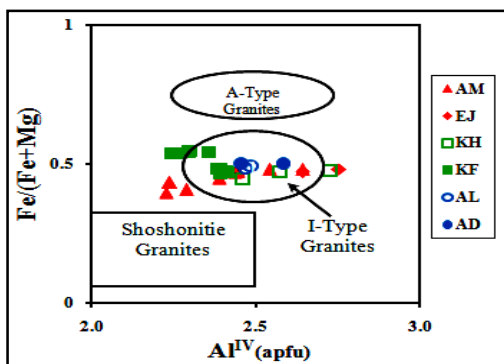
جیانگ<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۲) بر اساس تغییرات نسبت  $Fe/(Mg+Fe)$  در مقابل  $Al^{IV}$  نموداری ارائه نمودند که بر مبنای ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها انواع گرانیت‌ها را بر پایه خاستگاه‌شان تقسیم‌بندی می‌نماید. اغلب بیوتیت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئید غرب یزد در محدوده‌های گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند که با نتایج حاصل از داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ کل مطابقت دارد (شکل ۴-۴).

1- Nockolds  
2- Jiang



شکل ۴-۲۳- نمودار مثلثی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (نوکلدز، ۱۹۴۷) و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد

شکل ۴-۲۲- نمودار درجه اشباع‌شدگی آلومینیم بیوتیت‌های مورد مطالعه در مقابل سنگ میزبان توده‌های نفوذی غرب یزد (لالوند و برنارد، ۱۹۹۳)



شکل ۴-۲۴- نمودار تغییرات  $Fe/(Fe+Mg)$  در مقابل  $Al^{IV}$  و جایگاه ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد (جیانگ و همکاران، ۲۰۰۲)

#### ۴-۵-۲- تعیین سری ماگمایی

محققان مختلفی ارتباط ترکیب شیمیایی بیوتیت و سری ماگمایی سازنده آنها را بررسی کرده‌اند؛

که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند:

#### ۴-۵-۲-۱- رده‌بندی ناچیت (۲۰۰۵)

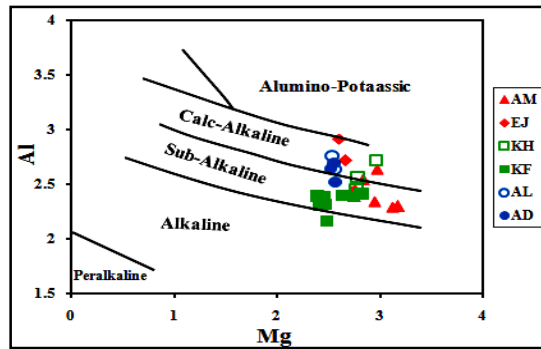
ناچیت<sup>۱</sup> (۲۰۰۵) با استفاده از ترکیب بیوتیت گرانیتوئیدها و ارتباط آنها با ماگمایی که از آن متبلور

متبلور شده‌اند برای انواع گرانیت‌ها یک رده‌بندی ساده را ارائه نمود. بر اساس تغییرات  $Mg$  در مقابل

$Al$  کل بیوتیت‌ها، ماگمای گرانیتوئیدی مادر را به پنج گروه متمایز گرانیتوئیدی آلومینو پتاسیک،

1- Nachit

گرانیتوئیدی کالک‌آلکان، گرانیتوئیدی ساب‌آلکان، گرانیتوئیدی آلکان و گرانیتوئیدی پرآلکان تقسیم نموده‌اند. ترکیب بیوتیت‌ها توده‌های نفوذی غرب یزد اغلب در محدوده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکان و ساب‌آلکان و یک نمونه در محدوده گرانیتوئیدی آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۴-۲۵).



شکل ۴-۲۵- نمودار رده‌بندی سری‌های ماگمای گرانیتوئیدی براساس تغییرات Mg و Al ترکیب بیوتیت‌ها

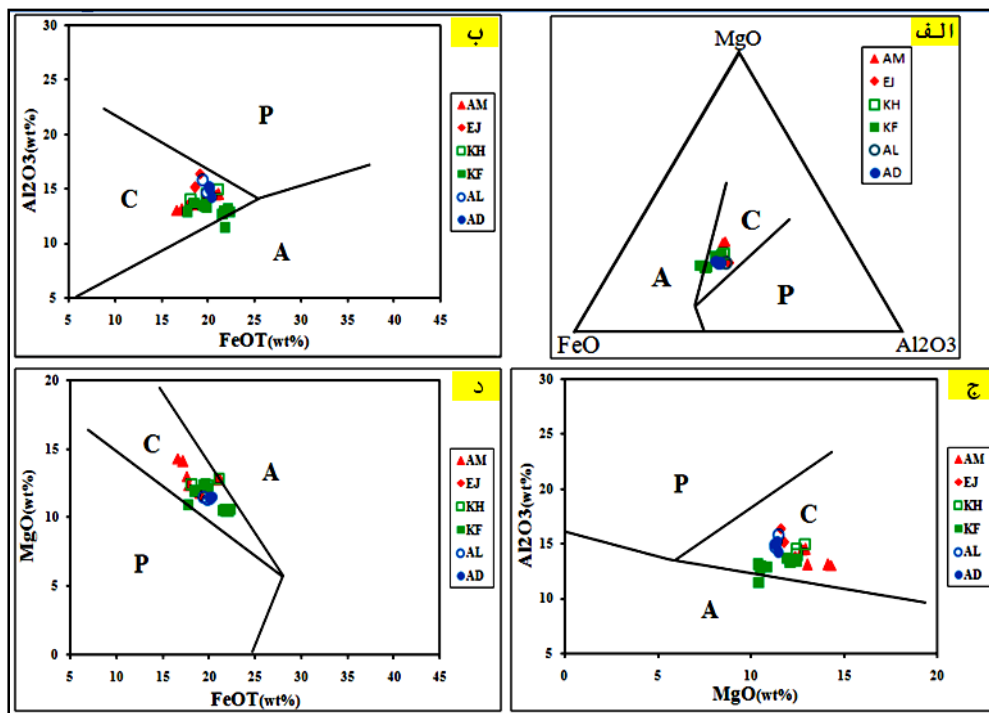
در این نمودار برخی از بیوتیت‌ها به‌ویژه امین‌آباد از منیزیم غنی‌تری برخوردار است و بررسی پتروگرافی این نمونه نشان می‌دهد که درصد حجمی بیوتیت در مقایسه با نمونه‌ها دیگر بیشتر است که نشانه مشارکت بیشتر بیوتیت نسبت به آمفیبول در جذب منیزیم می‌باشد؛ و یا اینکه چون همیشه بیوتیت در تعادل با مذاب است، بنابراین بیوتیت‌های تأخیری از منیزیم، غنی‌تر می‌باشند (باربارین<sup>۱</sup>، ۱۹۹۹).

#### ۴-۵-۲-۲-۵-۲- رده‌بندی عبدالرحمن (۱۹۹۴)

عبدالرحمن<sup>۲</sup> (۱۹۹۴) با استفاده از تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی  $MgO$ ،  $Al_2O_3$  و  $FeO^T$  سری ماگمای سازنده بیوتیت‌ها را تعیین نمود. بر این اساس سه سری ماگمایی و در پی آن سه محدوده تکتونیکی را برای گرانیتوئیدها معرفی کرد که هر کدام حاصل نوع و کمیت جانشینی‌های خاصی از سه عنصر آهن، منیزیم و آلومینیم با یکدیگر می‌باشد (شکل ۴-۲۶)؛ همچنین میانگین  $MgO$ ،  $Al_2O_3$

1- Barbarin  
2- Abdei-Rahman

و  $FeO^* = FeO \times 0.89981 Fe_2O_3$  در بیوتیت‌های مختلف اندازه‌گیری نموده و بر این اساس نسبت  $FeO^*/MgO$  در بیوتیت‌های سنگ‌های آکالن برابر  $0.7/0.4$ ، در بیوتیت‌های سنگ‌های پرآلومین برابر  $3/84$  و در بیوتیت‌های کالک‌آکالن مقدار  $1/76$  را بدست آورد.



شکل ۴-۲۶- سری ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودارهای طبقه‌بندی عبدالرحمن (۱۹۹۴):  
 الف) نمودار مثلثی  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (ب) نمودار دو متغیره  $Al_2O_3-FeO^T$   
 ج) نمودار دو متغیره  $Al_2O_3-MgO$  (د) نمودار دو متغیره  $MgO-FeO^T$

محدوده تکتونیک سری‌های ماگمایی گرانیتوئیدها عبارتند از:

- ۱- بیوتیت‌ها در محدوده A نشان‌دهنده گرانیتوئیدهایی با منشاء ماگمای آکالن است که در محیط غیرکوهزایی تشکیل شده و شاخص گرانیت‌های نوع A هستند. این بیوتیت‌ها غنی از آهن و همراه با آمفیبول‌ها و پیروکسن‌های آکالن و یا فایالیت دیده می‌شوند.
- ۲- بیوتیت‌ها در محدوده C نشان‌دهنده گرانیتوئیدهایی با منشاء ماگمای کالک‌آکالن که در محیط کوهزایی مرتبط با فرورانش تشکیل شده و شاخص گرانیت‌های نوع I می‌باشند. این بیوتیت‌ها

غنی از منیزیم و همراه با آمفیبول‌ها و پیروکسن‌های کلسیم‌دار یافت می‌شوند.

۳- بیوتیت‌ها در محدوده P نشان دهنده گرانیتوئیدهایی با منشاء ماگمای پرآلومین است که در محیط کوهزایی برخورداردی تشکیل شده و شاخص گرانیتوئیدهای نوع S می‌باشند. این بیوتیت‌ها غنی از آلومینیم و با ترکیب سیدروفیلیت می‌باشند و همراه با مسکوویت و یا کانی‌های آلومینوسیلیکات نظیر گارنت، آندالوزیت و کاردیریت دیده می‌شوند.

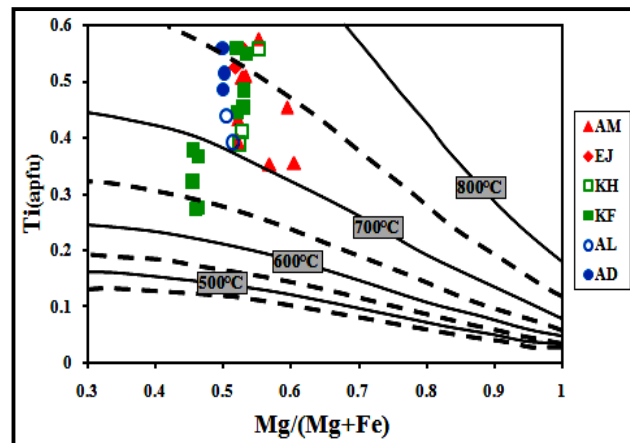
تمامی بیوتیت‌های توده‌های نفوذی غرب یزد در محدوده تکتونیکی سری ماگمایی گرانیتوئیدی کالک‌آلکان (C) قرار می‌گیرند و در محیط کوهزایی مرتبط با فرورانش تشکیل شده و از نوع گرانیت‌های I می‌باشند. این بیوتیت‌ها غنی از منیزیم است و همراه با آمفیبول‌ها کلسیک هستند.

#### ۴-۵-۶- دماسنجی بیوتیت

میزان Ti موجود در ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها تابعی از دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن و ترکیب شیمیایی مذاب است به طوری که انحلال Ti در بیوتیت با دما افزایش و با فشار کاهش می‌یابد و مقادیر بالای Ti فقط در بیوتیت‌های با دمای بالا یافت می‌شود و در بیوتیت‌های آهن-منیزیم‌دار مقدار Ti با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد. هنری و همکاران (۲۰۰۵) با در نظر گرفتن فوگاسیته اکسیژن و محدوده فشار بین ۴ تا ۶ کیلو بار دمای بیوتیت دررسنگ در بردارنده آنها با استفاده از نمودار تغییرات Ti در مقابل  $Mg/(Mg+Fe)$  را مشخص نمودند. بیوتیت‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از مقدار Ti دمای بین ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۴-۲۷).

#### ۴-۵-۷- تعیین فوگاسیته اکسیژن

با اندازه‌گیری نسبت  $Fe_2O_3/FeO$  یک سنگ آذرین، می‌توان میزان اکسیداسیون ماگما را بدست آورد و دریافت که ماگما از نوع اکسیدی است یا احیایی. ولی از آنجایی که این نسبت به هوازدگی سنگ حساس بوده و نتایج گمراه کننده‌ای را ارائه نموده است، در نتیجه کاربرد آن باید با احتیاط لازم صورت گیرد. برای رفع این خطا می‌توان از ترکیب شیمیایی بیوتیت استفاده کرد (شعبانی و همکاران،



شکل ۴-۲۷- نمودار تعیین دما با استفاده از مقدار تیتان بیوتیت‌ها و جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه (هنری و همکاران، ۲۰۰۵)

میزان فوگاسیته اکسیژن را می‌توان با استفاده از نمودار دوتایی  $\text{Log } f\text{O}_2$  در مقابل دما که توسط ونز و اگستر (۱۹۶۵) پیشنهاد گردیده، به دست آورد. این نمودار برای واکنش‌هایی کاربرد دارد که در آن مجموعه کانی‌های بیوتیت، سانیدین، مگنتیت و گاز در فشار معادل ۲۰۷۰ بار در تعادل باشند. در این نمودار با فرض اینکه دمای تبلور بر اساس روش هنری و همکاران (۲۰۰۵) برای گرانیته‌ها بین ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است، میزان نسبت  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ،  $\text{Log } f\text{O}_2$  بین  $10^{-11}$  تا  $10^{-14}$  بار برای توده‌های نفوذی غرب یزد تخمین زده می‌شود (شکل ۴-۲۸).

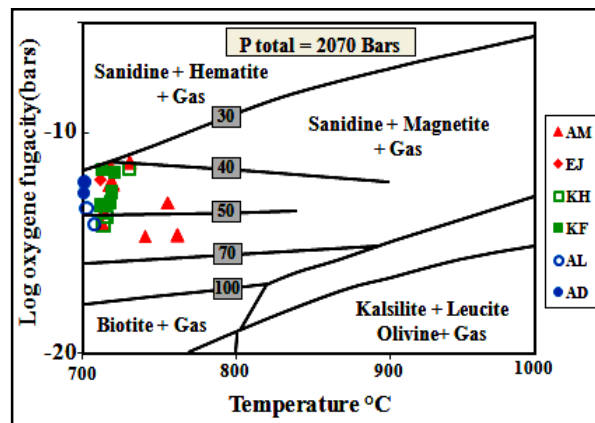
#### ۴-۵-۸- تعیین میزان آلودگی پوسته‌ای گرانیته‌ها

با شیوه‌های مختلف با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان میزان آلودگی پوسته‌ای در گرانیته‌ها را تعیین نمود که در ادامه توضیح داده می‌شود:

#### ۴-۵-۸-۱- الگوی پراکندگی نمونه‌ها در چهارضلعی ASPE

یکی از شیوه‌ها تشخیص آلودگی، استفاده از الگوی پراکندگی نمونه‌ها در چهارضلعی ASPE است که در آن دو متغیر  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  و  $\text{Al}^{\text{T}} (\Sigma\text{Al})$  به ترتیب شاخص فوگاسیته اکسیژن و پراآلومینه

بودن ماگما در زمان تبلور بیوتیت می‌باشد. اگر الگوی پراکندگی نمونه‌ها دارای روند خاص نبوده و الگوی انباشتی داشته باشند، این گرانیتوئیدها تحت تاثیر آلودگی پوسته‌ای قرار نگرفته‌اند (شبانیان و مسعودی، ۲۰۱۰). همان‌طور که در شکل ۴-۱۹ مشاهده می‌شود، الگوی پراکندگی نمونه‌ها دارای روند خاصی بوده و الگوی انباشتی نشان نمی‌دهند در نتیجه گرانیتوئیدهای منطقه تحت تاثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته‌اند.



شکل ۴-۲۸- نمودار تغییرات  $\text{Log } f_{\text{O}_2}$  در مقابل دما بر حسب درجه سانتی‌گراد ( وزن و اگستر، ۱۹۶۵) و ایزوپلیت‌ها نمایشگر نسبت  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  هستند.

#### ۴-۵-۸-۲- نمودارهای اگیو و بریمهال (۱۹۸۸)

شیوه دیگر برای تعیین میزان آلودگی پوسته‌ای در گرانیت‌ها استفاده از نمودارهای اگیو و بریمهال<sup>۱</sup> بریمهال<sup>۱</sup> (۱۹۸۸) است. اگیو و بریمهال (۱۹۸۸) با توجه مقدار مواد فرار F, Cl و OH در ساختار آنیون‌های بیوتیت و عناصر اصلی عناصر Fe و Mg در جایگاه‌های هشت وجهی، طرح رده‌بندی گرانیت‌ها را ارائه کرده و براساس میزان آلودگی پوسته‌ای گرانیت‌ها نوع I را به چهار گروه تقسیم-بندی نموده‌اند (اسماعیلی و همکاران، ۲۰۱۳):

الف) گرانیت‌های نوع I با آلودگی ضعیف (I-WC)<sup>۲</sup>

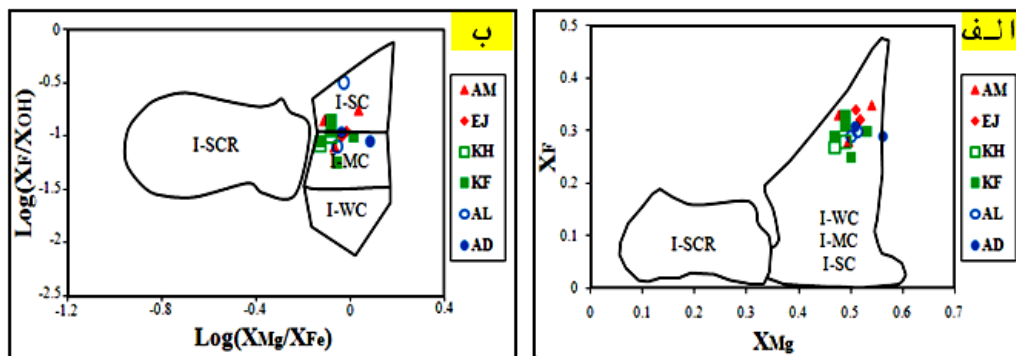
1- Ague and Brimhall  
2- Weakly Contaminated I-type granites

ب) گرانیت‌های نوع I با آلودگی متوسط (I-MC)<sup>۱</sup>

ج) گرانیت‌های نوع I با آلودگی قوی (I-SC)<sup>۲</sup>

د) گرانیت‌های نوع I احيایی با آلودگی قوی (I-SCR)<sup>۳</sup>

منظور از آلودگی، واکنش ماگمای نوع I مشتق شده از گوشته بالایی، پوسته عمیق و یا لیتوسفر فرورونده با پوسته قاره‌ای از طریق ذوب بخشی، اختلاط ماگمایی و یا هضم می‌باشد. گرانیت‌های نوع I احيایی با آلودگی قوی در مقایسه با گرانیت‌های نوع I با آلودگی کم تا متوسط از Al، Fe، Mn و Cl بیشتری و Mg و F کمتری برخوردار هستند. نمونه‌های منطقه در محدوده گرانیت‌های نوع I با آلودگی متوسط تا قوی جای می‌گیرند.



شکل ۴-۲۹- نمودارهای تعیین میزان آلودگی پوسته‌ای در گرانیت‌های غرب یزد (اگیو و بریمهال، ۱۹۸۸):  
 الف) نمودار XF در مقابل XMg (ب) نمودار Log(XF/XOH) در مقابل Log(XMg/XFe)  
 X: میزان درصد عنصر در فرمول بیوتیت  
 I-SCR: گرانیت‌های نوع I احيایی با آلودگی قوی  
 I-MC: گرانیت‌های نوع I با آلودگی متوسط  
 I-WC: گرانیت‌های نوع I با آلودگی ضعیف

#### ۴-۵-۹- تغییرات عناصر در بیوتیت‌ها

بیوتیت در سیستم‌های ماگمایی، دگرگونی و دگرنهادی به تغییرات دما، فشار و فعالیت سازنده‌هایی چون F، H<sub>2</sub>O، O<sub>2</sub> و SiO<sub>2</sub> کاملاً حساس است. این فاکتورهای فیزیکو-شیمیایی همراه با امکان جانشینی در چهار جایگاه ساختاری شامل جایگاه‌های چهار وجهی (T)، هشت وجهی (M)،

1- Moderately Contaminated I-type granites  
 2- Strongly Contaminated I-type granites  
 3- Strongly Contaminated and reduced I-type granites



میان لایه‌ای (I) و هیدروکسیل (A)، تغییر پذیری بیوتیت‌ها را ممکن ساخته است.

بررسی جدول داده‌های آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌های (جدول ۴-۳) منطقه نشان می‌دهد که مقدار میانگین عدد منیزیم ( $Mg^{\#} = Mg/Mg+Fe$ ) از مرکز به سمت حاشیه از ۰/۵۱ به ۰/۴۹ کاهش می‌یابد که با روند تبلور ماگما همخوانی دارد؛ زیرا با پیشرفت تبلور به دلیل شرکت عنصر منیزیم در ساختار کانی‌های زود تشکیل شده، از مقدار آن در ماگما کم شده و آهن جای منیزیم را در ترکیب کانی می‌گیرد. روند مثبت نمونه‌ها در نمودار دو متغیره Si در مقابل Fe/Fe+Mg (شکل ۴-۲۱-د) بیانگر افزایش آهن در روند پیشرفت تبلور کانی بیوتیت همراه با کاهش منیزیم می‌باشد. همچنین پایین بودن عدد منیزیم ( $Mg^{\#} < 0.66$ ) در بیوتیت‌های منطقه، می‌توان منشأ آنها را به یک ماگمای کالکوالکالن تحول یافته‌تر از ماگماهای آلکالن پتاسیک نسبت داد (یاوز<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۲).

یکی از نمودارها که تغییرات عناصر در بیوتیت‌ها را نشان می‌دهد، نمودار تغییرات K در مقابل شاخص اشباع‌شدگی آلومینیم (ASI) می‌باشد (شکل ۴-۳۰). شاخص اشباع‌شدگی آلومینیم ASI (نسبت مولکولی  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ ) میکاهای منطقه مورد مطالعه بین ۱-۱/۷ متغیر است که به میزان چشمگیری پایین بوده و بازتابی از فعالیت پایین آلومینیم در ماگمای سازنده و بالا بودن میزان  $K_2O$  در آنها می‌باشد (هلمی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).

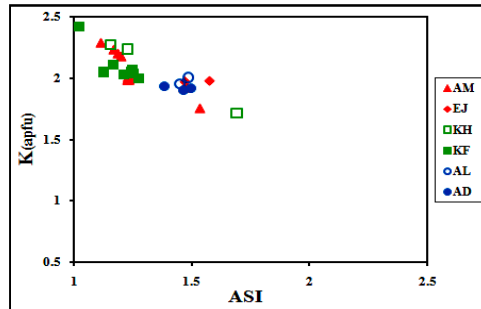
#### ۴-۶- فلدسپار

فرمول ساختمانی فلدسپارها به صورت  $XAl_{(1-2)}Si_{(2-3)}O_8$  می‌باشد که در آن X می‌تواند شامل Na، K و Ca باشد.

مطالعات میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) نشان می‌دهد، که پلاژیوکلازهای موجود در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه به صورت بلورهای تیغه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و در تعادل با کانی‌های آمفیبول، کوارتز، بیوتیت، ارتوکلاز و مگنتیت مشاهده می‌شوند. برخی از نمونه‌ها آثار

1- Yavuz  
2- Helmy

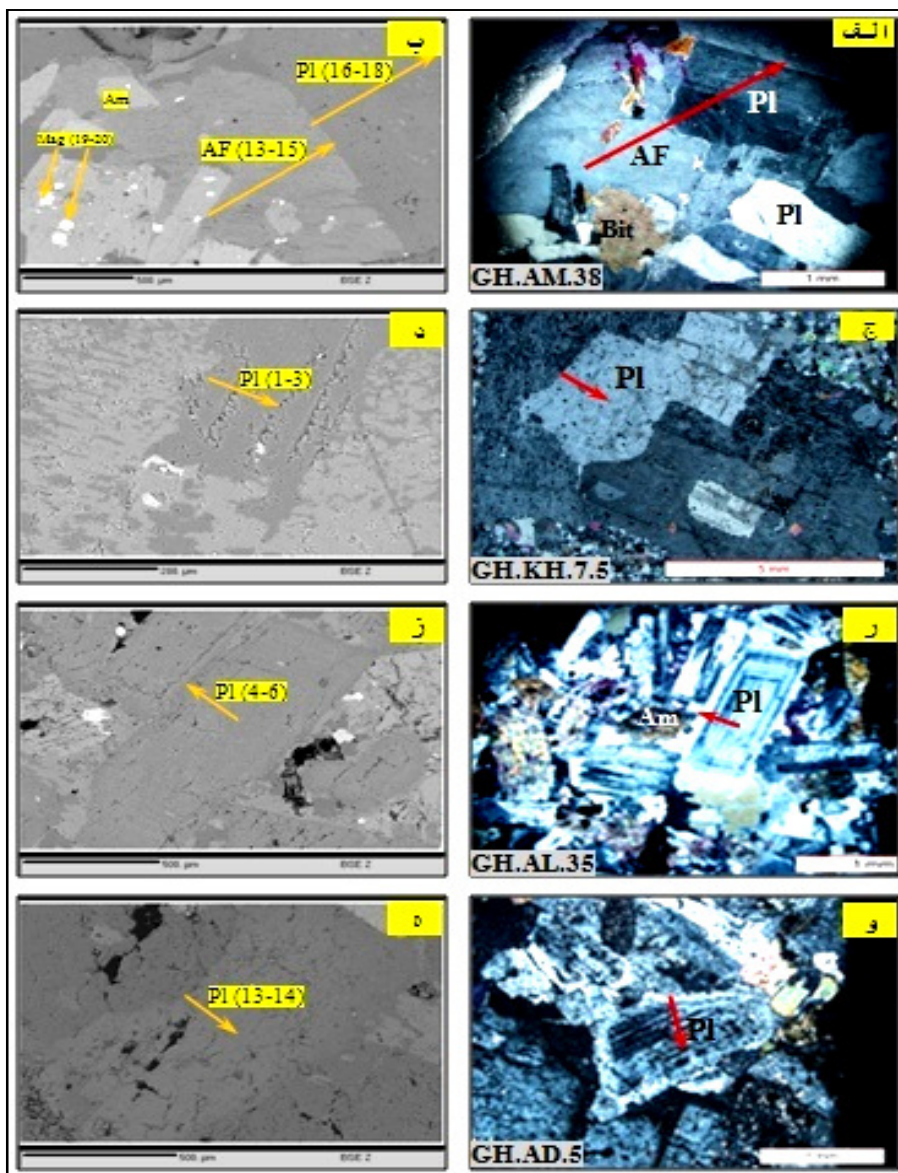
دگرسانی به سرسیت در امتداد رخها و حاشیه کانیها را نشان می‌دهند. آلکالی‌فلدسپارها با ترکیب ارتوکلاز به صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بین‌دانه‌ای می‌باشند (شکل ۴-۳۱).



شکل ۴-۳۰- تغییرات پتاسیم در مقابل شاخص اشباع‌شدگی آلومینیم (ASI) (هلمی و همکاران، ۲۰۰۴)

به منظور بررسی ترکیب شیمیایی و فرآیندهای فیزیکی-شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در توده‌های گرانیتوئیدهای غرب یزد، تعداد ۵۲ نقطه از نمونه‌های فلدسپار این توده‌ها مورد آنالیز میکروپروب قرار گرفته و نتایج حاصل از این آنالیز پس از محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۸ اکسیژن در جدول ۴-۴ ارائه شده است.

نتایج حاصل از این آنالیز نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازهای مونزوگرانیت امین‌آباد از  $An_{16}$  تا  $An_{47}$ ، گرانودیوریت ارجنان از  $An_{27}$  تا  $An_{37}$ ، آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد از  $An_0$  تا  $An_2$  ( $Ab_{91}$ - $Ab_{100}$ )، مونزوگرانیت کافی‌آباد از  $An_{21}$  تا  $An_{32}$ ، کوارتزیدیوریت علی‌آباد از  $An_{24}$  تا  $An_{38}$  و مونزوگرانیت آدربلندان از  $An_{34}$  تا  $An_{46}$  و ترکیب آلکالی‌فلدسپارها مونزوگرانیت امین‌آباد از  $Or_{85}$  تا  $Or_{98}$ ، آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد از  $Or_{95}$  تا  $Or_{98}$  و مونزوگرانیت کافی‌آباد از  $Or_{45}$  تا  $Or_{59}$  متغیر می‌باشد (جدول ۴-۴). بررسی ترکیب حاشیه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها از مرکز به حاشیه در مونزوگرانیت امین‌آباد از  $An_{21}$  به  $An_{26}$ ، گرانودیوریت ارجنان از  $An_{31}$  به  $An_{27}$ ، آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد از  $An_2$  به  $An_{0.1}$ ، مونزوگرانیت کافی‌آباد از  $An_{21}$  به  $An_{32}$ ، کوارتزیدیوریت علی‌آباد از  $An_{38}$  به  $An_{24}$  و مونزوگرانیت آدربلندان از  $An_{34}$  به  $An_{46}$  تغییر می‌کند.



شکل ۴-۳- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از فلدسپارهای توده‌های غرب یزد :

الف) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب الیگوکلاز- آندزین و آلکالی‌فلدسپار با ترکیب ارتوز و همزیست با بیوتیت، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد (XPL)

ب) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب الیگوکلاز- آندزین و آلکالی‌فلدسپار با ترکیب ارتوز و همزیست با بیوتیت، کوارتز و مگنتیت در مونزوگرانیت امین‌آباد (BSE)

ج) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آلبیت در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد (XPL)

د) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آلبیت در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد (BSE)

ر) پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و ترکیب آندزین در کوارتز دیوریت علی‌آباد (XPL)

ز) پلاژیوکلاز شکل‌دار با منطقه‌بندی و ترکیب آندزین در کوارتز دیوریت علی‌آباد (BSE)

و) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (XPL)

ه) پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار با ترکیب آندزین در گرانودیوریت آدربلندان (BSE)

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز مایکروپروب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد ( بر اساس ۸ اکسیژن)  
 علایم اختصاری به کار رفته در جدول :

R=Rim M=Middle C=Coer Mg-Bit=Magnesio-biotite

Sample Number	Position	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total
AM.35	2\26	64.39	0.01	18.27	0.02	0.00	0.00	0.00	0.43	16.1	99.19
AM.35	2\27	64.53	0.02	17.92	0.01	0.00	0.00	0.01	0.37	16.0	98.89
AM.35	2\28	64.24	0.00	18.16	0.02	0.01	0.00	0.03	0.51	15.9	98.88
AM.35	2\29	56.10	0.03	26.42	0.36	0.01	0.01	9.65	6.15	0.18	98.91
AM.35	2\30	58.51	0.05	24.74	0.33	0.01	0.01	7.65	7.38	0.25	98.94
AM.35	2\31	58.61	0.01	25.37	0.42	0.00	0.00	7.89	6.98	0.54	99.90
AM.35	3\43	57.15	0.02	25.81	0.31	0.00	0.00	8.51	6.70	0.26	98.76
AM.35	3\44	56.19	0.01	26.31	0.30	0.00	0.00	9.27	6.43	0.29	98.82
AM.35	3\45	54.86	0.03	27.12	0.32	0.00	0.01	10.3	5.69	0.24	98.59
AM.35	3\46	60.68	0.03	23.05	0.32	0.00	0.00	5.48	8.18	0.59	98.44
AM.35	3\47	54.74	0.06	26.84	0.31	0.00	0.01	10.2	5.73	0.27	98.10
AM.35	3\48	60.26	0.05	23.33	0.32	0.00	0.00	6.00	7.92	0.62	98.56
AM.38	1/13/R	65.10	0.00	18.40	0.13	0.01	0.00	0.01	1.63	16.3	101.58
AM.38	1/14/M	65.73	0.00	17.86	0.09	0.00	0.00	0.09	2.56	14.4	100.75
AM.38	1/15/R	65.00	0.00	18.70	0.10	0.00	0.00	0.06	2.23	15.1	101.17
AM.38	1/16/R	62.06	0.00	24.40	0.26	0.00	0.00	5.98	8.54	0.44	101.68
AM.38	1/17/M	61.67	0.00	24.15	0.24	0.00	0.00	5.78	8.58	0.29	100.72
AM.38	1/18/C	64.07	0.00	22.75	0.20	0.00	0.00	3.94	10.1	0.30	101.38
AM.38	4/24/ C	62.89	0.05	22.57	0.17	0.00	0.01	4.94	9.15	0.32	100.12
AM.38	4/25/M	62.49	0.00	24.02	0.23	0.00	0.03	5.69	8.59	0.47	101.53
AM.38	4/26/ R	60.97	0.05	24.33	0.26	0.00	0.01	6.09	8.36	0.41	100.48
EJ.4	2/7/C	59.10	0.01	26.21	0.22	0.00	0.04	8.24	6.47	0.56	100.85
EJ.4	2/8/M	61.00	0.00	25.03	0.17	0.00	0.01	7.15	7.15	0.66	101.28
EJ.4	2/9/R	61.01	0.01	26.04	0.00	0.00	0.00	6.22	8.05	0.18	101.57
KH.1.4	2\5	67.48	0.00	20.22	0.00	0.00	0.00	0.00	11.2	0.00	98.93
KH.1.4	2\6	65.12	0.00	21.68	0.00	0.00	0.00	0.00	10.1	0.15	97.07
KH.1.4	2\7	66.58	0.00	20.89	0.00	0.00	0.00	0.00	10.5	0.00	97.94
KH.1.4	2\8	68.51	0.00	19.97	0.00	0.00	0.00	0.00	11.0	0.00	99.53
KH.1.4	2\9	64.71	0.00	17.89	0.00	0.00	0.00	0.00	0.57	14.8	97.94
KH.1.4	2\10	63.76	0.00	19.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.76	15.2	98.91
KH.7.1	2/4/C	49.90	0.34	34.26	3.49	0.00	0.96	0.02	0.28	11.6	100.89
KH.7.1	2/5/M	50.61	0.26	33.62	3.59	0.00	1.08	0.06	0.26	11.3	100.93
KH.7.1	2/6/R	49.54	0.29	33.19	6.04	0.02	1.22	0.08	0.38	10.3	101.07
KH.7.5	3/1/R	68.21	0.00	19.88	0.10	0.00	0.00	0.23	12.1	0.40	100.99
KH.7.5	3/2/M	68.19	0.00	19.16	0.03	0.01	0.00	0.50	12.0	0.11	100.01
KH.7.5	3/3/C	67.59	0.01	20.14	0.22	0.02	0.03	0.49	11.5	0.93	101.01
KF.7.3	2/6/C	63.25	0.32	23.65	0.29	0.00	0.10	5.00	9.04	0.30	101.11
KF.7.3	2/7/M	61.39	1.74	25.62	0.20	0.00	0.03	6.54	8.59	0.36	100.93
KF.7.3	2/8/M	60.40	1.65	25.46	0.20	0.01	0.01	6.67	8.27	0.36	99.74
KF.7.3	2/9/R	59.73	1.32	25.69	0.22	0.00	0.02	7.47	7.79	0.22	99.90
KF.7.15	2\6	61.06	0.00	23.45	0.00	0.00	0.00	0.00	5.87	8.29	98.67
KF.7.15	2\7	58.12	0.00	25.12	0.12	0.00	0.13	0.00	8.79	7.10	99.40
KF.7.15	2\8	59.67	0.00	24.98	0.05	0.00	0.00	0.00	6.86	7.68	99.25
AL.35	3/4/C	57.86	0.00	26.90	0.37	0.02	0.02	8.80	6.72	0.38	101.07
AL.35	3/5/ M	59.83	0.00	25.41	0.38	0.00	0.01	7.04	7.82	0.54	101.09
AL.35	3/6/R	62.50	0.00	24.16	0.31	0.01	0.00	5.65	8.48	0.51	101.68
AD.5	1/1/R	57.12	0.05	28.07	0.21	0.00	0.01	9.50	6.25	0.33	101.54
AD.5	1/2/M	55.42	0.00	27.03	0.02	0.00	0.00	8.14	7.71	0.22	98.55
AD.5	1/3/C	53.84	0.07	27.93	0.02	0.01	0.00	9.75	5.47	0.16	97.25
AD.5	4/13/R	56.78	0.03	27.09	0.23	0.02	0.02	9.75	6.16	0.30	100.46
AD.5	4/14/C	54.98	0.00	28.75	0.04	0.00	0.00	9.09	6.04	0.09	98.99

ادامه جدول ۴-۴

Sample Number	Position	Cations Based on 8 Oxygen									Or	Ab	An
		Si	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Sum			
AM.35	2\26	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.6	6.2	97.4	2.60	0.00
AM.35	2\27	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.6	6.2	97.7	2.30	0.00
AM.35	2\28	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.6	6.2	96.8	3.10	0.10
AM.35	2\29	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.8	1.0	0.0	5.5	1.60	55.1	43.3
AM.35	2\30	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.6	1.2	0.0	5.6	2.20	64.4	33.4
AM.35	2\31	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.6	1.1	0.1	5.6	4.70	60.9	34.4
AM.35	3\43	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.7	1.1	0.0	5.6	2.30	59.7	37.9
AM.35	3\44	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.8	1.0	0.0	5.6	2.60	56.6	40.8
AM.35	3\45	2.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.0	5.5	2.20	51.3	46.5
AM.35	3\46	2.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.4	1.3	0.1	5.6	5.10	71.1	23.8
AM.35	3\47	2.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.0	5.5	2.40	51.8	45.8
AM.35	3\48	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.1	5.6	5.40	68.6	26.0
AM.38	1/13/R	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	2.6	6.4	90.9	9.10	0.00
AM.38	1/14/M	2.6	0.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	2.3	6.3	84.6	15.1	0.30
AM.38	1/15/R	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	2.4	6.3	87.0	12.9	0.20
AM.38	1/16/R	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.1	5.6	3.70	71.3	25.0
AM.38	1/17/M	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.4	0.0	5.6	2.50	73.0	24.6
AM.38	1/18/C	2.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.3	1.6	0.0	5.7	2.40	81.6	16.0
AM.38	4/24/C	2.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.4	1.5	0.1	5.6	2.70	76.6	20.7
AM.38	4/25/M	2.5	1.3	0.0	0.0	0.0	0.4	1.4	0.1	5.6	3.90	72.2	23.9
AM.38	4/26/R	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.1	5.6	3.50	70.8	25.8
EJ.4	2/7/C	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	0.1	5.5	5.00	58.0	37.0
EJ.4	2/8/M	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.6	1.1	0.1	5.5	5.80	62.8	31.4
EJ.4	2/9/R	2.4	1.4	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.0	5.6	1.60	71.0	27.4
KH.1.4	2\5	2.7	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	5.6	0.00	100	0.00
KH.1.4	2\6	2.7	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	5.6	1.50	98.5	0.00
KH.1.4	2\7	2.7	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.7	0.0	5.6	0.00	100	0.00
KH.1.4	2\8	2.8	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	5.6	0.00	100	0.00
KH.1.4	2\9	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.4	6.1	96.3	3.70	0.00
KH.1.4	2\10	2.6	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	2.5	6.2	95.2	4.80	0.00
KH.7.1	2/4/C	2.0	1.8	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	1.8	6.0	97.6	2.30	0.10
KH.7.1	2/5/M	2.0	1.8	0.3	0.0	0.1	0.0	0.0	1.8	6.0	97.5	2.20	0.30
KH.7.1	2/6/R	2.0	1.8	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	1.6	6.0	96.1	3.50	0.40
KH.7.5	3/1/R	2.7	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.1	5.8	3.20	95.9	0.90
KH.7.5	3/2/M	2.7	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	0.0	5.7	0.90	97.1	2.00
KH.7.5	3/3/C	2.7	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8	0.1	5.8	7.30	90.7	1.90
KF.7.3	2/6/C	2.5	1.2	0.0	0.0	0.0	0.4	1.4	0.0	5.6	2.50	76.4	21.1
KF.7.3	2/7/M	2.4	1.4	0.0	0.0	0.0	0.5	1.4	0.1	5.7	2.90	70.3	26.8
KF.7.3	2/8/M	2.4	1.4	0.0	0.0	0.0	0.5	1.3	0.1	5.7	3.00	69.1	27.9
KF.7.3	2/9/R	2.4	1.4	0.0	0.0	0.0	0.6	1.2	0.0	5.6	1.90	66.3	31.8
KF.7.15	2\6	2.5	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.3	6.0	58.5	41.5	0.00
KF.7.15	2\7	2.3	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.4	1.1	6.3	44.7	55.3	0.00
KF.7.15	2\8	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1	1.2	6.1	52.8	47.2	0.00
AL.35	3/4/C	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.7	1.1	0.1	5.6	3.30	58.4	38.3
AL.35	3/5/M	2.4	1.3	0.0	0.0	0.0	0.6	1.2	0.1	5.6	4.50	65.8	29.6
AL.35	3/6/R	2.5	1.3	0.0	0.0	0.0	0.4	1.3	0.1	5.6	4.30	71.8	23.9
AD.5	1/1/R	2.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.8	0.9	0.0	5.5	1.50	52.1	46.4
AD.5	1/2/M	2.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	0.0	5.5	0.80	56.6	42.6
AD.5	1/3/C	2.2	1.5	0.0	0.0	0.0	0.7	1.3	0.0	5.7	1.80	64.3	33.9
AD.5	4/13/R	2.3	1.4	0.0	0.0	0.0	0.8	1.0	0.0	5.5	2.60	54.3	43.0
AD.5	4/14/C	2.3	1.5	0.0	0.0	0.0	0.7	1.0	0.1	5.5	2.90	55.2	41.9

توده‌های گرانیتوئیدی ارجنان، خضرآباد و علی‌آباد مرکز پلاژیوکلازها نسبت به حاشیه دارای درصد آنورتیت بیشتری بوده و کلسیک‌تر می‌باشند، بنابراین منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند (جدول ۴-۴).

منطقه‌بندی عادی از نشانه‌های عدم تعادل کامل بوده به طوری که ورود آب به مخزن ماگمایی یا افزایش درصد آب در ماگمای باقیمانده به موازات تبلور، باعث منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها می‌شود (هال<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶). پدیده منطقه‌بندی عادی را می‌توان به آهسته‌تر بودن سرعت شکل‌گیری تعادل نسبت به سرعت تبلور مربوط دانست (شلی، ۱۹۹۳). بلورهای شفاف و بدون حاشیه‌گیری و آثار هضم از ویژگی‌های پلاژیوکلازها با منطقه‌بندی عادی یا نوسانی است که مستقیماً از مذاب مادر متبلور شده و در حین بالا آمدن و سرد شدن بقیه مذاب، در معرض حرارت مذاب‌های دیگر قرار نگرفته‌اند (براون<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۶).

ولی توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد، کافی‌آباد و آدربلندان حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری بوده و کلسیک‌تر می‌باشند، بنابراین منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس داشته و از نشانه‌های عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها می‌باشند. لازم به توضیح در مطالعات پتروگرافی این سنگ‌ها، بافت آنتی‌راپاکیوی و لخته‌های کانی‌های مافیک نیز مشاهده شده که مبین اختلاط ماگمایی است.

تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آندزین در کوارتز دیوریت علی‌آباد (واحد بازیگر منطقه) تا الیگوکلاز-آندزین در مونزوگرانیت‌های آدربلندان، کافی‌آباد و امین‌آباد و حتی ترکیب آلبیت در آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد (واحد اسیدی‌تر منطقه)، امری عادی است و با تفریق ماگمایی سازگاری دارد؛ به طوری که کوارتز دیوریت علی‌آباد کمترین فرآیند تفریق و آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد بیشترین فرآیند تفریق را طی نموده‌اند.

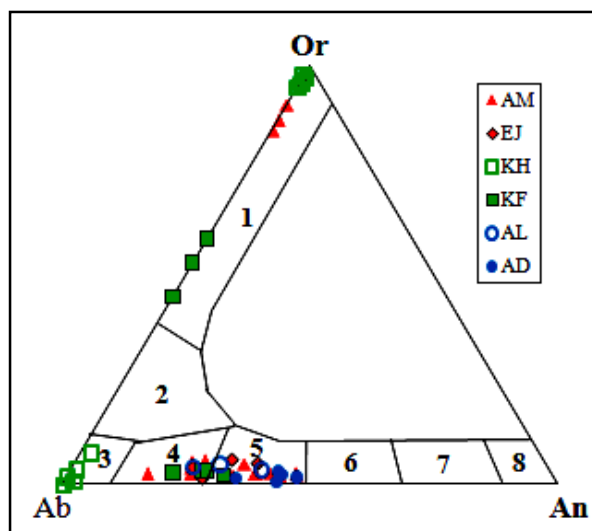
---

1- Hall  
2- Browne

به منظور تعیین ترکیب و نوع فلدسپارها از نمودار سه متغیره An-Ab-Or دیر<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۱)

استفاده گردیده و به طور کلی سه گروه فلدسپار را در سنگ‌های منطقه تشخیص داده است:

الف) آلکالی فلدسپار: ترکیب آلکالی فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی منطقه در محدوده سانیدین (ارتوکلاز) و توده آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد، در محدوده سانیدین و در نزدیکی قطب ارتوز (Or) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳۲). این گروه از فلدسپارها بر اساس مطالعات پتروگرافی از جنس ارتوکلاز و به صورت نیمه‌شکل‌دار هستند. در نمونه‌های دستی صورتی رنگ (به استثناء توده خضرآباد به رنگ سفید تا خاکستری) می‌باشند.



شکل ۴-۳۲- جایگاه ترکیب فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار سه متغیره An- Ab- Or (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)

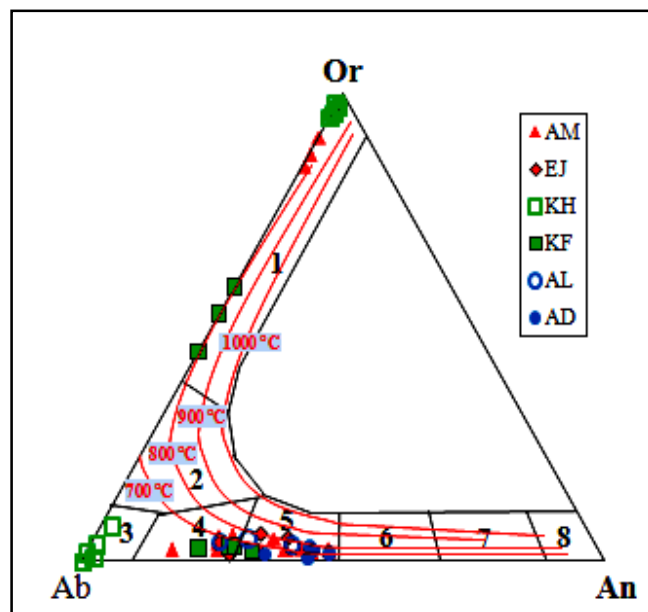
1=Sanidine    2=Anorthoclase    3=Albite    4=Oligoclase  
5=Andesine    6=Labradorite    7=Bytownite    8=Anorthite

ب) پلاژیوکلازهای نوع الیگوکلاز- آندزین: اغلب ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه در محدوده الیگوکلاز تا آندزین جای می‌گیرند. توده گرانیتوئیدی آدربلندان دارای بیشترین مقدار درصد آنورتیت ( $An_{34}$  تا  $An_{46}$ ) هستند.

1- Deer

وجود پلاژیوکلاز کلسیم‌دار در ماگماهای قوسی مربوط به حضور آب است؛ زیرا آب، دمای حلقهٔ تعادل آبگون - جامد (سالیدوس و لیکیدوس) در سیستم آل‌بیت - آنورتیت را کاهش می‌دهد. در نتیجه در یک دمای ثابت، یک ماگمای آبدار، پلاژیوکلازهای کلسیم‌دارتری نسبت به ماگمای مشابه و در شرایط خشک متبلور می‌سازد (سیسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۵).

ج) پلاژیوکلازهای نوع آل‌بیت: ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در توده آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد، در محدودهٔ آل‌بیت در نزدیکی قطب آل‌بیت (Ab) قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳۳). الکینز و گروو<sup>۲</sup> (۱۹۹۰) با استفاده از نمودار سه تایی ترکیب فلدسپارهای دیر و همکاران (۱۹۹۱) و رسم ایزوترم‌های سولوس فلدسپارها بر روی آن، نمودار دمای سنجی فلدسپارها را ارائه نمودند. بر این اساس دمای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در محدودهٔ ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود (شکل ۴-۳۳).



شکل ۴-۳۳- جایگاه دمای تشکیل فلدسپارهای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار سه متغیره Or- Ab- An همراه با ایزوترم‌های سولوس از الکینز و گروو (۱۹۹۰)

1- Sisson  
2- Elkins and Grove



#### ۴-۷- تورمالین

از ویژگی بارز توده آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرا‌باد وجود تجمعات کروی تا بیضوی شکل تورمالین‌دار (نودول‌های تورمالینی) بر روی سطح آنها می‌باشد. نظر به اهمیت بررسی ترکیب شیمیایی تورمالین‌ها در تفسیر پتروژنز گرانیت‌ها این بخش اختصاص به این موضوع داده شده است. ترکیب شیمیایی و منطقه‌بندی تورمالین‌ها بستگی به نوع، خاستگاه ماگمایی، سیال اولیه و نیز شرایط فیزیکی-شیمیایی حاکم بر تبلور این کانی سیلیکاتی دارد.

تورمالین، کانی رایج گرانیتوئیدها، پگماتیت‌ها و سنگ‌های گرمایی وابسته به آنها می‌باشد. همچنین این کانی در شیست‌های پلیتی و پسامیتی سرزمین‌های دگرگون ناحیه‌ای و کمربندهای شدیداً چین‌خورده نیز گزارش شده است (هارز و الشارکاوی<sup>۱</sup>، ۲۰۰۱).

تورمالین به دلیل پایداری در طیف گسترده‌ای از تغییرات دما و فشار و ترکیب شیمیایی متنوع و نیز مقاوم بودن در برابر هوازدگی در بررسی‌های سنگ‌شناسی و متالوژی مورد استفاده قرار می‌گیرد. تورمالین حمل‌کننده اصلی بور در سنگ‌های پوسته‌ای است که در اثر واکنش‌های سیال ماگمایی-گرمایی غنی از بور در محیط‌های گرانیتی با سنگ میزبان تشکیل می‌شود (لوندون و مانیگ<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵).

این کانی به دلیل ساختار بی‌نظیر و پیچیده خود و جانیشینی‌های متفاوتی که در ترکیب آن صورت می‌گیرد، از نظر ترکیب دارای تنوع شیمیایی بالایی بوده و این تنوع منجر به معرفی ۴۶ نوع تورمالین طبیعی و مصنوعی شده است (هاوتورن و هنری<sup>۳</sup>، ۱۹۹۹).

#### ۴-۷-۱- فرمول عمومی تورمالین

تورمالین یکی از کانی‌های گروه سیلیکات‌های حلقوی است که فرمول عمومی آن به صورت  $XY_3Z_6(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W$  بوده که X، Y، Z، T و W معرف مکان‌های بلورشناختی زیر در یک

1- Harraz and Elsharkawy  
2- London and Manning  
3- Hawthorne and Henry

واحد فرمولی می‌باشند (هاوتورن<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲):

X=Ca, Na, K, [□ vacancy]

Y=Li, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Al, Cr<sup>3+</sup>, V<sup>3+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, (Ti<sup>4+</sup>)

Z=Mg, Al, Fe<sup>3+</sup>, V<sup>3+</sup>, Cr<sup>3+</sup>

T=Si یا Al (B)

B=B, [□ vacancy]

V= OH, O, (F)

W=OH, F, O, Cl

#### ۴-۷-۲- انواع تورمالین ها

تورمالین بر اساس ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و شیمیایی به سه گروه تقسیم می‌شوند:

#### ۴-۷-۲-۱- تورمالین‌های اولیه (ماگمایی)

این نوع تورمالین‌ها به صورت پراکنده و معمولاً شکل‌دار در گرانیتهای یا پگماتیت‌ها دیده می‌شوند و بیانگر تشکیل آنها در مراحل پایانی سالیدوس و قبل از شکل‌گیری کوارتز است که می‌تواند ماگمایی بودن را تأیید نماید؛ همچنین ممکن است در گرانیتهای میلونیتی شده، بلورهای تورمالین حالتی جهت یافته داشته باشند و این نتیجه اعمال نیرویی جهت‌دار توسط ماگما، در هنگام تبلور و انجماد ماگما می‌باشد.

تورمالین‌های حاوی Fe، Mg و با فراوانی Al که می‌توانند با Fe<sup>2+</sup>، Fe<sup>3+</sup>، V<sup>3+</sup>، Ti<sup>4+</sup>، Mg<sup>2+</sup>، Mn<sup>2+</sup>، Li<sup>1+</sup> و Cr<sup>3+</sup> جایگزین شوند؛ از ویژگی گرانیتهای پرآلومینه لوکوکرات است. وجود چنین تورمالین‌هایی در گرانیتهای نشانه بارز غنی بودن منشاء آن گرانیتهای B است (لوندون و مانینگ، ۱۹۹۵).

از آنجا که واکنش بین گدازه- سیال و کانی‌های میزبان در هاله‌های مجاورتی توده‌های گرانیتهای رخ می‌دهد، لذا ترکیب تورمالین، شیمی ماگما، طبیعت سیال و نیز ویژگی‌های شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ‌های میزبان را بازتاب می‌دهد. خاستگاه اصلی تورمالین نیز بر ترکیب شیمیایی

1- Hawthorn

این کانی تأثیر می‌گذارد (نوواک<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).

#### ۴-۷-۲-۲- تورمالین‌های ثانویه (گرمابی)

این تورمالین‌ها در مراحل بعد از تبلور ماگما (ساب سولیدوس) و در مرحله هیدروترمالی و تحت تأثیر نفوذ محلول‌های سرشار از بور در این سنگ‌ها به وجود آمده و گاه به صورت رگه و رگچه، همراه با رگه‌های کوارتزی دیده می‌شوند. این نوع از تورمالین‌ها معمولاً در حاشیه توده نفوذی گسترش دارند. از ویژگی‌های تورمالین‌های گرمابی، منطقه‌بندی شیمیایی است و حاکی از تغییرات ناگهانی دما، فشار و ترکیب شیمیایی سیال و یا شرایط تبلور غیرتعادلی سریع تورمالین است که در سیستم‌های باز به وجود می‌آید.

این منطقه بندی شیمیایی، شرایط کانارسازی سیال و منشاء را در سیستم گرمابی نشان می‌دهد (لوندون و مانینگ، ۱۹۹۵). میزان Mg آنها نسبت به تورمالین‌های ماگمایی بیشتر و اصولاً از نوع محلول جامد شوریلت- دراویت هستند (لوندون و مانینگ، ۱۹۹۵ و بورینک و نوواک<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴).

#### ۴-۷-۲-۳- تورمالین‌های حدواسط

تورمالین‌ها نوع سوم در واقع حدواسط بین ماگمایی و گرمابی هستند. این تورمالین‌ها روی فلدسپارها و یا به شکل درون شبکه‌ای با کوارتز و فلدسپار یا رگچه‌های بسیار ریز و دانه ای متبلور می‌شود که از نشانه‌های حدواسط بودن این کانی می‌باشد (ترومبال و چاسیدون<sup>۳</sup>، ۱۹۹۹).

#### ۴-۷-۳- رده بندی تورمالین‌ها

کانی تورمالین تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در ابعاد درشت تا متوسط، در مقطع طولی بدون شکل ولی در مقاطع عرضی گاهی مثلثی با گوشه‌های گرد شده و نیمه شکل دار دیده می‌شوند. این کانی در نمونه دستی به رنگ سیاه و در مقاطع میکروسکوپی دارای چندرنگی مشخص معکوس

---

1- Novak

2- Burinnek and Novak

3- Trumbull and Chaussidon

قهوه‌ای تا سبز و گاهی به رنگ آبی هستند (شکل ۴-۳۴).

به منظور تعیین ترکیب و نوع تورمالین و تکمیل نتایج پتروژنز توده آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد، بر روی تعداد ۵ نمونه از تورمالین‌ها آنالیز مایکروپروب انجام گرفته و نتایج آن پس از محاسبه فرمول ساختاری بر پایه ۳۱ آنیون (F, OH, O) و آهن کل به صورت دو ظرفیتی در جدول ۴-۵ ارائه شده است. مقدار  $H_2O$  و  $B_2O_3$  برای ایجاد ۴ یون OH و ۳ یون B به روش عنصرسنجی محاسبه شده است.

از بررسی آنالیز مایکروپروب تورمالین‌ها توده‌های آلکالی فلدسپار خضرآباد در جدول ۴-۵ و شکل ۴-۳۴ نتایج زیر به دست می‌آید:

۱- بر اساس نمودارهای مختلف رده‌بندی تورمالین‌های، توده آلکالی فلدسپارگرانیت در محدوده تورمالین‌های اولیه یا ماگمایی با ماهیت آلکالن و از نوع شورل قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳۵).

۲- در بخش‌های حاشیه و مرکزی تورمالین‌های مورد بحث، تغییرات اندکی در مقدار عناصر Mg و Fe دیده می‌شوند و به عبارت دیگر، تورمالین‌ها دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی هستند.

۳- مقادیر کم Ca ( $Ca < 0.09$ ) حاکی از حضور مقدار بسیار ناچیز عضو پایانی تورمالین کلسیم‌دار در ساختار تورمالین‌ها منطقه است.

۴- با توجه به فراوانی نسبی اکسید سدیم در تورمالین‌های خضرآباد که بیش از ۱/۳۹ می‌باشد این

تورمالین‌ها در گروه تورمالین آلکالن جای می‌گیرند (کولینز<sup>۱</sup>، ۲۰۱۰). همان‌طور که در شکل ۴-۳۵-۳

ملاحظه می‌شود، تورمالین‌ها بر اساس مقادیر Ca، Na+K و نقصان یا تهیجای موقعیت X ( $X_{vac}$ )<sup>۲</sup>

بر اساس موقعیت X در فرمول ساختاری به سه گروه تورمالین‌های کلسیک، آلکالن و انواعی که

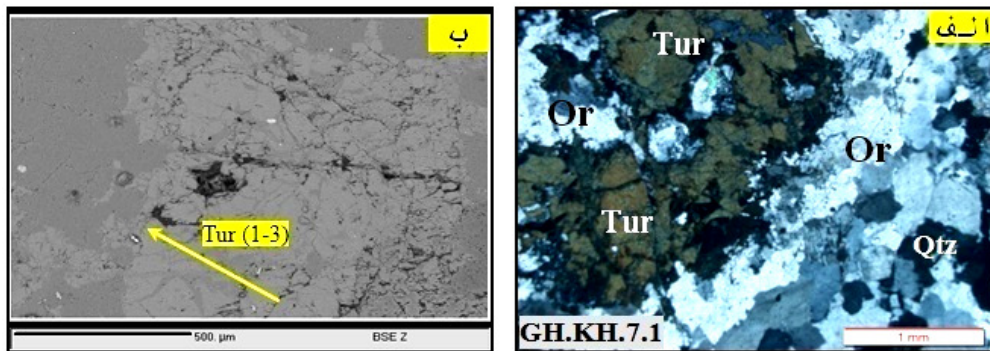
موقعیت X خالی دارد، تقسیم‌بندی می‌شوند. بر این اساس تورمالین‌ها منطقه مورد مطالعه به گروه

آلکالن تعلق دارند؛ و این جایگاه نشانگر بالا بودن مقدار Na و K موجود در موقعیت X، در مقایسه با

مقدار Ca و مقدار تهیجای جایگاه ذکر شده می‌باشد (هاوتورن و هنری، ۱۹۹۹).

1- Collhns

2-  $X_{vac} = X\text{-site vacancy} = 1 - (Ca + Na + k)$



شکل ۴-۳۴- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از تورمالین توده آلکالی فلدسپارگرانیت خضراآباد :  
 الف) تورمالین بی‌شکل‌دار با ترکیب شورل و همزیست با کوارتز و ارتوکلاز (XPL)  
 ب) تورمالین بی‌شکل‌دار با ترکیب شورل و همزیست با کوارتز و ارتوکلاز (BSE)

۵- تغییرات اندک ترکیب شیمیایی مرکز و حاشیه تورمالین‌ها و منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی و قرارگیری نمونه‌ها در زیر خط  $\Sigma(\text{Fe}+\text{Mg})=3$  در شکل ۴-۳۵-الف حاکی از جانشینی Al در جایگاه ساختاری Y می‌باشد (هاوتورن، ۲۰۰۲).

۶- مقدار نسبت  $\text{FeO}^* = \text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$  در تورمالین، با فاصله‌گیری از منشاء ماگمایی سیالات کانسار ساز، کاهش می‌یابد. اگر مقدار این نسبت در تورمالین‌ها در محدوده ۰/۸ تا ۱ باشد، بیانگر بسته بودن سیستم ماگمایی و عدم دخالت سیالات و آلیش آنها با ته‌نشست غنی از است و قرارگیری نمونه‌ها در مرکز منبع تغذیه‌کننده می‌باشد.

در صورتی که مقدار این نسبت کمتر از ۰/۶ باشد، دلالت بر دگرنهادی بور (B) با ته‌نشست‌های غنی از Al و B از منشاء خارجی دارد که توسط سیستم گرمایی در اطراف توده نفوذی ایجاد می‌شود و بالاخره اگر این نسبت در محدوده بین ۰/۶ تا ۰/۸ باشد هم سیالات ماگمایی و هم سیالات گرمایی در تشکیل تورمالین‌ها نقش اساسی دارند (کولینز، ۲۰۱۰). میانگین مقدار  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه بیش از ۰/۸ (۰/۹۱) است و در محدوده A قرار می‌گیرند که مبین تشکیل این تورمالین‌ها در سیستم ماگمایی بسته و عدم دخالت سیالات و آلیش آنها با ته‌نشست غنی از است و قرارگیری نمونه‌ها در مرکز منبع تغذیه‌کننده می‌باشد (شکل ۴-۳۵-ه).

جدول ۴-۵- نتایج آنالیز مایکروپروب تورمالین‌ها توده‌های آلكالی فلدسپار خضرا باد  
بر اساس ۳۱ آنیون (O, OH, F)

علامه اختصاری به کار رفته در جدول: C=Coer M=Middle R=Rim

Sample Number	KH.7.1	KH.7.1	KH.7.1	KH.7.1	KH.7.1
Position	1/1/C	1/2/M	1/3/R	3/1/C	3/2/R
SiO <sub>2</sub>	34.97	35.07	35.36	33.97	36.36
TiO <sub>2</sub>	0.41	0.47	0.45	1.41	1.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33.86	34.77	34.53	34.16	35.53
FeO	13.36	13.47	13.29	14.36	14.29
MgO	1.32	1.22	1.47	1.02	1.54
CaO	0.29	0.34	0.31	0.69	0.46
MnO	0.08	0.07	0.04	0.08	0.06
Na <sub>2</sub> O	1.74	1.93	1.94	1.74	1.87
K <sub>2</sub> O	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06
Total	86.09	87.39	87.44	87.50	91.62
<b>Cations Based on 31 Oxygen</b>					
Si	7.06	6.98	7.03	6.82	6.95
Al(Z)	6.00	6.00	6.00	6.00	6.00
Al(Y)	2.05	2.16	2.09	2.08	2.00
Al	8.05	8.16	8.09	8.08	8.00
Ti	0.06	0.07	0.07	0.21	0.21
Mg	0.40	0.36	0.44	0.31	0.44
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe	2.25	2.24	2.21	2.41	2.28
Y(Total)	5.59	5.65	5.61	5.83	5.71
Ca	0.06	0.07	0.07	0.15	0.09
Na	0.68	0.75	0.75	0.68	0.69
K	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
R	0.24	0.17	0.17	0.16	0.20
Fe/(Fe+Mg)	0.85	0.86	0.84	0.89	0.84
FeO*= FeO/(FeO + MgO)	0.91	0.92	0.90	0.93	0.90
Fe+Mg	2.65	2.61	2.64	2.72	2.72

۷- تورمالین‌های مورد مطالعه غنی از آهن ( $FeO > 13/35$ ) و متعلق به سری‌های شورایت-البائیت

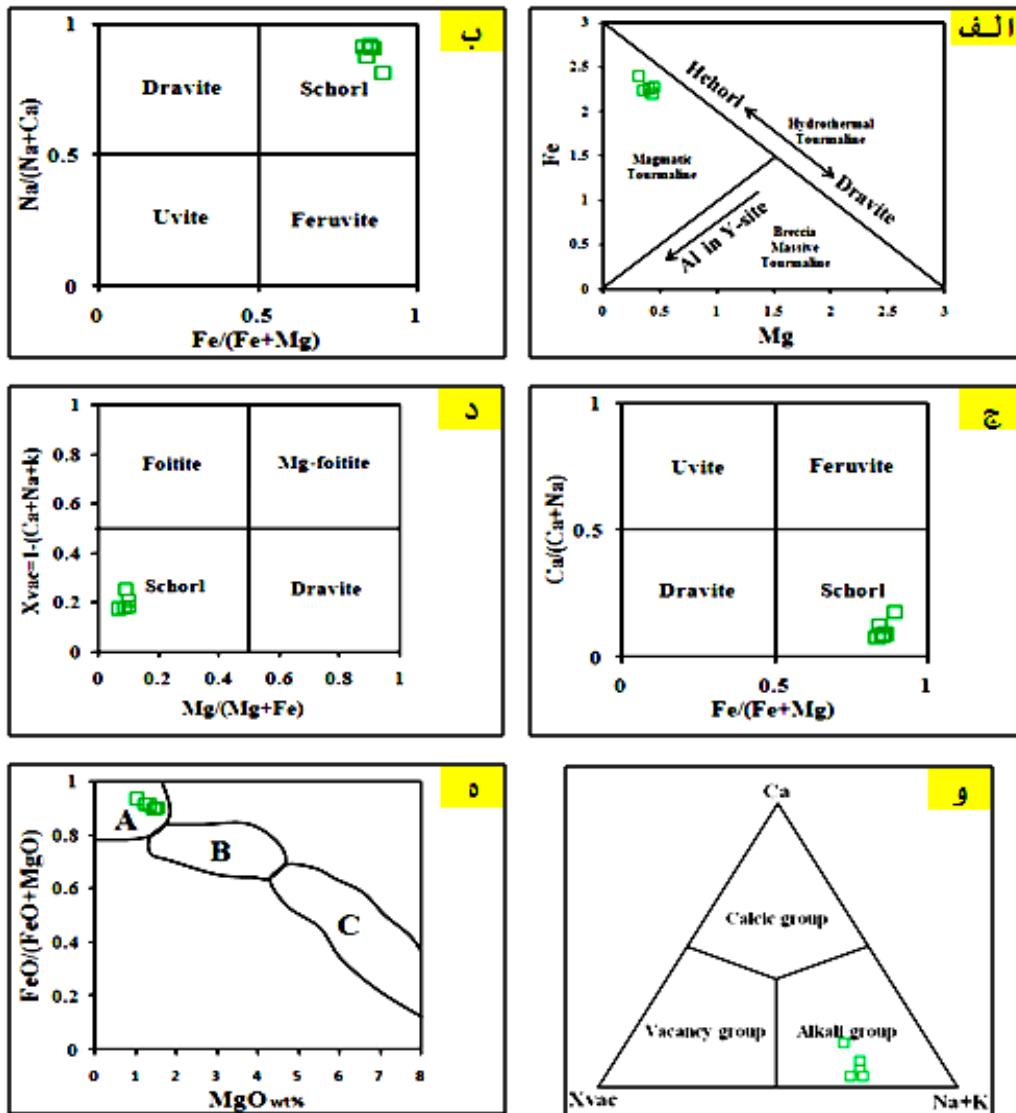
بوده که از ویژگی تورمالین‌های ماگمایی می‌باشد (دیر و همکاران، ۱۹۹۶).

۸- تغییرات ترکیب شیمیایی همگن، عدم منطقه‌بندی و یا دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی و

مقدار بالای نسبت  $Na/Na+Ca$  (شکل ۴-۳۵-ب) و  $B_2O_3$  بیانگر تشکیل تورمالین‌ها در شرایط

ماگمایی شدیداً پرآلومینه با آهن بالا است که احتمالاً از نهشته‌های بور دار و غنی از آلومینیم حاصل

شده‌اند (منصوری و خلیلی، ۱۳۹۳).



شکل ۴-۳۵- نمودارهای مختلف جهت تعیین نوع و ترکیب تورمالین‌های توده آلكالی فلدسپارگرانیت خضراآباد:

- الف) نمودار دو متغیره Mg در مقابل Fe ( لوندون و مانینگ، ۱۹۹۵ )  
 ب) نمودار دو متغیره Fe/(Fe+Mg) در مقابل Na/(Na+Ca) (هاوتورن و هنری، ۱۹۹۹).  
 ج) نمودار دو متغیره Fe/(Fe+Mg) در مقابل Ca/(Ca+Na) (هاوتورن، ۲۰۰۲).  
 د) نمودار دو متغیره Mg/(Fe+Mg) در مقابل  $X_{vac} = 1 - (Ca + Na + k)$  (هاوتورن و هنری، ۱۹۹۹).  
 و) نمودار سه متغیره Ca-Xvac-Na+K (هاوتورن و هنری، ۱۹۹۹).  
 ه) نمودار دو متغیره MgO در مقابل Fe/(Fe+Mg) (پیراجنو و اسمیت<sup>۱</sup>، ۱۹۹۲).  
 A: تورمالین‌های ماگمایی B: تورمالین‌های حدواسط C: تورمالین‌های گرمایی

1- Pirajno and Smithies

۹- برای تشکیل تورمالین‌های ماگمای شکل‌دار شرایطی نظیر پرآلومین بودن ماگما ( $A/CNK > 1$ ) وجود  $Fe+Mg > 2$  و شرایط اسیدی ( $PH < 6.5$ ) لازم است؛ و اگر مذاب مورد نظرغنی از بور باشد، تورمالین‌های ماگمایی شکل‌دار بدون منطقه‌بندی تشکیل می‌شود. بررسی‌های شیمیایی سنگ کل بیانگر پرآلومین بودن نمونه‌های توده خضرآباد و مقدار  $Fe+Mg$  بیش از ۲ ( $۲/۶۵$ ) می‌باشد ولی مقدار بور در ماگمای سازنده این توده خیلی کم بوده و بور مورد نیاز برای تشکیل تورمالین‌ها احتمالاً از یک منشاء خارجی تأمین شده و این کمبود بور باعث تشکیل تورمالین‌های ماگمای بی‌شکل در توده گرانیته خضرآباد گردیده است.

۱۰- تورمالین‌های گرمایی در مقایسه با تورمالین‌های ماگمایی دارای مقدار  $Al$  و تهیجای موقعیت  $X$  پایین‌تری هستند که با توجه مقدار بالای  $Al$  و مقدار نسبتاً بالای تهیجای موقعیت  $X$  تورمالین منطقه از نوع ماگمایی است.

۱۱- تورمالین‌های غنی از  $Fe$  با ترکیب شورلیت به‌عنوان کانی شاخص پگماتیت‌ها و گرانیته هستند و تورمالین‌های غنی از  $Mg$  با ترکیب دراویت معمولاً همراه با فرآیند دگرنهادی و یا در رسوبات سولفیدی تشکیل می‌گردند (دوترو و هنری<sup>۱</sup>، ۲۰۰۰؛ هارز و الشارکاوی، ۲۰۰۱ و یو و جیگ<sup>۲</sup>، ۲۰۰۳).

۱۲- تورمالین‌های ماگمایی همگن و دارای نسبت  $Fe/Mg$  و مقدار  $F$ ،  $Al$  و  $Fe$  نسبتاً بالا می‌باشد (هاوتورن و هنری، ۱۹۹۹).

۱۳- با توجه به شواهد ذکر شده در بالا، تورمالین‌های موجود در سطح توده آلکالی‌فلدسپار گرانیته از نوع ماگمایی با ترکیب شورل (غنی از  $Fe$ ) و آلکالن می‌باشند که با نتایج بدست آمده از بررسی منشاء و ترکیب شیمیایی تجزیمات تورمالین‌دار (نودول‌های تورمالینی) در فصل پتروگرافی که آن را ناشی از تأثیر سیالات گرمایی و ماگمایی است، کاملاً مطابقت دارد.

---

1- Dutrow and Henry  
2- Yu and Jing



#### ۴-۸- مگنتیت

کانی‌های اوپک بین ۰/۱ تا ۳ درصد وزنی حجمی توده‌های نفوذی غرب یزد را تشکیل می‌دهد. بر اساس مطالعات مقاطع نازک و صیقلی و نتایج آنالیز مایکروپروب، کانی‌های اوپک از نوع مگنتیت می‌باشند (جدول ۴-۶).

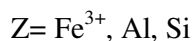
تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) مگنتیت و کانی‌های همزیست با آن در شکل‌های ۴-۶ ج، ۴-۷ ج و ۴-۳۱ الف و ب آورده شده است. ترکیب اکسیدهای آهن موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در سیستم  $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$  در بین ترکیب مگنتیت - هماتیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-۳۶)

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز مایکروپروب مگنتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

Sample	AM.35	AM.35	AM.35	AM.35	AM.38	AM.38	KH.7.5	KH.7.5	KH.7.5
Position	1/22	1/23	1/24	1/25	1/19	1/20	2/7	2/8	2/9
SiO <sub>2</sub>	0.010	0.030	0.060	0.08	0.030	0.000	0.020	0.070	0.030
TiO <sub>2</sub>	0.230	0.180	0.210	0.200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.170	0.110	0.060	0.050	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	31.04	31.07	30.91	31.11	29.24	29.32	25.90	25.10	25.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	66.78	67.12	66.67	67.31	63.13	63.33	56.03	54.00	55.23
MgO	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.320	0.240	0.270
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.100	0.170	0.370	0.270	0.420
MnO	0.170	0.150	0.110	0.090	0.020	0.030	0.030	0.010	0.030
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.510	0.420	0.030	0.130	0.090
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.010	0.020	0.020	0.000
Total	98.49	98.73	98.09	98.90	93.05	93.28	82.72	79.84	81.21

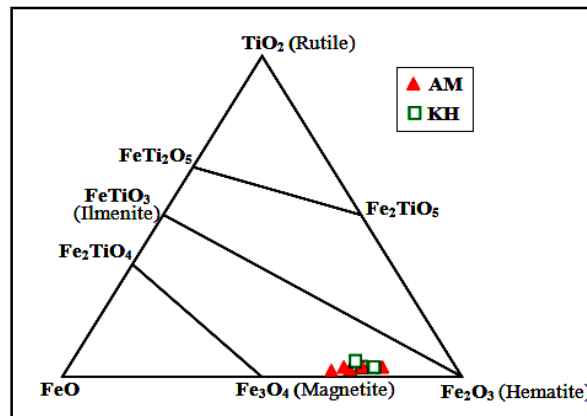
#### ۴-۹- کلریت

کلریت یکی از کانی‌های گروه سیلیکات‌های ورقه‌ای است که فرمول عمومی کلریت به صورت  $A_5\text{-}6\text{Z}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  می‌باشد که A و Z معرف مکان‌های بلورشناختی زیر در یک واحد فرمولی می‌باشند (دیر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶):

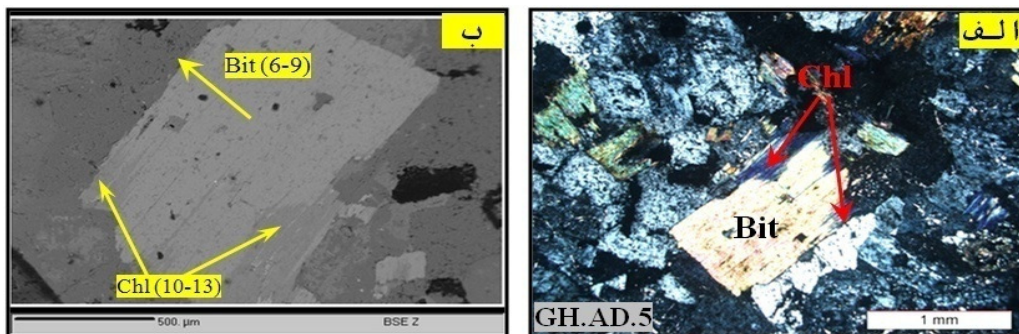


1- Hawthorn

به دلیل محلول جامد گسترده در گروه کلریت‌ها، نام‌های متعددی به اعضاء گروه کلریت داده شده است، از جمله می‌توان به شاموزیت، کلینوکلر، پنانتیت، ریپیدولیت، برونسویگیت، تورنژیت اشاره نمود. ترکیب کلریت‌ها می‌تواند در تعیین ترکیب کانی‌های اولیه و دمای دگرسانی توده و نقش سیالات استفاده گردد. کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئید غرب یزد معمولاً از دگرسانی کانی‌ها آمفیبول و بیوتیت تشکیل شده و در امتداد رخ‌ها و حاشیه این کانی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴-۳۷).



شکل ۴-۳۶- جایگاه ترکیب اکسیدهای آهن موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در سیستم  $\text{TiO}_2$ - $\text{FeO}$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  نشان می‌دهد.



شکل ۴-۳۷- تصاویر میکروسکوپی و الکترونی (BSE) از کلریت و بیوتیت‌های در مونوزوگرانیت آدرلندان :  
 الف) دگرسانی بیوتیت نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزو-بیوتیت به کلریت (XPL)  
 ب) دگرسانی بیوتیت نیمه‌شکل‌دار با ترکیب منیزو-بیوتیت به کلریت در مونوزوگرانیت آدرلندان (BSE)

رشد کلریت و سایر کانی‌های ثانویه به موازات رخ‌های بیوتیت یک پدیده معمول در سنگ‌های گرانیتی است که به احتمال زیاد ناشی از واکنش‌های مراحل انتهایی ماگما باشد. رخ‌های بیوتیت و

حاشیه برخی از بلورها فضای مناسبی برای رشد کلریت است. در اثر دگرسانی بیوتیت، منیزیم جانشین آهن می‌شود و بنابراین محتوای آهن بیوتیت دگرسان شده، کاهش و مقدار منیزیم آن افزایش می‌یابد (لالوند و برنارد، ۱۹۹۳).

نتایج آنالیز مایکروپروب کلریت‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها بر اساس ۲۸ اکسیژن در جدول ۴-۷ ارائه شده است.

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز مایکروپروب کلریت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (فرمول ساختاری بر اساس ۲۸ اکسیژن)

Sample Number	AD.5	AD.5	AD.5	KF.7.3	KF.7.3
Position	3/10	3/11	3/12	4/13	4/14
SiO <sub>2</sub>	26.82	27.50	27.43	27.80	28.11
TiO <sub>2</sub>	0.140	0.050	0.060	0.030	0.040
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.58	18.95	21.17	16.12	15.50
FeO	25.80	26.18	25.68	27.10	28.60
MnO	0.610	0.450	0.540	0.890	0.700
MgO	15.70	16.09	15.77	15.12	14.68
CaO	0.080	0.050	0.040	0.040	0.030
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.030	0.010	0.020	0.030
K <sub>2</sub> O	0.100	0.000	0.020	0.010	0.050
<b>Total</b>	<b>88.83</b>	<b>89.30</b>	<b>90.72</b>	<b>87.15</b>	<b>87.72</b>
Cations Based on 28 Oxygen					
Si	5.590	5.700	5.560	5.980	6.040
Al <sup>IV</sup>	2.410	2.300	2.440	2.020	1.960
Al <sup>VI</sup>	2.410	2.340	2.630	2.060	1.970
Al <sup>I</sup>	4.820	4.640	5.070	4.080	3.930
Ti	0.020	0.010	0.010	0.000	0.010
Fe <sup>3+</sup>	0.020	0.030	0.110	0.020	0.000
Fe <sup>2+</sup>	4.480	4.510	4.240	4.850	5.140
Mn	0.110	0.080	0.090	0.160	0.130
Mg	4.880	4.970	4.760	4.850	4.700
Ca	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010
Na	0.000	0.020	0.010	0.020	0.030
K	0.050	0.000	0.010	0.010	0.030
<b>SUM</b>	<b>28.02</b>	<b>28.02</b>	<b>28.06</b>	<b>28.02</b>	<b>28.02</b>
<b>Fe/Fe+Mg</b>	<b>0.480</b>	<b>0.480</b>	<b>0.480</b>	<b>0.500</b>	<b>0.520</b>

برای تعیین نوع کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد از نمودارهای مختلف دیر

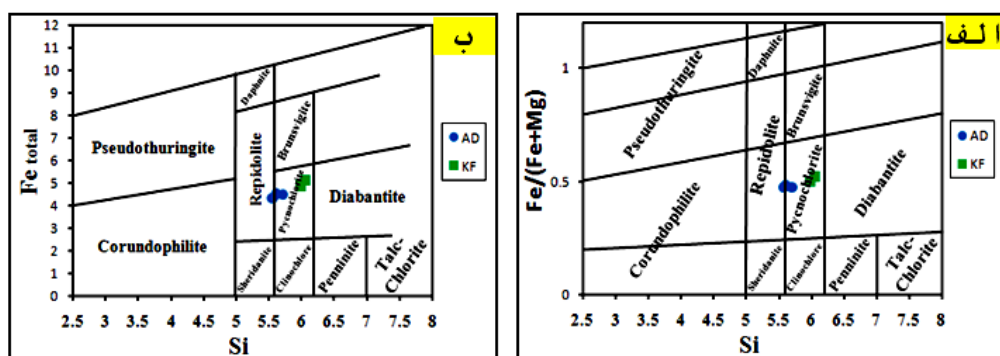
(۱۹۹۱ و ۱۹۹۶) استفاده گردید. این کلریت‌ها در محدوده ریپیدولیت و پیکناکلریت قرار گرفته

(شکل ۴-۳۸) و بر اساس ترکیب شیمیایی و با توجه به مقدار آهن نسبتاً بالا، نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده‌اند که تصاویر میکروسکوپی، آنرا تأیید می‌نماید (شکل ۴-۳۷).

از حدود ۲۰ سال پیش تاکنون روش‌های بسیار متنوعی برای ژئوترموتری کلریت توسط دانشمندان مختلف پیشنهاد شده است. یکی از بهترین روش‌ها برای تعیین درجه حرارت کلریت توسط کاتیلی نیو و نیوا<sup>۱</sup> (۱۹۸۵) ارائه گردیده که بر اساس این روش یک رابطه سیستماتیک ما بین ترکیب کلریت و حرارت وجود دارد و تعداد اتم‌های Al تتراهدرال ( $Al^{IV}$ ) موجود در کلریت به شدت وابسته به حرارت تشکیل کلریت می‌باشد. فرمول مورد استفاده به صورت زیر است:

$$T (^{\circ}C) = \frac{Al^{IV} + 8.26.10^{-2}}{4.71.10^{-3}}$$

دمای محاسبه شده دگرسانی براساس روش فوق بین ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد.



شکل ۴-۳۸- جایگاه ترکیب و نوع کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد:

الف) نمودار تغییرات Si در مقابل  $Fe/(Fe+Mg)$  (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)

ب) نمودار تغییرات Si در مقابل  $Fe_{total}$  (دیر، ۱۹۹۶)

#### ۴-۱۰- نتیجه‌گیری

به‌طور خلاصه نتایج زیر از بررسی شیمی کانی‌ها تشکیل‌دهنده توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد به دست آمده است:

۱- آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار مختلف در محدوده آمفیبول‌های ماگمایی و در دو

1- Cathelineau and Nieva

گروه آمفیبول‌های کلسیک و کلسیک-سدیک قرار می‌گیرند.

۲- آمفیبول‌های کلسیک، با مشخصات شیمیایی  $(Na+Ca)_B \geq 1$ ،  $(Na+K)_A < 0.50$ ،  $Ca_A > 1.5$  و  $Si > 6.5$  و زیرگروه با مشخصات شیمیایی  $Ca > 0.5$ ،  $(Na+Ca)_A \geq 0.5$  و  $Ti < 0.50$  در محدوده منیزیو-هورنبلند و برخی در محدوده فرو-هورنبلند، ترمولیت و فرو-اکتینولیت جای گرفته که از شاخص گرانیتهای نوع I می‌باشند.

۳- بررسی پتروگرافی و نتایج آنالیز مایکروپروب نشان می‌دهد، که اغلب آمفیبول‌های گرانیتهای غرب یزد شرایط لازم جهت تعیین فشار و دما این توده‌ها را دارند.

۴- بر اساس روش‌های مختلف تعیین فشار توده‌های گرانیتهای غرب یزد میانگین گستره فشاری بین ۵/۰ تا ۳/۴ کیلو بار را نشان می‌دهند که با ویژگی‌های بافتی از جمله بافت گرانوفیری و پورفیروئیدی تایید می‌شود. بر اساس روش اشمیت (۱۹۹۲) سنگ‌های منطقه گسترده دمایی ۷۳۰ بین ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند.

۵- بررسی پتروگرافی و نتایج آنالیز مایکروپروب نشان می‌دهد که زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند شرایط لازم برای دماسنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند دارند، بر اساس روش‌های مختلف دمای تبلور آمفیبول‌های توده‌های غرب یزد به‌طور میانگین ۵۳۰ بین ۸۸۰ درجه سانتی‌گراد بدست می‌آید. میانگین دمای به دست آمده از حاشیه هورنبلند این توده‌ها، ۷۹۰ درجه سانتی‌گراد و دمای مرکز هورنبلند حدود ۸۴۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. دمای به دست آمده از حاشیه آمفیبول را می‌توان دمای انجماد توده نفوذی در نظر گرفت و دمای اندازه‌گیری شده از مرکز آمفیبول بیانگر دمای آغازین تبلور می‌باشد.

۶- با توجه به میانگین فشارهای به دست آمده، عمق تشکیل توده‌های نفوذی غرب یزد بر اساس چگالی سنگ‌های پوسته قاره‌ای ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب بین ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتر متغیر است. نتایج به دست آمده از فشارسنجی‌های مختلف مبین جایگزینی توده نفوذی در سطوح کم عمق پوسته‌ای است که این نتایج با مشاهدات پترولوژیکی و شواهد بافتی از قبیل شکل توده‌ای و مرز

ناگهانی سنگ های نفوذی با سنگ های میزبان و کناره های نامنظم توده همخوانی داشته؛ علاوه بر این شواهدی هم چون بافت دانه ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد دگرسانی هیدروترمال در نمونه ها، نبود میگماتیت و همراهی سنگ های آتشفشانی هم سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، با فرضیه جایگیری توده نفوذی فلسیک در فشارهای کم مطابقت دارند.

۷- بر اساس ترکیب آمفیبول ها، مقدار فوگاسیته اکسیژن توده های غرب یزد بین ۱۰/۷- تا (bars) ۱۴/۱۳- متغیر است و در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می گیرند که با ماهیت کالک آلکان توده های نفوذی منطقه و شکل گیری آنها در محیط فرورانش مطابقت دارد. شواهدی از جمله چندرنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه ای آن، ارتوکلاز صورتی رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل توده های نفوذی منطقه است.

۸- سه نمونه از ترکیب آمفیبول های توده علی آباد که مقدار  $Fe^{2+}$  آنها کمتر از ۰/۳ است، دارای فوگاسیته اکسیژن کمتر (۱۰/۷-) و دمای بالاتری ( $891^{\circ}C$ ) نسبت به دیگر نمونه ها برخوردار است و دارای ترکیب ادنیت می باشند؛ زیرا در دماهای بالاتر جاننشینی ادنیت بیشتر انجام شده و سبب افزایش Al در شبکه هورنبلند می گردد.

۹- بر اساس نمودارهای مختلف بر پایه ترکیب آمفیبول ها، توده های غرب یزد در محدوده ساب آلکان و در محیط فرورانش واقع می شوند. که با نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی سنگ کل و نتایج حاصل از تعیین محیط زمین ساختی با استفاده از ترکیب عناصر اصلی بیوتیت مطابقت دارند.

۱۰- مقدار عدد منیزیم (Mg#) در هورنبلند، فاکتور مهمی برای شناسایی منشاء ماگما است. میانگین مقدار Mg# توده های گرانیتوئیدی غرب یزد بیش از ۰/۷ می باشد که بیانگر منشاء گوشته ای منطقه است.

۱۱- بیوتیت ها توده های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار سه تایی ناچیت و همکاران (۲۰۰۵) در محدوده A و در مرز محدوده های A و B قرار گرفته و از نوع بیوتیت های اولیه حاصل از تبلور ماگما می باشند و می توان از آنها جهت تعیین جایگاه تکتونیکی و پتروژنتیکی گرانیتوئیدها منطقه استفاده

نمود

۱۲- بر اساس نمودارهای مختلف نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه در محدوده بیوتیت و در بین دو قطب آنیت و فلوگویت قرار می‌گیرند.

۱۳- در نمودارهای مختلف فوستر و همکاران (۱۹۸۹) میکاهای توده‌های نفوذی غرب یزد در محدوده منیزو-بیوتیت قرار گرفته و حضور مجموعه کانی‌های بیوتیت منیزیم‌دار، مگنتیت و تیتانیت با هم، نشان دهنده فوگاسیتة نسبتاً بالای اکسیژن در ماگما می‌باشد.

۱۴- در نمودارهای مختلف ترکیب بیوتیت‌ها در محدوده گرانیتهای متا آلومین، نوع I کالکوالکالن مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند.

۱۵- بر اساس روش هنری و همکاران (۲۰۰۵) بر پایه مقدار Ti بیوتیت‌های منطقه در دمای بین ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط فوگاسیتة اکسیژن بین  $10^{-11}$  تا  $10^{-14}$  بار تشکیل شده‌اند.

۱۶- با توجه به الگوی پراکندگی نمونه‌ها و عدم الگوی انباشتی آنها در نمودارهای مختلف و قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده گرانیتهای نوع I با آلودگی متوسط تا قوی، ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه در حین صعود و جایگیری تحت تاثیر آلودگی و آرایش مواد پوسته‌ای قرار گرفتند.

۱۷- ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه از  $An_{16}$  تا  $An_{47}$  متغیره است و دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند؛ البته ترکیب پلاژیوکلازهای آکالی‌فلدسپارگرانیته خضرآباد بین  $An_0$  تا  $An_2$  تغییر کرده و ترکیب آلبیتی ( $Ab_{91-100}$ ) دارند.

۱۸- بررسی ترکیب حاشیه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتهای ارجنان، خضرآباد و علی‌آباد مرکز پلاژیوکلازها نسبت به حاشیه دارای درصد آنورتیت بیشتری است و کلسیک‌تر می‌باشند و منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند، ولی توده‌های گرانیتهای امین‌آباد، کافی‌آباد و آدربلندان حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری است و کلسیک‌تر

می‌باشند، بنابراین منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس داشته و از نشانه‌های عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها می‌باشند.

۱۹- تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آندزین در کوارتز دیوریت علی‌آباد (واحد بازیک‌تر منطقه) تا الیگوکلاز- آندزین در مونزوگرانیت‌های آدربلندان، کافی‌آباد و امین‌آباد و حتی ترکیب آل بیت در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد ( واحد اسیدی‌تر منطقه)، امری عادی است و با تفریق ماگمایی سازگاری دارد؛ به طوری که کوارتز دیوریت علی‌آباد کمترین فرآیند تفریق و آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد بیشترین فرآیند تفریق را طی نموده‌اند. و اکثر آلکالی‌فلدسپارها ترکیب ارتوکلاز دارند.

۲۰- با استفاده از نمودار سه تایی ترکیب فلدسپارهای دیر و همکاران (۱۹۹۱) دمای توده‌های گرانیوتئیدی غرب یزد در محدوده ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود.

۲۱- تورمالین‌های موجود در توده آلکالی‌فلدسپارگرانیت در محدوده تورمالین‌های اولیه یا ماگمایی با ماهیت آلکال و از نوع شورل قرار می‌گیرند و دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی هستند.

۲۲- میانگین مقدار  $FeO/(FeO + MgO)$  تورمالین‌های منطقه مورد مطالعه بیش از ۰/۸ (۰/۹۱) است و در محدوده A قرار می‌گیرند که مبین تشکیل این تورمالین‌ها در سیستم ماگمایی بسته و عدم دخالت سیالات و آرایش آنها با ته‌نشست غنی از Al است و قرارگیری نمونه‌ها در مرکز منبع تغذیه‌کننده می‌باشد.

۲۳- تورمالین‌های مورد مطالعه غنی از آهن ( $FeO > 13/35$ ) و متعلق به سری‌های شورایت-البائیت است که از ویژگی تورمالین‌های ماگمایی می‌باشد.

۲۴- تغییرات ترکیب شیمیایی همگن، عدم منطقه‌بندی و یا دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی و مقدار بالای نسبت  $Na/Na+Ca$  و  $B_2O_3$ ، بیانگر تشکیل تورمالین‌ها در شرایط ماگمایی شدیداً پرآلومینه با آهن بالا است که احتمالاً از نهشته‌های بوردار و غنی از آلومینیم حاصل شده‌اند.

۲۵- بررسی‌های شیمیایی سنگ کل بیانگر پر آلومین بودن نمونه‌های توده خضرآباد و مقدار



Fe+Mg بیش از ۲ (۲/۶۵) می باشد ولی مقدار بور در ماگمای سازنده این توده خیلی کم است و بور مورد نیاز برای تشکیل تورمالین‌ها احتمالاً از یک منشاء خارجی تأمین شده و این کمبود بور باعث تشکیل تورمالین‌های ماگمای بی‌شکل در توده گرانیتهی خضرآباد گردیده است.

۲۶- تورمالین‌های موجود در سطح توده آلکالی‌فلدسپار گرانیته از نوع ماگمایی با ترکیب شورل (غنی از Fe) و آلکالن می‌باشند که با نتایج بدست آمده از بررسی منشاء و ترکیب شیمیایی تجزیمات تورمالین‌دار (نودول‌های تورمالینی) در فصل پتروگرافی که آن را ناشی از تأثیر سیالات گرمایی و ماگمایی است، کاملاً مطابقت دارد.

۲۷- کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیته‌ی غرب یزد در نمودارهای مختلف دیر (۱۹۹۱) و (۱۹۹۶) در محدوده ریپیدولیت و پیکناکلریت قرار گرفته و بر اساس ترکیب شیمیایی و با توجه به مقدار آهن نسبتاً بالا، نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده‌اند که تصاویر میکروسکوپی، آنرا تأیید می‌نماید. بر اساس روش کاتیلی نیو و نیوا (۱۹۸۵) دمای دگرسانی محاسبه شده بین ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد.

# فصل پنجم: ژئوشیمی

## ۵-۱- مقدمه

پس از بررسی روابط صحرایی و پتروگرافی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها به منظور رده‌بندی و نامگذاری دقیق سنگ‌های منطقه، بررسی سیر تحول عناصر اصلی و کمیاب، مشخص نمودن نوع ماگما و تغییرات آن در خلال فرآیند ذوب، تفریق یا تبلور و صعود ماگما، تعیین رابطه ژنتیکی بین توده‌های منطقه و فرآیند ماگماتیسزم کمر بند ارومیه-دختر، از اهمیت زیادی برخوردار است و اساس کار این پژوهش می‌باشد.

به منظور تحقق اهداف ژئوشیمیایی و پترولوژی مذکور، پس از مطالعه دقیق پتروگرافی، تعداد ۵۳ نمونه از سنگ‌ها بر اساس تنوع ترکیب سنگ‌شناسی و پراکندگی توده‌های نفوذی و حداقل دگرسانی برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب گردید. ۴۱ نمونه از سنگ‌های منطقه به آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال شد و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES<sup>۱</sup> و عناصر کمیاب به روش ICP-MS<sup>۲</sup> (بسته آنالیزی 4A4B) انجام گرفت. حد آشکارسازی<sup>۳</sup> برای هر دو روش ۰/۰۱ برای عناصر اصلی و ۰/۰۱-۱۰ ppm برای عناصر کمیاب است و انحراف معیار استاندارد نسبی<sup>۴</sup> برای عناصر کمتر از ۰/۳± می‌باشد.

تعداد ۱۲ نمونه به روش XRF در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام شد. در جدول ۵-۱ مشخصات نمونه‌های انتخابی جهت آنالیز شیمیایی شامل موقعیت جغرافیایی، نام سنگ و محل نمونه برداری و نشانه‌های انتخابی آنها در نمودارهای مختلف آورده شده است. نشانه‌های انتخابی با رنگ سیاه مربوط به آنالیز XRF و نشانه‌های انتخابی رنگی در ارتباط با آنالیز ICP می‌باشد. در این فصل ابتدا به معرفی روش آنالیز شیمیایی و تصحیحات لازم روی آنها پرداخته می‌شود، سپس از نتایج آنالیز شیمیایی جهت رده‌بندی سنگ‌های منطقه، رسم و تفسیر نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و پترولوژی استفاده گردیده و در نهایت نتیجه‌گیری ارائه می‌گردد.

- 
- 1- Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry
  - 2- Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry
  - 3- Detection limit
  - 4- Relative standard deviation

جدول ۵-۱- موقعیت جغرافیایی و مشخصات نمونه‌های سنگی انتخابی جهت آنالیز شیمیایی و نشانه‌های آنها در نمودارهای مختلف

منطقه	شماره نمونه	نام سنگ	نشانه	موقعیت جغرافیایی بر حسب UTM	
				عرض شمالی	طول شرقی
امین آباد	GH.AM.3	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۴۱۸	۳۵۷۰۹۲۵
	GH.AM.10	انکلاو-	★	۷۶۰۲۷۶	۳۵۷۰۷۹۵
	GH.AM.12	گرانودیوریت	▲	۷۶۰۳۳۲	۳۵۷۰۷۸۷
	GH.AM.15	سینو گرانیت	▲	۷۶۱۲۲۰	۳۵۷۰۴۵۸
	GH.AM.23	سینو گرانیت	▲	۷۶۰۳۵۱	۳۵۷۰۸۲۲
	GH.AM.24	گرانیت	▲	۷۶۰۴۶۰	۳۵۷۰۸۰۵
	GH.AM.29	گرانیت	▲	۷۶۰۴۵۶	۳۵۷۰۸۲۵
	GH.AM.31	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۴۵۸	۳۵۷۰۸۴۱
	GH.AM.35	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۵۱۰	۳۵۷۰۸۵۹
	GH.AM.36	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۵۵۲	۳۵۷۰۸۱۴
	GH.AM.37	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۶۱۶	۳۵۷۰۸۵۹
	GH.AM.38	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۵۶۸	۳۵۷۰۸۹۳
GH.AM.44	مونزو گرانیت	▲	۷۶۰۵۳۹	۳۵۷۰۹۳۹	
ارجنان	GHEJ.4	گرانودیوریت	◆	۷۶۴۷۴۳	۳۵۷۳۸۲۴
	GHEJ.5	گرانودیوریت	◆	۷۶۵۴۶۲	۳۵۷۳۵۶۲
	GHEJ.22	گرانودیوریت	◆	۷۶۸۱۶۸	۳۵۷۱۸۷۰
	GHEJ.24	گرانودیوریت	◆	۷۶۷۴۰۶	۳۵۷۱۶۶۷
	GHEJ.26	آندزیت	◇	۷۶۷۳۸۰	۳۵۷۰۷۰۳
	GHEJ.28	گرانودیوریت	◆	۷۶۶۳۹۰	۳۵۷۱۲۷۹
	GHEJ.33	دایک-ریولیت	×	۷۶۴۹۵۸	۳۵۷۱۲۶۴
	GHEJ.40	دایک-آندزیت	×	۷۶۴۳۶۰	۳۵۷۳۳۴۸
	GHEJ.47	دایک-داسیت	×	۷۶۵۱۰۵	۳۵۷۲۴۷۷
	GHEJ.53	دایک-آندزیت	×	۷۶۶۵۵۹	۳۵۷۲۲۹۷
GHEJ.59	آندزیت	◇	۷۶۴۹۹۶	۳۵۷۰۳۰۲	
خضر آباد	GH.KH.1.3	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۲۸۳۰	۳۵۲۸۷۸۰
	GH.KH.1.8	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۳۱۴۵	۳۵۲۸۲۶۴
	GH.KH.2.2	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۱۷۳۳	۳۵۲۹۴۹۱
	GH.KH.3.1	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۰۲۱۴	۳۵۲۹۴۷۳
	GH.KH.3.2	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۰۰۹۶	۳۵۲۹۶۹۸
	GH.KH.3.7	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۷۹۸۷۵	۳۵۲۸۹۵۰
GH.KH.4.1	آلکالی فلدسپار گرانیت	☒	۷۸۱۰۱۵	۳۵۲۹۵۷۳	
کافی آباد	GH.KF.6.6	سینو گرانیت	■	۷۷۴۹۰۶	۳۵۲۸۴۰۵
	GH.KF.6.8	مونزو گرانیت	■	۷۷۵۵۴۹	۳۵۳۰۰۷۳
	GH.KF.6.10	انکلاو-	★	۷۷۵۳۳۹	۳۵۳۰۲۸۳
	GH.KF.6.11	مونزو گرانیت	■	۷۷۵۲۶۸	۳۵۳۰۲۶۸
	GH.KF.7.1	مونزو گرانیت	■	۷۷۳۲۰۵	۳۵۲۹۹۳۳
	GH.KF.7.3	مونزو گرانیت	■	۷۷۳۳۰۷	۳۵۲۹۸۰۹
	GH.KF.7.15	مونزو گرانیت	■	۷۷۳۷۷۳	۳۵۲۹۵۵۹
	GH.KF.7.26	مونزو گرانیت	■	۷۷۳۷۰۶	۳۵۲۸۷۸۴
GH.KF.7.40	مونزو گرانیت	■	۷۷۳۱۵۹	۳۵۲۹۶۲۲	
علی آباد	GH.AL.33	مونزو گرانیت	○	۷۶۸۹۹۹	۳۴۹۳۴۲۰
	GH.AL.34	مونزو گرانیت	○	۷۶۹۰۷۵	۳۴۹۳۴۲۵
	GH.AL.35	گرانیت	○	۷۶۸۹۶۹	۳۴۹۳۴۵۲
	GH.AL.41	گرانودیوریت	○	۷۶۸۹۸۷	۳۴۹۳۵۷۰
	GH.AL.49	گرانودیوریت	○	۷۶۹۰۵۸	۳۴۹۳۵۱۱
	GH.AL.57	مونزو گرانیت	○	۷۶۹۱۱۰	۳۵۰۵۴۲۳
GH.AL.61	آلکالی فلدسپار گرانیت	○	۷۶۹۲۸۴	۳۵۰۵۰۴۲	
آدربلندان	GH.AD.2	گرانودیوریت	●	۷۵۸۳۰۰	۳۵۱۴۸۰۸
	GH.AD.3	انکلاو-	★	۷۵۸۱۰۹	۳۵۱۳۹۴۹
	GH.AD.5	مونزو گرانیت	●	۷۶۰۲۷۰	۳۵۱۳۳۰۱
	GH.AD.9	مونزو گرانیت	●	۷۵۹۰۵۸	۳۵۱۳۲۶۱
	GH.AD.12	مونزو گرانیت	●	۷۵۸۵۸۹	۳۵۱۱۴۶۱
GH.AD.25	گرانودیوریت	●	۷۵۹۸۹۰	۳۵۱۳۵۹۲	

## ۵-۲- روش آنالیز ICP-MS

روش طیف سنجی گسیل پلاسمای دوتایی القایی است که با کارایی بالا است و قادر به اندازه‌گیری بیشتر عناصر موجود در جدول تناوبی با حد آشکارسازی پایین در حد ppm تا ppb و دقت بالا می‌باشد.

در این روش اندازه‌گیری عناصر به‌طور هم زمان و در مدت کوتاهی انجام می‌گیرد. ابتدا ۰/۲ گرم پودر با قطر کمتر از ۲۰۰ مش را با اسیدهای  $\text{HNO}_3$ ،  $\text{HClO}_4$  و  $\text{HF}$  در یک ظرف تفلون سرپوش‌دار حل نموده و برای بیش از ۳۰ دقیقه در دمای اتاق قرار می‌دهند. سپس تا دمای ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۲ تا ۴ ساعت گرما داده می‌شود و در مرحله بعد تحت دمای ۲۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد تا تقریباً به حالت خشک تبخیر شود. باقی‌مانده مجدداً با اسید  $\text{HNO}_3$  در یک مایکروویو محافظدار انحلال یافته و به مدت ۲۰ تا ۱۸۰ ثانیه گرمایش می‌یابد.

سپس به نمونه محلول ایندیم<sup>۱</sup> به عنوان یک استاندارد داخلی اضافه می‌گردد. پس از یک رقیق سازی با نسبت ۱ به ۱۰۰۰ در جرم، محلول نمونه حاصل به دستگاه‌های ICP-MS (طیف سنج جرمی جهت اندازه‌گیری عناصر نادر و نادر خاکی) و ICP-ES (طیف سنج نشری جهت اندازه‌گیری عناصر اصلی) وارد می‌شود و نسبت به استاندارد، آنالیز صورت می‌گیرد.

جریانی از اتم‌های آرگون به‌وسیله گرمای القایی یک سیم پیچ با فرکانس رادیویی گرم می‌شود و با یک جرقه با فرکانس بل مشتعل شده و نمونه در پلاسمای آرگون از هم پاشیده می‌شود. یون‌های موجود در پلاسمای از طریق یک سوراخ ریز به داخل سیستم خلاء کشیده‌شده و به‌وسیله یک عدسی یونی در درون طیف سنج جرمی متمرکز می‌گردد. خطوط طیفی اتمی و یونی ایجاد شده توسط تقویت‌کننده‌هایی آشکار گردیده و از روی آن غلظت عنصر موجود در نمونه محاسبه می‌شود.

## ۵-۳- تصحیح نتایج آنالیز شیمیایی

قبل از استفاده از داده‌های آنالیز شیمیایی و پردازش آنها، بایستی تصحیحات زیر انجام شود:

1- Indium solution

### ۵-۳-۱- حذف مواد فرار (L.O.I)

میزان مواد فرار (L.O.I) در سنگ‌های ماگمایی معمولاً کمتر از ۱/۵ درصد می‌باشد. افزایش درصد مواد فرار در سنگ‌های آذرین ناشی از تأثیر فرآیندهای ثانویه نظیر هوازدگی و دگرسانی است. به منظور حذف مواد فرار از هر نمونه، ابتدا باید میزان مواد فرار (L.O.I) را از حاصل جمع اکسیدها (Sum) کم نموده، سپس مجموع مقادیر اکسیدها دیگر را به ۱۰۰ رسانید، بدین ترتیب درصد اکسیدها بدون مواد فرار محاسبه می‌شود.

### ۵-۳-۲- تعیین نسبت $Fe_2O_3/FeO$

در نتایج آنالیز شیمیایی مقدار اکسیدهای آهن به صورت  $Fe_2O_3$  کل تعیین شده است. همچنین نسبت  $Fe_2O_3$  به  $FeO$  در سنگ‌های آذرین به علت دگرسانی در شرایط اکسیدان افزایش یافته و مقادیر محاسبه شده  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  به دور از مقدار واقعی نمونه آنالیز شده باشد که این امر بر ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو نمونه سنگ تأثیر گذاشته به طوری که سنگ، مقدار مگنتیت نورماتیو بیشتری نشان می‌دهد؛ و  $FeO$  کمتری برای ساختن کانی‌های مثل هیپرستن و دیوپسید باقی‌مانده و در نهایت  $SiO_2$  باقیمانده حاصل از نورم افزایش می‌یابد (درویش‌زاده و آسیابانها، ۱۳۷۰).

به‌منظور تعیین دقیق مقادیر  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  و استاندارد نمودن مقدار آهن سه ظرفیتی سنگ‌های ماگمایی از نمودار  $Na_2O+K_2O$  در مقابل سیلیس (لومتر<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۸۹) استفاده شده و نتایج به دست آمده از آن مبنای محاسبات و تصحیح مقادیر  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  می‌باشد (شکل ۵-۱).

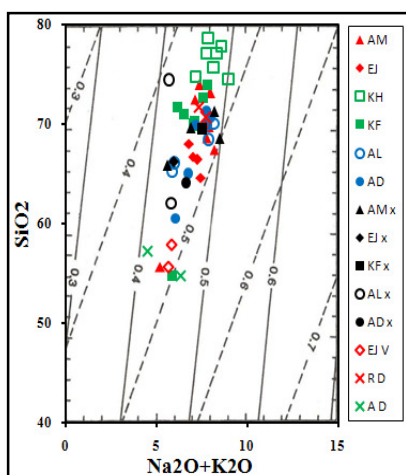
برای تأکید بیشتر از روابط پیشنهادی لومتر و همکاران (۱۹۸۹) برای تعیین دقیق مقادیر  $Fe_2O_3$  و  $FeO$  نیز به شرح زیر استفاده شده است :

$$\text{الف) برای سنگ‌های درونی } FeO/FeO+Fe_2O_3 = 0.93 - 0.0042SiO_2 - 0.022(Na_2O+K_2O)$$

$$\text{ب) برای سنگ‌های آتشفشانی } FeO/FeO+Fe_2O_3 = 0.88 - 0.0016SiO_2 - 0.027(Na_2O+K_2O)$$

نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی جنوب‌غرب و غرب یزد پس از حذف مواد فرار (L.O.I) و

تعیین دقیق مقادیر  $\text{FeO}$  و  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و استاندارد نمودن مقدار آهن سه ظرفیتی در جدول ۲-۵ و ۳-۵ ارائه شده است. در ادامه پس از تصحیحات لازم روی نتایج آنالیز شیمیایی منطقه با استفاده از نرم افزار GCDKit 3.00 (جانوسیک<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸) اقدام به رسم نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی و پترولوژی و پردازش و تحلیل داده‌ها پرداخته شده است.



شکل ۱-۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  (لومتر و همکاران، ۱۹۸۹) در این نمودار خطوط نسبت‌های اکسیداسیون‌های مساوی درصد  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  برای سنگ‌های آذرین درونی با خطوط ممتد و برای سنگ‌های آتشفشانی با خطوط غیرممتد نشان داده شده است.

لازم به توضیح است نتایج ارائه شده در جدول ۲-۵ و ۳-۵، پس از حذف مواد فرآر (L.O.I) و

تصحیح آنها است و مقادیر اولیه L.O.I موجود در جدول صرفاً جهت اطلاع می‌باشد.

#### ۴-۵- رده‌بندی سنگ‌های منطقه

رده‌بندی سنگ‌های آذرین برای درک چگونگی عملکرد فرآیندهای آذرین لازم است. تاکنون تلاش‌های زیادی در جهت رده‌بندی سنگ‌های آذرین صورت گرفته و محققین مختلف معیارهای متفاوتی را برای این منظور بکار برده‌اند. برای رده‌بندی سنگ‌های منطقه از سه معیار آنالیز مدال، نورماتیو و آنالیز شیمیایی سنگ‌ها استفاده شده است. رده‌بندی براساس آنالیز مدال در فصل قبل ارائه شده و در ادامه به رده‌بندی نورماتیو و آنالیز شیمیایی پرداخته می‌شود.

1- Janousek

جدول ۵-۲- نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی غرب یزد با روش ICP-MS

Sample Area	Aminabad									Erjenan				
	Sample No.	AM.23	AM.15	AM.44	AM.38	AM.37	AM.36	AM.35	AM.31	AM.10	EJ.33	EJ.47	EJ.22	EJ.24
Rock Type	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Grd	QMod	Rhy	Dac	Grd	Grd	Grd
SiO <sub>2</sub> (Wt %)	74.00	73.16	72.48	70.18	70.08	69.74	68.64	67.46	55.69	71.80	70.69	68.01	66.78	66.47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.70	13.58	13.23	14.47	14.65	14.77	15.16	15.51	17.05	13.65	13.94	15.82	16.09	16.49
FeO	0.50	1.56	2.72	2.09	2.09	2.01	2.04	1.87	2.49	1.11	0.98	1.09	1.00	0.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.43	1.28	0.96	0.96	0.95	0.98	0.84	1.11	1.64	1.51	0.53	0.48	0.44
FeOt	1.17	2.29	4.00	3.05	3.05	2.96	3.02	2.72	3.60	1.70	1.48	1.63	1.48	1.29
MgO	0.53	0.49	0.61	1.36	1.45	1.38	1.51	1.92	4.84	1.26	1.24	2.42	2.76	2.39
CaO	1.86	2.06	1.91	2.61	2.45	2.55	2.99	3.36	4.86	2.74	3.29	4.49	5.02	5.25
Na <sub>2</sub> O	3.48	4.27	3.03	4.02	3.93	4.08	3.94	4.62	2.24	4.92	5.07	5.12	5.67	5.58
K <sub>2</sub> O	2.89	3.62	4.09	3.70	3.75	3.81	3.83	3.56	2.48	2.37	2.68	1.69	1.33	1.71
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.36	0.42	0.45	0.47	0.47	0.59	0.60	0.62	0.35	0.40	0.55	0.59	0.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.14	0.17	0.28	0.11	0.10	0.15	0.16	0.15
MnO	0.04	0.02	0.08	0.04	0.05	0.07	0.09	0.04	0.30	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Sum	99.99	98.99	99.98	100.00	100.02	99.96	99.94	99.98	100.00	98.97	98.98	99.94	99.97	100.00
LOI	0.70	0.60	0.40	0.50	0.50	0.40	0.60	1.50	1.2	1.10	1.70	0.80	0.90	0.90
Ni(ppm)	20	20	20	20	20	20	20	27	70	20	20	24	38	29
Sc	6	4	8	5	5	5	5	6	20	3	5	8	9	9
Ba	424	585	687	523	495	512	502	645	300	260	256	430	428	410
Be	3	1	4	1	1	2	4	4	7	2	3	2	4	4
Co	3.2	3.9	5.1	6.7	6.6	6.6	7.9	5.9	23.3	2.5	2.8	3.9	2.8	2.7
Cs	2.2	2.1	2.9	2.4	4.3	3.0	3.8	1.3	7.6	2.3	2.1	0.9	1.1	1.0
Ga	13.8	9.1	14.8	16.9	14.5	14.0	14.8	15.3	24.1	14.0	14.7	13.5	14.0	16.8
Hf	3.5	4.2	5.5	4.2	4.9	5.1	5.0	5.6	2.8	4.8	4.0	4.5	4.7	4.0
Nb	6.1	6.6	10.1	18.6	15.1	14.7	15.9	15.2	12.9	8.3	9.5	10.1	11.2	12.1
Rb	199.7	116.6	115.5	122.3	115.7	111.4	115.4	116.8	152.7	76.1	71.3	66.00	51.3	45.20
Sn	2	1	2	2	2	2	2	1	6	3	4	6	5	3
Sr	127.9	96.8	111.7	346.4	293.0	278.6	300.2	394.8	540	190.4	230.8	425.2	504.0	636.7
Ta	1.0	1.1	1.0	1.7	1.5	1.6	1.4	1.2	0.4	0.6	0.8	0.9	1.1	1.1
Th	11.5	13.2	18.0	17.9	18.6	16.0	13.3	15.2	14.4	12.5	10.9	14.1	13.3	12.4
U	2.2	2.0	2.2	4.1	4.3	2.9	3.1	4.3	2.8	4.3	4.0	4.1	4.6	4.2
V	11	21	31	36	37	33	34	48	121	34	46	52	61	57
W	0.5	1.0	0.6	0.5	1.4	1.4	2.4	4.3	1.6	0.5	0.6	1.1	0.7	1.3
Zr	101.6	123.4	172.2	165.0	162.4	155.8	171.8	175.0	114.2	169.5	151.1	145.2	154.2	151.3
Y	21.1	19.4	25.0	26.2	22	23.6	23.0	26.0	16.5	18.7	16.9	24.4	23.8	24.4
La	30.4	30.5	40.1	39.7	34.8	39.7	27.0	32.3	18.8	26.4	28.9	26.9	22.0	27.7
Ce	62.8	65.1	69.9	64.2	60.2	67.0	47.7	58.4	37.1	60.3	57.9	53.5	41.7	49.7
Pr	6.78	6.53	10.41	6.38	5.90	6.72	5.12	5.69	8.45	7.80	6.02	5.68	4.60	5.23
Nd	21.4	24.1	32.7	21.9	20.4	23.3	21.3	18.7	29.3	28.3	21.8	20.8	16.2	18.5
Sm	4.46	4.40	6.59	3.62	3.43	3.75	3.10	3.54	6.31	4.16	3.12	3.04	2.97	3.61
Eu	0.69	0.72	0.89	0.78	0.72	0.64	0.73	0.86	1.21	0.71	0.81	0.76	0.74	0.83
Gd	4.02	3.86	4.23	3.04	2.77	2.67	2.75	2.98	5.70	4.13	3.80	2.55	2.95	3.18
Tb	0.66	0.65	0.85	0.50	0.45	0.47	0.45	0.49	0.87	0.68	0.58	0.43	0.51	0.50
Dy	3.51	3.79	5.05	2.56	2.53	2.51	2.50	2.91	4.88	3.78	3.36	2.42	2.57	3.17
Ho	0.85	0.92	1.11	0.48	0.49	0.44	0.59	0.45	1.02	0.73	0.68	0.48	0.56	0.53
Er	2.39	2.43	2.67	1.59	1.40	1.47	1.57	1.59	2.81	2.04	1.93	1.53	1.59	1.59
Tm	0.36	0.40	0.41	0.25	0.24	0.22	0.24	0.25	0.48	0.32	0.28	0.25	0.25	0.25
Yb	2.3	2.61	2.84	1.38	1.80	1.33	1.81	1.67	3.06	2.24	1.85	1.58	1.61	1.60
Lu	0.35	0.32	0.42	0.24	0.24	0.23	0.25	0.28	0.41	0.37	0.29	0.24	0.25	0.27
Mo	1	1.2	1.4	1.9	1.3	0.9	1.1	1.1	0.6	1.2	1.1	1.0	1.5	1.8
Cu	5.6	4.2	14.1	4.3	10.0	6.7	7.1	3.4	23.3	5.3	6.8	4.2	5.9	6.0
Pb	6.9	4.1	3.4	5.3	7.9	7.0	6.1	3.0	9.1	4.4	4.9	5.6	9.0	5.1
Zn	24	4	51	12	25	22	28	16	36	59	56	20	38	28
Ni	6.0	3.9	7.9	10	12	12	12	13.5	75	6	7	5.0	7.3	7.5
As	1	0.6	1.4	0.8	1.6	1.2	2.0	2.8	0.6	1.3	1.2	1.6	1.9	1.3
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au	1	3.7	1.9	11.0	0.5	0.5	0.5	1.3	0.5	1.7	4.0	0.5	0.5	0.5
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Tl	0.2	0.1	0.5	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.7	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5



ادامه جدول ۲-۵

Sample Area	Erjenan		Khezrabad							Kafiabad					
	Sample No.	EJ.28	EJ.40	KH.1.3	KH.4.1	KH.3.7	KH.1.8	KH.2.2	KH.3.1	KH.3.2	KF.6.6	KF.7.1	KF.6.11	KF.7.40	KF.7.3
Rock Type	Grd	AndD	AFGr	AFGr	AFGr	AFGr	AFGr	AFGr	AFGr	AFGr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
SiO <sub>2</sub> (Wt %)	64.65	54.89	78.76	77.93	77.22	77.21	75.80	74.89	74.60	74.04	72.77	71.83	71.10	70.23	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.15	17.78	12.13	12.23	12.29	12.59	12.98	14.57	14.24	12.72	12.48	13.13	14.04	14.25	
FeO	2.23	4.81	0.45	0.45	0.76	0.88	0.85	0.57	0.63	1.56	1.82	2.54	1.73	2.49	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.07	3.14	0.22	0.21	0.51	0.45	0.72	0.29	0.27	1.03	0.62	1.70	0.57	1.19	
FeOt	3.30	7.95	0.67	0.65	1.11	1.27	1.25	0.86	0.90	2.27	2.78	3.88	2.65	3.68	
MgO	2.58	4.59	0.11	0.10	0.05	0.08	0.20	0.25	0.40	1.36	1.25	1.28	1.25	1.21	
CaO	5.02	7.40	0.26	0.19	0.87	0.98	1.40	2.01	0.38	1.58	2.58	3.08	3.84	2.89	
Na <sub>2</sub> O	4.88	3.48	6.35	7.08	6.62	5.81	6.35	5.66	7.21	3.08	4.76	3.37	4.14	3.33	
K <sub>2</sub> O	2.57	2.28	1.52	1.47	1.72	1.93	1.80	1.49	1.70	4.72	2.78	2.76	2.36	3.76	
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.91	0.15	0.19	0.06	0.06	0.10	0.19	0.53	0.33	0.41	0.47	0.40	0.43	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.28	0.04	0.10	0.01	0.02	0.03	0.05	0.03	0.11	0.13	0.14	0.12	0.11	
MnO	0.10	0.39	0.02	0.05	0.06	0.04	0.06	0.03	0.02	0.07	0.03	0.06	0.07	0.09	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	
Sum	100.00	99.98	100.00	100.00	100.00	99.99	99.98	100.01	100.02	100.29	99.99	99.99	99.97	97.09	
LOI	0.60	2.20	0.80	0.40	0.70	0.40	0.60	0.40	0.20	0.40	0.40	1.10	0.50	0.30	
Ni(ppm)	31	62	20	20	20	20	20	20	20	20	20	34	20	20	
Sc	10	21	1	2	2	3	3	4	4	7	12	14	19	7	
Ba	480	139	26	42	51	67	76	88	92	314	488	442	466	521	
Be	2	3	1	3	2	4	3	2	1	4	2	3	2	2	
Co	2.5	20.2	1.8	1.9	1.2	1.6	1.6	1.3	1.2	3.7	4.4	8.6	5.4	7.0	
Cs	1.1	5.1	0.1	0.2	0.4	0.7	0.6	0.1	0.1	4.5	4.3	3.6	3.2	3.8	
Ga	15.3	22.7	16.1	18.3	18.4	16.1	19.4	18.5	17.0	15.3	14.3	13.9	16.0	11.7	
Hf	4.7	4.2	3.5	4.0	2.9	3.4	3.6	4.0	4.6	5.3	4.8	5.6	5.6	4.0	
Nb	10.4	11.3	19.0	15.0	14.5	19.1	17.0	16.0	20.1	10.2	6.8	8.9	7.5	9.1	
Rb	38.3	27	18.8	24.9	39.6	45.2	42.9	35.3	27.0	141.0	130.0	125.0	133.4	122.1	
Sn	3	4	2	6	2	4	4	4	5	3	1	3	1	2	
Sr	534.6	434.9	23.7	24.8	40.3	55.6	106.1	124.3	28.2	169.9	183.3	163.3	145.8	186.2	
Ta	0.9	0.7	1.0	1.3	0.8	1.0	0.9	0.9	1.0	1.2	0.7	0.8	0.6	1.0	
Th	13.4	12.7	25.7	21.0	23.4	22.3	21.9	21.1	18.3	17.8	14.3	13.0	17.9	14.9	
U	4.1	2.2	2.6	3.4	3.7	2.4	2.9	2.9	2.2	3.8	2.6	2.8	2.4	3.1	
V	67	122	15	12	9	10	9	18	15	44	45	40	34	41	
W	2.8	1.8	1.4	1.7	1.8	1.9	1.5	1.5	1.4	1.1	0.5	2.8	0.8	1.4	
Zr	143.9	104.6	97.6	123.4	93.3	76.7	93.1	82.6	103.0	186.9	177.5	186.9	192.0	161.4	
Y	25.8	20.6	17.0	20.4	18.4	23.8	20.3	23.1	20.2	27.7	26.0	29.2	25.9	16.5	
La	26.6	26.6	35.1	28.9	22.5	18.0	20.1	21.7	17.8	32.0	31.0	30.4	31.8	23.5	
Ce	50.6	27.1	30.6	37.6	36.7	43.0	53.2	46.4	36.4	61.9	56.1	54.0	53.0	43.2	
Pr	5.51	8.49	7.54	6.26	5.50	4.55	5.10	5.15	4.62	6.92	9.51	5.01	7.73	4.53	
Nd	20.0	33.8	26.5	21.5	22.8	17.3	17.2	17.9	15.9	26.1	31.2	39.5	36.2	24.0	
Sm	3.70	5.44	5.43	5.37	3.66	4.93	5.06	3.69	2.46	5.91	4.99	3.62	6.82	3.05	
Eu	0.98	0.83	0.37	0.54	0.24	0.52	0.69	0.71	0.33	0.79	1.44	2.23	1.02	0.73	
Gd	3.25	5.74	4.66	5.18	3.49	4.51	4.90	3.65	1.80	5.97	4.28	4.90	5.49	2.99	
Tb	0.53	0.97	0.88	1.00	0.70	0.76	0.93	0.66	0.38	1.09	0.57	0.44	0.90	0.54	
Dy	2.96	5.30	4.98	6.33	4.18	4.68	5.67	4.07	2.35	6.56	3.33	5.20	4.62	3.10	
Ho	0.58	1.28	1.17	1.38	0.95	1.09	1.25	0.88	0.79	1.45	0.66	1.06	1.04	0.71	
Er	1.65	3.25	3.54	4.12	2.85	3.10	3.72	2.71	2.28	4.18	1.92	3.80	2.88	1.95	
Tm	0.26	0.53	0.55	0.62	0.43	0.57	0.58	0.43	0.45	0.62	0.27	0.50	0.40	0.30	
Yb	1.65	3.23	3.28	3.51	2.65	3.81	4.26	2.52	2.97	4.34	1.32	3.28	2.50	1.95	
Lu	0.28	0.52	0.56	0.52	0.40	0.58	0.59	0.38	0.37	0.64	0.24	0.45	0.38	0.33	
Mo	1.7	0.9	1.0	1.4	2.1	1.1	1.9	1.9	1.6	1.5	1.0	0.8	1.6	1.7	
Cu	9.6	19.6	4.3	4.1	3.2	4.1	7.2	3.8	4.7	8.8	5.9	6.5	8.2	6.2	
Pb	6.2	3.9	2.2	2.1	4.7	3.4	3.7	2.7	1.7	5.0	4.4	4.8	4.2	4.5	
Zn	22	35	3	2	6	5	7	5	6	37	33	39	23	26	
Ni	9.2	64.7	4.5	4.1	7.1	3.4	5.0	6.3	5.9	8	5.4	5.0	6.2	7.1	
As	1.3	0.5	0.5	1.1	1.0	0.5	1.4	0.5	0.5	0.9	0.5	0.5	0.6	0.6	
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
Au	0.5	3.2	2.0	2.1	3.2	1.8	3.4	2.7	1.1	1.2	0.6	3.1	3.5	0.5	
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ti	0.1	0.6	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.5	0.1	0.4	0.1	0.3	
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	

ادامه جدول ۲-۵

Sample Area	Kafiabad			Aliabad					Aderbolandan				
	Sample No.	KF.7.26	KF.7.15	KF.6.10	Al.57	AL.34	AL.33	AL.49	AL.41	AD.9	AD.12	AD.5	AD.2
Rock Type	Gr	Gr	QMod	Gr	Gr	Gr	Grd	Grd	Gr	Gr	Gr	Grd	QMod
SiO <sub>2</sub> (Wt %)	69.97	69.93	54.88	70.15	70.04	68.46	66.11	65.38	71.47	70.68	70.04	65.06	60.60
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.45	14.56	17.64	14.57	14.76	15.45	14.98	15.33	13.58	14.28	14.42	15.95	16.71
FeO	2.58	2.47	5.57	1.72	1.91	1.17	3.77	4.05	1.78	1.73	1.78	3.39	3.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.21	1.18	3.42	1.87	0.97	0.96	2.43	2.11	1.56	0.80	1.18	1.70	1.99
FeOt	3.79	3.65	8.98	2.58	2.88	2.14	5.84	6.16	2.67	2.52	2.64	5.09	5.60
MgO	1.21	1.20	4.86	1.68	1.35	1.85	2.54	3.08	2.40	1.65	2.21	2.36	4.31
CaO	2.94	2.98	7.23	2.32	2.61	3.57	3.65	3.07	1.74	2.43	2.96	3.94	5.57
Na <sub>2</sub> O	3.38	3.42	2.47	4.49	3.86	4.00	3.90	3.28	4.12	3.73	3.42	3.50	4.68
K <sub>2</sub> O	3.63	3.66	2.35	3.67	3.86	3.85	2.05	2.56	3.62	4.24	3.70	3.22	1.35
TiO <sub>2</sub>	0.44	0.43	0.84	0.36	0.44	0.47	0.66	0.75	0.27	0.34	0.41	0.61	0.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.35	0.10	0.13	0.13	0.18	0.23	0.08	0.10	0.11	0.17	0.23
MnO	0.07	0.07	0.37	0.05	0.07	0.06	0.09	0.12	0.04	0.03	0.10	0.09	0.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Sum	99.99	100.01	100.01	99.98	100.0	99.98	100.0	99.98	100.0	100.02	100.0	100.0	100.0
LOI	0.40	0.60	1.00	0.80	0.60	0.50	0.90	0.4	0.80	0.70	0.50	1.50	0.90
Ni(ppm)	20	20	75	20	20	20	20	47	20	20	20	20	20
Sc	7	7	19	12	5	5	14	15	8	9	9	11	16
Ba	558	545	347	670	543	560	427	474	299	318	502	507	261
Be	3	3	7	2	1	1	1	4	2	2	2	1	2
Co	7.0	6.6	17.4	3.0	5.4	7.3	11.4	15.8	3.0	3.9	6.6	11.2	12.2
Cs	4.8	4.2	6.0	2.3	2.9	3.5	2.3	5.1	2.8	3.1	3.6	5.1	0.2
Ga	15.0	11.8	22.5	12.4	13.8	14.8	17.2	16.4	12.5	13.0	13.5	14.4	16.5
Hf	5.4	4.7	2.7	4.4	4.8	3.9	5.9	4.8	4.0	4.3	3.8	4.8	3.9
Nb	10.3	8.9	13.1	9.5	14.1	14.1	9.8	12.1	8.6	9.4	9.4	13.2	3.8
Rb	128.2	118.7	69.1	123.1	113.1	115.5	106.0	109.5	115.5	141.0	125.7	104.6	71.7
Sn	2	2	4	2	2	3	2	3	1	2	2	2	2
Sr	223.5	192.3	451.0	195.3	301.2	308.6	324.7	329.2	226.3	216.3	257.5	269.8	391.7
Ta	1.1	0.8	0.3	0.7	1.1	1.4	0.9	1.0	0.9	1.1	1.1	1.4	0.6
Th	15.6	17.0	13.8	8.6	11.5	13.0	10.2	12.6	10.6	9.6	10.3	14.3	8.5
U	3.4	4.3	3.9	2.0	2.5	3.3	2.3	2.9	2.8	2.6	2.3	2.0	1.4
V	55	43	113	20	29	33	31	92	39	46	53	70	151
W	0.5	1.2	1.9	1.2	1.4	1.4	0.5	0.8	0.9	1.1	1.9	3.2	1.4
Zr	170.2	194.8	95.2	147.1	154.2	143.5	151.2	116.7	186.0	163.6	174.8	184.6	126.1
Y	23.1	21.2	17.5	20.8	22.5	23.4	22.2	27.9	25.4	24.3	20.1	19.9	17.8
La	37.3	34.7	24.0	28.1	28.0	32.1	33.7	35.8	24.2	24.6	26.3	28.1	20.1
Ce	53.0	62.0	38.9	45.9	51.6	56.9	59.0	63.7	69.4	61.2	67.0	52.9	42.9
Pr	8.30	8.05	9.67	4.17	5.18	5.84	8.21	8.23	5.76	6.52	6.67	5.78	5.02
Nd	27.5	28.7	33.6	12.5	14.8	17.3	20.5	28.2	18.3	21.1	22.7	20.7	19.5
Sm	4.65	4.39	6.59	2.59	3.14	3.47	4.25	5.06	3.92	4.32	3.81	4.24	4.31
Eu	0.81	0.85	1.33	0.59	0.70	0.78	0.82	1.31	0.64	0.91	0.87	0.93	1.19
Gd	4.35	3.96	6.23	2.06	2.51	2.92	3.97	5.67	2.45	3.14	3.41	3.92	3.84
Tb	0.67	0.63	0.93	0.36	0.44	0.49	0.91	0.93	0.82	0.74	0.58	0.67	0.57
Dy	3.62	3.60	4.91	1.73	2.24	2.72	3.90	4.81	4.02	4.16	3.47	3.93	3.18
Ho	0.83	0.73	1.03	0.41	0.50	0.52	0.92	1.11	0.92	0.91	0.71	0.79	0.62
Er	2.57	2.56	2.91	1.08	1.26	1.59	2.99	3.19	2.90	2.55	2.17	2.44	1.81
Tm	0.42	0.36	0.42	0.20	0.21	0.24	0.35	0.46	0.43	0.35	0.38	0.36	0.27
Yb	2.63	2.55	2.54	2.09	1.49	1.40	2.03	2.75	2.67	2.41	2.22	2.48	1.89
Lu	0.38	0.44	0.43	0.21	0.21	0.26	0.45	0.42	0.41	0.40	0.34	0.36	0.29
Mo	0.8	1.0	0.6	0.6	1.3	2.1	1.8	1.8	1.3	1.1	0.8	0.7	0.8
Cu	7.4	8.1	15.2	7.6	6.8	10.7	8.5	3.9	19.8	27.5	25.7	40.0	15.5
Pb	5.1	5.0	4.0	9.4	8.6	9.2	4.1	3.9	3.1	3.8	3.6	10	10.1
Zn	29	29	24	26	25	22	48	83	14	22	32	42	9
Ni	4.2	4.5	67.0	5.0	11.3	13.4	17.6	27.0	7	9	6	13	14
As	0.5	0.5	0.5	0.5	1.8	2.0	1.9	2.6	0.8	1.1	1.1	2.2	0.5
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au	3.2	0.7	2.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.50	0.50	0.50	0.50	2.60
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.3	0.3	0.7	0.1	0.1	0.2	0.4	0.6	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

جدول ۵-۳- نتایج آنالیز شیمیایی توده‌های نفوذی جنوب‌غرب و غرب یزد با روش XRF

Sample Area	Aminabad				Erjenan				Kafiabad	Aliabad		Aderbolndan
Sample No.	AM.29	AM.24	AM.3	AM.12	Ej.5	EJ.59	EJ.53	EJ.26	KF.6.8	AL.61	AL.35	AD.25
Rock Type	Gr	Gr	Gr	Grd	Gr	And	And D	And	Gr	AFCr	Q di	Gr
SiO <sub>2</sub> (Wt %)	71.29	69.65	68.59	65.87	66.21	57.92	57.31	55.66	69.51	74.47	62.18	64.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.69	14.24	14.96	15.52	15.18	16.89	16.38	17.12	13.95	13.42	15.78	15.97
FeO	1.52	1.75	1.46	2.39	2.68	4.05	4.81	4.47	1.25	0.72	1.2	1.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	1.30	1.08	1.77	1.98	3.00	2.34	2.57	1.85	1.19	2.6	3.54
FeOt	2.64	3.05	2.54	4.16	4.66	7.05	5.15	7.04	3.10	1.89	3.9	5.26
MgO	1.23	0.42	1.39	2.24	2.09	4.91	5.76	4.41	1.30	0.35	2.46	2.01
CaO	2.53	2.06	2.02	3.29	3.25	5.31	5.99	7.91	2.85	2.34	6.41	3.75
Na <sub>2</sub> O	4.47	3.67	3.83	3.36	3.41	3.36	1.86	2.19	3.62	3.40	3.65	3.49
K <sub>2</sub> O	3.73	3.22	4.64	3.24	3.57	2.49	2.62	2.48	3.87	2.28	2.13	3.12
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.09	0.42	0.59	0.65	0.42	0.46	0.71	0.39	0.21	0.42	0.67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.20	0.09	0.09	0.09	0.26	0.25	0.30	0.11	0.13	0.21	0.16
MnO	0.04	0.02	0.03	0.40	0.05	0.20	0.30	0.32	0.06	0.01	0.08	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	99.45	96.62	98.51	98.76	99.16	98.53	97.73	96.01	98.66	99.02	97.22	98.62
LOI	0.55	3.38	1.49	1.24	0.84	1.47	2.30	3.90	1.34	1.50	2.78	1.38
Ba(ppm)	802	528	657	279	305	357	387	391	399	220	452	432
Hf	4.10	3.80	3.60	4.10	3.8	2.8	2.6	2.50	4.0	4.0	4.5	5.0
Nb	13.0	10.4	7.90	3.20	3.4	9	6	7.5	18.0	15.0	13	14.0
Rb	158.0	155.0	114.0	183.0	184.0	0.00	0.00	0.00	126.0	57.0	120	108.0
Sr	182.0	231.0	289.0	368.0	358.0	577	690	709	177.0	122.0	323	290.0
Ta	0.81	1.0	0.6	0.80	0.90	0.50	0.60	0.30	0.7	0.8	0.8	1.0
Th	12.0	10.60	9.90	13.23	8.7	11.0	12.0	8.20	18.0	15.0	14.6	13.7
Zr	127.0	138.0	165.0	136.0	121.0	107.6	118.0	115	137.0	104.0	146	158.0
Y	27.0	22.0	21.0	23.0	22.0	15.0	12.0	18.00	28.0	23.0	25	22.0
La	24.0	23.0	23.0	16.00	11.0	24.00	12.0	19.00	32.0	28.0	27	29.0
Ce	51.0	41.0	41.0	42.0	46.0	22.10	26.00	17.60	45.0	42.0	40	43.0
Nd	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	15.0	19.0	14.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sm	4.9	6.10	4.50	3.40	9.20	2.50	4.90	2.60	4.20	3.00	3.11	4.10
Eu	0.80	0.70	0.70	0.80	0.90	0.92	0.94	1.00	0.81	0.34	0.78	0.89
Tb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.75	0.81	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	2.10	3.20	2.90	1.90	2.60	1.30	2.91	1.26	2.75	2.98	11	2.26
Cu	14.9	5.5	9.2	8.2	5.9	9.1	4.5	9.30	6.2	120.0	11	33.0

#### ۵-۴-۱- رده‌بندی نورماتیو

این رده‌بندی بر اساس ترکیب کانی‌شناسی مجازی سنگ استوار است که از طریق محاسبات نورم از آنالیز شیمیایی سنگ تعیین می‌گردد.

از آنجایی که مبنای رده‌بندی نورماتیو اساساً بر مبنای شیمی سنگ استوار است، بنابراین سنگ‌های ریزدانه، درشت‌دانه و دگرگون شده، با ترکیب شیمیایی مشابه، ترکیب نورماتیو یکسانی نشان خواهند داد (رولینسون، ۱۹۹۳). با توجه به حضور کانی‌های آبداری نظیر هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه و مقایسه نتایج روش‌های مختلف محاسبه نورم در نرم‌افزار GCDKit 3.00 با شواهد

کانی‌شناسی نمونه‌ها در زیر میکروسکوپ و صحرایی، مقادیر کانی‌های نورماتیو نمونه‌های مورد مطالعه به‌روش مزونورم گرانیته<sup>۱</sup> انجام گرفته و در جدول ۴-۵ ارائه گردیده است.

این روش محاسبه<sup>۲</sup> نورم مخصوص سنگ‌های گرانیته است که توسط میلکه و وینکلر<sup>۳</sup> (۱۹۷۹) پیشنهاد شده و کانی‌های نورماتیو نزدیک به کانی‌های مودال سنگ شامل ارتوکلاز، آلبیت، آنورتیت، کوارتز، آپاتیت، مگنتیت، هماتیت، ایلمنیت، بیوتیت، آمفیبول، کلسیت و کربنوم را محاسبه می‌کند (آسیابانها، ۱۳۸۶).

برای طبقه‌بندی سنگ‌ها با توجه به نتایج آنالیز نورم، از نمودارهای اشتريکایزن و لومتر<sup>۴</sup> (۱۹۷۹) و اکانر<sup>۴</sup> (۱۹۶۵) استفاده شده است.

#### ۵-۴-۱-۱- نمودار نورماتیو اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)

اشتريکایزن و لومتر (۱۹۷۹)، یک نمودار رده‌بندی برای سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی بر اساس محاسبه<sup>۲</sup> ترکیبات نورم مولکولی ارائه نموده‌اند. در این نمودار محور عمودی بر مبنای مقدار کوارتز یا فلدسپاتوئید که نشان‌دهنده اشباع‌شدگی از سیلیس بوده و محور افقی نشان‌دهنده تغییرات ترکیب فلدسپار [ANOR=100×An/(An+Or)] می‌باشد.

در این رده‌بندی مقادیر نورماتیو کانی‌های کوارتز، آلبیت، ارتوز و آنورتیت بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی محاسبه شده و سپس پارامترهای Q' و ANOR بر پایه رابطه‌های زیر محاسبه می‌شود:

$$Q' = (Q/(Q+Or+Ab+An)) \times 100$$

$$ANOR = An/(Or+An) \times 100$$

در این نمودار سنگ‌های گرانیته منطقه در محدوده‌های آکالی فلدسپار، سینوگرانیته، مونزوگرانیته، گرانودیوریت، تونالیت، کوارتزسینیت، کوارتزمونزونیت و آنکلاوهای در محدوده کوارتزدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲).

---

1- Granite Mesonorm  
2- Mielke and Winkler  
3- Streckeisen and Le Maitre  
4- O' Connor

جدول ۵-۴- نتایج محاسبات نورماتیو نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

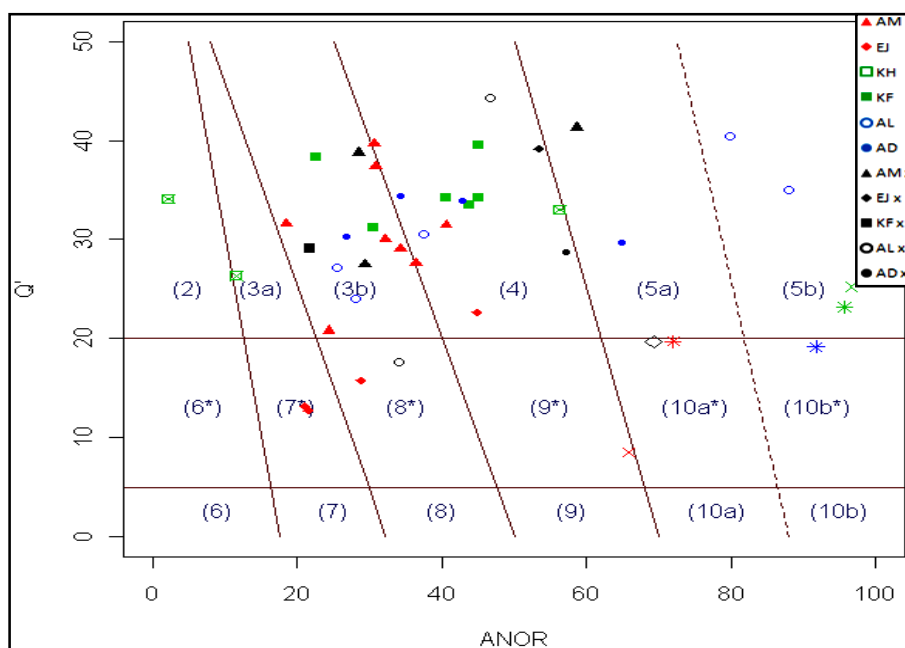
علائم کانی‌های نورماتیو بکاررفته در جدول عبارتند از:

Or= Orthoclase , Ab= Albite , An= Anorthite , Q= Quartz , Ap= Apatite , Ma= Magnetite , Il= Ilmenite , Bi= Biotite , Am= Amphibole , Co= Corundum

mple	Or	Ab	An	Q	Ap	Ma	Il	Bi	Am	Co	Rest	Sum
GH.AM.3	22.68	32.44	9.43	24.46	0.21	1.57	0.34	7.46	0.00	0.17	0.31	98.51
GH.AM.10	9.11	19.00	20.41	11.13	0.43	4.51	0.78	8.39	27.13	0.00	0.91	100.0
GH.AM.12	13.08	19.98	15.72	32.93	0.21	2.57	0.56	12.85	0.00	0.36	0.52	97.76
GH.AM.15	21.34	36.20	4.84	28.83	0.28	0.62	0.34	0.045	7.40	0.00	0.15	99.68
GH.AM.23	20.10	29.48	8.94	34.96	0.09	0.98	0.16	4.875	0.00	0.47	0.19	99.89
GH.AM.24	22.39	22.61	8.90	34.10	0.47	1.89	0.09	4.32	0.00	0.01	0.17	96.62
GH.AM.29	30.96	37.86	5.00	20.26	0.18	1.62	0.37	11.46	26.39	0.00	0.10	99.11
GH.AM.31	20.29	39.13	6.52	17.29	0.40	1.22	0.57	0.95	13.92	0.00	0.34	99.98
GH.AM.35	18.75	33.39	10.75	23.96	0.33	1.42	0.57	6.13	4.98	0.00	0.36	99.94
GH.AM.36	18.44	34.51	9.60	25.57	0.28	1.37	0.45	6.53	3.51	0.00	0.34	99.95
GH.AM.37	16.40	33.27	11.18	27.95	0.30	1.39	0.45	9.26	0.16	0.00	0.38	100.0
GH.AM.38	18.54	34.02	8.80	26.28	0.28	1.39	0.43	5.31	5.26	0.00	0.33	100.0
GH.AM.44	19.65	25.63	8.68	35.45	0.28	1.86	0.40	7.68	0.00	0.63	0.29	99.98
GH.EJ.4	16.91	47.23	4.63	10.01	0.35	0.63	0.57	10.69	30.55	0.00	0.21	100.0
GH.EJ.5	13.54	20.41	16.53	31.81	0.21	2.87	0.62	12.00	0.00	0.65	0.49	98.16
GH.EJ.22	11.07	43.34	9.01	18.58	0.35	0.78	0.52	1.92	18.51	0.00	0.32	99.94
GH.EJ.24	12.58	48.00	5.09	12.30	0.38	0.70	0.56	7.48	28.14	0.00	0.29	99.98
G H.EJ.28	19.08	41.34	5.08	9.94	0.35	1.55	0.56	6.64	29.08	0.00	0.35	100.0
GH.KH.1.3	9.50	53.78	0.97	34.88	0.09	0.31	0.14	0.93	3.23	0.00	0.03	100.0
GH.KH.1.8	13.23	49.19	0.29	32.51	0.04	0.65	0.06	3.31	7.403	0.00	0.03	100.0
GH.KH.2.2	16.36	53.82	3.74	25.59	0.07	1.05	0.10	9.95	16.97	0.00	0.03	100.3
GH.KH.3.1	7.48	47.91	9.63	32.11	0.11	0.42	0.18	2.12	0.00	0.09	0.08	100.0
GH.KH.3.2	8.52	61.03	1.11	25.23	0.07	0.39	0.51	2.37	0.89	0.00	0.12	100.0
GH.KH.3.7	16.67	56.04	6.90	26.67	0.02	0.73	0.06	11.69	18.51	0.00	0.06	100.1
GH.KH.4.1	11.94	59.97	5.93	28.96	0.23	0.30	0.18	5.64	9.97	0.00	0.01	100.0
GH.KF.6.6	23.29	26.04	6.80	34.87	0.26	1.50	0.31	7.34	0.47	0.00	0.31	100.6
GH.KF.6.8	23.97	30.66	6.66	25.13	0.02	2.68	0.37	1.80	11.12	0.00	0.16	98.67
GH.KF.6.10	5.93	20.92	23.23	11.08	0.35	4.95	0.80	12.32	21.35	0.00	0.95	100.0
GH.KF.6.11	13.13	28.50	10.73	34.29	0.33	2.46	0.44	5.02	5.74	0.00	0.32	100.3
GH.KF.7.1	21.37	40.35	3.13	24.32	0.30	0.89	0.39	8.43	23.75	0.00	0.17	99.66
GH.KF.7.3	17.62	28.17	12.03	30.06	0.26	1.73	0.41	7.47	2.56	0.00	0.35	99.98
GH.KF.7.15	16.73	28.94	13.03	29.58	0.26	1.72	0.41	7.99	1.68	0.00	0.35	100.0
GH.KF.7.26	16.13	28.61	13.20	30.21	0.26	1.76	0.42	8.72	1.03	0.00	0.36	99.99
GH.KF.7.40	16.28	35.02	7.15	26.47	0.28	0.82	0.38	4.09	17.50	0.00	0.21	99.63
GH.AL.33	22.54	33.87	8.79	20.55	0.30	1.39	0.45	0.15	12.18	0.00	0.27	99.97
GH.AL.34	18.24	32.69	10.92	27.18	0.30	1.41	0.42	7.32	1.84	0.00	0.34	100.0
GH.AL.35	19.95	30.91	10.28	13.09	0.50	3.77	0.40	10.95	29.33	0.00	0.16	97.14
GH.AL.41	4.48	27.77	13.70	31.56	0.54	3.05	0.72	18.76	0.00	0.12	0.76	99.96
GH.AL.49	2.34	33.05	16.91	28.24	0.42	3.52	0.62	15.75	0.00	0.12	0.63	100.3
GH.AL.57	19.24	38.06	6.59	23.87	0.23	2.70	0.35	3.69	6.53	0.00	0.29	100.9
GH.AL.61	12.29	28.79	11.75	41.30	0.30	1.72	0.20	1.81	0.00	0.40	0.08	98.52
GH.AD.2	9.84	29.64	18.20	24.34	0.40	2.45	0.58	14.77	0.32	0.00	0.60	99.99
GH.AD.3	5.32	39.63	12.14	10.23	0.31	2.88	0.56	3.78	25.91	0.00	0.70	100.0
GH.AD.5	16.10	28.99	12.06	29.27	0.26	1.71	0.39	9.05	2.92	0.00	0.43	100.3
GH.AD.9	14.59	34.88	7.62	29.97	0.19	2.26	0.26	10.63	0.71	0.00	0.45	100.6
GH.AD.12	21.58	31.63	7.92	26.64	0.23	1.16	0.33	5.42	5.42	0.00	0.33	100.0
GH.AD.25	13.17	29.56	17.55	24.28	0.38	5.13	0.64	7.85	0.00	0.40	0.35	98.62
GHEJ.33	16.71	41.68	3.33	25.41	0.26	2.38	0.34	4.28	14.32	0.00	0.13	100.0
GHEJ.47	23.38	42.96	1.07	18.71	0.24	2.19	0.38	11.70	24.94	0.00	0.04	100.0
GHEJ.40	12.95	29.44	14.84	2.36	0.43	4.55	0.87	0.18	35.08	0.00	0.75	99.98
GHEJ.53	0.00	15.75	24.24	22.50	0.35	3.39	0.44	10.53	6.18	0.78	1.08	83.15
GHEJ.59	1.89	28.45	21.95	16.80	0.38	4.35	0.40	20.07	5.14	0.00	0.94	98.53
GHEJ.26	9.71	18.55	21.83	12.28	0.71	3.73	0.67	7.44	24.05	0.00	0.81	98.16

#### ۵-۴-۱-۲- نمودار نورماتیو اکانر (۱۹۶۵)

رده‌بندی اکانر در سال ۱۹۶۵ برای نامگذاری سنگ‌های آذرین درونی که بیش از ۱۰ درصد کوارتز نورماتیو دارند، پیشنهاد شده، که در این رده‌بندی سنگ‌های گرانیتیوئیدی براساس مقادیر سه کانی ارتوز، آلبیت و آنورتیت (نمودار مثلثی Ab-An-Or) به پنج گروه مجزا تقسیم می‌شوند. سنگ‌های منطقه در این نمودار در محدوده‌های ترونجمیت، گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزومونزونیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۳).



شکل ۵-۲- جایگاه توده‌های گرانیتیوئیدی غرب یزد در نمودار Q'-ANOR بر اساس فراوانی کانی‌های نورماتیو (اشتریکایزن و لومتر، ۱۹۷۹).

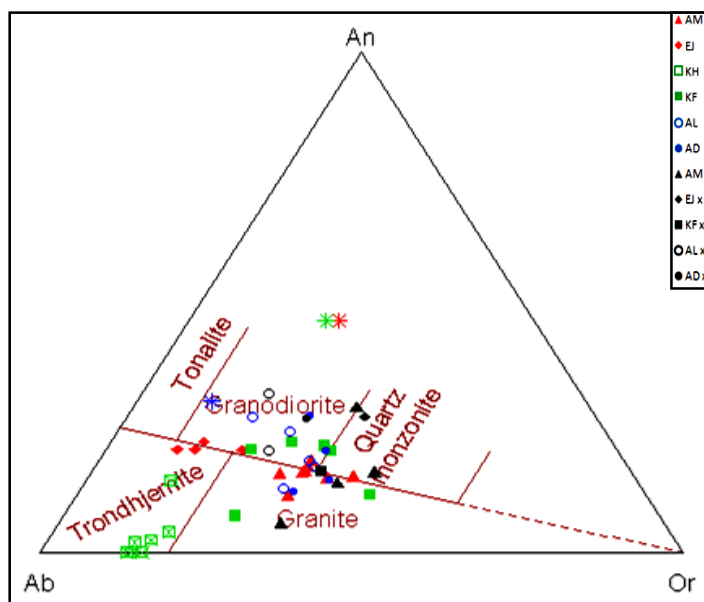
نام محدوده‌های سنگی با توجه شماره‌های بکار رفته در شکل عبارتند از:

- 2=Alkali feldspar granite 3a=Syenogranite 3b=Monzogranite 4= Granodiorite  
 5= Tonalite 6\*=Quartzalkali feldspar syenite 7\*= Quartz syenite 8\*= Quartzmonzonite  
 9\*= Quartz monzodiorite /monzogabbro 10\*= Quartz diorite/ gabbro

#### ۵-۴-۲- رده بندی شیمیایی

رده‌بندی نورماتیو، بر اساس ترکیب کانی‌شناسی مجازی سنگ است و معمولاً ترکیب محاسبه شده

به روش نورم با ترکیب واقعی سنگ تفاوت‌هایی نشان می‌دهند؛ بنابراین نمودارهای رده‌بندی بر اساس ترکیب نورماتیو با رده‌بندی مدل که بر اساس درصد حجمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ در زیر میکروسکوپ است تفاوت‌هایی نشان می‌دهد، بنابراین رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین می‌تواند درستی نامگذاری بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و نورماتیو را بررسی نموده، لذا در ادامه به بررسی رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه پرداخته شده است.



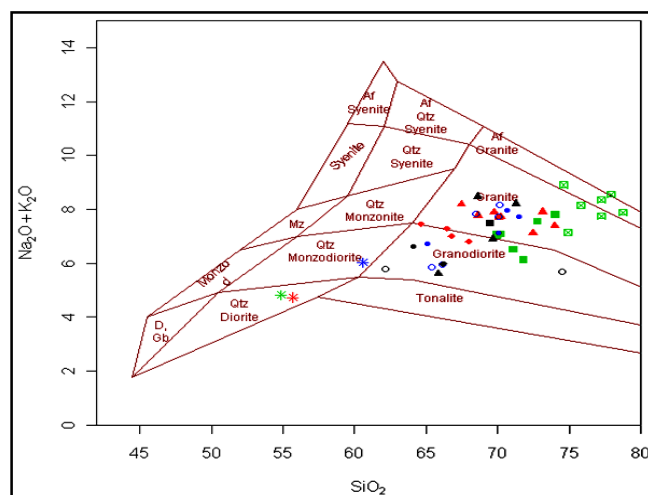
شکل ۵-۳- جایگاه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار مثلثی Ab-An-Or بر اساس فراوانی کانی‌های نورماتیو (اکانر، ۱۹۶۵)

در پترولوژی آذرین، داده‌های حاصل از آنالیز شیمیایی و به خصوص عناصر اصلی، به‌طور گسترده جهت طبقه‌بندی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد استفاده قرار می‌گیرد و در آنها از دو یا چند اکسید اصلی که در طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین اهمیت ویژه‌ای دارند، استفاده می‌شود. در رده‌بندی دیگر نظیر دولاروش و همکاران (۱۹۹۰) با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی سنگ، میزان میلی‌کاتیون عناصر خاص را محاسبه کرده و در رده‌بندی‌های سنگ‌های آذرین به کار می‌برند. از ویژگی یک رده‌بندی شیمیایی ایده‌آل، کاربرد آسان و گسترده آن و مطابقت این رده‌بندی با رده‌بندی و شواهد پتروگرافی و صحرایی می‌باشد. برای رده‌بندی سنگ‌ها با توجه به نتایج آنالیز

شیمیایی، از نمودارهای میدلموست<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۴)، کاکس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۹) و رده‌بندی دولاروش<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۰) استفاده شده است.

#### ۵-۴-۲-۱- رده‌بندی میدلموست و همکاران (۱۹۹۴)

این نمودار بر پایه مقدار درصد وزنی مجموع  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  می‌باشد. با توجه به نمودار میدلموست و همکاران (۱۹۹۴) نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آلكالی-فلدسپارگرانیت، گرانیت و آنکلاوهای موجود در این سنگ‌ها در محدوده کوارتزدیوریت و کوارتزمونزدیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۴).



شکل ۵-۴- جایگاه نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار میدلموست و همکاران (۱۹۹۴).

#### ۵-۴-۲-۲- رده‌بندی کاکس و همکاران (۱۹۷۹)

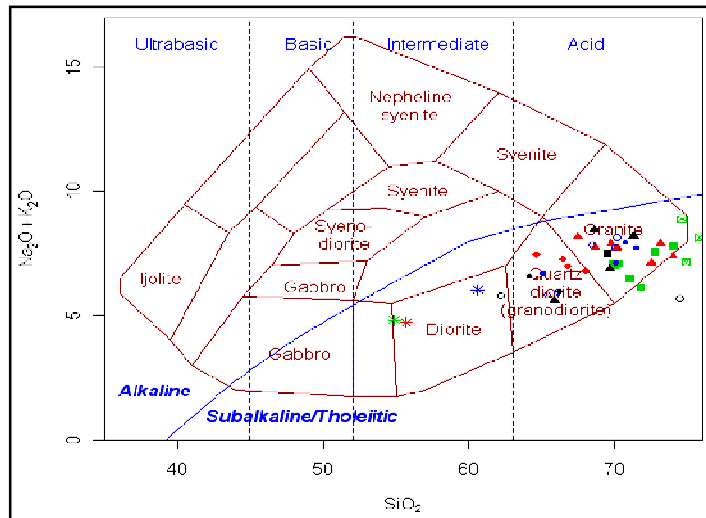
این نمودار بر پایه مقدار درصد وزنی مجموع  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  ترسیم شده است. وجود خط جدا کننده محدوده سری‌های آلكالی از ساب آلكالی و گروه‌های سنگی اولترابازیک، بازیک، حدواسط و اسیدی بر پایه مقدار  $\text{SiO}_2$  از ویژگی‌های این نمودار است.

با توجه به نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹)، سنگ‌های مورد مطالعه ترکیب سنگ‌شناسی گرانیت

- 1- Middlemost
- 2- Cox
- 3- De La Roche



کوآرتز دیوریت (گرانودیوریت) و دیوریت دارند و در محدوده سری‌های ماگمایی ساب‌آلکالی و گروه‌های سنگی حدواسط تا اسیدی قرار می‌گیرند (شکل ۵-۵).



شکل ۵-۵- جایگاه نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار کاکس و همکاران (۱۹۷۹).

### ۵-۴-۲-۳- رده بندی دولاروش و همکاران (۱۹۹۰)

این رده بندی بر پایه میلی کاتیون پیشنهاد شده و بر اساس دو پارامتر  $R_1$  و  $R_2$  زیر می‌باشد:

$$R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti) \quad Fe = Fe_{total}$$

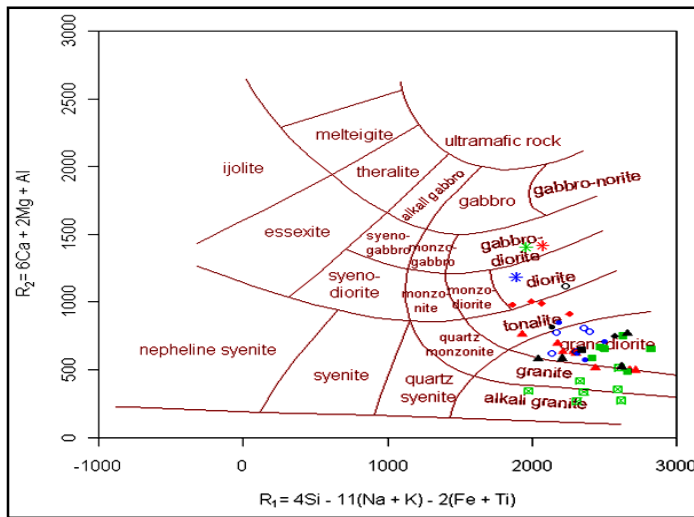
$$R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$$

در این نمودار شیمی تمام عناصر اصلی سنگ به استثنای اکسیژن استفاده شده و برای تمام سنگ‌های آذرین کاربرد دارد. در این نمودار سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده آلکالی گرانیت، گرانیت، گرانودیوریت و تونالیت و آنکلاوها در محدوده دیوریت و گابرو دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-۶).

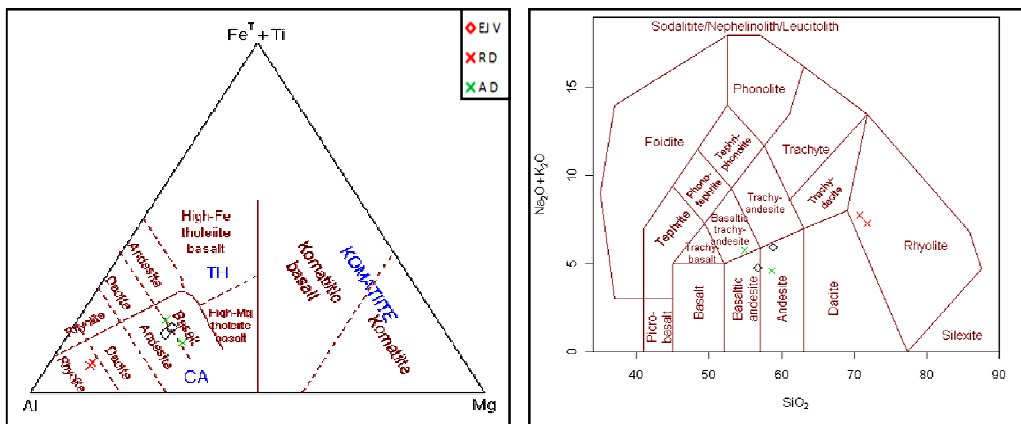
### ۵-۴-۳- رده بندی دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی

بر اساس نمودارهای مختلف نورماتیو و شیمیایی دایک‌های اسیدی منطقه در محدوده ریولیت، دایک‌های بازیک در محدوده آندزیت و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه در محدوده آندزیت قرار

می‌گیرند (شکل ۵-۷ و ۸).



شکل ۵-۶- جایگاه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودار دو متغیره دو لاروش و همکاران (۱۹۹۰) بر اساس فراوانی کاتیون‌ها



شکل ۵-۸- موقعیت نمونه‌های دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار کاتیونی جنسن<sup>۱</sup> (۱۹۷۶).

شکل ۵-۷- جایگاه نمونه‌های دایک‌ها و سنگ‌های آتشفشانی منطقه در نمودار میدلموست و همکاران (۱۹۹۴).

## ۵-۵- نمودارهای تغییرات ترکیبی عناصر

نمودار تغییرات ترکیبی عناصر، ابزار مناسبی برای نمایش حجم زیادی از نتایج آنالیز شیمیایی و تعیین ارتباط ژنتیکی بین سنگ‌های مختلف یک منطقه می‌باشد و می‌توان روند تحول ماگما را از

1- Jensen

هنگام تشکیل تا زمان جایگزینی بررسی کرد؛ در واقع نمودارهای تغییرات نمایش ساده‌ای از تفریق شیمیایی است و بخشی از فرآیندهای جدایش بلور-مذاب، ذوب بخشی، تبلور تفریقی، اختلاط ماگمایی یا آلیش و هضم پوسته‌ای را نشان می‌دهند.

به‌طور کلی برای سنگ‌های آذرین هم منشاء، جفت اکسیدها دارای روندهای مثبت یا منفی می‌باشند و خمیدگی در روندها به‌صورت شروع تبلور یک کانی جدید یا گروهی از کانی‌ها تفسیر می‌شود. اهمیت این خمیدگی‌ها، مربوط به موقعیت نسبی آن، در نمودار است. همچنین از الگوی پراکندگی نقاط بر روی این نمودارها، جهت تعیین وابستگی یا عدم وابستگی سنگ‌ها به یکدیگر و منشأ آنها استفاده می‌شود. در یک سری ماگمایی شامل سنگ‌های اسیدی، حدواسط و بازیک، ارتباط و پیوستگی نمونه‌ها می‌تواند نشان‌دهنده منشأ یکسان آنها باشد.

در تفسیر روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات، باید دقت لازم را داشت، زیرا در اثر عملکرد فرآیندهای متفاوت، روندهای مشابهی مشاهده می‌شود (ویلسون، ۱۹۸۹).

### ۵-۵-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی

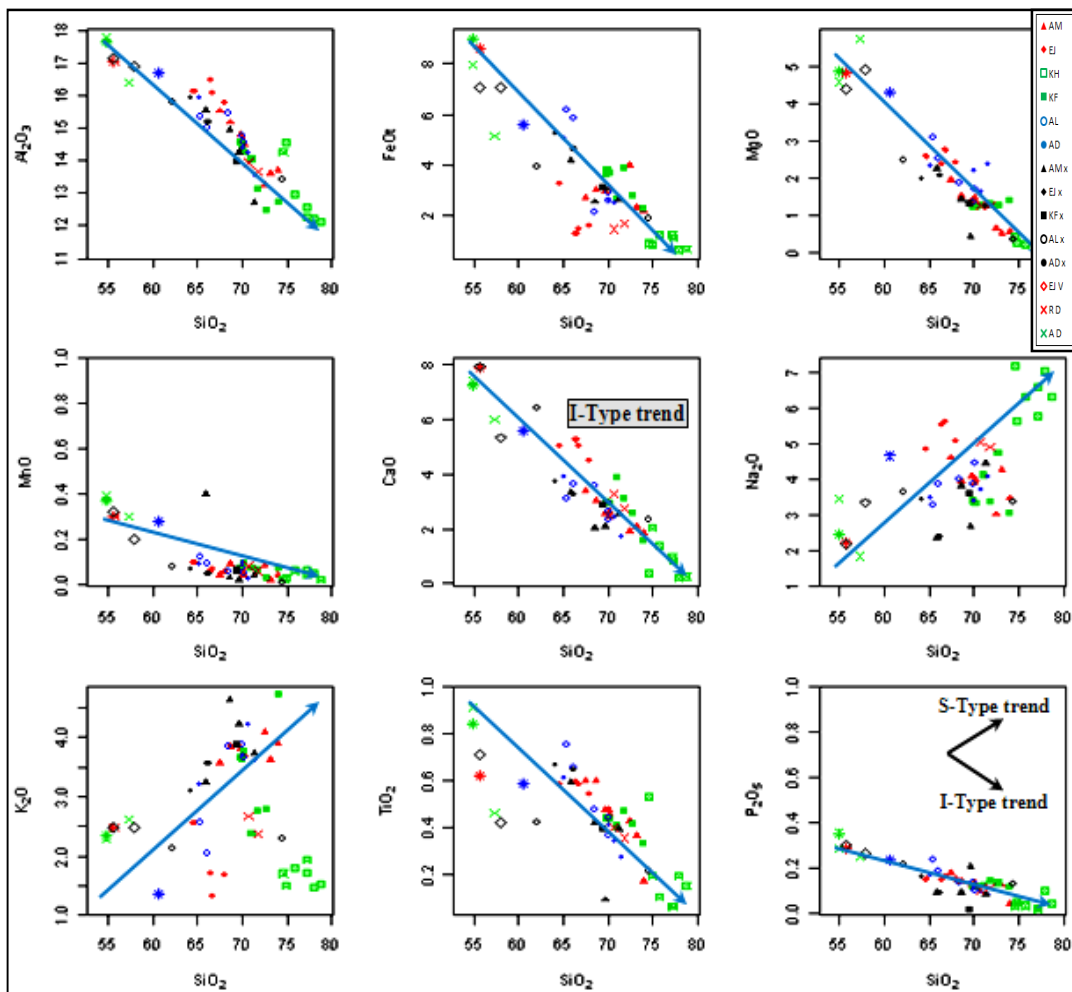
#### ۵-۵-۱-۱- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سلیس (هارکر)

در نمودارهای دو متغیره هارکر<sup>۱</sup> (۱۹۰۹)، درصد وزنی اکسیدهای اصلی در مقابل درصد وزنی  $\text{SiO}_2$  (به عنوان شاخص تفریق) رسم می‌شود و این نمودارها معمولاً معرف روند شیمیایی در انجماد ماگما است که به نوبه خود می‌توان اطلاعات با ارزشی در مورد تحولات ماگمایی منطقه به دست آورد.

به منظور بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودار هارکر استفاده شده است. تغییرات عناصر اصلی و در مقابل افزایش  $\text{SiO}_2$ ، حاکی از روند منفی و کاهش مقادیر  $\text{CaO}$ ،  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  و روند مثبت و افزایشی مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  می‌باشد؛ این تغییر روندها در عناصر اصلی با پیشرفت فرآیند تفریق بلوری ماگمایی امری عادی است و می‌تواند به خاطر تبلور کانی‌های پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر، فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول)، مگنتیت و اسفن در مراحل

1- Harker

اولیه تفریق باشد و در مراحل نهایی تبلور میزان  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در مذاب بیشتر شده و در نهایت باعث تشکیل فلدسپارهای پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیکتر (اسیدی تر) می‌شود. البته پراکندگی زیاد  $\text{K}_2\text{O}$  در این نمونه‌ها احتمالاً مربوط به دگرسانی پتاسیک در مراحل بعدی تبلور می‌باشد (شکل ۵-۹).



شکل ۵-۹- روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $\text{SiO}_2$  در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (هارکر، ۱۹۰۹)

روند پیوستگی بین نمونه‌ها و خطی، مبین وجود خویشاوندی و احتمالاً منشأ یکسان توده‌های یزد می‌باشد (شکل ۵-۹). به نظر می‌رسد ترکیبات حدواسط و اسیدی از تبلور تفریقی و تحول ماگماهای مافیک تر با ترکیب بازالتی حاصل شده باشند، لذا ماگمای مادر بازالتی در اثر جایگزینی در پوسته و ذوب بخشی پوسته، از پتاسیم، سدیم، آب و ... غنی شده باشد و به یک ماگمای آندزیتی غنی از

پتاسیم تحول پیدا کرده و تشکیل سنگ‌های آندزیتی منطقه ارجنان را داده است و بالاخره تفریق چنین ماگمایی می‌تواند سنگ‌های اسیدی منطقه (توده‌های گرانیتوئیدی) را به وجود آورده باشد. روند غیرخطی و پراکندگی برخی از نمونه‌های آنالیز شده، نشان‌دهنده آن است که ماگما در زمان انجماد دستخوش تحول غیرعادی شده است و این ممکن است به دلیل دگرسانی نمونه و یا آغشتگی با سنگ دیواره و پدیده هضم و همچنین جدایش یا انباشتگی شدید بلورها باشد و یا حتی در نتیجه ذوب بخشی و اختلاط ماگمایی باشد، که ماگما در هنگام بالا آمدن متحمل شده است. روند نزولی و منفی  $P_2O_5$  در مقابل سیلیس نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از مشخصات گرانیت‌های نوع I می‌باشد. فسفر (P) در گرانیت‌های نوع I به دلیل تبلور تفریقی آپاتیت یک عنصر سازگار است و در گرانیت‌های نوع S به دلیل عدم تبلور این کانی به‌عنوان یک عنصر ناسازگار عمل نموده و همواره غلظت آن در مذاب طی تفریق افزایش می‌یابد (چاپل و وایت، ۲۰۰۱).

#### ۵-۵-۱-۲- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق

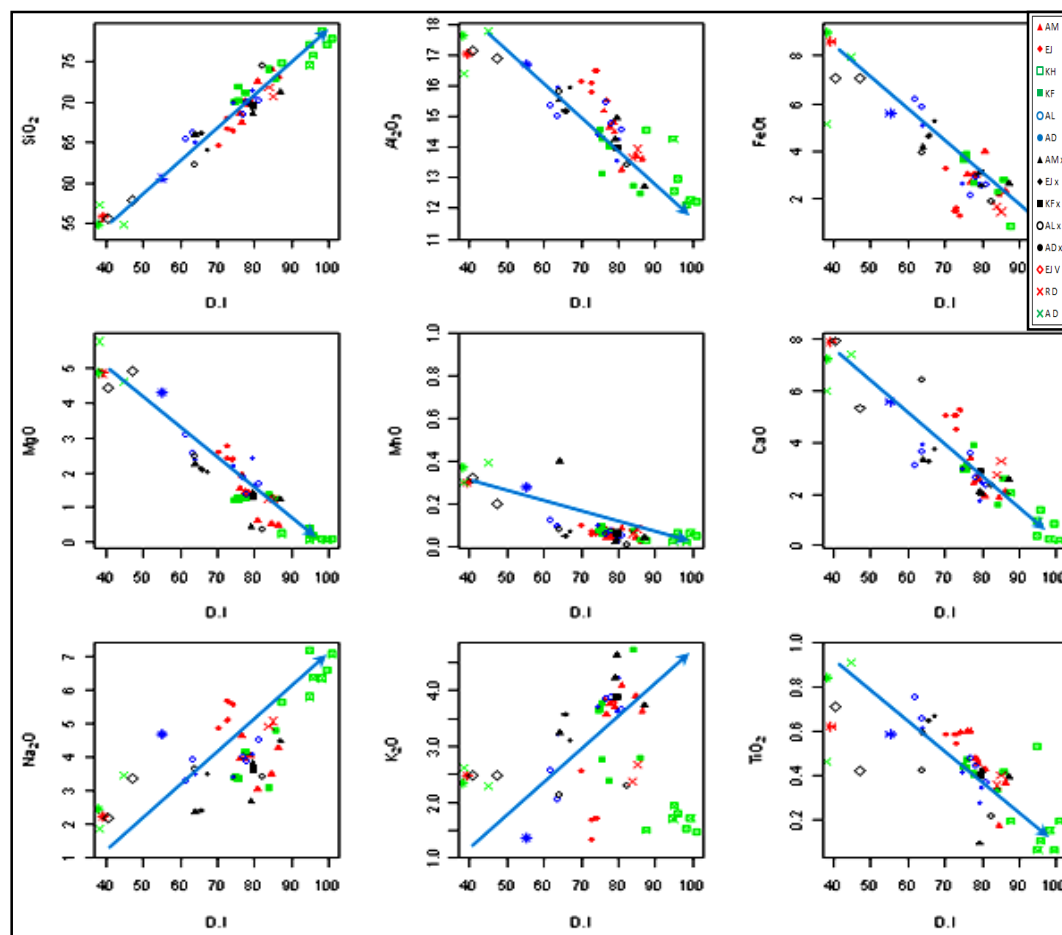
ضریب تفریق (D.I)<sup>۱</sup> بر این عقیده ساده پتروژنتیک استوار است که در طول فرآیند تبلور ماگما، سیستم مایع باقیمانده از کانی‌هایی غنی خواهد شد که در درجه حرارت‌های پایین‌تر شروع به تبلور خواهند نمود؛ به عبارت دیگر، میزان این ضریب شاخصی از میزان تأثیر فرآیند تفریق بلورین بر ماگمای اولیه است که در نهایت موجب تحول ماگمای بازالتی می‌گردد. تغییرات  $SiO_2$  تنها نشان‌دهنده میزان سیلیس نمونه‌ها است در حالی که، ضریب تفریق اطلاعات بیشتری در مورد چگونگی تحولات ماگمایی ارائه می‌دهد.

ضریب تفریق، نخستین بار توسط تورنتن و تاتل<sup>۲</sup> (۱۹۶۰) پیشنهاد شد و بر اساس مجموع درصد کانی‌های روشن (کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، نفلین، لوسیت و کالسلیت) محاسبه شده از طریق نورم می‌باشد. با توجه به اینکه کانی‌های نفلین، لوسیت و کالسلیت برای تعیین ضریب تفریق نمونه‌های

---

1- Differentiation Index  
2- Thoronton and Tattle

تحت اشباع قابل استفاده هستند، لذا ضریب تفریق سنگ‌های اشباع از سیلیس بر اساس مجموع درصد نورماتیو کانی‌های کوارتز، آل‌بیت و ارتوکلاز محاسبه می‌گردد. برای بررسی روند تغییر و تحول ماگما توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در جریان فرآیند تفریق، از نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی در مقابل ضریب تفریق استفاده شده است (شکل ۵-۱۰).



شکل ۵-۱۰- روند تغییرات عناصر اصلی در مقابل D.I. در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد (تورنتن و تاتل، ۱۹۶۰)

به‌طور کلی در این نمودارها با افزایش ضریب تفریق، مقادیر  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  روند صعودی و مقادیر  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}_T$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{TiO}_2$  روند نزولی را نشان می‌دهند که بیانگر تبلور تفریقی کانی‌های پلاژیوکلازها و فرومنیزین از ماگمای اولیه است و با پیشرفت فرآیند تفریق، ترکیب مایع باقیمانده، سیلیسی‌تر و فلسیک‌تر شده و منجر به مصرف اکسیدهای  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  در ماگمای

تفریق یافته‌تر در ساختمان آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز سدیک شده است که با روند صعودی این اکسیدها در مقابل سلیس همخوانی دارد. همان‌طور که قبلاً ذکر شد روندهای غیر خطی و پراکنده نمونه‌ها در نمودار  $K_2O$  در مقابل D.I، ناشی از حساسیت این عناصر نسبت به دگرسانی و تحرک و جابجایی آنها می‌باشد.

روند نزولی  $CaO$  در مقابل D.I نشان می‌دهد که در مراحل اولیه تبلور، کلسیم در ساختمان پلاژیوکلاز کلسیم‌دار و پیروکسن مصرف شده و آهن و منیزیم در شبکه کانی‌های فرومنیزین نظیر الیوین و پیروکسن وارد می‌شوند، لذا با افزایش تفریق، مقادیر این اکسیدها در مایع باقیمانده کاهش می‌یابد.

روند نزولی  $MnO$  در مقابل D.I بیانگر جانشینی منگنز ( $Mn^{+2}$ ) به جای آهن دو ظرفیتی در شبکه کانی‌های آهن‌دار مانند الیوین، پیروکسن در مراحل اولیه تبلور ماگما است که سبب کاهش میزان  $MnO$  در مایع باقیمانده می‌گردد.

روند غیر خطی و پراکنده نمونه‌ها در نمودار تغییرات  $TiO_2$  در مقابل D.I را می‌توان به تبلور نسبت‌های متفاوتی از فازهای تیتان اوژیت، آمفیبول و اکسیدهای آهن - تیتان در مراحل مختلف نسبت داد.

به‌طور کلی روندهای مشاهده شده در نمودارهای  $SiO_2$  و ضریب تفریق مشابه است و نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های این منطقه از یک منبع ماگمایی مشترک و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگمایی است.

### ۵-۵-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب

عناصر کمیاب با غلظت کمتر از ۰/۱ درصد وزنی، گاهی خود کانی می‌سازند، اما اکثراً جایگزین عناصر اصلی می‌گردند و توانایی عناصر کمیاب برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناسی از عناصر اصلی بیشتر است؛ زیرا به‌دلیل تعداد زیاد این عناصر، خواص ژئوشیمیایی خاص هر عنصر، طیف وسیع

تغییر رفتار این عناصر با شرایط جدید ( برای مثال عمق، فشار، ذوب بخشی یا تبلور بخشی) و رفتار ساده‌تر این عناصر نسبت به عناصر اصلی، اطلاعاتی که در اختیار ما قرار می‌دهند، بسیار بیشتر از فراوانی آنها می‌باشد. بر اساس رفتار ژئوشیمیایی عناصر کمیاب در سیستم‌های ماگمایی، به عناصر سازگار و ناسازگار گروه‌بندی می‌شوند. عناصری که در هنگام ذوب تمایل به باقی ماندن در فاز جامد (کانی) دارند، عناصر سازگار و عناصری که تمایل به ورود در فاز مذاب دارند را ناسازگار می‌نامند (رولینسون، ۱۹۹۳).

### ۵-۲-۱- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس

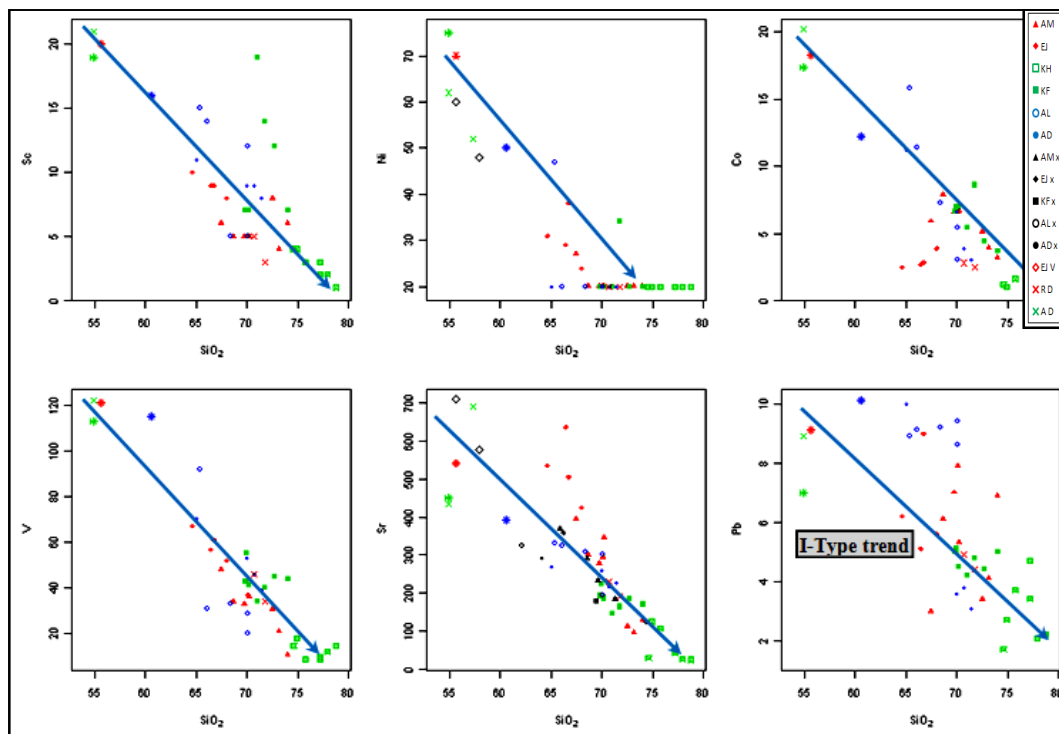
عناصر Sc، Ni، Co، V و Sr از جمله عناصر سه ظرفیتی (به استثناء Sr دو ظرفیتی) کمیاب سازگار هستند و رفتاری مشابه آهن، منیزیم و تیتانیم داشته و جانشین این عناصر در کانی‌های فرومنیزین و تیتانومگنتیت می‌شوند و در نتیجه در مقابل افزایش سیلیس روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۵-۱). در ادامه رفتار این عناصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

۱- اسکاندیم (Sc): دارای شعاع نزدیک به شعاع آهن فرو است و در کانی‌های فرومنیزین نظیر پیروکسن، بیوتیت و هورنبلند به صورت استتار جایگزین می‌شود. با افزایش مقدار سیلیس و پیشرفت روند تفریق، اسکاندیم وارد شبکه این کانی‌ها شده و مقدار آن با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد.

۲- نیکل (Ni): شعاع و بار نیکل مشابه منیزیم است و در کانی‌های منیزیم‌دار به صورت استتار جایگزین می‌شود و در مراحل اولیه تبلور و تفریق از سیستم مایع خارج شده و وارد فاز بلورین کانی‌های حرارت بالا نظیر اولیوین می‌شود و مقدار آن با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد.

۳- کبالت (Co): این عنصر شعاع یونی مشابه با آهن و منیزیم دارد و جانشین عناصر اصلی آهن و منیزیم در کانی‌های پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و مگنتیت می‌گردد. این عنصر در دایک‌های بازیک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و آنکلاوها منطقه بیشترین مقدار را نشان می‌دهد. مقدار نیکل با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد.





شکل ۵-۱۱- روند تغییرات عناصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

۴- وانادیم (V): شعاع یونی وانادیم از آهن فریک بیشتر بوده اما الکترونگاتیویته آن بسیار پایین‌تر می‌باشد و چون انرژی پایداری میدان تبلور آن در حرارت‌های بالا بیشتر است، این امر باعث جانشینی وانادیم در آهن فریک مگنتیت‌های زودرس می‌شود. به علت تفریق ماگمایی و کمبود کانی‌های فرومنیزین در گرانیت‌ها به‌ویژه آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد، کاهش وانادیم در این سنگ‌ها قابل توجه می‌باشد. مقدار وانادیم با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد.

۵- استرانسیم (Sr): این عنصر از فراوانترین عناصر کمیاب در پوسته زمین می‌باشد و از جمله عناصر کمیاب دو ظرفیتی سازگار هستند و به علت بار الکتریکی مشابه با کلسیم، جانشین کانی‌های کلسیم‌دار به‌ویژه پلاژیوکلازهای کلسیک می‌شود و در نتیجه با افزایش سیلیس، مقدار استرانسیم کاهش می‌یابد. در نمونه‌های آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد دارای کمترین مقدارهای استرانسیم تا حد ۱۰۰ ppm هستند، که با ماهیت پلاژیوکلازهای آلبیتی آنها سازگار دارد.

۶- سرب (Pb): از عناصر دو ظرفیتی است که مقدار آن با افزایش درصد سیلیس کاهش می‌یابد.

### ۵-۵-۲-۲- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار در مقابل سیلیس

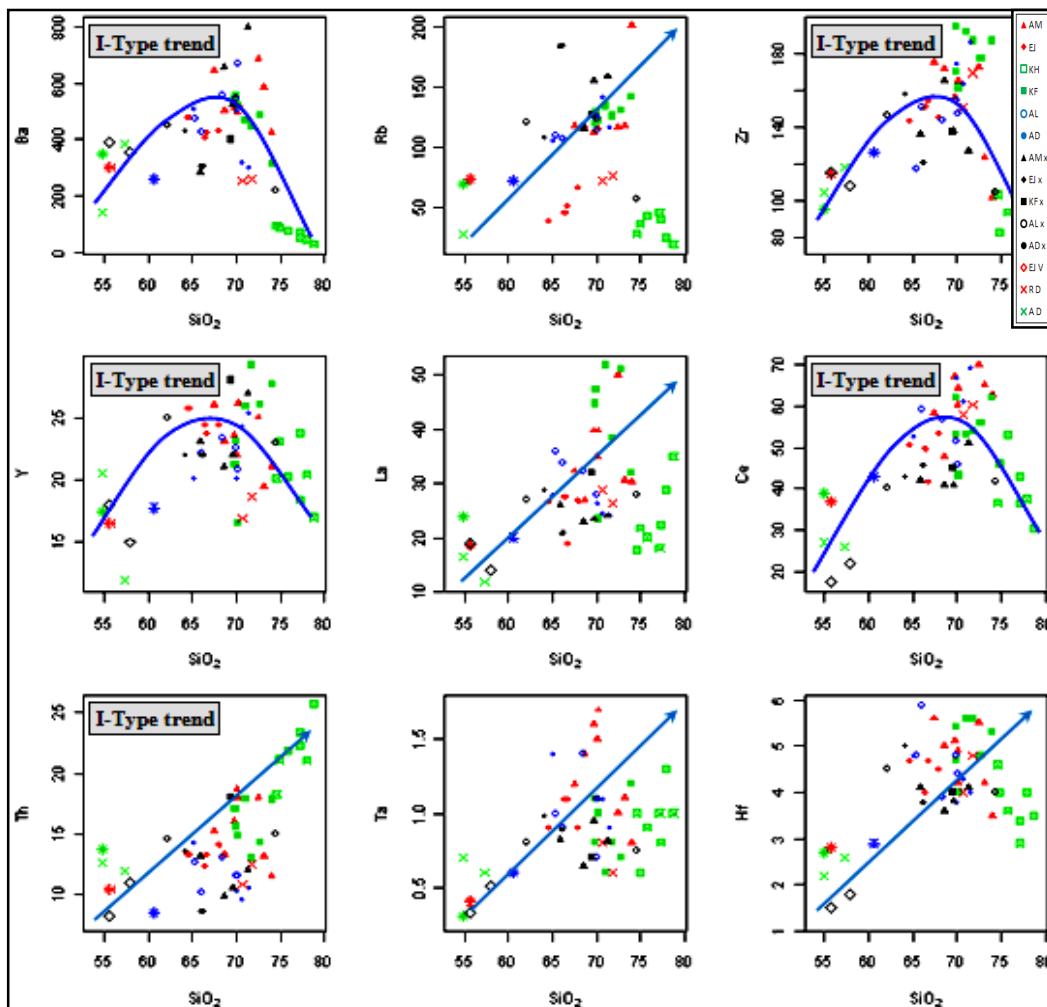
عناصر Rb, Ba, La و Zr، از جمله عناصر کمیاب ناسازگار هستند که روند مثبتی در مقابل افزایش سیلیس نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۲). در ادامه رفتار این عناصر کمیاب ناسازگار در مقابل سیلیس مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

۱- باریم (Ba): این عنصر از جمله عناصر به‌شدت ناسازگار دو ظرفیتی است که جانشین پتاسیم در شبکه کانی‌های نظیر ارتوز و بیوتیت می‌شوند و همچنین می‌تواند جانشین کلسیم در شبکه پلاژیوکلاز و هورنبلند نیز گردد؛ در نتیجه مقدار باریم با افزایش درصد سیلیس افزایش می‌یابد. مقدار باریم در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد بسیار کم است که به‌علت فراوانی کم کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و ارتوز و در نتیجه کاهش پتاسیم است و همچنین به‌علت حضور پلاژیوکلازهای سدیک (آلبیت) در این سنگ‌ها می‌باشد.

۲- روبیدیم (Rb): این عنصر از جمله عناصر به‌شدت ناسازگار یک ظرفیتی است که جانشین پتاسیم در شبکه کانی‌های نظیر ارتوز، بیوتیت و هورنبلند می‌شوند و مقدار این عنصر در گرانیت‌ها نیز مانند پتاسیم متغیر است و روندی مشابه‌ای با روند تغییرات  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  دارد. در نتیجه مقدار روبیدیم با افزایش درصد سیلیس افزایش می‌یابد. مقدار روبیدیم در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد بسیار کم است که به‌علت فراوانی کم کانی‌های بیوتیت، هورنبلند و ارتوز و در نتیجه کاهش پتاسیم می‌باشد.

۳- زیرکنیم (Zr): عنصر زیرکنیم از عناصر به‌شدت ناسازگار چهار ظرفیتی می‌باشد که دارای بار الکتریکی بالا و شعاع یونی نسبتاً بزرگی است که این عنصر را از سایر عناصر اصلی سنگ‌های آذرین جدا کرده و وارد کانی‌های سنگ‌ساز رایج نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی به فراوانی یافت می‌شود به همین دلیل میزان زیرکنیم با افزایش درصد سیلیس افزایش می‌یابد.

۴- ایتريم (Y): اين عنصر به‌عنوان يك عنصر ناسازگار خصوصيات ژئوشيميايي شبيه به عناصر كمياب خاكي سنگين (HREE) داشته و بر اين اساس اكثرأ در فازهاي گارنت، آمفيبول و به‌مقدار كم در پيروكسن‌ها شركت مي‌كند. كاني‌هاي فرعي نظير اسفن يا آپاتيت تأثير زيادي بر روي فراواني اين عنصر مي‌گذارند، زيرا به‌مقدار زيادي در اين كاني‌ها تمرکز مي‌يابد (ويلسون، ۲۰۰۷).



شکل ۵-۱۲- روند تغييرات عناصر كمياب ناسازگار در مقابل سيليس در توده‌هاي گرانيتويدی غرب يزد

۵- لانتانيم (La): لانتانيم از جمله عناصر كمياب خاكي سه ظرفيتی ناسازگار است مقدار آن با افزايش سيليس افزايش مي‌يابد.

۶- سریم (Ce): اين عنصر جزء عناصر نادر خاكي است كه داراي بار الكتريكي و شعاع يونی نسبتاً

زیاد است و بیشتر در عنصر Ca آپاتیت تمرکز می‌یابد. در نمودار Ce در مقابل  $\text{SiO}_2$  سنگ‌های منطقه دارای روند غیر خطی است که در ابتدا روند صعودی و سپس روند نزولی به نمایش می‌گذارد.

۷- توریم(Th): دارای شعاع یونی زیاد و ظرفیت بالایی است، لذا قادر نیست به مقدار زیاد وارد شبکه کانی‌های حرارت بالا شود. در ضمن نسبت به پلاژیوکلاز سازگار است به طوری که مقدار آن با افزایش سیلیس افزایش می‌یابد.

۸- تانتالیم(Ta): عنصری ناسازگار و کم تحرک است که از نظر شعاع، باریونی و رفتار ژئوشیمیایی مشابه نیوبیوم می‌باشد و با افزایش سیلیس و پیشرفت روند تبلور تفریقی، مقدار لانتانیم افزایش می‌یابد. به علت کم تحرکی و فراوانی لانتالیم در پوسته، میزان فراوانی در گرانیت‌ها احتمالاً ناشی از ذوب بخشی یا آلیس پوسته‌ای می‌باشد.

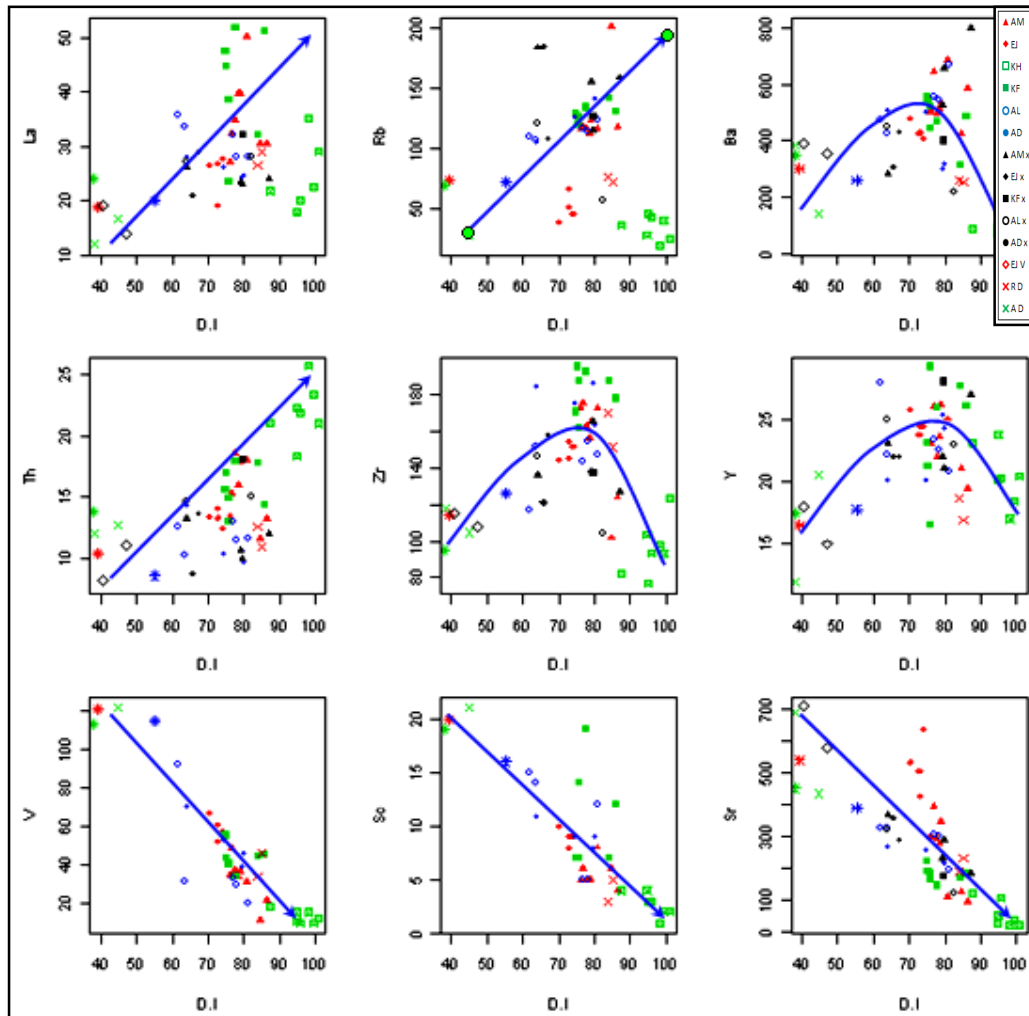
۹- هافنیم(Hf): بارالکتریکی و شعاع یونی آن تقریباً با Zr یکی است، لذا همیشه در Zr به صورت استتار شده می‌باشد. رفتاری مشابه با Zr داشته و مقدار آن با افزایش سیلیس افزایش می‌یابد. روند غیرخطی و پراکندگی عناصر Ni, Ba, Rb در مقابل سیلیس اولاً به دلیل تفاوت در مقدار درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند در نمونه‌های منطقه است. ثانیاً نشان‌دهنده این است که عوامل دیگری به جز تبلور تفریقی، مثل ذوب گوشته، ترکیب منشاء، تحرک عناصر و آلیس پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش دارد.

در نمودارهای تغییرات عناصر Y, Ba, Zr, Ce در مقابل  $\text{Si}_2\text{O}$  که ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن و دمای بالای ماگمای اولیه) سپس با شروع تبلور تفریقی کاهش می‌یابد و روند غیرخطی و منحنی شکل (زنگولی مانند) را نشان می‌دهند که از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).

### ۵-۲-۳- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق

نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق نیز مانند نمودارهای بالا، روندهای خطی

و پیوستگی معناداری را نشان می‌دهد که این امر نشان‌دهنده ارتباط ژنتیکی این سنگ‌ها با یکدیگر می‌باشد (شکل ۵-۱۳).



شکل ۵-۱۳- روند تغییرات عناصر کمیاب در مقابل ضریب تفریق در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

عناصر کمیاب La, Rb, Ba و Th در فلدسپارها تمرکز پیدا می‌کنند و در مراحل پایانی تفریق ماگما بر مقدار آنها افزایش یافته و باعث تمرکز بالای این عناصر در ماگماهای تفریق یافته می‌شود. به‌طور کلی تمرکز عناصر ناسازگار در یک سنگ با میزان  $K_2O$  آن همبستگی مثبت نشان می‌دهد (کومار و راتنا، ۲۰۰۸).

عناصر کمیاب Sc، V و Y در کانی‌های مافیک مثل بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن تمرکز پیدا می‌کنند و با افزایش روند تفریق مقدار این کانی‌ها کاهش یافته و در نتیجه فراوانی این عناصر نیز کاهش می‌یابد.

تبلور کانی آمفیبول باعث تهی‌شدگی مایع باقی‌مانده ماگما از V می‌شود و پائین بودن مقدار V در گرانیت تفریق‌یافته منطقه (آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد) با کمبود کانی‌های فرومنیزین در آنها سازگار داشته و افزایش مقدار V در آنکلاوها و دایک‌های بازیگ منطقه با حضور مقادیر بالای هورنبلند سبز و مگنتیت مطابقت دارد (کلیسون و میروور<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴).

عصر Sr در ساختمان پلاژیوکلازها جانشین کلسیم شده و با پیشرفت تفریق و کاهش میزان پلاژیوکلازهای کلسیک و تبلور فلدسپارهای آلکان، مقدار استرانسیم کاهش می‌یابد؛ به عبارتی با افزایش ضریب تفریق، روند کاهشی نشان می‌دهد (شکل ۵-۱۳).

عصر Zr به دلیل بار الکتریکی بالا و شعاع نسبتاً بزرگ ( $0.79 \text{ \AA}$ ) وارد کانی‌های سنگ‌ساز نشده و در محصولات نهایی تفریق ماگمایی متمرکز می‌شود. به عبارتی با افزایش ضریب تفریق، روند افزایشی نشان می‌دهد.

### ۵-۳-۵- مقایسه فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی

فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی روندهای مشابه‌ای در نمودارهای هارکر ایجاد می‌نمایند. با توجه به اینکه غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی بسیار حساس است در حالی که غلظت عناصر سازگار هنگام تبلور تفریقی به شدت تغییر می‌کند؛ همچنین عناصر بسیار ناسازگار به دلیل حساسیت به فرآیندهای ذوب بخشی، مفیدترین عناصر در تشخیص این فرآیندهای پتروژنیکی می‌باشند، زیرا تفریق بلوری فازهای عمومی، عناصر کمیاب را تفکیک نکرده و

---

1- Claesson and Meurer

نسبت این عناصر در طول این فرایندها ثابت باقی می‌ماند؛ بنابراین جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی از ذوب بخشی در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار و سازگار و نسبت‌های آنها در برابر یکدیگر استفاده شده که در ادامه مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

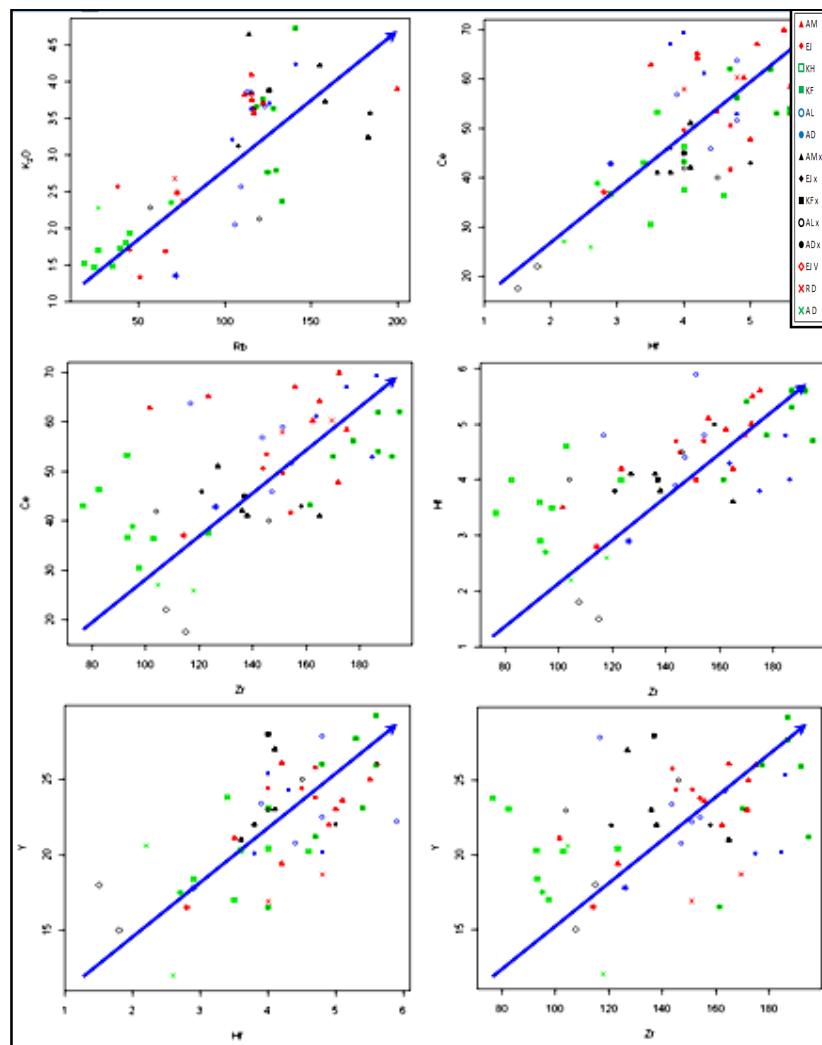
### ۵-۳-۱- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار

اگر نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار روند خطی و صعودی داشته باشند و از مبدأ مختصات نیز بگذرد، فرآیند غالب تشکیل‌دهنده سنگ‌ها تبلور تفریقی است در صورتی که روند نزولی (منفی) در این نمودارها بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد.

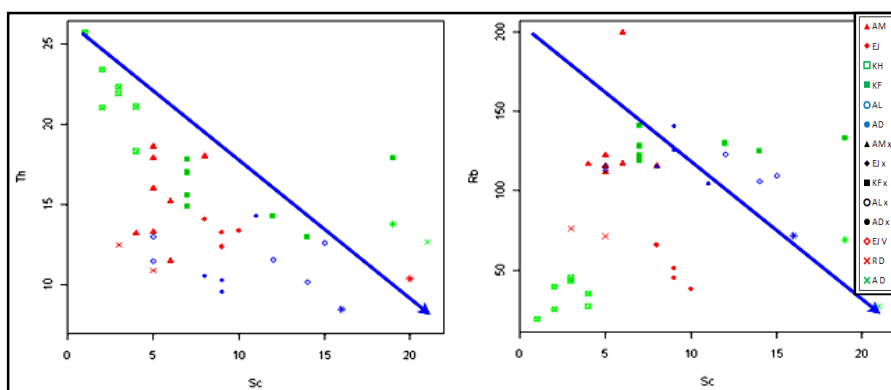
نمونه‌های منطقه در نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار  $K_2O$  در مقابل  $Hf, Rb$  در مقابل  $Ce, Ce$  در مقابل  $Hf, Zr$  در مقابل  $Y, Zr$  در مقابل  $Hf$  و  $Y$  در مقابل  $Zr$  روند خطی و صعودی نشان می‌دهند که نمایشگر فرآیند غالب تشکیل سنگ‌های منطقه تبلور تفریقی می‌باشد (شکل ۵-۱۴).

### ۵-۳-۲- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار

اگر در نمودارهای تغییرات عناصر سازگار در مقابل ناسازگار روند خطی و نزولی مشاهده گردد در این صورت تبلور تفریقی، فرآیند غالب تشکیل‌دهنده سنگ‌ها خواهد بود. در صورتی که روند صعودی (مثبت) در این نمودار مشاهده گردد، بیانگر ذوب بخشی به عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد. در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار  $Rb$  در مقابل  $Sc$  و  $Th$  در مقابل  $Sc$ ، روند خطی و نزولی (با شیب منفی) مشاهده می‌شود. بنابراین فرآیند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی است (شکل ۵-۱۵).



شکل ۵-۱۴- روند تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

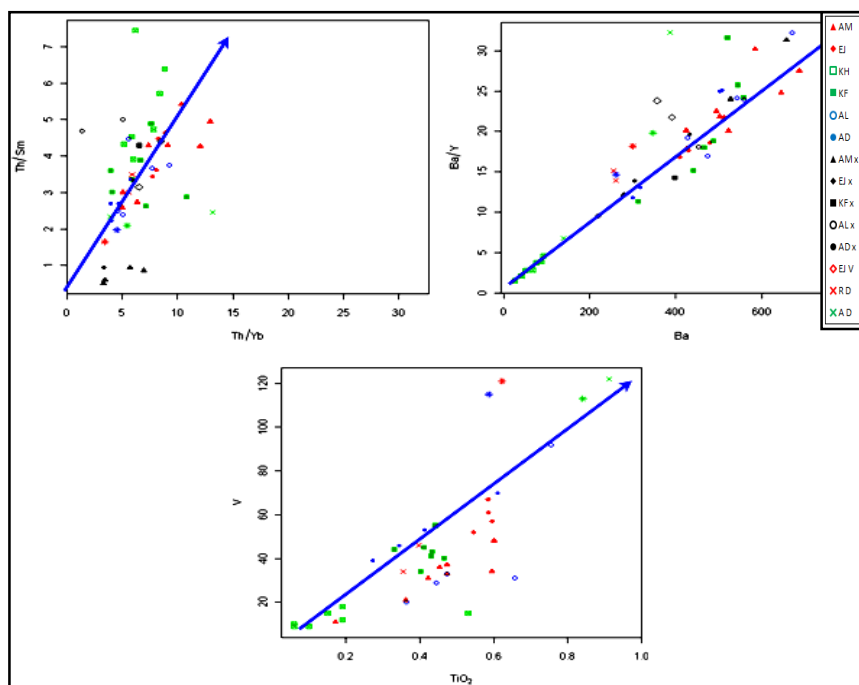


شکل ۵-۱۵- روند تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر سازگار در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد



### ۵-۳-۳- نمودارهای تغییرات نسبت‌ها

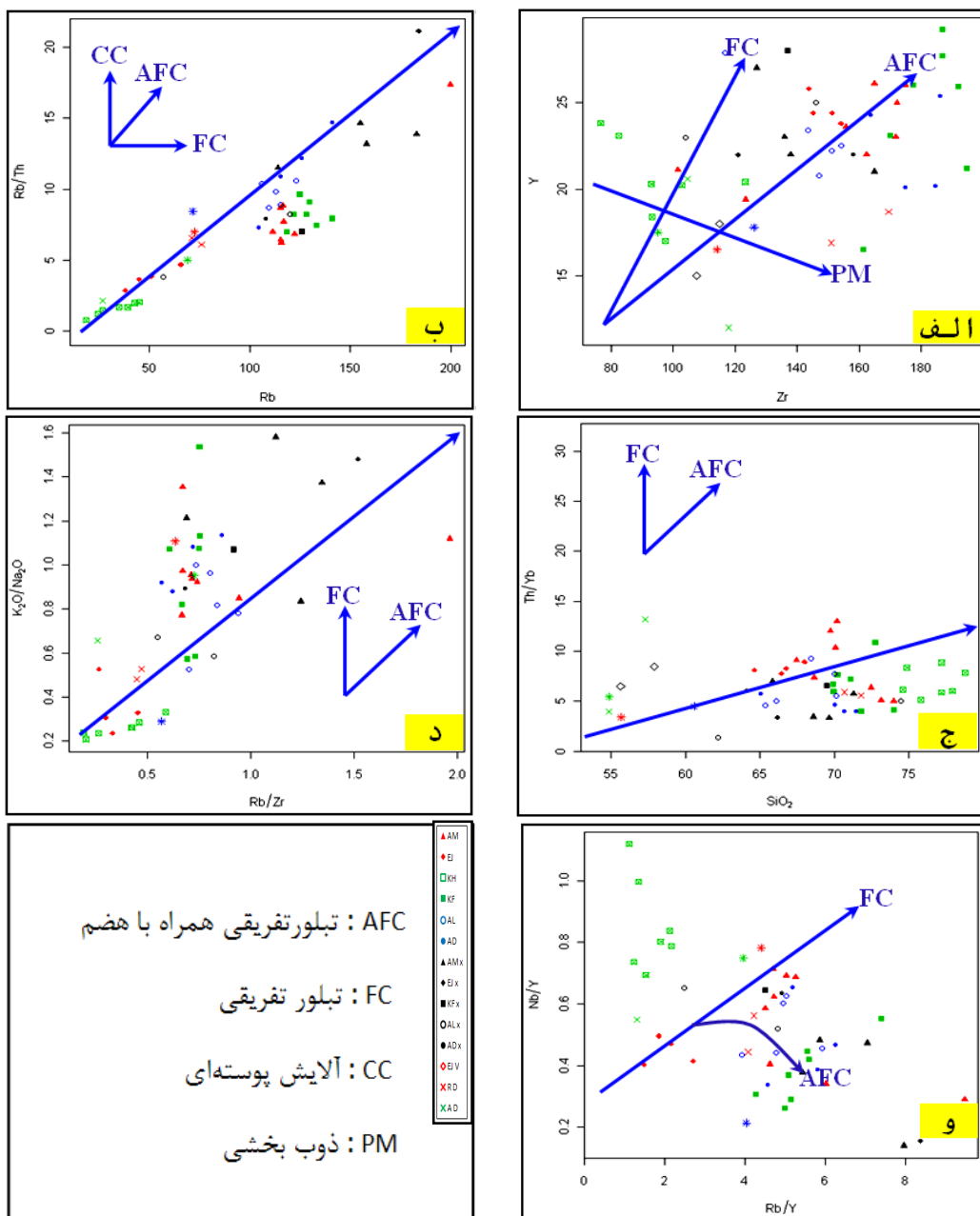
جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی از ذوب بخشی در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات نسبت‌های تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb و Ba/Y در مقابل Ba و تغییرات V در مقابل  $TiO_2$  استفاده شده که روند صعودی و مثبت داشته، بیانگر نقش فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد (شکل ۵-۱۶).



شکل ۵-۱۶- روند تغییرات نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب در نمودارهای نسبت‌ها

در نمودارهای تغییرات نسبت‌ها Rb/Th در مقابل Rb (تچامنی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)، Y در مقابل Zr (چنگ<sup>۲</sup>، ۲۰۰۱)، Th/Yb در مقابل  $SiO_2$  (پیرس<sup>۳</sup> و همکاران، ۱۹۹۹)،  $K_2O/Na_2O$  در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۲) و Nb/Y در مقابل Rb/Y (کامگانگ<sup>۵</sup>، ۲۰۱۰) روند نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه، روند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) را نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۷).

- 1- Tchameni
- 2- Cheng
- 3- Pearce
- 4- Esperanca
- 5- Kamgang



شکل ۵-۱۷- روند تغییرات نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب در نمودارهای نسبت‌ها:

الف) نمودار Zr در مقابل Y (چنگ، ۲۰۰۱)

ب) نمودار Rb/Th در مقابل Rb (تچامنی و همکاران، ۲۰۰۶)

ج) نمودار Th/Yb در مقابل SiO<sub>2</sub> (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹)

د) نمودار K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O در مقابل Rb/Zr (اسیرانسا و همکاران، ۱۹۹۲)

و) نمودار Nb/Y در مقابل Rb/Y (کامگانگ، ۲۰۱۰)

به‌طور کلی در تمام این نمودارها، بین توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد روندی پیوسته و خطی

مشاهده می‌شود که این روند پیوسته، بیانگر شکل‌گیری سنگ‌های مورد مطالعه از یک منشاء واحد و نقش مؤثر فرآیند تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

## ۵-۶- نمودارهای عنکبوتی چند عنصری

عناصر کمیاب با وجود درصد فراوانی خیلی کم، توانایی آنها برای تمایز میان فرآیندهای سنگ‌شناسی از عناصر اصلی بیشتر است. برای بررسی رفتار و تغییرات عناصر کمیاب و عناصر کمیاب خاکی در ناحیه منشاء در حین ذوب و تفریق بلورین از تعدادی از این عناصر باهم، در نمودارهای چند عنصری مرسوم به عنکبوتی استفاده می‌شوند که نسبت به یک مرجع استاندارد بهنجار می‌شوند.

بهنجارسازی در نمودارهای چند عنصری عنکبوتی دارای دو اهمیت زیر می‌باشد:

الف) میزان فراوانی عناصر کمیاب فرد و زوج را از بین می‌برد و باعث حذف الگوی زیگزاگی در این نمودارها می‌گردد.

ب) تشخیص هر گونه تفکیک در گروه عناصر کمیاب نسبت به مرجع استاندارد را ممکن می‌سازد. عناصر کمیاب را معمولاً به صورت نمودار غلظت در برابر عدد اتمی نشان می‌دهند که غلظت‌ها در آن نسبت به مقدار مرجع بهنجار شده و با لگاریتم در پایه ۱۰ نمایش داده می‌شوند. ترتیب قرارگیری عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی از چپ به راست معمولاً عدد اتمی و میزان تحرک ناپذیری و ناسازگاری افزایش می‌یابد.

نمودارهای عنکبوتی جهت بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشاء و قرابت‌های ژنتیکی آنها از اهمیت خاصی برخوردار هستند؛ و معمولاً نسبت به گوشته اولیه، شخانه‌های کندریتی، MORB و پوسته قاره‌ای بهنجار می‌شوند که در ادامه مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

## ۵-۶-۱- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه

در بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد

مطالعه از مقادیر سان و مکدونوف<sup>۱</sup> (۱۹۸۹) استفاده شده است (شکل ۵-۱۸).

در این نمودار نمونه‌های منطقه مورد مطالعه غنی‌شدگی از Sr را نشان می‌دهند که با حضور فراوان پلاژیوکلاز و آپاتیت در آنها مطابقت دارد؛ و مقادیر کمتر این عنصر در آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد بیانگر فراوانی کمتر پلاژیوکلاز کلسیک و آپاتیت می‌باشد که با نتایج پتروگرافی و میکروپروب کانی‌ها همخوانی دارد.

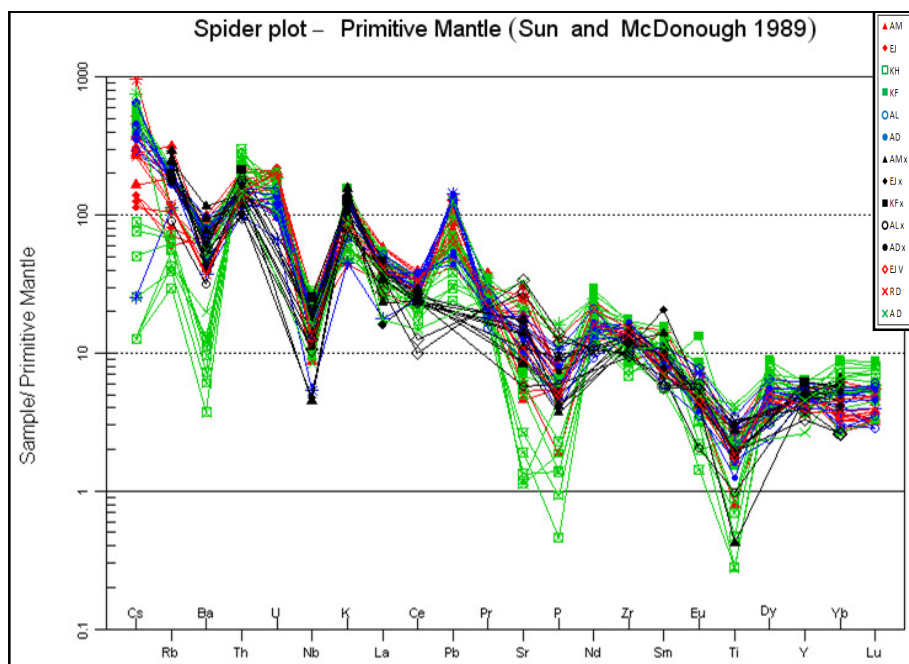
در نمونه‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد، آنومالی مثبت U، Pb و Th دیده می‌شود که به ترتیب در کانی‌های هورنبلند و آپاتیت متمرکز شده‌اند و بیانگر آلیش پوسته‌ای در زمان صعود و جایگزینی توده‌های نفوذی است (کورکاوغلو و همکاران، ۲۰۰۸). همچنین آنومالی منفی (تهی‌شدگی) Nb، P و Ti قابل توجهی را نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از عناصر فوق بیانگر تبلور فازهای تیتانیوم، فسفر و نیوبیوم‌دار از ماگما می‌باشد. معمولاً بلورهای هورنبلند سبز، اکسیدهای آهن و مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت و اسفن این عناصر را در خود جای می‌دهند و جدایش آنها از مذاب این تهی‌شدگی‌ها را به وجود آورده و از ویژگی‌های ماگماهای حاشیه قاره‌ای می‌باشد (شکل ۵-۱۸).

آنومالی منفی Ti توسط کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن، ایلمنیت، روتیل و بعضی از انواع آمفیبول‌ها کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار در سیالات آبدار کاهش می‌یابد و کانی‌های مذکور که غنی از عناصر HFS هستند طی فرآیندهای ذوب بخشی در اعماق بیش از ۳۰ کیلومتر به صورت فازهایی بر جا باقی می‌مانند و باعث پیدایش آنومالی منفی در مذاب می‌شوند (گلن<sup>۲</sup>، ۲۰۰۴).

به‌طور کلی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، الگوی تغییرات تقریباً یکسان داشته و موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه تأییدی بر منشاء واحد این سنگ‌ها می‌باشد، که روند متعارف تفریق بلورین را طی نموده‌اند.

---

1- Sunand McDonoug  
2- Glenn



شکل ۵-۱۸- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی عادی شده به گوشته اولیه ( سان و مکدوناف، ۱۹۸۹ )

### ۵-۶-۲- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب

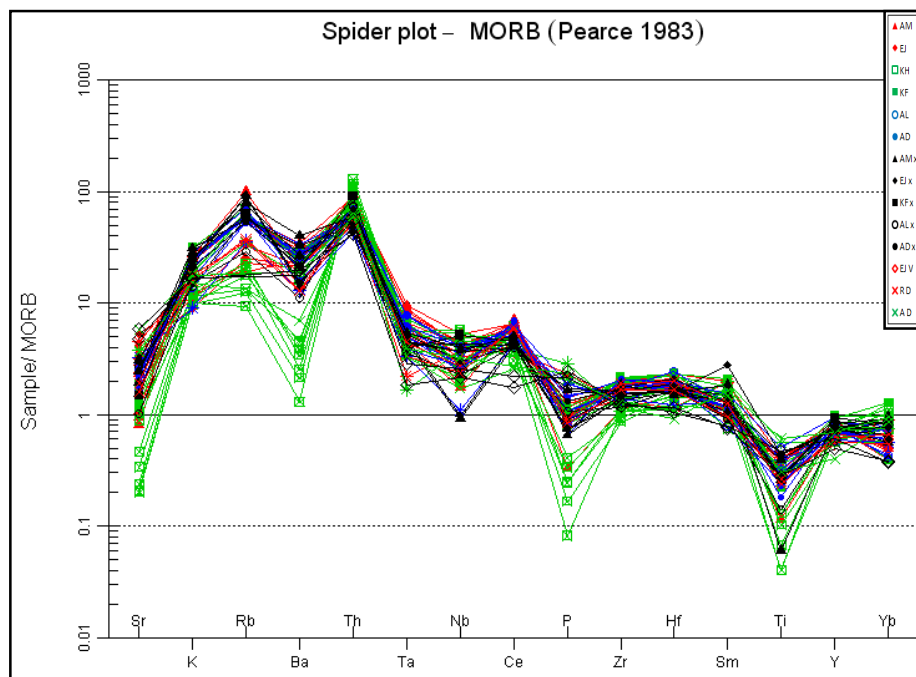
بهنجارسازی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (مورب)<sup>۱</sup> براساس الگوی پیشنهادی پیرس (۱۹۸۳) انجام گرفته و بر اساس دو پارامتر زیر می‌باشد (شکل ۵-۱۹):

الف) پتانسیل یونی: که معیاری برای تحرک عنصر در سیالات ماگمایی است و عناصری با پتانسیل یونی ۳-۱۲ کاملاً نامتحرک و کمتر از ۳ و بیشتر از ۱۲، متحرک می‌باشند.

ب) ضریب توزیع: ضریب توزیع کلی به‌عنوان معیاری بر ناسازگاری عناصر در ذوب بخشی درجه پایین می‌باشد. در این نمودار متحرک‌ترین عناصر در سمت چپ نمودار و به ترتیب افزایش ناسازگاری مرتب شده‌اند.

1- Mid Oceanic Ridge Basalts (MORB)

در این نمودار عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) نظیر Rb، K و Th غنی شدگی، و عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) نظیر Nb، Ti، Ta و عناصر Yb و Y تهی شدگی را نشان می‌دهند که مشابه ماگماهای مرتبط محیط‌های حاشیه قاره ای فعال و زون فرورانش می‌باشد (گیل، ۱۹۸۱ و ویلسون، ۲۰۰۷).



شکل ۵-۱۹- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی عادی شده به MORB (پیرس، ۱۹۸۳)

از مشخصات دیگر نمونه‌ها در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به مورب، تهی شدگی عناصر Sr، P، و Y که به ترتیب عناصر کاملاً سازگار در کانی‌های آپاتیت، پلاژیوکلاز و گارنت می‌باشند که تهی شدگی Y در این نمودار مبین فاز باقیمانده گارنت و تهی شدگی در Sr نشان دهنده وجود فاز پایدار پلاژیوکلاز در مایع باقیمانده می‌باشد (شکل ۵-۱۹).

### ۵-۶-۳- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت

عناصر نادر خاکی (REE) خصوصیات فیزیکو- شیمیایی مشابهی دارند، زیرا همه آنها دارای

یون‌های پایدار  $3^+$  با اندازه‌های نسبتاً مشابه می‌باشند. این عناصر دارای اختلافات کوچکی در رفتار شیمیایی خود می‌باشند (به دلیل کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی) این رفتار موجب تفکیک REE توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی می‌گردد.

این عناصر امکان بازسازی مدل‌های سنگ‌شناسی را با توجه به اطلاعات مربوط به سنگ‌های مختلف فراهم می‌کنند و الگوی پراکندگی آنها معمولاً به وسیله ترکیب شیمیایی منشاء، درجه ذوب و تعادل بلور-مایع که طی تکامل ماگما رخ می‌دهد، کنترل می‌شود.

این نوع نمودارهای عنکبوتی نسبت به کندریت در مقایسه با گوشته، از صحت بالاتری برخوردار است، چرا که مقادیر آن برخلاف گوشته که تخمین زده می‌شود، مستقیماً اندازه‌گیری می‌شوند.

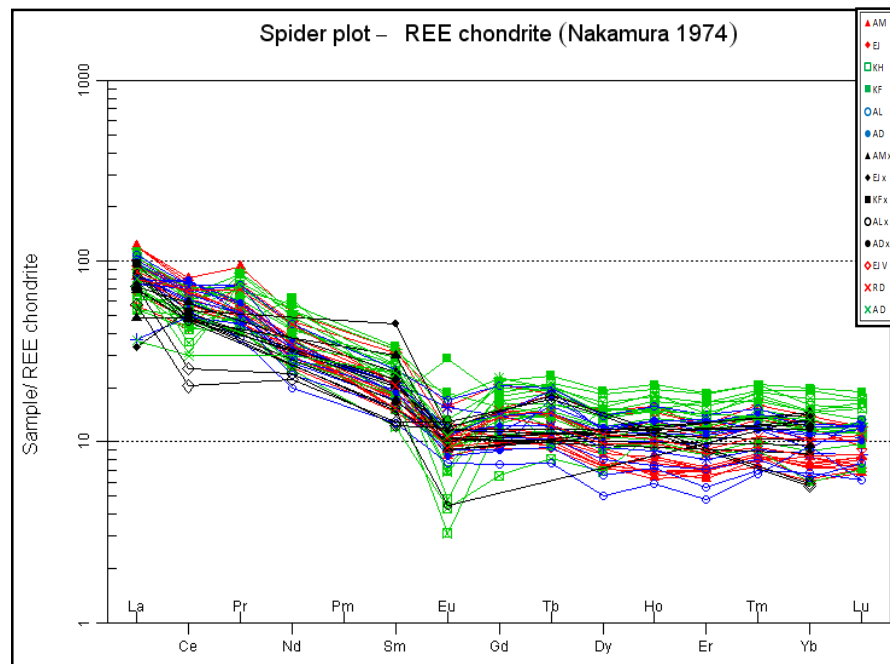
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به کندریت، تعداد ۱۵ عنصر به ترتیب افزایش سازگاری از چپ به راست (بر خلاف نمودارهای قبلی) مرتب می‌شوند. به طوری که عناصر با ضریب تفکیک پائین در سمت چپ نمودار و سازگارترین عناصر در سمت راست نمودار واقع می‌شوند. این عناصر (La تا Lu)، به گروه عناصر کمیاب خاکی (REE) معروف هستند و به دلیل تغییر بسیار ملایم شعاع یونی، نمایشگرهای حساسی برای فرآیندهای مختلف آذرین مانند تفریق ماگمایی هستند.

برای نمونه‌های مورد مطالعه از نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت بر پایه داده‌های ناکامورا<sup>۱</sup> (۱۹۷۴) استفاده شده است (شکل ۵-۲۰).

بر این اساس عناصر کمیاب خاکی سبک ناسازگار در سمت چپ نمودار غنی‌شدگی و عناصر کمیاب خاکی سنگین و سازگار تهی‌شدگی را نشان می‌دهند. عناصر LREE نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگار هستند و در حین تفریق، در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند و باعث افزایش نسبت فراوانی LREE/HREE می‌گردد. با توجه به بالابودن نسبت فراوانی LREE/HREE و شیب نزولی تقریباً زیادی نمودار به نظر می‌رسد سنگ‌های منطقه فرآیند تفریق‌یافتگی بالای تحمل نموده و از منبع ماگمایی مافیک سازنده گابروها اشتقاق یافته‌اند.

1- Nakamora

به طور کلی غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آلودگی ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (بست<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳).



شکل ۵-۲۰- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی عادی شده به کندریت (ناکامورا، ۱۹۷۴)

پیرس (۲۰۰۸) غلظت کمتر HREE را با حضور فازهای باقی‌مانده در منشاء ذوب، مانند گارنت توجیه می‌کند که این عناصر را به‌طور ترجیحی در خود جای می‌دهد در حالی که تغییرات LREE و HFSE به غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی منشاء، فازهای میزبان آنها در باقی‌مانده ذوب و درجه ذوب مربوط می‌شود و تغییرات Th، Rb، Ba، K و LILE نیز بیشتر وابسته به آلودگی یا متاسوماتیسم منشاء می‌باشد.

اغلب نمونه‌های منطقه به‌ویژه آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضرآباد آنومالی منفی یوروپیم (Eu) را نشان می‌دهند که بیانگر تبلور تفریقی فلدسپارها می‌باشد؛ زیرا خارج شدن فلدسپار از ماگمای فلسیک از راه

1- Best



تبلور تفریقی در فوگاسیته اکسیژن پایین و ذوب بخشی سنگی که فلدسپار در منشاء آن باقی بماند منجر به آنومالی منفی یورانیوم می‌گردد. کانی‌های هورنبلند و اسفن نیز می‌تواند به مقدار کمتری در ایجاد آنومالی منفی یورانیوم در ماگماهای فلسیک نقش داشته باشند (رولینسون، ۱۹۹۳ و ویلسون، ۲۰۰۷)؛ البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن بالا در محل ذوب و حضور آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های منطقه را مدنظر داشت که باعث ناهنجاری مثبت Eu به‌ویژه در سنگ‌های حدواسط و یا کاهش میزان ناهنجاری منفی Eu می‌شود (دانگ<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۱۱).

آنومالی منفی Nb و Ta خاص ماگماهای تشکیل شده در بالای مناطق فرورانش است ولی متاسوماتیسم گوشته‌ای، آلودگی پوسته‌ای طی صعود ماگما به سطح زمین به‌ویژه در مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای و نیز دلایل متعدد دیگری می‌تواند سبب ایجاد آنومالی منفی Nb و Ta گردد. یکی از دلایل اصلی آنومالی منفی Nb، مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش است. غنی‌شدگی نسبی از Ce بیانگر آلودگی ماگمای اولیه با پوسته زیرین می‌باشد (ویلسون، ۲۰۰۷). به عقیده ویلسون (۲۰۰۷) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، به‌طور ثابت و پیوسته تغییر کند. با توجه تغییرات ثابت و پیوسته بین سنگ‌های منطقه به نظر می‌رسد که مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی، دایک‌های اسیدی و بازیک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی از نظر منشاء مرتبط باهم است و در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی انواع سنگ‌های منطقه تشکیل شده‌اند.

#### ۵-۶-۴- نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به پوسته قاره‌ای

به منظور تعیین نقش پوسته قاره‌ای در فرآیند تحولات ماگمایی در حین صعود و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه، تغییرات الگوی عناصر کمیاب منطقه نسبت به الگوی پوسته قاره‌ای

1- Dong

زیرین بهنجار شده‌اند که توسط تایلور و مک‌لینان<sup>۱</sup> (۱۹۹۵) ارائه شده است (شکل ۵-۲۱).

در این نمودار عناصر Sr, Ba, Ti و تهی‌شدگی شدیدی و عناصر نظیر U, K و Th غنی‌شدگی را نشان می‌دهند.

با توجه به اینکه درجه تفکیک عناصر نادر خاکی سبک از سنگین با افزایش تفریق ماگمایی افزایش می‌یابد، همان‌طور که در شکل‌های ۵-۲۰ و ۵-۲۱ دیده می‌شود، تفکیک نسبتاً خوبی در عناصر کمیاب خاکی ایجاد شده که دال بر وقوع تفریق ماگمایی در سنگ‌های مورد بررسی می‌باشد. از طرفی ملاحظه می‌گردد که فراوانی اکثر عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه، مشابه فراوانی این عناصر در پوسته می‌باشد. به استثناء توده آلکالی‌فلدسپار گرانیت خضرآباد که تهی‌شدگی شدید در عناصر Ti, Sr و Ba نسبت به پوسته زیرین را نشان می‌دهند. با توجه به شواهد ذکر شده و شواهد پتروگرافی و پراکندگی داده‌های ژئوشیمیایی عناصر کمیاب خاکی، نقش پوسته در آرایش ماگمایی محرز است و در مورد نسبت دادن منشاء این سنگ‌ها به پوسته جای تأمل و بررسی بیشتری دارد.

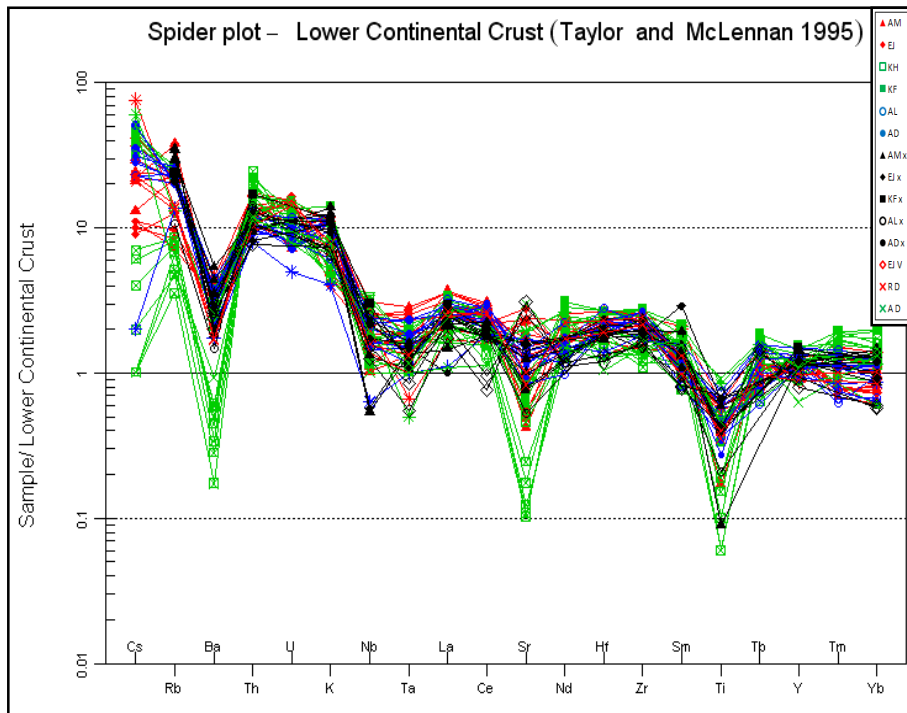
به‌طور خلاصه از بررسی نمودارهای عنکبوتی چند عنصری مختلف و عناصر کمیاب خاکی (REE) به‌هنجار شده به گوشته اولیه، بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی، کندریت و پوسته قاره‌ای تحتانی و نتایج زیر جهت بررسی سیر تحولات ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی یزد بدست آمده است:

۱- تمامی نمونه‌ها روند موازی و ناهنجاری‌های تقریباً مثبت و منفی یکسانی نشان می‌دهند که بیانگر ارتباط زایشی و منشاء احتمالی یکسان توده‌ها می‌باشد، البته تغییر و تحولاتی از جمله میزان و درجه تبلور تفریقی و آرایش پوسته‌ای باعث تغییراتی در روند و ناهنجاری سنگ‌های منطقه شده است.

۲- غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) و لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) مانند Rb, K, Th و تهی‌شدگی آنها از عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) و با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb, Ti و Ta بیانگر ماگماتیسم کالکوالکالن، مت‌آلومین، نوع I، قوس‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره‌ها است که توسط فرآیندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است

1- Taylor and Mc Lennan

(چاپل و وایت، ۲۰۰۱ و ویلسون، ۲۰۰۷).



شکل ۵-۲۱- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای عنکبوتی  
عادی شده به پوسته قاره‌ای تحتانی (تایلور و مک‌لینان، ۱۹۹۵)

۳- دلایل مختلفی از سوی زمین‌شناسان جهت غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) نظیر Rb, K و Th و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر Ta, Ti, Nb, P در ماگماهای قوسی ارائه شده‌است که عبارتند از:

الف) عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ در سیال غنی از کلر متحرک و در آب محلول است و با سیال آزاد شده از دگرنهادی پوسته اقیانوسی فرورونده به گوه گوشته‌ای (خاستگاه ماگماهای کمان‌ها) انتقال می‌یابد و در مقابل عناصر با شدت میدان بالا که در سیال غنی از کلر و آب نامتحرک هستند، در این فرآیند شرکت نداشته و تهی‌شدگی نشان می‌دهند. به عبارتی تمرکز این عناصر به دلیل تحرک زیاد، تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در منطقه فرورانش است و می‌تواند در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته و یک منشاء آلاش شدید را ایجاد نمایند. همان‌طور که در بالا گفته شده یکی از دلایل تهی‌شدگی

عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نامحلول بودن این عناصر در آب است که البته با افزایش فشار و مقدار سیال آزاد شده در طی آزدایی صفحه فرورونده، تحرک این عناصر نیز افزایش می‌یابد (کیپلر<sup>۱</sup>، ۱۹۹۶ و آگوستینی<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۷).

(ب) حضور فازهای دیرگداز حامل عناصر با شدت میدان بالا از جمله اسفن، آپاتیت، ایلمنیت، فلوگوپیت، روتیل و آمفیبول (پارگازیت) در سنگ‌های اکلوزیتی پوسته اقیانوسی فرورونده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع ماگماهای کمان‌ها، مانع از حضور این عناصر در سیال دگرزهادی گوه گوشته‌ای می‌شود، در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع، ناهنجاری منفی از این عناصر را نشان می‌دهند (اسمیت<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۴).

(ج) ناشی از آغستگی و اختلاط ماگما با پوسته در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸). تمرکز این عناصر در بخش پوسته زمین بسیار اندک است و بنابراین مشارکت پوسته در تشکیل سنگ‌های مشتق از منابع گوشته‌ای سبب ایجاد آنومالی منفی در نمونه‌ها می‌شود.

(د) ناهنجاری منفی و مشخص عناصر Nb و Sr و ناهنجاری مثبت La و Th در نمودار عنکبوتی از مشخصه گرانیتوئید کالک‌آلکالن کمانی است و می‌تواند با ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته تحتانی مطابقت داشته باشد (هریس<sup>۴</sup> و همکاران، ۱۹۹۲). روند تقریباً خطی به موازات خط یک (به جز عناصر K، U، Th، Ba، Sr و Ti) در نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار به‌هنگار شده به پوسته تحتانی (تایلور و مک‌لینان، ۱۹۹۵) تأییدی بر این ادعا است (شکل ۵-۲۱).

(ر) رسوبات روی پوسته اقیانوسی فرورونده و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب (برای مثال غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به HFSE) شوند (ساجونا<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).

---

1- Keppler  
2- Agostini  
3- Schmidt  
4- Harris  
5- Sajona

۴- مقادیر بالای K, Th, Rb و پایین P, Ti و Sr در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، قابل مقایسه با ماگمای ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ای است و نشانه آلودگی ماگما در پوسته فوقانی در طی تکامل ماگما می‌باشد؛ البته غنی‌شدگی شدید از Th بیانگر نقش رسوبات موجود بر روی پوسته اقیانوسی فرورونده در تولید ماگما می‌باشد (چاپل و وایت، ۱۹۹۲).

۵- تهی‌شدگی نسبتاً محسوس عناصر کمیاب خاکی متوسط (MREE) مانند Sm در گرانیتوئید منطقه ناشی از جدایش اسفن و آپاتیت است (رولینسون، ۱۹۹۳).

۶- ناهنجاری منفی Eu در نمودارهای عنکبوتی حاکی از نقش فلدسپار در فرآیند تفریق ماگمایی و یا به‌عنوان یک فاز مهم در باقی‌مانده ذوب (رستیت) می‌باشد (آرسالان<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۶)، البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن بالا در محل ذوب و حضور آمفیبول و بیوتیت در سنگ‌های منطقه را مدنظر داشت که باعث ناهنجاری مثبت Eu به‌ویژه در سنگ‌های حدواسط و یا کاهش میزان ناهنجاری منفی Eu می‌شود (رولینسون، ۱۹۹۳).

۷- نسبت Ce/Yb در سنگ‌های منطقه بیش از ۱۵ ( $Ce/Yb=28$ ) است و از نوع کمان‌های آتشفشانی غنی‌شده است که بیانگر دگرنهادی شدید منبع گوشته‌ای، درجه ذوب بخشی پایین محل منشاء و آلودگی ماگما با پوسته می‌باشد (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۸).

۸- غنی‌شدگی LREE در نمودار به‌هنگار شده نسبت به کندریت می‌تواند به علت درجه ذوب بخشی پایین و یا منشاء نسبتاً غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش باشد و یا می‌توان به پدیده آرایش ماگما توسط پوسته نسبت داد (پارادا<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۹ و آلمیدا<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۷)؛ همچنین با توجه به حضور قابل توجه آمفیبول در سنگ‌های منطقه (به استثناء آلکالی فلدسپار گرانیت)، می‌توان بخشی از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک در این سنگ‌ها را، به‌وجود کانی آمفیبول مرتبط دانست.

---

1- Arsalan  
2- Parada  
3- Almeida

۹- تهی شدگی عنصر Sr به علت جانشینی آن با کلسیم و پتاسیم در فلدسپارها، تهی شدگی Ba به علت جانشینی با پتاسیم در بیوتیت و فلدسپار، تهی شدگی P به سبب فراوانی فاز فرعی آپاتیت و تهی شدگی Ti به لحاظ حضور کانی‌های اسفن و ایلمنیت در سنگ‌های منطقه است ( چاپل و وایت، ۲۰۰۱).

۱۰- تهی شدگی از Nb و Ti همراه باغنی شدگی LREE از مشخصه پوسته قاره‌ای است که می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن باشد (سواين<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

۱۱- غنی شدگی U، Pb و Th در نمونه‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد دیده می‌شود که بیانگر آرایش پوسته‌ای در زمان صعود و جایگزینی توده‌های نفوذی است (کورکاوغلو و همکاران، ۲۰۰۸).

۱۲- تهی شدگی Nb و Ti و غنی شدگی Pb مرتبط با ماگماهای زون فرورانش است و در نتیجه متاسوماتیسم گوه گوشته‌این ناشی از دخالت سیالات مشتق از اسلب (قطعه فرورونده) یا رسوبات همراه آن می‌باشد (یان<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

۱۳- در سنگ‌های تفریق یافته تر منطقه (آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد) تهی شدگی بیشتر Eu و Sr به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌ها می‌باشد، به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است.

۱۴- در سنگ‌های تفریق یافته تر منطقه (آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد) تهی شدگی بیشتر Eu و Sr به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌ها می‌باشد، به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است.

۱۵- تهی شدگی عناصر Nb، Sr، P، Ti و Ba توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد به ویژه آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد در نمودارهای مختلف چند عنصری عنکبوتی، نشان‌دهنده نقش پوسته در تحولات

1- Swain  
2- Yan

ماگمایی منطقه است.

۱۶- الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، آنومالی منفی نسبتاً شدید Nb و آنومالی مثبت Pb نشان می‌دهند. ترکیب متوسط پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است بنابراین هر ماگمای آلیش یافته با مواد پوسته‌ای، آنومالی منفی Nb را نشان می‌دهند (ناگودی<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). آنومالی مثبت Pb نیز از شاخص‌های آلیش پوسته‌ای می‌باشد (کارماکر<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۰۵).

## ۵-۷- سری‌های ماگمایی

بنا به تعریف کونو<sup>۳</sup> (۱۹۶۸) یک سری ماگمایی، مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با ترکیب شیمیایی مختلف است که از یک ماگمای مادر، در اثر تبلور بخشی حاصل گردیده‌اند؛ البته عوامل دیگری چون اختلاط ماگمایی، هضم مواد پوسته‌ای و غیره در یک ماگمای اولیه می‌تواند سنگ‌های مختلف را از یک سری ماگمای قرار دهد. به‌طور کلی پنج سری ماگمایی شامل: سری تولئیتی، سری آلکان، سری کالکوالکان، سری شوشونیتی و سری تحولی یا انتقالی شناخته شده است (معین وزیری و احمدی، ۱۳۷۱).

جهت تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های مورد منطقه از نمودارهای مختلف استفاده شده که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند:

۱- نمودار ابروین و باراگار<sup>۴</sup> (۱۹۷۱): نمودار AFM ابروین و باراگار (۱۹۷۱) یک نمودار سه متغیره مثلثی است که در سه رأس آن اکسیدهای  $F=FeO+Fe_2O_3$  و  $A=Na_2O+K_2O$ ،  $M=MgO$  قرار دارد. این نمودار تغییرات درصد آهن را در طول تفریق نشان می‌دهد و سنگ‌های آذرین سری تولئیتی و کالکوالکان را از یکدیگر متمایز می‌نماید. بر اساس این نمودار، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در

---

1- Nagudi  
2- Karmalker  
3- Kuno  
4- Irvine and Baragar

محدوده سری کالکوالکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۲).

۲- نمودار میاشیرو<sup>۱</sup> (۱۹۷۴): این نمودار بر اساس نسبت  $FeO/MgO$  در مقابل  $SiO_2$  توسط میاشیرو (۱۹۷۴) ارائه شد و سنگ‌های منطقه در محدوده سری کالکوالکالن جای می‌گیرد (شکل ۵-۲۳).

۳- نمودار پکسریلو و تایلور<sup>۲</sup> (۱۹۷۶): این نمودار بر پایه درصد وزنی  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  توسط پکسریلو و تایلور (۱۹۷۶) جهت تعیین سری ماگمایی پیشنهاد شد و شامل چهار سری تولییتی پتاسیم پایین، کالکوالکالن پتاسیم متوسط، کالکوالکالن پتاسیم بالا و سری شوشونیتی می‌باشد. نمونه‌های منطقه در محدوده‌های سری‌های کالکوالکالن و کالکوالکالن غنی از پتاسیم قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۴).

۴- نمودارهای فروست<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۱): ایشان با استفاده تغییرات عدد آهن در مقابل سیلیس و ضریب اصلاح شده آلکالن-آهکی (ضریب مالی<sup>۴</sup>) در مقابل سیلیس نمودارهای جدیدی برای تفکیک سری‌های تولییتی و کالکوالکالن پیشنهاد نموده‌اند. که عبارتند از:

الف) نمودار تغییرات عدد آهن در مقابل سیلیس: این نمودار بر اساس نسبت  $FeO^t/(FeO^t+MgO)$  در مقابل  $SiO_2$  ترسیم شده و سری‌های تولییتی و کالکوالکالن به ترتیب تحت عنوان سری آهن‌دار<sup>۵</sup> و منیزیم‌دار<sup>۶</sup> معرفی شده است و اغلب نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده منیزیمی قرار می‌گیرند.

ب) نمودار تغییرات ضریب اصلاح شده آلکالن-آهکی در مقابل سیلیس: این نمودار بر پایه نسبت  $Na_2O+K_2O+CaO$  در مقابل  $SiO_2$  ارائه شده و به چهار محدوده آلکالی، آلکالی‌کلسیک، کلسیک آلکالی و کلسیک تقسیم می‌شود که اکثراً نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کلسیک تا آلکالی

1- Miyashiro

2- Peccerillo and Taylor

3- Frost

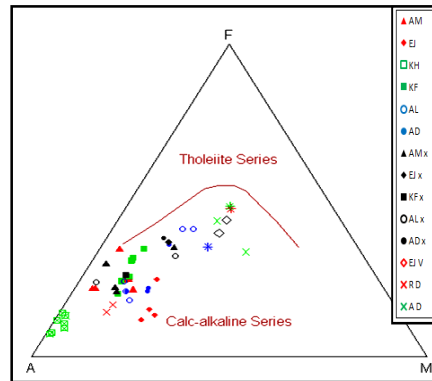
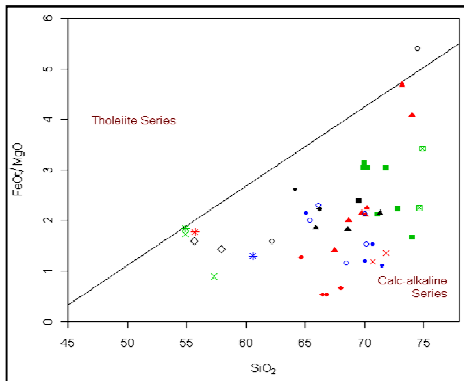
4- Mali index

5- Ferroan

6- Magnesian

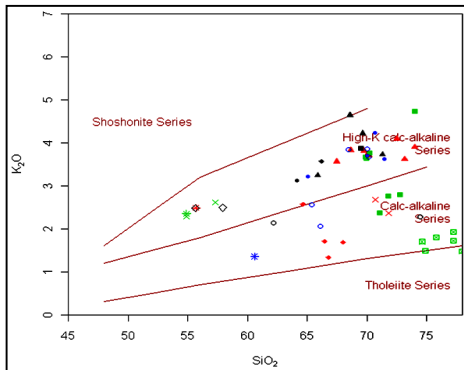


کلسیک (کالک آلکان) قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۵).



شکل ۵-۲۳- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار میاشیرو (۱۹۷۴)

شکل ۵-۲۲- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار AFM ایروین و باراگار (۱۹۷۱)



شکل ۵-۲۴- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی پکسریلو و تیلور (۱۹۷۶)

## ۵-۸- ضریب اشباع از آلومین (ASI)<sup>۱</sup>

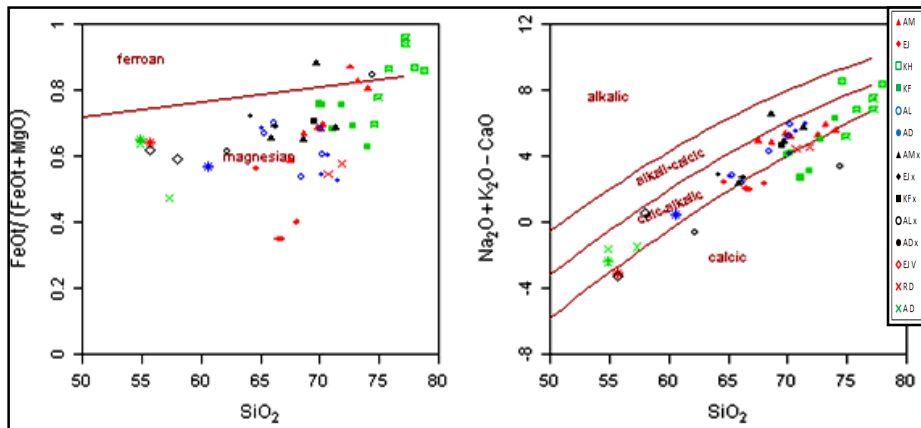
مقدار آلومین در گرانیت‌ها و مقدار آن نسبت به مجموع عناصر آلکان نشانگر ترکیب شیمیایی سنگ‌های منشاء آنها می‌باشد.

نمودار شاند<sup>۲</sup> (۱۹۴۳) بر اساس A/CNK در مقابل A/NK ترسیم شده که اکثراً نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۵-۲۶).

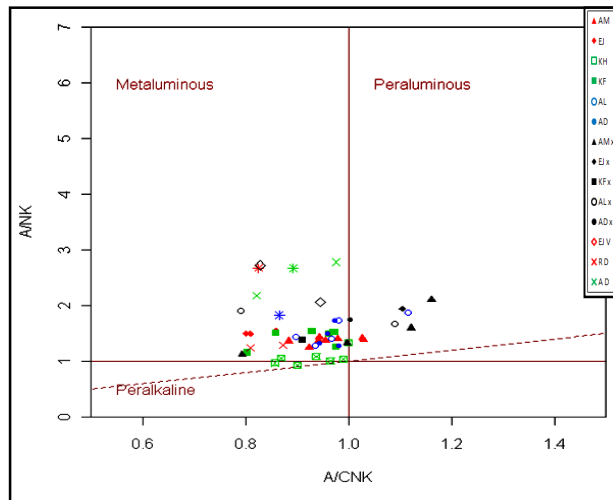
تمایل برخی از نمونه‌ها به محدوده پراآلومین ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها و افزایش نسبی  $Al_2O_3$  و از دست رفتن مقادیری از اکسیدهای  $Na_2O$ ,  $K_2O$  و  $CaO$  که باعث افزایش نسبت A/CNK و

1- Aluminum saturation index(ASI)  
2- Shand

قرارگیری نمونه‌ها در موقعیت غیرواقعی پرآلومین می‌شود.



شکل ۵-۲۵- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین سری ماگمایی فروست و همکاران (۲۰۰۱)



شکل ۵-۲۶- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار تعیین ضریب اشباع از آلومین شاند (۱۹۴۳)

## ۵-۹- نتیجه‌گیری

۱- طیف ترکیب شیمیایی وسیع در مقدار  $\text{SiO}_2$ ، روند منفی  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{CaO}$  و  $\text{Pb}$  و مثبت  $\text{Th}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  در طول تبلور ماگما، مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  بالا و بالاخره در نمودارهای تغییرات عناصر  $\text{Y}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Zr}$  و  $\text{Ce}$  در مقابل  $\text{Si}_2\text{O}$  که ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن و دمای

بالای ماگمای اولیه) سپس با شروع تبلور تفریقی کاهش می‌یابد به عبارتی روند غیرخطی و منحنی شکل (زنگولی مانند) که از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و وایت، ۲۰۰۴)

۲- در سنگ‌های تفریق یافته‌تر منطقه (آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد) تهی‌شدگی بیشتر Eu و Sr به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌ها می‌باشد، به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است.

۳- جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی توده‌های مورد مطالعه که اثرات نهایی مشابهی در تکوین سنگ‌های ماگمایی به ویژه گرانیت‌ها دارند، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار و سازگار و نسبت‌های آنها در برابر یکدیگر استفاده شده است. در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار روند خطی و صعودی داشته و از مرکز مختصات می‌گذرند و در نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار روند خطی و نزولی را نشان می‌دهند، که بیانگر نقش اصلی تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه است.

۴- در نمودارهای تغییرات نسبت‌ها Rb/Th در مقابل Rb، Y در مقابل Zr، Th/Yb در مقابل  $K_2O/Na_2O$ ،  $SiO_2$  در مقابل Rb/Zr و Nb/Y در مقابل Rb/Y روند نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه، روند تبلور تفریقی همراه با هضم (AFC) را نشان می‌دهند.

۵- بر اساس نمودارهای مختلف پترولوژی سنگ‌های منطقه در محدوده‌های سری کالکوالکالن و متآلومین قرار می‌گیرند.

# فصل ششم:

## پترولوژی

## ۶-۱- مقدمه

روابط صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در فصل‌های گذشته مورد بررسی قرار گرفت. در این فصل ابتدا تاریخچه رده‌بندی گرانیت‌ها را شرح داده، سپس با توجه به معیارهای صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی، نوع و منشاء توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، فرآیند مؤثر در تحولات ماگمایی و خاستگاه تکتونوماگمایی آنها را تعیین کرده و در پایان مدل پیشنهادی ژئودینامیکی منطقه ارائه می‌گردد.

## ۶-۲- تاریخچه رده‌بندی گرانیت‌ها

فرآیندهایی از جمله تجمع بلورها، تأثیر پوسته قاره‌ای، تبلور فاز فرعی حاملین عناصر کمیاب (مانند آلانیت)، تنوع فرآیند تشکیل و منابع گرانیت‌ها، اختلاط منابع مختلف در محیط‌های زمین‌شناسی، تغییر رژیم تکتونیکی و شرایط دما و فشار در طول زمان، همپوشانی تأثیر برخی از فرآیندهای تشکیل و بالاخره مشکل به دست آوردن نمونه‌های گرانیتوئیدها، مربوط به جایگاه‌های شناخته‌شده تکتونیکی، تاریخچه سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها را در مقایسه با تشکیل بازالت‌ها، پیچیده تر و با ابهام بیشتری مواجه نموده است (باربارین<sup>۱</sup>، ۱۹۹۹؛ چاپل و وایت، ۲۰۰۱؛ ویلسون، ۲۰۰۷).

محققین بر اساس معیارهای مختلفی از جمله تجمعات کانی، مشخصات صحرایی و پتروگرافی و ویژگی‌های ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپی، منشاء و خاستگاه تکتونیکی، گرانیتوئیدها را تقسیم‌بندی نموده که به صورت مقایسه‌ای و خلاصه‌شده در جدول ۱-۱ ارائه شده است (باربارین، ۱۹۹۹).

در میان انواع رده‌بندی‌های زایشی که تاکنون ارائه شده، رده‌بندی چاپل و وایت (۱۹۷۴، ۲۰۰۱) که در آن گرانیت‌ها را به دو گروه کوهزایی و غیرکوهزایی و نوع کوهزایی را به انواع I و S رده‌بندی نموده‌اند، از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. این رده‌بندی که مورد قبول جوامع علمی زمین‌شناسی

1- Barbarin

واقع شده متعاقباً توسط بسیاری از محققین و سنگ‌شناسان تکمیل گردیده است.

جدول ۶-۱- مقایسه رده‌بندی پتروژنتیکی سنگ‌های گرانیتی (باربارین، ۱۹۹۹).

علائم اختصاری به کار رفته در جدول عبارتند از:

AM/MA: مجموعه ماگمایی؛ A: آلومین؛ K: پتاسیک؛ L: لوکوگرانیت؛ G: گرانودیوریت؛ SA: ساب‌آلکان؛ CA: کالک‌آلکان؛ TH: تولیتی؛ A.PA: آلکان-پرآلکان؛ IA: جزایر قوسی؛ CA: قوس قاره‌ای؛ CC: برخورد قاره‌ای؛ PO: بعدازکوهزایی؛ RR: مربوط به ریف؛ CE: ایپروژنیک قاره‌ای؛ CEU: بالا آمدگی ایپروژنیک قاره‌ای؛ OP: پلاژیوگرانیت اقیانوسی؛ IS: مشتق از منشأ رسوبی و آذرین؛ MM: متامورفیسم-متاسوماتیسم؛ CR: ذوب منجمد پوسته‌ای؛ MS: منشأ اختلاطی؛ MD: مشتق از منشأ ماگمایی؛ (C<sub>ST</sub>): پوسته شیرینگ و تراستی؛ C<sub>CA</sub>: C<sub>CI</sub>: برخورد پوسته‌ای درجا یا نفوذی؛ H<sub>LO</sub>: کوهزایی تأخیری هیبرید؛ H<sub>CA</sub>: قوس قاره‌ای هیبرید؛ T<sub>IA</sub>، T<sub>OR</sub>: قوس جزیره تولیتی و پشته میان اقیانوسی تولیتی

PARAMETERS	AUTHORS	ORIGIN							
		CRUSTAL		MIXED			MANTLE		
FIRST CHEMICAL NOMENCLATURES	SHAND (1927 & 1943)	PERALUMINOUS rocks		METALUMINOUS rocks			PERALKALINE rocks		
	LACROIX (1933)	Roches CALCO-ALC. HYPERALUMINEUSES		Roches CALCO-ALCALINES			Roches ALCALINES		
PETROGRAPHY	CAPDEVILA & FLOOR (1970) CAPDEVILA et al. (1973)	Granites MESOCHUS/AUX		Granites MIXTES		Granites BASICHUS/AUX			
	ORSINI (1976 & 1979)			A.M. SUB-ALC. ALUMINEUX		A.M. SUB-ALC. HYFOALUM.		A.M. CALCO-ALC.	
	YANG CHADOUN (1982)	M.M. TYPE		C.R. TYPE		M.S. TYPE		M.D. TYPE	
	TISCHENDORF & PALCHEN (1985)	S <sub>j</sub>	S <sub>0</sub>	S <sub>i</sub>	I <sub>KK</sub>	I <sub>OK</sub>	I <sub>MT</sub>	I <sub>MA</sub>	
ENCLAVES	DIDIER & LAMEYRE (1969) DIDIER et al. (1982)	C-TYPE (Crustal) ("Leucogranites")		M-TYPE (Mixed or Mantle) ("Monzogranites & G. anodiorites")					
MINERALOGY (QAP system)	LAMEYRE (1980) LAMEYRE & BOWDEN (1982)	"LEUCOGNANITES" (Crustal fission)		CALC-ALKALINE Series (High K, Medium K or Low K)			THOLEITIC Series		(PER)ALKALINE Series
UAFC MINERALS	ROSSI & CHEVREMONTE (1987)	A.M. ALUMINOPOTASSIQUE (s.s. ou composites)		A.M. MONZONITIQUE	A.M. CALCOALCALINE	A.M. THOLEITIQUE	A.M. (PER) ALCALINE		
BIOTITE COMPOSITION	NACHIF et al. (1985)	Lignées ALUMINO-POTASSIQUES		Lignées CALCOALCALINES et SUBALCALINES			Lignées ALCALINES et HYPERALCALINES		
ZIRCON MORPHOLOGY	PUPIN (1980 & 1985)	TYPE 1	TYPE 2	TYPE 3	TYPE 4 & 5		TYPE 7	TYPE 6	
OPAQUE OXIDES	ISHIHARA (1977) CZAMANSKE et al. (1981)	ILMENITE - Series				MAGNETITE - Series			
GEOCHEMISTRY (Major Elements)	CHAPPELL & WHITE (1974 & 1983) COLLINS et al. (1982), WHALEN et al. (1987)	S-TYPE		(I-TYPE)		M-TYPE		(A-TYPE)	
	LA ROCHE (1986) LA ROCHE et al. (1980)	AK-L M.A.	AK-G M.A.	SA M.A.	CA M.A.	TH M.A.	A-PA M.A.		
	DEBON & LE FORT (1983 & 1984)	ALUMINOUS M.A.		ALUMINO-CAFFMIC and CAFFMIC M.A. (Subalkaline calc-alkaline, tholeitic, and (per)alkaline)					
	MANIAR & PICCOLI (1989)	CGG		POG	CA G	IAG	OP	FRG	CEUG
GEOCHEMISTRY (Trace Elements)	TAUSON & KOZLOV (1973)	PLUMASITIC LEUCOGR.	ULTRA-MM GRANITES	PALINGENIC GRANITES (Normal and Subalkalines)			PLAGIO GRANITES	AGPATIC LEUCOGRANITES	
	PEARCE et al. (1984)	C.O.L.G. - Collision Granites (Syntectonic)			V & G Volcanic Arc Granites		DRG	WPG Within Plate Granites	
ASSOCIATED MINERALIZATIONS	XU KEQIN et al. (1982)	TRANSFORMATION - TYPE (Continental crust)		SYNTHESIS - TYPE (Transitional crust)			MANTLE-DERIVED - TYPE		
TECTONIC ENVIRONMENT	PITCHER (1983 & 1987)	HERCYNITE		CALEDONIAN - TYPE		ANDNOTYPE	VLPACIFIC TYPE	NGERA - TYPE	
SUGGESTED SYNTHETIC CLASSIFICATION		MPG	CPG	KCG	ACG	ATG	RTG	PAG	

به پیشنهاد چاپل و وایت (۱۹۷۴) بر اساس ترکیب و منشأ، چهار نوع گرانیت زیر پیشنهاد شده

است:

I: گرانیت‌های نوع I دارای منشأ آذرین و یا از تفریق ماگماهای بازیک تشکیل می‌شوند.

S: از ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون‌شده و یا سنگ‌های پوسته‌ای حاصل می‌شوند.  
M: زیرگروهی از گرانیت‌های نوع I هستند و به منابع مشتق شده از گوشته نسبت داده شده و شبیه تونالیت-ترونجمیت-گرانودیوریت (TTG) آرکئن و آداکیت‌های جدید هستند.  
A: این نوع گرانیت‌ها، ویژگی‌های آلکان داشته و در محیط‌های غیرکوهزایی جای می‌گیرند و پوسته و گوشته هر دو در پتروژنز گرانیت‌های نوع A، نقش دارند.

### ۶-۳- رده‌بندی گرانیت‌های منطقه

#### ۶-۳-۱- مشخصات توده‌های گرانیت‌های منطقه

به‌طور خلاصه توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد دارای مشخصات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی زیر می‌باشند:

#### ۶-۳-۱-۱- مشخصات صحرایی

۱- در یک نوار کوهزایی و در مرکز زون ارومیه- دختر با روند شمال غربی- جنوب شرقی به‌صورت پراکنده و تپه‌های ماهوری رخنمون دارند.

۲- در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن با ترکیب داسیتی تا آندزیتی نفوذ نموده‌اند.

۳- دارای ترکیب کوارتزدیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، سینوگرانیت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت هستند.

۴- واجد آنکلاوهای میکروگرانولارمافیک با ترکیب کوارتزدیوریت تا مونزوادیوریت و دایک‌های بازیک سین‌پلوتونیک با ترکیب آندزیتی می‌باشند.

۵- فاقد آنکلاوهای دگرگونی (سورمیکاسه) هستند.

۶- در کنتاکت توده‌های گرانیتوئیدی با سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، آهک کرتاسه سازند تفت و شیل‌های کامبرین سازند کهر، سنگ‌های دگرگونی مجاورتی درجه حرارت بالا دیده نمی‌شود.

۷- آثار کانی‌زایی آهن (هماتیت، مگنیت و الیژیست) و مس (مالاکیت و آزوریت) به‌طور گسترده با

ارزش اقتصادی، غالباً در کنتاكت توده با سنگ میزبان مشاهده می‌شود.

۸- لخته‌های مافیک متشکل از هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌ها منطقه دیده می‌شود.

۹- رگه‌های آپلیتی به ضخامت چندین سانتیمتر با ترکیب سینوگرانیت توده را قطع می‌کنند.

#### ۶-۳-۱-۲- مشخصات کانی‌شناسی

۱- حضور هورنبلند سبز، بیوتیت قهوه‌ای، مگنتیت، اسفن شکل‌دار اولیه

۲- وجود ارتوکلاز به صورت بین‌دانه‌ای، بی‌شکل و گاهی پرتیتی

۲- حضور آپاتیت‌های شکل‌دار و به صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز

۳- عدم حضور کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت و سیلیکات‌های آلومینیوم نظیر آندالوزیت

و کلدیریت

۴- دارای بافت گرافیکی، پرتیتی، میرمکیتی، گرانولار، آنتی‌راپاکیوی و...

۵- و بالاخره توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک نظیر هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت بین

دانه‌ای، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و بدون هسته‌های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه بیانگر گرانیت نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴)

#### ۶-۳-۱-۳- مشخصات ژئوشیمی

۱- از نظر شاخص اشباع از آلومین، اکثراً مت‌آلومین هستند.

۲- شواهدی از جمله چندرنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوز صورتی‌رنگ

(گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل این توده است که

با نتایج فوگاسیته اکسیژن به دست آمده از ترکیب شیمی کانی‌ها نظیر هورنبلند و بیوتیت مطابقت

دارد.

۳- طیف ترکیب شیمیایی وسیع در مقدار  $\text{SiO}_2$  (۵۵ تا ۷۸ درصد وزنی)

۴- روند منفی  $\text{CaO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Pb}$  و مثبت  $\text{Th}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  در طول تبلور ماگما



۵- میانگین  $\text{Na}_2\text{O}$  گرانیتهای منطقه بین ۱/۸۶ تا ۷/۲۱ متغیر می باشد.

۶- غنی شدگی نمونه ها از عناصر LILE ( Rb ,Th ) و LREE ( Nd ,La ,Ce ) و تهی شدگی آنها از

HFSE ( Y ,Ti ,Hf ,Zr و...) و HREE (Yb)

۷- بالاخره در نمودارهای تغییرات عناصر Zr ,Ba ,Y و Ce در مقابل  $\text{Si}_2\text{O}$  که ابتدا مقدار این

عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن و دمای بالای ماگمای اولیه) سپس با شروع تبلور

تفریقی کاهش می یابد. به عبارتی روند غیرخطی و منحنی شکل (زنگوله مانند) دارند.

۸- نسبت  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}<1.1$

۹- وجود دیوپسید و هیپرستن و عدم حضور کوندوم نورماتیو

با توجه به مشخصات ذکر شده توده های گرانیتوئید یزد متعلق به نوع I دمای بالا (نوع کوردیلرایبی)

می باشد.

در جدول ۶-۲ مشخصات صحرایی، کانی شناسی و ژئوشیمی توده های گرانیتوئیدی منطقه با

مشخصات گرانیتوئیدهای نوع S، I، M و A ارائه شده توسط چاپل و وایت (۱۹۷۴، ۲۰۰۱)، ایشهارا<sup>۱</sup>

(۱۹۷۷)، دیدیه<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۲) و بونن<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۷) مقایسه شده است.

بر اساس مشخصات ذکر شده در بالا و مشخصات جدول ۶-۱ توده های گرانیتوئید غرب یزد با

مشخصات از نوع I کوردیلرایبی مطابقت بیشتری دارد و به منظور تأیید بیشتر در ادامه از نمودارهای

ژئوشیمیایی تمایز گرانیتهای نیز استفاده شده است.

۶-۳-۲- نمودارهای ژئوشیمیایی تمایز گرانیتهای

۶-۳-۲-۱- نمودارهای والن و همکاران (۱۹۸۷)

از نمودارهای مختلف والن<sup>۴</sup> و همکاران (۱۹۸۷) جهت تمایز گرانیتهای نوع A از گرانیتهای S و I

---

1- Ishihara  
2- Didier  
3- Bonin  
4- Whalen

استفاده می‌شود. تمامی نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در محدوده گرانیت‌های نوع S و I

قرار می‌گیرند و هیچ نمونه‌ای در محدوده گرانیت نوع A جای نمی‌گیرد (شکل ۶-۱).

جدول ۶-۲- مشخصات صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای نوع M، I، S و A [چاپل و وایت (۱۹۷۴)، ۲۰۰۱ (، ایشهارا (۱۹۷۷)، دیدیه و همکاران (۱۹۸۲) و بونن و همکاران، ۲۰۰۷] و مقایسه آنها با توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

نوع A	نوع M	نوع S	نوع I (کالدونیایی)	نوع I (کردیلرانی)	گرانیتوئیدهای غرب یزد
مجموعه‌های کالدرون متعدد با حجم کوچک	توده‌های نفوذی کوچک و جدا از هم	توده‌های نفوذی کوچک.	مجموعه‌های پراکنده و جدا از هم	باتولیت یزرگ متعدد خطی	توده‌های منفرد و پراکنده (استوک)
آنورتوزیت، گابرو و دیوریت بیوتیت گرانیت در مجموعه‌های سری آلکالی فلدسپار گرانیت و سینیت	پلاژیوگرانیت وابسته به گابرو	طیف ترکیبی محدود گابرو- دیوریت (۲٪)، گرانودیوریت (۱۸٪) و گرانیت (۸۰٪)	طیف ترکیبی از دیوریت تا مونزودیوریت	طیف ترکیبی گسترده گابرو- دیوریت (۱۵٪)، گرانودیوریت (۵۰٪) و گرانیت (۳۵٪)	طیف ترکیبی گسترده کوارتز دیوریت (۵٪)، گرانودیوریت (۲۵٪)، گرانیت (۴۵٪) و آلکالی فلدسپار گرانیت (۱۵٪)
همراه با گدازه‌های آلکالی در مرکز کالدا	همراه با سنگ‌های آتشفشانی جزایر قوسی	فاقد معادل‌های آتشفشانی	گاهی با گدازه‌های بازالت- آندزیت پهنه‌ای فلاتی	همراه با حجم‌های عظیم آندزیت و داسیت	همراه با سنگ‌های آتشفشانی آندزیت و داسیت اتوسن
بیوتیت سبز، آمفیبول و پیروکسن آلکالی، فایالیت	هورنبلند، بیوتیت و پیروکسن	مسکوویت، بیوتیت	غالباً با بیوتیت	هورنبلند، بیوتیت، پیروکسن اورالیتی شده	هورنبلند زیاد، بیوتیت
اسفن و آلانیت	-	اسفن ثانویه فقط و کانی فرعی مونازیت	-	اسفن اولیه	اسفن اولیه و ثانویه
مگنتیت و ایلمنیت	-	ایلمنیت	مگنتیت و ایلمنیت	مگنتیت و ایلمنیت	مگنتیت و ایلمنیت
ممکنه گارنت	فاقد کانی‌های دگرگونی	دارای کانی‌های دگرگونی کردیریت، گارنت، آندالوزیت	فاقد کانی‌های دگرگونی	فاقد کانی‌های دگرگونی	فاقد کانی‌های دگرگونی
فسفات‌ها با فراوانی کم (آپاتیت، مونازیت)	-	بلورهای درشت و مستقل آپاتیت	ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند	ادخال‌های آپاتیت معمولاً در بیوتیت و هورنبلند	ادخال‌های آپاتیت شکل دارو سوزنی در پلاژیوکلاز، هورنبلند
آلکالی فلدسپار به صورت پرتیتی	آلکالی فلدسپار بین دانسه‌های و میکروگرافیکی	آلکالی فلدسپار مگاکریست با سرگذشت تاخیری	آلکالی فلدسپار بین دانسه‌ای و مهاجم و غالباً غنی از کوارتز	آلکالی فلدسپار بین دانسه‌ای و بی‌شکل	آلکالی فلدسپار بین دانسه‌ای، بی‌شکل و گاهی پرتیتی
-	-	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۶۶ تا ۷۹ درصد	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۵۷ تا ۷۳ درصد	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۵۷ تا ۷۳ درصد	دامنه تغییرات SiO <sub>2</sub> بین ۵۵ تا ۷۸ درصد
پر آلکان غنی از F	-	مقدار Na <sub>2</sub> O پایین Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O < 1	Na <sub>2</sub> O بالا Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O > 1	Na <sub>2</sub> O بالا Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O > 1	Na <sub>2</sub> O بالا Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O > 1

-	-	کروندوم بیشتر از ۱٪	کروندوم کمتر از ۱٪ و یا دارای دیوپسید در نورم	کروندوم کمتر از ۱٪ و یا دارای دیوپسید در نورم	اکثراً فاقد کروندوم و دارای دیوپسید
-	-	مقدار CaO در ترم- های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> کمتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم- های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> بیشتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم- های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> بیشتر از ۳/۷٪ است.	مقدار CaO در ترم- های دارای ۶۶٪ SiO <sub>2</sub> بیشتر از ۳/۷٪ است.
Zr+Nb+Ce+Y> 350ppm	-	مقدار Zr در ترم- های دارای SiO <sub>2</sub> =۶۶٪ بیشتر از 150 ppm	مقدار Zr در ترم- های دارای SiO <sub>2</sub> =۶۶٪ کمتر از 150 ppm	مقدار Zr در ترم- های دارای SiO <sub>2</sub> =۶۶٪ کمتر از 150 ppm	مقدار Zr در ترم- های دارای SiO <sub>2</sub> =۶۶٪ کمتر از 150 ppm
-	-	A/CNK>1.1	A/CNK<1.1	A/CNK<1.1	اکثر نمونه‌ها A/CNK<1.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> >0.2	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> >0.2	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> <0.2	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> >0.2	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> >0.2	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO <sub>T</sub> >0.2
-	-	Al/(Na+K+Ca/2)>1.05	Al/(Na+K+Ca/2)>1.5	Al/(Na+K+Ca/2)<1.1	اکثر نمونه‌ها Al/(Na+K+Ca/2)<1.1
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr=0.703-0.712	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr<0.704	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr>0.706	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr=0.705-0.709	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr=0.706-1.1	-
-	-	نمودارهای تغییرات نامنظم و بی‌قاعده	نمودارهای تغییرات خطی یا نزدیک به خطی	نمودارهای تغییرات خطی یا نزدیک به خطی	نمودارهای تغییرات خطی یا نزدیک به خطی
بعد از کوهزایی یا غیر کوهزایی	جزایر قوسی اقیانوسی	برخورد قاره‌ای نوع هرسی نین	بالا آمدگی بعد از برخورد نوع کالدونیایی	قوس حاشیه قاره‌ای نوع آندی	قوس حاشیه قاره‌ای
گرهک و تجمعات آنکلاوها و ماگمای بازیک	آنکلاوهای آذرین بازیک	آنکلاوهای از جنس رسوبی قدیمی دگرگون شده (سورمیکاسه)	اجتماع آنکلاوهای مختلط	آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب دیوریتی	آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دیوریت تا مونزودیوریت
توده نفوذی دارای عمر کوتاه	متحمل سرگذشت نفوذی کوتاه مدت	متحمل سرگذشت نفوذی با طول زمانی محدود همزمان و بعداز جنبشی	متحمل سرگذشت نفوذی کوتاه مدت بعد از جنبشی	سرگذشت نفوذی مرحله‌ای و بسیار طولانی مدت	سرگذشت نفوذی مرحله‌ای
کانه‌زایی قلع، تنگستن، فلورین و ...	کانه‌زایی پورفیری مس و طلا	گریزن قلع و تنگستن و کانه‌زایی رگه‌ای	بندرت کانه‌زایی شدید	کانه‌زایی پورفیری مس و آهن	کانه‌زایی مس و آهن

### ۶-۳-۲-۲- نمودار کولینز و همکاران (۱۹۹۹)

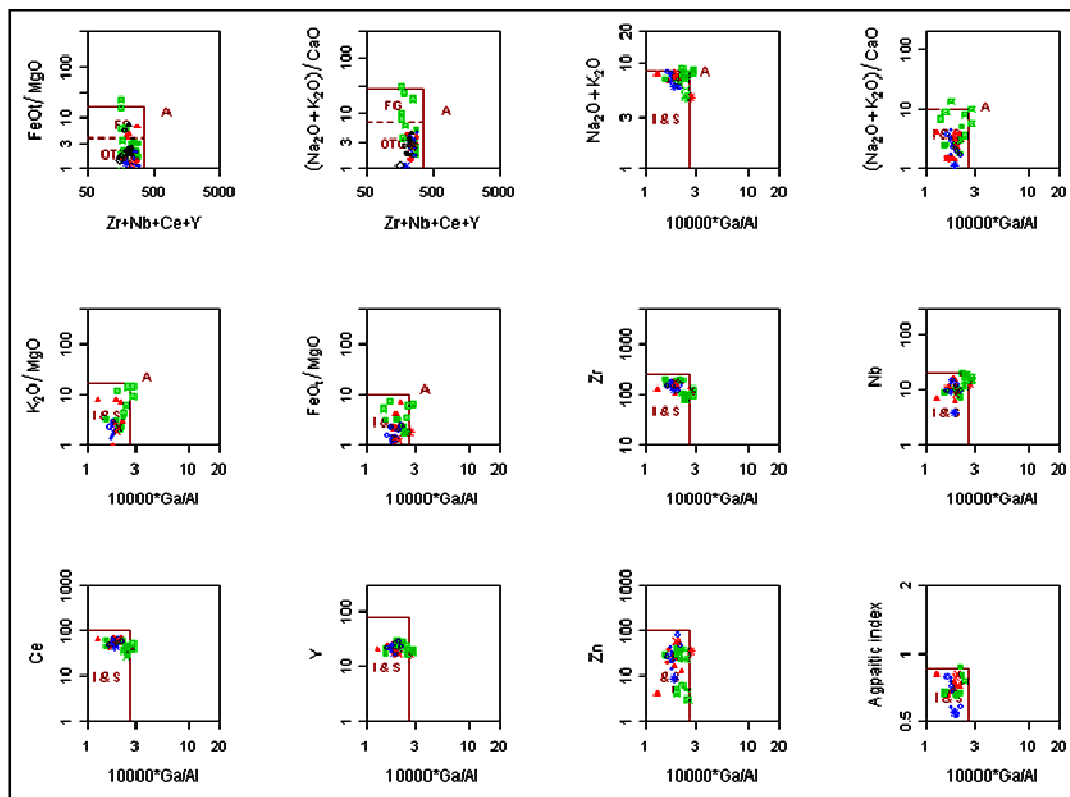
نمودار Zr در مقابل Si<sub>2</sub>O کولینز<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۹)، گرانیتهای نوع I و A را از هم جدا می‌کند

1- Coolins

و بر اساس این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۲-۶).

### ۳-۲-۳-۶- نمودار فورنس و همکاران (۱۹۹۶)

فورنس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۶)، به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع I و A، نمودار Y در مقابل Si<sub>2</sub>O ارائه نمود و همه نمونه‌های منطقه در این نمودار در محدوده گرانیت نوع I جای می‌گیرند (شکل ۳-۶).

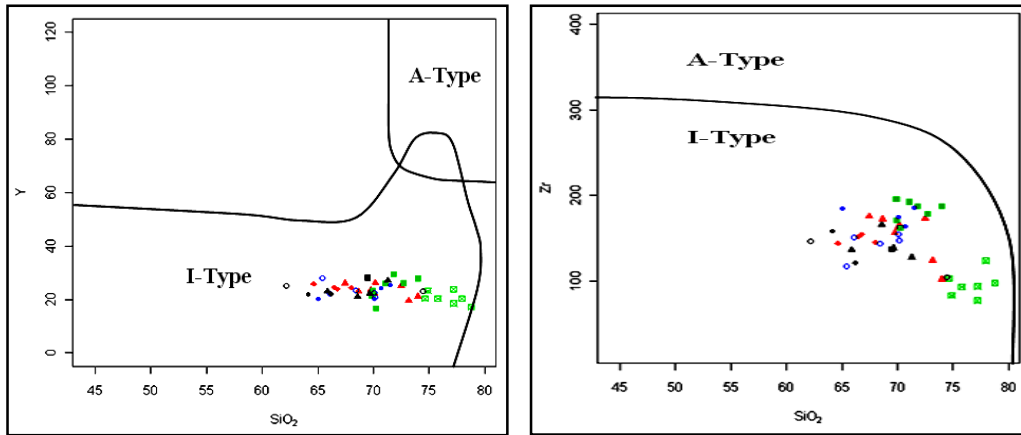


شکل ۳-۶- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای مختلف والن و همکاران (۱۹۸۷) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های I و S

### ۳-۲-۳-۶- نمودارهای چاپل و وایت (۲۰۰۱)

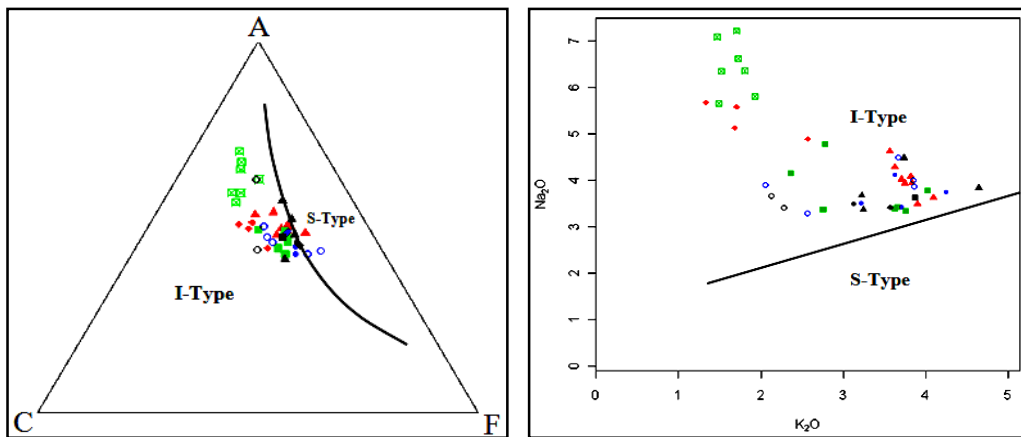
نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل K<sub>2</sub>O چاپل و وایت (۲۰۰۱)، گرانیت‌های نوع I از S جدا می‌کند و بر اساس

این نمودار تمامی نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۴-۶).



شکل ۳-۶- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار فورنس و همکاران (۱۹۹۶) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های I

شکل ۲-۶- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار کولینز و همکاران (۱۹۹۹) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع A از گرانیت‌های I



شکل ۵-۶- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار باگاس (۲۰۱۰) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I از گرانیت‌های S

شکل ۴-۶- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودارهای چاپل و وایت (۲۰۰۱) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I از گرانیت‌های S

### ۶-۳-۲-۵- نمودار مثلثی باگاس (۲۰۱۰)

نمودار مثلثی ACF توسط باگاس (۲۰۱۰) جهت تفکیک گرانیت‌های نوع I از S پیشنهاد شد که شامل سه پارامتر زیر می‌باشد:

$$A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O \quad C = CaO \quad F = FeO + MgO$$

اکثر نمونه‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در محدوده گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند (شکل ۶-۵).

### ۶-۳-۳- نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب

از معیارهای دیگر تفکیک گرانیت‌های I از S استفاده از روند مثبت و یا منفی نمونه‌ها در نمودارهای مختلف تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس می‌باشد؛ برخی از این نمودارها عبارتند از (چاپل و وایت، ۱۹۹۲ و ۲۰۰۱):

الف) نمودار CaO در مقابل  $\text{SiO}_2$ : نمونه‌ها در این نمودار روند نزولی یا منفی داشته و از ویژگی‌های گرانیت نوع I می‌باشد (شکل ۵-۹).

ب) نمودار  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ : مقدار  $\text{P}_2\text{O}_5$  نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش سیلیس، کاهش یافته که از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I محسوب می‌شود؛ زیرا با تبلور تفریقی آپاتیت در گرانیت‌های نوع I، فسفر در این کانی جای می‌گیرد و غلظت فسفر در ماگمای باقی‌مانده کاهش می‌یابد، در صورتی که در گرانیت‌های نوع S به علت عدم تبلور آپاتیت، این عنصر در ماگمای باقی‌مانده افزایش می‌یابد (شکل ۵-۹).

ج) نمودار Pb در مقابل  $\text{SiO}_2$ : سرب به‌عنوان یک عنصر کمیاب سازگار در مقابل سیلیس عمل کرده و مقدار Pb نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش سیلیس، کاهش یافته که از مشخصات گرانیت‌های نوع I می‌باشد (شکل ۵-۱۱).

د) نمودار Th در مقابل  $\text{SiO}_2$ : توریم یک عنصر کمیاب ناسازگار است، بنابراین مقدار Th نمونه‌های مورد مطالعه با افزایش سیلیس، غلظت آن در ماگمای باقی‌مانده افزایش می‌یابد که از مشخصات گرانیت‌های نوع I می‌باشد (شکل ۵-۱۲).

### ۶-۴- مشخصات و رده‌بندی گرانیت‌های نوع I

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی چاپل و همکاران (۱۹۹۸، ۲۰۰۴)، گرانیتوئیدهای نوع I

را می‌توان به دو نوع دمای بالا و پایین تقسیم نمود. گرانیتهای نوع I دمای بالا یا کورد بلایی حاصل ذوب بخشی سنگ‌های مافیک (با ترکیب بازالتی، دیوریتی تا مونزونیتی) واقع در اعماق پوسته، ورقه اقیانوسی فرورونده یا گوشته تحول یافته هستند که به تازگی به پوسته اضافه شده‌اند (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).

توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی ارائه شده توسط چاپل و همکاران (۲۰۰۴) از نوع گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا می‌باشد که در ادامه مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

#### ۶-۴-۱- شواهد پتروگرافی

به‌طور خلاصه برخی از شواهد پتروگرافی عبارتند از:

۱- توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک: در برخی از مقاطع تجمعاتی به‌صورت لخته‌های مافیک متشکل از هورنبلند، بیوتیت، اوپک و کمی پلاژیوکلاز دیده می‌شود که معرف وجود یک لخته مافیک ریز می‌باشد (شکل ۳-۷).

۲- حضور کوارتز به‌صورت بین‌دانه‌ای و بی‌شکل (شکل‌های ۳-۴، ۳-۵، ۳-۲۲، ۳-۲۸ و ۳-۳۴)

۳- منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و حضور هسته‌های کلسیک ضعیف (میانگین  $An < 20$ )

۴- بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز بدون جهت‌یافتگی یا جهت‌یافتگی موازی ضعیف

۵- حضور بلورهای هورنبلند تیغه‌ای فراوان در توده‌های گرانیتوئیدهای منطقه و در کوارتز دیوریت علی‌آباد همراه با بلورهای هورنبلند تیغه‌ای، کلینوپیروکسن‌های با حاشیه واکنشی نیز مشاهده می‌شود.

#### ۶-۴-۲- شواهد ژئوشیمیایی

روند غیرخطی و منحنی‌شکل (زنگولی‌مانند) نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب ناسازگار

Zr، Y، Ce و Ba در مقابل سیلیس، از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا می‌باشد.

گرانیتهای نوع I دمای بالا، در ماگمای اولیه به دلیل درجه حرارت بالا و حلالیت بالای Zr،

زیرکنیم محلول است و ماگما از زیرکنیم اشباع نیست. در این گرانیته‌ها همزمان با آغاز تفریق و جدایش بلورها، مقدار Zr در مذاب افزایش می‌یابد، سپس با کاهش دما و کاهش حلالیت Zr و افزایش آن در ماگما، تفریق بلورهای آن آغاز می‌گردد و با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار Zr کاهش می‌یابد. در نتیجه در نمودار تغییرات Zr در مقابل  $\text{SiO}_2$  روند غیرخطی و منحنی‌شکل (زنگوله‌مانند) نشان می‌دهند اما در گرانیته‌های I دمای پایین، ماگما از زیرکنیم اشباع است و همزمان با شروع تفریق ماگما، جدایش بلورهای آن آغاز می‌گردد و با افزایش  $\text{SiO}_2$ ، مقدار Zr کاهش می‌یابد، و در مجموع در نمودار تغییرات Zr در مقابل  $\text{SiO}_2$  روند خطی و نزولی را نشان می‌دهند.

عناصر دیگر نظیر Y، Ce و Ba نیز رفتاری مشابه‌ای با Zr در گرانیته‌های نوع I دمای بالا دارند، به طوری که با افزایش سیلیس مقدار این عناصر در ابتدا در ماگما افزایش یافته سپس در ماگما کاهش می‌یابد.

روند تغییرات عناصر ناسازگار Zr، Ba، Y و Ce در مقابل  $\text{Si}_2\text{O}$  نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که دارای روند غیرخطی و منحنی‌شکل (زنگوله‌مانند) هستند و بیانگر گرانیته‌های I منطقه از نوع دمای بالا می‌باشد (شکل ۵-۱۲)

## ۶-۵- رده بندی باربارین (۱۹۹۹)

به نظر می‌رسد مهمترین معیار در رده‌بندی جدید گرانیته‌ها، مسئله جایگاه تکتونیکی آنها است، بنابراین می‌توان رده‌بندی ساده و فراگیر را در نظر گرفت که انواع گرانیته‌های کوهزایی که در قاره‌ها و در امتداد نوارهای چین‌خورده تشکیل می‌شوند را از گرانیته‌های غیرکوهزایی که معمولاً به همراه مراحل بالآمده‌گی ایجاد ریفت به وجود می‌آیند، از هم جدا کرد. در ادامه رده‌بندی گرانیته‌ها که بر اساس جایگاه تکتونیکی آنها می‌باشد، مورد بررسی قرار می‌گیرد:

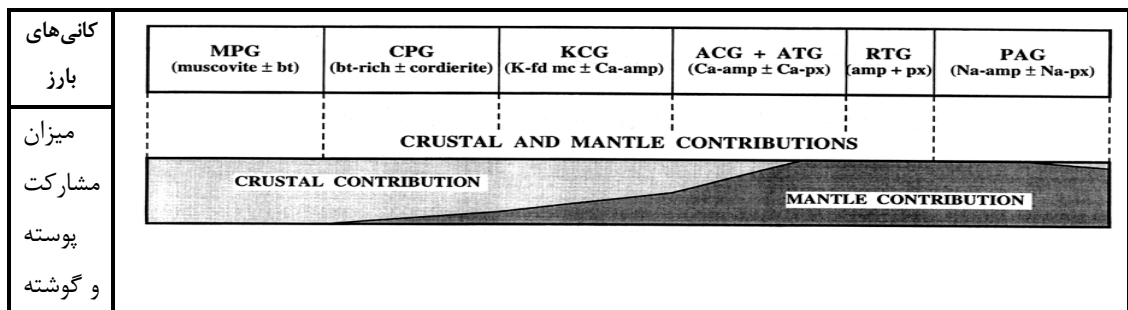
باربارین (۱۹۹۹) بر اساس منشاء و محیط ژئودینامیکی، گرانیته‌ها را به هفت گروه تقسیم نمود. در جدول ۶-۳ به‌طور خلاصه مشخصات این هفت گروه گرانیته‌ها با هم مقایسه شده است.



جدول ۶-۳- مشخصات منشاء، محیط ژئودینامیکی، کانی شناسی، سنگ شناسی و ژئوشیمی انواع گرانیتوئیدها (باربارین، ۱۹۹۹).

علایم اختصاری	MPG	CPG	KCG	ACG	ATG	RTG	PAG
انواع گرانیتوئیدها	پرآلومین حاوی مسکوویت	پرآلومین حاوی کردیریت	کالکوآلکان غنی از پتاسیم با کلسیم پایین	کالکوآلکان حاوی آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا	تولئیتی قوسی	تولئیتی پشته اقیانوسی	آلکان و پرآلکان
منشاء	پوسته‌ای	گرانیتوئیدهای پرآلومین	مختلط	گرانیتوئیدهای کالکوآلکان تا آلومین	گوشته-ای	گرانیتوئیدهای پرآلکان، آلکان و تولئیتی	
محیط ژئودینامیکی	برخورد قاره‌ای		رژیم‌های انتقالی	فرورانش	بازشدگی اقیانوسی یا ریفتی شدن و گنبدی شدن قاره‌ای		
				ACG			
کانی شناسی	مسکوویت+آپاتیت+ تورمالین+گارت± بیوتیت±زیرکن± موناازیت±ایلمنیت	بیوتیت+آپاتیت+ کردیریت+زیرکن+ تورمالین±مسکوویت± آنسدالوزیت- سیلیمانیت± موناازیت گارت±آپاتیت	بیوتیت+زیرکن+ آپاتیت+آپاتیت± تیتانیت± مسکوویت±آمفیبول± ایلمنیت±مگنتیت	آمفیبول+ زیرکن+ تیتانیت+ بیوتیت+ پیروکسن+آپاتیت+آپاتیت±مگنتیت±ایلمنیت	آمفیبول+زیرکن+ پیروکسن+آپاتیت+مگنتیت±بیوتیت±آپاتیت± تیتانیت±ایلمنیت	آمفیبول آلکانی+ پیروکسن- آلکانی+زیرکن+ بیوتیت+آپاتیت+ آلایت+ایلمنیت+ مگنتیت±مسکوویت ± گارت± تیتانیت	
درصد An پلاژیوکلاز	۰-۲۰	۱۵-۴۰	۱۵-۳۰	۲۰-۵۰	۲۰-۵۰	۲۰-۵۰	۰-۱۰
نام پتروگرافی	لوگوگرانیت (گرانیت)	(لوگوگرانیت) گرانیت گرانودیوریت (کوارتزیدیوریت)	(لوگوگرانیت) گرانیت گرانودیوریت کوارتزیدیوریت	(گرانیت‌ها) گرانودیوریت تونالیت گابرو	پلاژیوگرانیت تروندجمیت تونالیت، گابرو	آلکانی گرانیت آلکانی سینیت سینیت، گرانیت (گابرو) آنورتوزیت	
سنگ‌های همراه	دگرگونی	-	آناکسی میگماتیت‌ها	-	-	-	-
	آتشفشانی	-	-	گدازه‌های اسیدی (توف‌ها)	آندزیت‌ها و داسیت‌ها	تولئیت‌های حاوی الیوین	گدازه‌ها آلکان
	مافیک	-	کوارتزیدیوریت واگنریت‌ها	کوارتزیدیوریت گابروها، آپینیت‌ها	گابروها (در مقادیر بزرگ)	گابروها (در مقادیر بزرگ)	گابروها (در مقادیر بزرگ)
آکلاوها	گزنولیت	بندرت	فاقد/ بندرت	بندرت	بندرت	بندرت	بندرت
	رسیت‌ها	بندرت	فراوان	بندرت	فاقد	فاقد	فاقد
	FME	بندرت	فاقد- بندرت	بندرت	بندرت	بندرت	بندرت

	MME	فاقد	بندرت	معمولی	فراوان	فراوان	بندرت
	فرآیند تفریق	تبلور تفریقی	تبلور تفریقی یا ناآمختگی رستیت	تبلور تفریقی و اختلاط ماگما	تبلور تفریقی شدید و اختلاط ماگما	تبلور تفریقی خیلی شدید	تبلور تفریقی خیلی شدید و اندرکنش ساب سولیدس
ضریب آلومین (مولر) / KCNA	$A \geq CNK$ $\geq 1$		$CNK > A > NK$ $< 1$			$A \leq NK$ آلکان	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	زیاد	زیاد	کم	متوسط	متوسط	متوسط	
CaO	کم	کم	متوسط	زیاد	متوسط	کم	
Na <sub>2</sub> O	متوسط	متوسط	متوسط	متوسط	زیاد	زیاد	
K <sub>2</sub> O	متوسط	زیاد	زیاد	متوسط	کم	زیاد	
FeO <sup>t</sup> +MgO+ MnO	کم	متوسط	متوسط	زیاد	متوسط	متوسط	
Fe <sup>3+</sup> / (Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	کم	کم	متوسط	زیاد	زیاد	متوسط	
FeO <sup>t</sup> / (FeO <sup>t</sup> +MgO)	<0.8	<0.8	0.8-1.0	<0.8	>0.8	>0.8	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.706-0.760	>0.708	0.706-0.712	0.706-0.708	≤0.704	0.704-0.712	
εNd	-4 - -17	-6 - -9	-4 - -9		-	-	
δ <sup>18</sup> O(%)	+10 - +14	+10 - +13	+5 - +10		-	-	
δ <sup>34</sup> S(%)	-12 - +2		+5 - +20		-	-	



توده‌های نفوذی یزد بر اساس رده‌بندی باربارین (۱۹۹۹)، با ویژگی کانی‌های شاخصی نظیر آمفیبول، بیوتیت، زیرکن، تیتانیت، مگنتیت، آپاتیت و پلاژیوکلاز (آنورتیت ۲۰ تا ۵۰٪)؛ عدم حضور کانی‌های آلومینوسیلیکات، کردیریت و مسکوویت؛ همراهی با سنگ‌های آتشفشانی آندزیت و داسیت؛ وجود آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME)؛ ضریب آلومین کمتر از ۱ و مقدار  $FeO^t/FeO^t+MgO < 0.8$  در گروه گرانیتوئیدهای کالکوالکان غنی از آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا (ACG) قرار می‌گیرند که این نوع گرانیتوئیدها با منشاء اختلاطی پوسته و گوشته، در

محیط ژئودینامیکی فرورانش در فرآیند تبلور تفریقی شدید و اختلاط ماگما تشکیل می‌شوند.

## ۶-۶- رده‌بندی کاسترو و همکاران (۱۹۹۱)

به جز انواع گرانیتهای ذکر شده در بالا، کاسترو<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۱)، نوع دیگری از گرانیتهای به نام گرانیتهای دورگه‌ای یا نوع هیبریدی (H) را مطرح نمودند. در واقع گرانیتهای نوع H، گرانیتهای دورگه‌ای هستند که از اختلاط ماگماهای پوسته‌ای یا نوع S با گرانیتهای گوشته‌ای (نوع M یا I) حاصل شده‌اند.

کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) مراحل زیر را در تشکیل گرانیتهای هیبرید مطرح می‌نمایند (شکل ۶-۶):

۱- تزریق: در این مرحله دایک‌هایی از یک ماگمای مافیک به درون اتاقک ماگمایی فلسیک نفوذ می‌نمایند.

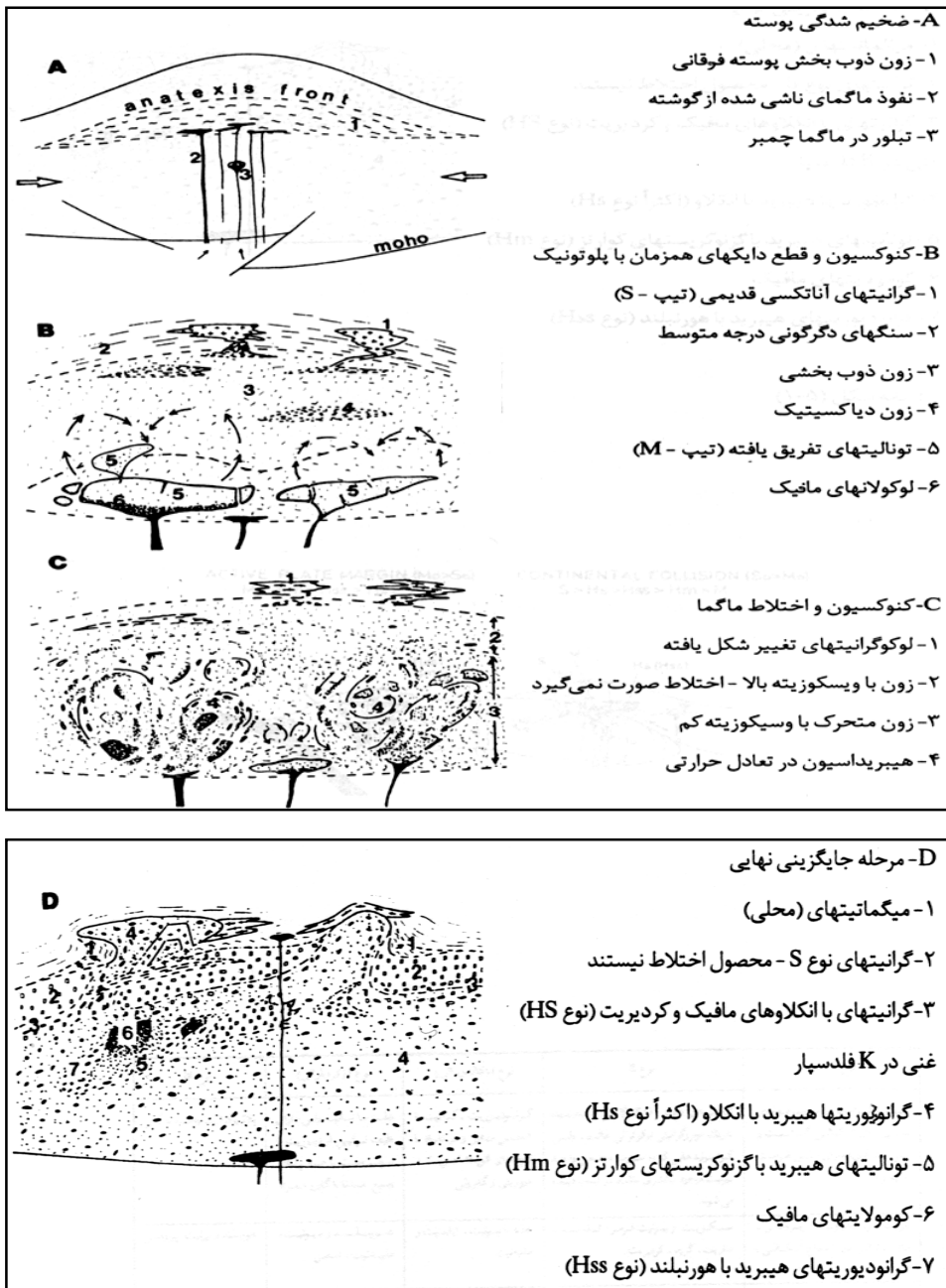
۲- ایجاد تعادل حرارتی: در نتیجه تزریق ماگمای مافیک به درون اتاقک ماگمای فلسیک به تدریج و موضعی، حرارت بالا رفته و مقدار مواد مذاب افزایش می‌یابد. افزایش مقدار ماده مذاب می‌تواند ناشی از ورود مواد فرار از طرف ماگمای بازیک به داخل ماگمای اسیدی باشد؛ زیرا در نتیجه این امر، درجه حرارت ذوب کاهش می‌یابد و مقدار مواد مذاب افزایش حاصل می‌کند. این فرآیند باعث کاهش گرانیتهای ماگما می‌شود.

۳- جریان همرفت (کنوکسیون): در نتیجه نفوذ ماگمای بازیک چگال‌تر، لایه‌بندی حرارتی ایجاد می‌شود و موجب برقراری یک جریان گرمایی رو به بالا می‌گردد. این امر نشانگر وجود یک منطقه‌بندی چگالی و ناپایدار است که ناشی از جریان همرفت در اتاقک ماگمایی می‌باشد.

۴- گسیختگی دایک‌ها و اختلاط: جریان همرفتی باعث گسیختگی دایک‌ها از توده نفوذی می‌شود. قطعات گسیخته در ماگمای اسیدی ریخته و اختلاط بلوری و انتشار مواد بین قطعات گسیخته ماگمای بازیک و ماگمای اسیدی صورت می‌گیرد. جریان همرفتی برای از هم گسیختن و مخلوط

1- Castroo

نمودن قطعات بازیک با ماگمای اسیدی ضروری است.



شکل ۶-۶- مراحل تشکیل گرانیتوئیدهای دو رگه‌ای (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)

۵- تولید آنکلاو: جریان همرفتی سرانجام منجر به انتقال قطعات بازیک به داخل ماگمای اسیدی در حال اختلاط می‌شود و آنرا متلاشی می‌کند. قطعات مزبور در نتیجه انتقال گرد می‌شوند.

بخش‌هایی از آنها که کاملاً متلاشی نشده‌اند، به‌صورت آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در ماگمای فلسیک و در حال انجماد باقی می‌مانند.

انجام فرآیندهای دورگه‌ای شدن بین ماگماهای نوع M و مذاب‌های آناتکتیک بر حسب نسبت‌های هر کدام از آنها می‌تواند به ایجاد نوع وسیعی از سنگ‌های دورگه منجر شود. در اغلب این سنگ‌های دورگه، شکل اولیه انواع S یا M به‌طور شدید تغییر یافته و تا اندازه‌ای مشخص است.

بر اساس نسبت‌های مختلف از اختلاط ماگمای نوع M (گوشته بازیگ) و مواد مذاب فلسیک انواع مختلفی از سنگ‌های هیبرید به وجود می‌آید (شکل ۶-۷):

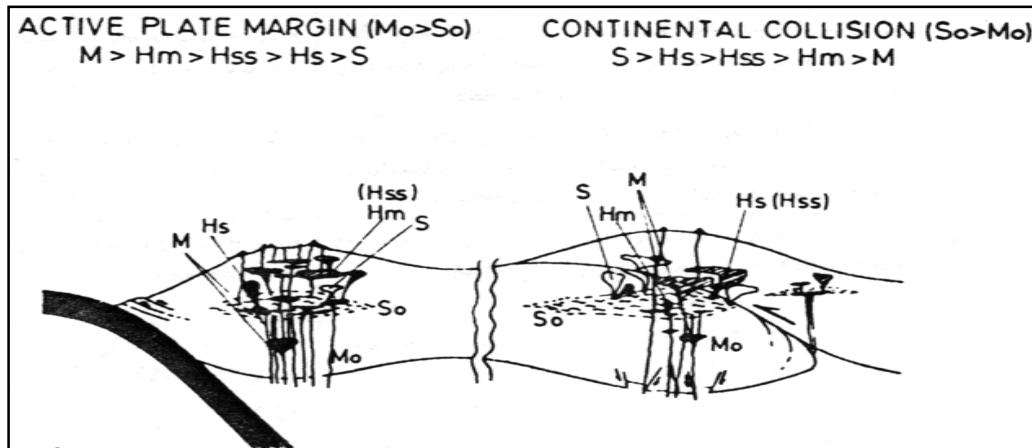
۱- گرانیتوئیدهای نوع  $H_s$ : در این نوع سنگ‌ها مواد مذاب فلسیک غالب است و دارای اشکال بافتی نوع S می‌باشد و حاوی آنکلاوهای تونالیتی و پلاژیوکلازهای هضم شده پرآلومین است و دارای رستیت‌های دگرگونی هستند.

۲- گرانیتوئیدهای نوع  $H_m$ : در این سنگ‌ها مواد مذاب بازیگ (گوشته‌ای) غالب می‌باشد. از مشخصه‌های آنها وجود گزنوکریست‌های حاصل از ماگمای فلسیک (که بیشتر از نوع کوارتز هستند) در داخل ماگمای بازیگ می‌باشد.

۳- گرانیتوئیدهای نوع  $H_{ss}$ : سنگ‌های دورگه‌ای هستند که مقدار اختلاط دو ماگمای بازیگ و اسید با هم برابر است. در این سنگ‌ها اشکال اولیه هر نوع از ماگمای مختلط از بین رفته است. این سنگ‌ها دارای آنکلاوهای ریز دانه و همچنین مشخصه‌های بافتی (پلاژیوکلازهای هضم و تحلیل شده) می‌باشند. در هر محیط کوهزایی زمانی که ماگمای حاصل از گوشته در داخل پوسته‌ای قاره‌ای که دارای شرایط ذوب می‌باشد، می‌تواند ماگمای هیبرید (دورگه) حاصل شود. در محیط‌های برخورد دو قاره گرانیتوئیدهای نوع S فراوانتر از نوع M است و در محیط‌های فرورانش نوع آندی، گرانیتوئیدهای نوع M فراوانتر می‌باشد (شکل ۶-۷).

وجود ویژگی‌های بافتی نظیر پلاژیوکلازهای هضم‌شده و هورنبلندهایی با حواشی تحلیل رفته و تا حدودی اسکلتی، وجود آنکلاوهای ریز دانه مافیک و لخته‌های مافیک غنی از هورنبلند و بیوتیت بر

اساس رده‌بندی کاسترو و همکاران (۱۹۹۱) گرانیتوئیدهای منطقه را می‌توان از نوع هیبریدی HSS محسوب نمود.



شکل ۶-۷- مقایسه انواع گرانیتوئیدها و خاستگاه تکتونیکی آنها (کاسترو و همکاران، ۱۹۹۱)

## ۶-۷- جایگاه تکتونوماگمایی

گرانیتوئیدها در محیط زمین‌ساختی متفاوت و از طریق فرآیندهای ژئودینامیکی مختلف ضخیم‌شدگی پوسته‌ای ناشی از برخورد قاره‌ای، نفوذ ماگمای مختلف گوشته‌ای به زیر پوسته قاره‌ای و نازک‌شدگی لیتوسفر و بالا آمدگی گوشته استنوسفری به وجود می‌آیند. شواهد و آثار ژئوشیمیایی این فرآیندها در ترکیب ژئوشیمیایی این توده‌ها و آنکلاوهای آنها ثبت می‌شود. به‌علاوه، تغییرات عمده تکتونیک از فرآیندهای فشارشی به کششی یا بالازدگی و نازک‌شدگی بزرگ مقیاس، می‌تواند باعث تفاوت‌های ترکیبی در ماگماهای گرانیتی شود. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌ای با اجزاء پوسته‌ای موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها نیز از شاخص‌ترین ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتی است (سلمان آیدوغان<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۸).

به منظور تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارهای مختلف استفاده شده که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد:

1- Selman Aydi gan

#### ۶-۷-۱- نمودار باچلور و بودن (۱۹۸۶)

باچلور و بودن (۱۹۸۵) بر پایه تغییرات عناصر اصلی نمودار  $R_2$  در مقابل  $R_1$  را به منظور تفکیک محیط‌های تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه نمودند. در این نمودار گرانیتوئیدها به گروه‌های گوشته‌ای، پیش از برخورد، بالآمدگی بعد از برخورد، انتهای کوهزایی، غیرکوهزایی، همزمان با برخورد و بعد از کوهزایی تفکیک شده‌اند.

اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد، برخی از نمونه‌ها در محدوده بعد از کوهزایی و بالآمدگی بعد از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۶-۸).

#### ۶-۷-۲- نمودار مثلثی هریس و همکاران (۱۹۸۶)

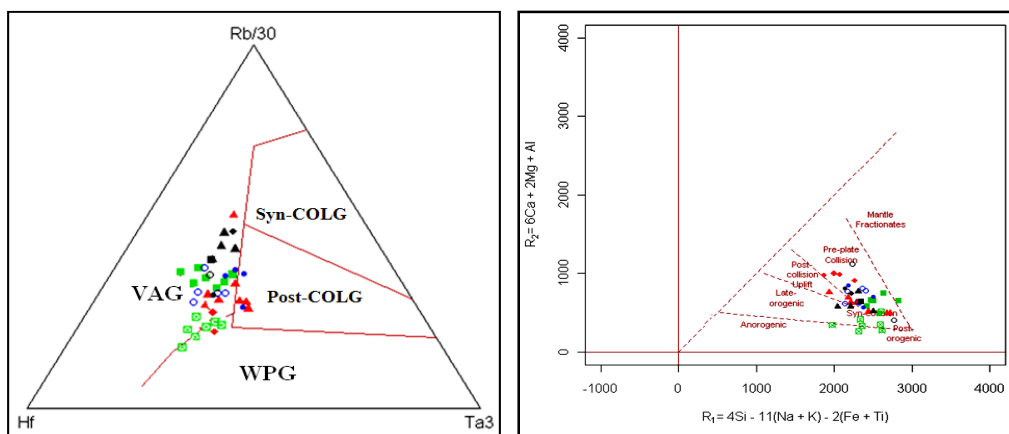
به منظور تعیین محیط تکتونیکی توده‌های گرانیتوئیدی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر کمیاب توسط محققین ارائه گردیده که از جمله نمودار هریس<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۸۶) می‌باشد. این نمودار مثلثی Hf در مقابل Rb/30 در مقابل Ta<sub>3</sub>، از لحاظ جایگاه تکتونیکی به چهار گروه گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی، گرانیتوئیدهای درون‌ورقه‌ای، گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد و گرانیتوئیدهای پس از برخورد تقسیم شده‌اند. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) و چند نمونه در محدوده گرانیتوئیدهای پس از برخورد (Post-CLOG) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۹).

#### ۶-۷-۳- نمودار پیرس و همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۹۶)

یکی از رایج‌ترین رده‌بندی محیط تکتونیکی بر اساس عناصر کمیاب، نمودارهای پیرس و همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۹۶) می‌باشد. این نمودارها بر مبنای عناصر کمیاب با بار و شعاع یونی بالا است و پایه‌گذاری آنها بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی وسیع در سراسر جهان می‌باشد. نمودارهای پیرس و همکاران، گرانیتوئیدها از لحاظ جایگاه تکتونیکی به پنج گروه گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی

1- Batchelor and Bowden  
2- Harris

(ORG)<sup>۱</sup>، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG)<sup>۲</sup>، گرانیتوئیدهای درون ورقه‌ای (WPG)<sup>۳</sup> و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-CLOG)<sup>۴</sup> و گرانیتوئیدهای پس از برخورد (Post-CLOG)<sup>۵</sup> تقسیم شده‌اند.



شکل ۶-۹- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار هریس و همکاران (۱۹۸۶) جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی

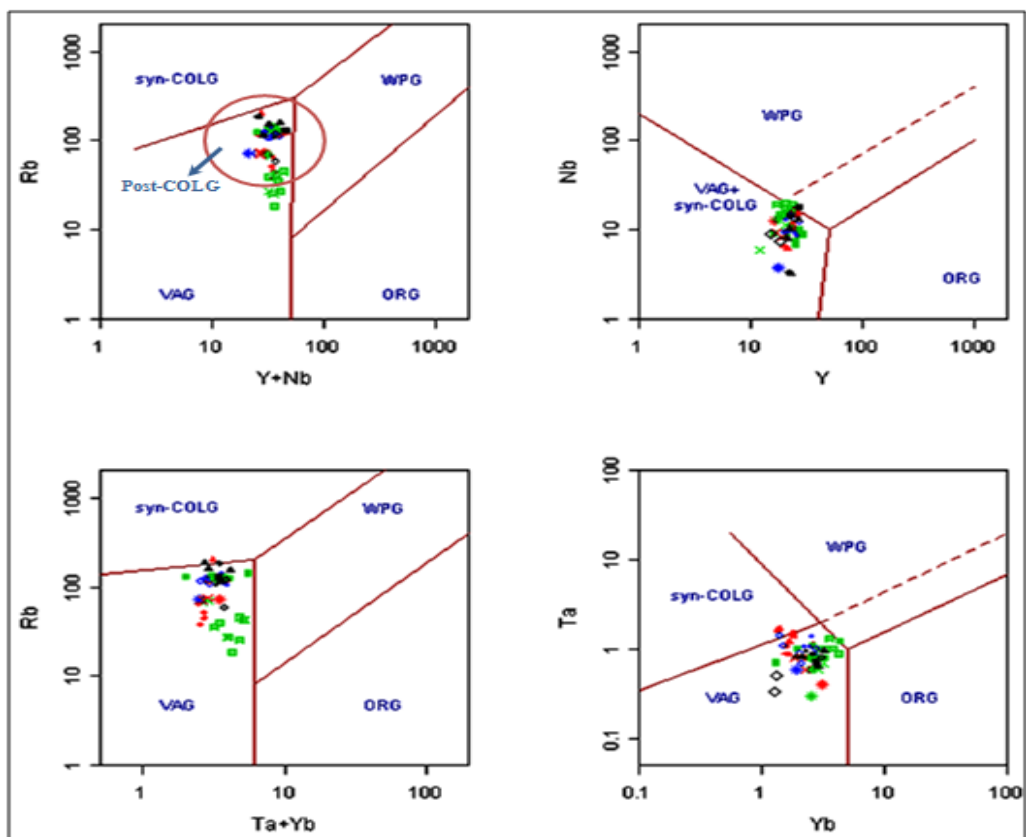
شکل ۶-۸- جایگاه نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار باچلور و بودن (۱۹۸۶) جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی

همان‌طور که در شکل ۶-۱۰ ملاحظه می‌شود در نمودار Nb در مقابل Y، سنگ‌های مورد پژوهش در محدوده مشترک VAG و Syn-CLOG قرار می‌گیرند. برای تفکیک این دو از هم، نمودارهای دیگری معرفی شده است که در شکل ۶-۱۰ ارائه گردیده و بر اساس آنها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده VAG جای می‌گیرند. ویژگی‌هایی نظیر وجود بیوتیت و هورنبلند کلسیک، متآلومینه تا کمی پراآلومینه بودن و به‌طور کلی سایر ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I، توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد را در چنین محیط تکتونیکی قرار می‌دهد.

بر اساس رده‌بندی پیرس و همکاران (۱۹۹۶) در نمودار Rb در مقابل Y-Nb اکثر نمونه‌های منطقه در محدوده جدید Post-CLOG (گرانیتوئیدهای بعد از برخورد) قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۰).

- 1- Oceanic ridge granitoids
- 2- Volcanic arc granitoids
- 3- Within plate granitoids
- 4- Syn-Collision granitoids
- 5- Post- Collision granitoids





شکل ۶-۱۰- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف پیرس و همکاران (۱۹۸۴ و ۱۹۹۶) جهت تعیین محیط تکتونوماگمایی

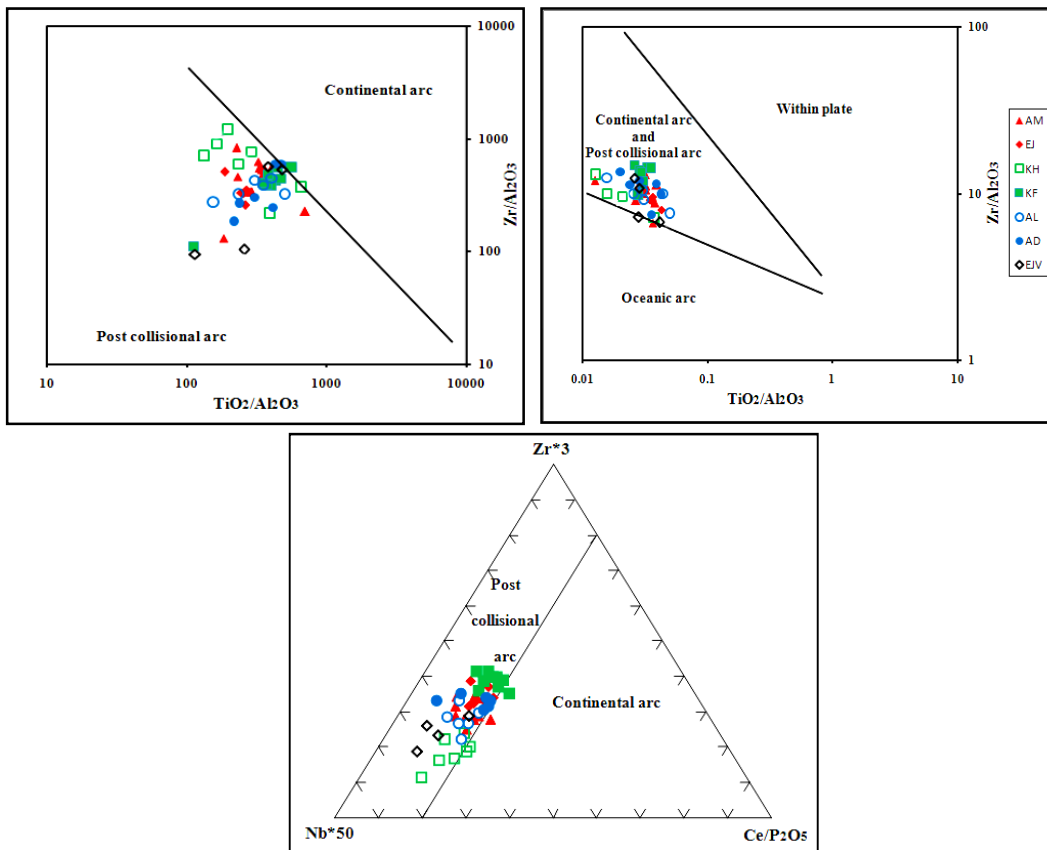
#### ۶-۷-۴- نمودارهای مولر و گروس (۱۹۹۷)

یکی از دیگر نمودارهای تعیین جایگاه تکتونوماگمایی بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب، نمودارهای مولر و گروس<sup>۱</sup> (۱۹۹۷) می‌باشد. این نمودارها برای تعیین دقیق‌تر جایگاه تکتونیکی منطقه و تفکیک جایگاه قوس‌های قاره‌ای از قوس‌های پس از برخوردی استفاده گردید که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده جایگاه قوس‌های پس از برخوردی قرار می‌گیرند (شکل ۶-۱۱).

#### ۶-۸- فرآیندهای موثر در تحولات ماگمایی منطقه

در حین صعود ماگما از درون پوسته، ترکیب ماگما تحت تاثیر فرآیندهای تبلور تفریقی و آلیش با مواد پوسته‌ای تغییر می‌کند که در ادامه مورد بررسی مفصل قرار می‌گیرد:

1-Muller and Groves



شکل ۶-۱۱- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف مولر و گروس (۱۹۹۷) جهت تفکیک جایگاه قوس‌های قاره‌ای از قوس‌های پس از برخوردی

### ۶-۸-۱- تبلور تفریقی

از فرآیندهای مؤثر در تحولات ماگمایی، تبلور تفریقی است. به منظور بررسی تبلور تفریقی در سنگ‌های منطقه از نمودارهای مختلف تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس و ضریب تفریق استفاده شده است، که نتایج زیر به دست آمده است:

۱- تغییرات عناصر اصلی در مقابل افزایش سیلیس و ضریب تفریق حاکی از روند منفی و کاهش مقادیر  $K_2O$ ،  $Na_2O$ ،  $CaO$ ،  $TiO_2$ ،  $P_2O_5$ ،  $MgO$ ،  $Fe_2O_3$  و  $Al_2O_3$  و روند مثبت و افزایشی مقادیر  $K_2O$  و  $Na_2O$  می‌باشد؛ این تغییر روندها در عناصر اصلی با پیشرفت فرآیند تفریق بلوری ماگمایی امری عادی است و می‌تواند به خاطر تبلور تفریقی کانی‌های پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر، فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول)،

مگنتیت و اسفن از ماگمای اولیه باشد و با پیشرفت فرآیند تفریق میزان  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  در مذاب بیشتر شده و در نهایت باعث تشکیل فلدسپارهای پتاسیک و پلاژیوکلازهای سدیک تر (اسیدی تر) می‌شود.

۲- به طور کلی روندهای مشاهده شده در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در مقابل سیلیس و ضریب تفریق مشابه است و نشان‌دهنده تشکیل سنگ‌های این منطقه از یک منبع ماگمایی مشترک و نقش تبلور تفریقی در خلال تحول ماگمایی است.

۳- روند تغییرات عناصر کمیاب سازگار نظیر  $\text{Sc}$ ،  $\text{Ni}$ ،  $\text{Co}$ ،  $\text{V}$  و  $\text{Sr}$  در مقابل افزایش سیلیس و ضریب تفریق، روند منفی (کاهشی) نشان می‌دهند که حاکی جانشین این عناصر در کانی‌های فرومنیزین (پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت)، مگنتیت و پلاژیوکلازها در حین تبلور تفریقی ماگما دارد.

۴- عناصر کمیاب ناسازگار نظیر  $\text{Rb}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Zr}$ ،  $\text{Y}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{La}$ ،  $\text{Hf}$  و  $\text{Ce}$  در مقابل افزایش سیلیس و ضریب تفریق روند مثبتی (افزایشی) نشان می‌دهند که بیانگر جانشین این عناصر در شبکه کانی‌های نظیر ارتوز، بیوتیت، آمفیبول، پلاژیوکلاز سدیک و کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت در طی تفریقی ماگما دارد.

۵- فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی روندهای مشابه‌ای در نمودارهای هارکر ایجاد می‌نمایند. با توجه به حساسیت بالای غلظت عناصر ناسازگار موجود در یک ماگما نسبت به فرآیند ذوب بخشی و تغییر شدت غلظت عناصر سازگار در حین تبلور تفریقی، بنابراین جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی از ذوب بخشی در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار و سازگار و نسبت‌های آنها در برابر یکدیگر نیز استفاده شده است.

۶- نمونه‌های منطقه در نمودارهای عناصر ناسازگار-ناسازگار  $\text{K}_2\text{O}$  در مقابل  $\text{Rb}$ ،  $\text{Hf}$  در مقابل  $\text{Ce}$ ،  $\text{Ce}$  در مقابل  $\text{Zr}$ ،  $\text{Hf}$  در مقابل  $\text{Y}$ ،  $\text{Zr}$  در مقابل  $\text{Y}$  و  $\text{Hf}$  در مقابل  $\text{Zr}$  روند خطی و صعودی نشان می‌دهند و از مبدأ مختصات نیز می‌گذرد که نمایشگر فرآیند غالب تشکیل سنگ‌های منطقه تبلور تفریقی می‌باشد. در صورتی که اگر روند نزولی (منفی) در این نمودارها مشاهده می‌شود، ذوب بخشی

به‌عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی در نظر گرفته می‌شود.

۷- در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Rb در مقابل Sc و Th در مقابل Sc، روند خطی و نزولی (با شیب منفی) مشاهده می‌شود؛ بنابراین فرآیند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، تبلور تفریقی است. در صورتی که اگر روند صعودی (مثبت) در این نمودار مشاهده گردد، بیانگر ذوب بخشی به‌عنوان فرآیند اصلی در تحولات ماگمایی می‌باشد.

۸- علاوه بر این، جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای تبلور تفریقی از ذوب بخشی در نمونه‌های مورد مطالعه، از نمودارهای تغییرات نسبت‌های تغییرات Th/Sm در مقابل Th/Yb و Ba/Y در مقابل Ba و نمودار تغییرات V در مقابل  $TiO_2$  استفاده شده که روند صعودی و مثبت داشته بیانگر الگوی فرآیند غالب در تحولات ماگمایی منطقه، فرآیند تبلور تفریقی می‌باشد.

۹- در نمودارهای تغییرات نسبت‌ها Rb/Th در مقابل Rb (تچامنی و همکاران، ۲۰۰۶)، Y در مقابل Zr (چنگ، ۲۰۰۱)، Th/Yb در مقابل  $SiO_2$  (پیرس و همکاران، ۱۹۹۹)،  $K_2O/Na_2O$  در مقابل Rb/Zr (اسپرانسا و همکاران، ۱۹۹۲) و Nb/Y در مقابل Rb/Y (کامگانگ، ۲۰۱۰) روند نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه، روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش پوسته‌ای (AFC) را نشان می‌دهند.

۱۰- بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به گوشته

نشان می‌دهند که:

الف) آنومالی منفی (تهی‌شدگی) Nb، P و Ti، معمولاً بلورهای هورنبلند سبز، اکسیدهای آهن و مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت و اسفن این عناصر را در خود جای می‌دهند و جدایش آنها از مذاب در اثر فرآیند تبلور تفریقی، این تهی‌شدگی‌ها را به وجود می‌آورد.

ب) به‌طور کلی توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، الگوی تغییرات تقریباً یکسان داشته و موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه تأییدی بر منشاء واحد این سنگ‌ها می‌باشد، که روند متعارف تفریق بلورین را طی نموده‌اند.

۱۱- بهنجارسازی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه نسبت به بازالت‌های پشته میان اقیانوسی

(مورب) نشان می‌دهد که عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) نظیر Rb, K و Th غنی‌شدگی، و عناصر با قدرت یونی بالا (HFSE) نظیر Nb, Ti, Ta و عناصر Yb و Y تهی‌شدگی دارند؛ که این بیانگر ماگماتیسم کالک‌آلکان قوس‌های آتشفشانی (VAG) مرتبط با زون فرورانش است و نقش تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی این منطقه می‌باشد.

۱۲- بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به کندریت نشان می‌دهند که:

الف) غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک ناسازگار (LREE)، عناصر LREE نسبت به فازهای بلوری اولیه مانند الیومین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز ناسازگار هستند و در حین تفریق، در مایعات تحول یافته‌تر متمرکز می‌شوند و باعث افزایش نسبت فراوانی LREE/HREE می‌گردد.

ب) با توجه به اینکه درجه تفکیک عناصر نادر خاکی سبک از سنگین با افزایش تفریق ماگمایی افزایش می‌یابد؛ به نظر می‌رسد بالابودن نسبت فراوانی LREE/HREE و شیب نزولی تقریباً زیادی نمودارها، سنگ‌های منطقه فرآیند تفریق یافتگی بالای تحمل نموده‌اند.

ج) اغلب سنگ‌های منطقه به‌ویژه آلکالی‌گرانیت خضرآباد که تفریق یافته‌تر هستند، آنومالی منفی یوروپیم (Eu) را نشان می‌دهند و با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری به نمایش می‌گذارند که بیانگر درجه بالایی از تفریق (تبلور تفریقی فلدسپارها) می‌باشد. البته کانی‌های هورنبلند و اسفن نیز نقش کمتری در ایجاد آنومالی منفی یوروپیم در ماگماهای فلسیک دارند.

۱۳- به عقیده ویلسون (۲۰۰۷) اگر یک مجموعه از سنگ‌های آذرین در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی با یکدیگر مرتبط باشند، در نتیجه باید مقادیر عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در یک سری سنگی، به‌طور ثابت و پیوسته تغییر کند، با توجه تغییرات ثابت و پیوسته بین سنگ‌های منطقه به نظر می‌رسد که مجموعه سنگ‌های گرانیتوئیدی، دایک‌های اسیدی و بازیک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی از نظر منشاء مرتبط با هم است و در اثر تحمل فرآیندهای تبلور تفریقی انواع سنگ‌های منطقه تشکیل شده‌اند.

## ۶-۸-۲- آرایش و اختلاط مواد پوسته‌ای

یکی از فرآیندهای مؤثر در تحولات ماگمایی، آرایش و اختلاط مواد پوسته‌ای است. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی مختلفی در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد که حاکی از نقش مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد:

۱- روند غیرخطی و پراکندگی برخی از نمونه‌های آنالیز شده در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل سیلیس و ضریب تفریق، نشان دهنده آن است که ماگما در زمان انجماد دستخوش تحول غیر عادی شده است و این ممکن است به دلیل دگرسانی نمونه و یا آغشتگی با سنگ دیواره و پدیده هضم باشد.

۲- همان‌طور که در بالا ذکر شد در نمودارهای تغییرات نسبت‌ها Rb/Th در مقابل Rb، Y در مقابل Th/Yb، Zr در مقابل  $\text{SiO}_2$ ،  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  در مقابل Rb/Zr و Nb/Y در مقابل Rb/Y روند نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه، روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای (AFC) نشان می‌دهند (شکل ۵-۱۷).

۳- آنومالی مثبت (غنی‌شدگی) Sr، Pb، U و Th نشانه تمرکز این عناصر در پلاژیوکلاز، آپاتیت و هورنبلند می‌باشد و بیانگر آرایش پوسته‌ای در زمان صعود و جایگزینی توده‌های نفوذی است.

۴- به‌طور کلی غنی‌شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک را می‌توان به دو عامل درجات ذوب بخشی پایین منبع گوشته‌ای و یا آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داد (بست، ۲۰۰۲).

۵- آنومالی منفی Nb و Ta خاص ماگماهای تشکیل شده در بالای مناطق فرورانش است ولی دگرنهادی گوشته‌ای، آلودگی پوسته‌ای طی صعود ماگما به سطح زمین به‌ویژه در مناطق فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای و نیز دلایل متعدد دیگری می‌تواند سبب ایجاد آنومالی منفی Nb و Ta گردد.

۶- یکی از دلایل اصلی آنومالی منفی Nb، مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش است. غنی‌شدگی نسبی از Ce بیانگر آلودگی ماگمای اولیه با پوسته زیرین می‌باشد (ویلسون،

(۲۰۰۷)

۷- به منظور تعیین نقش پوسته قاره‌ای در فرآیند تحولات ماگمایی در حین صعود و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی منطقه، تغییرات الگوی عناصر کمیاب منطقه نسبت به الگوی پوسته قاره‌ای زیرین بهنجار شده‌اند. فراوانی اکثر عناصر در سنگ‌های مورد مطالعه، مشابه فراوانی این عناصر در پوسته می‌باشد، به استثناء توده آلکالی فلدسپارگرانیت خضرآباد که تهی‌شدگی شدید در عناصر Sr، Ti و Ba نسبت به پوسته زیرین را نشان می‌دهد.

۸- دلایل مختلفی از سوی زمین‌شناسان جهت غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILE) نظیر K، Rb، Th و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر P، Nb، Ta و در ماگماهای قوسی ارائه شده است. یکی از دلایل مطرح شده، ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما با پوسته در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش می‌باشد. تمرکز این عناصر در بخش پوسته زمین بسیار اندک است و بنابراین مشارکت پوسته در تشکیل سنگ‌های مشتق از منابع گوشته‌ای سبب ایجاد آنومالی منفی در نمونه‌ها می‌شود.

۹- ناهنجاری منفی و مشخص عناصر Sr و Nb و ناهنجاری مثبت La و Th در نمودار عنکبوتی از مشخصه گرانیتوئید کالکوآلکالین قوسی است و می‌تواند با ماگمای حاصل از ذوب بخشی پوسته تحتانی مطابقت داشته باشد. روند تقریباً خطی به موازات خط یک (به جز عناصر K، U، Th، Ba، Sr و Ti) در نمودار عنکبوتی عناصر ناسازگار به‌هنجار شده به پوسته تحتانی تأییدی بر این ادعا است.

۱۰- مقادیر بالای K، Th، Rb و پایین P، Ti و Sr در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، قابل مقایسه با ماگمای ناشی از ذوب بخشی پوسته‌ای است و نشانه آلودگی ماگما در پوسته فوقانی در طی تکامل ماگما می‌باشد.

۱۱- نسبت Ce/Yb در سنگ‌های منطقه بیش از ۱۵ (۲۸) است و از نوع قوس‌های آتشفشانی غنی شده است که بیانگر دگرنهادی شدید منبع گوشته‌ای، درجه ذوب بخشی پایین محل منشاء و آلودگی ماگما با پوسته می‌باشد.

۱۲- تهی‌شدگی عناصر Sr، Nb، P، Ti و Ba توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد به‌ویژه آلکالی فلدسپار

گرانیت خضرا باد در نمودارهای مختلف چند عنصری عنکبوتی، نشان دهنده نقش پوسته در تحولات ماگمایی منطقه است.

۱۳- غنی‌شدگی LREE در نمودار بهنجار شده نسبت به کندریت می‌تواند به علت درجه ذوب بخشی پایین و یا منشاء نسبتاً غنی از عناصر آلکالی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش باشد و یا می‌توان به پدیده آرایش ماگما توسط پوسته نسبت داد (پارادا و همکاران، ۱۹۹۹ و آلمیدا و همکاران، ۲۰۰۷).

۱۴- تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی LREE از مشخصه پوسته قاره‌ای است که می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن باشد (سواين و همکاران، ۲۰۰۸).

۱۵- غنی‌شدگی U، Pb و Th در نمونه‌های توده‌های گرانیتوئید غرب یزد دیده می‌شود که بیانگر آرایش پوسته‌ای در زمان صعود و جایگزینی توده‌های نفوذی است (کورک‌اوغلو و همکاران، ۲۰۰۸).

۱۶- الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، آنومالی منفی نسبتاً شدید Nb و آنومالی مثبت Pb را نشان می‌دهند که از شاخص‌های آرایش پوسته‌ای می‌باشد (ناگودی و همکاران، ۲۰۰۳).

۱۷- وجود آنکلاوهایی مافیک با ترکیب مشابه با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه، حاشیه خوردگی و تحلیل رفته بلورهای پلاژیوکلاز و آمفیبول و بافت غربالی در برخی از پلاژیوکلازها از نشانه‌های آرایش ماگمایی در این سنگ‌ها است.

۱۸- به منظور تأیید بیشتر نقش پوسته در آرایش ماگما از نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر (به ویژه عناصر ناسازگار) نیز استفاده شده است که در ادامه مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد (شکل ۶-۱۲):

الف) نمودار تغییرات نسبت Rb/Nb در مقابل Rb

ب) نمودار تغییرات نسبت Nb/La در مقابل La

روند خطی و صعودی تغییرات عناصر ناسازگار Rb در مقابل نسبت Rb/Nb و La در مقابل نسبت



Nb/La بیانگر فرآیند تبلور تفریقی و نیز خویشاوندی بین ماگمای مولد سنگ‌های منطقه است و همچنین نسبت‌های پایین Rb/Nb و Nb/La نشان‌دهنده نقش پوسته در تحولات ماگمایی منطقه است. البته نسبت Nb/La و مقادیر کم La مبین منشاء گوشته تهی‌شده و یا پوسته عمیق‌تر می‌باشد.

ج) نمودار تغییرات نسبت Zr/Nb در مقابل SiO<sub>2</sub>

روند خطی و صعودی تغییرات نسبت عناصر ناسازگار Zr/Nb در مقابل SiO<sub>2</sub> نشان‌دهنده نقش پوسته در آرایش ماگما می‌باشد.

در این نمودار تمامی نمونه‌ها در محدوده ترکیبات پوسته قرار می‌گیرد. نسبت بالاتر La/Th و پایین‌تر Th/Co برخی از نمونه‌ها نشان‌دهنده نقش کمتر پوسته در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد. با پیشرفت روند تفریق مقدار Th/Co افزایش می‌یابد به طوری که نمونه‌های آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضراً باد دارای بیشترین مقدار Th/Co و کمترین مقدار La/Th بوده و حاکی از نقش موثرتر پوسته در آرایش ماگمایی و تفریق یافتگی بیشتر توده‌های آلکالی‌فلدسپارگرانیت خضراً باد می‌باشد (استونسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۱۹۹۹).

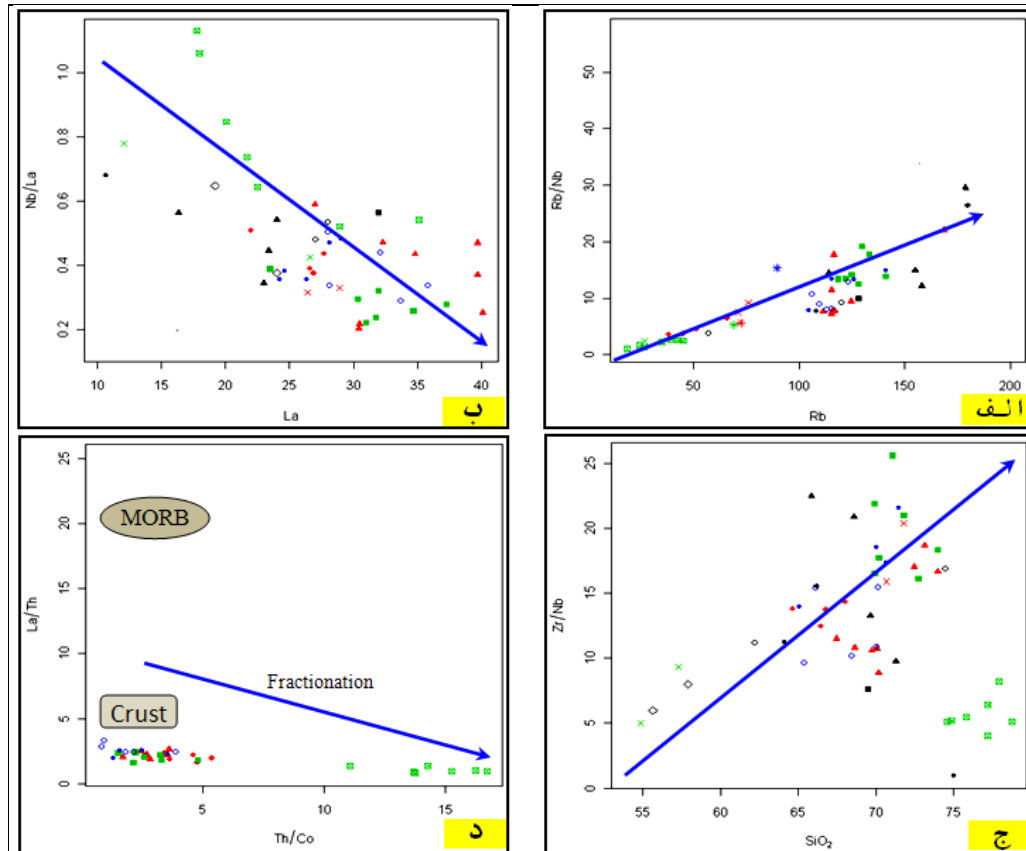
۱۹- بالاخره با توجه به نتایج آنالیز مایکروپروب بیوتیت‌ها و الگوی پراکندگی نمونه‌ها و عدم الگوی انباشتی آنها در نمودارهای مختلف تعیین ترکیب شیمی میکاها و قرارگیری ترکیب شیمی بیوتیت‌ها در محدوده گرانیتهای نوع I با آلودگی متوسط تا قوی، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه در حین صعود و جایگیری، تحت تأثیر آلودگی و آرایش مواد پوسته‌ای قرار گرفته است.

## ۶-۹- مدل پیشنهادی ژئودینامیکی منطقه

بدون شک مناطق و محیط‌های مربوط به فرورانش به‌ویژه حاشیه قاره‌ای فعال باید یکی از پیچیده‌ترین مناطق از لحاظ تکتونیک و تحولات ماگمایی باشد و خیلی از فرآیندهایی که در آنجا اتفاق می‌افتد، هنوز به‌طور کامل مشخص نشده و در هاله‌ای از ابهام به سر می‌برد.

در حین صعود ماگما از درون پوسته، ترکیب ماگما تحت تاثیر فرآیندهای تبلورتفریقی و آلیش با

مواد پوسته‌ای تغییر می‌کند.



شکل ۶-۱۲- نمودارهای تغییرات نسبت‌های عناصر کمیاب در مقابل یکدیگر جهت تعیین نقش

پوسته در آلیش ماگمایی (استونسون و همکاران، ۱۹۹۹):

الف) نمودار تغییرات نسبت Rb/Nb در مقابل Rb (ب) نمودار تغییرات نسبت Nb/La در مقابل La

ج) نمودار تغییرات نسبت Zr/Nb در مقابل SiO<sub>2</sub> (د) نمودار تغییرات نسبت La/Th در مقابل Th/Co

یکی از فرآیندهای مؤثر در تحولات ماگمایی، تبلورتفریقی است، که تغییرات عناصر اصلی در مقابل

افزایش سیلیس و ضریب تفریق، روند تغییرات عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در مقابل سیلیس و

ضریب تفریق که به ترتیب روند منفی و مثبت را نشان می‌دهند و روند خطی و صعودی نمونه‌های

منطقه در نمودارهای عناصر ناسازگار- ناسازگار و نمودارهای تغییرات نسبت‌های آنها و همچنین روند

خطی و نزولی (با شیب منفی) در نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار نمایشگر فرآیند غالب تشکیل

سنگ‌های منطقه، تبلور تفریقی می‌باشد.

علاوه بر این در نمودارهای تغییرات نسبت‌ها Rb/Th در مقابل Rb، Y در مقابل Zr، Th/Yb در مقابل  $K_2O/Na_2O$ ،  $SiO_2$  در مقابل Rb/Zr و Nb/Y در مقابل Rb/Y روند نمونه‌ها منطقه مورد مطالعه، روند تبلور تفریقی همراه با هضم و آلیش پوسته‌ای (AFC) نشان می‌دهند. بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، مورب، کندریت و ترکیب پوسته قاره‌ای زیرین نشان می‌دهند که توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد، الگوی تغییرات تقریباً یکسانی داشته و موازی بودن الگوی عناصر در سنگ‌های منطقه تأییدی بر منشاء واحد این سنگ‌ها می‌باشد، که روند متعارف تفریق بلورین را طی نموده‌اند؛ و در این میان آلکالی‌گرانیت خضراباد درجه بالای از تفریق بلورین را نشان می‌دهند.

یکی از فرآیندهای مؤثر در تحولات ماگمایی، آلیش و اختلاط مواد پوسته‌ای است. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی متعدد در سنگ‌های منطقه وجود دارد که در بخش ۶-۷-۳ بیان شد، مبین نقش پوسته در تحولات ماگمایی منطقه می‌باشد. از طرف دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (Ce، Nd، La، Rb، Th و K) و آنومالی منفی Ba، Eu، Nb، P، Ti و Sr در این توده بیشتر با مذاب‌های حاصل از پوسته زیرین سازگار است (چاپل و وایت، ۱۹۹۲).

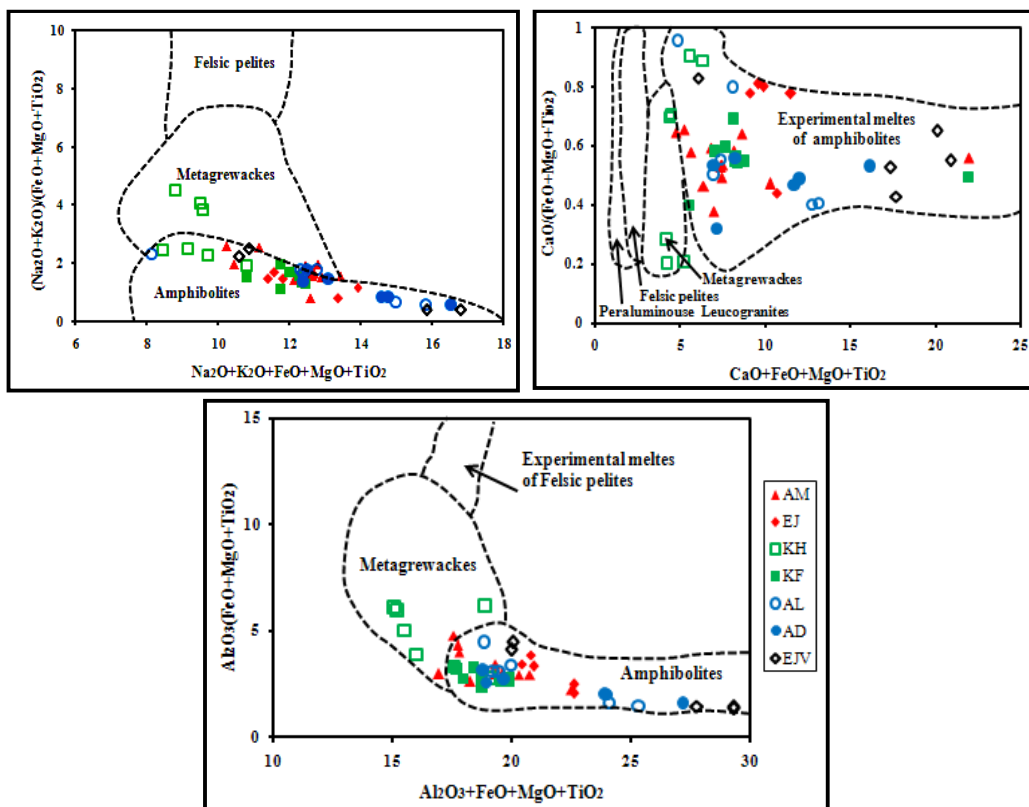
بر اساس نتایج تجربی، ماگماهای گرانیتوئیدی کالکوآلکالن با پتاسیم متوسط تا بالا نوع I می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای با ترکیب پلیت‌های فلسیک، متاگری و ک‌ها و آمفیبولیت‌ها به وجود آید (ولف و ویلی<sup>۱</sup>، ۱۹۹۴؛ پاتینو دوسی و بارد<sup>۲</sup>، ۱۹۹۶ و پاتینو دوسی، ۱۹۹۹).

بر اساس نمودارهای تفکیک‌کننده منشاء سنگ‌ها، ترکیب گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه در محدوده مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی آمفیبولیتی قرار می‌گیرند که مبین نقش پوسته زیرین در تحولات ماگمایی می‌باشد (شکل ۶-۱۳).

---

1- Wolf and Wyllie

2- Patino Douce and Beard



شکل ۶-۱۳- جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای مختلف تفکیک کننده منشاء سنگ‌ها (ولف و ویلی، ۱۹۹۴؛ پاتینو دوسی و بارد، ۱۹۹۶ و پاتینو دوسی، ۱۹۹۹).

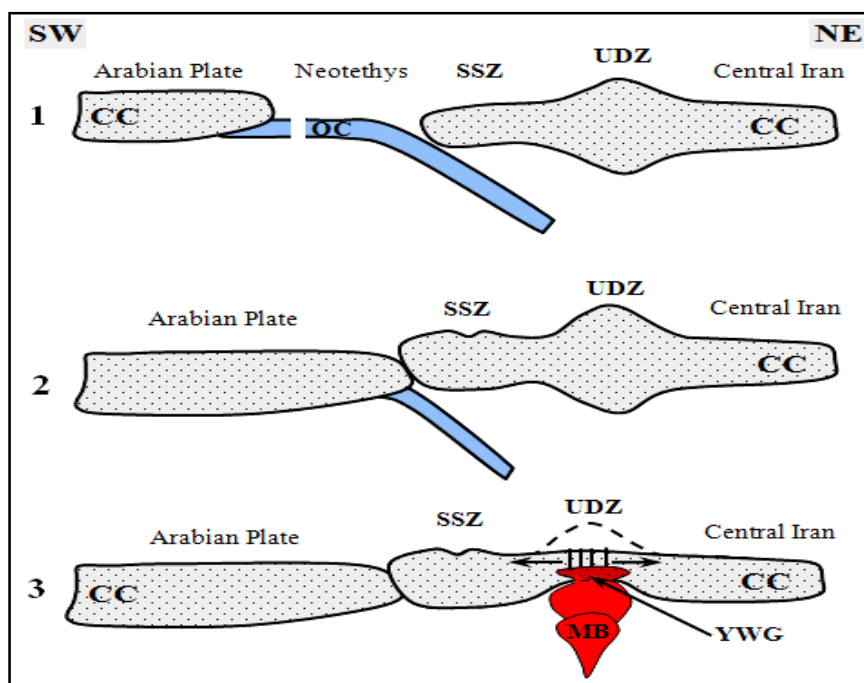
در مدل ژئودینامیکی پیشنهادی تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد سه مرحله در نظر گرفته شده است (شکل ۶-۱۴):

۱- مرحله فرورانش: در این مرحله نوار تکتونوماگمایی ارومیه-دختر یک کمان ماگمایی نوع آندی و بخشی از کمر بند کوهزایی زاگرس است که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی به وجود آمده است.

۲- مرحله برخورد: بر اساس شواهد زمین‌شناسی برخورد دو صفحه عربی و ایران در ائوسن فوقانی-میوسن پایان یافته، ولی فعالیت ماگمایی پس از برخورد که از اواخر میوسن شروع شده تا کواترنر ادامه یافته است.

۳- مرحله پس از برخورد: بر اثر رژیم‌های کششی پس از برخورد نوار تکتونوماگمایی ارومیه-دختر

و کاهش فشار لیتواستاتیک در نتیجه فرسایش طبقات فوقانی روی پوسته زیرین، منجر به کاهش فشار و تزریق ماگمای بازالتی گوشته‌ای در قاعده پوسته و ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین با ترکیب آمفیبولیت گردیده است. در حین صعود ماگما به بخش بالاتر پوسته، ماگما تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی همراه با آرایش و هضم (AFC) قرار گرفته و منجر به طیف ترکیبی مختلف گرانیتوئیدهای منطقه شده است (شکل ۶-۱۴).



شکل ۶-۱۴- مدل ژئودینامیکی پیشنهادی تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد

علایم اختصاری به کار رفته در شکل:

SSZ: زون سندج-سیرجان ، UDZ: زون ارومیه-دختر ، CC: پوسته قاره‌ای ، OC: پوسته اقیانوسی ،

YWG: گرانیتوئیدهای غرب یزد ، MB: ماگمای بازالت گوشته

بر اساس ترکیب شیمیایی هورنبلندها و بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای منطقه، این توده‌ها در عمق کم (حدود ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتری از سطح زمین) و در فشاری معادل ۰/۵ تا ۴/۳ کیلو بار متوقف و تبلور نهایی در شرایط آبدار (فوگاسیته اکسیژن بالا) یافته است؛ که با شواهد صحرائی و پتروگرافی مطابقت دارد.

بافت گرانولار ریز تا دانه متوسط، بافت گرانوفیری، عملکرد دگرسانی هیدروترمال در نمونه‌ها،

شکل توده‌ای و مرز ناگهانی سنگ‌های نفوذی با سنگ‌های میزبان، نبود میگماتیت و همراهی سنگ‌های آتشفشانی تقریباً هم سن و هم ترکیب با مجموعه نفوذی، از جمله شواهدی هستند که مبین جایگیری توده‌های نفوذی منطقه در عمق کم و تبلور سریع در شرایط فشارهای کم می‌باشد.

## ۶-۱۰- نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایز جایگاه تکتونیک توده‌های گرانیتوئید یزد دارای ارتباط زایشی با همدیگر داشته و از نوع گرانیتوئید I دمای بالا (کردیلرایی) کالکوالکالن متالومین می‌باشد. بر اساس شواهد ژئوشیمیایی و نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیک، گرانیتوئیدهای غرب یزد در جایگاه قوس‌های پس از برخورد و در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین با ترکیب آمفیبولیت و تبلور تفریقی ماگمای بازالتی گوشته‌ای به وجود آمده و در سطوح بالاتر پوسته، ماگما تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی همراه با آرایش و هضم (AFC) قرار گرفته و طیف انواع سنگ‌های توده گرانیتوئیدی را باعث شده است. آرایش پوسته فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده‌ها به ویژه توده آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد داشته است.



# فصل هفتم:

دگرگونی مجاورتی



## ۷-۱- مقدمه

همان‌گونه که قبلاً نیز اشاره شد توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن، سنگ‌های رسوبی شیل و ماسه سنگ سازند کهر و تشکیلات تریاس و آهک‌های کرتاسه نفوذ نموده و در کنتاکت بلافصل خود ایجاد سنگ‌های دگرگونی مجاورتی هورنفلس، مرمر، شیبست‌های لکه‌دار و اسکارن نموده است که در ادامه مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد.

هاله دگرگونی مجاورتی در اطراف توده‌های نفوذی دارای ضخامت کم و غیر مشخص است چرا که توده‌های نفوذی نیمه عمیق (کمتر از ۵/۵ کیلومتری) هستند و در نتیجه تأثیر حرارتی چندانی روی سنگ‌های منطقه نگذاشته است. همچنین به علت عملکرد گسل‌های منطقه این هاله دگرگونی به صورت غیر مشخص و بدون منطقه بندی است.

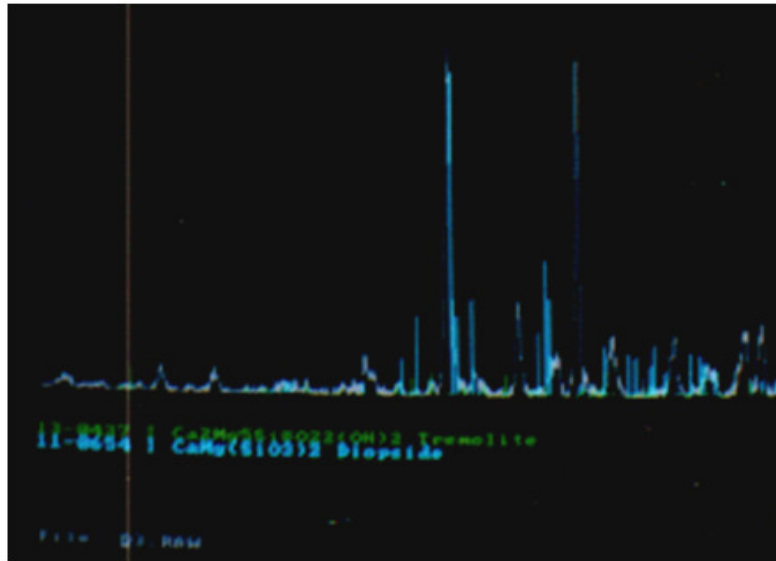
## ۷-۲- مرمرها

در اطراف توده‌های نفوذی آذرین امین‌آباد، کافی‌آباد، علی‌آباد و آدریلندان سنگ‌های کربناته سازند تفت در اثر دگرگونی مجاورتی و دگرسانی در فواصی نزدیک به توده‌های نفوذی اسکارن‌ها (در منطقه هشت کوه، باقی‌آباد و حسن‌آباد) و در فاصله‌های دورتر در جاهایی که هنوز حرارت، قابلیت تغییر در سنگ‌های آهکی دارد، به مرمر تبدیل شده است.

این مرمرها به رنگ سفید متمایل به قهوه‌ای و در نمونه‌های مرمر ترمولیت دار (جنوب روستای ارچنان) در روی سطح آن واجد آمفیبول‌های سوزنی شکل سبز رنگ است که برجسته و تقریباً با جهت‌یافتگی خاص می‌باشند (شکل ۲-۳۲). بررسی آنالیز XRD آمفیبول‌های سوزنی شکل نشان می‌دهد که از نوع ترمولیت هستند (شکل ۷-۱).

مرمرها دارای بافت گرانوبلاستیک یا موزائیکی هستند و در مرمرهای ترمولیت‌دار بافت پورفیری بلاستیک مشاهده می‌شود. بخش عمده سنگ از کانی کلسیت تشکیل شده که به صورت بی‌شکل و برخی واجد ماکل متقاطع می‌باشند. کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، اسفن، کلریت، اپیدوت، کوارتز،

ترمولیت و کانی‌های اوپک، کانی‌های این مرمرها ر تشکیل می‌دهند (شکل ۷-۲).



شکل ۷-۱- پیک‌های آنالیز XRD مرمر ترمولیت‌دار نشان می‌دهد پیک‌های سفید (کلسیت)، پیک‌های سبز (ترمولیت)، پیک‌های آبی (دیوپسید)

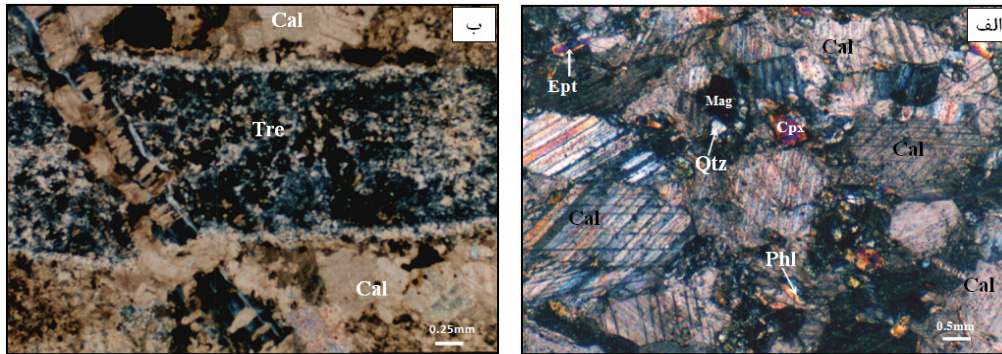
در نمونه‌های ترمولیت‌دار، بلورهای ترمولیت به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار که گاهی اندازه آنها به یک سانتیمتر رسیده و تشکیل بافت پورفیری‌بلاست را می‌دهند. پورفیری‌بلاست‌های ترمولیت واجد ادخال‌هایی از کانی‌های کلریت، اپیدوت، دیوپسید و کانی‌های اوپک می‌باشد به طوری که فقط آثاری از کانی ترمولیت اولیه دیده می‌شود (شکل ۷-۲).

وجود کانی‌های ترمولیت و دیوپسید در پاراژنز مرمهرای منطقه نشان‌دهنده وجود ناخالصی فرعی در سنگ‌های آهکی و دولومیتی می‌باشد که این ناخالصی‌ها از جنس سیلیس و سیلیکات آلومینیوم است. این مرمرها با توجه به پاراژنز کلسیت + دیوپسید + کوارتز در حد درجه دگرگونی ضعیف رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۸۵).

### ۷-۳- هورنفلس‌ها

نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی خضرآباد، کافی‌آباد و آدربلندان در ماسه سنگ و شیل‌های سازند کهر و

تشکیلات تریاس بالایی منجر به تشکیل سنگ‌های دگرگونی هورنفلس سیاه رنگ و کانه‌زایی آهن گردیده است.



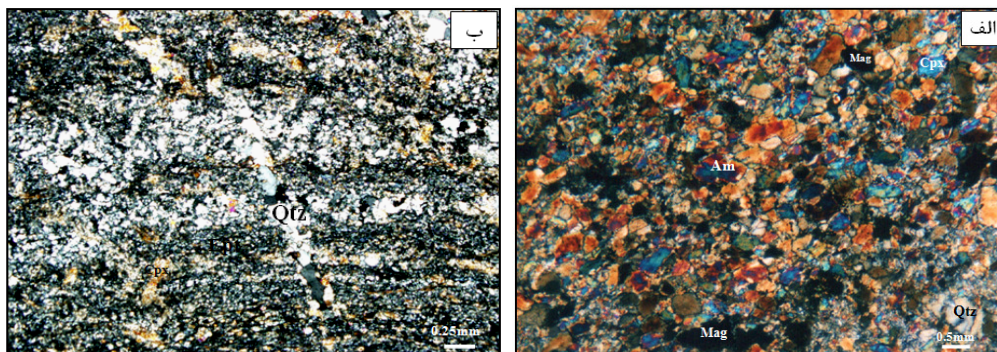
شکل ۷-۲- تصاویر میکروسکوپی از مرم‌های منطقه مورد مطالعه:  
 الف) بافت گرانوبلاستیک و همیافت کلینوپیروکسن، فلوگوپیت، مگنتیت، اپیدوت، کوارتز و کلسیت با ماکل متقاطع (XPL)  
 ب) بافت پورفیری‌بلاست در مرم‌ ترمولیت‌دار و تبدیل بلور ترمولیت به کانی‌های کلریت، اپیدوت و کوارتز (XPL)

در این هورنفلس‌ها کانی‌های دانهریز کوارتز، اپیدوت، کلینوپیروکسن، آمفیبول، کلریت و کانی‌های اوپک در کنار یکدیگر بافت گرانوبلاستیک را تشکیل می‌دهند. کوارتز به دو صورت ریز بلور و درشت بلور قابل مشاهده است و بلورهای درشت کلینوپیروکسن اغلب سالم مانده و گاهی در قسمت‌هایی به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. مگنتیت به صورت بلورهای شکل‌دار در زمینه تشکیل شده است و در مواردی لایه‌بندی اولیه سنگ حفظ شده است (شکل ۷-۳).

#### ۷-۴- شیبست لکه‌دار

این سنگ‌ها نتیجه تأثیر حرارتی توده‌های نفوذی بر روی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای قدیمی منطقه است که در کنتاکت با توده‌های نفوذی تغییرات پاراژنزی داده و شیبست لکه‌دار را تشکیل داده‌اند.

در رخدادهای صحرایی این سنگ‌ها ریز بلور و واجد لکه‌های سیاه تا سبز رنگ می‌باشند. در مطالعات میکروسکوپی، بافت هورنفلسی، گرانوبلاستیک و بافت پوئی کیلو بلاستیک را نشان می‌دهند (شکل ۷-۷).



شکل ۷-۳- تصاویر میکروسکوپی از هورنفلس‌های منطقه مورد مطالعه:  
 الف) بافت گرانوبلاستیک و همیافت کلینوپیروکسن، آمفیبول، مگنتیت، اپیدوت و کوارتز (XPL)  
 ب) حفظ لایه‌بندی اولیه و همیافت بلورهای ریز کلینوپیروکس، اپیدوت و کوارتز (XPL)

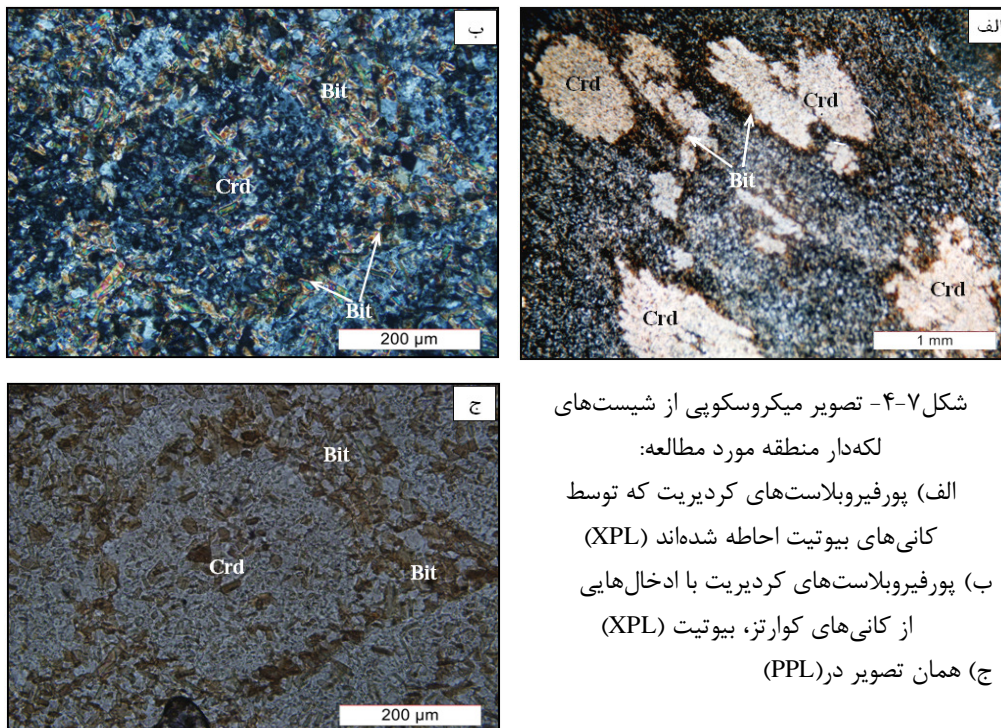
لکه‌های مدور تا بیضوی شکل که دارای ادخال‌هایی از کانی‌های کوارتز، بیوتیت (بافت پوئی- کیلوبلاستیک) است و آثاری از ماکل دورانی را نشان می‌دهند. این پورفایروبلاست‌ها توسط کانی‌های بیوتیت احاطه شده و در زیر میکروسکوپ لکه‌ها، روشن‌تر از زمینه سنگ است و این لکه‌های پورفایروبلاست‌ها کردیریت می‌باشند (۷-۴- الف).

شرایط تشکیل پورفایروبلاست‌های کردیریت عبارتند از: الف) باید درجه حرارت در حد رخساره آمفیبولیت باشد. ب) در ترکیب سنگ‌های اولیه کلریت وجود داشته باشد (درویش زاده، ۱۳۸۵). کردیریت به آسانی تحت تأثیر تجزیه قرار می‌گیرد و غالباً تشکیل میکا و کلریت می‌دهد که در مقاطع نازک به خوبی قابل مشاهده است.

از کانی‌های دیگر این سنگ‌ها، بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز است. این بلورها هم در زمینه و هم در لکه‌ها دیده می‌شود که مقدار آن در زمینه بیشتر است.

بیوتیت به صورت ریزبلور و تیغه‌ای شکل، بیشتر در اطراف لکه‌های پورفایروبلاست‌های کردیریت تجمع دارد. با توجه به اینکه این سنگ دارای شیب‌توزیته ضعیف اولیه و همچنین وجود کانی کردیریت به صورت لکه‌های پورفایروبلاستیک، نام سنگ کردیریت هورنفلس شیبست لکه‌دار نامگذاری

شده است.



## ۷-۵- اسکارن

واژه اسکارن به سنگ‌هایی اطلاق می‌شود که از کانی‌های سیلیکات یا آلومینوسیلیکات‌های کلسیم، آهن، منیزیم و منگنزدار تشکیل شده و نتیجهٔ جانشینی عناصری نظیر  $Si, Al, Fe, Mg, Mn$  در سنگ‌های آهکی و دولومیتی است.

اسکارن و ذخایر آن از دیدگاه علمی و به عنوان دسته‌ای از کانسارها، بیش از ۱۰۰ سال است که مورد توجه قرار گرفته و شناخته شده است (بورت<sup>۱</sup>، ۱۹۸۲). تنوع کانیایی، پیدایش کانی‌های کمیاب دگرنهادی، پتانسیل کانسارهای فلزی  $Pb, Zn, Au, Fe, Cu, W, Sn$  و سنگ‌ها و کانی‌های صنعتی (مانند گارنت، ولاستونیت و اسپینل) در این اسکارن‌ها باعث شده که پژوهش در مسائل گوناگون اسکارن در چند دهه اخیر افزایش یابد (منیرت<sup>۲</sup>، ۱۹۹۵).

1- Burt  
2- Meinert

## ۷-۵-۱- مکانیسم تشکیل اسکارن

در مورد مکانیسم تشکیل اسکارن دو فرضیه اساسی وجود دارد:

الف) فرضیه دگرنهادی دو طرفه<sup>۱</sup>: این فرضیه اولین بار توسط کورژینسکی<sup>۲</sup> (۱۹۴۸) برای پیدایش اسکارن ارائه گردید. به عقیده او بر اثر همبندی یک ماگمای سیلیکاته با محیطی کربناته، سیستم تعادل شیمیایی دو طرفه به وجود می‌آید؛ و بدین صورت ترکیب‌هایی شامل سازندهایی از هر دو ماگمای سیلیکاته و سنگ کربناته (کانی‌های کالک سیلیکاته اسکارن) پدید می‌آید.

ب) فرضیه تراوش<sup>۳</sup>: پس از چندی کورژینسکی اندیشه خود را درباره خاستگاه متاسوماتیسم دو طرفه اسکارن‌ها به شکل پیدایش اسکارن‌ها از طریق تراوش-نشر<sup>۴</sup> گسترش داد. طبق این فرضیه، اسکارن و کانسار آنها در نزدیک مرز سنگ‌های سیلیکات و کربناته در جریان گردش محلول‌های داغی تشکیل می‌شوند که مواد شیمیایی را یا از مخازن ماگمایی و یا از سنگ درونگیر گرفته‌اند.

## ۷-۵-۲- مراحل تشکیل اسکارن

به عقیده مینرت (۱۹۹۲) یک وابستگی بین جایگزینی، تبلور، دگرسانی و سرد شدن نفوذی‌ها و مراحل دگرگونی و دگرنهادی در سنگ‌های درون‌گیر وجود دارد. بر همین اساس چهار مرحله تکاملی برای تشکیل اسکارن همراه با توده‌های نفوذی پیشنهاد می‌گردد (شکل ۷-۵):

الف) نفوذ یک توده آذرین سبب دگرگونی سنگ‌های رسوبی می‌گردد.

ب) تبلور دگرگونی و تغییرات فازی، منعکس‌کننده ترکیب سنگ مادر به همراه دگرنهادی دوطرفه محلی و چرخش سیالات تشکیل دهنده کانی‌های گوناگون کالک سیلیکات (اسکارن‌های واکنشی و اسکارنوئید) در لیتولوژی‌های ناخالص و در امتداد مرز سیالات می‌باشد.

ج) تبلور مجدد و آزادسازی یک فاز آبدار جداگانه، اسکارن‌های دگرنهادی کنترل شده توسط

1- Bimetasomatism theory

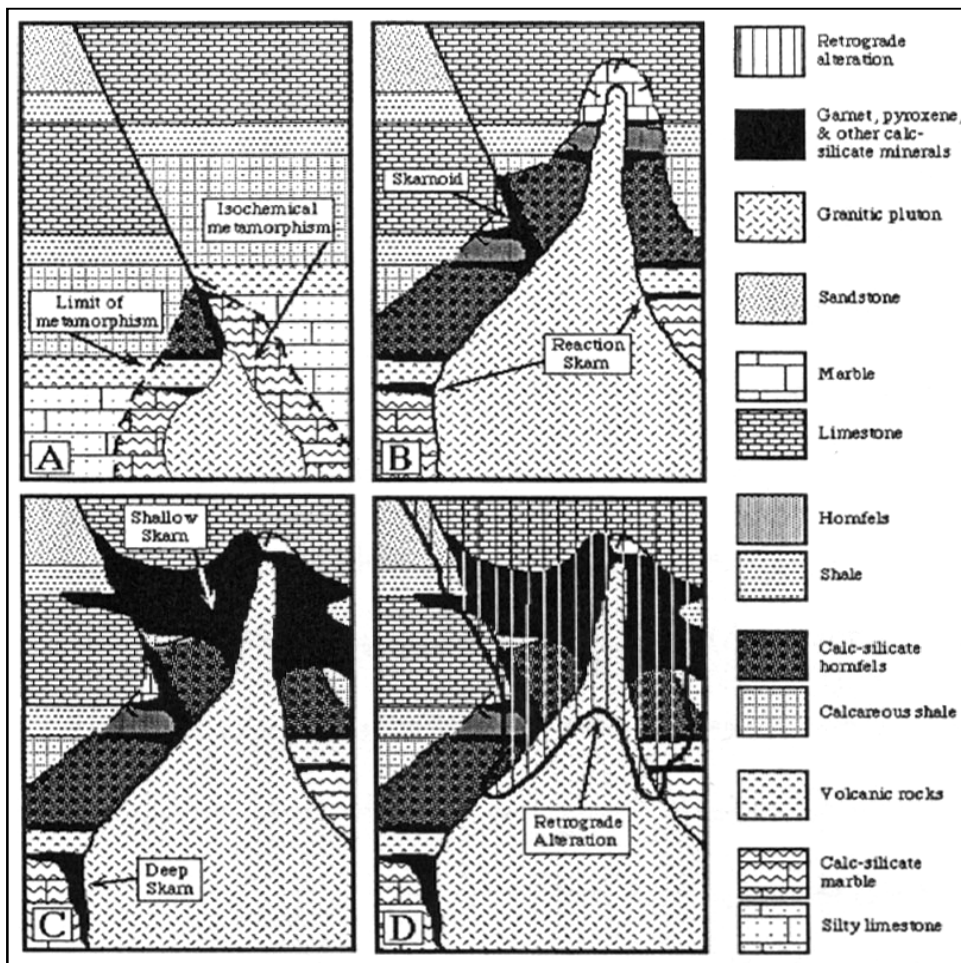
2- Korzhinsky

3- Infiltration theory

4- Infiltration-diffusion



سیال را نتیجه می‌دهد.



شکل ۷-۵- مراحل تکاملی تشکیل اسکارن همراه با توده‌های نفوذی (مینرت، ۱۹۹۲)

د) سرد شدن توده نفوذی، اسکارن و چرخش آب‌های جوی سردتر سبب دگرسانی برگشتی مجموعه‌های دگرگونی و دگرنهادی کالک سیلیکاته می‌گردد.

راب<sup>۱</sup> (۲۰۰۵) تشکیل نهشته‌های اسکارن را به‌طور شاخص، نتیجه فرآیندهای سه مرحله‌ای دانسته که عبارتند از (شکل ۷-۶):

الف) دگرگونی مجاورتی سیستم بسته که در طی مراحل اولیه جایگیری و تبلور توده نفوذی انجام می‌گیرد.

1- Robb

ب) متاسوماتیسم و دگرسانی سیستم باز که در این مرحله اشباع‌شدگی سیال ماگمایی دنبال می‌شود.

ج) در پایان، پایین کشیده‌شدن و مخلوط‌شدگی با سیالات جوی اتفاق می‌افتد.

### ۷-۵-۳- رده‌بندی اسکارن‌ها

اسکارن‌ها بر اساس معیارهای مختلفی از جمله ترکیب سنگ مادر، نوع سنگ جایگزین شونده، موقعیت اسکارن نسبت به توده نفوذی، نوع ماده معدنی، موقعیت تکتونیکی و فرآیند تشکیل، تقسیم می‌شوند که در ادامه به‌طور خلاصه توضیح داده می‌شود.

### ۷-۵-۳-۱- ترکیب سنگ مادر

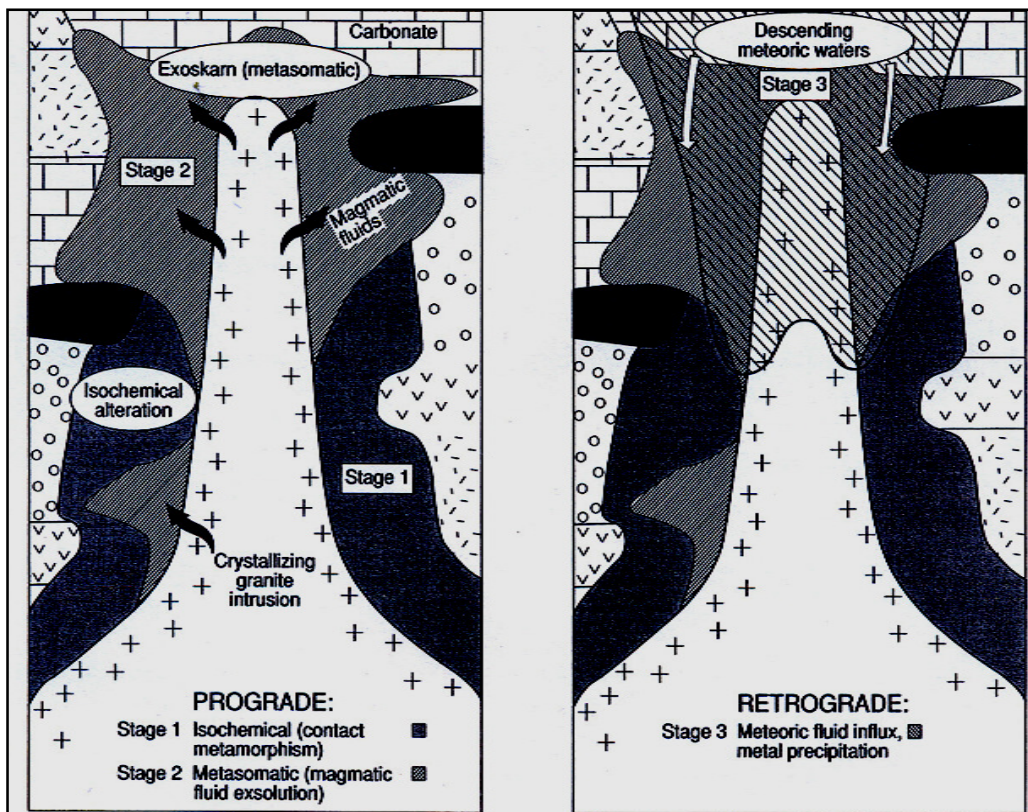
یکی از راه‌های رده‌بندی اسکارن‌ها، طبقه‌بندی بر اساس کانی‌شناسی و ترکیب غالب مجموعه کانی‌های کالک سیلیکاته است که در ارتباط با ترکیب سنگ مادر یا میزبان می‌باشد و عبارتند از: الف) اسکارن کلسیمی (کلسیک): این اسکارن‌ها عادی‌ترین نوع اسکارن محسوب شده و از جانشینی سنگ‌های آهکی حاصل می‌گردند. کانی‌های شاخص در این دسته، پیروکسن‌های سری‌های دیوپسید-هدنبرژیت، گارنت‌های سری‌های گروسولار-آندرادیت، وزوویانیت، اپیدوت و مگنتیت می‌باشند. اغلب ذخایر اقتصادی اسکارن دنیا در این نوع اسکارن‌ها پدید می‌آید.

اسکارن‌های کلسیک اساساً در مرحله بعد از ماگمایی تشکیل می‌گردند. گرچه بیشتر اسکارن‌های کلسیک جایگزین آهک می‌شوند، ولی بعضی از آنها، جایگزین اسکارن منیزی می‌نیز شده‌اند.

ب) اسکارن منیزی (منیزین): این اسکارن‌ها از جانشینی دولومیت‌ها یا سنگ آهک‌های دولومیتی پدید می‌آیند. گرچه بیشتر اسکارن‌های منیزین در دولومیت‌ها تشکیل شده‌اند، اما بعضی از آنها از دولومیتی‌شدن هیدروترمال آهک حاصل گشته‌اند. اسکارن‌های منیزین حداقل شامل یک سازنده اصلی از سیلیکات‌های منیزیم دار مانند فورستريت یا محصولات دگرسانی آنها می‌باشند و کانی‌های کلینوپیروکسن، فورستريت، مونتسیلیت، اسپینل، فلوگوپیت، کانی‌های گروه هومیت،



سرپانتین و غیره شاخص این نوع اسکارن می‌باشند.

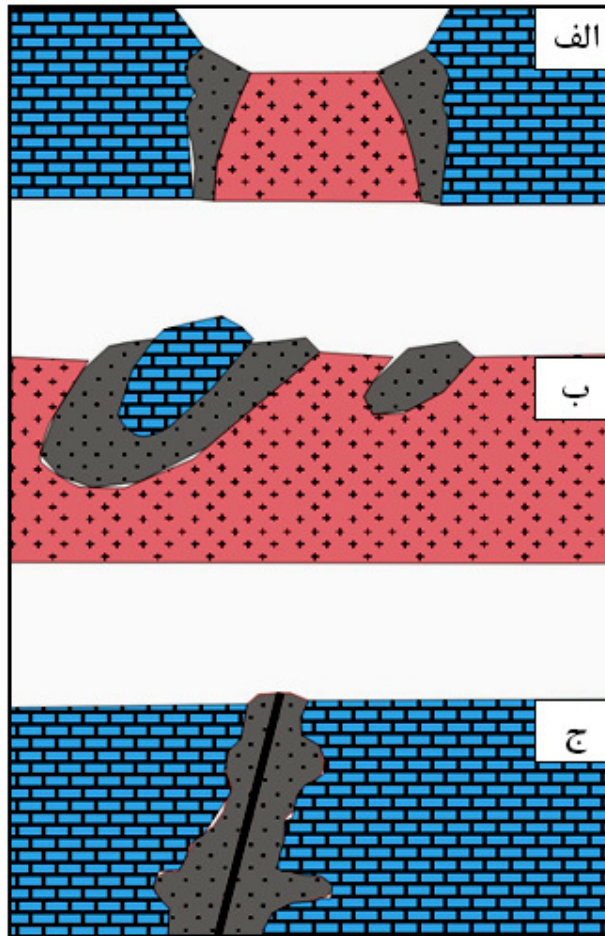


شکل ۷-۶- مراحل پیشرونده (الف) و پسرونده (ب) تکامل نهشته‌های اسکارنی در ارتباط با توده نفوذی (راب، ۲۰۰۵)

ج) اسکارن سیلیکاته: این اسکارن‌ها از جانشینی سنگ‌های آذرین عمقی با ترکیب گرانودیوریت، آداملیت و سینیت پدید آمده‌اند و موارد کمیابی نیز از پیدایش این نوع اسکارن در ماسه سنگ‌های آرکوزی و سنگ‌های سیلیسی گزارش شده است. وجود اسکاپولیت‌ها، مهمترین ویژگی اسکارن‌های سیلیکاته می‌باشد.

### ۷-۵-۳-۲- موقعیت اسکارن نسبت به توده نفوذی

از این لحاظ اسکارن‌ها ممکن است در یکی از گروه‌های زیر قرار گیرند (شکل ۷-۷):



شکل ۷-۷- وضعیت‌های مختلف اسکارن‌ها نسبت به توده نفوذی  
 الف) اسکارن به دور نفوذی ب) نفوذی به دور اسکارن ج) اسکارن بدون نفوذی

الف) اسکارن در اطراف توده نفوذی: غالب اسکارن‌ها متعلق به گروه اول می‌باشند، یعنی اینکه اسکارن جانشینی سنگ‌های کربناتی واقع در نزدیکی توده نفوذی شده است.  
 ب) توده نفوذی در اطراف اسکارن: در این نوع فرآیند اسکارنی شدن، سنگ‌های کربناتی را که در ابتدا سقف توده نفوذی و یا به صورت زئولیت بوده تحت تأثیر قرار داده است.  
 ج) اسکارن بدون توده نفوذی: اسکارن در امتداد رگه‌ها تشکیل شده است.

### ۷-۵-۳- نوع سنگ جایگزین شونده

بر این اساس اسکارن‌ها به دو دسته تقسیم‌بندی می‌شوند:

الف) اندواسکارن<sup>۱</sup>: به اسکارن‌زایی در درون سنگ‌های آذرین اطلاق می‌شود. بعضی از مؤلفین اصطلاح اندواسکارن را توسعه داده و اسکارن‌هایی که در هر گونه سنگ حاوی آلومینیوم نظیر شیل و سنگ‌های آتشفشانی ایجاد می‌شوند را، اندواسکارن نامیده‌اند. در حالی که بعضی دیگر اصطلاح اسکارن‌های سیلیکاته را برای چنین جایگزینی دگرنهادی استفاده می‌کنند (گیلبرت و پارک، ۱۹۹۷).

ب) اگزواسکارن<sup>۲</sup>: به اسکارن‌زایی در سنگ‌های کربناته اطلاق می‌شود. بیشتر اسکارن‌ها از دسته اگزواسکارن‌ها است که در سنگ‌های پیرامون توده نفوذی پدید می‌آیند.

درجه گسترش نسبی اندواسکارن و اگزواسکارن بسیار متفاوت است. اندواسکارن در بخش‌هایی که در آن به‌طور گسترده شکستگی وجود دارد و نفوذپذیری بالا است، متداول می‌باشد. بر عکس در نواحی عمیق، جایی که توده کمتر شکستگی داشته و چرخش سیالات محدودتر است، اندواسکارن فقط در بخش باریکی در مجاورت بلافضل توده نفوذی ایجاد می‌گردد.

#### ۷-۵-۳-۴- جایگاه تکتونیکی

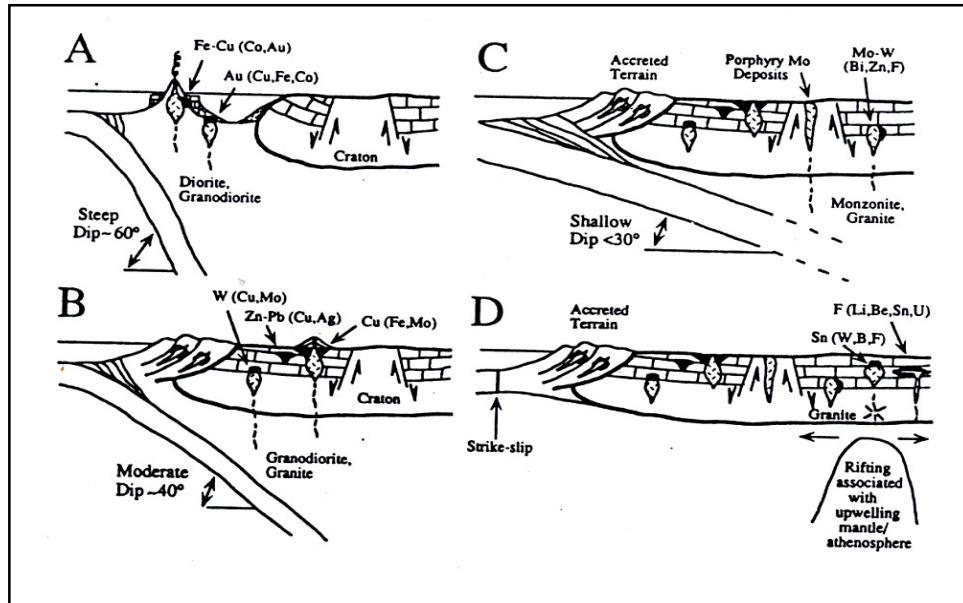
منیرت (۱۹۹۲) اسکارن‌ها را بر اساس جایگاه تکتونیکی به چهار گروه تقسیم نمود (شکل ۷-۸):

الف) محیط فرورانش اقیانوسی پشت قوس: اسکارن‌های کلسیک Fe-Cu، اسکارن‌های غنی از Au، Ni، Co، Cr و بعضی ذخایر طلای اسکارن در حد اقتصادی، در حوضه‌های پشت قوسی همراه با قوس‌های ولکانیکی اقیانوسی می‌باشند. از ویژگی آنها همراهی با نفوذی‌های گابروبی و دیوریتی، فراوانی اندواسکارن، گسترش دگرنهادی سدیک و وفور Sn و Pb می‌باشند.

ب) محیط فرورانش قاره‌ای به همراه گوه‌های افزاینده: کانسارهای همراه با قوس‌های ماگمایی وابسته به فرورانش پوسته قاره‌ای، گسترش وسیعی را نشان می‌دهند. نفوذی‌ها از نظر ترکیب، محدوده‌ای از دیوریت تا گرانیت را دارند. اگر چه اختلاف در انواع فلزات پایه اصلی، بیشتر تأثیر اختلاف در محیط زمین‌شناسی محلی (عمق تشکیل، ساختار و مسیر عبور سیال) را در مقایسه با

1- Endoskarn  
2- Exoskarn

تفاوت‌های پتروژنتیکی نشان می‌دهد، در عوض اسکارن‌های طلا در این محیط‌ها همراه با نفوذی‌های به ویژه احیا شونده می‌باشند.



شکل ۷-۸- الگوهای تکتونیکی تشکیل اسکارن (مینرت، ۱۹۹۲):

- (الف) محیط فرورانش اقیانوسی پشت قوس  
 (ب) محیط فرورانش قاره‌ای به همراه گوه‌های افزایشده  
 (ج) محیط فرورانش تحولی با زاویه کم  
 (د) محیط پس از فرورانش یا ریف‌تینگ قاره‌ای

(ج) محیط فرورانش تحولی با زاویه کم: ماگماتیسم همراه با فرورانش سطحی با زاویه کم می‌تواند بیشتر با پوسته واکنش دهد و حرکت به طرف پائین قطعه باقی مانده فرورانش می‌تواند یک ریف‌تینگ محلی را باعث گردد. نفوذی‌ها عمدتاً از نظر ترکیب، گرانیته است و همراه با اسکارن‌های غنی از Cu، W-Mo، Zn، Bi و به مقدار کمتر F می‌باشند.

(د) محیط پس از فرورانش: یا ریف‌تینگ قاره‌ای: بسیاری از این اسکارن‌ها بهتر است که به عنوان اسکارن پلی متالیک با اهمیت محلی Au و As توصیف شوند. بعضی از اسکارن‌ها همراه با ماگماتیسم وابسته به فرورانش نیستند. این اسکارن‌ها می‌توانند همراه با ماگماتیسم نوع S و یا همراه با ریف‌تینگ کراتون قبلاً پایدار شده باشند.

#### ۷-۵-۳-۵- نوع ماده معدنی

کانسارهای اسکارن را می‌توان بر اساس فلزات اصلی دارای ارزش اقتصادی به اسکارن‌های آهن، تنگستن، مس، سرب-روی، مولیبدن و قلع تقسیم نمود. اگر چه تمامی فلزات فوق هم به صورت کانسارهای اسکارن منیزیمی و هم کلسیمی یافت می‌شود، لیکن کانسارهای اسکارن منیزیمی حاوی تنگستن، مس و سرب-روی کمیاب می‌باشند (شهاب پور، ۱۳۸۰).

#### ۷-۵-۴- کانی‌شناسی و کانسارسازی اسکارن‌ها

کانی‌شناسی یک بحث کلیدی در تشخیص و توصیف اسکارن‌ها است. همچنین کانی‌شناسی در شناخت منشاء اسکارن‌ها و تشخیص نهشته‌های مهم اقتصادی اهمیت دارد. بعضی از کانی‌ها نظیر کوارتز، کلسیت تقریباً در تمامی اسکارن‌ها وجود دارد. سایر کانی‌ها نظیر هومیت، پریکلاز، فلوگوپیت، تالک، سرپانتین و بروسیت از مشخصه‌های اسکارن‌های منیزیم دار می‌باشند. در جدول ۷-۱ فهرستی تعدادی از کانی‌های عمومی اسکارن‌ها آورده شده است.

کانسارهای اسکارن از دیدگاه مقدار کانی‌های قابل بهره‌برداری در آنها تا اندازه‌ای متفاوتند. طیف کانسارهای آهنی به‌ویژه در کانسارهای فلزدار معمولاً گسترده است. تقریباً همه فلزات به استثنای کروم، آنتیموان و جیوه در آنها شناخته شده‌اند. مهمترین کانسارهای اسکارن عبارتند از: کانسارهای آهن، کبالت، مس، پلاتین، تنگستن، مولیبدن، سرب، روی، طلا، قلع، بریلیوم، اسکاندیوم، نیوبیوم و خاک‌های کمیاب و اورانیوم است و از کانسارهای شاخص اسکارن منیزیم می‌توان از کانسار بور و برخی کانسارهای آهن، کانه آهن، روی و فلوگوپیت نام دارد.

وابستگی بین کانی‌های اصلی اسکارن‌ساز و کانه‌ساز وجود دارد به طوری که کانی‌سازی آهن و مجموعه‌های چند فلزی اغلب همراه با کانی‌سازی گارنت آندرادیت، آهن-کبالت و یا احتمالاً بریلیوم دیده می‌شود. کانی‌سازی مس و تا حدودی تنگستن بیشتر همراه با گارنت با ترکیب آندرادیت-گروسولار است. در واقع کانی‌سازی تنگستن با گارنت‌هایی همراه است که در آنها گروسولار فزونی

دارند و وجود انواع پیروکسن آهن دار غنی از مولکول‌های هیدنبرژیت در اسکارن‌های نوع مگنتیت‌دار امری عادی است (مینرت، ۱۹۹۵).

جدول ۷-۱- فهرست تعدادی از کانی‌های عمومی اسکارن‌ها (مینرت، ۱۹۹۵)

Group	End members	Abr	Composition
Garnet	Uvarovite	Uv	$\text{Ca}_3\text{Cr}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Grossularite	Gr	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Andradite	Ad	$\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Spessartine	Sp	$\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Almandine	Al	$\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
	Pyrope	Py	$\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$
Pyroxene	Diopside	Di	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$
	Hedenbergite	Hd	$\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$
	Johannsenite	Jo	$\text{CaMnSi}_2\text{O}_6$
	Fassaite	Fas	$\text{Ca}(\text{Mg,Fe,Al})(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$
Olivine	Larnite	Ln	$\text{Ca}_2\text{SiO}_4$
	Forsterite	Fo	$\text{Mg}_2\text{SiO}_4$
	Fayalite	Fa	$\text{Fe}_2\text{SiO}_4$
	Tephroite	Tp	$\text{Mn}_2\text{SiO}_4$
Pyroxenoid	Ferrosilite	Fs	$\text{FeSiO}_3$
	Rhodonite	Rd	$\text{MnSiO}_3$
	Wollastonite	Wo	$\text{CaSiO}_3$
Amphibole	Tremolite	Tr	
	Ferroactinolite	Ft	
	Manganese actinolite	Ma	
	Hornblende	Hb	
	Paragasite	Pg	
	Cummingtonite	Cm	
	Dannemorite	Dm	
	Grunerite	Gru	
Epidote	Piemontite	Pm	$\text{Ca}_2(\text{Mn,Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Allanite	All	$(\text{Ca,REE})_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Epidote	Ep	$\text{Ca}_2(\text{Fe,Al})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
	Clinozoisite	Cz	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Plagioclase	Anorthite	An	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
	Albite	Ab	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Scapolite	Marialite	Ml	$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{Cl,CO}_3,\text{OH,SO}_4)$
	Meionite	Me	$\text{Ca}_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{24}(\text{CO}_3,\text{Cl,OH,SO}_4)$
Other	Axinite	Ax	$(\text{Ca,Mn,Fe,Mg})_3\text{Al}_2\text{BSi}_4\text{O}_{15}(\text{OH})$
	Vesuvianite (idocrase)	Vs	$\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe,Mn})_2\text{Al}_4\text{Si}_9\text{O}_{34}(\text{OH,C})$
	Prehnite	Pr	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$

#### ۷-۵-۵- ارتباط توده‌های گرانیتوئیدی منطقه با اسکارن‌ها

بررسی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در سنگ‌های آذرین می‌تواند اطلاعات مفیدی در مورد

شدت تفریق و آرایش ماگما، باردار بودن یا عقیم بودن توده‌ها، نوع اسکارن و هم چنین نوع دگرسانی همراه کانسار فراهم می‌کند. ارتباط بین نوع توده‌های آذرین و نوع اسکارن به‌وسیله محققین زیادی بررسی شده است. برای مثال اسکارن‌های غنی از تنگستن فقیر از مس همراه با پلوتون‌های شدیداً تفریق‌یافته هستند.

اسکارن‌های غنی از قلع با توده‌های نفوذی‌هایی بیوتیت و پتاسیم فلدسپار از آنها متبلور می‌شوند و سیال هیدروترمال غنی از سدیم تولید خواهند کرد، دیده می‌شود. در مقابل توده‌های نفوذی که هورنبلند و پلاژیوکلاز از آنها متبلور می‌شوند (اغلب گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت، و تونالیت) تولید سیالات هیدروترمال غنی از پتاسیم خواهند کرد که اسکارن‌های W، Cu، Zn و Au همراه با این پلوتون‌ها هستند (مینرت، ۱۹۹۵ و ۱۹۹۸ و رای<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۰).

ارتباط بین ترکیب شیمیایی توده نفوذی و نوع اسکارن (محتوای فلزی) شکل گرفته مرتبط با آنها توسط افراد زیادی از جمله: مینرت (۱۹۹۵) و مارتین ایزارد<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۰) مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است؛ آنها معتقدند که ارتباط نزدیکی بین ترکیب ماگما و نوع اسکارن، خود می‌تواند دلیل بر ارتباط ژنزی بین فرآیندهای ماگمایی و کانه‌زایی باشد.

به‌منظور مقایسه ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای اسکارنی منطقه با سایر گرانیتوئیدهای اسکارنی دنیا، داده‌های ژئوشیمیایی این توده‌ها و میانگین آنها در نمودارهای شکل ۷-۹ رسم شده است.

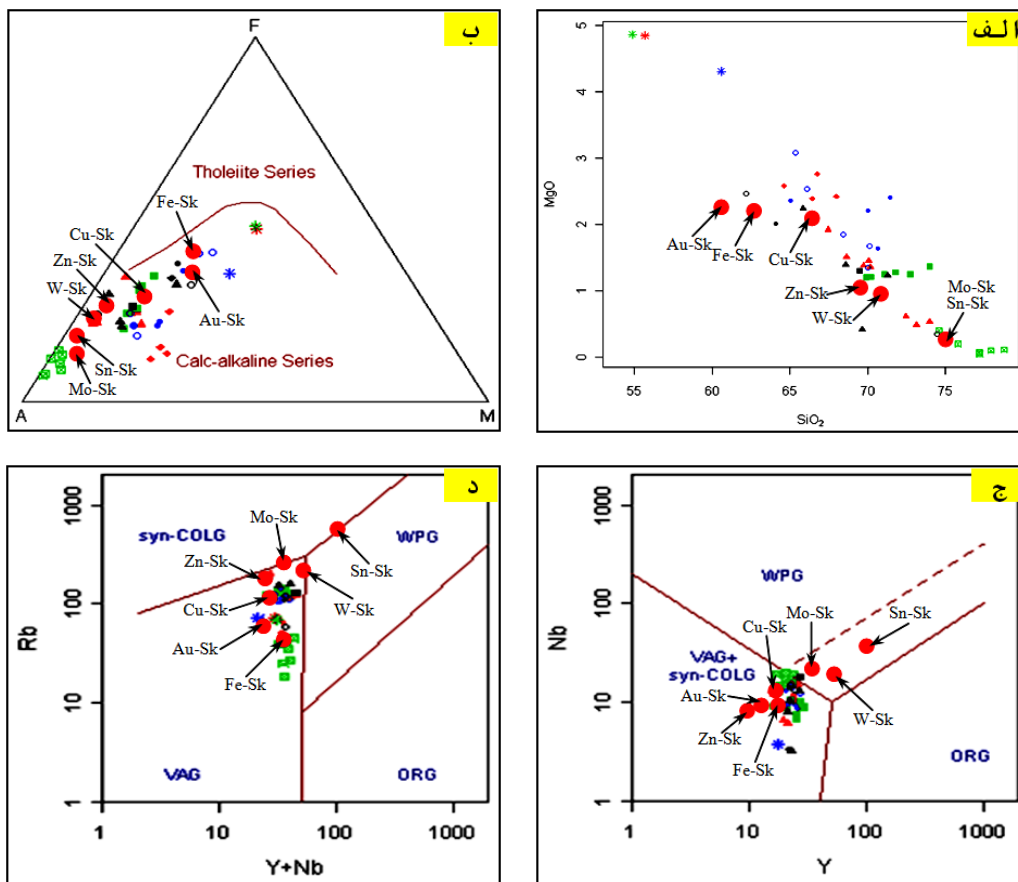
برای بررسی ارتباط بین توده‌های نفوذی و اسکارن از نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و عناصر کمیاب استفاده شده است (شکل ۷-۹)

در نمودارهای تغییرات عناصر اصلی MgO در مقابل SiO<sub>2</sub> و AFM نمونه‌های منطقه تمایل بیشتری به سمت اسکارن‌های مس‌دار و آهن‌دار نشان می‌دهند (شکل ۷-۹-الف و ب).

در نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب Nb در مقابل Y و Rb در مقابل Y+Nb نمونه‌های منطقه تمایل بیشتری به سمت اسکارن‌های مس‌دار و آهن‌دار نشان می‌دهند (شکل ۷-۹-ج و د).

---

1- Ray  
2- Martin-Izard



شکل ۷-۹- مقایسه نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و کمیاب توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد با گرانیتوئیدهای اسکارنی جهان (مینرت، ۱۹۹۵):

الف) نمودار تغییرات عناصر اصلی MgO در مقابل  $SiO_2$  (ب) نمودار تغییرات عناصر اصلی AFM  
 ج) نمودار تغییرات عناصر کمیاب Nb در مقابل Y (د) نمودار تغییرات عناصر کمیاب Rb در مقابل Y+Nb  
 اسکارن مس‌دار، Fe-Sk: اسکارن آهن‌دار، Au-Sk: اسکارن طلا‌دار، Zn-Sk: اسکارن روی‌دار، W-Sk: اسکارن تنگستن‌دار، Cu-Sk: اسکارن مولیبدن‌دار، Sn-Sk: اسکارن قلع‌دار

## ۷-۵-۶- اسکارن‌های غرب یزد

توده نفوذی کافی‌آباد با ترکیب مونزو گرانیت تا گرانودیوریت در سازندهای رسوبی تخریبی-کربناته پالئوزوئیک (سازند کهر و دولومیت سلطانیه) و کرتاسه (سازند تفت) را قطع کرده و باعث اسکارنزایی کلسیم‌دار و کانه‌زایی در منطقه هشت‌کوه شده است (شکل ۷-۱۰).

سنگ‌های آهک سازند تفت در برخی نقاط به‌ویژه شرق باقی‌آباد دولومیتی شده و منجر به تشکیل اسکارن‌های منیزیمی گردیده است.

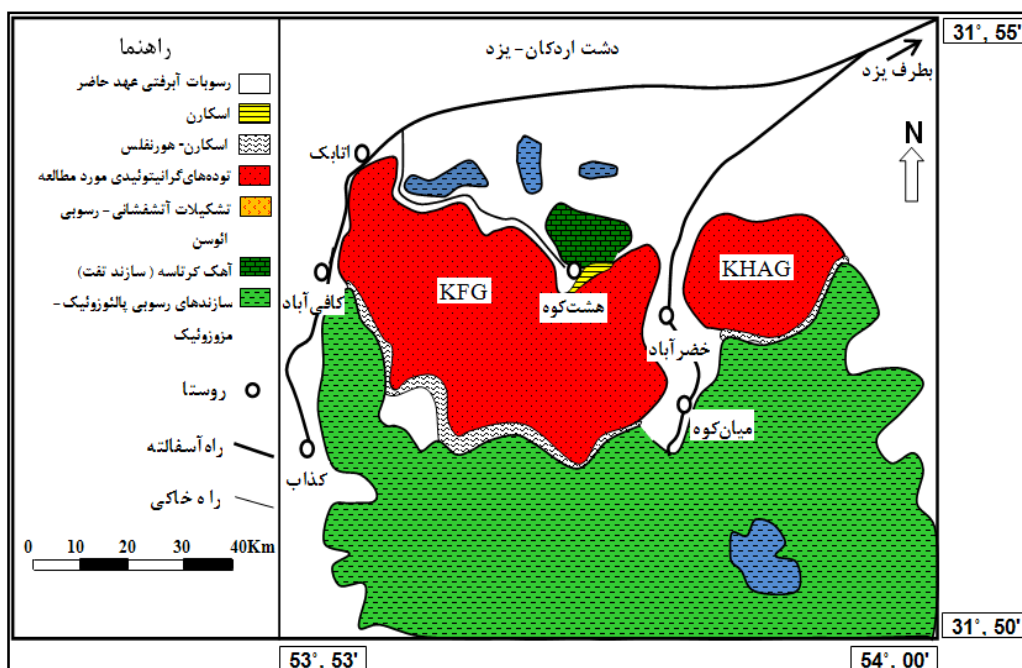


در ادامه اسکارن‌های غرب یزد تحت عناوین اسکارن هشت کوه و اسکارن باقی‌آباد مورد بررسی بیشتر قرار می‌گیرد:

### ۷-۵-۶-۱- اسکارن هشت کوه

### ۷-۵-۶-۱- مشخصات صحرائی

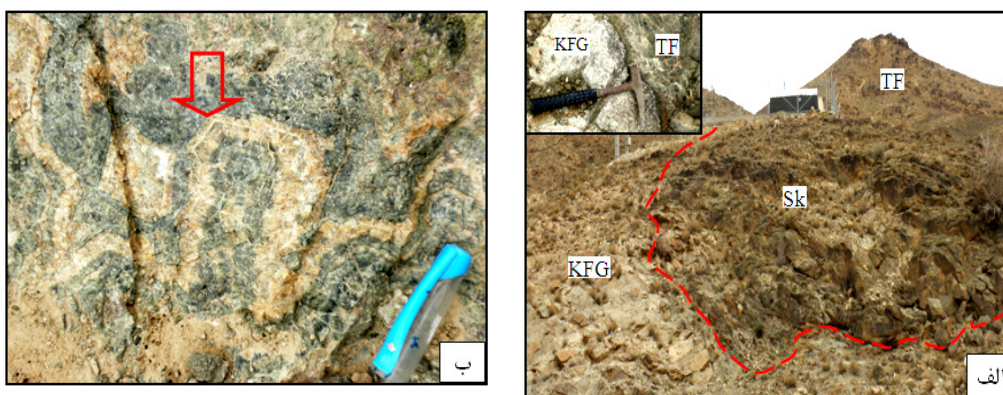
قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه خضرآباد، سازند کهر است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده و عموماً شامل شیل، ماسه‌سنگ و سیلستون به رنگ سبز و سبز مایل به خاکستری است. به‌طور فرعی لایه‌های دولومیتی قهوه‌ای متمایل به زرد مجموعه سنگ‌های وابسته به سازند کهر را همراهی می‌نماید که توسط سنگ‌های دولومیتی چرت‌دار سازند سلطانیه پوشیده شده است.



شکل ۷-۱۰- ارتباط توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد با آهک کرتاسه (سازند تفت) و سازندهای رسوبی پالئوزوئیک (سازند کهر و دولومیت سلطانیه) و اسکارن مورد مطالعه

در جنوب مزرعه هشت کوه سنگ‌های اصلی برای تشکیل دگرگونی مجاورتی، سنگ‌های آهکی توده‌ای اربیتولین‌دار سازند تفت می‌باشند که در برخی نقاط دولومیتی نیز شده‌اند. مشاهدات صحرائی

نشان می‌دهد که بیشتر اسکارن‌ها، ساخت توده‌ای دارند؛ همچنین رخنمون محدودی از ساخت نواری<sup>۱</sup> نیز تا حدودی محفوظ مانده که احتمالاً نشان از لایه‌بندی سنگ آهک اولیه است که بعد از دگرگونی هنوز حفظ گردیده است (شکل ۷-۱۱). اسکارن‌ها در امتداد تنها آبراهه بزرگ غربی- شرقی روستای هشت کوه به‌طور پراکنده و به‌شکل تپه‌های کم ارتفاع رخنمون دارند.



شکل ۷-۱۱- تصاویر صحرائی از اسکارن هشت کوه :  
 الف) ارتباط توده گرانیتوئیدی کافی‌آباد (KFG) با سازند تفت (TF) و اسکارن‌زایی (Sk)  
 ب) ساخت نواری در اسکارن هشت کوه (غرب خضرآباد)

## ۷-۵-۶-۱-۲- پتروگرافی

بررسی مقاطع نازک، مجموعه کانیایی زیر در اسکارن هشت کوه قابل تشخیص می‌باشد:

گارنت + پیروکسن + ترمولیت-اکیتنولیت + اپیدوت + کلریت + کوارتز + کلسیت

بلورهای گارنت و پیروکسن (به ترتیب با ۵۰ و ۴۰ درصد حجمی) عمده سازنده اسکارن هستند و

می‌توان گفت که بقیه کانی‌ها فرعی می‌باشند. در ادامه به بررسی کانی‌شناسی پرداخته می‌شود:

### ۱- گارنت

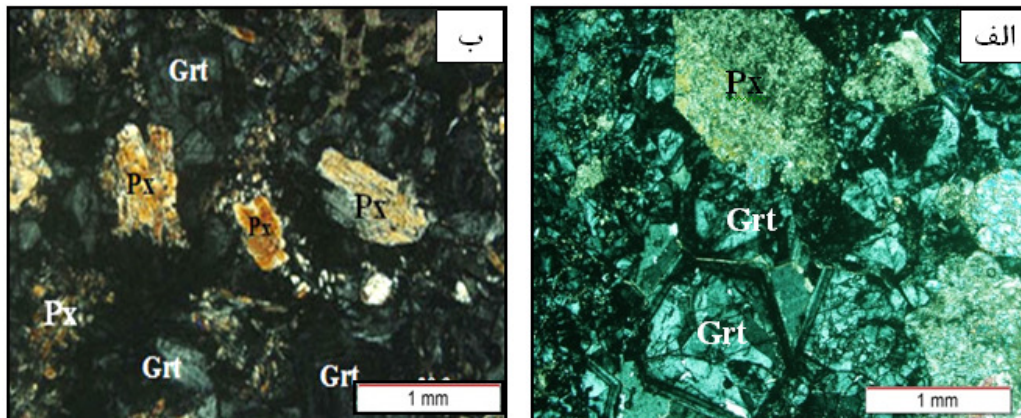
گارنت‌ها، کانی عمده اسکارن هشت کوه را تشکیل داده و به‌صورت‌های مختلف در مقاطع

میکروسکوپی مشاهده شده‌اند. بعضی از گارنت‌ها دانه درشت و با شکل‌های سیستم کوبیک هستند که

هم به‌صورت همسانگرد و هم به‌صورت کانی‌هایی ناهمسانگرد دیده می‌شوند (شکل ۷-۱۲-الف)

1- Banded skarn

این کانی‌ها با ماکل پیچیده و ساختار منطقه‌ای به وضوح دیده می‌شوند و ادخال‌های پیروکسن به مقدار زیادی درون آنها وجود دارد (شکل ۷-۱۲). در برخی موارد درون گارنت، ادخال‌هایی از کلسیت با حواشی گرد شده نیز مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد بازمانده<sup>۱</sup> جذب نشده سنگ آهک مرمری شده میزبان باشد.



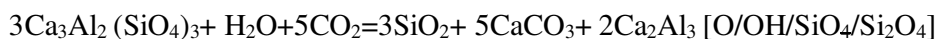
شکل ۷-۱۲- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه:

الف) درشت بلور گارنت شکل دار ناهمسانگرد و با منطقه‌بندی همراه با درشت بلور شکل دار پیروکسن (XPL)  
 ب) پیروکسن‌ها درون گارنت به وضوح مرز ناپایدار نشان می‌دهند و خرده‌های تحلیل نرفته به شکل باز مانده دیده می‌شوند (XPL). علائم اختصاری نام کانی‌ها از کرتز (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

برخی از گارنت‌ها منطقه‌بندی زیبا و پیچیده‌ای را از خود نشان داده که نتیجه تغییر در ترکیب گارنت می‌باشد (شکل ۷-۱۳- الف). گارنت در سیستم کوبیک متبلور می‌شود، در نتیجه بایستی در نور XPL به صورت ناهمسانگرد ظاهر شود. وجود ناهمسانگردی آشکار در گارنت‌ها احتمالاً بر اثر تغییر ترکیب در واکنش‌های دگرنهادی یا بر اثر اعمال استرس در کانی‌ها حاصل شده است.

در داخل گارنت علاوه بر پیروکسن‌های در حال تحلیل که قبلاً ذکر شد، کانی‌های کوارتز، اپیدوت و کلسیت نیز وجود دارند و در مواردی به صورت شبکه‌ای به کلسیت دگرسان شده‌اند. معمولاً سیلیسی شدن و تشکیل کوارتز در امتداد سطوح بلوری گارنت مشهود است. حضور کانی‌های مذکور در داخل گارنت توسط واکنش زیر قابل توجیه می‌باشد (شکل ۷-۱۳- ب):

1- Relict



گروسولار                      کلسیت      کوارتز                      زوئیزیت

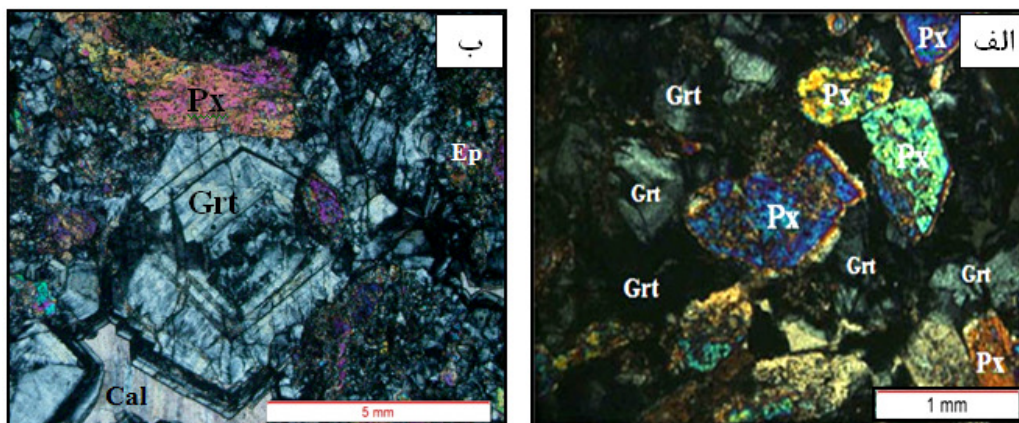
همچنین گارنت‌ها از حواشی در حال تبدیل به کلسیت است که این کلسیت‌ها به سادگی قابل تفکیک از کلسیت‌های زمینه هستند. در برخی موارد رشد گارنت ناهمسانگرد بر روی گارنت همسانگرد قابل مشاهده است (شکل ۷-۱۲-الف) و همچنین اپیدوت به صورت پوششی در اطراف گارنت دیده می‌شود. گارنت تحت تأثیر نیروی کششی شکسته شده و فضای بین منطقه تحت کشش توسط سایر کانی‌ها (اکثراً کلسیت) پر شده است (شکل ۷-۱۳-ب). با توجه به آنالیزهای میکروپروپ گارنت‌های منطقه از نوع گروسولار هستند.

## ۲- پیروکسن

کلینوپيروكسن‌ها اکثراً ریز دانه و به رنگ سبز کم رنگ هستند و در نور پلاریزه با بیرفرنژانس متوسط و رنگ تداخلی ماکزیم در حد اواخر سری اول تا اواسط سری دوم دیده می‌شوند. بلورهای کلینوپيروكسن نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل، عمدتاً به شکل پویی کیلوبلاست درون گارنت دیده می‌شوند. غالباً دانه ریزتر و پراکنده‌تر از گارنت است و در همیافتی نزدیک با گارنت می‌باشند. هیچ موردی از رخداد پیروکسن به شکل بلورهای منفرد به دور از تجمعات گارنت دیده نمی‌شود (شکل ۷-۱۳). حواشی گردشده و انحلالی<sup>۱</sup> پیروکسن‌ها و شکل نامنظم و آمیبی آنها درون گارنت نشان‌دهنده تغییرات فیزیکی-شیمیایی سیال کانی‌ساز ضمن تحول سامانه اسکارن می‌باشند که باعث از بین رفتن کلینوپيروكسن و تبدیل آن به گارنت شده است (شکل ۷-۱۳-ب).

پیروکسن علاوه بر این که به صورت رگچه‌های مستقل و بلورهای کوچک پراکنده دیده می‌شوند، در حاشیه رگچه‌های اپیدوت به همراه اوپک و نیز در رگچه‌های تأخیری در هم‌یافتی با کوارتز و به صورت متقارن در حاشیه رگچه کلسیتی قابل مشاهده هستند. با توجه به آنالیزهای میکروپروپ پیروکسن‌های منطقه از نوع اوژیت هستند.

1- Resorbed margins



شکل ۷-۱۳- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه:

الف) رخداد پیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار در گارنت‌های نسل دوم (بافت پویی کیلوبلاستیک). مرز پیروکسن‌ها با گارنت میزبان تا حدودی واضح می‌باشد و کمتر خورده شده است (XPL).  
 ب) درشت بلورهای نیمه‌شکل‌دار گارنت و پیروکسن‌های نیمه‌شکل‌دار با حاشیه تحلیل رفته (XPL)

### ۳- ترمولیت - اکتینولیت

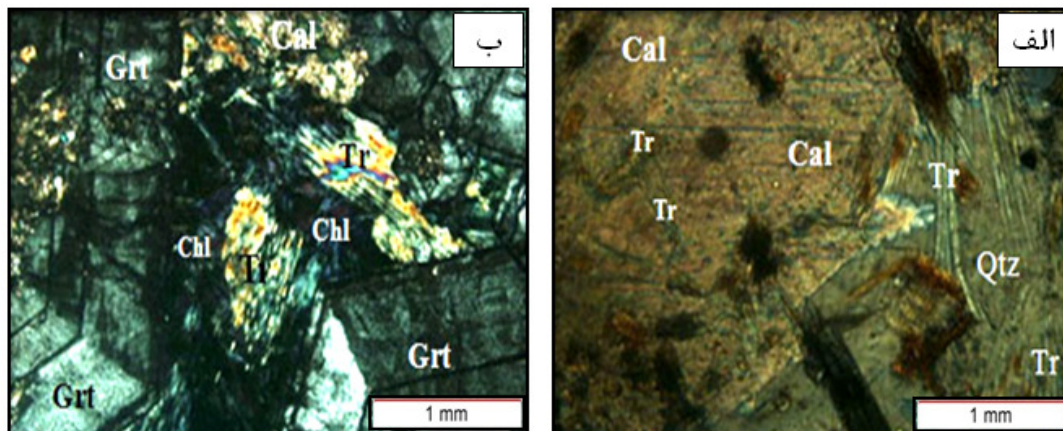
ترمولیت - اکتینولیت به عنوان کانی فرعی با رخداد محدود دیده می‌شود که به‌نظر می‌رسد با داشتن چندرنگی واضح سبز کم رنگ تا تیره و مایل به آبی کم رنگ در نور پلاریزه ساده (PPL) در آن عضو اکتینولیت غالب باشد. در بیشتر موارد چند رنگی سبز ضعیفی را نشان داده که بیانگر اکتینولیت بودن آنهاست. دیر<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۱) معتقدند در اکتینولیت و فرواکتینولیت شدت چند رنگی به میزان محتوی آهن بستگی داشته و عمدتاً همراهی آن به شکل محدود با کوارتز و کلسیت می‌باشد (شکل ۷-۱۴-الف).

در این مورد ادخال‌هایی از ترمولیت-اکتینولیت در کوارتز و کلسیت بافت پوئی کیلوبلاست را شکل داده و تداعی‌کننده مرمر ترمولیت-اکتینولیت‌دار است. یادآوری می‌شود این بافت بسیار محدود است و تنها در فضای خالی بین بلورهای پیروکسن - گارنت توسعه یافته است. این کانی در هنگام رخداد دگرگونی برگشتی در حال تبدیل به کلریت است که همیافتی نزدیک و مرز ناپایدار ترمولیت-

1- Deer



اکتینولیت با کلریت گویای این رخداد است؛ علاوه بر این کلریت‌ها به شکل دروغین<sup>۱</sup> قالب ترمولیت- اکتینولیت‌ها را اشغال کرده‌اند (دلویجن<sup>۲</sup>، ۱۹۹۸) (شکل ۷-۱۴-ب)؛ و هنوز بقایای ترمولیت- اکتینولیت به شکل بازمانده در توده کلریت‌ها نیز دیده می‌شوند.



شکل ۷-۱۴- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن هشت کوه :

الف) ترمولیت- اکتینولیت درون کوارتز و کلسیت که این مجموعه به‌طور محلی گسترش دارد؛ و پرکننده فضای خالی مجموعه کانی‌های اصلی اسکارن یعنی گارنت- پیروکسن هستند (PPL).  
 ب) ترمولیت- اکتینولیت به شکل بازمانده که از اطراف توسط کلریت احاطه شده است. در اینجا ترمولیت- اکتینولیت در ابتدا پرکننده فضای باز بین گارنت‌های ناهمسانگرد بوده است (XPL).

این کانی‌ها به‌صورت بلورهای ریز و سوزنی شکل در داخل کانی‌های گارنت، کلسیت و کوارتز پراکنده هستند و به نظر می‌رسد که پس از تشکیل پیروکسن غنی از منیزیم سیال غنی از آهن شده و میزان آب به‌طور محلی افزایش یافته و باعث تبلور این کانی‌های به‌صورت بلورهای سوزنی گردیده است. با تشکیل سایر کانی‌ها در مراحل بعدی بلورهای این کانی در داخل آنها به دام افتاده‌اند. البته ترمولیت و اکتینولیت حاصل از اورالیتی شدن پیروکسن، مربوط به رخساره پسرونده تشکیل اسکارن است.

1- Pseudomorph

2- Delvigne

#### ۴- کوارتز

کوارتز از جمله کانی‌هایی است که تقریباً در تمام مراحل اسکارن‌زایی قابل مشاهده است. البته در مراحل نهایی به‌وفور دیده شده و در اغلب موارد به‌صورت بی‌شکل، پرکننده فضای خالی سایر کانی‌ها و یا بافت روزنه‌ای<sup>۱</sup> با بلورهای گارنت، کلسیت و اپیدوت (کمتر) قابل مشاهده است (شکل ۷-۱۱-الف). و کوارتز به شکل رگچه‌ای تأخیری شکستگی‌های گارنت را پر کرده و یا اینکه بعد از برشی شدن گسترده گارنت‌ها آنها را سیمانی نموده است. بدیهی است خاستگاه این کوارتز از سیلیس اضافی انتشار یافته در محیط اسکارن بعد از شکل‌گیری کانی‌های کالک سیلیکات است که در آخرین مرحله اسکارن متبلور شده است.

#### ۵- اپیدوت

اپیدوت در اندازه‌های متغیر است و در مقاطع میکروسکوپی به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل با بیرفرنزانس متوسط تا بالا و رنگ‌های تداخلی متنوع مشاهده می‌شود که گاه از حاشیه به کلسیت تبدیل شده‌اند؛ به‌طور کلی کانی اپیدوت در اسکارن منطقه مورد مطالعه به دو صورت دیده می‌شود:

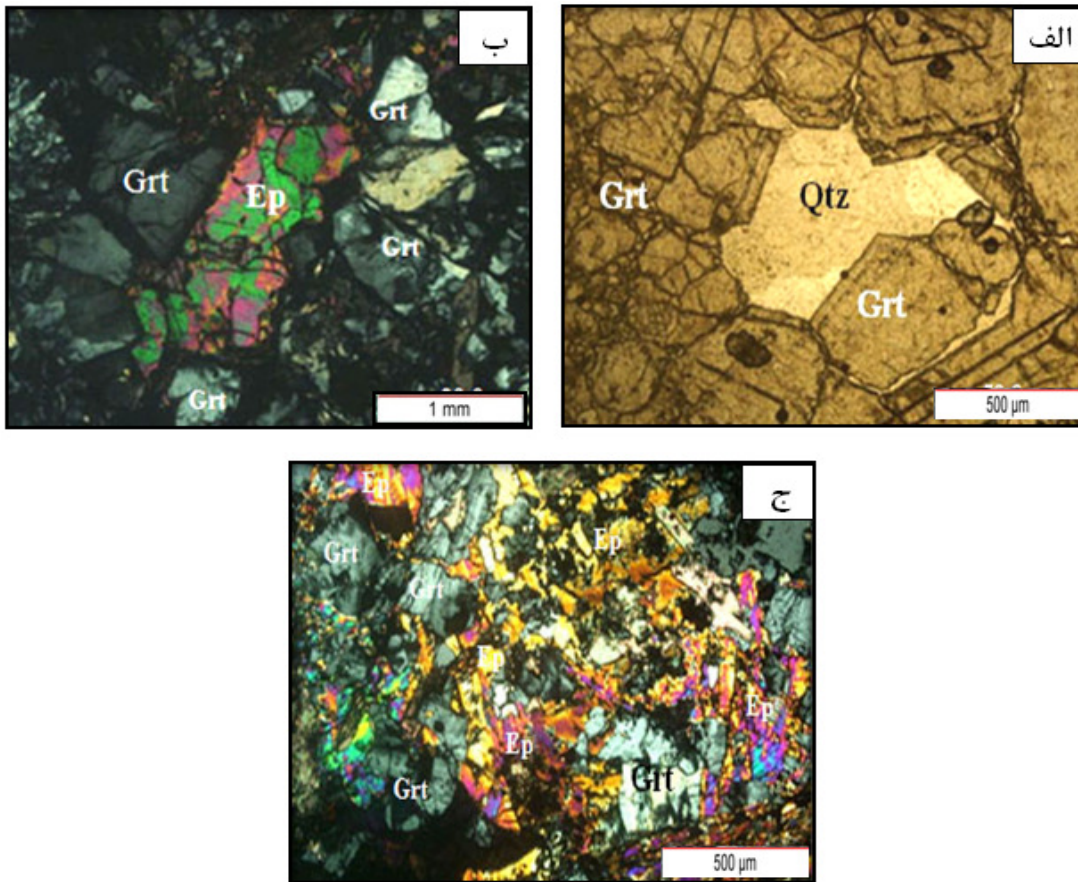
الف) اپیدوت اولیه: این اپیدوت‌ها به‌صورت اولیه در داخل زمینه‌ای متشکل از کوارتز و کلسیت و یا پرکننده‌ی فضاهای خالی هستند (شکل ۷-۱۵-ب). به نظر می‌رسد این اپیدوت‌ها به‌طور مستقل از سیال تشکیل شده‌اند.

ب) اپیدوت ثانویه: این اپیدوت ارتباط تنگاتنگی با گارنت داشته و حاصل دگرسانی کانی‌های مراحل قبل به‌ویژه گارنت هستند که به‌صورت ادخال در آنها حضور دارند و گاه جانشینی تا حدی پیش رفته که دیگر اثری از گارنت باقی نمانده و تنها اپیدوت با شکل دروغین گارنت قابل مشاهده است. اکثراً کلینوزوئیزیت به رنگ آبی متمایل به لیمویی هستند. اپیدوت به‌صورت پوششی بر روی گارنت<sup>۲</sup> و یا پرکننده قطعات برشی گارنت‌ها مشاهده می‌شود. مرز ناپایدار آن با گارنت نشان می‌دهد

---

1- Interstitial  
2- Over growth

که باید به خرج گارنت به وجود آمده باشد (شکل ۷-۱۵-ج).



شکل ۷-۱۵- تصاویر میکروسکوپی از: الف) فاز تأخیری (روزنه‌ای) کوارتز (PPL)، ب) اپیدوت به صورت فاز پرکننده فضای بین خرده‌های در گارنت و ج) اپیدوتی شدن فراگیر گارنت‌ها (XPL)

فراوانی اپیدوت نشان دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن محیط است. قلمرو پایداری اپیدوت به سمت درجه حرارت پایین و افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش خواهد یافت.

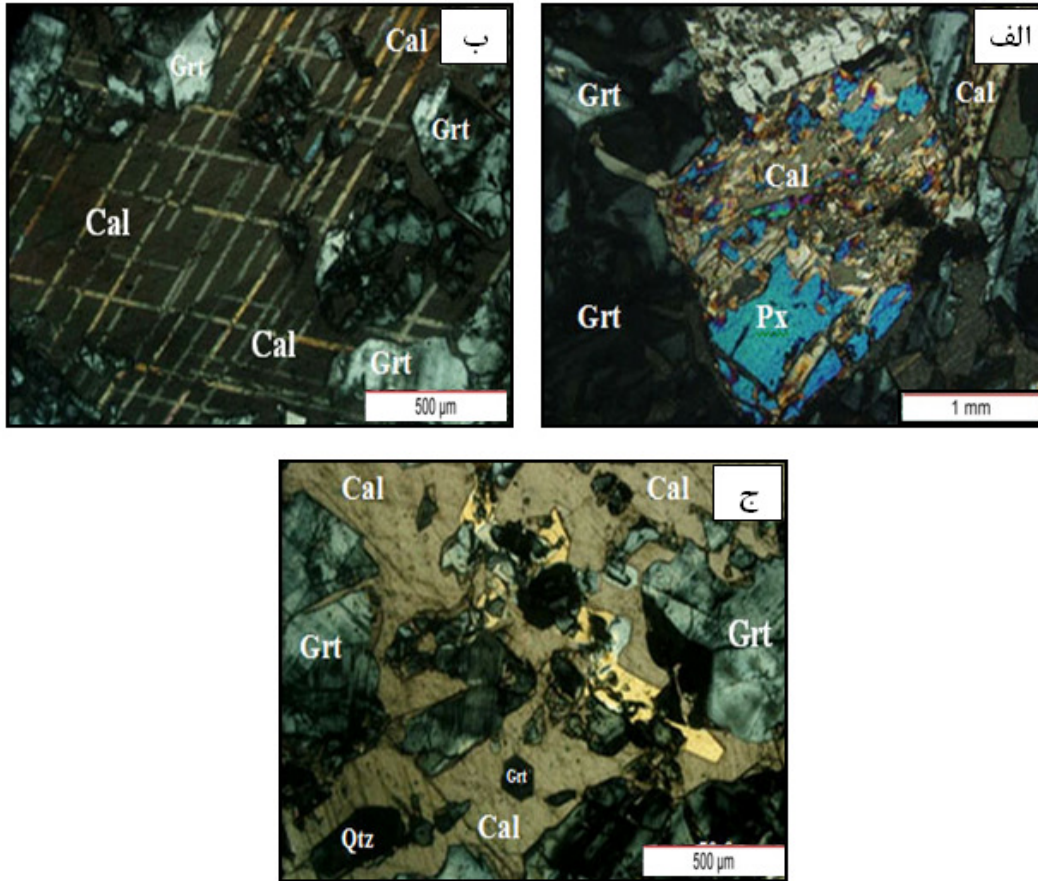
## ۶- کلسیت

شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهد که کلسیت در چند شکل متبلور شده است:

الف) به‌عنوان جانشینی که حاصل دگرسانی بخشی پیروکسن‌ها و گارنت‌ها است. این‌گونه دگرسانی

تا جانشینی کامل پیروکسن توسط کلسیت نیز در مواردی دیده شده است (شکل ۷-۱۶-الف).





شکل ۷-۱۶- تصاویر میکروسکوپی از الف) جانشینی بخشی یک پیروکسن توسط کلسیت، ب) رخداد کلسیت با ماکل- های واضح ضربداری و ج) بافت برشی از خرده‌های کوارتز (کمتر) و گارنت در زمینه کلسیت که ناشی از فاز برشی- شدن نهایی و آنگاه تشکیل کلسیت است (XPL).

ب) کلسیت‌ها در بیشتر موارد درشت دانه است و فاز روزنه‌ای تشکیل داده و با ماکل‌های واضح ضربداری مشخص هستند. این کلسیت یا به‌طور مستقیم از سیال متبلور شده و یا حاصل تبلور مجدد کلسیت‌های سنگ اولیه می‌باشد (شکل ۷-۱۶-ب).

ج) کلسیت فضای خالی خرده‌های برشی گارنت-کوارتز را نیز پر کرده و در مراحل انتهایی اسکارن‌زایی تشکیل شده است (شکل ۷-۱۶-ج).

### ۷-۵-۶-۱-۳- شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده اسکارن

به‌منظور شناسایی نوع کانی، منطقه‌بندی احتمالی و پی‌بردن به مسیر تکاملی اسکارن، بیش از ۸۰

نقطه آنالیز الکترون مایکروپروب (EPMA) روی کانی‌های گارنت و پیروکسن در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (کرج) انجام شده است. سپس با استفاده از صفحه گسترده کانی‌ها و نرم افزارها Minpet2.02 (لینداریچارد، ۱۹۹۶) فرمول شیمیایی کانی‌های گارنت و پیروکسن محاسبه و با رسم نمودارهای لازم، اقدام به تجزیه و تحلیل آنها و تعیین شرایط تشکیل اسکارن‌های منطقه گردید. برای تفکیک مقادیر  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  در فرمول ساختاری کانی‌های گارنت و پیروکسن از روش پیشنهادی دروپ (۱۹۸۷) استفاده شده است.

## ۱- شیمی کانی گارنت

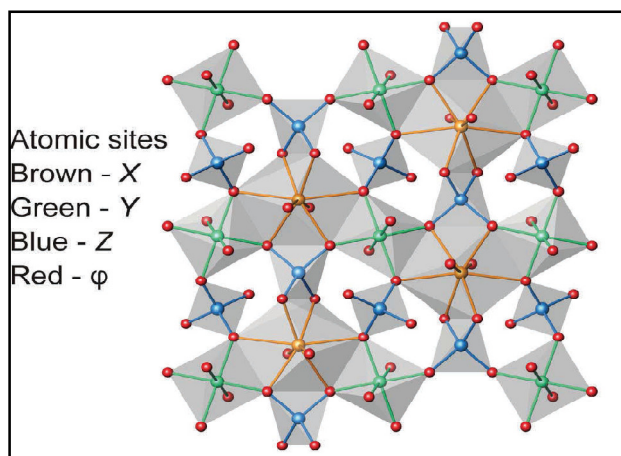
گارنت‌ها از کانی‌های ارتوسیلیکاته است که در موقعیت‌های مختلف زمین‌شناسی تشکیل می‌شوند و ترکیب شیمیایی آنها اهمیت خاصی در ژئوترموبارومتري دارد (دیر<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۷)

فرمول عمومی گارنت بدون آب به صورت  $\{X_3\}[Y_2](Z_3)\phi_{12}$  بیان می‌شود که در آن  $X$ ،  $Y$  و  $Z$  کاتیون هستند، علامت  $\{ \}$  کوردینانسیون هشت‌تایی کاتیون‌ها را مشخص می‌کند، علامت  $[ ]$  کوردینانسیون اکتاهدرال و  $( )$  کوردینانسیون تتراهدرال را مشخص می‌کند و  $\phi$  مطابق با جایگاه آنیون است که معمولاً توسط اکسیژن و به‌ندرت فلورین اشغال می‌شود (شکل ۷-۱۷) (چاخمرادیان<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۸ و گرو<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۱۳).

مختصات مکانی جایگاه آنیون به شعاع یونی متوسط کاتیون‌ها در ساختمان گارنت مربوط است. ساختار گارنت شامل تتراهدرال  $Z_{C4}$  و اکتاهدرال  $Y_{O6}$  متناوب می‌باشد که برای تشکیل چهارچوب سه بعدی  $Y$  گوشه‌ها را به اشتراک می‌گذارد. در داخل این چهارچوب حفراتی وجود دارد که می‌تواند به عنوان مکعب‌های واپیچیده و یا متناوباً به‌صورت دوازده وجهی سه گوش، از ۸ اکسیژن که شامل یون  $X$  می‌باشد (دیر و همکاران، ۱۹۹۷).

---

1- Spreadsheet  
2- Dear  
3- Chakhmoradian  
4- Grew



شکل ۷-۱۷- تصویر شماتیک ساختمان کانی گارنت (گرو و همکاران، ۲۰۱۳)

در گارنت‌های آبدار مکانیسم اصلی مشارکت H با جانشینی دوتایی H با فضاهای خالی تتراهدرال در مکان Si است (فرو<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۳). در چنین گارنت‌هایی مکان تتراهدرال به‌طور کامل اشغال نشده است و H به‌طور بخشی جایگاه مستقلی از تقارن را اشغال می‌کند. به‌منظور بررسی ترکیب شیمیایی گارنت‌های منطقه، انواع مختلف کانی گارنت از لحاظ نوری که به‌صورت همسانگرد، ناهمسانگرد، و دارای منطقه‌بندی بودند، انتخاب و آنالیز گردید. نتایج آنالیز الکترون مایکروپروب در جدول ۷-۲ ارائه شده است.

در سیستم‌های طبیعی، گارنت‌ها به‌صورت محلول جامد وجود دارند، بنابراین اغلب ترکیبات شیمیایی آنها برحسب نسبت مولی اعضای انتهایی بیان می‌شوند. نتایج به دست آمده از اعضای انتهایی در نمودار سه تایی آندرادیت-گروسولار-آلماندین+ اسپسارتین تصویر شده تا محدوده ترکیبی گارنت‌های منطقه مشخص شود. همان‌طور که در شکل ۷-۱۸ مشخص است تمامی گارنت‌های منطقه از نوع گروسولار- آندرادیت می‌باشند و مقدار گروسولار در آن به مقدار قابل توجهی از سایر اعضای انتهایی گارنت بیشتر می‌باشد.

جدول ۷-۲- نتایج آنالیز مایکروپروب گارنت‌های اسکارن‌های غرب یزد ( بر اساس ۱۲ اکسیژن)

علامه اختصاری به کار رفته در جدول: C=Core M=Middle R=Rim

Sample No.	GH.KF.5.2													
	1/13.R	2/24.R	3/28.R	3/30.R	4/31.R	2/20.R	1/14.RM	1/15.MR	2/23.MR	1/16.M	2/22.M	4/32.M	1/17.MC	1/18.CM
SiO <sub>2</sub>	39.03	37.97	38.44	38.67	38.70	38.91	38.11	37.99	37.57	37.52	39.16	39.06	36.46	37.70
TiO <sub>2</sub>	0.19	1.78	0.00	0.26	0.00	0.26	0.00	0.41	0.90	0.74	0.22	0.34	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.77	10.36	12.82	12.84	11.99	16.14	9.32	9.03	11.64	9.63	16.60	12.84	9.71	11.55
FeO	1.60	2.28	2.53	2.60	2.87	2.05	3.35	2.44	2.23	3.00	2.05	2.43	0.59	2.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.21	12.37	11.06	11.05	11.92	6.49	14.37	14.07	11.65	13.83	5.96	10.88	12.83	11.72
FeOt	7.19	13.41	12.48	12.54	13.60	7.89	16.28	15.10	12.71	15.44	7.41	12.22	12.14	12.83
MnO	0.49	0.28	0.41	0.34	0.30	0.50	0.25	0.28	0.32	0.24	0.53	0.40	0.31	0.30
MgO	0.40	0.24	0.00	0.07	0.00	0.03	0.12	0.15	0.12	0.10	0.07	0.06	0.00	0.17
CaO	35.14	34.76	35.62	35.69	35.56	34.92	34.60	34.74	35.10	34.68	34.86	35.79	35.13	34.77
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.07	0.06	0.00	0.02	0.00	0.11	0.03	0.12	0.07	0.01	0.07	0.00
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	99.83	100.04	100.88	101.52	101.34	99.30	100.12	99.11	99.53	99.74	99.45	101.80	95.03	98.49
<b>Cations Based on 12 Oxygen</b>														
Si	3.02	3.02	3.02	3.02	3.04	3.04	3.07	3.08	3.00	3.03	3.04	3.04	3.06	3.04
Al	1.55	1.00	1.22	1.21	1.14	1.51	0.92	0.89	1.13	0.95	1.54	1.21	0.99	1.13
Ti	0.01	0.11	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.05	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.10	0.15	0.17	0.17	0.19	0.13	0.23	0.17	0.15	0.20	0.13	0.16	0.04	0.15
Fe <sup>3+</sup>	0.36	0.74	0.65	0.65	0.70	0.38	0.87	0.86	0.70	0.84	0.35	0.64	0.81	0.71
Mn	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02
Ca	2.91	2.97	3.00	2.99	2.99	2.92	2.98	3.01	3.01	3.00	2.90	2.98	3.16	3.01
Sum	8.04	8.04	8.09	8.08	8.09	8.04	8.09	8.07	8.08	8.09	8.03	8.07	8.09	8.09
Almandine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	19.12	43.26	35.52	35.46	38.83	20.43	49.60	49.87	38.99	47.83	18.65	35.11	45.76	39.31
Grossular	78.12	54.90	63.49	63.43	60.44	78.27	49.20	48.68	59.68	51.09	79.82	63.67	53.41	59.18
Pyrope	1.63	1.11	0.00	0.30	0.00	0.12	0.55	0.70	0.53	0.46	0.29	0.26	0.00	0.75
Spessartine	1.13	0.73	0.99	0.82	0.73	1.18	0.65	0.74	0.80	0.62	1.24	0.97	0.83	0.76
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

ادامه جدول ۷-۲

Sample No.	GH.KF.5.2				GH.KF.5.4									
	2/21.CM	1/19.C	3/29.C	4/33.C	1/22	1/23	1/24	1/25	1/26	2/37	2/38	2/39	2/40	
SiO <sub>2</sub>	38.60	39.22	37.53	39.16	37.72	37.85	37.60	37.67	37.35	37.67	37.79	37.45	37.86	
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.00	0.60	0.39	0.77	0.59	0.56	0.68	0.53	0.20	0.17	0.16	0.15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.14	16.39	11.31	12.41	15.36	15.77	15.82	15.70	15.75	16.03	16.20	15.97	15.67	
FeO	1.75	2.10	2.47	2.77	2.93	3.00	3.03	3.11	2.86	3.15	3.21	3.16	3.16	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.28	6.40	12.68	11.36	8.05	7.64	7.72	7.58	7.80	7.69	7.55	7.86	8.02	
FeOt	7.40	7.86	13.88	12.99	10.17	9.87	9.98	9.93	9.88	10.07	10.00	10.23	10.38	
MnO	0.50	0.49	0.32	0.37	0.78	0.79	0.84	0.88	0.81	0.79	0.81	0.84	0.86	
MgO	0.08	0.05	0.09	0.06	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	
CaO	34.76	35.06	35.54	35.65	34.50	34.43	34.40	34.12	34.46	34.46	34.44	34.44	34.42	
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Total	98.36	99.71	100.54	102.17	100.12	100.09	99.98	99.75	99.57	99.99	100.19	99.88	100.15	
<b>Cations Based on 12 Oxygen</b>														
Si	3.04	3.05	2.99	3.04	2.96	2.96	2.95	2.96	2.95	2.96	2.96	2.95	2.97	
Al	1.52	1.52	1.08	1.17	1.41	1.45	1.44	1.45	1.44	1.47	1.48	1.46	1.45	
Ti	0.01	0.00	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	
Fe <sup>2+</sup>	0.12	0.14	0.16	0.18	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.21	0.21	0.21	0.21	
Fe <sup>3+</sup>	0.37	0.37	0.76	0.66	0.48	0.45	0.46	0.45	0.46	0.45	0.44	0.47	0.47	
Mn	0.03	0.03	0.02	0.02	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	2.93	2.92	3.03	2.97	2.90	2.89	2.89	2.87	2.91	2.90	2.89	2.90	2.89	
Sum	8.04	8.04	8.10	8.07	8.08	8.07	8.08	8.07	8.09	8.09	8.09	8.10	8.09	
Almandine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Andradite	19.90	19.95	41.72	36.89	25.06	23.62	23.75	23.57	24.01	23.44	22.92	23.92	24.64	
Grossular	78.58	78.70	57.10	61.95	73.07	74.46	74.27	74.34	74.07	74.75	75.15	74.17	73.34	
Pyrope	0.33	0.21	0.39	0.26	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04	0.00	0.08	0.00	0.04	
Spessartine	1.19	1.15	0.79	0.90	1.82	1.83	1.94	2.05	1.87	1.81	1.85	1.92	1.98	
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	

ادامه جدول ۷-۲

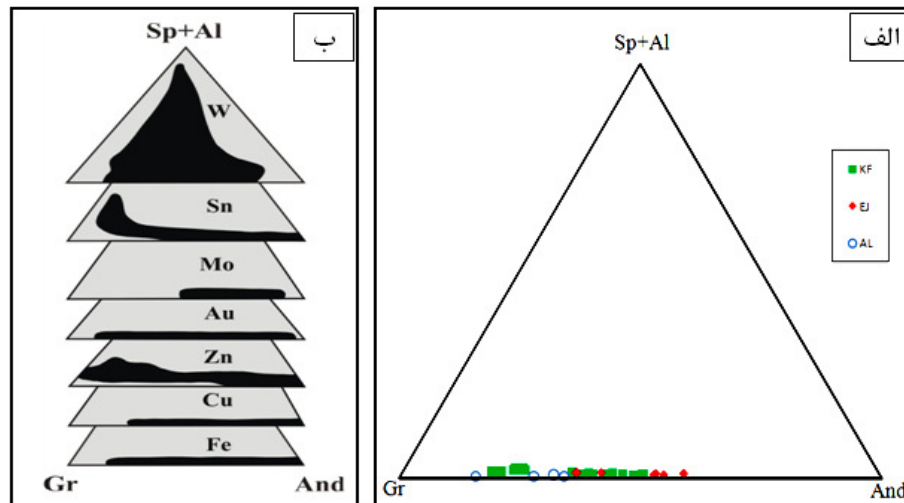
Sample No.	GHE.10								GHAL.43			
	2/41	1/17.R	2/23.R	2/22.MR	1/16.M	2/21.CM	2/20.C	1/15.C	1/18.R	1/17.MR	1/16.CM	1/15.
SiO <sub>2</sub>	37.78	37.32	37.15	37.56	38.04	37.14	37.18	37.22	39.25	38.49	37.97	37.84
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.00	0.00	0.06	0.02	0.01	0.03	0.04	0.24	0.84	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.05	8.96	8.63	11.52	12.99	9.04	9.29	7.70	18.35	14.78	13.90	13.40
FeO	3.19	3.42	3.84	2.39	3.76	3.66	4.46	3.48	0.69	1.60	1.57	1.57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.62	15.61	16.19	12.73	11.60	15.76	16.03	17.02	5.24	8.71	9.93	10.42
FeOt	10.05	17.46	18.41	13.84	14.20	17.84	18.89	18.79	5.40	9.43	10.50	10.94
MnO	0.86	0.26	0.24	0.42	0.42	0.31	0.22	0.29	0.13	0.13	0.19	0.15
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.30	0.43	0.42	0.45
CaO	34.34	35.26	35.14	35.76	35.19	35.18	35.19	35.32	36.98	35.85	35.74	35.67
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.06	0.04	0.00	0.01	0.05	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.94	100.83	101.19	100.43	102.03	101.12	102.41	101.06	101.17	100.82	99.71	99.49
<b>Cations Based on 12 Oxygen</b>												
Si	2.97	3.01	2.99	2.99	2.98	2.99	2.96	3.01	2.98	2.99	3.00	3.00
Al	1.48	0.89	0.85	1.11	1.21	0.88	0.87	0.77	1.65	1.37	1.32	1.28
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00
Fe <sup>2+</sup>	0.21	0.23	0.26	0.16	0.25	0.25	0.30	0.24	0.04	0.10	0.10	0.10
Fe <sup>3+</sup>	0.45	0.95	0.98	0.76	0.68	0.95	0.96	1.04	0.30	0.51	0.59	0.62
Mn	0.06	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.05	0.05
Ca	2.89	3.04	3.03	3.05	2.95	3.03	3.01	3.06	3.01	2.98	3.02	3.03
Sum	8.09	8.13	8.14	8.12	8.12	8.14	8.15	8.13	8.05	8.06	8.10	8.10
Almandine	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Andradite	23.26	52.65	54.50	41.36	36.31	52.67	52.42	58.53	15.41	27.33	31.32	33.17
Grossular	74.77	46.65	44.90	57.62	62.66	46.46	47.04	40.73	83.13	70.58	66.48	64.58
Pyrope	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.09	0.00	0.00	1.17	1.78	1.75	1.89
Spessartine	1.97	0.66	0.61	1.02	0.99	0.78	0.54	0.75	0.29	0.31	0.45	0.36
Uvarovite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

گارنت‌های مورد مطالعه از نظر ترکیب شیمیایی شامل درصد بالایی از گروسولار<sup>۱</sup> (۴۰/۷۳٪ تا ۰/۲۹٪)، آندرادیت<sup>۲</sup> (۱۹/۹۵ تا ۵۸/۲۳٪) و مقادیر ناچیزی پیروپ<sup>۳</sup> (۰ تا ۱/۱۷٪)، اسپسارتین<sup>۴</sup> (۰/۲۹ تا ۲/۰۵٪) و فاقد آلماندین<sup>۵</sup>، اوواروئیت<sup>۶</sup> و گارنت‌های تیتانیوم‌دار (نظیر شورلومیت<sup>۷</sup> و موریموتیت<sup>۸</sup>) (صفر درصد) می‌باشند.

با مقایسه ترکیب گارنت‌ها منطقه مورد مطالعه با محدوده اسکارن‌های جهان، گارنت منطقه در

- 1- Grossular : {Ca<sub>3</sub>}[Al<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 2- Andradite : {Ca<sub>3</sub>}[Fe<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 3- Pyrope : {Mg<sub>3</sub>}[Al<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 4- Spessartine : {Mn<sub>3</sub>}[Al<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 5- Almandine : {Fe<sub>3</sub>}[Al<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 6- Uvarovite : {Ca<sub>3</sub>}[Cr<sub>2</sub>](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>
- 7- Schorlomite-Al : {Ca<sub>3</sub>}[Ti<sub>2</sub>](SiAl<sub>2</sub>)O<sub>12</sub>
- 8- Morimotoite : {Ca<sub>3</sub>}[TiFe](Si<sub>3</sub>)O<sub>12</sub>

محدوده‌های اسکارن‌های حاوی کانسار آهن، مس و طلا (مینرت، ۲۰۰۵) قرار می‌گیرند (شکل ۷-۱۷-ب).



شکل ۷-۱۸ - جایگاه گارنت‌ها منطقه مورد مطالعه :

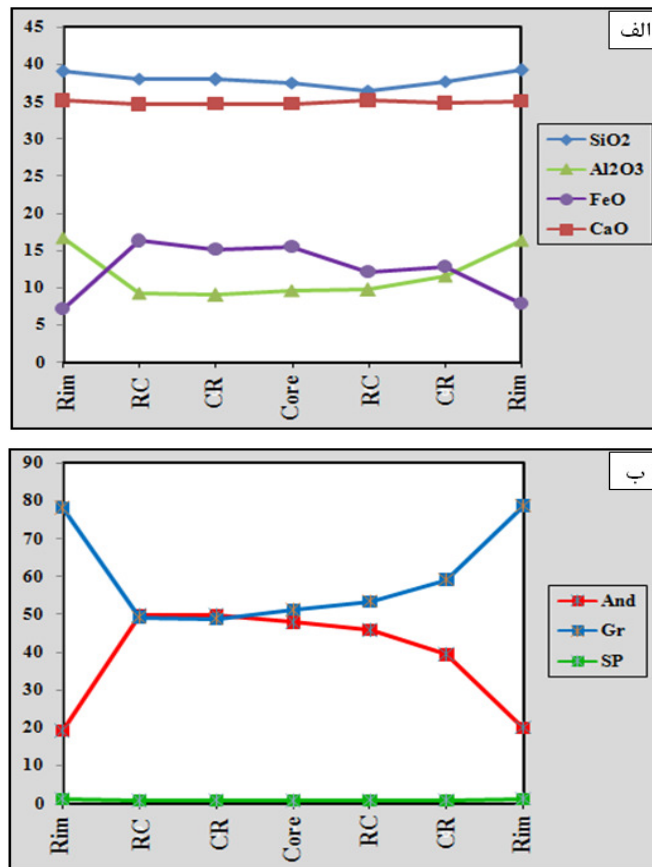
الف) در نمودار سه تایی آندرادیت (And) - گروسولار (Gr) - آلماندین (Al) + اسپسارتین (Sp)

ب) مقایسه آن با محدوده انواع اسکارن‌های جهان (مینرت، ۲۰۰۵).

با مقایسه میزان اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مرکز و حاشیه بلورهای گارنت، تغییرات منظمی مشاهده می‌شود (شکل ۷-۱۹-الف). درصد اکسیدهای  $\text{CaO}$  و  $\text{SiO}_2$  تغییرات چندانی را نشان نداده و دو اکسید  $\text{FeO}$  و  $\text{Al}_2\text{O}_3$  نوسانات مشخص تری را نشان می‌دهند. این نوسانات به صورت عکس یکدیگر می‌باشند، یعنی در قسمتهایی که  $\text{Al}_2\text{O}_3$  افزایش یافته است  $\text{FeO}$  کاهش نشان می‌دهد و بالعکس. میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در مرکز کمتر و در حاشیه‌های کانی بیشتر است. این حالت برای  $\text{FeO}$  عکس می‌باشد و در حاشیه گارنت مقدار آن از مرکز کمتر است.  $\text{MgO}$  و  $\text{MnO}$  (اسپسارتین و پیروپ) تغییرات مشخصی در مرکز و حاشیه نشان نمی‌دهند و در واقع خط صافی به موازی محور X به نمایش می‌گذرند.

همان‌طور که در شکل ۷-۱۹-ب ملاحظه می‌شود اعضای انتهایی گارنت نیز مؤید همین مطلب است، به طوری که عضو انتهایی گروسولار در حاشیه افزایش می‌یابد و در مورد عضو انتهایی آندرادیت

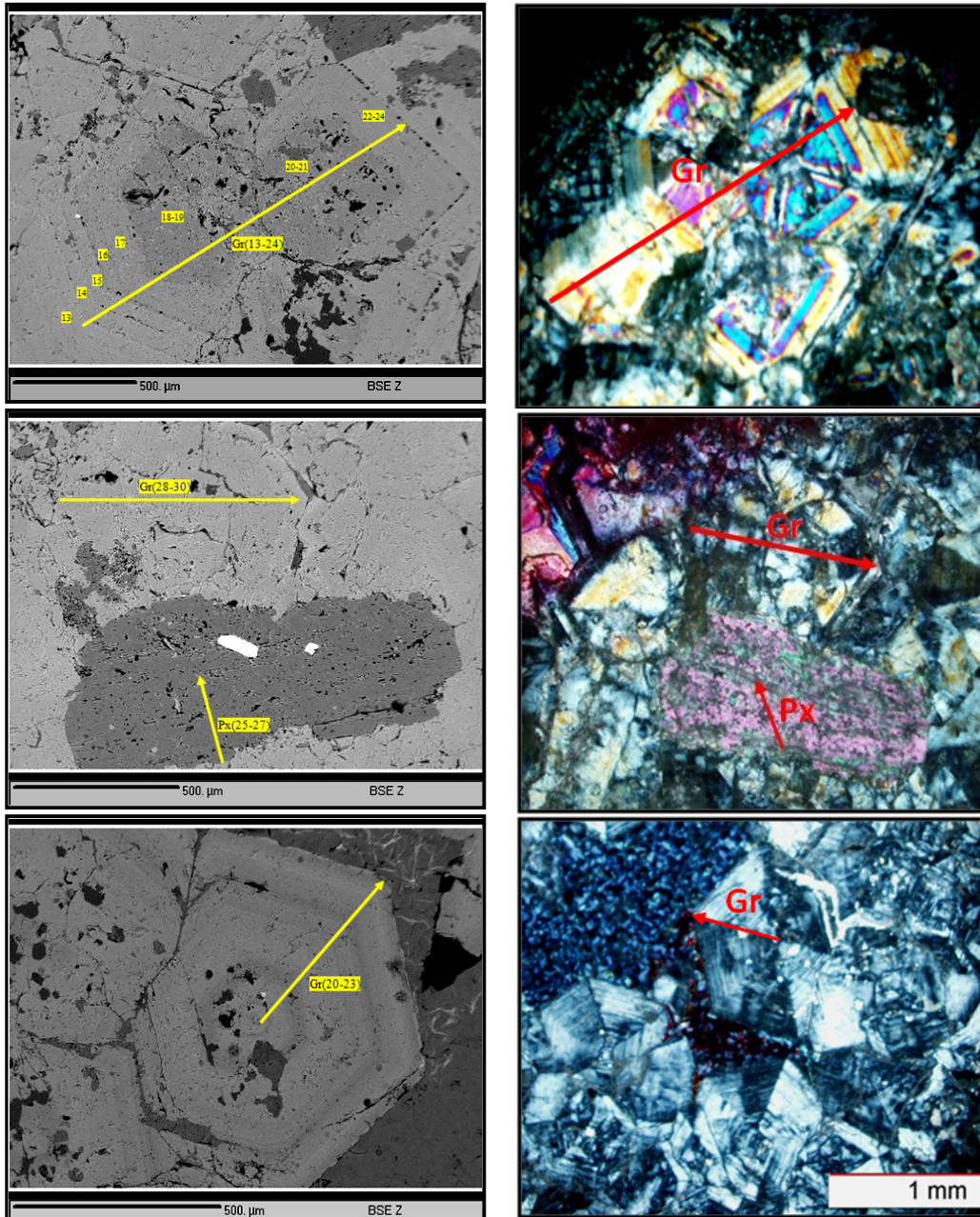
این روند عکس بوده و در حاشیه کاهش نشان می‌دهد.



شکل ۷-۱۹- مقایسه تغییرات در حاشیه (Rim) و مرکز (Core) بلورهای گارنت:  
 الف) تغییرات میزان اکسیدهای CaO، FeO و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> از حاشیه به مرکز و از مرکز به حاشیه  
 ب) تغییرات اعضای انتهایی گارنت گروسولار (Gr)، آندرادیت (And) و اسپسارتین (Sp) از حاشیه به مرکز و از مرکز به حاشیه

این منطقه بندی در تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) به خوبی مشخص است (شکل ۷-۲۰). در واقع در این شکل افزایش درجه روشنی در بلور گارنت، نشانه افزایش عضو انتهایی گروسولار در سری محلول جامد گروسولار- آندرادیت است و بر عکس کاهش روشنی، نشانه افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد است. همان طور که نشان داده شده است مرز بین منطقه (زون) کاملاً مشخص است که نشانه تغییرات ناگهانی در ترکیب شیمیایی مواد تشکیل دهنده گارنت می‌باشد و حالت نوسانی دارد (شکل ۷-۲۰).





شکل ۷-۲۰- تصاویر میکروسکوپی نوری (سمت راست) و BSE (سمت چپ) از درشت بلورهای گارنت با منطقه‌بندی نوسانی و پیروکسن از نوع اوژیت نیمه‌شکل‌دار در اسکارن‌های منطقه مورد مطالعه مرکز غنی‌تر از آندرادیت به رنگ تیره‌تری نسبت به حاشیه غنی‌تر از گروسولار قابل مشاهده است. با مقایسه آنالیزهای گارنت ناهمسانگرد و تقریباً همسانگرد کاملاً مشخص است که میزان  $Fe^{3+}$  در گارنت همسانگرد می‌باشد. رابطه بین ناهمسانگردی و نسبت  $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Al$  تأیید شده است. به‌طور



کلی با افزایش عنصر  $Fe^{3+}$  در گارنت بر پدیده همسانگردی افزوده می‌شود. (گاسپار و همکاران<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸).

در طی دگرگونی مجاورتی و دگرسانی گرمایی سنگ‌های کربناته، گارنت‌های کلسیک تحت شرایط مختلف فیزیکو-شیمیایی رشد می‌کنند؛ به طوری که این گارنت‌ها معمولاً الگوی منطقه‌بندی شیمیایی پیچیده و نوسانی را نشان می‌دهند. در سیستم‌های محلول جامد دوتایی گروسولار-آندرادیت در برابر تغییرات کوچک در ترکیب سیال گرمایی بسیار حساس هستند. منطقه‌بندی نوسانی ممکن است یک ویژگی شاخص از سیستم باز برای جریان سیال باشد.

الگوی منطقه‌بندی در گارنت اطلاعاتی از تکامل فیزیکو-شیمیایی سیستم گرمایی که کانی در آن رشد کرده است را فراهم می‌کند (یاردلی<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۹۱).

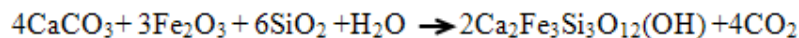
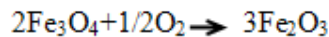
برای جانیشینی دوگانه  $Al^{+3} \leftrightarrow Fe^{+3}$  در محلول جامد گارنت‌ها می‌توان نظر یاردلی و همکاران (۱۹۹۱) را در نظر گرفت. آنها بر این باورند که جریان سیال گرمایی به شکل متناوب با فرآیند جوشش همراه است؛ که این فرآیند سبب رخداد اکسایش در محلول می‌شود و شرایط را برای حضور  $Fe^{+3}$  مستعدتر می‌نماید. با افزایش نسبت اکتیویته یون‌ها ( $a_{Fe^{+3}}/a_{Al^{+3}}$ ) عضو انتهایی آندرادیت در محلول جامد افزایش می‌یابد. در گارنت‌های اوگراندیت پایداری آندرادیت با نرخ سریع رشد و جریان تند سیالات گرمایی هماهنگ می‌باشد.

به‌طور کلی جامتویت<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۳) و دیر و همکاران (۱۹۹۱) برای بالا بودن آندرادیت در محلول جامد اوگراندیت، افزایش  $X_{CO_2}$ ،  $f_{O_2}$  و شوری بالای سیالات را در نظر گرفته‌اند. در اسکارن‌های منطقه وجود ساخت برشی در بخش‌های توده‌ای و سطوح لایه‌بندی در بخش‌های نواری، فراهم کننده جریان تند و آسان سیالات گرمایی است که این پدیده در پایداری آندرادیت مؤثر بوده است. علاوه بر این شرایط اکسیدان در سیال گرمایی نیز، نهشت آندرادیت را فراهم می‌کند. به عبارت

---

1- Gaspar  
2- Yardley  
3- Jamtveit

دیگر می‌توان گفت فوگاسیته بالای اکسیژن باعث شده که آهن موجود در سیال ابتدا به  $Fe^{+3}$  اکسید- شده و نه تنها برای تشکیل گارنت آندرادیت، بلکه برای تشکیل اپیدوت نیز شرکت کند:



### اپیدوت

در ادامه با کمتر شدن فوگاسیته اکسیژن شرایط برای نهشت ترمولیت- اکتینولیت و کلریت محیا شده است.

$Al^{+3}$  در ساختار گارنت‌های منطقه نقش عمده‌ای دارد. این عنصر، عضو گروه HFS می‌باشد. در سیالات گرمابی این عنصر به سختی قابل انتقال است، لذا برای تأمین آن یک منشاء محلی و نزدیک را در سنگ میزبان اسکارن (کانی‌های آلومینیم‌دار نظیر رس‌ها یا سنگ آهک مارنی) می‌توان در نظر گرفت (مسعودی و همکاران، ۲۰۰۵). نسبت بالای آب به سنگ<sup>۱</sup> و نرخ رشد کند بلور گارنت می‌تواند شرایط لازم برای تأمین یون  $Al^{+3}$  را از تجزیه کانی‌ها آماده نماید. این گونه غنی‌شدگی آلومینیم در سیالات گرمابی شبیه به فرآیندهای دراز مدت آبشویی<sup>۲</sup> کاتیونی سنگ‌های حاوی آلومینوسیلیکات‌ها در زمان زمین‌شناسی است.

سازه گروسولار در گارنت‌های زون اسکارن مورد مطالعه، بیشترین حجم را دارد. همان‌گونه که گفته شد Al در میان عناصر موجود در سیالات گرمابی دارای کمترین پویایی است. برای تأمین Al مورد نیاز لازم است، سنگ اولیه یک آهک مارنی بوده باشد؛ لذا مواد مورد نیاز برای رشد گروسولار در محیط قابل تأمین است. تبلور مجدد این سنگ آهک اولیه منجر به تشکیل مرم‌ر با بافت گرانوبلاستیک یا پولی‌گوناخ خواهد شد. این تبلور مجدد احتمالاً در ابتدای شوک حرارتی دگرگونی اتفاق افتاده است. انتشار در امتداد مرز دانه‌های کلسیت این مرم‌ر به راحتی صورت می‌گیرد )

---

1- Water/rock  
2- Leaching

شلی، ۱۹۹۳). فرآیند انتشار موجب هسته‌زایی و رشد بلوری گارنت‌ها<sup>۱</sup> در امتداد اتصالات سه گانه دانه-های زمینه کلسیتی با مدل بارد<sup>۲</sup> (۱۹۸۷) خواهد شد.

از شواهد فوق می‌توان نتیجه گرفت که: الف) سنگ‌های اطراف و میزبان اسکارن در رخنمون صحرایی مرمرها و سنگ‌های آهکی با تبلور مجدد بخشی هستند. ب) در مشاهدات میکروسکوپی همان‌گونه که ذکر شد، بخش‌هایی از میزبان مرمر، به شکل بازمانده (دانه‌های گردشده) در گارنت دیده می‌شوند؛ این گونه فرآیند معمولاً هنگام دگرسانی از نوع نشری<sup>۳</sup> روی می‌دهد، لذا هر دو فرآیند انتشار و تراوش<sup>۴</sup> در انتقال مواد برای شکل‌گیری گارنت‌ها، نقش داشته است (ارهان<sup>۵</sup> و همکاران، ۲۰۱۱).

## ۲- شیمی کانی پیروکسن

فرمول عمومی پیروکسن‌ها به صورت  $M_2M_1T_2O_6$  می‌باشد که  $M_2$  مربوط به کاتیون‌هایی در کوردیناسیون کج شده اکتاهدرال،  $M_1$  مربوط به کاتیون‌هایی در کوردیناسیون منظم اکتاهدرال و  $T$  مربوط به کاتیون‌هایی در کوردیناسیون تتراهدرال است. موقعیت  $M_2$  توسط کاتیون‌هایی با شعاع یونی بزرگ‌تر نسبت به  $M_1$  اشغال می‌شود. در مورد کلینوپیروکسن‌های موجود در اسکارن، تنها کلسیم می‌تواند در موقعیت  $M_2$  قرار بگیرد و عناصر  $Mg$ ،  $Mn$  و  $Fe$  در موقعیت  $M_1$  قرار می‌گیرند.  $Mn$  همچنین به‌طور بخشی موقعیت  $M_2$  را نیز اشغال خواهد کرد، این رفتار به خاطر شعاع یونی بزرگ‌تر  $Mn$  نسبت به شعاع یونی  $Mg$  و  $Fe$  است.

ترکیب شیمیایی پیروکسن در اسکارن‌ها متغیر است و وابسته به نوع فلز غالب در اسکارن می‌باشد. همان‌طور که قبلاً در بخش رده‌بندی اسکارن‌ها ذکر شد بر اساس نوع فلزات همراه، اسکارن‌ها را به پنج گروه  $Cu$ ،  $Fe$ ،  $Zn-Pb$ ،  $W$  و  $Sn$  تقسیم نمودند و پیروکسن نوع جوهانسنیت همراه با ذخایر سرب- روی می‌باشد. در حالی که پیروکسن دیوپسید- فروسالیپت در ذخایر آهن- مس حضور دارند.

- 1- Nucleation and crystal growth
- 2- Bard
- 3- Pervasive
- 4- Infiltration
- 5- Orhan

ترکیب پیروکسن به طور سیستماتیک با ترکیب سنگ میزبان (سنگ‌های آلومینو سیلیکاته و یا سنگ‌های کربناته) و مجموعه کانی‌های همراه با پیروکسن تغییر می‌کند.

اسکارن‌ها به طور منطقه‌ای از نظر ترکیب فلز و دیگر مشخصات ژئوشیمیایی تغییر می‌کنند. این تغییرات متأثر از تعدادی پارامتر می‌باشند که عبارتند از: نوع ماگما، عمق جایگزینی، ظرفیت کاهشی<sup>۱</sup> و ترکیب سنگ‌های میزبان، فاصله افق‌های کربناته از منبع ماگمایی و دخالت آب‌های جوی که ژئوشیمی پیروکسن‌های اسکارن شاخصی از پتانسیل برهم کنش‌های پیچیده بین این متغیرها است. از آنجایی که پیروکسن در سراسر سیستم اسکارن وجود دارد، معمولاً همراه با کانه‌ها می‌باشد و تغییرات محلول جامد مشخصی را نشان می‌دهد (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱).

کلینو پیروکسن در اسکارن منطقه یزد بعد از گارنت از فراوان‌ترین کانی‌های کالک سیلیکاته می‌باشد، که به منظور تعیین نوع این کانی و بررسی منطقه‌بندی و ارتباط آن با کانه‌زایی، آنالیز مایکروپروب (EMPA) به تعداد ۷ نقطه روی سطح پیروکسن انجام گرفت.

نتایج آنالیزهای انجام شده بر روی کلینوپيروکسن پس از محاسبه فرمول شیمیایی پیروکسن‌ها بر اساس شش اتم اکسیژن در جدول ۷-۳ ارائه شده است و موقعیت مکانی هر نقطه بر روی تصاویر میکروسکوپی نوری و الکترونی (BSE) نیز در شکل ۷-۲۰ نشان داده شده است.

در نمودار موریموتو و کی‌تامورا<sup>۲</sup> (۱۹۸۳) پیروکسن‌ها به سه گروه زیر تقسیم می‌شوند:

۱- پیروکسن‌های آهن، منیزیم و کلسیم‌دار (Quad)

۲- پیروکسن‌های سدیم‌دار (Na)

۳- پیروکسن‌های کلسیم-سدیم‌دار (Ca-Na)

تمامی پیروکسن‌های موجود در اسکارن‌های منطقه در نمودار موریموتو و کی‌تامورا (۱۹۸۳) در

محدوده Quad و در نمودار سه گوش انستاتیت (En)، ولاستونیت (Wo) و فروسالیت (Fs) (موریموتو<sup>۳</sup>

1- Reducing capacity

2- Kitamoura

3- Morimoto

و همکاران، ۱۹۸۸) در محدوده اوژیت جای می‌گیرند (شکل ۷-۲۱).

جدول ۷-۳- نتایج آنالیز مایکروپروب پیروکسن های اسکارن های غرب یزد  
( بر اساس ۱۶ اکسیژن )

Sample No.	GH.KF.5.2			GH.KF.5.4			
	1/25.R	1/26.M	1/27/C	2/42	2/43	2/44	2/45
SiO <sub>2</sub>	45.81	45.45	43.2	45.63	46.51	47.66	44.47
TiO <sub>2</sub>	0.22	0.16	0.24	0.27	0.19	0.10	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6	6.82	7.98	4.82	4.18	2.64	5.49
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.02	0.05	0.07	0.07	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80	3.12	3.09	3.16	3.20	3.07	3.05
FeO	29.24	28.08	27.02	28.45	28.77	27.63	27.14
MnO	1.13	0.87	0.91	1.31	1.32	1.90	1.17
MgO	1.91	2.12	1.71	2.07	2.27	2.39	2.35
CaO	11.32	11.36	11.50	10.99	10.81	11.97	12.20
Na <sub>2</sub> O	0.54	0.41	0.47	0.35	0.28	0.14	0.25
K <sub>2</sub> O	0.26	0.33	0.43	0.23	0.19	0.20	0.23
Total	98.34	98.73	97.37	97.33	97.79	97.77	96.43
Si	1.893	1.868	1.805	1.913	1.938	1.984	1.879
Ti	0.007	0.005	0.008	0.009	0.006	0.003	0.003
Al	0.292	0.330	0.393	0.238	0.205	0.130	0.273
Cr	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001
Fe(3+)	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe(2+)	1.075	1.073	1.036	1.108	1.114	1.069	1.066
Mn	0.040	0.030	0.032	0.047	0.047	0.067	0.042
Mg	0.118	0.013	0.106	0.129	0.141	0.148	0.148
Ca	0.501	0.500	0.515	0.494	0.483	0.534	0.552
Na	0.043	0.033	0.038	0.028	0.023	0.011	0.020
K	0.014	0.017	0.023	0.012	0.010	0.011	0.120

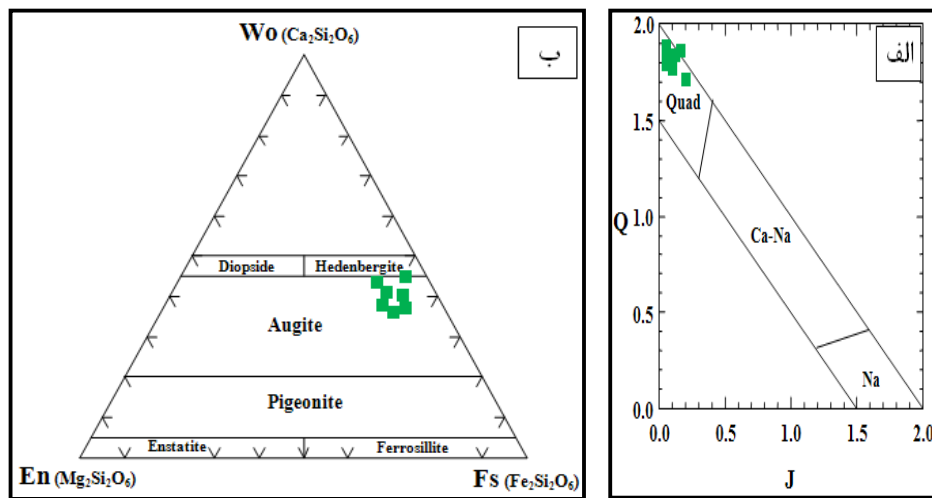
در شکل ۷-۲۲ ترکیب شیمیایی پیروکسن های منطقه بر اساس سه عضو دیوپسید- هیدنبرژیت- جوهانستیت تعیین شده و با محدوده پیروکسن های انواع اسکارن های جهان (مینرت، ۲۰۰۵) مقایسه شده است. در این نمودارها پیروکسن های موجود در اسکارن های منطقه مورد مطالعه در روی ضلع دیوپسید (Di) - هیدنبرژیت (Hd) جای گرفته و همپوشانی خوبی با اسکارن های مس، آهن و طلا جهان نشان می‌دهند.

ناکانو (۱۹۹۴) یک مدل نوسانی<sup>۱</sup> را برای تغییرات محلی ترکیب پیروکسن بر حسب ترکیب سیال همراه پیشنهاد کرد. این مدل یک تعادل تبادل کاتیونی Mg، Mn و Fe را بین سطوح رشد پیروکسن و سیالات گرمابی پیشنهاد می‌کند و اساساً پیروکسن از سیالاتی تشکیل می‌شود که نسبت متوسط

1- Fluctuation

Mg/Mn/Fe در سراسر رشد بلور ثابت می ماند.

هر چند ترکیب سیال تشکیل دهنده پیروکسن به وسیله فاکتورهای مختلفی تغییر خواهد کرد که شامل انحلال و ترکیب کانی های میزبان، سرعت رشد پیروکسن، فرآیندهای مهاجرت (تراوش و نشر)، سرعت مهاجرت جامدهای حل شده در طول مرز دانه و تفکیک عناصر سیال - پیروکسن می شود. مدل نوسانی پیشنهاد می کند که چنین تغییر پیچیده ای در ترکیب سیال به وسیله این فاکتورهای کنیتیک تولید می شود که می تواند به طور جامع به عنوان نوسان کاتیون در سیال بیان شود. این الگو به طور بخشی در توصیف الگوی ترکیبی متغیر مشاهده شده در پیروکسن های اسکارن موفق است.

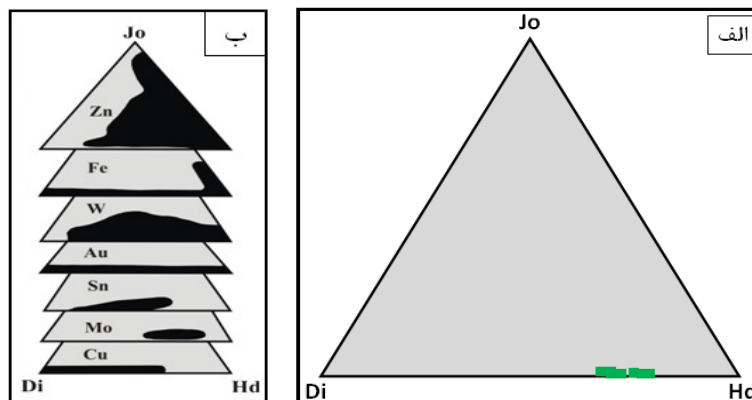


شکل ۷-۲۱- جایگاه ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن های مورد مطالعه در نمودارهای:

الف) نمودار Q-J موریومتو و کی تامورا (۱۹۸۳)

ب) نمودار سه تایی ولستونیت (Wo) - انستاتیت (En) - فروسیلیت (Fs) موریومتو و همکاران (۱۹۸۸)

پیروکسن از جمله فراوان ترین کانی های کالک سیلیکاته در اسکارن منطقه می باشد. با توجه به شواهد بافتی، پیروکسن هایی که با حاشیه در حال تحلیل در درون کانی گارنت قرار گرفته اند نسبت به بلورهای شکل دار آن که در زمینه کلسیتی یا کوارتزی قرار گرفته اند قدیمی تر بوده و از لحاظ منیزیم غنی تر می باشند. این موضوع به غنی تر بودن سیال اولیه از Mg و تمایل بیشتر این عنصر به حضور در کانی پیروکسن اشاره دارد.



شکل ۷-۲۲- جایگاه کلینوپروکسن منطقه مورد مطالعه :  
 الف) در نمودار سه تایی دیوپسید (Di) - هیدنبرژیت (Hd) - جو هانستیت (Jo)  
 ب) مقایسه آن با محدوده انواع اسکارن‌های جهان (مینرت، ۲۰۰۵).

تغییرات وسیع  $Mg/Fe$  نسبت به  $Mn/Fe$  را می‌توان به این رفتار عناصر نسبت داد که  $Mg$  به تمرکز بیشتر و  $Mn$  به تمرکز کمتر در کانی پیروکسن تمایل دارد. بنابراین اگر یک سیال همگن را در نظر بگیریم که پیروکسن از آن متبلور می‌شود، در طول تبلور،  $Mg$  به راحتی تغییر خواهد کرد در نتیجه یک سلسه سیالاتی تشکیل می‌شود که در آن نسبت  $Mg/Fe$  به‌طور مرتب در حال تغییر است و کاهش می‌یابد در حالی که نسبت  $Mn/Fe$  تقریباً در آن یکنواخت است.

ناکانو (۱۹۹۱) معتقد است که پیروکسن‌هایی که از سیال با جزء متغیر  $Mg$  تشکیل شده‌اند بایستی رابطه مثبت  $Fe-Mn$  یا منفی  $Mg-Mn$  را نشان بدهند. پایین‌تر بودن نسبت  $Mn/Fe$  پیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه در مقایسه با آنچه که ناکانو (۱۹۹۴) به پیروکسن اسکارن‌های تنگستن‌دار نسبت می‌دهند به پایین بودن اولیه این نسبت در سیال اولیه مربوط می‌شود که به‌طور بخشی توسط ترکیب شیمیایی سنگ‌های اولیه کنترل می‌شود.

#### ۷-۵-۶-۱-۴- پتروژنز اسکارن‌ها

بر مبنای مشاهدات بافتی کانی‌ها شامل شکل، ارتباط مرزهای دانه‌ای بلوری (مرزهای تعادل یا عدم تعادل) می‌توان گفت واکنش‌های اسکارن‌سازی به‌شکل زنجیروار و در چند مرحله انجام گرفته‌اند، لذا

روابط پاراژنتیکی کانی‌ها به شکل جدول ۴-۷ قابل طرح می‌باشد.

جدول ۴-۷- روابط پاراژنتیک کانی‌ها بر مبنای شواهد بافتی

گامه کانی	پیشرونده		پسرونده			
پیروکسن	████████					
گارنت		████████				
اپیدوت			████████			
ترمولیت-اکتینولیت			████████			
کلریت				████████		
کلسیت	████████████████████					
کوارتز				████████████████████		

به‌طور کلی اسکارن‌های منطقه با دو گونه دگرسانی اصلی مشخص هستند که بر مبنای تقدم و

تأخر نهشت سیلیکات‌ها می‌باشد:

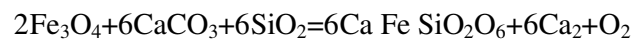
(۱) همیافتی کانیایی پیشرونده<sup>۱</sup> که با گارنت و پیروکسن مشخص است.

(۲) همیافتی کانیایی پسین<sup>۲</sup> که با شکل‌گیری اپیدوت، ترمولیت-اکتینولیت و کلریت مشخص

است.

در مرحله پیشرونده پیروکسن پایه‌ای‌ترین و تنها کانی اسکارن است. بر مبنای واکنش‌های زیر

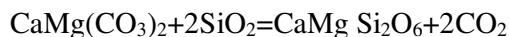
رخداد این کانی قابل توجیه است:



هدنبرژیت                      کلسیت                      مگنتیت

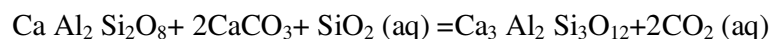
1- Early prograde assemblage  
2- Late retrograde assemblage





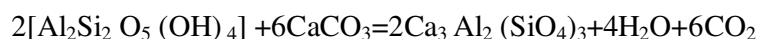
دیوپسید                      دولومیت

وجود سنگ‌های کربناته آهن‌دار به عنوان سنگ میزبان برای تأمین آهن در واکنش فوق لازم می‌باشد و به احتمال زیاد آهن مورد نیاز از منشاء ماگما نیز می‌تواند دریافت شود. درارتباط با ترکیب شیمیایی پیروکسن برای تأمین Mg، کربنات‌های میزبان اسکارن اندکی دولومیتی هستند. از طرفی Al موجود در ساختار پیروکسن می‌تواند از سنگ میزبان مارنی و یا اینکه از ماگما تأمین شود. برای پیدایش گروسولار واکنش زیر توسط تراسی<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۱) پیشنهاد شده است:



برای تشکیل گارنت مطابق واکنش فوق آنورتیت لازم است و آنورتیت در سنگ‌های آهکی منطقه وجود ندارد، لذا می‌توان  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  را به شکل بسته‌های ساختاری و کلوئیدی در سیالات ماگماتیک در نظر گرفت که برای شکل‌گیری گارنت گروسولار لازم هستند.

ولاستونیت از واکنش کوارتز و کلسیت قبل از شکل‌گیری آنورتیت به وجود می‌آید، یعنی آنورتیت و ولاستونیت در دماهای بالا پایدار هستند (شکل ۷-۲۲)، از طرفی منطقی است که واکنش تشکیل گروسولار در اسکارن‌های منطقه، به خرج کائولینیت و کلسیت یعنی سنگ‌های آهکی میزبان، مارنی در نظر گرفته شود (کاسیلاس<sup>۲</sup> و همکاران، ۲۰۱۱):

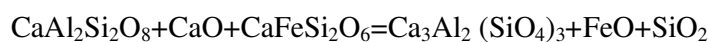


گروسولار                      کلسیت                      کائولینیت

این واکنش شکل‌گیری گارنت را در اثر هسته‌زایی به خرج کانی‌های زمینه سنگ را توجیه می‌نماید. دیر و همکاران (۱۹۹۱) نشان داده‌اند که برای تشکیل گروسولار از مخلوط واکنشی کائولین،  $\text{CaO}$ ،  $\text{SiO}_2$  و  $\text{CaCl}_2$ ، بهترین شرایط دمای ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲۰۰۰ اتمسفر است؛ اما در مخلوطی از سیلیس، کلسیت و اکسید آلومینیم با نسبت‌های  $3\text{SiO}_2$ ،  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ،  $3\text{CaCO}_3$ ، ولاستونیت و گروسولار در ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل می‌شود.

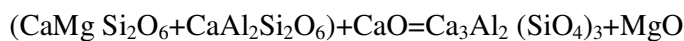
1- Tracy  
2- Casillas

شکل ۷-۲۳ نمودار واکنش دماهای ۳۸۰ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد را برای تشکیل گروسولار نشان می‌دهد. میاشیرو<sup>۱</sup> (۱۹۹۴) اعتقاد دارد که مجموعه کوارتز و گروسولار تحت شرایط فشار کم CO<sub>2</sub> پایدار مانده و با افزایش دما واکنش تشکیل ولاستونیت + آنورتیت انجام می‌گیرد. بعد از پیدایش گارنت‌هایی که با پیروکسن همیافت نیستند، پیدایش نسل دوم گارنت به خرج فروپاشی پیروکسن‌ها می‌باشد. تحلیل رفتن حاشیه پیروکسن‌ها توسط گارنت در گارنتیت-اسکارن را می‌توان در واقع هجوم CaO فعال در محیط اسکارن به پیروکسن میزبان دانست:

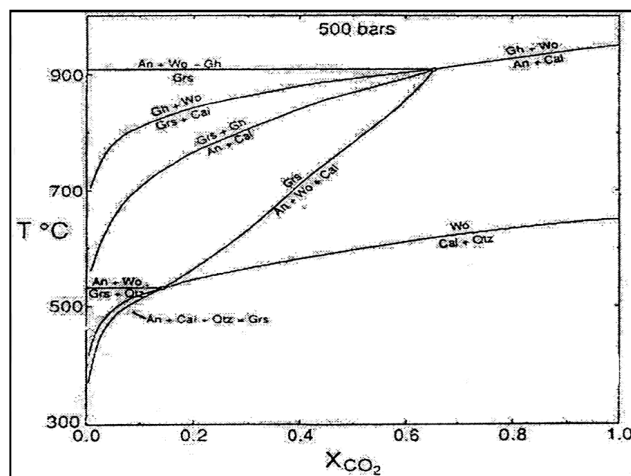


گارنت                      هیدنبرژیت                      آنورتیت

با در نظر گرفتن محتوی Al پیروکسن‌ها واکنش فوق به شکل زیر نیز قابل پیشنهاد است:



گارنت                      پیروکسن



شکل ۷-۲۳- نمودار T-XCO<sub>2</sub> در ۵۰۰ بار در سیستم CAS (H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>) محاسبه شده در Geo-Calc (تراسی و فروست ۲، ۱۹۹۱)

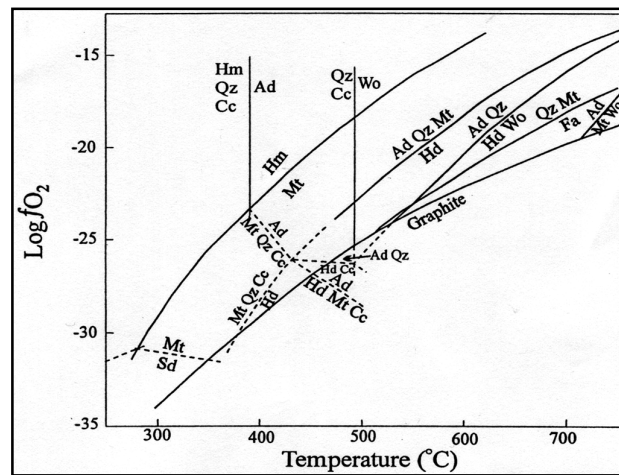
برای هر دو واکنش فوق شواهد میکروسکوپی دلالت بر وجود مرزهای انحلالی و نامتعادل گارنت-پیروکسن دارد. علاوه بر این بافت‌های بازمانده‌ای از پیروکسن جانشین شده توسط گارنت نیز دلیل

1- Miyashiro  
2- Tracy and Frost



بر پایه  $X_{CO_2}=0/01$  بنا شده است. با در نظر گرفتن مورفولوژی زبانه‌مانند توده نفوذی، رخداد کم و بیش بافت پورفیروئید در سنگ‌ها و ساختمان منطقه‌ای در پلاژیوکلازها می‌توان گفت جای‌گیری توده به‌شکل نیمه‌عمیق بوده است.

علاوه بر آن واحدهای رسوبی موجود در منطقه به‌عنوان سربار توده نفوذی نزدیک به ۱۰۰۰ متر ضخامت دارند. بنابراین برآورد فشار تقریبی ۰/۵ کیلو بار دور از واقعیت نیست. همان‌طور که دیده می‌شود میدان پایداری آندرادیت از ۳۹۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است و فوگاسیته اکسیژن ۱۵- تا ۲۶- را نشان می‌دهد. آندرادیت توسط ولاستونیت+مگنتیت در  $T < 700$  درجه سانتی‌گراد و هیدرژنیت+ولاستونیت در  $T < 500$  درجه سانتی‌گراد در حضور کوارتز جانشین می‌شود. از آنجا که همیافتی کانیاپی فوق در اسکارن منطقه مشاهده نشده است، لذا گارنت سازی به‌عنوان شاخص اسکارن منطقه در  $T < 550$  درجه سانتی‌گراد رخ داده است.



شکل ۷-۲۴- نمودار  $T-fO_2$  در ۵۰۰ بار که میدان‌های عمده پایداری کانی‌های سیلیکات، اکسید و سولفید در اسکارن‌ها نشان می‌دهد (اینویدی، ۱۹۸۲)

### ۷-۵-۶-۵- نتیجه‌گیری

نفوذ توده کافی‌آباد با ترکیب مونزوگرانیت تا گرانودیوریت، در سنگ میزبان آهکی کرتاسه (سارندتفت) سبب اسکارن‌سازی در این منطقه با مجموعه کانیاپی زیر شده است:

گارنت + پیروکسن + ترمولیت-اکیتنولیت + اپیدوت + کلریت + کوارتز + کلسیت

مطالعه همیافتی کانی‌ها نشان می‌دهد که همیافت گارنت-پیروکسن با بیشترین فراوانی، پایه کانیاپی اسکارن را شکل داده و گارنت و پیروکسن از دیدگاه بافتی ارتباط تنگاتنگی با هم دارند. مطالعه دقیق روابط پاراژنتیکی کانی‌های اسکارن به‌وضوح مراحل مختلف را در تکوین سامانه اسکارن نشان می‌دهد، به‌طوری که دو مرحله بنیادی در زایش کانی‌ها تشخیص داده شده است، لذا می‌توان اسکارن هشت کوه را یک اسکارن چندزایی در نظر گرفت.

شیمی کانی‌ها، گارنت را متمایل به قطب گروسولار و پیروکسن را از نوع اوژیت نشان می‌دهد. اوج دگرگونی، شکل‌گیری پیروکسن در گامه پیشرونده اسکارن را باعث شده و به دنبال آن تشکیل گارنت اتفاق افتاده است. وجود منطقه‌بندی در گارنت‌ها، جانیشینی دوره‌ای  $Al-Fe^{+3}$  موجود در سیال را حین تشکیل این کانی نشان می‌دهد. حاکم شدن شرایط اکسیدان در طی تبلور سیال، سبب ناپایداری پیروکسن (پایین بودن فوگاسیته اکسیژن) و رشد گارنت‌های آندرادیت در سامانه اسکارنی در  $T < 550$  درجه سانتی‌گراد شده است.

## ۷-۵-۶-۲- اسکارن‌های باقی‌آباد

### ۷-۵-۶-۱- مشخصات صحرائی

اسکارن‌های باقی‌آباد در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب یزد واقع شده‌اند. توده‌های کوچک و پراکنده علی‌آباد با سن  $14 \pm 4/6$  میلیون سال قبل (زراسوندی و همکاران، ۲۰۰۵) ترکیب‌گرانیته تا کوارتز دیوریت در آهک‌های دولومیتی سازند تفت به سن کرتاسه نفوذ کرده و منجر به مرمر و اسکارن سازی متنوعی را در چند نقطه شده است. اسکارن‌های باقی‌آباد با توده‌های میلیلیت خاکستری رنگ و اسپینل‌های درشت بلور و پراکنده سیاه رنگ در صحرا قابل تشخیص هستند (شکل ۷-۲۵).

### ۷-۵-۶-۲- مشخصات پتروگرافی و شیمی کانی‌ها

بر اساس شواهد صحرائی و پتروگرافی در منطقه مورد مطالعه می‌توان به ترتیب از توده نفوذی به

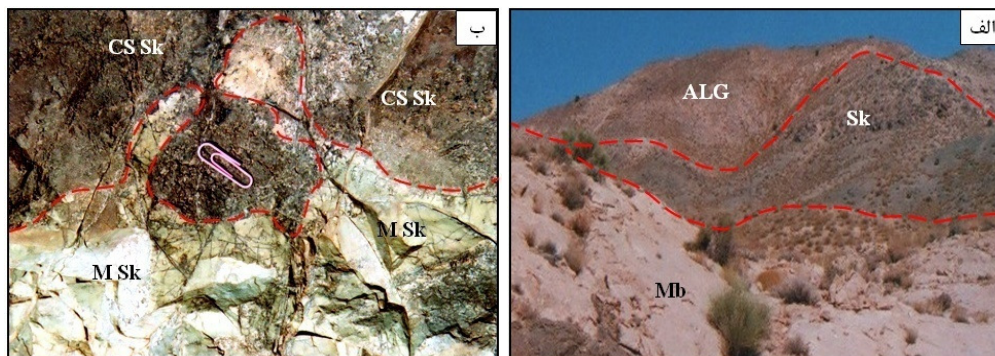
سنگ آهک دولومیتی، اسکارن‌های پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن‌دار، میللیت اسپینل‌دار، کلینوپیروکسن-اسپینل‌دار و مرمرهای بروسیت‌دار را تشخیص داد (شکل ۷-۲۵). مجموعه کانیایی ویژه در بخشی از میللیت اسکارن‌های باقی‌آباد به شرح زیر قابل تشخیص هستند:

میللیت+اسپینل+کلینتونیت+وزوویانیت+دولومیت±فلوگوپیت

## ۱- میللیت

اسکارن‌های میللیت‌دار در صحرا با رنگ‌های سبز کم رنگ تا خاکستری روشن مشخص هستند (شکل ۷-۲۵-ب). میللیت در نمونه دستی دارای ساخت رشته‌ای است به طوری که نوارهای خاکستری روشن و خاکستری تیره رنگی را تشکیل می‌دهند. براساس مطالعات میکروسکوپی نوارهای خاکستری روشن میللیت‌های سالم و نوارهای خاکستری تیره میللیت‌های دگرسان شده می‌باشند. این کانی در زیر میکروسکوپ به صورت شکل‌دار و مقاطع عرضی چندضلعی دیده می‌شوند. در نور PPL بی‌رنگ با برجستگی متوسط خود شکل تا نیمه شکل‌دار هستند و در XPL با رنگ‌های تداخلی خاکستری (بیشتر) و کمتر رنگ‌های تداخلی غیرعادی قهوه‌ای تا غیرعادی آبی دیده می‌شوند (شکل ۷-۲۶-الف).

میللیت یا به صورت بلورهای شکل‌دار در زمینه کلسیت دیده شده و یا اینکه به صورت توده‌ای از بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل با بافت گرانوبلاستیک یافت می‌شوند (شکل ۷-۲۶-الف).



شکل ۷-۲۵- تصاویر صحرایی از اسکارن باقی‌آباد:

الف) دورنمایی از ارتباط صحرایی توده‌های نفوذی کوارتز دیوریت با اسکارن‌ها (Sk) و مرمر بروسیت‌دار (Mb)  
 ب) همبندی اسکارن‌های کلینوپیروکسن-اسپینل‌دار (CS Sk) با اسکارن‌های میللیت‌دار (M Sk)

اصولاً میلیلیت‌ها در مرحله دگرگونی قهقرایی تحت تأثیر سیالات گرمایی می‌توانند دگرسانی‌های مختلفی را تحمل کنند. تبدیل شدن به وزوویانیت، زئولیت، کلریت و مجموعه سیمپلکتیت از آن جمله هستند. مجموعه سیمپلکتیت از رشد درهم وزوویانیت، ولاستونیت، هیدروگروسولار، بقایای میلیلیت و کلسیت حاصل می‌شود.

از طریق رخداد میلیلیت می‌توان به شرایط فیزیکی-شیمیایی محیط اسکارن پی برد. میلیلیت در دمای بسیار بالا و فشار پایین  $CO_2$  (فوگاسیته پایین  $CO_2$  یا  $XCO_2$  کم) و عمق کم در میدان پایداری ولاستونیت+کلسیت تشکیل می‌شود (قانع‌اردکانی، ۱۳۸۹)

## ۲- کلینتونیت

کلینتونیت یا زانتوفیلیت از خانواده میکاهای کلسیم‌دار تری‌اکتاهدرال با ترکیب شیمیایی آرمانی  $Ca(Mg_2Al)(SiAl_3)O_{10}(OH)_2$  است (زندى فر، ۱۳۷۸). این خانواده از میکاها هستند که به جای پتاسیم به عنوان عنصر اساسی در ساختمان خویش، حاوی کلسیم می‌باشند. سختی زیاد و نداشتن ورقه‌های کلیواژی الاستیک از ویژگی‌های آنها است. با وجودی که این میکاها کمیاب هستند، ولی در اسکارن‌های سیلیسی، گاهی در کربنات‌های دگرگون شده حرارتی، یا سنگ‌های دگرگون شده حرارتی غنی از کلسیم و آلومینیم یافت می‌شوند (ونک و بولکان<sup>۱</sup>، ۲۰۰۴).

کلینتونیت در رخداد صحرائی به صورت ورقه‌هایی با رنگ‌های سفید متمایل به سبز تا آبی کم رنگ دیده می‌شود. شکل الماسی یا هگزاگونال آنها با جلای شیشه‌ای تا مرواریدی در برخی نمونه‌های دستی دیده می‌شود. ورقه‌ها دارای رخ میکائی (001) انعطاف ناپذیر و شکننده هستند که از ویژگی‌های تشخیص این کانی در صحرا به شمار می‌رود.

داشتن چند رنگی ضعیف، شکستگی (به خصوص در برش‌های موازی سطح قاعده)، برجستگی بالا، رخ‌های میکائی واضح و ضخیم، رنگ‌های تداخلی خاکستری سری اول تا سری دوم از ویژگی‌های

1- Wenk and Bulkan

کلینتونیت در زیر میکروسکوپ است (شکل ۷-۲۶-ب). نتایج آنالیز مایکروپروب موید وجود کلینتونیت می‌باشد که در جدول ۷-۵ ارائه شده است.

بافت هاله‌ای<sup>۱</sup> از کلینتونیت به دور اسپینل‌های بزرگ گویای شکل‌گیری کلینتونیت به خرج اسپینل است (شکل ۷-۲۶-ج).

### ۳- اسپینل

اسپینل در نمونه دستی با رنگ سبز تند متمایل به آبی در زمینه روشن سنگ دیده می‌شود. اسپینل‌ها به‌طور تقریباً یکنواخت در تمام اسکارن پراکنده هستند. در مشاهدات میکروسکوپی اسپینل‌ها نیمه شکل‌دار تا بی شکل است و در PPL به رنگ سبز تند دیده می‌شوند (شکل ۷-۲۵-ج و د) و در XPL کاملاً همسانگرد هستند.

اسپینل به‌صورت ادخال در میللیت‌های بزرگ و معمولاً با حاشیه‌ای از کلینتونیت به تنهایی یا به ندرت در همراهی با فلوگوپیت دیده می‌شود.

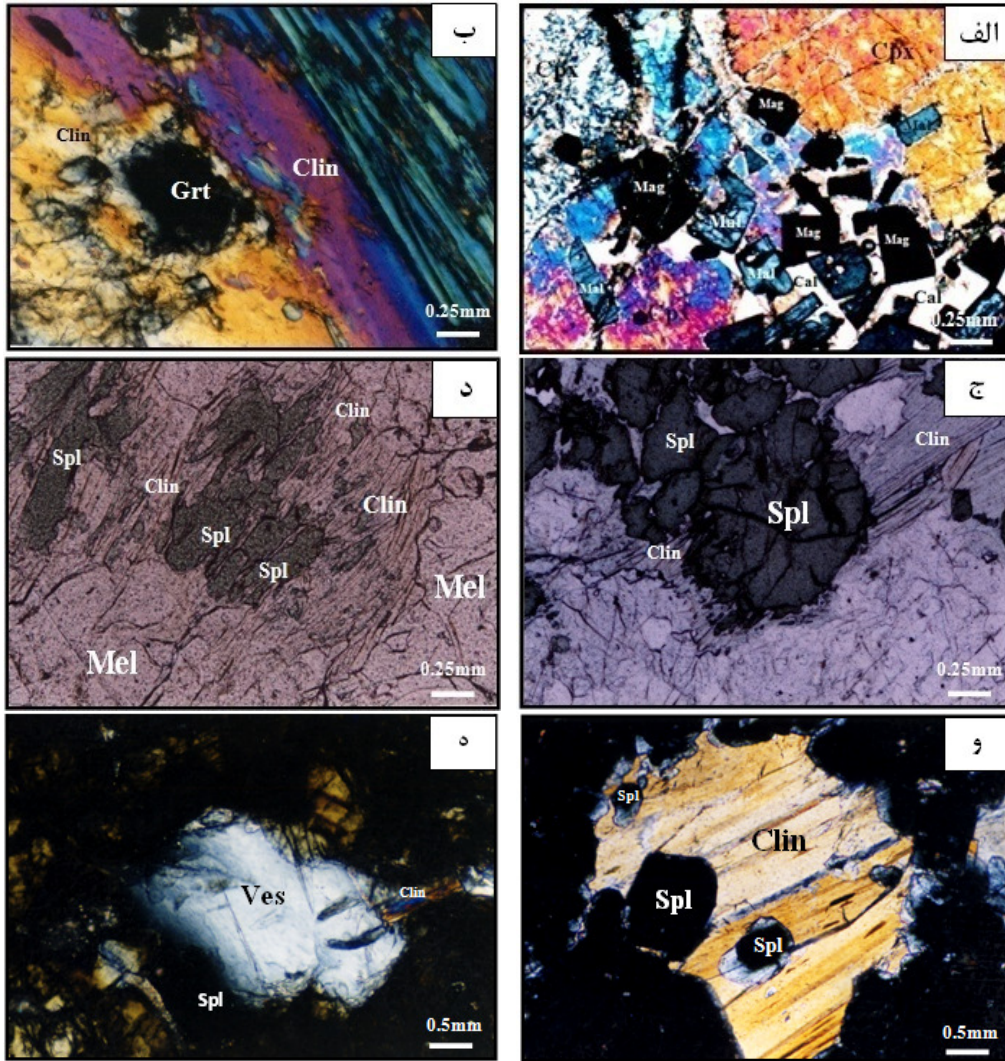
بافت حلقوی، تحلیل‌رفتگی و گردشگی حواشی اسپینل بازمانده و وجود بلورهای کشیده اسپینل در امتداد رخ‌های کلینتونیت (شکل ۷-۲۶-د) همه حاکی از شکل‌گیری کلینتونیت به خرج اسپینل است. نتایج آنالیز مایکروپروب اسپینل‌ها نشان می‌دهد که از نوع آلومینیم و منیزیم‌دار هستند (جدول ۷-۶).

همیافتی کلینتونیت با اسپینل، به‌صورت بافت پوئی کیلوبلاستیک داخل بلورهای کلینتونیت دیده می‌شوند. بافت حلقوی<sup>۲</sup> ناشی از خورده‌شدگی اسپینل و گردشگی حواشی اسپینل‌های محاط شده حکایت از تحلیل رفتن اسپینل دارد. این‌گونه اسپینل‌ها در مرکز همسانگردی و در حواشی دارای بیرفرنزانس ضعیف هستند (شکل ۷-۲۶-ج و د).

---

1- Corona  
2- Atoll texture





شکل ۷-۲۶- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن باقی‌آباد:

- (الف) همیفاکتی ملیلیت، کلینوپیروکسن، کلسیت و مگنتیت (XPL)  
 (ب) بلور گارنت با حاشیه تحلیل رفته درون کلینتونیٹ (Clin) (XPL)  
 (ج) اسپنیل با هاله‌ای از کلینتونیٹ (PPL)  
 (د) اسپنیل‌های بازمانده به شکل کشیده در کلینتونیٹ که همه این مجموعه در یک بلور بزرگ ملیلیت (Mel) جای گرفته‌اند (PPL).  
 (و) چند بلور اسپنیل با بافت پویی کیلوبلاستیک و حواشی تحلیل رفته درون کلینتونیٹ (XPL)  
 (ه) تحلیل رفتن کلینتونیٹ (ورقه 001) درون وزوویانت (Ves) (XPL)

#### ۴- کلینوپیروکسن

از دیگر کانی‌های شاخص اسکارن‌های باقی‌آباد کلینوپیروکسن است. این کانی در همراهی با

گارنت، ملیت و کلسیت دیده می‌شود. در موارد معدودی به صورت مستقل در زمینه کلسیت شکل گرفته است. همراهی این کانی با ملیت ناپایدار است. به این صورت که به نظر می‌رسد کلینوپروکسن‌ها در حال تشکیل به خرج ملیت‌ها هستند. محصور شدن ملیت‌ها با حواشی خورده شده (تحلیل رفته) توسط کلینوپروکسن‌ها شاهدهی بر این مدعا است (شکل ۷-۲۶-الف)

جدول ۷-۵- نتایج آنالیز مایکروپروب کلینتونیت اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۲۲ اکسیژن)  
 جدول ۷-۶- نتایج آنالیز مایکروپروب اسپینل‌های اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۴ اکسیژن)

Sample No.	GH.AL.61		
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	0.08	0.07	0.08
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.09	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	67.27	67.10	67.50
FeO	6.87	6.90	6.60
MnO	0.76	0.98	0.99
MgO	24.48	24.49	23.85
CaO	0.29	0.35	0.30
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.06	0.07	0.06
Total	99.19	99.17	99.46
<b>Cations Based on 4 Oxygen</b>			
Ti	0.00	0.00	0.00
Al	1.91	1.95	2.02
Fe	0.14	0.14	0.11
Mn	0.00	0.00	0.01
Mg	0.82	0.92	0.84
Spinel	85.24	86.76	87.42
Hercynite	14.55	13.14	11.28
Galaxite	0.21	0.09	1.27

Sample No.	GH.AL.61		
	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	15.93	15.67	15.98
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.04	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45.03	45.15	45.05
FeO	1.80	1.72	1.64
MnO	0.00	0.00	0.00
MgO	18.91	18.80	18.75
CaO	13.18	13.12	13.32
K <sub>2</sub> O	0.01	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.01	0.02
Total	94.99	94.51	94.82
<b>Cations Based on 22 Oxygen</b>			
Si	2.30	2.26	2.24
Ti	0.01	0.00	0.00
[Al] <sup>4</sup>	5.82	5.97	5.92
[Al] <sup>6</sup>	1.65	1.70	1.74
Fe	0.22	0.20	0.20
Mn	0.00	0.00	0.00
Mg	4.15	4.13	4.12
Ca	2.05	2.00	2.03
Na	0.01	0.00	0.00

## ۵- وزوویانیت

به صورت شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و بی‌شکل دیده می‌شود. این کانی در نور PPL بی‌رنگ تا خنثی است و برجستگی زیادی دارد. در نور XPL دارای رنگ تداخلی غیرعادی بنفش، سبز، قهوه‌ای، حنایی، خاکستری غیرعادی، ارغوانی و آبی سیر است و گاه نزدیک به همسانگرد می‌باشند. وزوویانیت هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه دیده می‌شود.

بلورهای بزرگ و بی‌شکل وزوویانیت با رنگ‌های تداخلی غیرعادی در آخرین مرحله سایر کانی‌های

این مجموعه یعنی گارنت، اسپینل، کلینتونیت را در بر گرفته است. روابط بافتی وزوویانیت‌های درشت با کلینتونیت نشان می‌دهد که کلینتونیت‌ها با مرز ناپایدار در همراهی با وزوویانیت وجود دارند ( شکل ۷-۲۶-۵).

#### ۶- گارنت

در رخدادهای صحرایی گارنت عموماً توده‌ای با رنگ قهوه‌ای تا شکلاتی است. آنها در PPL را بی‌رنگ و شفاف و در XPL همسانگرد هستند. در بعضی موارد ارتباط تنگاتنگی با اسپینل داشته و به شکل ادخال‌های تحلیل رفته در کلینتونیت یا در همراهی تنگاتنگ با آنها قرار گرفته اند (شکل ۷-۲۶-ب). نتایج آنالیز میکروپروب گارنت‌ها در جدول ۷-۷ ارائه شده و در نمودار رده‌بندی گارنت‌ها در قطب آندرادیت-گروسولار نزدیک به راس گروسولار قرار می‌گیرند (شکل ۷-۲۷).

#### ۷- فلوگوپیت

فلوگوپیت به مقدار خیلی کم در همیافتی با کلینتونیت و غالباً در امتداد رخ‌های این کانی به صورت رشد تداخلی دیده می‌شود. برجستگی کمتر، رخ‌های ظریف و رنگ تداخلی قوی (سری سوم) آن را از کلینتونیت متمایز می‌کند.

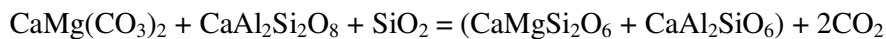
به نظر می‌رسد پیدایش این کانی با فروپاشی بخشی اسپینل است. در این گونه موارد حاشیه اسپینل در حال تحلیل رفتن بوده و حتی قطعاتی از بلور اسپینل به صورت جزائری با حواشی تحلیل رفته داخل فلوگوپیت‌ها قابل مشاهده است (شکل ۷-۲۸).

#### ۷-۵-۶-۳- پتروژنز اسکارن

بر اساس مشاهدات میکروسکوپی و روابط بافتی واکنش‌های زیر برای پیدایش کانی‌ها پیشنهاد می‌شود:

پیروکسن از نوع دیوپسید اولین کانی تشکیل دهنده اسکارن‌ها است. واکنش تشکیل آن را می‌توان

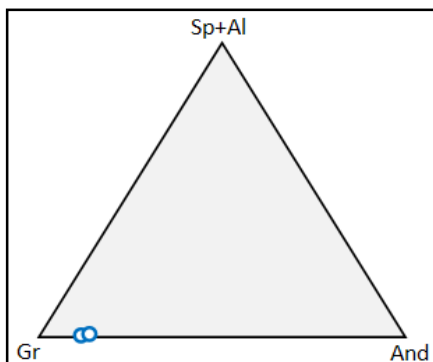
چنین نوشت :



دولومیت                      آنورتیت                      پیروکسن

برای انجام واکنش بالا  $\text{SiO}_2$  و  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  از سیالات ماگمایی و دولومیت از سنگ میزبان قابل

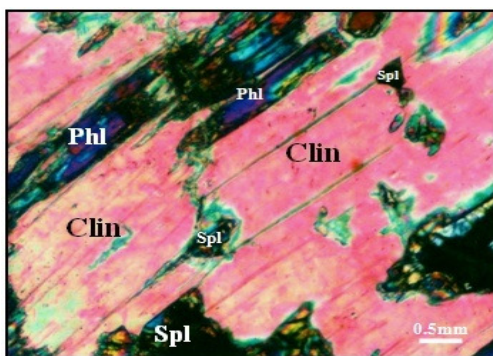
دسترسی است.



جدول ۷-۷- نتایج آنالیز میکروپروب گارنت اسکارن باقی‌آباد ( بر اساس ۱۲ اکسیژن)

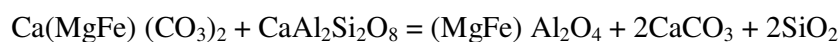
Sample No.	GH.AL.61	
Position	1	2
SiO <sub>2</sub>	39.51	40.11
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.15	20.01
FeO	2.37	2.36
MnO	0.06	0.05
MgO	0.52	0.45
CaO	36.82	36.61
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00
Total	99.66	99.72
Cations Based on 12 Oxygen		
Si	6.03	6.11
Ti	0.02	0.02
Al	3.63	3.60
Fe	0.30	0.30
Mn	0.01	0.01
Mg	0.19	0.17
Ca	6.02	6.00
Andradite	8.38	3.40
Pyrope	0.84	0.83
Grossular	90.36	90.33
Spessartine	0.24	0.25

شکل ۷-۲۷- جایگاه گارنت‌های موجود در اسکارن باقی‌آباد در نمودار سه تایی آندرادیت (And)-گروسولار (Gr) - آلماندین (Al) + اسپسارتین (Sp)



شکل ۷-۲۸- هم‌رشدی فلوگوپیت در امتداد رخ‌های کلینتونیت همراه با تحلیل‌رفتگی اسپینل

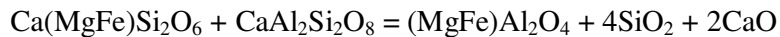
برای تشکیل اسپینل‌های شکل‌دار واکنش زیر می‌توان نوشت:



اسپینل                      آنورتیت                      دولومیت آهن‌دار

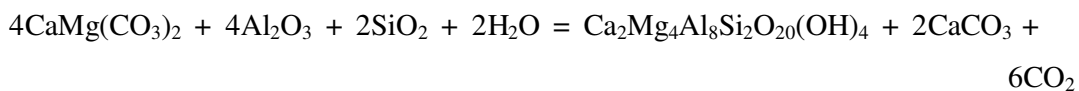
با توجه مشاهدات میکروسکوپی و جانشینی کلینوپیروکسن (دیوپسید) توسط اسپینل، واکنش زیر

را می توان نوشت:



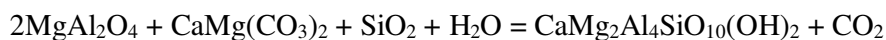
اسپینل                      آنورتیت                      دیوپسید

از آنجا که کلینتونیت یک کانی با یون هیدروکسید می باشد، بایستی در موقع تشکیل آن فشار بخار آب به اندازه کافی در محیط وجود داشته باشد. محبوس شدن بلورهای اسپینل در داخل بلورهای کلینتونیت و دگرسانی آن از کناره این احتمال را دارد که در اثر ورود محلول های گرمایی به داخل سیستم کلینتونیت مطابق واکنش زیر تشکیل می شود:



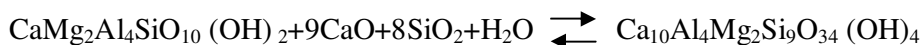
کلینتونیت                      دولومیت

با توجه مشاهدات میکروسکوپی و همراهی اسپینل با کلینتونیت به شکل ادخال های تحلیل رفته، لذا بلورهای اسپینل منبع مستقیم آلومینیم ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) برای تشکیل کلینتونیت معرفی می گردند که به شکل غیرمستقیم از فروپاشی اسپینل حاصل می شود و واکنش تشکیل کلینتونیت به خرج اسپینل را می توان چنین نوشت ( نوربهشت و همکاران، ۱۳۷۹):



کلینتونیت                      دولومیت                      اسپینل

رابطه بافتی بلورهای کلینتونیت با وزوویانیت های پسین که نیز پاراژنهای پیشین را در بر گرفته اند، که نشان از ناپایداری بخشی این کانی در گامه نهایی تشکیل وزوویانیت دارد. مکی زاده (۱۳۸۷) در اسکارن کوه در<sup>۱</sup> واکنش زیر را برای حضور بازمانده های کلینتونیت درون وزوویانیت پیشنهاد کرده است:



کلینتونیت                      وزوویانیت

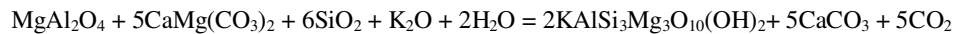
در نهایت می توان گفت وجود فازهای کانیایی غنی از آلومینیم مانند اسپینل و گارنت به عنوان

1- Dor

منبع آلومینیم یک ضرورت برای شکل‌گیری کلینتونیت ضروری می‌باشد.

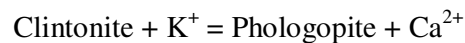
از آنجا که سازنده کلسیت در دمای بالایی تشکیل کلینتونیت یعنی ۷۸۰ تا ۹۳۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۰/۵ تا ۳ کیلوبار ناپایدار است (رایس، ۱۹۷۹)، لذا در واکنش‌های فوق می‌توان آن را به شکل تفکیک شده یعنی CaO نیز در نظر گرفت. همه واکنش‌های پیشنهادی فوق بر پایه روابط بافتی کانی‌ها تایید می‌شوند.

شواهد میکروسکوپی به‌وضوح نشان می‌دهد که فلوگوپیت نیز به خرج اسپینل به تنهایی یا در همراهی با کلینتونیت شکل گرفته است. وجود اسپینل‌ها با حواشی خورده شده در کنار فلوگوپیت‌ها و همچنین به شکل ادخال‌های گرد شده درون فلوگوپیت‌ها، شاهدی بر واکنش تشکیل فلوگوپیت از اسپینل است. برای فلوگوپیت‌های فشارک واکنش زیر پیشنهاد می‌شود (در و همکاران، ۱۹۹۱):

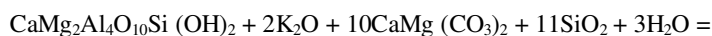


فلوگوپیت                      دولومیت                      اسپینل

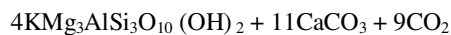
رشد تداخلی در امتداد رخ‌های دو کانی فلوگوپیت و کلینتونیت نیز قابل توجه است و می‌توان گفت این بافت تبدیل این دو کانی (یا عدم تعادل این دو کانی) را به همدیگر نشان می‌دهد. از آنجا که برای شکل‌گیری فلوگوپیت در محیط اسکارن وجود پتاسیم از ضروری‌ترین سازه‌ها هست، لذا سیالات گرمایی در آن لحظه دارای پتاسیم بوده‌اند. بر مبنای شواهد میکروسکوپی واکنش نمادی زیر امکان پذیر است:



Ca<sup>2+</sup> آزاد شده از فروپاشی کلینتونیت چون در ساختمان فلوگوپیت جایگاهی ندارد، بالاجبار در سیال رها می‌شود. با در نظر گرفتن فرمول آرمانی کلینتونیت و فلوگوپیت واکنش فوق به شکل زیر قابل بازسازی است:



کلینتونیت                      دولومیت



فلوگوپیت

با توجه به روابط بافتی و مجموعه کانیایی، توالی پاراژنزی جدول ۷-۸ برای اسکارن‌های باقی‌آباد

پیشنهاد می‌گردد.

جدول ۷-۸- توالی پاراژنزی کانی‌ها در اسکارن باقی‌آباد

مرحله گرمایی	مرحله دگرسانی قهقرایی	مرحله پیشرونده	کانی
			ملیلیت
			کلینوپیروکسن
			اسپینل
			وزوویانیت
			کلینتونیت
			هیدروگرسولار
			کلریت
			فلوگوپیت
			کلسیت

با توجه به مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن باقی‌آباد (پیروکسن، اسپینل، کلینتونیت و فلوگوپیت) و نفوذ توده علی‌آباد در آهک دولومیتی سازند تفت، اسکارن منطقه از نوع منیزیم‌دار می‌باشند.

پترسف<sup>۱</sup> (۱۹۹۱) معتقد است که سیالات ماگمایی حرارت بالا که از ماگما و توده‌های نفوذی سرچشمه می‌گیرند، مقدار کافی منیزیم را ندارد که بتواند اسکارن‌های منیزیم‌دار را به تنهایی تشکیل دهد و یا حتی عاملی برای تولید آن باشند، بنابراین شرط اساسی تشکیل اسکارن‌های منیزیم‌دار، حضور سنگ‌های غنی از منیزیم، عموماً سنگ آهک‌های دولومیتی و یا دولومیت می‌باشند.

اگر دولومیت به مقدار کمی حضور داشته باشد و یا شدت متاسوماتیسم خیلی بالا باشد، تمام

1- Petersev

سنگ مجاور به اسکارن تبدیل می‌شود و از طرفی مرمر نزدیک به کنتاکت فقیر از منیزیم می‌شود و اگر دولومیت به قدر کافی باشد، غنی‌شدگی از منیزیم اتفاق می‌افتد و اسکارن منیزیم دار پدید می‌آید. به‌طور تجربی حداقل مقدار ۵ تا ۱۰ درصد وزنی MgO برای تشکیل اسکارن منیزیم دار در نظر گرفته می‌شود.

#### ۷-۵-۶-۴- نتیجه‌گیری

- ۱- در این منطقه توده نفوذی گرانیت تا کوارتز دیوریت با سن الیگو- میوسن سنگ‌های کربناته کرتاسه را تحت تاثیر قرار داده است و سبب رخداد اسکارن و مرمر شده است.
- ۲- آخرین مراحل تبلور توده نفوذی در باقی‌آباد با ازدیاد سیالات غنی از  $H_2O$  و  $SiO_2$  همراه بوده است، چرا که هجوم سیالات فوق به پاراژنهای حرارت بالا و خشک ابتدایی (اسپینل، گارنت) در محیط سرشار از CaO اسکارن سبب شکل‌گیری کلینتونیت شده است.
- ۳- در اینجا مهمترین محصولات واکنش فروپاشی گارنت یعنی  $SiO_2$  و CaO می‌توانند به‌عنوان یک سیستم پس‌خورنده عمل کرده و منجر به شکل‌گیری کلینتونیت به خرج اسپینل شود.
- ۴- در نهایت می‌توان گفت وجود فازهای کانیاپی غنی از آلومینیم مانند اسپینل و گارنت به‌عنوان منبع آلومینیم یک ضرورت برای شکل‌گیری کلینتونیت ضروری می‌باشد.
- ۵- مهمترین عامل پایداری کلینتونیت (بعد از وجود فازهای کانیاپی غنی از آلومینیم و فقیر از  $SiO_2$  وجود سیالات غنی از  $H_2O$  است که سبب رقیق شدن  $CO_2$  می‌شود. با ازدیاد  $XCO_2$  کلینتونیت ناپایدار می‌شود.
- ۶- کانی کلینتونیت و فلوگوپیت در اسکارن‌هایی شکل می‌گیرند که اسپینل از کانی‌های بنیادی در همیافتی کانیاپی آن اسکارن است و می‌توان گفت اسپینل منبع آلومینیم برای پیدایش این دو کانی است.
- ۷- تشکیل فلوگوپیت نیاز به ورود به پتاسیم به سیستم را دارد که با فرآیند دگرنهادی پتاسیک



قابل توجه است.

۸- تشکیل وزوویانیت در آخرین مرحله به‌عنوان یک کانی متاسوماتیک به خرج همیافتی‌های کانیایی غنی از  $Al_2O_3$  و  $SiO_2$  اتفاق افتاده است. به‌طور کلی برای پایداری وزوویانیت ورود سیالات حاوی  $H_2O$ ،  $SiO_2$  و خروج  $CO_2$  الزامی است.

۹- با توجه به مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن‌های منطقه از جمله اسپینل، فلوگوپیت و کلینتونیت اسکارن‌های باقی‌آباد از نوع منیزیم‌دار می‌باشند.

۱۰- با توجه به روابط بافتی و مجموعه کانیایی، توالی پاراژنزی جدول ۷-۸ برای اسکارن‌های باقی‌آباد پیشنهاد می‌شود که این اسکارها در سه مرحله پیشرونده، دگرسانی قهقرایی و گرمایی تشکیل شده‌اند.

# فصل هشتم:

نتیجه‌گیری و

پیشنهادات

## ۸-۱- نتیجه گیری

۱- توده‌های نفوذی غرب یزد از نظر تقسیمات زمین‌شناختی و ساختاری ایران متعلق به کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر و زون‌های ایران مرکزی می‌باشد.

۲- دایک‌های متعددی توده‌های نفوذی، سنگ آتشفشانی-رسوبی ائوسن و حتی سازندهای قدیمتر مانند کهر، سلطانیه و تفت منطقه را قطع می‌کنند. این دایک‌ها را می‌توان از نظر تقدم زمانی به دو نسل تقسیم نمود:

الف) دایک‌های نسل اول یا سین پلوتونیک با ترکیب آندزیتی که هم‌زمان با نفوذ یا کمی جوان‌تر از توده‌نفوذی میزبان تشکیل شده‌اند.

ب) دایک‌های نسل دوم را می‌توان جوانترین فاز ماگمایی در منطقه در نظر گرفت که در ناحیه ارجنان به‌صورت دسته‌های دایک‌های اسیدی با ترکیب ریو-داسیتی و حواسط با ترکیب آندزیتی به‌موازات یکدیگر بوده و توده‌های گرانیتوئیدی ارجنان و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند.

۳- برپایه رده‌بندی مدال، سنگ‌های منطقه در نمودار QAP (اشتریکایرن، ۱۹۷۶) در محدوده آلکالی‌گرانیت، سینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت و آنکلاوهای مافیک در محدوده کوارتز مونزودیوریت قرار می‌گیرند.

۴- توده‌های گرانیتوئیدی یزد عموماً بافت گرانولار ریز تا متوسط بلور دارند و گاهی بافت پورفیروئیدی با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، گرانوفیری، گرافیکی، پرتیت رشته‌ای، میرمکیتی و آنتی‌راپاکیوی را نیز نشان می‌دهند.

۵- حضور بافت‌های گرانوفیری و پرتیتی در سنگ‌های منطقه بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در شرایط فشار پایین و محیط نسبتاً کم آب (هیپرسولوس) است و تقریباً در نزدیکی سطح زمین جایگزین شده‌اند.

۶- بافت میرمکیتی غالباً در سنگ‌های گرانودیوریت منطقه دیده می‌شود. در مورد نحوه تشکیل

میرمکیت بحث و جدل زیادی است ولی با توجه به حضور بافت کاتاکلاسیک (خرد شدن کانی‌های پلاژیوکلاز و کوارتز، خاموشی موجی کوارتز و خمیدگی رخ‌ها و نیز خاموشی موجی در بیوتیت‌ها) در برخی از نمونه‌ها و وجود میرمکیت به صورت نوار باریکی در حاشیه پلاژیوکلازها و در فضای بین فلدسپار پتاسیم و پلاژیوکلازها، تشکیل این بافت می‌تواند در نتیجه وقوع استرین و نیز دگرنهادی در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه باشد.

۷- در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش، بر اثر تبلور جزء به جزء و انجام واکنش‌های شیمیایی با سنگ دیواره، دچار فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آلیش ماگمایی با سنگ‌های پوسته‌ای (ACF) می‌شود که شواهد پتروگرافی از جمله منطقه‌بندی نوسانی پلاژیوکلازها، آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، بافت غربالی و پوئی‌کلیتیک و حاشیه خوردگی و تحلیل رفته (هضم شده) بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند آن را تأیید می‌کند.

۸- شواهد پتروگرافی از جمله: حضور هورنبلند سبز، بیوتیت قهوه‌ای، مگنتیت، اسفن شکل‌دار اولیه، فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز) به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل، حضور آپاتیت‌های شکل‌دار و به صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانی‌های دگرگونی نظیر گارنت، عدم وجود کانی‌های سیلیکات‌های آلومینیوم نظیر آندالوزیت و بالاخره توزیع ناهمگن کانی‌های مافیک نظیر هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت بین دانه‌ای، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و بدون هسته‌های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در توده‌های نفوذی منطقه بیانگر گرانیتوئیدی نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و همکاران، ۲۰۰۴).

۹- آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس نمودار مختلف در محدوده آمفیبول‌های ماگمایی از نوع منیزو-هورنبلند و برخی در محدوده فرو-هورنبلند، ترمولیت و فرواکتینولیت جای گرفته که از شاخص گرانیت‌های نوع I می‌باشند.

۱۰- بر اساس روش‌های مختلف تعیین فشار، توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد میانگین گستره فشاری بین ۰/۵ تا ۴/۳ کیلو بار را نشان می‌دهند. براساس روش اشمیت (۱۹۹۲) سنگ‌های منطقه

گسترده دمایی ۷۳۰ بین ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. و بر اساس روش‌های مختلف دمایی تبلور زوج کانی پلاژیوکلاز-هورنبلند به‌طور میانگین ۵۳۰ بین ۸۹۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست می‌آید.

۱۱- با توجه به میانگین فشارهای به دست آمده، عمق تشکیل توده‌های نفوذی غرب یزد بر اساس چگالی سنگ‌های پوسته قاره‌ای ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب بین ۳ تا ۵/۴۰ کیلومتر متغیر است.

۱۲- بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، مقدار فوگاسیته اکسیژن توده‌های غرب یزد بین ۱۰/۷- تا (bars) ۱۴/۱۳- متغیر است و در محدوده فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرند که با ماهیت کالک آلکالن توده‌های نفوذی منطقه و شکل‌گیری آنها در محیط فرورانش مطابقت دارد. شواهدی از جمله چندرنگی کاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوکلاز صورتی‌رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و هماتیت بیانگر فوگاسیته اکسیژن بالا در زمان تشکیل توده‌های نفوذی منطقه است.

۱۳- بر اساس نمودارهای مختلف بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها، توده‌های غرب یزد در محدوده ساب‌آلکالن و محیط‌های فرورانش واقع می‌شوند که با نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی سنگ کل و نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از ترکیب عناصر اصلی بیوتیت مطابقت دارند.

۱۴- بیوتیت‌های توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد بر اساس نمودارهای مختلف از نوع بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما است و با ترکیب منیزیو-بیوتیت نشان‌دهنده فوگاسیته نسبتاً بالای اکسیژن در ماگما می‌باشد.

۱۵- در نمودارهای مختلف، ترکیب بیوتیت‌ها در محدوده گرانیت‌های متا‌آلومین، نوع I کالک‌آلکالن مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند. و بر پایه مقدار Ti بیوتیت‌های منطقه در دمایی بین ۶۵۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد و در شرایط فوگاسیته اکسیژن بین  $10^{-11}$  تا  $10^{-14}$  بار تشکیل شده‌اند.

۱۶- با توجه به الگوی پراکندگی نمونه‌ها و عدم الگوی انباشتی آنها در نمودارهای مختلف و قرارگیری نمونه‌های منطقه در محدوده گرانیت‌های نوع I با آلودگی متوسط تا قوی، ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه در حین صعود و جایگیری، تحت تأثیر آلودگی و آرایش مواد پوسته‌ای قرار گرفته است.

۱۷- ترکیب پلاژیوکلازهای منطقه از  $An_{16}$  تا  $An_{47}$  متغیره بوده و دارای ترکیب الیگوکلاز تا آندزین هستند. البته ترکیب پلاژیوکلازهای آلكالی فلدسپارگرانیت خضرآباد بین  $An_0$  تا  $An_2$  تغییر کرده و ترکیب آلبیتی ( $Ab_{91-100}$ ) دارند

۱۸- بررسی ترکیب حاشیه و مرکز بلورهای پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که توده‌های گرانیتوئیدی ارجنان، خضرآباد و علی‌آباد، مرکز پلاژیوکلازها نسبت به حاشیه دارای درصد آنورتیت بیشتری است و کلسیک‌تر می‌باشند و منطقه‌بندی عادی نشان می‌دهند. ولی توده‌های گرانیتوئیدی امین‌آباد، کافی‌آباد و آدربلندان حاشیه پلاژیوکلازها نسبت به مرکز دارای درصد آنورتیت بیشتری است و کلسیک‌تر می‌باشند، بنابراین منطقه‌بندی غیرعادی و معکوس داشته و از نشانه‌های عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرآیندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها می‌باشند.

۱۹- با استفاده از نمودار سه‌تایی ترکیب فلدسپارهای دیر و همکاران (۱۹۹۱) دمای توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در محدوده ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد تخمین زده می‌شود.

۲۰- تورمالین‌های موجود در توده آلكالی فلدسپارگرانیت در محدوده تورمالین‌های اولیه یا ماگمایی با ماهیت آلكالن و از نوع شورل قرار می‌گیرند و دارای منطقه‌بندی ضعیف شیمیایی هستند.

۲۱- تورمالین‌های مورد مطالعه غنی از آهن ( $FeO > 13/35$ ) و متعلق به سری‌های شورایت-البائیت بوده که از ویژگی تورمالین‌های ماگمایی می‌باشد.

۲۲- تورمالین‌های موجود در سطح توده آلكالی فلدسپارگرانیت از نوع ماگمایی با ترکیب شورل (غنی از Fe) و آلكالن می‌باشند که با نتایج به‌دست آمده از بررسی منشاء و ترکیب شیمیایی تجزیمات تورمالین‌دار (نودول‌های تورمالینی) در فصل پتروگرافی که آن را ناشی از تأثیر سیالات گرمایی و ماگمایی است، کاملاً مطابقت دارد.

۲۳- کلریت‌های موجود در توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد در نمودارهای مختلف دیر (۱۹۹۱) و (۱۹۹۶) در محدوده ریپیدولیت و پیکناکلریت قرار گرفته و بر اساس ترکیب شیمیایی و با توجه به مقدار

آهن نسبتاً بالا، نمونه‌های آنالیز شده از دگرسانی بیوتیت‌ها حاصل شده‌اند که تصاویر میکروسکوپی، آنرا تأیید می‌نماید. بر اساس روش کاتیلی نیو و نیوا (۱۹۸۵) دمای دگرسانی محاسبه شده بین ۳۳۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد متغیر می‌باشد.

۲۴- طیف ترکیب شیمیایی وسیع در مقدار  $\text{SiO}_2$ ، روند منفی  $\text{CaO}$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$  و  $\text{Pb}$  و مثبت  $\text{Th}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  در طول تبلور ماگما، مقدار  $\text{Na}_2\text{O}$  بالا و بالاخره در نمودارهای تغییرات عناصر  $\text{Y}$ ،  $\text{Ba}$ ،  $\text{Zr}$  و  $\text{Ce}$  در مقابل  $\text{SiO}_2$  که ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن و دمای بالای ماگمای اولیه) سپس با شروع تبلور تفریقی کاهش می‌یابد؛ به عبارتی روند غیرخطی و منحنی شکل (زنگولی‌مانند) از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا می‌باشد (چاپل و وایت، ۲۰۰۴)

۲۵- در سنگ‌های تفریق یافته‌تر منطقه (آلکالی‌گرانیت خضرآباد) تهی‌شدگی بیشتر  $\text{Eu}$  و  $\text{Sr}$  به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌ها می‌باشد؛ به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها  $\text{Eu}$  ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است.

۲۶- جهت تشخیص و تفکیک فرآیندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی توده‌های مورد مطالعه که اثرات نهایی مشابهی در تکوین سنگ‌های ماگمایی به ویژه گرانیت‌ها دارند، از نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل عناصر ناسازگار و سازگار و نسبت‌های آنها در برابر یکدیگر استفاده شده است. نمونه‌ها در نمودارهای جفت عناصر ناسازگار روند خطی و صعودی داشته و از مرکز مختصات می‌گذرند و در نمودارهای عناصر سازگار در مقابل عنصر ناسازگار روند خطی و نزولی را نشان می‌دهند، که بیانگر نقش اصلی تبلور تفریقی در تحولات ماگمایی منطقه است.

۲۷- بر اساس شواهد ژئوشیمیایی و نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی، گرانیتوئیدهای غرب یزد در جایگاه قوس‌های پس از برخورد و در اثر ذوب بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین با ترکیب آمفیبولیت و تبلور تفریقی ماگمای بازالتی گوشته‌ای به وجود آمده و در سطوح بالاتر پوسته، ماگما تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی همراه با آلیش و هضم (AFC) قرار گرفته و طیف انواع

سنگ‌های توده گرانیتوئیدی را باعث شده است. آرایش پوسته فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده‌ها به ویژه توده آلکالی فلدسپار گرانیت خضرآباد داشته است.

۲۸- نفوذ توده کافی‌آباد با ترکیب مونزوگرانیت تا گرانودیوریت، در سنگ میزبان آهکی کرتاسه (سازند تفت) سبب اسکارن‌سازی در منطقه هشت کوه با مجموعه کانیایی گارنت+ پیروکسن + ترمولیت-اکیتنولیت + اپیدوت + کلریت + کوارتز + کلسیت شده است. وجود منطقه‌بندی در گارنت‌ها، جاننشینی دوره‌ای  $Al-Fe^{+3}$  موجود در سیال را حین تشکیل این کانی نشان می‌دهد. حاکم شدن شرایط اکسیدان در طی تبلور سیال، سبب ناپایداری پیروکسن (پایین بودن فوگاسیته اکسیژن) و رشد گارنت‌های آندرادیت در سامانه اسکارنی در  $T < 550$  درجه سانتی‌گراد شده است.

۲۹- با توجه به مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن‌های منطقه از جمله اسپینل، فلوگوپیت و کلینتونیت، اسکارن‌های باقی‌آباد از نوع منیزیم‌دار می‌باشند و در سه مرحله پیش‌رونده، دگرسانی قهقرایی و گرمایی تشکیل شده اند.



## ۸-۲- پیشنهادات

- ۱- انجام آنالیزهای ایزوتوپی به روش‌های Rb-Sr و U-Pb جهت تعیین سن و منشاء دقیق تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه.
- ۲- تعیین دقیق‌تر ارتباط ژنتیکی بین توده‌های گرانیتوئیدی غرب بر اساس نتایج آنالیزهای ایزوتوپی
- ۳- تعیین ارتباط ژنتیکی بین توده‌های گرانیتوئیدی غرب یزد بر اساس نتایج آنالیزهای ایزوتوپی و ژئوشیمیایی با سایر توده‌های نفوذی منطقه از جمله باتولیت شیرکوه و دیگر مناطق واقع در زون آتشفشانی ارومیه-دختر و کشورهای همسایه
- ۴- تفسیر نتایج مطالعات سیالات درگیر در پتروژنز اسکارن‌های مورد مطالعه
- ۵- انجام آنالیزهای ایزوتوپی پایدار (اکسیژن و کربن) بر روی کانی‌های تشکیل دهنده (به‌ویژه کلسیت) اسکارن‌های منطقه به منظور تعیین دقیق‌تر شرایط تشکیل آنها و عوامل موثر در شکل‌گیری اسکارن‌ها و کانه‌زایی پیرامون آن

# منابع

## الف) منابع فارسی

- اسدالهی، پ. (۱۳۸۵) ژنز گارنت در کنگلومراهای دگرسان شده سازند سنگستان، دامک علی آباد (جنوب غرب تفت، یزد)، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۲، صفحات ۲۶۳ تا ۲۷۸.
- آسیابانها، ع. (۱۳۷۴) بررسی میکروسکوپی سنگهای آذرین و دگرگونی (ترجمه)، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی قزوین، ۶۳۰ صفحه.
- آسیابانها، ع. (۱۳۸۶) راهنمای ترسیم و تفسیر نمودارهای پترولوژی و ژئوشیمی، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی قزوین، ۳۰۳ صفحه.
- افتخارنژاد (۱۳۵۹) تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲.
- آقاباتی، س. ع. (۱۳۸۳) زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- پور کرمانی، م. و خلیج، م. (۱۳۸۲) تحلیل ساختاری و لرزه خیزی منطقه تفت-مهریز، فصل نامه زمین شناسی ایران، سال اول، شماره ۳، صفحات ۹-۱۸.
- حاج ملاعلی، ع.، قماش، ع.، افشاریان زاده، ع. م و حدادیان، م. (۱۳۷۵) نقشه زمین شناسی خضراآباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- خسروتهرانی، خ. و وزیری مقدم، ح. (۱۳۷۲) چینه شناسی کرتاسه زیرین در نواحی غرب و جنوب غرب یزد، فصل نامه علوم زمین، شماره ۷، صفحات ۳۶-۴۵.
- خلیج، م. (۱۳۷۰) تحلیل ساختاری و ارائه الگوی تکتونیکی ناحیه تفت-مهریز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۳ صفحه.
- خلیلی، م. (۱۳۷۴) گزارش ماگماتیسم باقی آباد - ده بالا، شرق باتولیت شیرکوه، دانشگاه اصفهان، منتشر نشده، ۱۵۷ صفحه.
- داوودی، ف. (۱۳۷۷) پژوهش های سنگ شناختی اسکارن های منطقه شیرکوه یزد (ده بالا، باقی آباد)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ۲۶۹ صفحه.

- درویش زاده، ع. (۱۳۸۵) سنگ‌شناسی دگرگونی، انتشارات پیام نور، ۲۸۰ صفحه.
- درویش‌زاده، ع. و آسیابانها، ع. (۱۳۷۰) ماگماها و سنگ‌های ماگمایی، مبانی پترولوژی آذرین (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۱۵ صفحه.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران، موسسه انتشارات امیرکبیر، ۹۰۱ صفحه.
- زارع‌مهرجردی، ا. (۱۳۷۳) تحلیل دگرشکلی گسل دهشیر-بافت در عرض جغرافیایی ۳۰-۳۲° و ۳۲° منطقه جنوب نایین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- زارعی سهامیه، ر. (۱۳۷۸) مطالعه ماگماتیسیم جنوب غرب یزد (انار تا خضرآباد)، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت معلم.
- زاهدی، ا. و بومری، م. (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار مس خوت غرب تفت، استان یزد، پترولوژی، سال دوم، شماره ۸، صفحات ۲۱-۲۸.
- زرأسوندی، ع.، زنتیلی، م.، لیاقت، س.، مر، ف.، امامی، م. ح.، یعقوب‌پور، ع. (۱۳۸۳) تعیین سن توده‌های نفوذی و کانه‌زایی مس پورفیری در منطقه علی‌آباد و دره زرشک یزد به روش  $K-Ar$  و  $^{40}Ar/^{39}Ar$ ، چکیده مقالات بیست و سومین گردهمایی علوم زمین.
- زندى، فر، س. ولی‌زاده، م. و، برقی، م. ع. و اسماعیلی، د. (۱۳۸۷) بررسی شرایط تشکیل کلینتونیت در هاله دگرگونی توده نفوذی حسن‌آباد (جنوب غرب یزد)، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۴ شماره ۲، صفحات ۹۹-۱۰۸.
- سبزه‌ای، م.، روشن‌روان، ج.، ناظم‌زاده، شعاعی، م. و علائی مهابادی، س. (۱۳۶۵) گزارش اکتشافات فلدسپات و کائولن در منطقه یزد، مدیریت زمین‌شناسی منطقه جنوب خاوری مرکز کرمان، ۶۲ صفحه.
- سرجوقیان، ف.، کنعانیان، ع. و احمدیان، ج. (۱۹۹۲) بررسی شرایط فیزیکوشیمیایی جایگزینی توده نفوذی کوه دم با استفاده از ترکیب شیمی آمفیبول و فلدسپار، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال ۷، شماره ۲۶، صفحات ۳-۱۶.
- شرکت نفت ایران (۱۹۵۵) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ایران، شرکت نفت ایران.
- شهاب‌پور، ج. (۱۳۸۰) زمین‌شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۳۴ صفحه.

- شیبی، م. (۱۳۸۸)، پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)، پایان نامه دکتري، دانشگاه تهران، ۱۸۰ صفحه.
- صادقیان، م. و قفاری، م. (۱۹۹۰) پترورنز توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب شرق اردستان)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال ۲، شماره ۶، صفحات ۴۷-۷۰.
- صادقیان، م. (۱۳۸۳) ماگماتيسم، متالوژی و مکانيسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان، دانشکده علوم پایه، پایان نامه دکتري، دانشگاه تهران، ۵۲۰ صفحه
- عمویی، ط. (۱۳۸۴) پترولوژی و متالوژی توده های اسکارنی منطقه شمس آباد غرب تفت- یزد، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۰ صفحه.
- عمویی، ع. (۱۳۷۷) بررسی پترولوژی توده نفوذی خضرآباد (غرب یزد)، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ صفحه.
- عمیدی، س. م. و همکاران (۱۹۷۸) نقشه چهارگوش زمین شناسی نایین به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- عمیدی، س. م. (۱۹۷۷) بررسی ماگماتيسم در منطقه نطنز- نایین- سورک، پایان نامه دکتري و گزارش شماره ۴۲، سازمان زمین شناسی کشور.
- عمیدی، س. م. و همکاران (۱۹۸۳) نقشه چهارگوش زمین شناسی آباده به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- عمیدی، س. م. و همکاران (۱۹۸۹) نقشه چهارگوش زمین شناسی سروبالا به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، خانعلی زاده، ع. ر.، تنها، ع. (۱۳۸۸) سنگ شناسی، ژئوشیمی و سن پرتوسنجی گنبد های آداکیتی پر سیلیس کمان قاره ای نئوژن، جنوب قوچان، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال ۱۸، شماره ۳، صفحات ۳۴۷-۳۷۰.
- قاسمی، ح.، صادقیان، م.، کرد، م. و خانعلی زاده، ع. ر. (۱۳۸۸) ساز و کار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی زاهدان، جنوب شرق ایران، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال ۱۷، شماره ۴، صفحات ۵۷۹-۵۵۱

قانعی اردکانی، ج. (۱۳۸۹) مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی اسکارن‌ها در بخش‌هایی از ایران مرکزی (استان‌های یزد، اصفهان و مرکزی)، طرح پژوهشی دانشگاه پیام نور، ۳۶۴ صفحه.

قانعی اردکانی، ج.، مکی‌زاده، م. (۱۳۸۵) پیدایش مرم‌های بروسیت، سرپانتین، فرستریت و هیرومنیزیت دار در شرق شیرکوه یزد، مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، جلد ۲۵، شماره ۳، صفحات ۳۹-۴۹.

قانعی‌اردکانی، ج. (۱۳۷۸) پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین ترشیری جنوب‌غرب اردکان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۷۶ صفحه.

قانعی‌اردکانی، ج. و مکی‌زاده، م. (۱۳۸۹) روابط بافتی همیافتی، کلینتونیت-اسپینل-گارنت در اسکارن‌های ایران مرکزی به‌عنوان شواهدی در زایش کلینتونیت، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، سال ۱، شماره ۴، صفحات ۶۵-۷۲.

قفاری، م. (۱۳۸۹) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی ظفرقند (جنوب‌شرق اردستان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۵ صفحه.

کلانتری‌سرچشمه، م. ر. (۱۳۷۵) پترولوژی و ژئوشیمی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

کوهساری، ا. م. (۱۳۸۰) کانی‌شناسی مرم‌های بروسیت‌دار، حاشیه شرقی باتولیت شیرکوه (غرب استان یزد). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۹، شماره ۲، صفحات ۱۱۷-۱۲۵.

کوهساری، ا. م.، مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۷۳) کانی‌شناسی اسکارن‌های حاشیه شرق باتولیت شیرکوه، چکیده مقالات دومین سمینار بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۶ صفحه.

لیاقت، س.، زراسوندی، ع. ر.، حسینی، م. (۱۳۸۴) ویژگی‌های ژئوشیمیایی اسکارن‌های جنوب غرب یزد و مقایسه آنها با اسکارن‌های شناخته شده مرتبط با گرانیت‌ها، مجله علوم دانشگاه شهید چمران، شماره ۱۴، قسمت ب، صفحات ۵۳-۶۷.

مجیدی‌فرد، م. ر. (۱۳۷۵) چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و محیط رسوبی سنگ‌های کرتاسه زیرین در دامنه شمالی شیرکوه یزد، فصل‌نامه علوم زمین، سال ۵، شماره ۲۰.

مرکز اطلاع رسانی ایران (۱۳۸۸) اطلس نقشه راه‌های ایران، انتشارات مرکز اطلاع‌رسانی ایران، ۹۶ صفحه.

مسعودی، ف.، مهرابی، ب.، فرازدل، ف. (۱۳۸۴) نوع ساختمان منطقه‌ای گارنت در اسکارن‌های توده نفوذی قمصر، جنوب کاشان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۱۳، شماره ۱، صفحات ۴۳ تا ۶۰

معین وزیری، ح. (۱۳۷۵) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران، دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ صفحه.

معین وزیری، ح؛ احمدی، ع. (۱۳۷۱) پترولوژی و پتروگرافی سنگ‌های آذرین، انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۵۳۹ صفحه.

مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۸۷) مطالعات کانی‌شناسی و پترولوژیکی اسکارن‌های ایران مرکزی (استان یزد)، پایان‌نامه دکتري، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ صفحه.

منصوری، م. و خلیلی، م. (۱۳۹۳) کانی‌شناسی و شیمی-کانی تورمالین و گارنت در گرانیتوئید روستای ملاطالب (شمال الیگودرز) شمال غربی اصفهان، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۲۲، شماره ۱، صفحات ۱۳۹-۱۴۸.

نبوی و همکاران (۱۹۷۲) نقشه زمین‌شناسی چهارگوش یزد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

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

نوربهشت، ا. (۱۳۷۹) گزارش پایانی طرح پژوهشی شماره ۷۶۱۰۴۶، متالوژی اسکارن‌ها در کمربند ماگماتیک سنوزونیک ایران مرکزی (استان یزد) دانشگاه اصفهان، منتشر نشده، ۹۸ صفحه.

نوربهشت، ا.، مکی‌زاده، م. و شرافت، ش. (۱۳۷۵) مطالعه کانی‌شناسی اسکارن کوه در (Kuhe Dor) با تاکید بر کانی‌کمیاب کلینتونیت، کوهستان شیرکوه-یزد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال ۴، شماره ۱ و ۲، صفحات ۳۷-۴۶.

وزیری، م. ر. (۱۳۶۶) مطالعه زمین‌شناسی - چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی در جنوب و جنوب‌غرب کاشان (ایران مرکزی)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۴۳ صفحه.

ولی‌زاده، م. و.، صادقیان، م.، اکرمی، م. (۱۳۸۰) آنکلاوها و پترولوژی گرانیت، ترجمه، انتشارات دانشگاه تهران، ۸۲۳ صفحه.

ولی‌زاده، م. و.، قاسمی، ح.، نراقی، ن. ز. و صادقیان، م. (۱۳۸۵) اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی، دانشگاه صنعتی

شاهرود، ۸۳۷ صفحه.

ولی‌زاده، م. و.، قاسمی، ح.، نراقی، ن. ز. و صادقیان، م. (۱۳۸۵) اصول زمین‌شناسی ایزوتوپی، دانشگاه صنعتی

شاهرود، ۸۳۷ صفحه.

## ب) منابع لاتین

- Abdel- Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas, *Journal of petrology* 35, 2, pp. 525-541.
- Aftabi, A. and Atapour, H. (2000) Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes* 23, pp. 119-125.
- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran (map). *Geosciences* 7, Geological Survey of Iran.
- Aghanabati, A. (2004) *Geology of Iran*. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey of Iran, 582 p.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S. and Savascin, M. Y. (2007) The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegea area in Beccaluva. *Geological Society of America, Special* 418, pp. 1-15.
- Ague, J. J., Brimhall G. H. (1988) Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geological Society of America Bulletin*, 100, pp. 891-911
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229, pp. 211-238.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, pp. 1-20.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, pp. 67-95.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional



- magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155, pp. 69-97.
- Amidi, S. M. (1975) Contribution a l'etude stratigraphique, petrologique et petrochimique des roches magmatiques de la region Natanz-Nain-Surk (Iran central). These universite scientifique et medicale de Grenoble, France, 316 p.
- Amidi, S. M., 1977, Etude geologique de la region de Natanz-Surk (Iran Central), stratigraphic et petrologique. – *Geol. Surv. Iran* 42, 316 p.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. (1984) Alkaline character of Eocene volcanism in the Middle part of central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 3, pp. 917-932
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87, pp. 125-138.
- Anderson, J. L. (1997) Regional tilt of the Mount Stuart batholiths, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia: Discussion and Reply, *Geological Society of America Bulletin* 109, pp.1223-1227.
- Anderson, J. L. and Smith D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry, *American Mineralogist* 80, pp. 549-559.
- Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27, pp. 177-193.
- Arvin, M., Dargahi, S., and Babaei, A. A. (2004) Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman: evidence for magma mingling, *J. Asia Earth Sciences*, 24, 1, pp. 105-113.
- Bachelor, R. A. and Bowden, p. (1985) Petrologic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48, pp. 43-55.
- Bagas, L. and Bierlein, F. P., Anderson, J. A. C. and Maas, R. (2010) Collision-related granitic magmatism in the Granites-Tanami Orogen, Western Australia. *Precambrian Research* 177, pp. 212-226.
- Balen, D., and Broska, I. (2011) Tourmaline nodules: products of devolatilization within the final evolutionary stage of granitic melt? (eds) *Granite-Related Ore Deposits*, Geological Society, London, Special publications 350, pp.53-68.

- Barbarin, B. (1983) (eds) *Enclaves And Granite Petrology* Elsevier, Amsterdam, Developments in Petrology 13, pp. 35–47.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos* 46 pp. 605-626.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California:nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80, pp. 155-177.
- Bard, J. P. (1987) *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Dordt Reidel publishing
- Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway granite, Connemara, Ireland. - *Mineral. Petrol.* **76** , 1-2, pp. 63-74.
- Ben,Ohoud, M. D (2005) iscrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. Publshed by Elsevier SAS.
- Berberian, M., King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, pp. 210-265.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J., Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and earlyMiocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran.*Journal of the Geological Society* 139, pp. 605-614.
- Best, G. (2003) *Igneous and metamorphic petrology*,729 p.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, W. H., New York.
- Blundy, J .D. and Holland, T. J. (1990) Calcic amphibole equilibrium and a new amphibole plagioclase geothermometers, *Cont. Mineral. Petrol.* 104, pp. 208-224.
- Bonin, B. (2007) A-type granites and related rocks evolution of a concept, problems and prospects, *Lithos* 97, pp.1-29.
- Brandon, A .D., Creaser R. A., Chacko, T., (1996) Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics, *Science* 27, pp.11845-1848.
- Burianek, D. and Novak, M. (2004) Morphology and compositional evolution of tourmaline from nodular granite at Lavicky near VelkMezirci, Moldanubicum, Czech Republic. *Journal of Crezech Geological Society* 49, 1, pp. 81-90.
- Burt , D. M. (1982) *Skarn Deposits, historical bibliography Through, 1970* ,

- Economic geology, Vol. 77, pp. 755–763.
- Casillas, R., Demeny, A., Nagy, G., Ahijado, A. and Fernandez, C. (2011) Metacarbonatites in the Basal complex of Fuerteventura (Canary islands), The role of fluid/rock interactions during contact metamorphism and anatexis. *Lithos* 125, pp.503-520.
- Castillo, P. R. (2006) An over view of adakite petrogenesis, *Chinese Science Bulletin* 51, pp. 257-268.
- Castroo, A., Moreno-Ventas, I. and de la Rosa J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature, *Earth Science Reviews* 31, pp. 237-253.
- Cathelineau, M., and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer-The Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contribution to Mineralogy and petrology* 91, pp. 324-351.
- Chakhmouradian, A. R., Cooper, M. A., Medici, L., Hawthorne, F. C., and Adar, F.(2008) Fluorine-rich hibschite from silicocarbonatite Afrikanda complex, Russia: crystal chemistry and condition of crystallization, *Canadian Mineralogist* 46, pp. 1033-1042.
- Chappell, B. W., and White, A. J. R. (1974) Two Contrasting granite types, *pacific Geology* 8, pp. 183-174.
- Chappell, B.W., White. A. J. R. (1992) I-Type and S-type granites in the Lachlan Fold Belt *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, pp.1-26.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High and Low Temperature I-Type granites. *Resource Geology* 48, pp. 225-235.
- Chappell, B. W., White. A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25years later, *austramin Journal of earth sciences* 48, pp. 489-499.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I.S. and Wyborn, D. (2004). Low-and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95, pp.125-140.
- Chen B, Chen Z. C, Jahn B. M (2009) Origin of mafic enclaves from the Taihang Mesozoic orogen, north China craton. *Lithos* 110 , pp. 343-358.
- Cheng, H. (2001) Petrology and geochemistry of neogenecontinental basaltic and related rocks in Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences* 1, pp.19-46.

- Choo, C. (2003) Mineralogy studies on complex zoned tourmaline in diaspor nodules from the Milyan clay deposit, Korea. *Geosciences Journal* 1 pp. 151-156.
- Claeson, D.T., Meurer, W. P. (2004) Fractional crystallization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole gabbroic cumulates” *Contrib. Mineral. Petrol.* 147, pp. 288-304.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall Publisher, London, 283p.
- Collines, A. C. (2010) Mineralogy and geochemistry of tourmaline in contrasting hydrothermal system, Coplapo area, Northern Chile. Ph.D. Thesis. University of Arizona, Arizona, United Company, Holland, Dordrecht.
- Collins, L.G. (1988) *Hydrothermal differentiation*, Theophrastus publications, S.A; Athens, 382p.
- Collins, L. G. (1996) Replacement of primary Plagioclase by secondary K-feldspar and Myrmekite, ISSN (International Standard Serial Number), pp. 1526-5757, electronic internet publication, no. 2, [http://www.csun.edu/vcgeo005/revised\\_1.htm](http://www.csun.edu/vcgeo005/revised_1.htm).
- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y., Powell W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle, *Lithos* 99, pp. 68-84.
- Coolins, L. G. (1999) The K-replacement origin of the megacrystal Lower Caribou Creek Granodiorite-modifications of a former tonalite and diorite stocks, British Columbia, Canada.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhursts, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin. 450 p.
- Dahlquist, J. A. (2002) Mafic microgranular enclaves: early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Rang, NW Argentina, *J. South American Earth Sciences* 15,6, pp.643-655.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babae, A. (2012) The Origin of Co-Magmatic Andesite Enclaves in the Rabor Miocene Pyroxene Andesites, SE Kerman, Iran: Insights from Textural and Mineralogical Composition, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 23, 4, pp. 319-335.
- De la Roche, H; Leterrien, J., Grand-Cloude. P. and Marchel, M. (1990) A Classification of Volcanic and plutonic rock using  $R_1$ - $R_2$  diagram and

- majure element analyseas- its relationships with current nomenclature, *Chemical geology* 29, pp.183-210.
- Deer, W.A., Howie, R. A. and J., Zussman (1991) An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, 528 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (1992) An introduction to the rock-forming minerals (2nd Ed.) Longman Group UK Limited, Essex 699
- Deer, W.A., Howie, R. A., Zussman, J. (1996) Rockforming mineral, Longman 1 , 333 p.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J. (1997) Orthosilicates, Volume 1A, Rock-Forming Minerals (2nd edition), The Geological Society, London, UK, 919p.
- Delvigne, J. (1998) Atlas of Micromorphology of mineral alteration and weathering. The Canadian Mineralogist special publication 3. Orstom wditions, Berlin.
- Denfant M. J. Drummond M.S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithospere. *Nature* 347, pp .662-665.
- Denfant, M. J., Drummond, M.S. (1995) Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic, *Journal of Geology* 66, pp 343-345.
- Didier, J. (1984) The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin. In: Xu KQ, Tu GC (Eds) *Geology of Granite and Metallogenic Relations*, proceedings International Symposium, Nanjing, October 1982. Science Press, Beijing, pp 137-144.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) *Enclaves and granite petrology*, Elsevier Science Ltd, 625 p.
- Didier, J., Duthou, J.L. and Lameyre, J. (1982) Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves, *J Volcanol, Geotherm Res* 14, pp.125- 132.
- Dini, A., Corretti, A., Innocenti, F., Rocchi, S. and Westerman, D. S. (2007) Sooty sweat stains or tourmaline spots? The Argonauts at Eiba Island (Tuscany) and the spread of Greek trading in the Mediterranean Sea.n: Piccardi, L. & Masse, W. B. (EDS) *Myth and Geology*. Geological Society, London, Special ublications, 273, pp. 227-243.

- Dokukina, K. A., Konilov, T. V. and, Vladimirov, V. G. (2010) Interaction between mafic and felsic magmas in subvolcanic environment (Tastau igneous complex, eastern Kazakhstan). *Russian Geology and Geophysics* 51, pp.625–643.
- Donaire, T., Pascual, E., Pin, C., Duthou, J. L (2005) Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches Granodiorite, Iberian Massif, Spain. *Contrib Mineral petrol* 149, pp. 247-265.
- Dong, Y., Zhang, G., Neubauer, F., Liu, X., Hauzenberger, C., Zhou, D. and Li, W. (2011) Syn- and post-collisional granitoids in the central Tianshan orogen: geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution. *Gondwana Research* 20, pp. 568-581.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for Fe<sup>3+</sup> concentration in ferromagnesian silicates and oxygen from microprobe analysis using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine* 51, pp. 431-435.
- Dutrow, B. L. and Henry, D. J. (2000) Complexly zoned fibrous tourmaline, Cruzeiro Mine, Minas Gerais, Brazil: A record of evolving magmatic and hydrothermal fluids. *The Canadian Mineralogist* 38, pp. 131-143.
- Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction terminology, classification, and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77, pp. 745-754.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. In *Econ. Geol. 75th Anniv. Econ. Geo. Publ. Co.*(ed. B. J. Skinner), pp. 317-391.
- Elkins, L. T., Grove, T. L. (1990) Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. *American Mineralogist* 75, pp. 544-559.
- Emami, M. H. (1981) Géologie de la région de Qom-Aran (Iran): Contribution a l' etude England. *Economic Geology* 90, pp. 495-519.
- Esawi, E. K. (2004) AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the international mineralogical Association, *Computers Geosciences* 30, pp. 753-760.
- Esmaily, D., Maghdour-Mashhour, R., TabbakhShabani, A. A. (2013) Chemical characteristics of biotite from Boroujerd Granitoid complex(Middle Jurassic), Western Iran, *JGoepe* 3 ,1, pp. 69-78
- Esperance, S., Crisci, M., derosa, R., Mazuli R. (1992) The role of The crust in

- The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy). *Contributions to Mineralogy to Island Arc*. *Journal of Geology* 86, pp. 323-334.
- Ferro, O., Galli, E., Papp, G., Quartieri, S., Szakáll, S., and Vezzalini, G. (2003) A new occurrence of katoite and re-examination of the hydrogrossular group, *European Journal of Mineralogy* 15, pp. 419–426.
- Fleet, M. E., Barnett R., L. (1978) Partitioning in calciferous amphiboles from the Froid mine Sudbury, Ontario, *The Canadian Mineralogist* 16, pp. 527–532.
- Fornes, H., El-Sayed, M., Khalil, S. O. (1996) Pan-African magmatism in the wadi-El-imra district, central desert, Egypt: geochemistry and tectonic environments. *Jou, Geo.Soc.* 153.
- Forster, H. (1978) Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, *Journal of the Geological society of London* 135, pp. 443-445.
- Forster, H. J., and Tischendorf, G. (1989) Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian Postkinematic granites and associated high-temperature mineralization of the Erzgebirge (G.D.R), *Chemie der Erde (Geochemistry)* 49 , pp.7-20.
- Foster, M. D., (1960) Interpretation of the composition of trioctahedral Mica, U.S. Geological Survey, Prof. 354-B, pp. 1 –49.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, pp. 2033-2048.
- Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L.D., and Moretti, R. (2008) REE in skarn system: A LA-ICP-MS study of Garnet from the Crown Jewel gold deposit, *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 72, pp. 185-205.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. G. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26, pp. 683-693.
- Gill, J. (1981), *Orogenic andesites and plate tectonics*; Springer-Verlag; Berlin, 389. p.
- Glenn, A. G. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. *Contributions of Mineralogy and Petrology*. 147, pp. 511–527.

- Gomez, A., Lagatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutierrez, F., Carrasco-Nunez, G.(2003).Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-Mexican contamination. *Geochem. Geophys, Geosyst* 61, pp. 456-459
- Gorton, M. P., Schandl, E. S. (2002) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. *Canadian Mineralogist*. 38, pp. 1065-1073
- Grew, E .S., Locock , A. J., Mills, S. J., Galuskina, I., Galuskin, E.V. and Halenius, U. (2013) IMA Report Nomenclature of the garnet supergroup, *American Mineralogist* 98, pp. 785–811.
- Guilbert, J. M. and park, J. C. F. (1997) *The Geology of Ore deposits* Freeman and company, New York, 985p.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, J. (2007) Post-collisional adakites in south Tibet: products of partial melting of subduction-modified lower crust., *Lithos*, 96 p.
- Hall, A. (1996) *Igneous Petrology* (2nd ed) ,Longman New York, 537 p.
- Hammarstrom, J. M. and Zen E. (1986) Aluminium in hornblende and empirical igneous geobarmometre, *Am. Mineral* 710, pp.1297-1313.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harraz, H. Z., El-Sharkaway, M. F. (2001) Origin of tourmaline in the metamorphosed Sikait politic belt, south eastern desert, Egypt , *Journal of African Earth Science* 33, pp. 391-416.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modeling of polite-derived granites.*Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, pp. 46-56.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A; and Tindle, A. G. (1986), *Geochemical charactrstics of collision zone magmatism*. *Geo. Soc. Spc. Pub.*19, pp. 67-81.
- Hassanzadeh, J. (1993) *Metallogenic and Tecton omagmatic Events in the SE Sector of the Cenozoic Active Continental Margin of Central Iran*. University of California, Los Angeles. 204p.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A. M., Axen, G., Guest, B. (2002) Oligomiocene mafic-alkaline magmatism in north and northwest of Ira n: evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Geol Soc Am Abstr Prog.* 34, 331p.
- Hawthorne, F.C., Henry, D.J., (1999) *Classification of the mineral of the*



- tourmaline group, *European Journal of Mineralogy* 11, pp. 201-215.
- Hawthorne, F. C., (2002) Bond-Valence constraints on the chemical composition of tourmaline *Canadian Mineralogist* 40, pp.789-797.
- Helmy, H. M., Ahmed, A.F., Elmahallawi, 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, pp. 255-268.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomason, J. A. (2005) The Ti-substitution surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti- substitution mechanisms, *American Mineralogist* 90, pp. 316-328.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey.
- Hlbeyli, N, and Pearce J. A (2005) Petrogenesis of igneous enclaves in plutonic rocks of the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. *IntGeol Rev* 47 , pp.1011-1034.
- Hochella, M. F., Liou, J.,G., Keskinen, M.J., and Kim, H. S. (1982) Synthesis and Stability Relations of Magnesium Idocrase, *Economic Geology* 77, pp. 798- 808.
- Holland, J. B. and Blundy, J.,(1994) Non-ideal interactions in the calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, pp.433-447.
- Hollister, L., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H. and Sisson, V. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblendes with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.* 72, pp.231-239.
- Hwang, S.I., Shen, P., Yui, T.F., and Chu, H.T.(2003) On the mechanism of resorption zoning in metamorphic garnet, *Metamorphic Geology*, 21, pp. 761-769.
- Irvin, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, pp. 523-548.
- Ishihara, S. (1977). The magnetite-series and ilmenite granitic rocks. *Mining Geology* 27, pp. 293-305.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran:

- Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, pp. 433-447.
- Jamtveit, B. and Andersen, T. (1993) Contact metamorphism of layered shale-carbonate sequences in the Oslo Rift: III. The nature of skarn-forming fluids. *Econ. Geol.* 88, pp. 1830-1849.
- Jamtveit, B., Wogelius, R. A. and Fraser, D. G. (1993) Zonation patterns of skarn garnets, records of hydrothermal system evolution. *Geology* 21, pp. 113-116.
- Janousek, V., Farrow, C. M. and Erban, V. (2008) Package 'GCD kit', Version 3.0.0., *Journal of Mineralogy* 11, pp. 201-215.
- Jiang, Y., Jiang, S., Ling, H., Zhou, X., Rui, X., and Yang, W. (2002) Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: implications for granitoid genesis. *Lithos* 63, pp. 165-187.
- Johnson, M. C., Rutherford, M. J. (1989) Experimental Calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks, *Geology* 17, pp. 837-841.
- Kamgang, P., and Njonfang, E., Nono, A., Dedzo, M. G., Tchoua, F. M. (2010) Petrogenesis of a silicic magma system: Geochemical evidence from Bamenda Mountains, NW Cameroon, Cameroon Volcanic Line. *Journal of African Earth Sciences* .
- Kamvong, T., and Zaw, K. (2008) The origin and evolution of skarn-forming fluids from the Phu Lon deposit, northern Loei Fold belt, Thailand: evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. *Journal of Asian Earth Sciences* 32, pp. 961-980.
- Karmalker, N. R., Rege, S., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. (2005) Alkaline magmatism from Kutch, NW India: Implications for Plume-lithosphere interaction. *Lithos*, 81, pp. 101-119.
- Kato, Y. (1991) Textural and compositional changes of clinopyroxene replaced by garnet in the Mozumi Deposit, Kamioka Mine, Japan. In A. Barto-kyriakidis, *Skarns-Their Genesis and Metallogeny*, Theophrastus Publications, S. A., pp. 181-202.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid. *Nature* 380, pp. 237-240.

- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30, 24, pp 46-80.
- Khalili M. (1997) Petrography, mineral –Chemistry and geochemistry of Shir-Kuh granite S W of Yazd, Central Iran, ph. D dissertation, University of Humburg, 148 p.
- Klein, C. and Hurlbut, C. S.,(1993) *Manual of mineralogy*, 21 stedn., wiley, New York, 681 p.
- Korzhinsky, D. S.(1948) The petrology of the Turin skarn copper deposit . In *geology of Mineral Deposits*,(smirnov, v. I. ed .)Mir Publisher, Moscow .
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68, pp. 227-279.
- Kumar, K.V., Rathna, K. (2008) Geochemistry of the mafic dykes in the Prakasam Alkaline Province of Eastern Ghats Belt, India: Implications for the genesis of continental rift-zone magmatism *Lithos* 104, pp. 306-326.
- Kumar, S. and Rino, V. (2006) Mineralogy and geochemistry of micrigranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, central India, *Contribution to Mineralogy and Petrology* ,152, 5, pp. 591-609.
- Kurcuoglu, K., Furman, T., Hanan, B. (2008) Geochemistry of post-collisional mafic lavas from the North Anatolian Fault zone, Northwestern Turkey *Lithos* 101, pp. 416-434.
- Kurum, S., Onal, A., Boztug, D., Spell, T. and Arslan, M. (2008)  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age and geochemistry of the post-collisional Miocene Yamadag volcanics in the Arapkir area (Malatya province), eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Asian Earth Science* 33, pp. 1-22.
- Lalonde, A. and Bernard, P. (1993) Composition and colour of Biotite from granits. *Can. Mineral.*, 31, pp. 203-217.
- Lameyre, J. and Bowden, P. (1982) Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14, pp. 169-86.

- Le Matire, R., W., Bateman, p., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M. J., and Streckeisen, A. (1989) A Classification of igneous rocks and Glossary of terms, Blackwell scientific publications, 195p.
- Leake B. E. (1997) Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association on new minerals and mineral names, *European Journal of Mineralogy* 9 , pp.623-651.
- Leake, B.E., (1978) Nomenclature of amphiboles: *American Mineralogist*, v. 63, pp. 1023 -1052.
- Leake, B. E., Woolley, 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. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.* 9, pp. 623–651.
- Leake, B.E., Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Ferraris, G., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N., and Whittaker, E. J. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Association's amphibole nomenclature: *American Mineralogist*, 89, pp. 883–887.
- Lefort, P. (1991) Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites. In: Didier, J. and Barbarin, B., (eds) *Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Amsterdam, *Developments in petrology* 13, pp. 35-47.
- Lentz, D. R. (1998) Mineralized intrusion-related skarn systems. *Mineralogical Association of Canada, short course* 26, pp. 664.
- Locock, A. J. (2008) An Excel spreadsheet to recast analyses of garnet into end-member components, and a synopsis of the crystal chemistry of natural silicate garnets, *Computers and Geosciences*
- Logan, M. A. (2002) Mineralogy and geochemistry of the Gualilan skarn deposit in the Precordillera of western Argentina, *Ore Geology Reviews* 17, pp. 113-138.

- London, D., Maning, D. A. C. (1995) Chemical variation and significance of tourmaline from SW England, *Economic Geology* 90, pp. 495-519.
- Lowers, H. and Meeker, G. (2009) When worlds collide Asbestos analysis in the regulatory, health, and mineralogical communities, U.S. Department of the Interior and Geological Survey.
- Maniar, R. D., Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101, pp. 635-43.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D. (2005) An overview of adakite-tantalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution, *Lithos* 79, pp 1-24.
- Martine, R., and Parsons, I. (1995) Microtextural controls of weathering of perthitic alkali feldspars, *geochemica et cosmochemica Acta*, 59, pp. 4456-4488.
- Martin-Izard, A., Fuertes Fuente, M., Cepedal, A., Moreiras, D., Nieto, J.G., Maldonado, C. and Pevida, L.R. (2000) The Rio Narcea gold belt intrusions: geology, petrology, geochemistry and timing. *J. Geochem. Explor.* 71, pp.103-117.
- Mason, B., Miire, C. B. (1982) Principles of geochemistry, John Wiley and sons, fourth Ed, 344p.
- Masudy, F., Mehraby, B. and Faraydel, F. (2005) Type of zoning structure of garnet from Ghorud skarn, south of Khashan. *Iranian journal of crystallography and mineralogy* 13, 1, pp. 43-60.
- Maury, R. and Didier, J. (1991) Xenoliths and the role of assimilation. In: J. Didier and B. Barbarin (eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, New York.
- McBinery, A. R. (1989) Xenolith, In: Bowes, D. R. (ed), *The encyclopedia of igneous and metamorphic Petrology*, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Mediterranean Sea. In: Piccardi, L. and Masse, W. B., (eds) *Myth and Geology*. Geological Society, London, Special publications, 273, pp. 227-243.
- Meeker, G. P., Lowers, H. A., Swayze, G. A., Van Gosen, B. S., Sutley, S. J., and Brownfield, I. K., (2006) Mineralogy and morphology of amphiboles observed in soils and rocks in El Dorado Hills, California: U.S. Geological Survey, Open File Report 2006-1362, 47 p.

- Meeker, G.P., Bern, A.M., Brownfield, I.K., Lowers, H.A., Sutley, S.J., Hoefen, T.M., and Vance, J.S. (2003) The composition and morphology of amphiboles from the Rainy Creek Complex, near Libby, Montana: *American Mineralogist* 88, pp. 1955-1969.
- Meinert, L. D. (1992) Skarns And skarn deposits , *Geoscience Canada*, 19, pp. 145-162.
- Meinert, L. D. (1995) *Magma, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course 23, pp. 401-418.
- Meinert, L. D. (1998) Application of skarn zonation models to mineral exploration. *Exploration and Mining Geology* 6, 2, pp. 185-208.
- Meinert, L. D., Dipple, G. M. and Nicolescu, S. (2005) World skarn deposits. In: *Economic geology* (Eds. Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J. and Richards, J. P.) 100th Anniversary, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, USA., pp. 299-336.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37, pp. 215-224.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arc and active continental margins: *American Journal of Science* 274, pp. 321-355.
- Miyashiro, A. (1994) *Metamorphic petrology*. University College, London.
- Moazzen, M. and Droop, G. T. R. (2005) Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W Scotland. *Mineralogy and petrology* 83, pp. 27-53.
- Mohajjel, M., Fergusson C. L. and Sahandi M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, pp. 397-412.
- Moine-Vaziri, H. and Ahmadi, A. (1992) Developpement de clintonites dans un skarn d'Esfahan (Iran), *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 314, Serie II, pp.85-91.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P.G. and Bea, F. (2009.) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalichybrid
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin X. (2005) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran: recent slab break-off? *Terra Nova*, 17, pp.1-6.

- Morimoto, N. and Chairman, B. (1989) Nomenclature of pyroxens. Subcommittee on pyroxens, International Mineralogical Association. *Con. - Mineral.* 27, pp. 143-156.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes, subcommittee on pyroxenes, commission on new minerals and mineral names. *International Mineralogical Association Mineralogy and Petrology* 39, pp. 55-76.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature, *Lithos* 112, pp 556-574.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. I. H., Ohoud, M. B. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, *C. R. Acad. Science. Paris Geoscience* 337, pp.1415-1420.
- Muller, D., and Groves, D. I. (1997) Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization (Lecture Notes in Earth Sciences); Springer; 3540620753
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussl, J. M., and Carron, J. P. (1986) Composition Chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides. *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 301, pp. 813-818.
- Nagudi, N. O., Koberl, C. H., Kurat, G. (2003) Petrography and Geochemistry of the single granite, Uganda and implications for its origin, *Journal of African earthsciences* 36, pp. 1-14.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica ET Cosmochimica Acta* 38, pp. 757-775.
- Nakano, T., Yoshino, T., Shimazaki, H., and Shimizu, M. (1994) Pyroxene composition as an indicator in the classification of skarn deposits, *Economic Geology*, 80, pp. 1567-1580.
- Nardi, L. V. S. and De Lima, E. F. (2000) Hybridization of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. – *J. South Am. Earth Science* 13 ,1-2, pp. 67-78.
- Nockolds, S. R. (1947) The relation between chemical composition and paragenesis in the Biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.* 245, pp.401-420.

- Nogole-Sadat, M. A. A. (1978) Les zones de décrochement et les virgations structurales en Iran, Consequences de l'analyse structurale de la region de Oum. These Univ. Scientifique et Medicale de Grenoble, France, 201 pp.
- Novak, M., Povandra, P., Selway, J. B. (2004) Schorl–oxy–schorl to dravite–oxy–dravite tourmaline from granitic pegmatite, examples from the Moldanubicum, Czech Republic, *European Journal of Mineralogy* 16, pp.323-333.
- O'Connor, J. T. (1965), A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 525-B, pp. 79-84.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, pp. 380-398.
- Orhan, A., Mutlu, H., E. and Fallick, A. (2011) Fluid infiltration effects on stable isotope systematic of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 40, pp.550-568.
- Pal, N., Pal, D. C., Mishra, B., Meyer, F. M. (2001) The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India, *Mineralogy and Petrology* 72, pp. 281-304.
- Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46, pp. 505-521.
- Pascual, E., Donaire, T., Pin, C. (2008) The significance of microgranular enclaves in assessing the magmatic evolution of a high-level composite batholith: A case on the Los Pedroches Batholith, Iberian Massif, Spain, *Geochem* 42, pp.177-198.
- Passchir, C.W., and Trouw, R.J.A. (2005) *Microtectonics*, Springer Berlin Heidelberg New York (2nd edition), 365p.
- Paterson, S. R., Pignotta G. S. and Vernon, R. H. (2004) The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations, *J. Structural Geology*, 26, pp. 1465-1481.
- Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, fO<sub>2</sub> and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* 37, pp. 999-1024.
- Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vinedresser, J. L. (Eds): *Understanding*



- granites: integrating new and classical techniques. Geological Society of London, Special Publication 168, pp. 55-75
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Eds. Hawke worth, C. J. and Nurry, M.L.) Shiva, Nantwich, pp. 230-249
- Pearce, J.A., (1996) Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*. 19, pp. 120–125.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S., Mitchel, J.G. (1990) Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, pp.189-229.
- Pearce, J. A; Kempton, P. D., Nowell, G. M., and Noble. S. R. (1999) Hf-Nd element and isotope erspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems.*Journal of Petrology* 40, pp. 1579-1611.
- Pearse, J. A., Harris, N. B. W. and A. G., Tindle (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. *Journal. Petrology*. 25, pp. 956-983.
- Peccerillo, R. , Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calk–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contrib, Mineral Petrol* 58, pp. 63–81.
- Peng, Q. M. and Palmer, M. R. (2002) The Paleoproterozoic Mg and Mg-Fe borate deposits of Liaoning.
- Petersev, N. N. (1991) Magnesian skarn. In skarns-Thrir genesis and metallogeny(A, Barto-Kyriakidis, ed.)Theophrastus publishing &Proprietary Co., S.A., Athens, Greece, pp. 256-298.
- Pirajno, F. (1991) *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-Verlag, London.
- Pirajno, F. (1996) *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-veringer-verlog 709 p.
- Pitcher W.S. (1993), *The nature and origin of granite*, Chapman and Hall publications, 321 p.

- Pons, J., Barbey, P., Nachit, H. and Burg, J. P. (2006) Development of igneous layering during growth of pluton: The Tarcouate Laccolith (Morocco). *Tectonophysics* 413, pp 271–286.
- Pourhosseini, F. (1981) Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. PhD. Thesis, University of Cambridge, Geological Survey of Iran, report. 53, 315 p.
- Price, R., Spandler, C., Arculu, R. and Reay, A. (2011) The Longwood Igneous Complex, Southland, New Zealand: A Permo-Jurassic, intra-oceanic, subduction-related, I-type batholithic complex, *Lithos* 126, pp. 1–21.
- Ray, G. E. and Webster, I. C. L. (1997) Skarns in British Columbia, British Columbia, *Bul.* 101, pp, 260.
- Ray, G. E., Webster, I. C. L., Ballantyne, S. B., Kilby, C. E., and Cornelius, S.B., (2000) The geochemistry of three tin bearing skarns and their related plutonic rocks, Altin, Northern British Columbia, *Economic Geology* 95, pp. 1349-1365.
- Rice, J. M. (1979) Petrology of Clintonite-bearing marbles in the Boulder aureole, Montana, *Ame. Mine.* 64, pp. 519-526.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y., Kamenetskii, V., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P., Muller, G., Neiva, A., Radosolvich, E., Robert, J., Sassi, F., Takeda, H., Weiss, Z. and wones, D. (1998) Nomenclature of the micas, *Canad.Mineral.* 36, pp.1-8.
- Robb, L. (2005) *Introduction to ore-forming processes.* Blackwell Publishing, Oxford.
- Rogers, J. J. W., Suayah, I. B., Edwards, J. M. (1984) Trace elements in continental margin magmatism. Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, pp. 1437-1445.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation.* Longman Scientific and Technical, UK, 344p.
- Rollinson, H. R., Tarney, J. (2005) Adakites-the key to understanding LILE Depletion in granulites, *Lithos* 79, pp 561-81.
- Rose, A. W., and Burt, D. M. (1979) Hydrothermal alteration In H. L. Barnes, Ed., *Geochemistry of Hydrothermal ore Deposits.* Johnwiley and sons,pp. 173-235.

- Rutherford, M., Johnson, T. (1982) A comment on calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geobarometer, *Mineral. Petrol.*, 104, pp.273-262.
- Sabzehi, M. (1974) Les mélanges ophiolitiques de la région de Esfandagheh. These de doctorat, Université Scientifique et médicale de Grenoble, France. 306 pp.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Bellon, H., Leterrier, J. and Cotton, J. (2000) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54, pp: 173-206.
- Samson I. M. and Sinclair W. D. (1992) Magmatic hydrothermal fluids and the origin of quartz tourmaline or beryl in the Seagull batholith, Yukon Territory, Canadian *Mineralogists*, 30, pp.937-954.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, pp. 629-642.
- Schmidt, M. (1992) Amphibole composition in tonalities as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer, *Contrib. Mineral. Petrol.* 110, pp. 304-310.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G. and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nd/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 226 ,pp. 415-432.
- Selman Aydigan, M., Hakan, C., Mustafa, B. and Omer, A. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan granite from the Muratdagi Region (Banaz, Usak), western Turkey Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Journal of Asian earth Sciences* 33, pp: 155-176
- Sengor, A. M. C., Ozeren, S., Genc, T. and Zor, E. (2003) Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure. *Geophysical Research Letters with A chapter on meteorites*. 4<sup>th</sup>ed, Wiley, New York, 488 p.
- Shabani A.T., Lalonde A. E., Whalen J. B. (2003) Composition of biotite from granite rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectono magmatic indicator? *The Canadian Mineralogist*, pp. 1281-1396.

- Shabani, A. A. T., Masoudi, F. and Tecce, F. (2010) An investigation on biotite composition from Mashhad granitoid rocks, NW Iran, *Journal of Science of Islamic Republic of Iran*, 21, 4, pp. 321-331.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Aj. Asian Earth Sci.* 24, pp 405-417.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite*, New York, John Wiley and Sons, 44p.
- Sheikholeslami, R., Bellon, H., Emami, H., Sabzehei, M., and Piqué, A. (2003) Nouvelles données structural setdatations  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridional). Leurintêrêtdans le cadre du domainéo-téthysien du Moyen-Orient: *Comptesrendus Geoscience* 335, pp. 981–991.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientathons*. Chapman and Hall, London.
- Shewfelt, D. (2005) *The nature and origin of Western Australian tourmaline nodules; apetrologic, geochemical and Isotopic study*. MS Thesis, University Saskatchewan.
- 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 Brazil, *Journal of South American Earth Science* 11, pp. 457-471.
- Silva, M. M. V. G., Neiva, A. M. R., Whitehouse, M. J (2000) Geochemistry of enclaves and host granite from the Nelas area, central potrugal. *Lithos* 50, pp.153-170.
- Sisson, T. W., Ratajeski, K., Hankins, W.B., Glazner, A. F. (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, pp. 635-661.
- Slack, J. F., Herriman, N., Barnes, R. G. and Plimer, I. R. (1984) Stratiform tourmalinites in metamorphic Society 49,1 , pp. 81-90.

- Smith, m., Hederson, P., Long and Williams, C. T (2000) REE and uranium in skarn garnets and phases: Constraints on the transport of u and REE in skarn forming fluids. Journal of conference abstract (Goldschmidt, 2000) 5 ,2, pp. 941-942.
- Speer, J. A. (1984) Micas in igneous rocks, In Micas (S. W. Baliley, ed). Rev. Mineral. 13, pp. 299-356.
- Stein, E., Dietl, E. (2001) Hornblends thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald , Mineralogy and petrology 72, pp. 185-207.
- Stephens. W. E., Holden P. and Henny P. J. (1991) Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: J Didier and B . Barbarin (EDS): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran; a review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, pp. 1229-1258.
- Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margin in Iran. In: Buek, C.A., Drake, C. L. (Eds.), The Geology of Continental Margins. Springer, Berlin, pp. 873-887.
- Streckeisen, A. I. (1976) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic. Geology 7, pp.331-335.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Magmatism in oceanic basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications. Geological Society, London. 42, pp. 313-345
- Sutcliffe, R. H., Smith A. R., Doherty, W. and Barnet, R. I. (1995) Mantle derivation Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern superior province, Canada. Mineralogy and Petrology 105, pp.255-274.
- Swain, G. Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the Steter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth the South Australian Craton. Precambrian Research 15, pp.180-196
- Tatsumi, R., Eggins, S. (1995) Subduction Zone magmatism, Blackwell science.Inc. 221p.
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1995) The geochemical evolution of the

- continental crust. *Reviews of Geophysics* 33, pp. 65-241.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penay, J., Ganwa, A. A. and Toteu, S. F. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in central North Cameroon: implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44, pp. 511-529.
- Thornton, C. P., Tuttle O. F. (1960) Chemistry of igneous rocks. I: Differentiation Index. *Amer. J. Sci.* 258, pp. 665-684.
- Torres-Ruiz J., Pesquera, A., Gil Crespo, P. P., Velilla N., (2003) Origin and petrogenetic implications of tourmaline-rich rocks in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, southeastern Spain), *Chemical Geology* 197, pp. 55-86.
- Tracy, R. J. and Frost, B. R. (1991) Phase equilibria and thermobarometry of calcareous, ultramafic and mafic rocks and iron formation. In: *Contact metamorphism* (Ed. Kerrick, D. M.) *Reviews in Mineralogy* 26, pp.207-289.
- Trumbull, R. B., Chaussidon, M. (1999) Chemical and boron isotopic composition of magmatic and hydrothermal tourmaline from the Sinceni granitepegmatite system in Swaziland, *Chemical geology* 153, pp.125-137.
- Vernon, R. H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: Didier, J., Barbarin B (Eds) *Enclaves and Granite petrology*, *Developments in petrology* 13, pp. 277-29.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, 594p.
- Vynhal, C. R., McSween, H. Y. Jr. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability, *American Mineralogist* 76 , pp. 176-188.
- Wang, Q. M., Wyman, D. A., Xu, J. F., Wan, Y. S., Li, F., Zi, F., Jiang Z. Q., Qiu, H. N., Chu, Z. Y., Zhao, Z. H., Ding, Y. H. (2008) Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab derived melts in the mantle wedge, *Contributions to Mineralogy and petrology* 155, pp.473-490.
- Wenk, H. R. and Bulkan, A. (2004) *Minerals, their Constitution and Origin*, Cambridge University press, 646p.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis* Londonunwin Hyman, 466p.
- Wilson, M. (2007) *Igneous petrogenesis*. Chapman and Hall, London. 411pp.

- Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to mineralogy and petrology* 115, pp. 369-383.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite experiment, theory, and application. *Am. Mineral.* 50, pp.1228-1272.
- Wones, D. R., (1989) Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in rhyolitic rocks, *American Mineralogist* 74, pp.744-749.
- Yardley, B. W. D., Rochelle, C. A., Barn coat, A. C. and Lloyd, G. E. (1991) Oscillatory zoning in metamorphic minerals, an indicator of infiltration metasomatism. *Mineralogical magazine* 55, pp. 357-365.
- Yu, J. M. and Jiang, S. Y. (2003) Chemical composition of tourmaline from the Yunlongtin deposits, Yunnan, China: Implication for ore genesis and mineral exploration. *Mineralogy and Petrology* 77, pp. 67-84.
- Yuguchi T. and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady diffusion modeling based on petrography: case study of the Okueyama granitic body. *Kyushu, Japan. Lithos* 106, pp. 237-260.
- Zarasvand, A., Light, S. and Zentill, M. (2005) Geology of the Darreh- Zereshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran, *International Geology Review* 47, pp. 620-646.
- Zen E-an.(1988) Tectonic significance of high-pressure plutonic rocks in the Western Cordillera of North America In Ernst W.G., ed., *Metamorphism and crustal evolution of the western United States. Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, prentice Hall*, pp. 41-67.
- Zhang, S.H., Zhao, Y. and Song, B. (2006) Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology* 87, pp. 123-141.
- Zharikov, V. A. (1991) Skarn types, formation and mineralization condition. In *Skarn. Their Genesis and Metallogeny* (A. Barto Kyriakidis. Ed.) Theophrastus publishing and proprietary Co., S. A., Athen. Greece. pp. 455-466.

closely related. A detailed study of paragenetic relationships of skarn minerals clearly show that there are multiple stages in skarn evolution system such that two fundamental stages of mineral generation are identified. Consequently it Hasht-kuh skarn could be considered as a polygenic skarn. Mineral chemistry calculations showed that garnet is close to grossular and pyroxene is of augite type. The peak temperature of the contact metamorphism episode is accompanied by pyroxene crystallization in the early stage which is followed by overprinting of garnet formation.

Due to  $Al/Fe^{+3}$  ratio periodic changes in fluids during garnet precipitation, zoning structure develops in some garnets. Prevailing oxidation conditions during crystallization of fluids leads to the instability of pyroxene (low oxygen fugacity) and the growth of andradite garnets in the skarn system at  $T < 550^{\circ}C$ .

**Key words:** Yazd Granitoid, I-Type Granite, Subduction, Magnesio–Hornblende, Thermobarometry, polygenic Skarn



## **Abstract**

Granitoid bodies of western part of Yazd which are Oligo-Miocene in age, are located in the central part of Urumiae-Dokhtar volcanic belt. These emplaced in Cretaceous limestone of Taft formation and pyroclastic rocks of Eocene. These rocks generally show granular texture; also, occasionally identified by porphyroid, granophyric, graphic, perthite, myrmecitic and anti-rapakiviy textures. On the basis of field observations and petrographic and geochemical studies, Yazd intrusive bodies fall within the range of alkali feldspar granite to tonalite in composition. They belong to high temperature I-type (Cordilleran) ACG, VAG, Post-COLG and HSS groups. Various geochemical diagrams show the enrichment of LILE, LREE and depletion of HREE and HSFE. These are typical characteristics of Calc-alkaline magma type in subduction regime of active continental margins (ACM). Therefore, it is that the magma was generated from the subducted oceanic crust (Neothetis) and evolved mantle wedge above it. The magma is was initially originated on the base of the crust through melting processes of the crust, and subsequent differential crystallization, assimilation and contaminations (AFC) all were engaged in the magmatic evolution.

According to the microscopic studies and Electron microprobe analysis, most amphiboles of the granitoid bodies of the area are Magnesio–Hornblende type which is a common mafic mineral in distinguishing I–type granites .By implementing various appropriate methods, the temperature and pressure for granitoid bodies of Yazd amphiboles, biotites and feldspars have been determined to fall in the temperature range of 530 to 890°C ,pressures range of 0.5 to 4.3 Kb and in depth of 3 to 5.40 kilometers of the Earth's surface. Also,  $\log fO_2$  was estimated at -10.70 to -14.13. To distinguish the nature and tectonic setting of the magma, Biotite and amphibole minerals have been used and considering the composition of the minerals especially amphibole, the magma has been determined to be calc-alkaline in nature having a relatively high oxygen fugacity during crystallization and the formation of the active continental margins

The intrusion of the West of Yazd granitoid intrusive body into the host Cretaceous carbonate rocks (Taft Formation), has led to the skarn mineralization in the area with the mineral assemblage determined in skarn rocks:

Garnet+ Clinopyroxene+Epidote+Tremolite-Actinolite+Chlorite+Calcite+Quartz

Paragenetic mineral associations studies show that pyroxene- garnet association with the highest abundance form the base mineral assemblage and these two minerals are



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

**Petrology and geochemistry of granitoidic plutons of  
Khezrabad – Aqda (west of Yazd) and their related contact  
Metamorphism**

**Author:**

**Javad Ghanei Ardakanei**

**Supervisors:**

**Dr. Hossein Mehdizadeh Shahri**

**Dr. Ali Darvishzadah**

**Advisor:**

**Dr. Mohammad Ali Mackizadeh**

**Thesis submitted for PhD Degree**

**August 2014**